



HAL
open science

Géométrie et cinématique de la branche occidentale de l'Arc de Castellane (Alpes de Haute-Provence-France)

Corinne Chabert-Pelline

► **To cite this version:**

Corinne Chabert-Pelline. Géométrie et cinématique de la branche occidentale de l'Arc de Castellane (Alpes de Haute-Provence-France). Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1996. Français. NNT: . tel-00800341

HAL Id: tel-00800341

<https://theses.hal.science/tel-00800341>

Submitted on 13 Mar 2013

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

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



Géosciences Azur (UMR 6526)

Thèse de Doctorat de l'Université de Nice-Sophia Antipolis
UFR Sciences
Mention « Géodynamique »

présentée par

Corinne CHABERT - PELLINE

**Géométrie et cinématique de la branche
occidentale de l'arc de Castellane
(Chaînes subalpines de Haute-Provence, France)**

soutenue le 19 Décembre 1996

devant un jury composé de :

Président			
Directeur de thèse	J-F STEPHAN	Professeur	Université de Nice - Sophia Antipolis
Co-Directeur	M. POPOFF	Maître de conférence	Université de Nice - Sophia Antipolis
Rapporteur	G. MASCLE	Professeur	Université Joseph Fourier - Grenoble I
Rapporteur	C. TEMPIER	Maître de conférence	Université d'Aix-Marseille III
Examineur	M. SPECHT	Ingénieur	TOTAL
Examineur	Ch. AUBOURG	Maître de conférence	Université de Cergy-Pontoise

6, MASCLÉ

A mes parents,
et à mon mari,
pour leur immense Amour.

*« L'homme porte sa main sur le roc,
Il renverse les montagnes depuis la racine,
Il ouvre des tranchées dans les rochers,
Et son oeil contemple tout ce qu'il y a de précieux ;
Il arrête l'écoulement des eaux,
Et il produit à la lumière ce qui est caché.*

*Mais la Sagesse, où se trouve-t-elle ?
Où est la demeure de l'Intelligence ? »*

Job, 28 : 9-12

Juste un petit mot pour exprimer ici, à Messieurs Jean-François STEPHAN et Michel POPOFF, toute ma reconnaissance pour leur aide à chacune des étapes importantes qui ont jalonné ce travail de recherche.

Je remercie également Monsieur Charles AUBOURG qui m'a initié aux méthodes de l'anisotropie de susceptibilité magnétique et du paléomagnétisme.

AVANT-PROPOS

La compagnie pétrolière TOTAL organise, depuis de nombreuses années, des stages pour ses géologues, géophysiciens et ingénieurs, dans la région située entre Castellane et Barles. Ces stages, pilotés par M. Jean-Claude CHERMETTE (Directeur du Service Géologie et Géophysique d'Exploration), sont - entre autres choses - destinés à montrer sur le terrain des analogues sédimentaires et structuraux aux objets fréquemment rencontrés dans les « fold-and-thrust belts » que TOTAL est amenée à explorer.

La même région a naturellement intéressé les structuralistes de l'Institut de Géodynamique (aujourd'hui composante de l'UMR Géosciences Azur) qui dès 1989, sous la direction de M. Jean-François STEPHAN, ont porté leurs regards sur cette partie de l'arc de Castellane.

Cette communauté d'intérêt pour une région à la fois riche et complexe, bien connue pour une part mais n'ayant pas livré tous ses secrets (loin s'en faut !), a permis d'élaborer un programme de recherche sur 3 ans, TOTAL contribuant au financement de la logistique et des frais matériels de terrain et de laboratoire, l'Institut de Géodynamique affectant une allocation de recherche de doctorat audit programme.

Deux axes de recherche principaux furent définis pour ce travail :

- le rôle de l'héritage dans la structuration néogène de la branche occidentale de l'arc de Castellane ;
- les modalités de la propagation de la déformation et de la migration concomitante des bassins molassiques associés.

Pour répondre à ces deux questions scientifiques, il fut décidé, d'utiliser tous les outils de la géologie structurale complétés par ceux du paléomagnétisme et de l'anisotropie de susceptibilité magnétique.

M. Jean-Claude CHERMETTE puis M. Martin SPECHT ont veillé, côté TOTAL (Géologie et Géophysique d'Exploration, TOTAL Exploration Production), au bon déroulement de ce contrat dont ils ont suivi les différentes étapes du travail . L'encadrement des recherches (terrain et laboratoire) a été assuré par M. Charles AUBOURG (Département des Sciences de la Terre, URA 1369 CNRS-Univ. Cergy-Pontoise) pour le paléomagnétisme et MM. Jean-François STEPHAN, Michel POPOFF, Bernard MERCIER de LEPINAY et Marc SOSSON (Institut de Géodynamique, URA 1279 CNRS-Univ. de Nice-Sophia Antipolis) pour la tectonique.

Sommaire

Sommaire

Avant-propos

Introduction

p. 1

Première partie

Cadre géographique et géologique

Introduction

p. 3

1. - L'arc alpin occidental : grands traits structuraux, genèse et évolution

- 1.1. - Cadre géographique p. 3
- 1.2. - Cadre structural p. 3
 - 1.2.1. - Canevas structural général p. 3
 - 1.2.2. - Structure profonde p. 6
- 1.3. - Cadre géodynamique : Genèse et évolution structurale des Alpes p. 7
 - 1.3.1. - Les Alpes : Une chaîne de collision p. 7
 - 1.3.2. - Les Alpes occidentales : Une chaîne en transpression p. 9
 - 1.3.3. - Raccourcissement et déplacement dans les Alpes occidentales p. 12

2. - Le bassin sédimentaire du Sud-Est de la France : tectonique et sédimentation

- 2.1. - Cadre géodynamique du Sud-Est de la France au Paléozoïque terminal p. 13
- 2.2. - Grands traits de l'évolution du Sud-Est de la France au Mésozoïque p. 13
 - 2.2.1. - Au Trias : début de la transgression marine p. 13
 - A/ Esquisse paléogéographique p. 15
 - B/ Dispositif structural p. 16
 - 2.2.2. - Au Jurassique : individualisation et comblement du bassin subalpin p. 16
 - A/ Esquisse paléogéographique p. 16
 - B/ Dispositif structural p. 19
 - 2.2.3. - Au Crétacé inférieur et moyen : structuration de la plate-forme provençale p. 19
 - A/ Esquisse paléogéographique p. 19
 - B/ Dispositif structural p. 20
 - 2.2.4. - Reconstitution du bassin de sédimentation au Crétacé supérieur p. 20
 - A/ Esquisse paléogéographique p. 20
 - B/ Dispositif structural p. 20
- 2.3. - Grands traits de l'évolution du Sud-Est de la France au Cénozoïque p. 20
 - 2.3.1. - Reconstitution du bassin de sédimentation au Paléogène p. 21
 - A/ La transgression nummulitique p. 21
 - B/ Les bassins continentaux oligocènes p. 22
 - 2.3.2. - Histoire du bassin néogène de Digne-Valensole p. 22

3. - L'arc de Castellane : cadre général

- 3.1. - La nappe de Digne p. 25
 - 3.1.1. - Définition p. 25
 - 3.1.2. - Principales caractéristiques stratigraphiques p. 25
 - A/ Les faciès du « Lias dauphinois » p. 25
 - B/ Les faciès du Jurassique moyen et supérieur p. 26
 - C/ Les faciès du Crétacé p. 26
 - 3.1.3. - Contrôle structural p. 26
 - A/ Au Lias p. 26

- B/ Au Jurassique supérieur p. 27
- C/ Au Crétacé p. 28
- 3.2. - Les écaillles frontales parautochtones p. 29
 - 3.2.1. - Le système d'écaillles frontales de la branche occidentale de l'arc de Castellane p. 29
 - A/ Principales caractéristiques stratigraphiques p. 30
 - B/ Canevas structural p. 30
 - 3.2.2. - Le système d'écaillles frontales de la branche orientale de l'arc de Castellane p. 30
 - A/ Principales caractéristiques stratigraphiques p. 31
 - B/ Principales caractéristiques tectoniques p. 31

Deuxième partie

Analyse géométrique et cinématique des structures sur la branche Nord-Sud de l'arc de Castellane

Introduction

p. 32

1. - Structure, transport et déformation de la nappe de Digne

- Introduction : historique des études p. 32
- 1.1. - Extension géographique de la nappe de Digne p. 33
- 1.2. - Caractéristiques stratigraphiques la nappe de Digne p. 35
- 1.3. - Analyse tectonique p. 37
 - 1.3.1. - Caractéristiques géométriques p. 37
 - A/ Structures frontales p. 37
 - B/ Principales structures plicatives p. 37
 - C/ Principales fractures p. 39
 - 1.3.2. - Caractéristiques tectoniques p. 40
 - A/ Directions de transport de la nappe de Digne p. 40
 - B/ Directions des paléo-contraintes p. 42
 - C/ Estimation du raccourcissement dans la couverture p. 44

2. - Géométrie et cinématique des écaillles frontales

- Introduction p. 47
- 2.1. - Localisation et historique des études p. 47
 - 2.1.1. - Au Nord de Digne p. 47
 - 2.1.2. - Au Sud de Digne p. 47
- 2.2. - Contenu lithostratigraphique et implications tectoniques p. 48
 - 2.2.1. - Stratigraphie p. 50
 - A/ Au Nord de Digne p. 50
 - B/ Au Sud de Digne p. 50
 - 2.2.2. - Implications tectoniques p. 54
 - A/ Au Nord de Digne p. 54
 - B/ Au Sud de Digne p. 55
- 2.3. - Analyse structurale p. 55
 - 2.3.1. - Traits généraux p. 55
 - A/ Au Nord de Digne p. 55
 - B/ Au Sud de Digne p. 56
 - 2.3.2. - Principaux décrochements et décro-chevauchements p. 57
 - A/ Au Nord de Digne p. 57
 - B/ Au Sud de Digne p. 60
 - 2.3.3. - Principaux épisodes de raccourcissement et de transport p. 61
 - A/ Au Nord de Digne p. 61
 - B/ Au Sud de Digne p. 62
- Conclusions p. 63

3. - Les grands accidents décrochants

Introduction	p. 64
3. 1 - Le faisceau décrochevauchant du Poil-Creisset	p. 64
3. 1. 1. - Cadre général	p. 64
A/ Situation géographique et géologique	p. 64
B/ Historique des études géologiques dans le secteur	p. 64
3. 1. 2. - Lithologie et ses implications tectoniques	p. 64
3. 1. 3. - Analyse tectonique	p. 66
A/ Géométrie des accidents	p. 66
B/ Origine et attitude des accidents	p. 66
C/ Cinématique des accidents	p. 68
3. 2. - Le faisceau décrochevauchant de Gévaudan - La Cine	p. 68
3. 2. 1. - Cadre général	p. 70
A/ Situation géographique et géologique	p. 70
B/ Historique des études géologiques dans le secteur	p. 70
3. 2. 2. - Stratigraphie	p. 72
A/ Les formations mésozoïques	p. 72
B/ Les formations cénozoïques	p. 73
3. 2. 3. - Analyse tectonique	p. 77
A/ Caractéristiques géométriques	p. 77
B/ Caractéristiques tectoniques	p. 77
B1/ Paramètres de déplacement et déformations associées	p. 77
B1.1/ La transpression et ses manifestations	p. 77
B1.2/ La distension et ses manifestations	p. 83
B2/ Calcul des tenseurs de contrainte	p. 89
B2.1/ Tenseurs de contrainte en compression	p. 89
B2.2/ Tenseurs de contrainte en extension	p. 91
B3/ Les discordances et leur signification	p. 91
3. 2. 4. - Synthèse	p. 93
3. 3. - Le faisceau décrochant de Rouaine	p. 95
3. 3. 1. - Cadre général	p. 95
A/ Situation géographique et géologique	p. 95
B/ Historique des études géologiques dans le secteur	p. 95
3. 3. 2. - Stratigraphie	p. 95
A/ Caractéristiques des formations à l'Ouest de l'accident de Martignac	p. 95
B/ Caractéristiques des formations à l'Est de l'accident de Martignac	p. 98
C/ Caractéristiques des formations à faciès mixte	p. 98
3. 3. 2. - Analyse tectonique	p. 101
A/ Géométrie et cinématique des accidents	p. 101
B/ Détermination des directions de paléo-contrainte	p. 101
Conclusion	p. 103

Troisième partie

Construction de coupes géologiques régionales au travers de la branche occidentale de l'arc de Castellane

Introduction	p. 104
1. - Les contraintes factuelles pour la construction des coupes	
1. 1. - Contraintes géométriques	p. 104
A/ Profondeur du substratum infra-Trias moyen	p. 104
B/ Réseau de faille dans le substratum infra-Trias moyen	p. 107

C/ Epaisseur des formations de la couverture décollée	p. 108
D/ Cylindricité des structures majeures	p. 108
1. 2. - Modalités de déformation et de transport de la couverture sédimentaire	p. 106
1. 2. 1. - Principaux styles de déformation de la couverture	p. 108
1. 2. 2. - Sens et amplitude des déplacements	p. 109

2. - Localisation, intérêts et problèmes posés par les cinq coupes

2. 1. - Localisation et intérêts présentés par les cinq coupes	p. 111
---	---------------

Coupe I : La Durance - Thoard - La Javie - Blégiers - Nappe de l'Autapie - Entraunes
Coupe II : La Durance - le Cousson - Tartonne - St Martin d'Entraunes
Coupe III : La Durance - Gorges de Trévans - Barrême - Lac de Castillon - Faisceau de Rouaine
Coupe IV : La Durance - Gréoux - Moustiers - Taulanne - Castillon - Faisceau de Rouaine
Coupe V : Plan de Canjuers - Le Verdon - Mourre de Chanier - Blieux - Clavoune - Nappe de l'Autapie

2. 2. - Problèmes posés	p. 114
--------------------------------	---------------

3. - Résultats et interprétation

3. 1. - Caractéristiques structurales	p. 115
3. 1. 1. - Limites et structure du bassin mio-pliocène de Digne-Valensole	p. 115
3. 1. 2. - Géométrie de la plate-forme provençale	p. 116
3. 1. 3. - Géométrie de la bordure orientale de la plate-forme provençale	p. 117
3. 1. 4. - Limites et structure de la nappe de Digne	p. 117
3. 1. 5. - Canevas structural du socle	p. 118
3. 1. 6. - Relations socle/couverture	p. 119
3. 2. - Caractéristiques cinématiques et mécanismes de mise en place	p. 119
3. 2. 1. - Cinématique de la couverture décollée	p. 119
A/ Mesure du déplacement par translation rigide	p. 120
B/ Intensité de la déformation interne	p. 120
C/ Estimation du déplacement total	p. 121
3. 2. 2. - Mécanismes de mise en place	p. 122
A/ Rôle des structures héritées	p. 122
B/ Séquences de propagation	p. 122
C/ Mécanisme de mise en place	p. 122
Conclusion	p. 123

Quatrième Partie

Utilisation du magnétisme des roches

Introduction	p. 124
--------------	--------

1. - Anisotropie de Susceptibilité Magnétique et Paléomagnétisme

1. 1. - Propriétés magnétiques des minéraux	p. 124
A/ Les différentes susceptibilités	p. 124
B/ Le cas du ferromagnétisme (s. 1.)	p. 125
C/ La matrice	p. 126
1. 2. - Présentation des techniques d'étude magnétique utilisées	p. 127
1. 2. 1. - ASM et fabrique magnétique des roches	p. 127
A/ Définition de l'ASM	p. 127
B/ Grandeurs scalaires et vectorielles de l'ASM	p. 127
C/ Définition d'une fabrique magnétique	p. 129
D/ Evolution de la fabrique magnétique d'une roche sédimentaire	p. 129
1. 2. 2. - Le Paléomagnétisme	p. 131
A/ Mesure de l'Aimantation Rémanente Naturelle (ARN)	p. 131
A1/ Les différents modes d'acquisition de l'aimantation d'une roche	p. 131

A2/ Principe du nettoyage magnétique et mesure de l'aimantation résiduelle	p. 132
A2-1/ La désaimantation thermique	p. 132
A2-2/ La désaimantation par champ alternatif	p. 132
A2-3/ Mesure de l'aimantation rémanente	p. 132
B/ Représentation et méthodes d'analyse des directions d'ARN	p. 132

2. - Echantillonnage et résultats

2. 1. - Echantillonnage: Choix des sites, matériel utilisé, préparation des échantillons	p. 136
2. 2. - La minéralogie magnétique des « Terres Noires »	p. 136
A/ Caractéristiques faciologiques	p. 136
B/ Propriétés magnétiques	p. 137
2. 3. - Caractéristiques de l'ASM	p. 138
A/ La susceptibilité moyenne	p. 138
B/ Les paramètres d'anisotropie	p. 138
C/ Les directions d'anisotropie	p. 142
C1/ Sites à anisotropie linéaire ou planaire inverse	p. 142
C2/ Sites à anisotropie planaire	p. 143
2. 4. - Caractéristiques de l'ARN	p. 145
2. 4. 1. - Analyse des sites échantillonnés dans le Jurassique	p. 146
A/ Sites échantillonnés dans la nappe de Digne	p. 146
B/ Sites échantillonnés en position frontale	p. 151
2. 4. 2. - Analyse des sites échantillonnés dans le Crétacé et le Tertiaire	p. 157

3. - Synthèse et Discussion

3. 1. - L'anisotropie de susceptibilité magnétique	p. 157
A/ Intensité de la déformation	p. 157
B/ Foliation et linéation magnétiques / Stratification	p. 157
C/ Comparaison avec les données de microtectonique	p. 159
D/ Comparaison avec les résultats obtenus dans la chaîne subalpine Nord	p. 160
3. 2. - Le paléomagnétisme	p. 161
A/ Mise en évidence des aimantations pré-tectoniques et réaimantations post-tectoniques	p. 161
B/ Comparaison avec les résultats obtenus dans la chaîne subalpine Nord	p. 164
Conclusion	p. 164

Cinquième partie

Synthèse et discussion

Introduction	p. 165
--------------	--------

1. - Réflexions sur les mécanismes de la déformation

1. 1. - Comportement mécanique de la couverture	p. 165
1. 1. 1. - Lithologie et implications tectoniques	p. 165
A) Principaux niveaux de décollement	p. 165
B) Le rôle de l'érosion	p. 166
1. 1. 2. - Déformations héritées et déformations induites	p. 167
A) Part de l'héritage et du néoformé	p. 168
B) Interaction entre champs de contraintes et structures héritées	p. 169
C) Les conditions de propagation de la déformation	p. 170
D) Origine et évolution des bassins paléogènes et néogènes	p. 170
1. 2. - Comportement mécanique du substratum	p. 172
1. 2. 1. - Part de l'héritage dans la structuration du socle	p. 172

1. 2. 2. - La tectonique néogène et ses conséquences	p. 174
--	--------

2. - Evolution géodynamique de la branche occidentale de l'arc de Castellane

2. 1. - Schéma d'évolution au Mésozoïque (rappels)	p. 176
2. 2. - Structuration de l'arc de Castellane	p. 176
2. 2. 1. - Etape de l'Eocène supérieur - Oligocène basal	p. 176
2. 2. 2. - Etape de l'Oligocène moyen à supérieur	p. 177
2. 2. 3. - Etape Miocène inférieur à moyen	p. 177
2. 2. 4. - Etape Miocène supérieur à Pliocène	p. 179
2. 2. 5. - Manifestations tectoniques tardives	p. 179

Conclusions générales

p. 180

Bibliographie

p. 182

ANNEXES

- Liste des figures
- Tableaux Partie IV : utilisation du magnétisme des roches
- Tableaux des variations d'épaisseur
- Coupes I à V

Introduction

La chaîne subalpine méridionale forme la partie Sud de l'arc des Alpes occidentales et tient son originalité du fait qu'elle se situe à l'interférence de plusieurs lignes directrices paléogéographiques et structurales dont les principales sont les directions pyrénéo-provençales (Est-Ouest) et alpines (Nord-Sud à NE-SW). Cette chaîne se caractérise en outre par l'existence d'arcs élémentaires dont fait partie l'**arc de Castellane**, limité à l'Est par le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour et à l'Ouest par le bassin sédimentaire mio-plio-pléistocène de Digne-Valensole.

L'arc de Castellane a fait l'objet de nombreux travaux. Ceux-ci montrent l'existence d'un canevas structural complexe et d'une paléogéographie changeante, d'Est en Ouest et du Nord au Sud. Il est constitué de deux branches :

- * une branche occidentale, orientée Nord-Sud, comprise entre Barles au Nord de Digne et les chaînons méridionaux de Moustiers-Sainte-Marie et Castellane ;
- * une branche orientale, de direction Est-Ouest, qui s'étend entre Castellane et la vallée du Var.

Sa partie interne est essentiellement représentée par la nappe de Digne à affinité dauphinoise qui s'est décollée sur son substratum à la faveur des évaporites du Trias supérieur. Elle s'est mise en place sur un avant-pays déformé, constitué par une série d'unités à affinité provençale et mixte qui composent la partie frontale de l'arc de Castellane.

L'essentiel de la thématique développée dans ce travail est centré autour des grandes interrogations suivantes :

1. Quel est le rôle de l'héritage mésozoïque dans la structuration de l'arc de Castellane ?
2. Qu-elles sont les relations entre le bassin mio-plio-pléistocène de Digne-Valensole et l'arc proprement-dit ?
Peut-on considérer ce bassin comme un bassin fexural d'avant-chaîne ?
3. Comment se réalise la migration des bassins molassiques de la nappe de Digne et comment se propage la déformation d'Est en Ouest ?

Notre travail s'est limité à l'analyse géométrique et cinématique de la **branche occidentale de l'arc de Castellane**. Celle-ci présente l'intérêt d'être bordée à l'Ouest par le bassin mio-plio-pléistocène de Digne-Valensole. Par ailleurs elle présente la particularité d'être traversée par d'importantes structures sub-méridiennes à l'aplomb desquelles les séries tertiaires marines et continentales ont pu être préservées, au coeur de synclinaux dont les principaux sont ceux de Majastres, Barrême, Senez, Blieux, Taulanne et Rouaine. Ces structures majeures sub-méridiennes sont très obliques par rapport à l'essentiel de la déformation enregistrée dans l'arc de Castellane. Il sera intéressant de préciser leur origine et de voir comment elles ont contribué à la structuration de l'arc.

Cette analyse est complétée par l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique des Terres Noires et par l'étude de leur aimantation rémanente ; le but est de préciser les modalités de la déformation et de mettre à jour d'éventuelles rotations dans cette zone fortement tectonisée.

Pour parfaire cette analyse de terrain, nous avons entrepris la construction de cinq coupes régionales à travers la branche occidentale de l'arc : les 4 premières coupes sont orientées Est-Ouest, donc perpendiculairement aux grands accidents méridiens qui structurent la branche occidentale de l'arc ; une cinquième et dernière coupe est orientée NNE-SSW, donc parallèlement à la direction de transport de la nappe de Digne. Ce travail de coupes a été réalisé sur la base des contraintes géométriques et cinématiques mises à jour sur le terrain et/ou imposées par les documents écrits et cartographiques disponibles. Leur principal objectif est d'approcher au mieux la structure de la couverture et celle du socle. En l'absence de profils sismiques, de gravimétrie et de forages, cette approche reste indirecte. Ces coupes nous permettent toutefois de préciser les données structurales et cinématiques de la branche occidentale de l'arc de Castellane et de dégager les principaux mécanismes de mise en place des structures majeures.

Après avoir rappelé dans une toute première partie l'essentiel du **cadre géographique et géologique**, nous présenterons dans une deuxième partie **l'analyse géométrique et cinématique** des principales structures relevées sur la branche Nord-Sud de l'arc de Castellane. Ces données de terrain étayent la **construction des cinq coupes géologiques régionales** présentées dans une troisième partie. Elles seront précisées par **l'étude du magnétisme des roches** exposée dans une quatrième partie. Tous ces éléments nous permettront d'approcher au mieux les **mécanismes de la déformation** qui ont présidé à la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane et de présenter dans une cinquième et dernière partie un **schéma d'évolution** de notre secteur d'étude au Mésozoïque et au Cénozoïque.

Première partie :

Cadre géographique et géologique

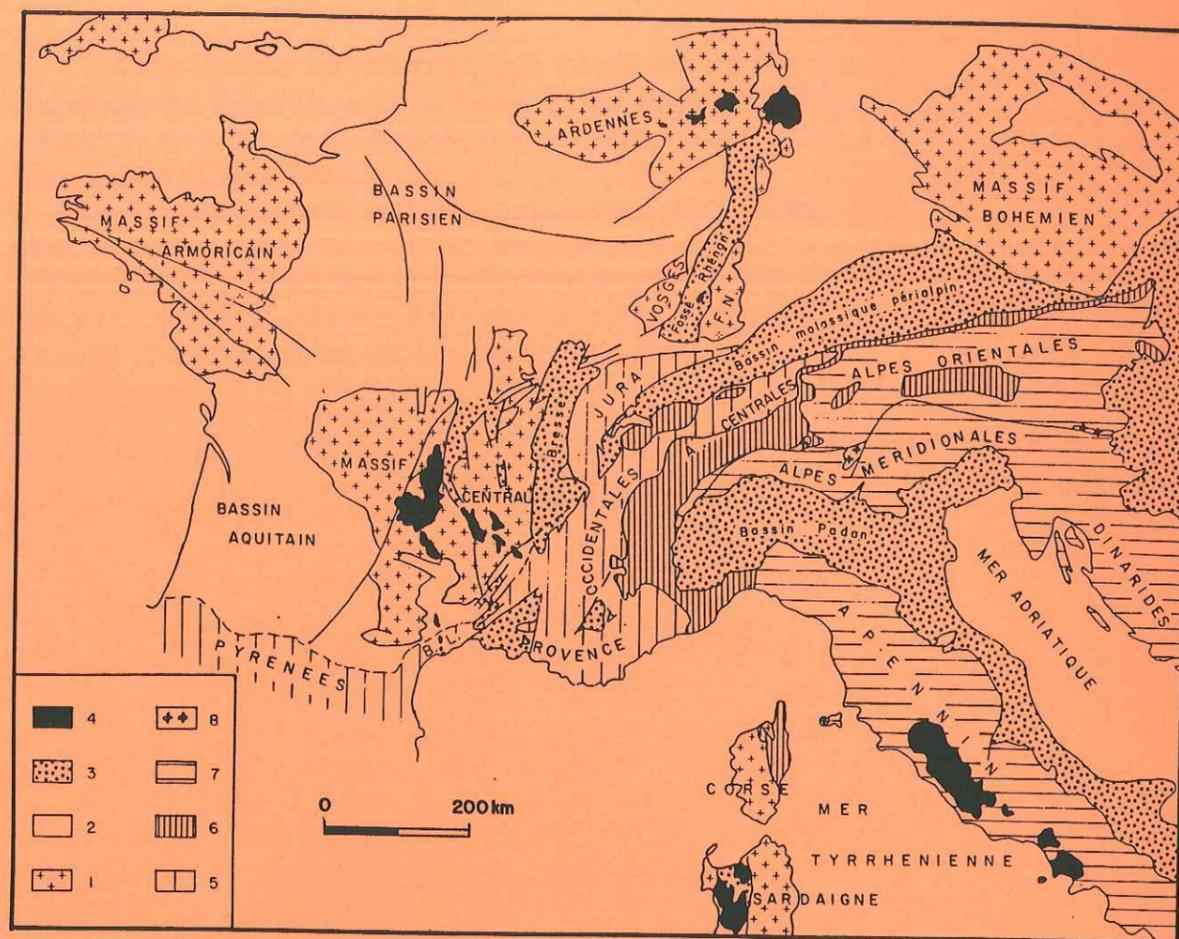


Fig. 1 : Esquisse structurale des Alpes et de leur avant-pays européen (Boillot & Lemoine, 1984).

Avant-pays non plissé :

- 1 - massifs de socle,
- 2 - couverture sédimentaire,
- 3 - remplissage oligocène des grabens rhéno-rhodaniens et remplissage surtout néogène des fosses molassiques,
- 4 - volcanisme néogène et quaternaire.

Avant-pays plissé :

- 5 - Nord des Pyrénées, Bas-Languedoc (B. L.), chaînes provençales, chaînes subalpines, Jura, zones des nappes helvétiques des Alpes centrales,
- 6 - zones internes alpines issues de la marge continentale européenne et de l'océan ligure (zone pennique réunissant les zones valaisane, subbriançonnaise, briançonnaise, piémontaise et liguro-piémontaise),
- 7 - unités issues de la marge apulo-adriatique de la Téthys ligure et unités indifférenciées des Dinarides,
- 8 - Granitoïdes oligo-miocènes.

F. N. : Forêt Noire

Première partie

Cadre géographique et géologique

Introduction

Après avoir précisé le cadre géographique général et localisé notre secteur d'étude dans la chaîne des Alpes, nous précisons le cadre géodynamique Nord méditerranéen en insistant plus particulièrement sur la genèse et l'évolution tectonique des Alpes françaises (chap. 1).

Nous changerons ensuite d'échelle pour donner les grandes lignes de l'évolution sédimentaire et tectonique du bassin du Sud-Est de la France (chap. 2). Enfin, nous concentrerons notre attention sur l'arc de Castellane et plus particulièrement sur les unités tectoniques qui composent sa branche occidentale où nous retrouverons les pulsations de l'histoire géologique alpine (chap. 3).

1. - L'arc alpin occidental dans la chaîne des Alpes

1. 1. - Cadre géographique (fig. 1)

La chaîne des Alpes s'étend depuis l'Autriche au Nord-Est jusqu'à la côte méditerranéenne au Sud, sur un millier de km. Elle occupe, d'Est en Ouest, une bande large de 150 à 200 km.

Les Alpes franco-italo-suisse dessinent un arc qui culmine au Mont-Blanc (4807m). Elles constituent ce que l'on appelle aussi les Alpes occidentales. Les Alpes autrichiennes montrent un tracé rectiligne orienté Est-Ouest : elles correspondent aux Alpes orientales. Au Sud de l'arc alpin, les Alpes méridionales sont bordées à l'Est par la plaine du Pô. Elles se connectent, à l'Est de Gênes, à la chaîne des Apennins.

Les Alpes occidentales, qui nous intéressent plus particulièrement, montrent un profil transversal dissymétrique, avec un long versant français en pente douce (150 à 200 km) et un versant italien beaucoup plus étroit et abrupt (20 à 50 km). Sur le versant français, elles s'étendent depuis la haute vallée suisse du Rhin, au Nord, jusqu'aux chaînes subalpines, au Sud (fig. 2). Situées à l'avant (à l'Ouest) des massifs cristallins externes (fig. 2), les chaînes subalpines sont généralement subdivisées en chaînes subalpines du Nord et chaînes subalpines du Sud. Ces dernières sont scindées en deux par l'accident majeur de la Durance qui limite par ailleurs à l'Est le bassin mio-pliocène de Valensole. Notre secteur d'étude se situe dans la partie orientale des chaînes subalpines méridionales ; il couvre la branche occidentale orientée Nord-Sud de l'arc de Castellane.

1. 2. - Cadre structural

1. 2. 1. - Canevas structural général

L'arc des Alpes occidentales s'organise en un certain nombre de zones qui se caractérisent par leur contenu lithologique et leur style tectonique. Ces zones structurales coïncident avec des domaines paléogéographiques essentiellement mésozoïques (du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur). Au Crétacé supérieur et surtout au Tertiaire, l'orogénèse alpine vient bouleverser le canevas originel.

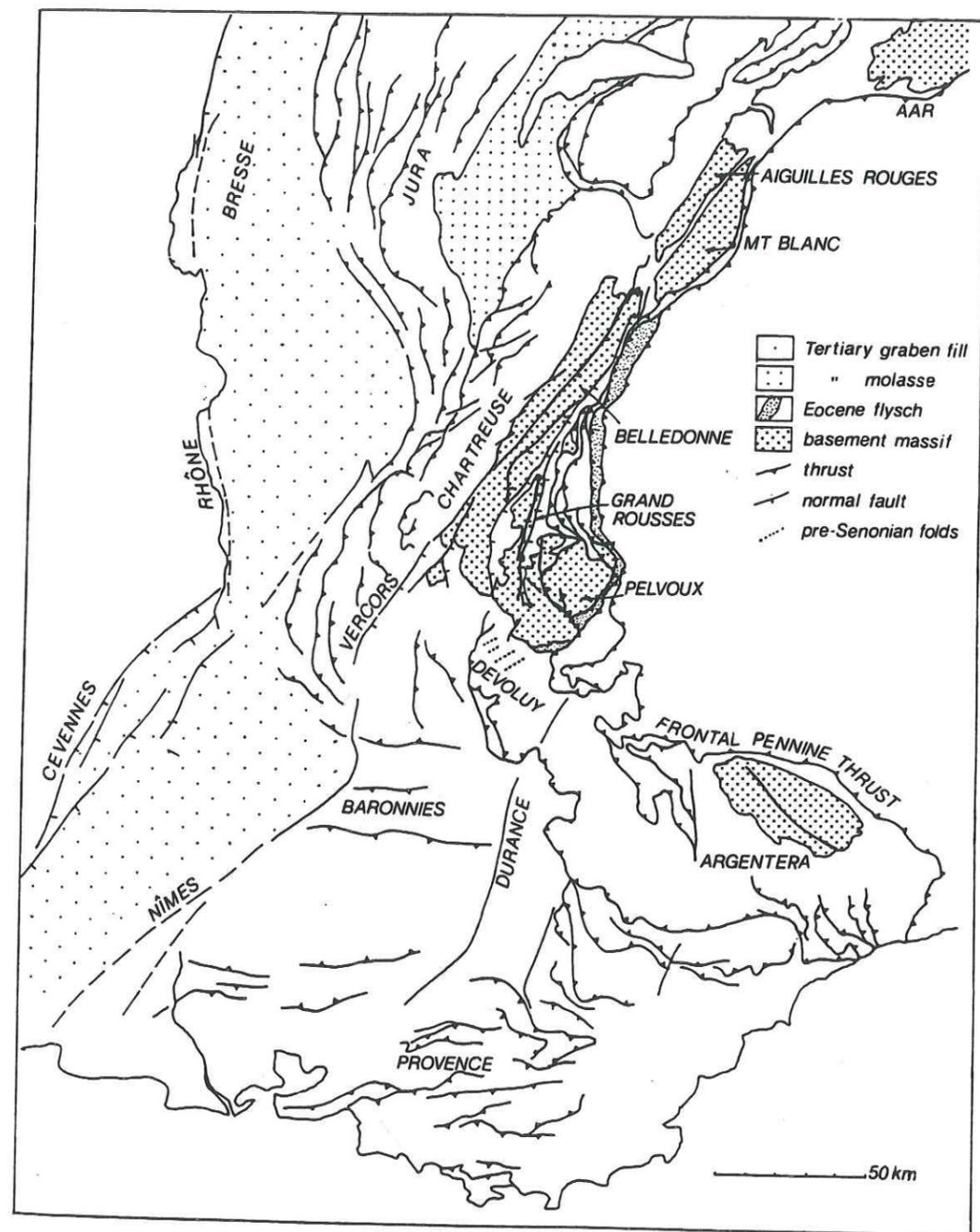
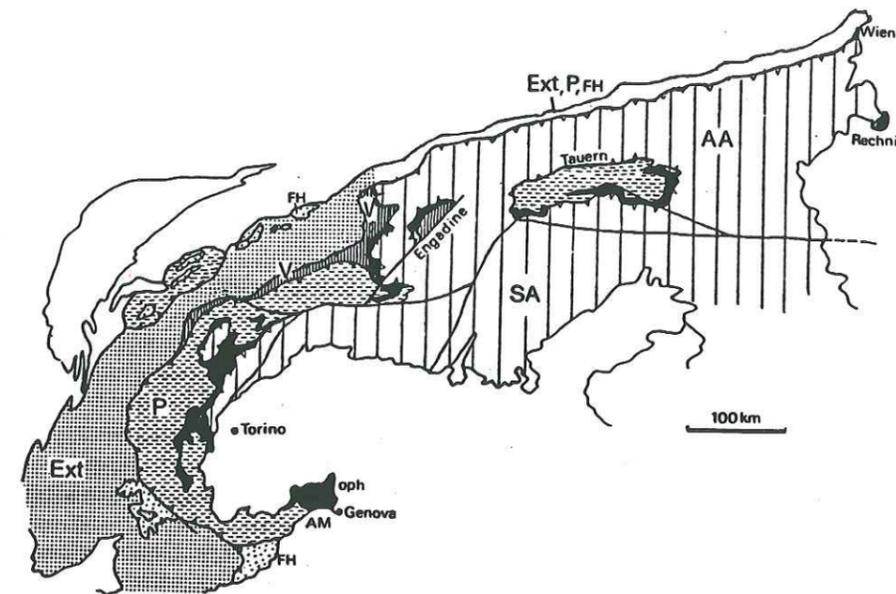


Fig. 2 : Schéma structural simplifié des Alpes occidentales (Coward & Dietrich, 1989).

D'une façon générale (fig. 3) on distingue : la zone externe (ou dauphinoise) et les zones internes (penniques, austro-alpines et sud-alpines). Ces deux grandes zones sont séparées par une limite tectonique majeure qui correspond au Chevauchement Pennique Frontal par lequel les unités penniques viennent reposer sur la zone dauphinoise. Les importantes différences faciologiques et structurales observées de part et d'autre de cette limite et sa continuité sur l'ensemble de la chaîne ont conduit les auteurs (Debelmas & Mascle, 1991) à la considérer comme une discontinuité majeure de la marge continentale européenne. Nous ne développerons pas ici les caractéristiques stratigraphiques et structurales des unités qui composent les zones internes parce que bien trop éloignées de notre secteur d'étude. Nous nous limitons à présenter le cadre structural général de la zone externe.



AA = zone austroalpine ; SA = zone sudalpine ; Ext = zone externe ; P = zone pennique ; V = domaine valaisan ; FH = flysch à Helminthoïdes. La suture ophiolitique est en noir.

Fig. 3 : Schéma structural des Alpes (Debelmas & Mascle., 1991).

La zone externe se compose, pour l'essentiel, d'une couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque, percée par un certain nombre de massifs cristallins externes. Elle s'étend du Nord au Sud, depuis le Jura suisse, jusqu'au littoral méditerranéen.

Les massifs cristallins externes (massifs du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges, des Belledonnes, des Grandes Rousses, du Pelvoux et de l'Argentera-Mercantour) sont constitués par un matériel cristallophyllien et granitique qui résulte des orogènes varisques ou plus anciennes. Ce matériel ancien est recouvert de sédiments continentaux d'âge carbonifère supérieur à permien (= tégument permio-carbonifère). Ces massifs sont d'abord affectés par une tectonique polyphasée anté-alpine ; ils sont ensuite débités en de multiples compartiments lors de la tectogenèse alpine.

La couverture sédimentaire constitue l'ossature des chaînes subalpines septentrionales et méridionales. Ces chaînes diffèrent par leur organisation structurale et leur morphologie ; cette dernière est étroitement liée à la répartition des faciès du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur :

* Les chaînes subalpines septentrionales s'alignent, du NNE au SSW (massifs du Haut-Giffre, des Bornes, des Bauges, de la Grande Chartreuse et du Vercors). Elles sont caractérisées par les faciès calcaires du Tithonien (faciès pélagiques du Jurassique terminal) et ceux de l'Urgonien (faciès de plateforme du Barrémien et de l'Aptien). L'organisation structurale de cet ensemble est marquée par une succession de plis déversés vers le NW, parallèles entre eux et légèrement obliques à l'allongement des massifs cristallins externes (Debelmas & Kerchkove, 1980). Ce plissement résulte du chevauchement à vergence NW des massifs cristallins externes des Belledonnes et du Pelvoux.

* Les chaînes subalpines méridionales s'étendent des massifs du Diois et du Dévoluy au Nord, aux arcs de Castellane et de Nice au Sud. Les chaînes qui se développent au Nord-Ouest du bassin de Valensole sont groupées sous le nom de « chaînes vocontiennes » ; celles qui forment l'arc de Castellane sont souvent appelées « chaînes subalpines de Haute-Provence ». La trame morphologique des chaînes subalpines méridionales est complexe. La barre urgonienne disparaît dans les massifs du Dévoluy et des Baronnies. Elle réapparaît, plus au Sud, dans le Mont Ventoux-Lure où elle annonce la proximité de la plate-forme provençale. La barre tithonique se retrouve jusque dans la Nappe de Digne où elle s'amincit vers l'Est. Le canevas structural est lui aussi plus complexe : il se caractérise par la superposition de deux systèmes de plissements. Les plis « provençaux » Est-Ouest sont d'âge crétacé supérieur à éocène, alors que les plis plutôt Nord-Sud qui épousent la courbure de l'arc alpin sont contemporains de ceux qui affectent les chaînes subalpines du Nord, datés du Néogène (Debelmas & Kerchkové, 1980).

1. 2. 1. - Structure profonde (« une échographie des Alpes »)

Les seules données concernant la structure profonde du domaine externe des Alpes occidentales sont celles fournies par les trois profils de sismique réflexion du programme ECORS-CROP : Alpes I, Alpes II et Jura-Bresse. La ligne (fig. 4) traverse d'Est en Ouest, le front pennique, l'extrémité Nord du massif des Belledonnes, les chaînes subalpines (La Clusaz), le bassin molassique (Cruseilles), le Jura entre Oyonnax et Nantua, et le bassin Bressan jusqu'à Tournus. Ces données ont notamment été utilisées pour la construction d'un certain nombre de coupes équilibrées à travers les massifs cristallins des Belledonnes, des Bornes, le bassin molassique, le Jura et la Bresse. On retiendra plus particulièrement celles publiées en 1990 dans le « *Deep Structure of the Alps* » (1990).

Toutes les coupes montrent un écaillage lithosphérique sous les Alpes occidentales. Sur la coupe équilibrée de Mugnier et al. (1990) (fig. 5), les massifs cristallins externes sont alloctones et représentent une culmination de socle à l'aplomb d'un chevauchement aveugle d'échelle crustale. Dans cette interprétation, la limite des massifs externes se serait déplacée de 35 à 50 km vers l'WNW. La couverture des domaines jurassiens et dauphinois aurait subi un raccourcissement analogue. Les coupes de Tardy et al. (1990), qui traversent le domaine interne des Alpes occidentales, mettent en évidence les difficultés d'une interprétation structurale unique. Dans les deux schémas interprétatifs que ces auteurs proposent, le chevauchement du massif cristallin externe des Belledonnes est lié à un écaillage profond et externe. Mais si, dans leur premier schéma, la collision alpine induit un système d'écaillages lithosphériques en procharriages vers le Nord-Ouest, dans leur deuxième schéma, des charriages tardifs reprennent les procharriages du domaine pennique. Les auteurs précisent que les données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes, ne permettent pas de trancher entre la présence de deux ou trois écaillages affectant la limite croûte-manteau et qu'il est même délicat de poursuivre les structures dans la croûte. De même que la présence de plans de découplage profonds, à l'avant ou au sein des massifs cristallins externes, ne peut être précisée.

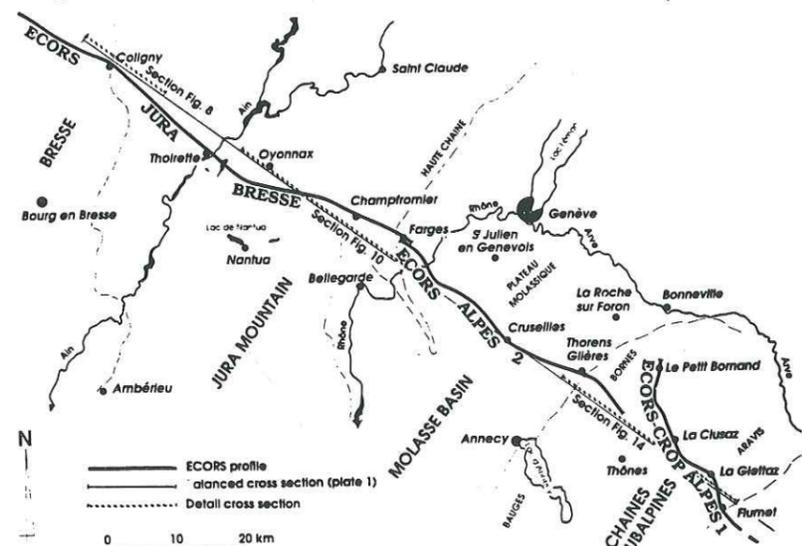


Fig. 4 : Localisation du profil ECORS et de ses sections (Alpes 1, Alpes 2 et Jura-Bresse) (Guellec et al., 1990).

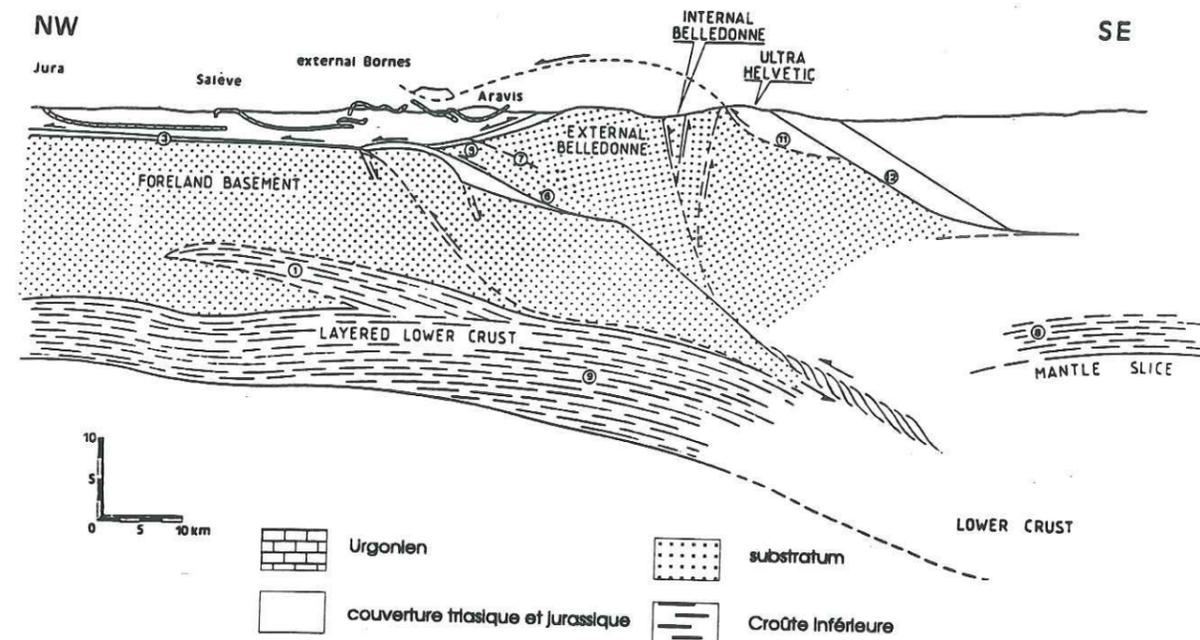


Fig. 5 : Coupe équilibrée à travers le massif des Belledonnes (Alpes externes) (Mugnier et al., 1990).

1. 3. - Cadre géodynamique : genèse et évolution structurale des Alpes

1. 3. 1. - Les Alpes : une chaîne de collision

Nous rappelons ici les principales étapes qui jalonnent l'histoire des Alpes, en insistant plus particulièrement sur la tectonique des Alpes occidentales. Nos informations sont tirées pour l'essentiel des travaux de Debelmas (1975, 1983), Debelmas et al., (1980), Lemoine (1972), Lemoine et al. (1985, 1988, 1989), Tardy (1990), Steck et al. (1994), Jolivet (1995).

• Ouverture de la Téthys et naissance de l'océan alpin

Dès la fin du Trias, la pénéplaine hercynienne est recouverte d'une mer peu profonde (Trias alpin) avec des lagunes qui subissent de fortes évaporations (Trias germanique). Elle est soumise à un régime extensif NNE-SSW lié à l'ouverture de l'océan téthysien. Cette océanisation est à l'origine d'une fracturation de la plate-forme hercynienne sur la marge passive européenne et aboutit à la formation de bassins de rift plus ou moins profonds et séparés entre eux par des rides. C'est ainsi que se succèdent, d'Ouest en Est, le bassin dauphinois que l'on retrouve dans les chaînes subalpines actuelles et le grand seuil Briançonnais émergé au début du Jurassique (fig. 6).

Pendant tout le Jurassique, la Téthys s'ouvre entre l'Eurasie et l'Afrique et génère une croûte océanique. Son plancher se couvre de basaltes et de péridotites. Au Pliensbachien (190 Ma), l'océan s'étend vers l'Est vers le domaine Pacifique. Au Callovien (155 Ma) la distension se renforce. L'océanisation s'étend alors vers l'Ouest où s'ouvre le bassin liguro-piémontais. C'est aussi à cette époque que s'affirme l'opposition entre une zone externe (ou dauphinoise) à série sédimentaire épaisse et une zone interne à série plus mince parce que déposée en eau profonde. Cet important contraste s'accroît dès le Crétacé inférieur et dure une cinquantaine de millions d'années.

Dans le même temps, la marge Nord de la Téthys subducte sous la marge Sud de l'Eurasie réduisant au fur et à mesure le domaine téthysien.

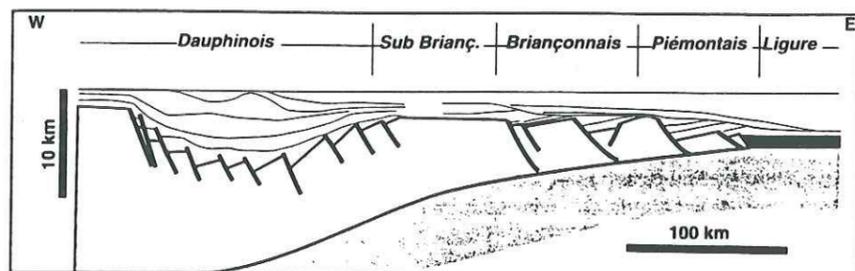


Fig. 6 : Reconstruction de l'état de la marge européenne avant son incorporation dans la chaîne des Alpes (Masclé et al., 1986).

• **Fermeture et disparition de l'océan alpin (phase éoalpine)**

Le Crétacé supérieur (Santonien-Campanien, autour de 80 Ma) se caractérise par un changement brutal du champ de contrainte qui passe à un régime compressif. Les deux bordures continentales se rapprochent alors l'une de l'autre suivant une direction grossièrement Nord-Sud refermant ainsi l'océan liguro-piémontais qui disparaît par subduction. Les géologues alpins s'accordent pour situer ce plan de subduction à pendage Sud-Est, à la limite entre les domaines liguro-piémontais et sudalpin (fig. 7). Le premier qui appartient à la marge continentale européenne s'enfonce sous le second (actuelle zone d'Ivrée) qui appartient alors à la marge continentale insubrienne. Les datations de sédiments ainsi métamorphisés dans les faciès HP/HT (Debelmas, 1983) laissent penser que l'océan aurait été complètement refermé dès le Crétacé supérieur.

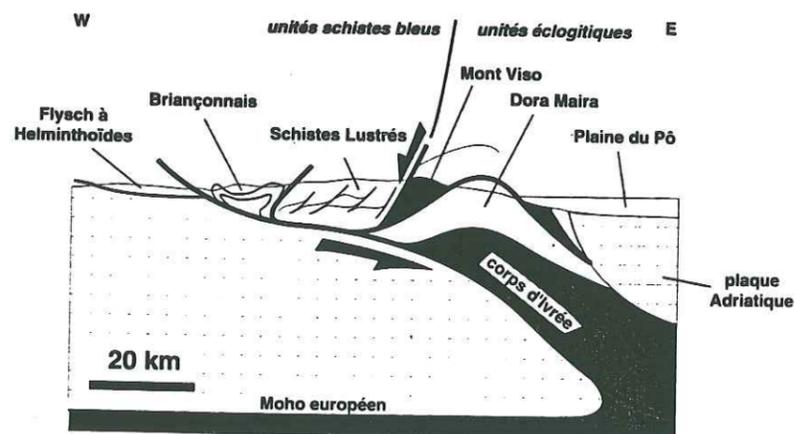


Fig. 7 : Coupe au travers des Alpes du Sud à la latitude du Mont-Viso (Ballèvre et al., 1990).

Sous l'effet de cette compression NS, la plate-forme provençale située alors entre un domaine marin au Nord (bassin dauphinois-vocontien) et un domaine continental au Sud (bloc corso-sarde) est plissée (Eocène moyen ~ 45 Ma).

Dans le même temps, l'ouverture de l'océan atlantique entamée au Jurassique inférieur se poursuit par l'ouverture du Golfe de Gascogne à partir de l'Albien jusqu'au Crétacé supérieur.

• **Compression et extension syn-collision continentale (phase mésoalpine)**

Durant la période de l'Eocène-Oligocène inférieur, la compression se généralise et les marges continentales africaine et européenne entrent en collision. En raison de l'ouverture de l'Atlantique, la composante de coulissage senestre entre les deux continents décroît, s'annule, puis s'inverse et se traduit par une rotation antihoraire du bloc adriatique au Sud de la plaque Eurasie, le long de la ligne insubrienne qui joue en décrochement dextre.

Dans les Alpes centrales et orientales, la collision mésoalpine est à l'origine de chevauchements à vergence Nord à Nord-Ouest. Ces chevauchements sont syn-métamorphes et s'accompagnent d'une déformation ductile. La composante de coulissage dextre entre les continents africain et européen se traduit par le développement de l'important couloir décrochant Rhône-Simplon.

Plus près de nous, dans les Alpes occidentales les zones internes chevauchent vers le Nord-Ouest et l'Ouest les futures chaînes subalpines le long du chevauchement pennique.

• **Evénements récents de l'histoire alpine (phase néoalpine)**

Au Néogène, l'événement majeur dans la région méditerranéenne est l'ouverture des bassins liguro-provençal (Miocène inférieur) et tyrrhénien (Pliocène) entre les zones de collision des Apennins et des Magrèbides (fig.8).

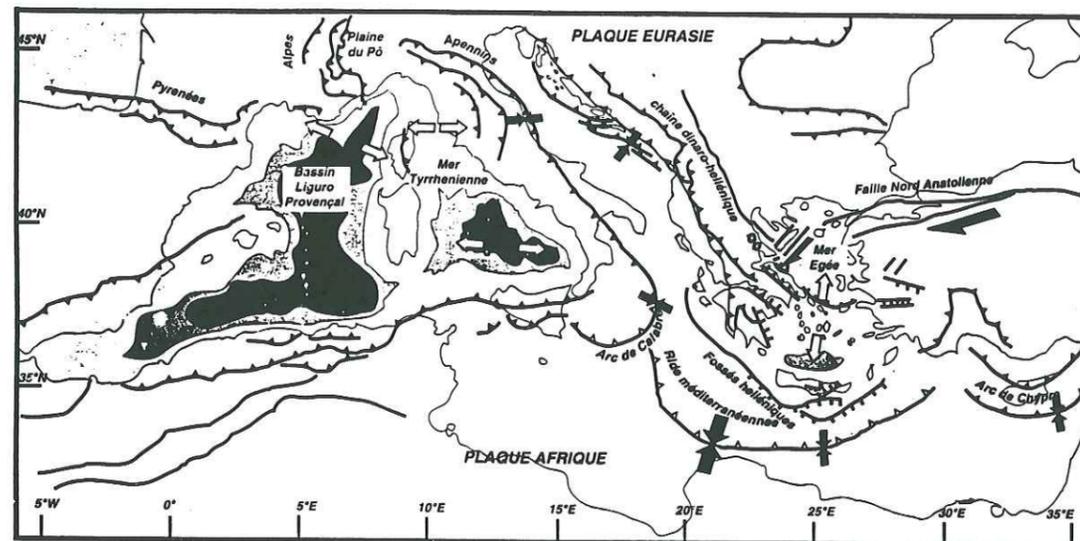


Fig. 8 : Carte tectonique de la Méditerranée (Jolivet, 1995).

A l'Oligocène supérieur, au Miocène et au Pliocène, la compression alpine s'étend progressivement aux zones externes : les massifs cristallins externes se soulèvent, les chaînes subalpines et le Jura se plissent. On enregistre un raccourcissement de la couverture sédimentaire par des chevauchements à vergence Ouest et Sud-Ouest. La déformation se propage le long d'accidents décrochants dextres et senestres.

1. 3. 2. - Les Alpes occidentales : une chaîne en transpression

La majorité des documents concernant la chaîne des Alpes occidentales la considère comme l'exemple type d'une chaîne de charriage. Cependant, si l'ensemble de l'arc alpin est soumis à une compression, celle-ci est frontale dans les Alpes centrales et orientales, et oblique dans les Alpes occidentales.

Quelques travaux concernent cette observation. Ce sont tout d'abord les articles de Goguel (1963) qui a été le premier à souligner l'importance des déplacements longitudinaux et à interpréter les déplacements transverses comme des effets secondaires. Dans les Alpes occidentales on retient les travaux de Lemoine (1972), Gidon (1974), Tricart et al. (1996). Dans les Alpes centrales on retient les articles de Laubscher (1971), Ménard (1988), Lacassin (1989), Steck et al. (1994). Ces travaux montrent tous que la

chaîne n'a pas été seulement le lieu d'un déplacement transverse vers l'Ouest, mais a aussi évolué à la faveur d'importants déplacements longitudinaux.

La rotation antihoraire du bloc adriatique par l'intermédiaire duquel les continents européen et africain convergent vers le NW est prise en charge le long du linéament périadriatique qui se caractérise par un tracé en baïonnette et une composante décrochante dextre sur les différents segments qui le composent (Ménard, 1988). Ce linéament est bien connu dans les Alpes autrichiennes où il porte le nom de ligne insubrienne. Là il sépare les Alpes orientales des Alpes calcaires méridionales. La ligne insubrienne, d'abord orientée Est-Ouest, se ramifie au niveau de la ville de Locarno et développe tout un faisceau d'accidents longitudinaux, plurikilométriques et sub-parallèles entre eux.

Dans les Alpes centrales où la convergence Afrique/Europe est orientée SE-NW, les principaux accidents jouent en décrochements dextres. Ce sont, d'Est en Ouest, la ligne du Canavèse et le front pennique qui prolonge le couloir de déformation Rhône-Simplon (fig. 9).

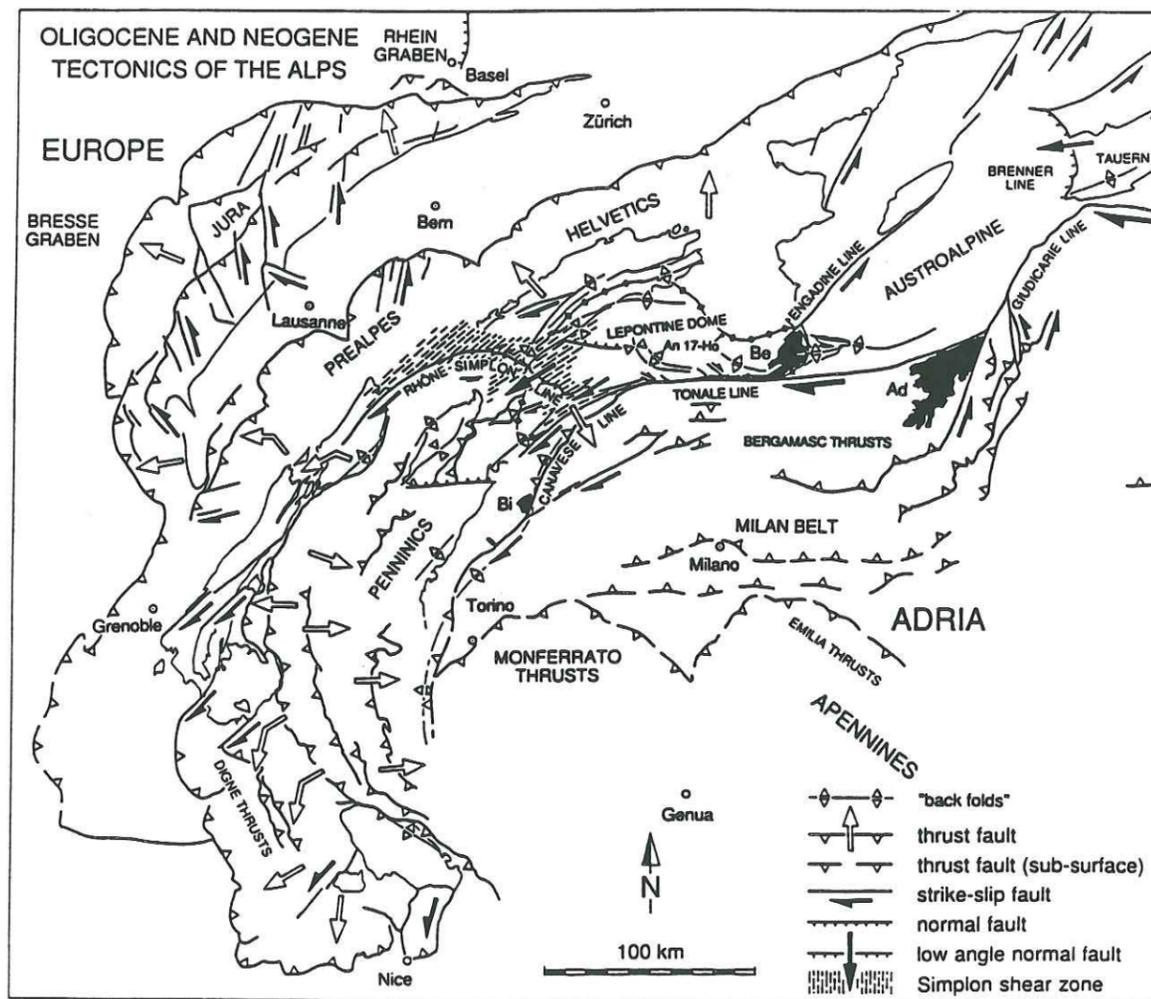
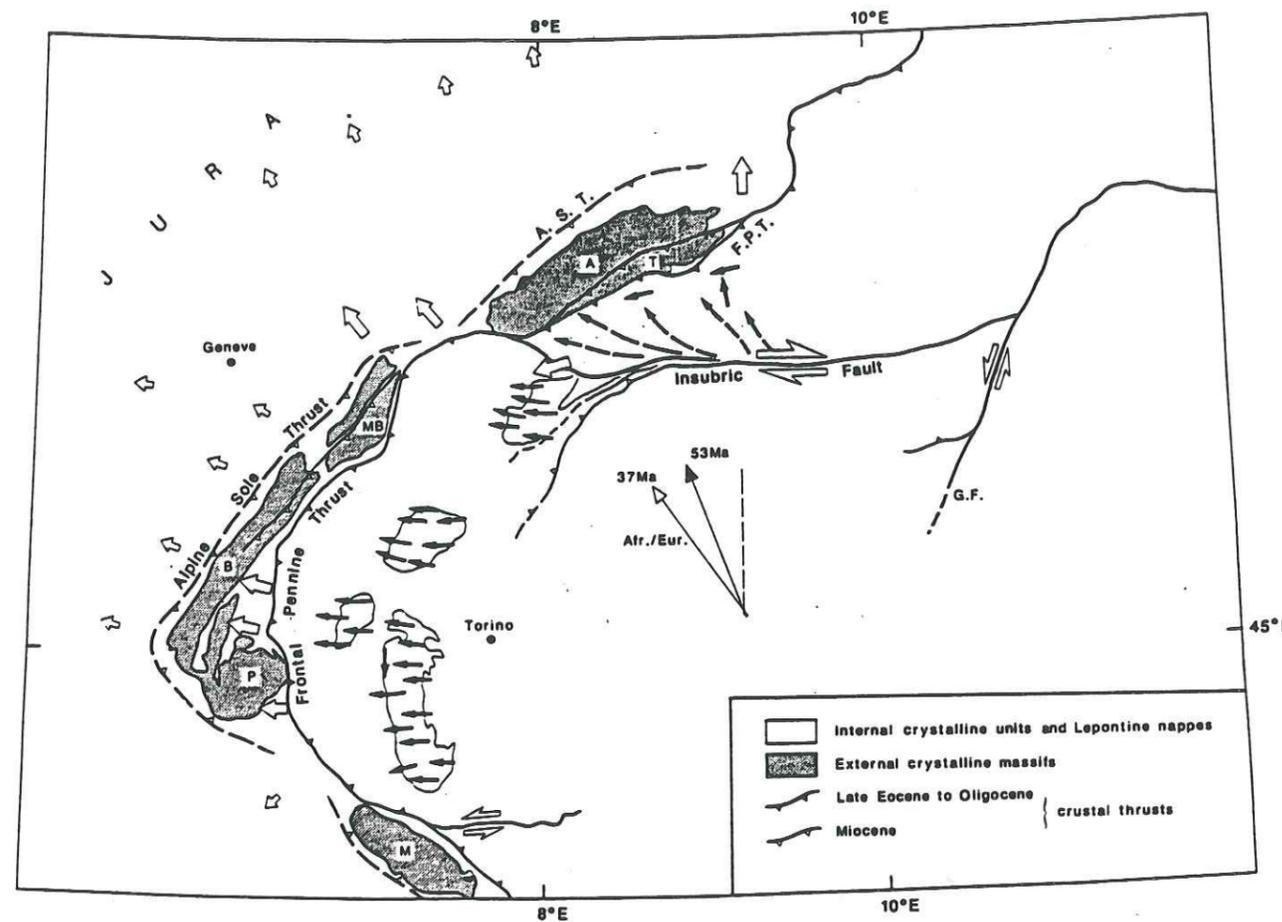


Fig. 9 : Cadre structural des Alpes pour la période oligocène - néogène (Steck et al., 1994).

Dans les Alpes occidentales, où le raccourcissement imposé à la chaîne par la convergence Afrique/Europe est orienté sub-EW (fig. 10), la composante principale enregistrée le long des grands accidents sub-méridiens devient chevauchante. La composante décrochante du partitionnement alpin est prise en relais par toute une série d'accidents obliques, à jeu dextre ou senestre qui assurent un échappement latéral de différents compartiments.

Les décrochements obliques et longitudinaux qui structurent l'ensemble des zones externes (fig. 9) contrôlent le déplacement et la mise en place des nappes subalpines comme nous allons le montrer dans

la suite de notre travail (Partie II). On peut mentionner ici les nouvelles observations faites au Sud-Est du Pelvoux sur le faisceau de failles de la Haute-Durance : la faille maîtresse de ce faisceau de failles (Tricart et al., 1996), de direction sub-NS à l'échelle de l'arc alpin, est considérée comme une faille active, décrochante à jeu dextre-distensif. De récentes données microtectoniques montrent que ce jeu transtensif se décompose en deux mouvements successifs, d'abord vertical, puis dextre. Le passage de l'un à l'autre se fait progressivement. Cet accident témoigne d'une extension tardi-orogénique (Tricart et al., 1996) d'ampleur régionale qui précède un important jeu coulissant dextre.



- 1) Direction des déplacements à l'Oligocène et au Miocène,
- 2) Direction des raccourcissements estimés dans la couverture décollée à l'Oligocène et au Miocène,
- 3) Direction des déplacements à l'Eocène et à l'Oligocène (Malavieille et al., 1984 ; Choukroune et al., 1986),
- 4) Direction des déplacements à l'Eocène et à l'Oligocène dans les massifs cristallins internes et les nappes Lepontines.

Fig. 10 : Directions des principaux déplacements et raccourcissement dans la chaîne des Alpes centrales et occidentales (Lacassin, 1989).

1. 3. 3. - Raccourcissement et déplacement dans les Alpes occidentales

Plusieurs tentatives ont été faites à partir de coupes équilibrées pour quantifier le raccourcissement *sub-EW* dans les Alpes occidentales pour l'intervalle Oligocène - Néogène (fig; 10). On retiendra ici les résultats fournis par le profil ECORS-CROP Alpes.

Les interprétations structurales des données du profil de sismique réflexion profonde montrent toutes d'importantes variations latérales entre les déplacements des différents fronts de chevauchement traversés d'Est en Ouest, depuis la plate-forme européenne côté français, jusqu'à la plaine du Pô, en Italie. Les coupes de Mugnier et al. (1987, 1990) orientées NW-SE (fig. 5), suggèrent un raccourcissement de 15 à 25 km dans le Jura et de 15 à 30 km dans la chaîne subalpine entre l'extrémité Nord du massif des Belledonnes et le massif des Bornes. Ces estimations sont quelque peu différentes de celles de Guellec et al. (1990) qui suggèrent un raccourcissement de 30 km dans le Jura et son bassin molassique, et un raccourcissement de 28,5 km dans le massif des Bornes. Par ailleurs, Nicolas et al. (1990) mesurent un raccourcissement de 40-50 km entre la plate-forme européenne non déformée à l'Ouest et le massif des Belledonnes à l'Est.

D'une façon plus générale, dans la zone externe des Alpes occidentales, on aboutit à un raccourcissement de 100 à 150 km suivant une direction N120 à N80, depuis le front pennique jusqu'à la plate-forme européenne non déformée et à un raccourcissement de 200 à 300 km en incluant les zones internes (Lacassin, 1989).

Quant aux déplacements *sub-EW* et *sub-NS*, pris en charge par toute une série de décrochements dextres, ils semblent être plus difficiles à estimer. Concernant les déplacements *sub-EW*, les seules estimations sont celles de Steck et al. (1994) et Heitzmann (1987). Les premiers proposent, le long de la faille Rhône-Simplon, un déplacement *sub-EW* de 12 km vers le Sud-Ouest ; le second propose un déplacement E-W supérieur à 60 km le long de la faille décrochante dextre de Tonale qui termine à l'Ouest la ligne insubrienne (fig. 9). Les déplacements *sub-NS* sont eux pris en charge par toute une série de décrochements dextres orientés *sub-NS* reliés entre eux par des failles transverses orientées NE-SW. Ce système décrochant dextre se prolonge jusque dans les chaînes subalpines méridionales où il conduit à l'arc de Castellane.

2. - Le bassin sédimentaire du Sud-Est de la France

Le bassin sédimentaire du Sud-Est de la France (ou bassin subalpin) est limité au Nord par une plate-forme septentrionale qui fait liaison avec le bassin de Paris et au Sud par la plate-forme provençale. Le bassin se prolonge au Sud-Ouest par les Corbières, domaine charnière entre le Languedoc, les Causses et les Pyrénées qui le séparent du bassin d'Aquitaine. A l'Est, le bassin subalpin est limité par « le seuil dauphinois » (ou dorsale dauphinoise) de direction sub-méridienne qui correspond à une zone haute centrée sur l'actuel Briançonnais.

Nous nous intéresserons plus particulièrement au secteur qui couvre l'arc de Castellane et l'actuel bassin mio-pliocène de Digne-Valensole entre les massifs cristallins du Pelvoux au Nord, de l'Argentera à l'Est, et ceux, au Sud, de la Provence orientale (Maures, Tanneron et Estérel). A l'Ouest, notre secteur est limité par la Durance.

L'histoire du bassin de sédimentation du Sud-Est de la France comporte quatre grandes étapes. La première s'étend du Trias au Crétacé inférieur : elle aboutit à la structuration du bassin pré-vocontien. La seconde correspond au Crétacé supérieur : elle aboutit à la formation du bassin vocontien proprement dit. La troisième intéresse le Paléogène et la quatrième le Mio-Pliocène.

Après un court aperçu du cadre géodynamique du Sud-Est de la France pour la période qui précède le Trias, nous examinerons les quatre principales étapes de l'évolution du bassin du Sud-Est de la France en insistant sur le cadre structural de chacune de ces étapes.

Nous tirons l'essentiel de nos informations des travaux de Beaudoin, Campredon, Cotillon et Gigot (1975), Baudrimont et Dubois (1977), la synthèse géologique du Sud-Est de la France [mémoire du BRGM dirigé par Debrand-Passard] (1984), Arnaud et Lemoine (1992).

2. 1. - Cadre géodynamique du Sud-Est de la France au Paléozoïque terminal

Le **Dévonien** marque le début du cycle orogénique hercynien qui aboutit à l'édification de la chaîne varisque. Celle-ci se caractérise par des reliefs vigoureux.

On assiste, à la fin du **Westphalien**, à la dislocation de la Pangée et au **Stéphanien**, à une rotation du champ de contrainte qui passe de la direction Nord-Sud à la direction Est-Ouest (Fey, BRGM 1984). Le continent hercynien est à son tour disloqué. Cette dislocation est à l'origine de la formation de bassins syn-tectoniques.

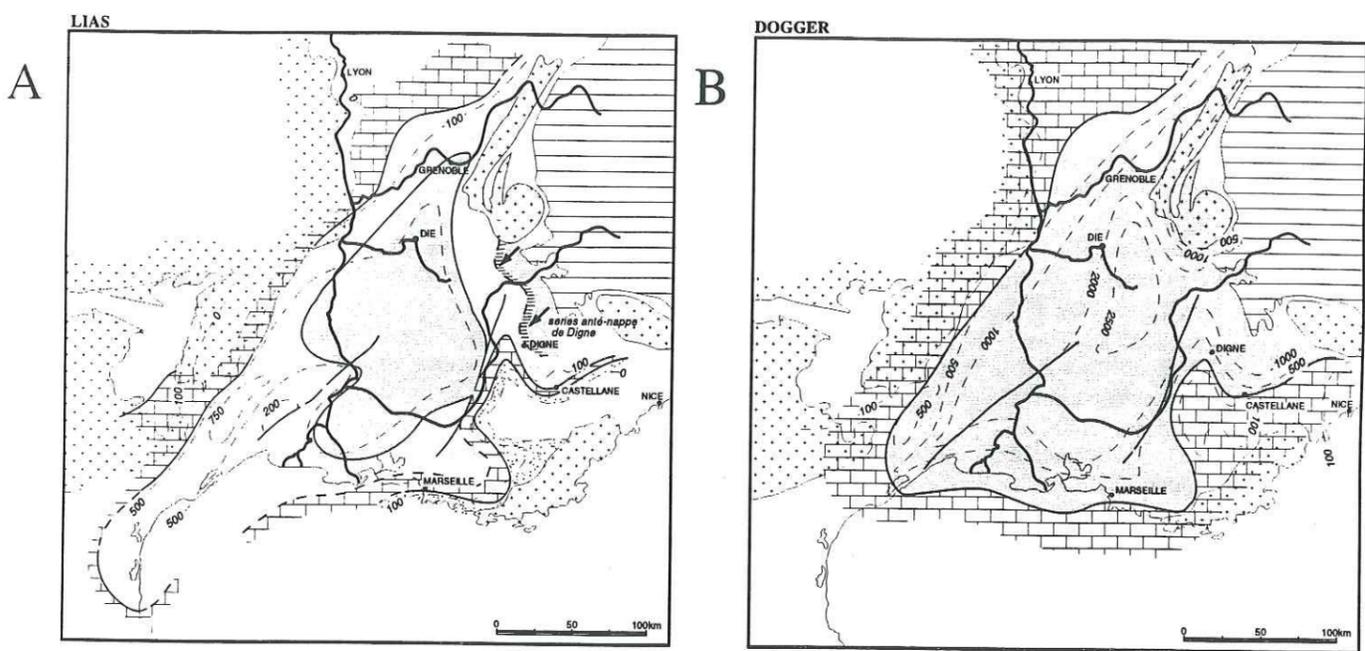
Au **Permien** une grande phase de distension Nord-Sud à NE-SW génère une importante masse de sédiments détritiques continentaux et/ou volcaniques comme ceux qui constituent le dôme de Barrot. Ce sont tout d'abord des brèches grossières, puis des conglomérats et des grès fluviatiles qui passent à des argiles rouges de plaine d'inondation et/ou d'origine éolienne (Toutin-Morin, 1988). L'épaisseur des dépôts permien varie de 0 à 450 m. Toutefois, entre le dôme du Barrot et les Maures, en l'absence de données géophysiques la répartition des bassins permien est inconnue. C'est aussi à cette époque que la région de l'Estérel connaît une importante activité volcanique avec épanchements de basaltes alcalins qui dénote une tendance à la distension lithosphérique (Boillot et Lemoine, 1984).

La forte érosion des puissants reliefs hercyniens, dès le Stéphanien et au Permien, aboutit à un aplanissement de la chaîne qui facilite l'avancée de la transgression marine triasique.

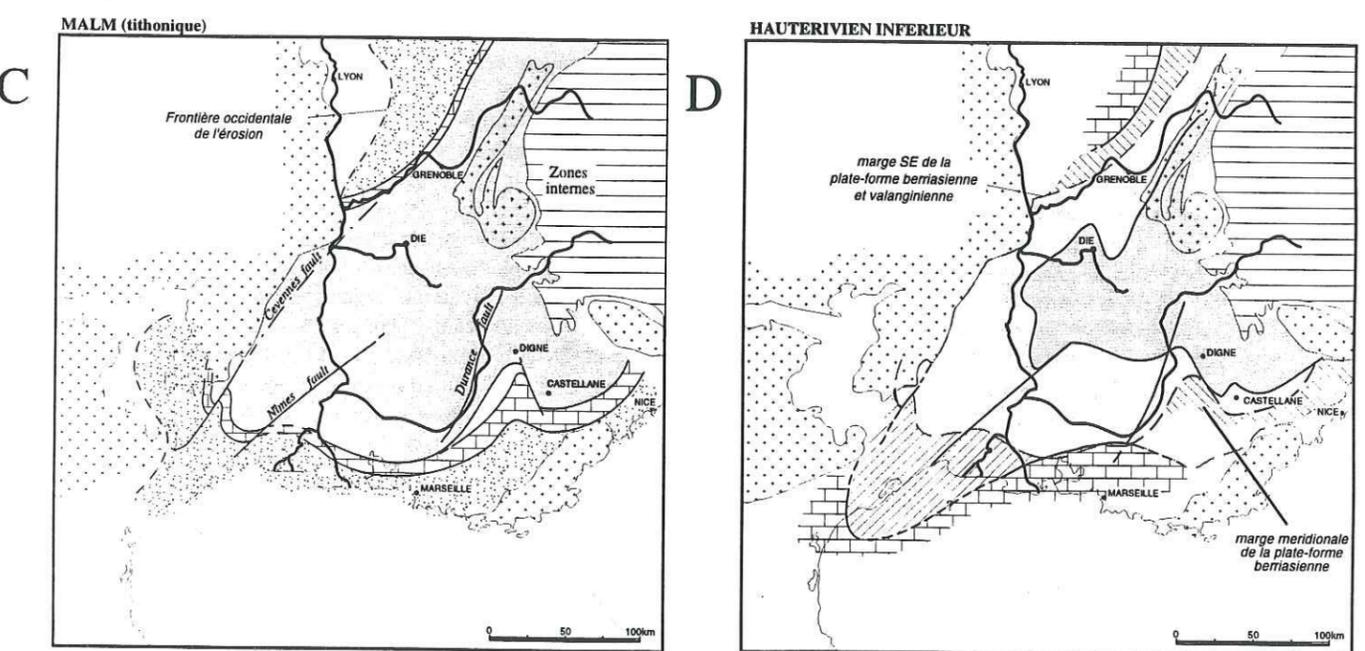
2. 2. - Grands traits de l'évolution du Sud-Est de la France au Mésozoïque

2. 2. 1. - Au Trias : début de la transgression marine

Au Trias, on enregistre les toutes premières phases téthysiennes d'extension Nord-Sud. Elles sont à l'origine d'un découpage de la pénélaine fini-permienne en horsts et grabens et d'un affaissement général du continent hercynien.



mir ouverte (faciès hémipélagiques profonds) mir ouverte (faciès hémipélagiques peu profonds) plate-forme ennoyée mer ouverte (avec des faciès de plate-forme externe) "Terres Noires" plate-forme ennoyée (dépôts peu épais ou lacune)
 plate-forme ennoyée, mer peu profonde (avec des faciès de plate-forme interne et dolomitisation) isopaques (mètres) isopaques (mètres)



faciès de plate-forme interne "Calcaires blancs de Provence" faciès de récifs et de plate-forme externe "calcaires" mer ouverte profonde "marnes et calcaires marneux" mer ouverte peu profonde "faciès hémipélagiques" remplissage pré-Vocontien mer ouverte peu profonde "faciès marnés de plate-forme ennoyée"
 faciès de mer ouverte profonde "calcaires Calpionelles" faciès hémipélagiques "calcaires avec clastes de plate-forme" faciès hémipélagiques de plate-forme ennoyée "séries condensées" faciès de plate-forme externe ennoyée "calcaires bioclastiques"

Fig. 12 : Evolution du bassin du Sud-Est de la France au Lias, Dogger, Malm et Hauterivien (Arnaud et Lemoine, 1992).

A/ Esquisse paléogéographique

La transgression marine débute à l'Anisien. Elle part du Nord-Est où elle agrandit le bassin initial germanique en inondant progressivement tout le continent hercynien en direction du Sud. Les cartes de la répartition des faciès du Trias, publiées par le BRGM (1984) dans la « Synthèse géologique du Sud-Est de la France », montrent que l'on passe progressivement et latéralement d'une mer peu profonde à des faciès lagunaires, voire continentaux.

A l'Anisien, notre secteur d'étude est recouvert par des argilites sulfatées. Elles témoignent de la présence d'un milieu de type sebkha, voire évaporitique. On relève sur la bordure occidentale des massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera des dépôts de halite et, très localement, près de Manosque.

Au Carnien, les argilites à gypse et carbonate dominant. Les dépôts de halite (fig. 11) sont épais près de Manosque, mais le secteur des Mées (actuel bassin de Digne-Valensole) en est dépourvu (Courel et al., BRGM 1990 ; Dubois et Curnelle, 1978).

en bleu elles sont farbes

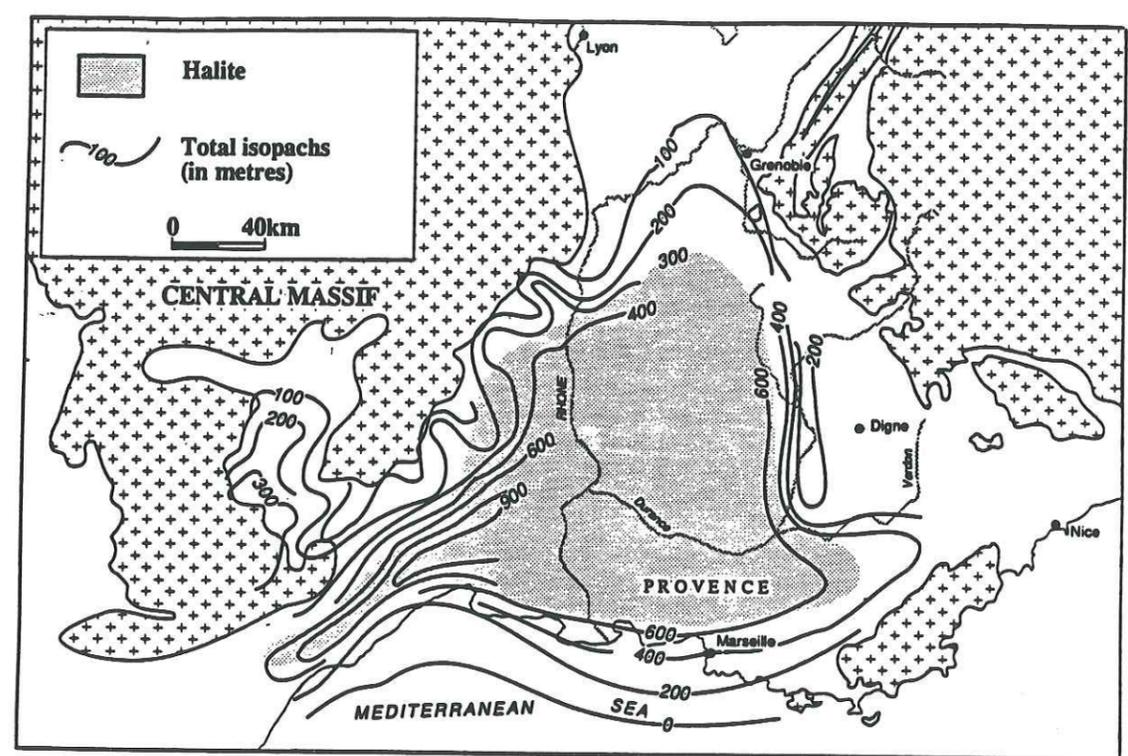


Fig. 11 : Epaisseur du Trias dans le bassin du Sud-Est de la France et localisation des principaux dépôts de halite (d'après Baudrimont et Dubois, 1977).

Au Norien, des carbonates (calcaires, dolomies) se déposent au droit des massifs cristallins externes. Partout ailleurs, les argilites à gypse dominant. La halite est absente. Une certaine instabilité tectonique marque le secteur des futures chaînes subalpines méridionales. Elle se manifeste par des arrêts de sédimentation et l'émission de basaltes alcalins dans les massifs cristallins de la Provence et des Corbières (BRGM, 1984).

Au Rhétien, les faciès redeviennent franchement marins avec dépôts de dolomies et grès calcaires.

Les épaisseurs de Trias (fig. 11) augmentent rapidement depuis les bordures du bassin où elles sont comprises entre 100 et 300 m, jusqu'en son centre où elles dépassent le millier de m. La « Synthèse géologique du Sud-Est de la France » (1984) précise que les dépôts du Trias inférieur sont plus importants au Nord de l'éperon lyonnais, alors que les dépôts du Trias supérieur sont eux plus épais dans les chaînes subalpines méridionales. Par ailleurs, on remarque qu'à l'Est de la Durance les épaisseurs sont inférieures à 200 m. A l'Est de Digne, où n'affleure que le Trias supérieur, il nous est difficile d'en estimer l'épaisseur totale et ce d'autant plus que l'épaisseur des évaporites tectonisées est très variable d'un site à un autre.

B/ Dispositif structural

Le rapprochement des isopaques (fig. 11) en bordure du bassin triasique permet de penser que ses principales limites ont une origine structurale. Au Trias, le bassin est ainsi limité à l'Ouest par l'actuelle faille des Cévennes, orientée NNE-SSW. Ses bordures orientale et méridionale suggèrent la présence de paléo-failles orientées respectivement NS et EW. A l'Est, le bassin est séparé du domaine alpin par la dorsale dauphinoise.

2. 2. 2. - Au Jurassique : individualisation et remplissage du bassin subalpin

A/ Esquisse paléogéographique

On distingue, au Jurassique (fig. 12), trois principaux épisodes : l'épisode calcaire, puis marneux du Lias-Dogger (1), l'épisode essentiellement marneux des « Terres Noires » du Bathonien-Oxfordien (2) et l'épisode calcaire du Jurassique terminal (3).

(1) Le Lias - Dogger (fig. 12 A)

A cette époque le bassin du Sud-Est de la France est soumis à une distension ESE-WNW (Bergerat, 1982) qui se manifeste par un élargissement du bassin, notamment vers l'Est comme nous l'indique la carte en isopaques du faciès correspondant.

La série type (1500 m) que l'on retrouve sur une grande partie du bassin se caractérise par la succession de six surfaces de discontinuités sédimentaires latéralement diachrones (fig. 13). Elles témoignent toutes d'une importante variation des conditions de sédimentation dans le bassin. Ces discontinuités sont soulignées par des surfaces durcies (« hard-ground »), par des encroûtements stromatolitiques ou des nodules oncolitiques. Leur morphologie, souvent très irrégulière, témoigne d'une émergence totale de la surface ou d'une immersion partielle. Elles scellent par endroits les marques d'une intense activité tectonique distensive syn-bassin (Beaudoin et al., 1975).

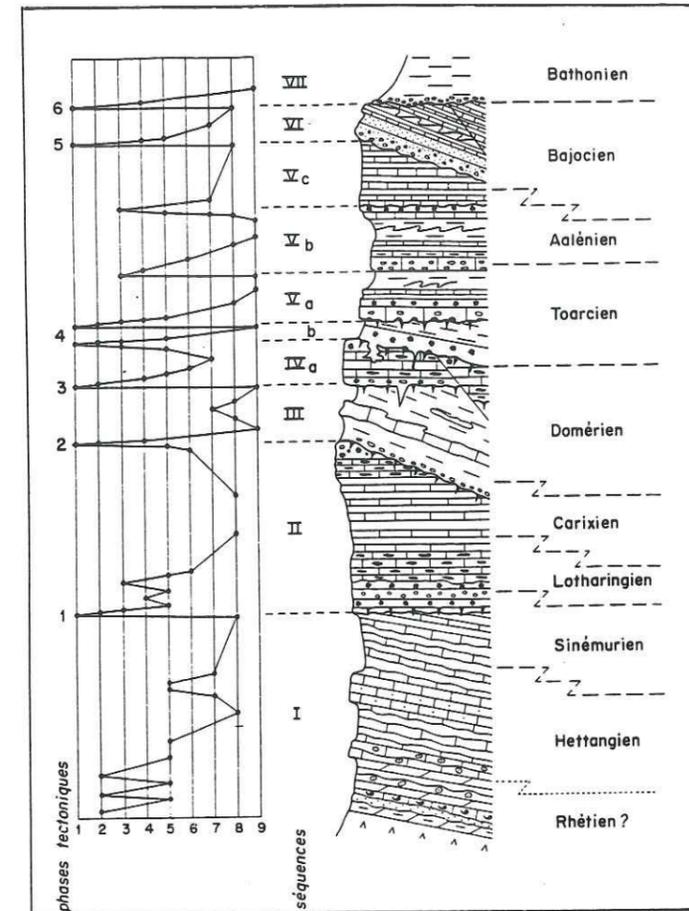


Fig. 13 : Série type du Lias-Dogger (Beaudoin et al., 1975)

On observe aussi d'importantes variations d'épaisseurs et de faciès suivant les secteurs en fonction de la proximité du dépôt-centre et des principales déformations qui affectent le bassin. D'une façon générale, les épaisseurs du bassin profond sont supérieures à 1000 m. Elles diminuent rapidement sur sa bordure orientale vers un haut-fond qui correspond à l'actuel bassin mio-pliocène de Valensole, puis augmentent à l'Est de Digne où elles sont supérieures à 150 m. De la même façon, au Sud-Est, on voit se différencier le haut-fond du Moyen Verdon (Tempier, 1972) qui se caractérise par des dépôts peu épais de milieu marin peu profond.

(2) Le bassin des « Terres Noires » (fig. 12 B)

Au Bathonien, la distension ESE-WNW s'accroît. Elle est contemporaine de l'ouverture du bassin océanique liguro-piémontais et bloque de ce fait l'évolution du bassin subalpin dont l'amincissement crustal est à cette époque maximal. Consécutivement, la distension induit un affaissement du haut-fond briançonnais facilitant ainsi les communications entre l'Est et le bassin subalpin.

Au Callovien, les faciès de bassin s'étendent sur l'ensemble du bassin subalpin et même au-delà (fig. 12 B). On les retrouve en Provence, au Sud d'Aix et à l'Est de Digne où leur épaisseur est considérable puisque pour l'intervalle callovo-oxfordien ils dépassent les 1000 m.

A l'Oxfordien, l'aire de sédimentation des dépôts s'étend vers le Sud-Ouest. Dans les secteurs méridionaux qui se trouvent à la périphérie du bassin subalpin, les sédiments sont constitués de calcaires dolomitiques, de dolomies (Provence occidentale) ou de calcaires fins (Provence, Alpes-Maritimes).

(3) Le Jurassique terminal et le Berriasien (fig. 12 C)

A l'Oxfordien supérieur, le bassin subalpin s'étend vers l'Ouest, dans les Causses méridionaux et le Languedoc. Vers le Nord, il franchit l'éperon lyonnais. Au Sud, il se ferme en raison du soulèvement de toute la Provence. C'est ainsi qu'en Provence méridionale et dans les Alpes-Maritimes, les dépôts calcaires de plate-forme se développent aux dépens de l'alternance marno-calcaire qui domine plus au Nord. Vers la fin de l'étage, cette opposition s'estompe et les dépôts calcaires se généralisent.

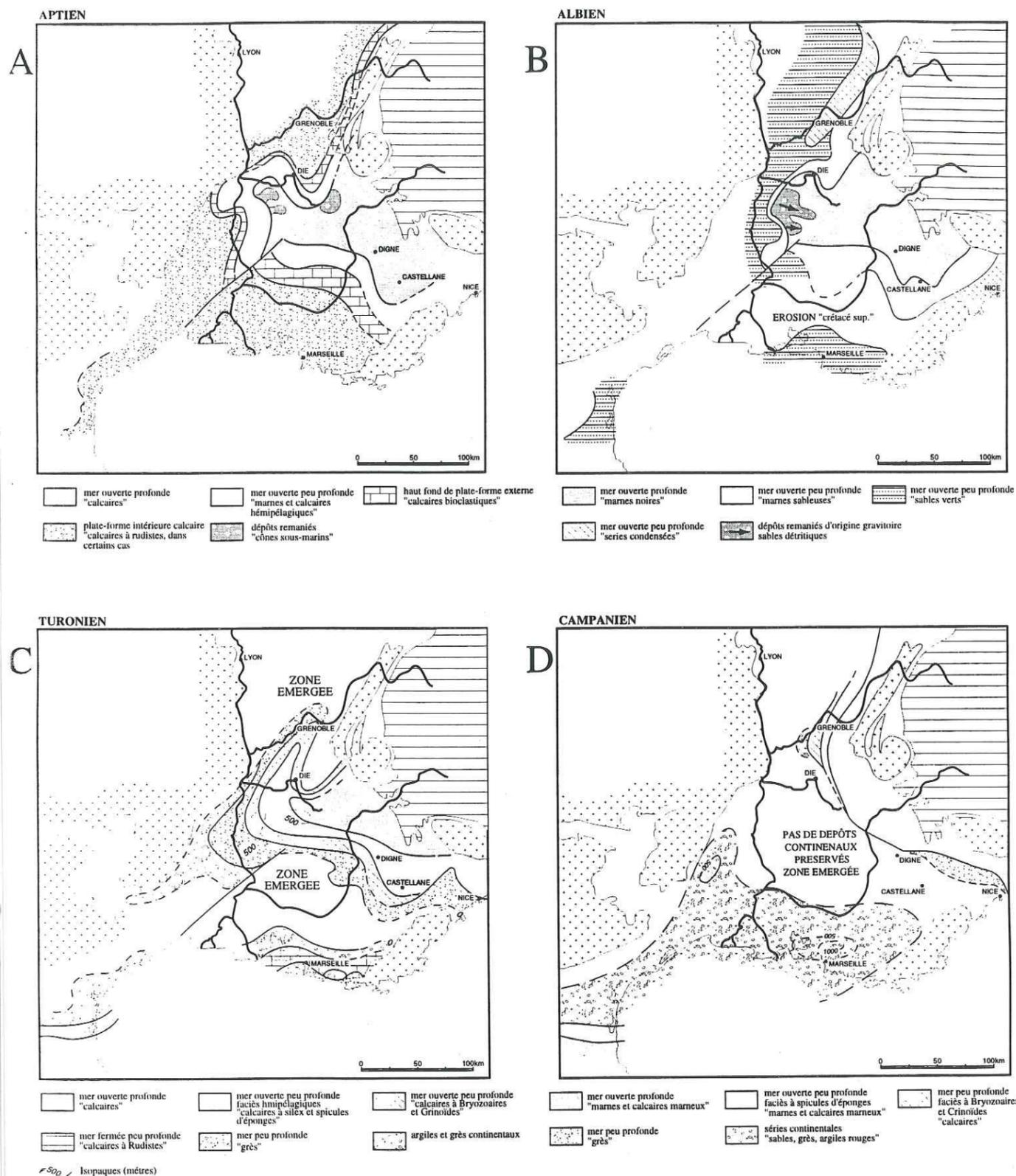


Fig. 14 : Evolution du bassin du Sud-Est de la France à l'Aptien, Albien, Turonien et Campanien (Arnaud et Lemoine, 1992).

Cette régression s'accroît au Kimméridgien où les dépôts sont essentiellement calcaires. Ils forment les faciès « tithoniques » qui dominent partout dans le paysage. Les dépôts gravitaires induits par la tectonique syn-sédimentaire génératrice de pentes, sont très fréquents à cette époque (Beaudoin et al., 1974).

B/ Dispositif structural

Les caractéristiques structurales du bassin triasique se retrouvent à peu de chose près dans son successeur liasique : la zone centrale s'étend suivant un axe NE-SW, ses bordures occidentales et orientales continuent de suivre de façon pérenne des lignes structurales majeures (faille des Cévennes à l'Ouest et faille de la Durance à l'Est). Au Sud-Est, le bassin est limité par la paléo-faille de la Moyenne Durance qui fonctionne à l'époque en faille normale à pendage Ouest. A l'Est de cette faille, l'actuel bassin tertiaire de Digne-Valensole est un horst lui-même bordé à l'Est par des failles normales conduisant à un autre bassin (Gap-Digne).

Au passage Dogger-Malm, le bassin conserve un axe NNE-SSW près des bordures durancienne et cévenole. Par contre, cette direction change au niveau de ses deux dépôt-centres : elle passe à NS à l'Ouest de la Durance et dans le bassin Gap-Digne. Notons que cette direction correspond à celle des grands accidents qui structurent la branche occidentale de l'arc de Castellane.

Cette période se caractérise aussi par une forte subsidence qui se généralise à l'Oxfordien supérieur. Elle s'accompagne d'un élargissement du domaine marin qui atteint ses limites maximales au Kimméridgien jusque sur le haut-fond du Moyen Verdon, sur les dorsales durancienne et dauphinoise et sur sa bordure méridionale.

A la fin du Kimméridgien, le domaine marin se rétrécit, probablement sous l'effet d'un regain de l'activité tectonique, et une nouvelle géométrie du bassin se met en place (fig. 12 C). Les axes isopiques du bassin sont désormais EW au Sud et au niveau du Mont Ventoux, NNE-SSW au Nord dans le secteur de Grenoble et au niveau de sa bordure durancienne.

Durant la période Trias-Jurassique l'évolution du bassin du Sud-Est de la France est étroitement liée à l'ouverture de la Téthys et à sa jonction avec l'océan Atlantique vers l'Ouest. Ce bassin dit « bassin dauphinois » est encadré par deux directions majeures : NNE-SSW et NS. A la fin du Jurassique l'évolution du bassin est modifiée dans sa partie méridionale par la mise en place d'un dispositif structural orthogonal, orienté EW.

2. 2. 3. - Au Crétacé inférieur et moyen : structuration de la plate-forme provençale

A/ Esquisse paléogéographique

Durant tout le Néocomien, le bassin du Sud-Est évolue peu. Le schéma paléogéographique mis en place au Jurassique supérieur est conservé avec toutefois une remontée du dépôt-centre vers le Nord-Est au niveau des chaînes subalpines du Diois et des Baronnies qui correspondent au bassin crétacé dit « bassin vocontien » proprement-dit. Là, s'accumulent entre 1000 et 1500 m de marnes et de calcaires. Ce bassin s'étend au Sud-Est jusque dans la région d'Entrevaux (fig. 12 D). Plus au Sud, dans les chaînes subalpines de Haute-Provence, les sédiments vocontiens néocomiens sont essentiellement représentés par des grès glauconieux et phosphatés, d'épaisseur réduite.

D'une façon générale, au Néocomien, le bassin subalpin tend à se rétrécir. Il est marqué par d'importantes disparités faciologiques étroitement liées à la structuration du domaine de sédimentation provençale à cette époque.

L'Hauterivien se caractérise par une remontée vers le Nord des faciès de plate-forme. La période qui lui succède et qui couvre l'Albien, l'Albien et le Cénomaniens (fig. 14 A et 14 B) est marquée par le recul de la sédimentation de type marin ouvert dans toute la zone sud-provençale orientée EW et le développement de faciès plus marins au Nord et au Sud de cet axe.

B/ Dispositif structural

Le Néocomien se caractérise par le soulèvement de la plate-forme provençale qui se structure selon une direction WNW-ESE. Il est à l'origine de la remontée vers le Nord de la bordure provençale du bassin subalpin qui se rétrécit. A l'Est du horst Digne-Valensole, les lignes isopiques qui matérialisent l'axe du bassin néocomien sont orientées Nord-Sud, alors qu'à l'Ouest elles sont orientées NNW-SSE. La rapide variation des épaisseurs relevée sur les bordures du futur bassin mio-pliocène de Digne-Valensole nous permet d'envisager la pérennité de la paléo-faille de la Durance à regard Ouest et de celle à regard Est qui se situe au niveau de l'actuelle branche occidentale de l'arc de Castellane et que nous précisons plus loin dans ce mémoire.

Durant la période qui couvre l'Aptien et l'Albien, la structure du bassin se complique. On assiste au soulèvement de la Provence suivant un axe EW et à l'enfoncement des zones au Nord et au Sud de cet axe. Dans notre secteur d'étude il est intéressant de noter que la bordure occidentale du horst de Digne-Valensole s'efface, alors que sa bordure orientale persiste.

2. 2. 4. - Reconstitution du bassin de sédimentation au Crétacé supérieur

A/ Esquisse paléogéographique

Au Turonien (fig 14 C), le bassin du Sud-Est de la France est partagé en deux zones de sédimentation qui conservent une grande homogénéité en ce qui concerne les principaux types de dépôts : un bassin sud-provençal et le bassin vocontien qui nous intéresse plus particulièrement. Ce dernier ne représente plus qu'une digitation de la mer alpine. Il comprend :

- une zone centrale qui s'étend depuis l'actuel mont Ventoux-Lure à l'Ouest, jusqu'aux confins des massifs cristallins du Pelvoux au NE et de l'Argentera à l'Est. Cette zone se caractérise par une sédimentation pélagique turbide qui porte l'empreinte de phénomènes tectoniques synsédimentaires importants (Porthault, 1974). L'épaisseur des dépôts est de l'ordre de 600 à 800 m et plus puisque dans notre secteur d'étude, à l'Est de la paléo-faille de Gévaudan - la Cine (chap. 3), le Crétacé supérieur se caractérise par un épais complexe essentiellement calcaire qui peut atteindre plus de 1000 m d'épaisseur.

- une gouttière NE-SW entre les failles de la bordure cévenole et la faille de Nîmes où s'accumulent plus de 1500 m de dépôts de plate-forme externe et de bordure littorale.

B/ Dispositif structural

Le bassin vocontien est limité à l'Ouest par les failles NE-SW de Nîmes et des Cévennes, au Sud par une zone émergée (fig. 14 C) qui le sépare du petit bassin sud-provençal et, à l'Est, par le seuil dauphinois (§ 2. 2. 1) dont l'origine remonte au Trias. Sa zone centrale se caractérise par la présence, à l'Ouest de Sisteron, de petits sillons de direction sub-EW et NE-SW où la subsidence est maximale. La migration du Sud vers le Nord de ces sillons de sédimentation, la tectonique synsédimentaire, l'existence de plis EW amorcés dès le Turonien et surtout exprimés pendant le Coniacien-Santonien (Baudrimont et Dubois, 1977) sont en faveur d'un serrage NS. Cette phase de serrage sénonienne est à l'origine d'une émergence du domaine subalpin.

Au cours du Crétacé la structuration de la plate-forme provençale aboutit à la formation du bassin vocontien. Celui-ci se caractérise par un dispositif à polarité isopique EW en faveur d'une compression régionale NS bien exprimée au Sénonien. Ce continuum compressif correspond au début de la phase pyrénéo-provençale. Toutefois les directions NE-SW et NS ont continué à contrôler et à assurer l'essentiel de la subsidence du bassin subalpin au Crétacé.

2. 3. - Grands traits de l'évolution du Sud-Est de la France au Cénozoïque

Nous venons de voir qu'à partir du Campanien le bassin du Sud-Est de la France s'exonde. Cette émergence dure pendant tout le Paléocène-Eocène inférieur à moyen. A l'Eocène inférieur, les Alpes internes franco-italiennes commencent à se soulever et à se structurer. Les charriages à vergence globalement Ouest provoquent la subsidence flexurale des actuelles Alpes externes ce qui provoque la transgression nummulitique d'Est en Ouest sur un avant-pays émergé depuis (au moins) le Campanien.

2. 3. 1. - Reconstitution du bassin de sédimentation au Paléogène

Ainsi, dans les zones externes des Alpes, le Paléogène comprend deux épisodes de sédimentation distincte, séparés par une phase orogénique. Le premier est un épisode essentiellement marin et correspond à la transgression nummulitique. Le second est un épisode continental qui juxtapose reliefs en proie à l'érosion et bassins fluviaux ou lacustres.

A/ La transgression et le bassin nummulitiques

Au cours de l'Eocène moyen la mer se réinstalle. Cette transgression nummulitique s'est effectuée entre un axe Pelvoux-Vercors-Chartreuse au Nord et le rebord de la plate-forme provençale au Sud. Elle recouvre au Sud-Ouest un domaine continental structuré (Parris et al., 1986). Les matériaux issus de l'érosion et mêlés à la sédimentation carbonatée viennent progressivement combler le bassin flexural nummulitique (fig. 15). C'est ainsi que se développent des séries à niveaux conglomératiques riches en éléments de roches mésozoïques ou en éléments de roches endogènes à proximité de la cordillère qui domine le bassin à l'Est. On enregistre, consécutivement à cet épisode de sédimentation marine et détritique, un approfondissement du bassin probablement lié à une phase d'extension. Ce phénomène induit une modification des conditions de sédimentation qui passe, sur la bordure occidentale du bassin, à des calcaires sablo-argileux et, plus au large, à des marnes.

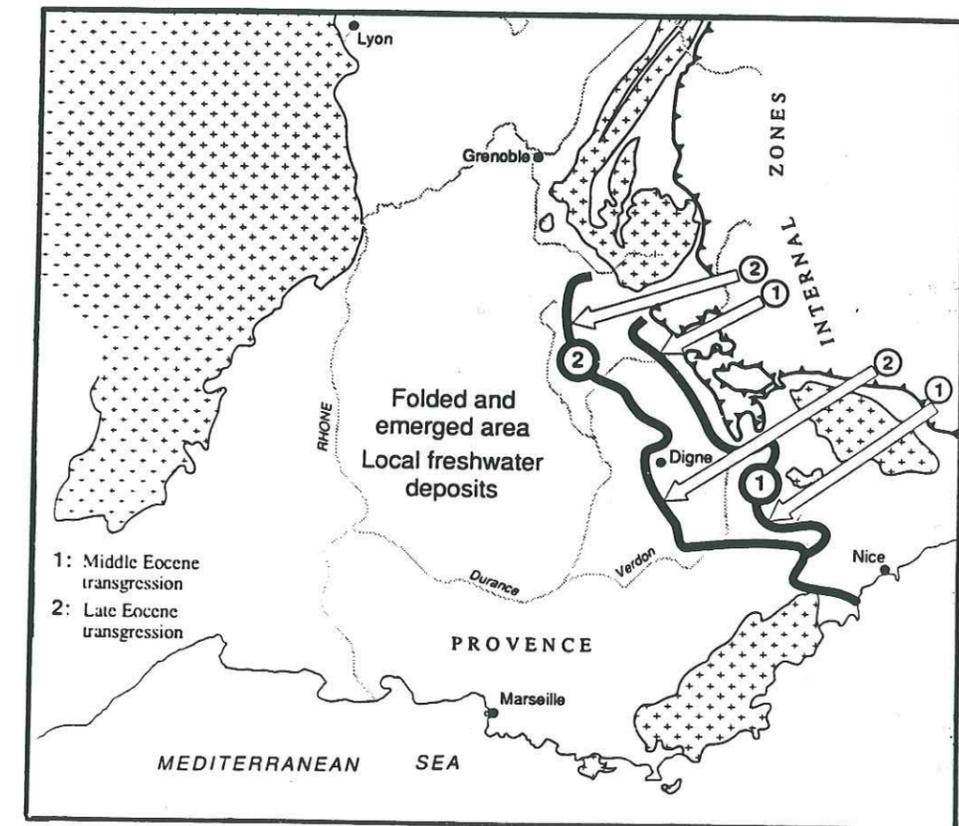
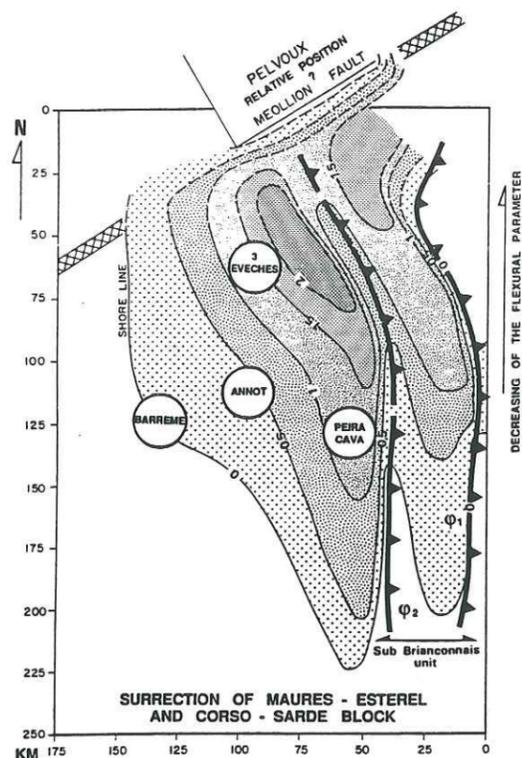


Fig. 15 : Progression Est-Ouest de la transgression nummulitique (Arnaud et Lemoine, 1992).



$\phi 1$ = chevauchement briançonnais
 $\phi 2$ = chevauchement sub-briançonnais.

Fig. 16 : Isobathes calculées pour le début du dépôt des grès d'Annot (Vially, 1993).

L'Eocène supérieur est marqué par une intense érosion du massif corso-sarde qui alimente le dépôt des grès d'Annot. A cette époque le bassin gagne vers l'Ouest : son rivage atteint le méridien de Barrême (fig.16).

L'Oligocène inférieur est marqué par une accélération de la sédimentation. Au matériel terrigène corso-sarde s'ajoutent les produits du démantèlement des nappes de flysch à Helminthoïdes qui ont atteint, vers la fin de l'Eocène supérieur, la marge interne du domaine autochtone (Vially, 1993). C'est ainsi que l'épisode marin s'achève par des dépôts de conglomérats (conglomérats à *Natica crassatina* du Sannoisien à Barrême et son équivalent à Taulanne).

Tous ces dépôts, de mer d'abord transgressive puis régressive, sont diachrones (Vially, 1993). A l'époque, ils ne dépassent pas vers l'Ouest la ligne Annecy-Gap-Cannes (fig. 15). On observe une grande correspondance entre la limite d'extension des dépôts nummulitiques et le tracé du front de chevauchement de l'unité de Digne et des unités paraautochtones que l'on étudie en détail plus loin dans ce travail.

B/ Les bassins continentaux oligocènes

A l'Oligocène inférieur, le bassin nummulitique achève de se combler dans sa partie la plus occidentale. Il fait place à un ensemble de petits bassins continentaux séparés par des reliefs qui prennent place entre le massif du Pelvoux et la région de Digne. Il n'en reste aujourd'hui que de rares témoins, au Nord de Digne, dans les secteurs de Clamensane et de Turriers, à l'Est et au Sud-Est de Digne, dans les synclinaux de Barrême et de Taulanne.

D'une façon générale, les bassins isolés commencent par recevoir à l'Oligocène inférieur à moyen (?) des dépôts continentaux torrentiels d'origine locale. Ils sont ensuite alimentés par des conglomérats en provenance des Alpes internes. Au-dessus de ces dépôts souvent bréchiques, auxquels se mêlent des bancs de Grès Verts et des argiles rouges, la « Molasse Rouge », constituée de lits gréseux et d'argiles rouges, s'organise en séquences négatives souvent interrompues par des discontinuités sédimentaires (Vially, 1993).

Ces caractéristiques lithologiques suggèrent un important contrôle tectonique de la sédimentation durant l'Oligocène supérieur.

2. 3. 2. - Histoire du bassin néogène de Digne-Valensole

Le charriage à vergence SSW de la nappe de Digne provoque l'inversion du haut-fond (Jurassique-Crétacé) de Digne-Valensole qui devient, durant tout le Mio-Pliocène, un domaine de forte subsidence comme en témoigne l'importance de la sédimentation détritique du bassin. Dès le Miocène, on assiste à une nouvelle transgression marine qui se propage d'Ouest en Est. Elle recouvre un vaste bassin en forme de golfe qui s'étend sur l'ensemble de la Provence, depuis l'actuelle vallée du Rhône, à l'Ouest, jusqu'à Digne, au Nord-Est, où il constitue un rentrant dans les chaînes subalpines (fig. 17).

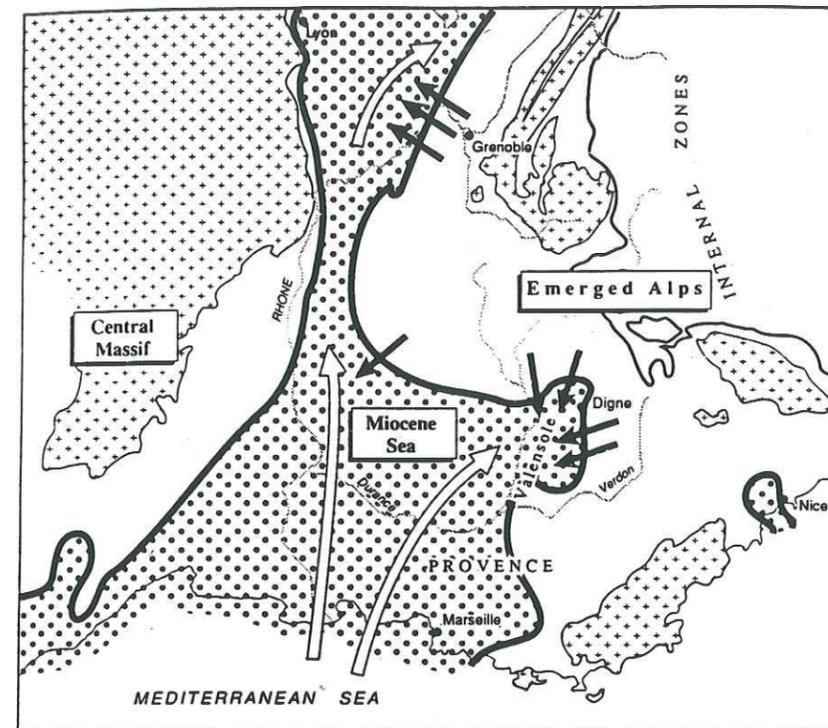


Fig. 17 : Extension maximum de la mer Miocène (Burdigalien - Langhien) (Arnaud et al., 1992).

La Molasse Marine est surmontée par la « formation de Valensole » d'origine continentale et constituée de conglomérats, grès et argiles qui proviennent des réseaux fluviaux paléo-durancien (NW) et subalpin (Est). Leur épaisseur peut atteindre 2000 m. Cette formation présente toutefois de fortes variabilités de faciès et d'épaisseurs en raison de la diversité des apports et des déformations tectoniques synchrones de la sédimentation comme nous le verrons ultérieurement. Les premiers dépôts sont d'âge miocène moyen à supérieur (marnes et grès continentaux du Langhien-Tortonien au Nord de Digne, cf. Notice feuille de la Javie). Dans la partie méridionale du bassin (feuilles de Digne et de Moustiers-Sainte-Marie), l'âge de cette formation monte jusque dans le Pliocène supérieur (notice feuille de Moustiers-Sainte-Marie).

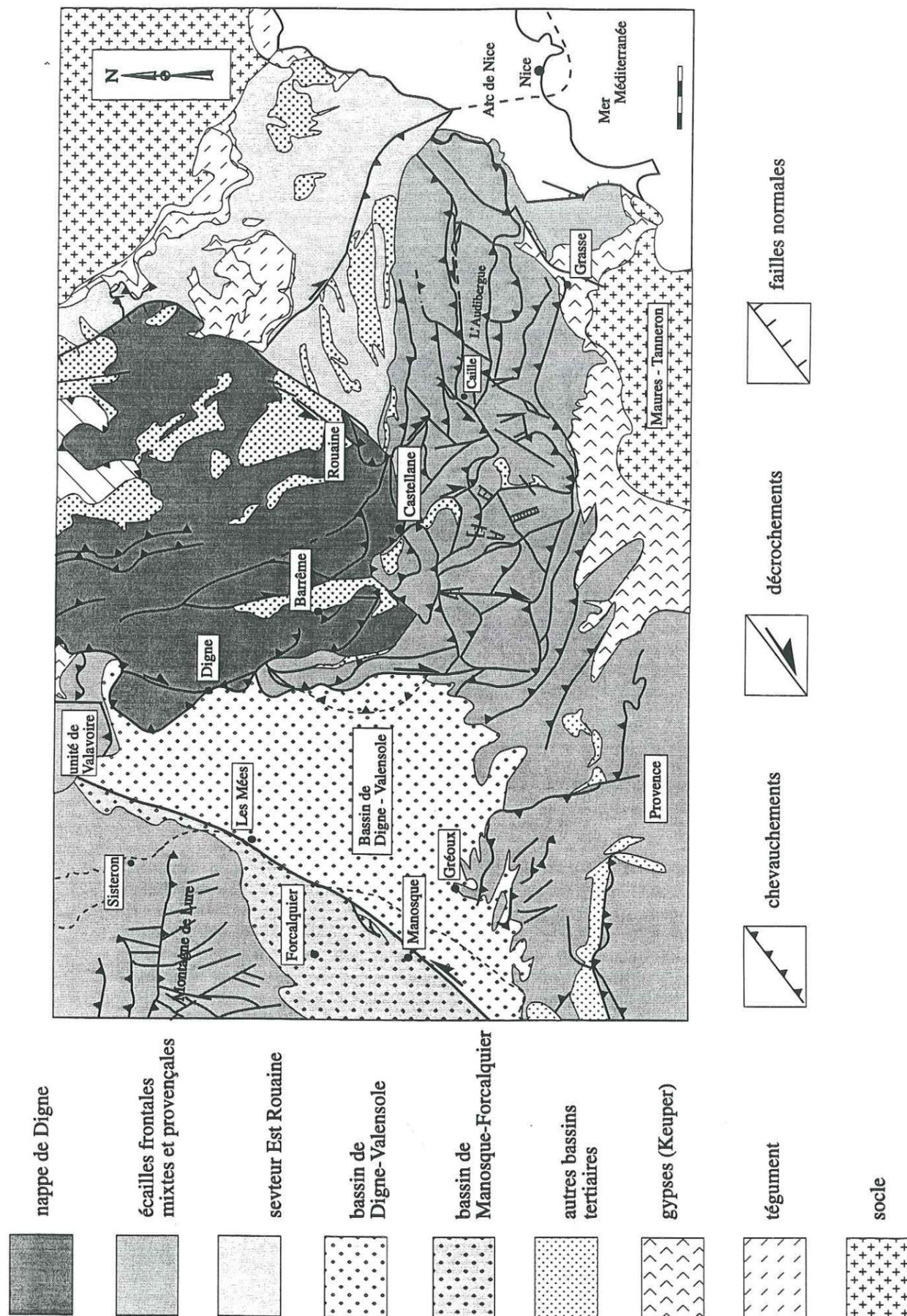


Fig. 18 : Schéma structural de l'arc de Castellane.

3. - L'arc de Castellane : cadre général

Le terme de « Arc de Castellane » a été introduit par J. Goguel (1936). Il désigne une région plissée qui s'étend de Digne, au Nord-Ouest, jusqu'au cours inférieur du Var, à l'Est. Sa concavité est tournée vers le Nord-Est, en direction du dôme de Barrot.

L'arc de Castellane (fig. 18) s'étend sur deux régions contiguës dont les histoires sédimentaires et tectoniques diffèrent profondément : le **domaine alpin**, au Nord-Est et le **domaine provençal**, au Sud-Ouest et au Sud.

Sa structuration est étroitement liée à l'orogénèse alpine qui a particulièrement affecté la jonction des deux domaines, accentuant ainsi les contrastes existant entre eux. Ces contrastes sont structuraux et faciologiques. Structuraux, d'abord en raison de la disparité et de la variété des héritages hercyniens, puis mésozoïques; faciologiques ensuite, selon que l'on se trouve d'Ouest en Est, sur la plate-forme provençale, sur sa bordure ou dans le bassin dauphinois.

L'arc de Castellane est ainsi constitué par un certain nombre d'unités dont les principales sont la nappe de Digne à affinité dauphinoise, et les unités à affinité provençales et mixtes qui forment un système complexe d'écaïlles frontales.

Nous les présentons ici rapidement. La partie II de notre travail reprendra en détail les caractéristiques stratigraphiques et structurales de chacune des unités. Nous envisagerons alors les rapports entre la lithologie et la tectonique et nous préciserons les relations entre la nappe de Digne et son avant-pays provençal afin d'approcher au mieux les modalités de la structuration de la branche occidentale de cet arc d'avant-chaîne.

3.1. - La nappe de Digne

3.1.1. - Définition

Gidon et Pairis (1971) ont défini la « nappe de Digne » comme un vaste panneau de couverture sédimentaire mésozoïque caractérisé par une série à Lias-Dogger épaisse. Ils l'opposent ainsi aux unités parautochtones et autochtones qu'elle chevauche sur toute sa limite occidentale et dont les séries sont bien plus réduites en épaisseur comme nous le verrons ci-dessous.

Nous préciserons l'origine, l'étendue et les limites de la nappe de Digne dans la partie II de notre travail qui est consacrée à la géométrie et à la cinématique des structures sur la branche Nord-Sud de l'arc de Castellane.

3.1.2. - Principales caractéristiques faciologiques

D'une façon générale, les faciès relevés dans la nappe de Digne s'apparentent aux faciès dauphinois des chaînes subalpines du Diois et des Baronnies.

Dans le détail on observe, entre Remollon au Nord et Norante au Sud, des différences notables entre le « faciès dignois » et le vrai « faciès dauphinois » lequel se caractérise par une série Lias-Dogger épaisse et la présence de l'important épisode marneux des « Terres Noires » au Callovo-Oxfordien.

Les travaux de Haug (1891), de Mouterde (1961) et les études géologiques de surface entreprises par la Compagnie des Pétroles France-Afrique (COPEFA) dans les années soixante précisent ces différences et soulignent l'évolution sensible des **faciès du Lias** au sein même de la nappe de Digne. Les caractéristiques des **faciès du Jurassique moyen et supérieur** de la nappe sont précisées par les nombreux travaux de Beaudoin et de ses collaborateurs.

A/ Les faciès du Lias dauphinois

Au Nord de Gap, le Lias dauphinois du dôme de Remollon se caractérise par des faciès néritiques (Riché et al., 1961), alors que les faciès du Lias dauphinois de la Robine et de Chaudon-Norante sur la branche occidentale de l'arc de Castellane évoluent vers des faciès plus littoraux. Ces derniers se caractérisent par un « Lias calcaire », épais de 680 m maximum à la Robine. (Riché et al., 1961), un Sinémurien épais (350 m à la Robine), un Lotharingien-Pliensbachien à calcaires massifs siliceux épais de 550 m à la Robine et d'importantes lacunes dans le Lias supérieur.

B/ Les faciès du Jurassique moyen et supérieur

Au Jurassique moyen, le maximum de la subsidence se situe dans la région de Die-Laragne au Nord-Ouest de Sisteron. Le dépôt-centre se déplace progressivement vers la région de Digne où les séries du Jurassique moyen sont les plus puissantes.

Le Bajocien-Bathonien du secteur compris entre la Javie-Digne-Barrême et Castellane, développe une série marno-calcaire à *Cancellophycus*. Il présente une épaisseur maximum au Nord de Digne, dans le secteur de la Javie (370 m pour le Bajocien) où le passage à la formation des Terres Noires est graduel, sans hiatus de sédimentation. Plus au Sud, on passe progressivement à un milieu néritique circalittoral où la fraction calcaire augmente et où les épaisseurs diminuent. A Chaudon, le Bajocien n'est plus épais que de 250 m et la limite avec les Terres Noires est soulignée par une discontinuité.

La formation des Terres Noires commence au Callovien et se termine à l'Oxfordien. Elle se caractérise par des séries épaisses (plus de 1000 m au Sud de Digne) et continues.

Dès l'Oxfordien moyen la série devient progressivement calcaire. Le Portlandien vient s'associer au Kimméridgien pour former la barre massive du tithonique qui domine dans le paysage (barre tithonienne des Dourbes). Le passage entre les calcaires massifs du tithonique et les marno-calcaires berriasiens se fait ici progressivement.

C/ Les faciès du Crétacé

Le Crétacé de la nappe de Digne qui appartient au domaine alpin se caractérise par des faciès marins essentiellement pélagiques carbonatés et argilo-carbonatés. Il est épais de plus de 1000 m à l'Est d'un méridien qui passe par Castellane et marqué par une discontinuité sédimentaire majeure qui sépare une première séquence Berriasien-Bédoulien d'une seconde séquence de l'Aptien-Sénonien (Beaudoin et al., 1975).

- la première séquence (Berriasien-Bédoulien) débute par le dépôt de marno-calcaires, conglomérats et calcarénites du Berriasien. Son épaisseur varie de 25 m (le Vernet, Blégiers) à 80 m (Archail). Ces variations d'épaisseur sont liées à un processus de resédimentation discontinue dans le bassin qui caractérise l'ensemble des dépôts de cette première séquence. Celle-ci se poursuit par les marnes jaunes du Valanginien dont l'épaisseur varie de 60 m (Le Vernet) à 100 m (Blégiers) et les marno-calcaires de l'Hauterivien épais de 80 m au Vernet et 200 m à Blégiers. Cette première séquence se termine par le dépôt des calcaires lités gris du Barrémien-Bédoulien. D'épaisseur pourtant modeste (40 à 80 m), il représente un marqueur significatif au Crétacé avant le puissant ensemble marneux qui va suivre.

- la seconde séquence (Aptien-Sénonien) débute par le dépôt des marnes grises du Bédoulien-Gargasien qui atteint près de 60 m à Blégiers. Elles sont surmontées par le mince intervalle (15 m) de marno-calcaires du Clansayésien et l'important dépôt des marnes noires de l'Albien dont l'épaisseur varie d'une centaine de m (Cine Est) à 300 m (Chanolles). Sur les feuilles de Digne, Allos et Entrevaux, elles forment un même ensemble avec les marnes et calcaires marneux du Cénomaniens. Leur épaisseur diminue du Sud (Allos) au Nord (massif de la Blanche). Ces marnes sont surmontées par les calcaires blancs turoniens, coniaciens et santoniens (montagne du Carton). L'épaisseur de cet ensemble atteint 500 m (El Kholly, 1972).

Cette seconde séquence est recouverte en discordance par les « formations à *Microcodium* » (Dourouilles) d'âge Paléocène-Eocène.

3. 1. 3. - Contrôle structural

A/ Au Lias

La carte (fig. 19) des isopaques du Lias (Hettangien-Toarcien) réalisée par Beaudoin et al. (1975) montre l'existence au Nord de Digne d'un sillon sub-NS correspondant à un maximum de subsidence. A l'Est de ce sillon, les épaisseurs diminuent progressivement pour atteindre un minimum de 30 m à Daluis et 20 m à Pourriac. Vers l'Ouest, cette diminution est plus rapide jusqu'au seuil SSE-NNW qui prolonge celui de Boades au Sud.

Dans l'ensemble les directions des lignes isopiques sont : NS, NNE-SSW et NNW-SSE. Vers le Sud, ces lignes isopiques sont perturbées et les épaisseurs semblent être étroitement liées à l'existence de petites structures, grossièrement orientées Nord-Sud, et d'une grande structure orientée Est-Ouest qui correspond à la bordure de la plate-forme provençale.

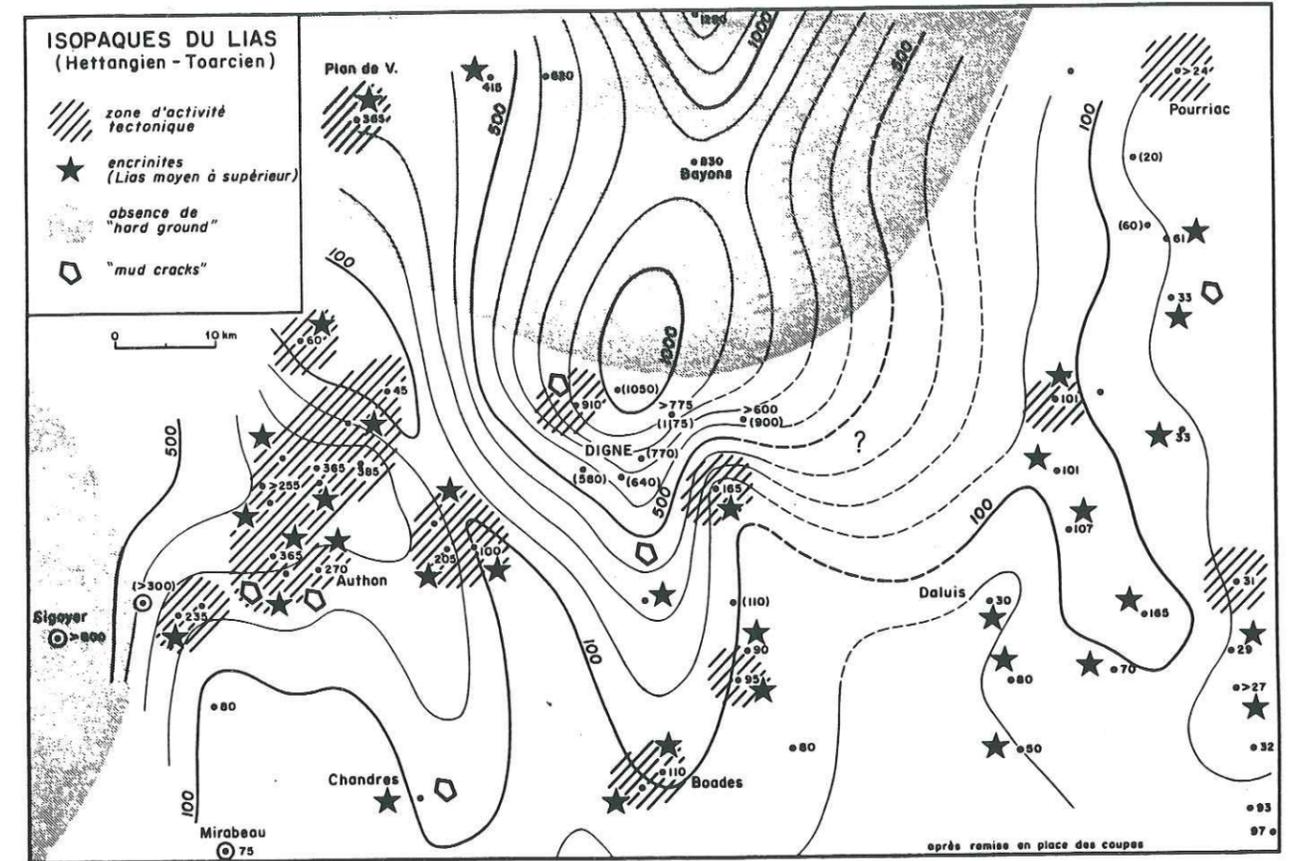


Fig. 19 : Isopaques du Lias (Hettangien - Toarcien) (Beaudoin et al., 1975).

B/ Au Jurassique supérieur

La carte des isopaques au Jurassique supérieur (fig. 20) souligne également l'existence de pentes qui isolent à l'Est de Digne des rides et des sillons de direction méridienne. Les zones hautes se caractérisent par une sédimentation réduite et des dépôts d'origine détritique. Les zones basses se caractérisent par une importante sédimentation canalisée par d'importants courants (flèches noires) et marquée par de nombreux glissements (triangles noirs). Dans la partie Sud de l'actuel arc de Castellane se développe une sédimentation de type récifal, sous forme de calcaires blancs (en hachurés). La carte souligne aussi l'existence de deux axes orientés sub-EW, un premier à hauteur de Castellane au Sud et un second à hauteur de Barcelonnette au Nord, qui influencent la direction des courants et des glissements.

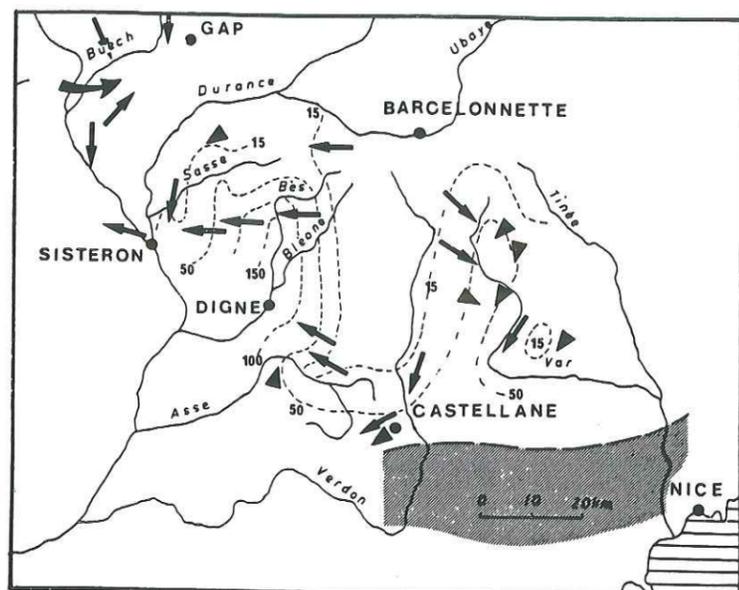


Fig. 20 : Isopaques et reconstitution des pentes au Tithonique supérieur-Berriasien inférieur (Beaudoin et al., 1975).

C/ Au Crétacé

La géométrie du bassin jurassique est conservée jusqu'à l'Hauterivien au moins (Beaudoin, 1973). A cette époque, la sédimentation est contrôlée par la présence d'axes positifs orientés NS à NNE-SSW (fig. 21). Les pentes ont ainsi joué un rôle prépondérant dans la répartition des faciès et des épaisseurs comme a pu le démontrer Le Doeuff (in Beaudoin, 1975) dans les bassins du Haut-Verdon et de la Bléone où il a observé l'existence, dans le Crétacé inférieur, de pentes inclinées vers le Sud et le SW.

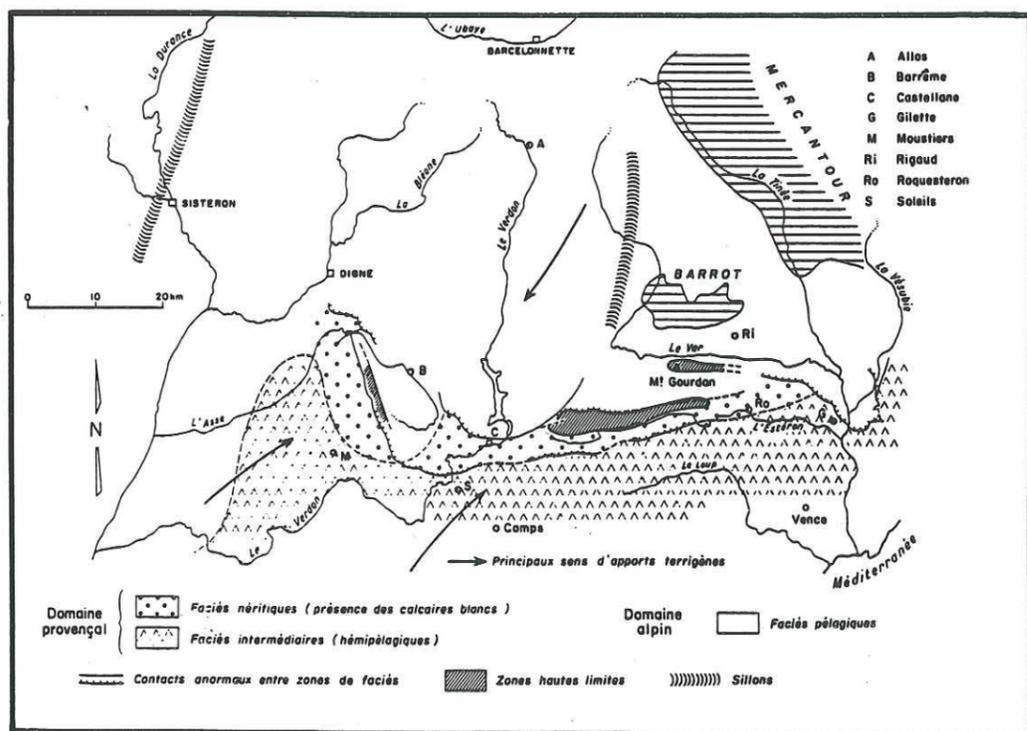


Fig. 21 : Carte de faciès du Crétacé inférieur (Beaudoin et al., 1975).

Au Crétacé supérieur, la nappe de Digne (fig. 22) se caractérise par quatre faciès : des faciès pélagiques au Nord (Seynes, Allos, Colmars), des faciès crayeux au Sud (Thorame, Cordeuil, Saint-André, Annot) d'une ligne de faciès mixtes orientée sub-EW qui permet le passage de l'un à l'autre. A l'Est de l'accident décrochant senestre de Rouaine orienté NNE-SSW, les faciès crayeux font place à des faciès silto-détritiques. On remarque qu'à l'Ouest d'une ligne méridienne correspondant à la paléo-faille de Gévaudan - la Cine (cf. Partie II), les séries du Crétacé supérieur s'interrompent brutalement comme nous aurons l'occasion de le montrer. Par ailleurs, la carte des faciès au Crétacé supérieur indique la présence d'un axe positif qui passerait par Colmars et Cordeuil. On remarque que cet axe orienté NS est sub-parallèle à l'accident de Gévaudan - la Cine. Toutes ces informations nous permettent de conclure à l'existence de structures orientées NS et sub-EW qui conditionnent la répartition des faciès crétacés du domaine alpin.

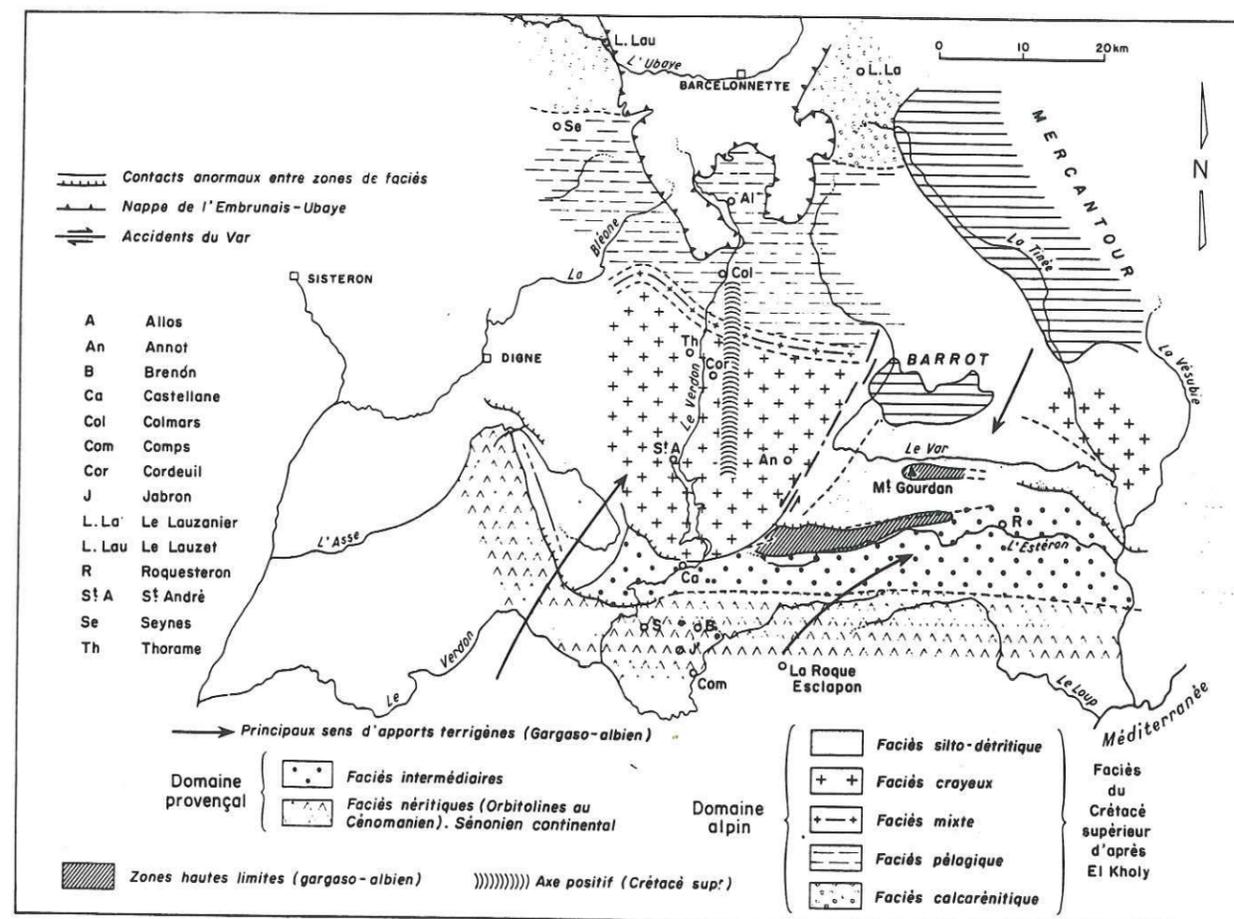


Fig. 22 : Carte de faciès du Gargas-Albien et du Crétacé supérieur (Beaudoin et al., 1975).

3.2. - Les écailles frontales parautochtones

3.2.1. - Le système d'écailles frontales de la branche occidentale de l'arc de Castellane

La partie frontale de la branche occidentale de l'arc de Castellane est jalonnée, du Nord au Sud, par une série d'unités imbriquées. Les unités les plus externes (occidentales) se caractérisent par des faciès à affinité provençale, alors que les unités plus internes (orientales) montrent des faciès intermédiaires entre ceux qui affleurent à l'Est sur la nappe de Digne à affinité dauphinoise et ceux qui affleurent à l'Ouest sur la plate-forme provençale. Elles se caractérisent aussi par une intense déformation que nous étudierons en détail dans la Partie II (« Analyse géométrique et cinématique des structures sur la branche

occidentale de l'arc de Castellane») de ce mémoire. Nous nous contenterons ici de présenter les principales caractéristiques stratigraphiques et les grandes lignes du schéma structural de cet ensemble complexe.

A/ Principales caractéristiques stratigraphiques

A1/ Les faciès jurassiques provençaux

Comme nous l'avons vu au chapitre précédent qui présente l'évolution des bassins pré-vocontien et vocontien durant le Mésozoïque, la plate-forme provençale s'est trouvée tantôt immergée, tantôt émergée. Les séries à faciès de plate-forme qui s'y sont déposées se caractérisent par d'importantes discontinuités sédimentaires et des épaisseurs très réduites, voire nulles pour certains dépôts comme nous le verrons dans la Partie II. Elles se reconnaissent facilement par leur Lias dolomitique épais (200-300 m dans les gorges de Trévans), l'absence des Terres Noires callovo-oxfordiennes et un Portlandien à calcaire blancs de plate-forme (300-500 m).

A2/ Les faciès jurassiques mixtes

Les unités intermédiaires se caractérisent par un Lias et un Dogger réduits où l'on reconnaît les grandes subdivisions des séries à affinité dauphinoise. Les Terres Noires sont présentes. Elles reposent soit directement sur le Bathonien inférieur (unités du Poil-Creisset), soit sur le Bajocien supérieur (écaillés de Faucon-Turriers), soit directement sur le Carixien comme dans l'unité de Valavoire (Haug, 1891 ; Bodelle, 1964). Leur épaisseur ne dépasse pas 200 m. Les séries du Jurassique supérieur montrent des épaisseurs plus importantes que dans la nappe de Digne : 150 m à Pierre-Mont, 300 m dans la cluse de Barles (notice la Javie).

A3/ Les faciès du Crétacé

Le Crétacé est de type provençal. Il se caractérise par des séries réduites, entrecoupées de discontinuités sédimentaires tels des horizons glauconieux, phosphatés et à oolithes ferrugineuses. Les faciès sont plus variés que dans le domaine vocontien proprement-dit. On connaît notamment des calcaires récifaux et périrécifaux dans le Crétacé basal, des calcaires lumachelliques dans le Valanginien, des grès dans l'Albien et le Cénomaniens. On y reconnaît les deux grandes séquences qui caractérisent le Crétacé vocontien :

- la première séquence du Berriasien-Bédoulien (fig. 21) se caractérise par une série de discontinuités au Néocomien et à l'Aptien qui correspondent à des arrêts de sédimentation fréquents en limite de bassin. Les séries ici réduites sont essentiellement calcaires.

- la seconde séquence de l'Aptien-Sénonien (fig. 22) se caractérise par des faciès néritiques, gréseux et calcaires.

B/ Canevas structural

La répartition des faciès mésozoïques du domaine provençal est guidée dès le Trias (§ 2. 2. 1) par la présence de paléo-structures sub-NS et EW. Elle fait en effet ressortir l'existence pérenne d'un haut-fond au niveau de l'actuel bassin de Digne-Valensole dont les limites sont sub-NS qui se prolonge au Sud par le haut-fond du Moyen-Verdon et vers l'Est suivant un axe de direction EW. Les grandes lignes paléogéographiques sont conservées jusqu'au Crétacé supérieur comme le montrent les cartes de faciès pour le Crétacé (fig. 21 et 22). La répartition des faciès semble être guidée par des structures orientées sub-NS à NNW-SSE et EW.

3. 2. 2. - Le système d'écaillés frontales de la branche orientale de l'arc de Castellane

La branche orientale de l'arc de Castellane est limitée à l'Est par l'arc de Nice et au Nord-Est par l'accident décrochant dextre de Gourdan-Vial et le dôme de Barrot. Au Nord-Ouest, sa frontière avec la nappe de Digne est marquée par l'accident décrochant senestre de Rouaine. Elle est limitée au Sud par le socle autochtone, qui affleure au niveau des massifs des Maures et du Tanneron, surmonté de sa couverture provençale portant çà et là des dépôts cénozoïques chevauchés jusqu'au Miocène inférieur.

A/ Principales caractéristiques stratigraphiques

La branche orientale se caractérise par le développement de séries à faciès littoraux et même subrécifaux dans sa partie la plus occidentale (Riché et al., 1961). Les faciès du Jurassique et du Crétacé montrent l'existence d'une plate-forme où se déposent des sédiments à affinité provençale (Soleils ⇒ Saint-Jeannet) et d'une marche d'escalier pentée vers le Nord en direction du bassin dauphinois qui isole un bloc où se déposent des sédiments à affinité intermédiaire, comme on l'observe sur la branche occidentale.

B/ Principales caractéristiques tectoniques

Cette branche s'organise en un système de chaînons plissés ou chevauchants, allongés suivant une direction Est-Ouest. Dans le détail, elle se compose d'une mosaïque complexe de blocs indépendants. Cette disposition est le résultat d'un héritage mésozoïque et d'une structuration polyphasée paléogène et néogène. L'héritage y est surtout extensif comme pour la branche occidentale (Hibsch, 1992 ; Laurent, thèse UNSA en cours). Le réseau de paléo-failles est ici particulièrement dense et varié. Les directions dominantes sont NE-SW, NW-SE, NS et EW. Celles-ci ont été reprises en décrochements dextres, décrochevements ou chevauchements à vergence Sud lors des phases compressives alpines d'âge miocène. Cette branche orientale se caractérise aussi par la présence de paléo-grabens crétacés, réactivés à l'Oligocène (Hibsch, 1992) que l'on ne retrouve pas dans la branche occidentale et l'absence de bassin flexural majeur. Quant aux étapes qui ont présidé à sa structuration, elles sont comparables à celles de la branche occidentale que l'on se propose d'examiner dans la suite de ce mémoire.

Deuxième partie :

**Analyse géométrique et cinématique des
structures
sur la branche occidentale de l'arc de Castellane**

Deuxième partie

Analyse géométrique et cinématique des structures sur la branche Nord-Sud de l'arc de Castellane

Après avoir présenté les caractéristiques géométriques et tectoniques de la nappe de Digne (chap. 1), qui constitue l'élément majeur de la branche occidentale de l'arc de Castellane, nous étudierons la géométrie et la cinématique du système d'écaillés qui se développe sur le front de la nappe de Digne (chap. 2). Enfin, nous nous attarderons sur les principaux accidents décrochants qui structurent la branche occidentale de l'arc de Castellane (chap. 3). Ces accidents sont d'Ouest en Est : les faisceaux du Poil-Creisset, de Gévaudan - la Cine et de Rouaine.

1. - Structure, transport et déformation de la nappe de Digne

Introduction : historique des études

100 ans de recherche sur le front de chevauchement de la nappe de Digne !

Le géologue E. Haug est le premier à publier (1891, 1894) une toute première synthèse sur les chaînes subalpines, entre Gap et Digne.

Après un arrêt des recherches lié sans aucun doute à la première guerre mondiale, les études reprennent avec A. de Lapparent (1934) et surtout J. Goguel (1933, 1939). Ce dernier soulève nombre de questions, dont certaines nous préoccupent encore aujourd'hui ; il propose des réponses fort intéressantes, bien en avance sur leur temps, mais qui relèvent plus d'une grande intuition que d'une argumentation solide.

La guerre de 39-45 nous prive une seconde fois de travaux. Ceux-ci ne reprennent qu'en 1969 sous la direction de Gidon et Pairis. Ces auteurs vont se consacrer à des études fouillées sur le terrain entre le massif du Pelvoux et Barrême jusqu'en 1992. On retiendra tout particulièrement leur collaboration avec Faucher et al. (1988) dans le cadre de la première étude microtectonique sur le front de chevauchement de la nappe de Digne.

Dans la période comprise entre 1970 et 1975, l'équipe Gigot, Grandjacquet et Haccard, réalise une étude détaillée de la nappe de Digne et de son substratum, aux abords du bassin tertiaire de Digne et plus au Sud à Courbons. Plus tard, Jorda (1982, 1988) qui s'est orienté plus particulièrement sur l'étude des déformations dans les nappes alluviales quaternaires de la région de Digne, apporte des précisions sur la chronologie du charriage.

En 1989, Haccard publie avec la collaboration de Beaudoin, Gigot et Jorda la notice explicative de la feuille de la Javie qui constitue à ce jour la synthèse la plus complète sur la nappe de Digne. Dans leur description tectonique, les auteurs distinguent quatre unités structurales : le bassin mio-pliocène de Digne-Valensole et l'autochtone de Sisteron, les unités inférieures (unité de Mélan-Clamensane ou unité de Valavoire), les unités intermédiaires (unité du plateau de Chine et écaillés de Clapouse) et l'unité supérieure ou nappe de Digne qui nous intéresse plus particulièrement ici.

Après avoir précisé, dans un tout premier paragraphe, l'extension géographique de la nappe de Digne, nous envisagerons ses caractéristiques stratigraphiques et tectoniques.

Ces données de géométrie et de cinématique étant précisées, nous poserons en conclusion, les grandes questions qui restent en suspens et auxquelles nous tenterons de répondre, dans la troisième partie de notre travail, par la réalisation de coupes géologiques à l'échelle régionale.

1.1. - Extension géographique de la nappe de Digne

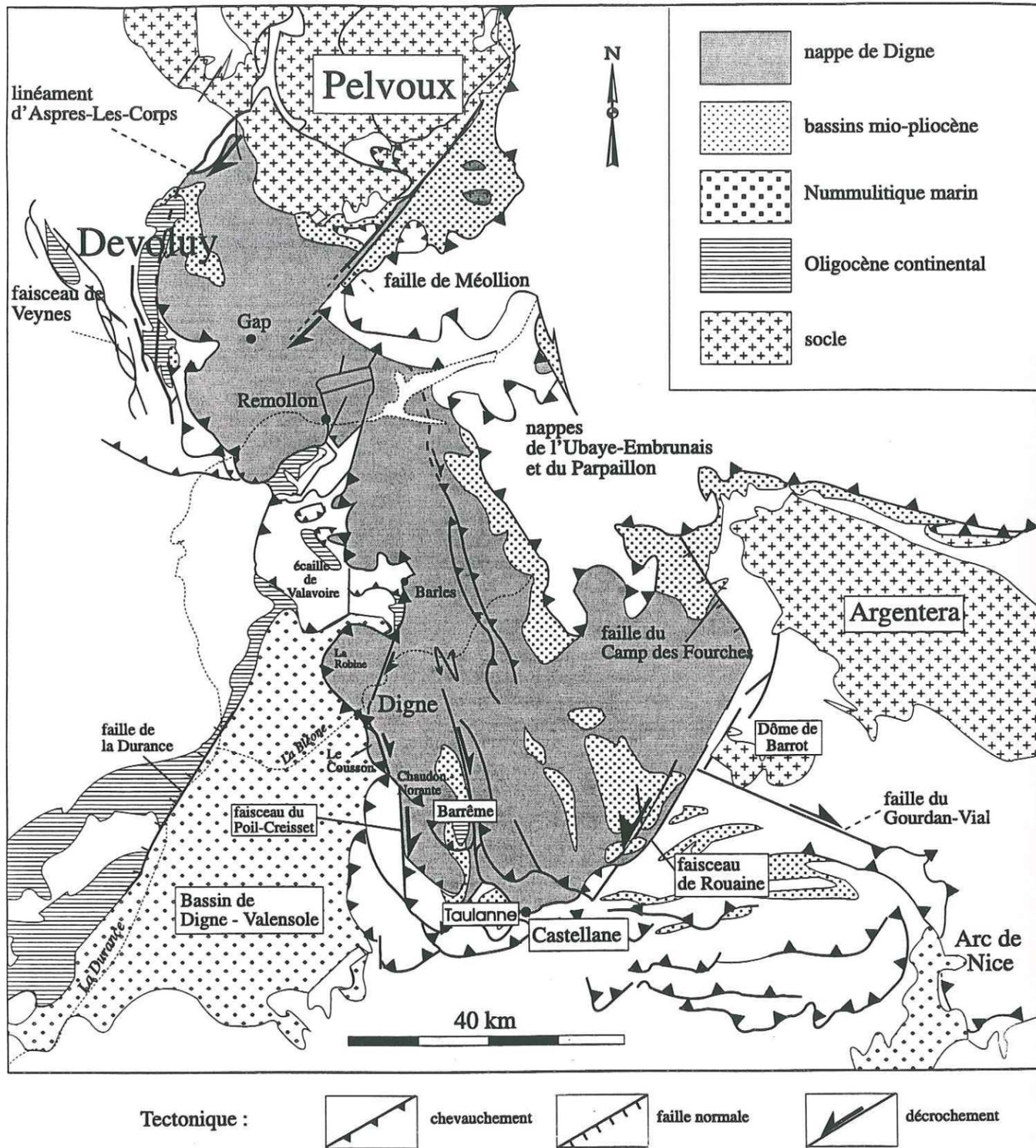


Fig. 23 : Schéma structural régional des chaînes subalpines méridionales montrant la trace du front de chevauchement de la nappe de Digne.

Les limites occidentale, septentrionale et orientale de la nappe de Digne sont bien définies (fig. 23) :

A l'Ouest sa limite est marquée par un front le long duquel la nappe chevauche le puissant complexe molassique tertiaire de Valensole et les écaïlles frontales autochtones que nous étudierons ultérieurement (chap. 2). Notons déjà que cette notion d'« autochtone » est toute relative car des déformations engendrées par le transport tangentiel de la nappe de Digne ont pu y être observées, notamment dans la « demi-fenêtre de Barles » (Gidon et al., 1992) : nous parlerons alors d'écaïlles para-autochtones. Le tracé du front de la nappe de Digne est régionalement orienté NNW-SSE. Il est sinueux et largement entamé par l'érosion qui repousse ses limites vers l'Est, laissant ainsi affleurer les écaïlles sous-jacentes à caractère provençal ou mixte de Barillonnette, Faucon, Turriers et Valavoire, au Nord (Arnaud et al., 1977 ; Gidon et al., 1992), Châteauredon, Beynes, Trévans et Moustiers-Sainte-Marie, au Sud.

Au Nord de Gap, le front de chevauchement de la nappe de Digne se confond avec le chevauchement médian du Dévoluy avant de se raccorder à la gerbe d'accidents décrochants dextres qui se développent au Nord du sommet du Gicon et au linéament d'Aspres-les-Corps (fig. 24). Ce dernier accident de direction NE-SW qui sépare les massifs du Pelvoux et des Grandes Rousses - Belledonne, a d'abord joué en décrochement senestre, puis en décrochement dextre au Mio-Pliocène (Gidon et al., 1976, 1985 ; Aprahamian et al., 1975).

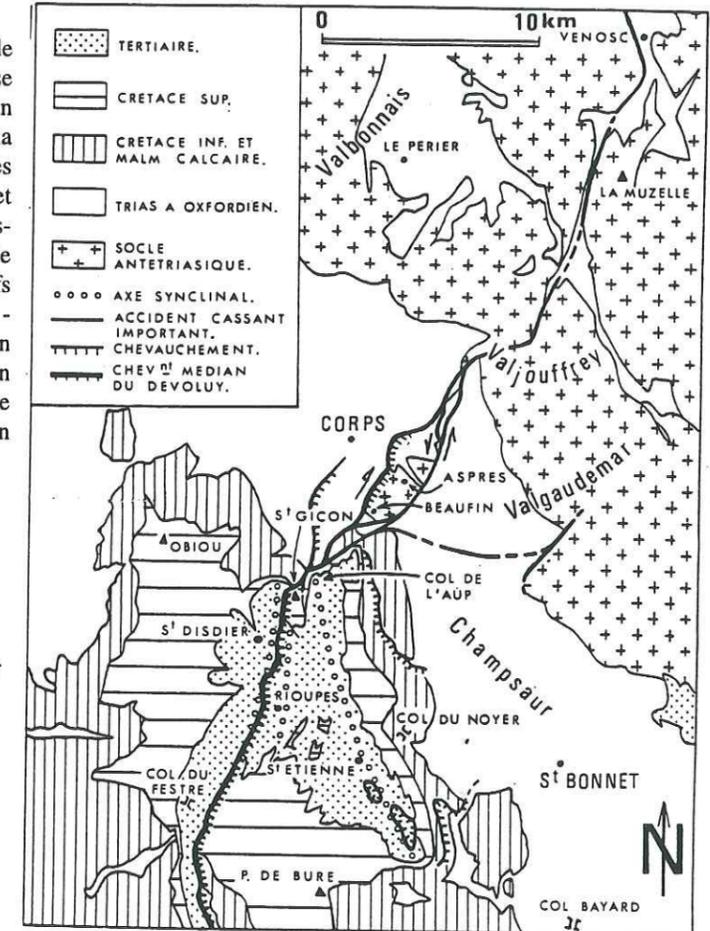


Fig. 24 : Schéma structural du secteur du Gicon (Gidon, 1976).

Au Sud de Digne, le tracé du front de chevauchement s'infléchit et se subdivise en trois branches successives. Ce sont, du Nord au Sud, les chevauchements de Chaudon-Norante, de la Montagne de Vibres et de Blioux. Le chevauchement de Chaudon-Norante s'amortit frontalement au niveau de l'anticlinal de Norante dont l'axe plongeant vers l'Est passe brutalement d'une direction sub-méridienne à une direction E-W. Le chevauchement de la montagne de Vibres et celui de Blioux semblent se raccorder à un accident méridien que nous étudierons en détail dans un chapitre essentiellement consacré au couloir de déformation de Gévaudan - la Cine.

Au Nord, la nappe est limitée par le massif cristallin du Pelvoux. Au Nord-Est et à l'Est elle est partout recouverte par l'unité chevauchante de l'Ubaye-Embrunais et son annexe la nappe de l'Autapie. Au Sud-Est, elle est limitée par l'accident décrochant senestre de Rouaine qui se prolonge plus au Nord par la paléo-faille normale du Camp des Fourches.

Ses limites méridionales sont restées jusqu'à ce jour imprécises :

Goguel (1939) pense que la nappe s'amortit au niveau de l'anticlinal de Norante. En 1971, Gidon situe l'amortissement de la nappe de Digne « aux extrémités du faisceau du Poil-Creisset » sans pouvoir être plus précis. En 1982, le même auteur situe cet amortissement au NNE de l'anticlinorium de Verdaches. Ainsi, quelle que soit la cause fondamentale envisagée pour le décollement de la nappe, sa mise en mouvement correspondrait au décollement du flanc long, nord-oriental de l'anticlinal, tandis que le flanc SSW resté autochtone aurait été rebroussé et renversé par l'avancée de la nappe pour former les montagnes de Chine et du Blayoul.

Nos travaux nous conduisent à envisager l'amortissement de la nappe de Digne plus au Sud, au niveau du chevauchement qui passe au Nord du synclinal tertiaire de Blioux. Ce chevauchement à vergence Sud rejoint plus à l'Est dans la branche orientale de l'arc de Castellane l'extrémité Sud du faisceau de Rouaine (fig. 23).

1. 2. - Caractéristiques stratigraphiques de la nappe de Digne

Nous avons vu dans la Partie I que, par définition, les auteurs attribuent à la nappe de Digne les unités caractérisées par un Lias-Dogger hémipélagique épais (Gidon et al., 1992) : ce sont les séries à faciès dauphinois. Son enracinement ou amortissement dans la région de Digne est longtemps resté imprécis du fait que les faciès de la série dauphinoise varient du Nord au Sud, d'Est en Ouest et que les épaisseurs diminuent considérablement en direction du Sud (Norante) perdant ainsi leurs caractéristiques dauphinoises. Les auteurs ont montré que ces variations sont contrôlées par d'importantes paléo-failles normales dont les plus importantes sont sub-méridiennes (Beaudoin et al., 1986).

Depuis les travaux de Haug (1891), Mouterde et al. (1966), Beaudoin et al. (1988) dans la région de Digne, ceux d'Assenat (1972) entre Digne et Castellane, le Lias des Alpes de Haute-Provence est bien connu. C'est un Lias complet depuis l'Hettangien, jusqu'au Toarcien supérieur. Il montre des affinités avec le domaine dauphinois mais les séries y sont plus réduites. On préfère alors parler d'un Lias de type dignois.

Les coupes types de la nappe de Digne dans notre secteur d'étude sont les coupes de *Digne - la Javie* et de *Norante-Barrême* (fig. 25).

Dans le secteur de *Digne - la Javie*, la série liasique est épaisse de 1500 m (le Mousteiret, la Javie). Elle dépasse 1800 m dans le lobe de la Robine. D'une façon générale, le Lias présente une série d'abord calcaire jusqu'au Carixien, marno-calcaire jusqu'au Toarcien inférieur et moyen, puis marneuse au Toarcien supérieur. Cette succession indique un approfondissement du bassin liasique qui perdure avec la transgression du Callovo-Oxfordien, épais de 1000 m en moyenne dans le secteur des Dourbes à l'Est de Digne. La barre tithonique est réduite. Le Crétacé est celui que l'on retrouve plus au Sud dans le secteur de Norante-Barrême. Il est important de noter qu'à l'Est du faisceau d'accidents de Gévaudan - la Cine, que l'on peut suivre plus au Nord jusqu'au lieu-dit de Champourcin, les épaisseurs diminuent fortement et les faciès s'enrichissent en calcaire à la faveur de paléo-failles normales à pendage Ouest ou Est qui isolent un haut-fond (Beaudoin et al., 1986).

La coupe type de *Norante-Barrême* montre un Lias épais de 460 m à la Clappe, au Nord de Norante (notice feuille de Digne) qui se subdivise en un Lias calcaire à la base et un Lias marneux au sommet. Le Toarcien inférieur n'y est pas représenté et le Carixien se termine par une surface durcie. Le Dogger se caractérise par un fort développement de l'épisode argileux des « Terres Noires » au Callovo-Oxfordien. Celles-ci atteignent 600 m d'épaisseur au village des Dourbes. Le Malm montre 2 termes distincts :

- L'Oxfordien moyen ou « Argovien » qui se caractérise par une alternance de marnes noires et de calcaires jaunes sur 50 à 100 m d'épaisseur (puissance comparable à celle de la zone des faciès mixtes) ;

- le Kimméridgien-Portlandien épais de 100 m au maximum qui est caractérisé par une série calcaire à faciès franchement « tithonique » ; ceux-ci sont surmontés par 80 m de calcaires lités gris et marno-calcaires du Berriasien.

Le Crétacé est d'abord représenté par une série marneuse albo-cénomanienne épaisse de plusieurs centaines de m, mais difficile à évaluer en raison des fortes déformations qu'elle concentre en raison de

son caractère plastique. Le Crétacé est ensuite représenté par les calcaires crayeux du Turonien, Coniacien et Santonien. Ces séries de type vocontien sont riches en constituants carbonatés et pauvres en matériel détritique terrigène. Elles témoignent d'un milieu pélagique de haute mer.

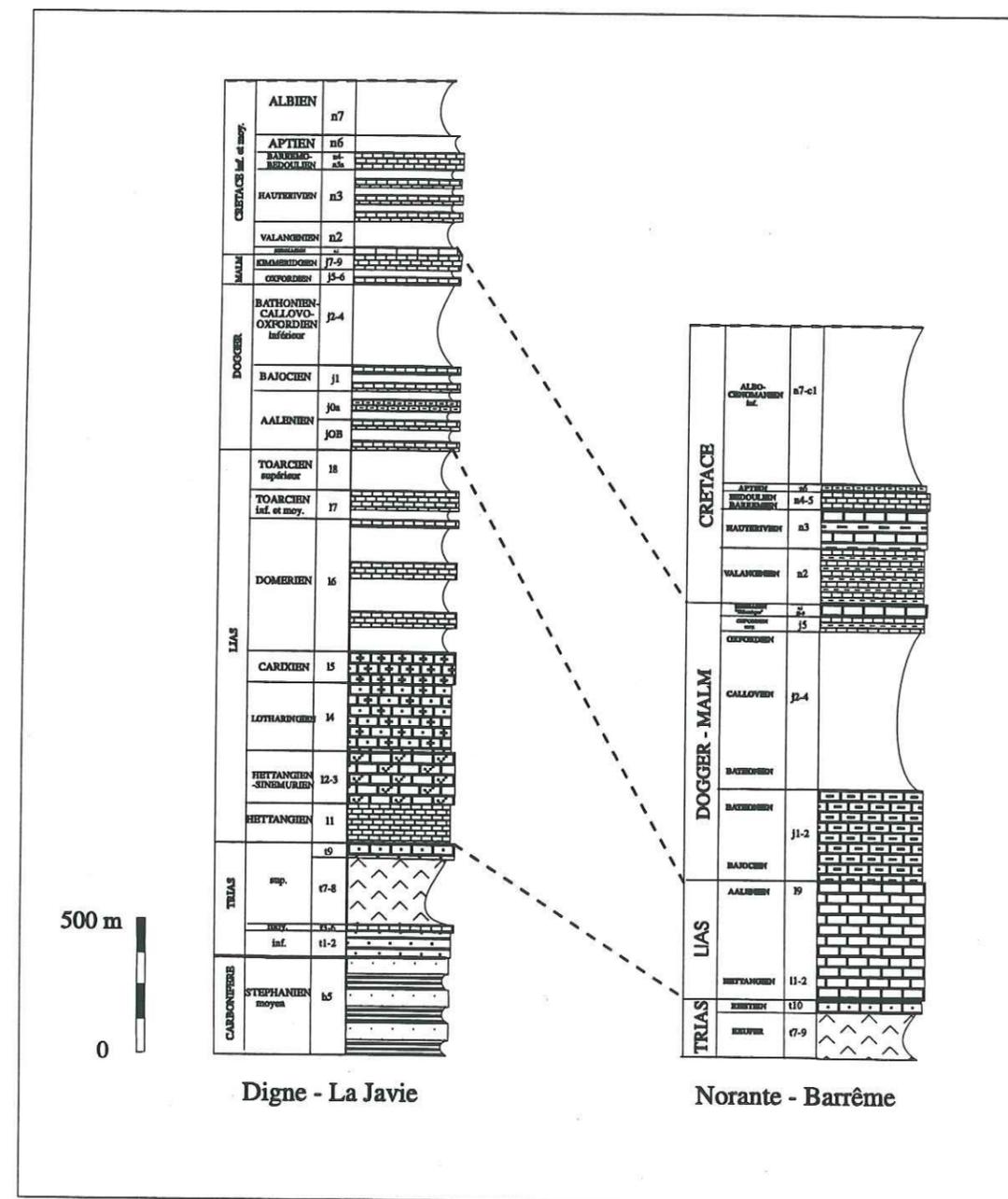


Fig. 25 : Colonnes stratigraphiques comparées des secteurs dignois à affinité dauphinoise (la Javie) et dignois réduit (Norante).

1. 3. - Analyse tectonique

La nappe de Digne constitue l'élément majeur de la branche occidentale de l'arc de Castellane. Elle est formée d'un corps principal et de deux unités satellites (lobes de la Robine et du Cousson). Ces dernières sont séparées du corps principal par l'important accident décrochant dextre de la vallée du Bès qui se prolonge au Sud de Digne. Elles seront étudiées dans la partie III de notre travail où nous précisons leurs relations et leur contact avec la nappe de Digne proprement-dite. Nous nous consacrons ici uniquement à l'analyse tectonique du corps principal de la nappe de Digne et de son front.

1. 3. 1. - Caractéristiques géométriques

L'organisation structurale de la nappe est rendue compliquée par la présence d'un important réseau de paléo-failles normales. Comme nous le montrerons ultérieurement, ces paléo-failles ont été réactivées par les phases de compression alpine. C'est ainsi que l'on distingue deux grands types de déformation (Gidon et al., 1992) : des « déformations préliminaires » qui témoignent d'une activité tectonique anté-compressions alpines, donc anté-charriage, et des « déformations concomitantes » au charriage. Ces deux phases majeures de structuration ont pu être décrites par Gidon et al. (1992) dans la vallée du Bès et par Haccard et al. (1989) dans le lobe de la Robine. Il sera, pour nous, intéressant de les rappeler et de préciser leur interférence afin de contrôler au mieux le rôle des héritages dans la structuration de la nappe de Digne.

A/ Structures frontales

On doit beaucoup aux 20 années de recherche sur le terrain de Gidon et Pairis qui ont analysé en détail le front de la nappe depuis son enracinement sur l'accident décrochant d'Aspres-les-Corps au Nord jusqu'à son amortissement dans le secteur de Blieux. Ces auteurs ont ainsi montré que la structure du front de chevauchement de la nappe de Digne varie d'un secteur à l'autre en fonction des héritages structuraux et sédimentaires de la zone chevauchante.

Nos observations sur le front de chevauchement de la nappe de Digne, entre Barles au Nord et les chaînons de Castellane au Sud, montrent que l'on n'observe pas qu'une seule surface de chevauchement. Il existe sur le front de la nappe toute une zone de chevauchements, plus ou moins complexe, qui se développe à cheval sur la nappe de Digne à affinité dauphinoise et les unités parautochtones à affinités mixte et provençale. Les principaux chevauchements sont de direction sub-méridienne. Ils s'anastomosent en faisceau de failles curvilignes. Celles-ci se branchent sur le chevauchement principal qui correspond au contact de base de la nappe. Elles plongent vers l'ENE (le Cousson) ou vers le Nord-Est (Courbons). Au Sud de Norante, dans la virgation frontale, les surfaces de chevauchement plongent vers le Nord-Est, puis vers le Nord, dans la branche orientale de l'arc de Castellane. Nous étudierons plus en détail ces structures qui se développent au front de la nappe de Digne dans le chapitre qui suit et qui décrit le système d'écaillés frontales au Nord et au Sud de Digne.

La principale caractéristique du front de chevauchement dans la branche occidentale de l'arc de Castellane est son obliquité par rapport à la direction de transport de la nappe de Digne (paragraphe suivant). Il est important de remarquer que cette obliquité n'a pas permis le développement des anticlinaux de rampe qui restent de faible amplitude, mais qu'elle est à l'origine d'un important jeu décrochant sur les accidents de la zone de chevauchement comme nous allons le démontrer dans la partie III de ce mémoire.

B/ Principales structures plicatives de la nappe de Digne

La nappe de Digne est souvent décrite comme un système de plis superposés (Lemoine, 1972 ; Gigot et al., 1974 ; Gidon et al., 1992) qui relèvent, pour l'essentiel, de deux phases tectoniques distinctes (Haccard et al., 1989). Leur direction axiale respective est comprise entre N60 et N90 pour la phase précoce de plissement et N140 pour la deuxième phase.

Les plis de première génération :

Ces plis de première génération (feuilles de la Javie et Digne), sensiblement orientés Est-Ouest, sont inégalement répartis dans le corps de la nappe. Ils sont serrés, pincés et souvent déversés vers le Nord (massif du Couard, Blégiers et Prads). L'analyse de ces structures conduit Haccard et al. (1989) à envisager la présence de structures héritées Est-Ouest qui seraient à l'origine du développement de ces

plis. Ces paléo-failles normales Est-Ouest sont d'ailleurs bien visibles au Sud de Barles où elles sont datées du Crétacé inférieur.

Pour ce qui est des plis de première génération, il n'existe pas sur le terrain d'arguments directs de datation. Après comparaison avec des plis de même direction observés dans les unités inférieures et dans la partie de la nappe de Digne couverte par la feuille de Seyne, les auteurs de la feuille de la Javie les rattachent à une phase de déformation anté - Crétacé supérieur à anté - Eocène moyen. La feuille de Digne nous permet de confirmer cette fourchette d'âges avec la structure anticlinale de Norante - Saint Martin, sur le flanc occidental du synclinal de Barrême. Ce pli, de direction Est-Ouest, est tronqué par une surface d'érosion sur laquelle les calcaires nummulitiques se sont déposés en discordance. Toutes ces structures relèveraient donc d'événements pyrénéo-provençaux (Lemoine, 1972).

Les plis de seconde génération :

Ces plis ont une direction axiale N140. Ils sont particulièrement bien développés dans un couloir de déformation compris entre l'Asse, à l'Ouest, et le col de la Cine, à l'Est. Ce sont pour l'essentiel les structures qui relaient au Nord l'accident décrochant dextre de Gévaudan - la Cine (chap. 3), bien développées dans les secteurs de Blégiers (Debats et al., 1970 ; Horrenberger, 1980), Beaujeu (Werner et al., 1980), le Vernet et le col du Labouret. Ces plis présentent la particularité d'être dissymétriques, déversés vers le Sud-Ouest (fig. 26) et associés à une schistosité de fracture par effet de pression / dissolution (Haccard et al., 1989).

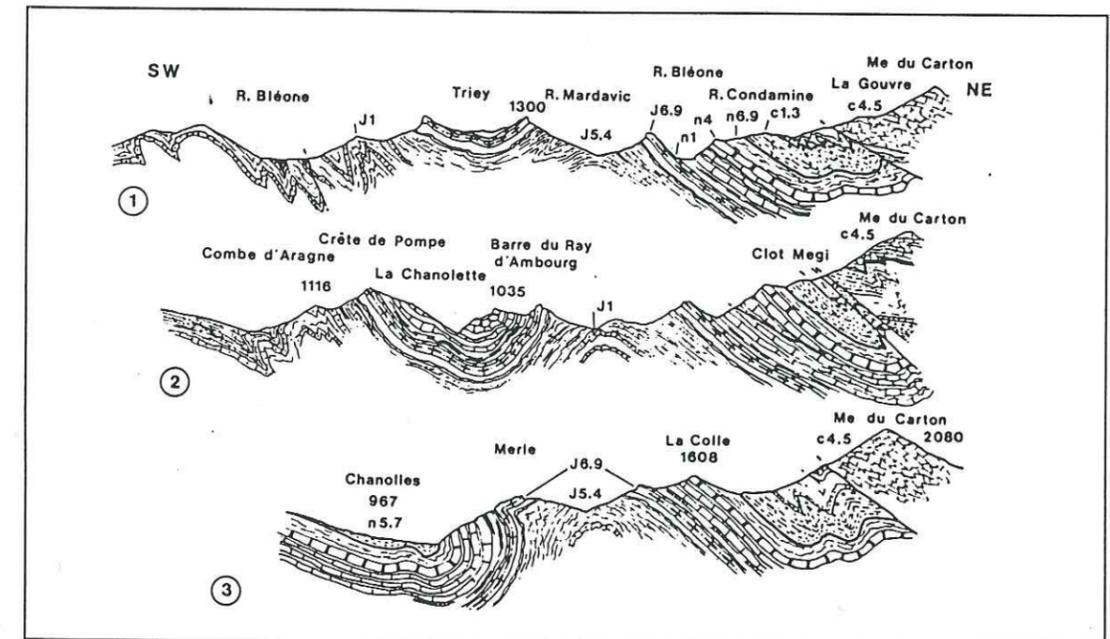


Fig. 26 : Coupes de la structure anticlinale de Blégiers (Debats et al., 1970).

Les auteurs de la notice de la feuille de la Javie remarquent à juste titre que ces structures sont associées à des décrochements dextres (le Défend, col de la Cine, Beaujeu, Blégiers, les Baus, le col du Labouret). Ils remarquent aussi que ces accidents sont eux-mêmes souvent associés à des anomalies stratigraphiques enregistrées au Jurassique inférieur et moyen, ce qui nous permet de penser que la part des héritages est importante dans la structuration de ce secteur.

Il n'existe pas d'argument direct de datation des déformations de cette deuxième phase. Toutefois, par extrapolation des observations faites dans le synclinal de Barrême sur la feuille de Digne par de Graciansky et al. (1982), les auteurs de la feuille la Javie s'accordent à rapporter ces plis à l'Oligocène supérieur. En effet, un certain nombre de plis orientés sub-NS ont pu être observés dans le synclinal tertiaire de Barrême. Ce sont les replis du Château de Clumanc, datés de la base de l'oligocène, les plis synschisteux des Blachettes d'âge oligocène supérieur et les déformations synsédimentaires d'âge oligocène de l'anticlinal de Malvoisin (de Graciansky et al., 1982). Ces plis sont tous formés à l'aplomb de paléo-failles majeures qui ont joué au cours des compressions alpines cénozoïques avec pour résultat

le décollement de la nappe de Digne dans les gypses du Keuper et sa progression vers le SSW, comme nous allons le montrer dans la suite de ce mémoire.

Les plis serrés et chevauchants, observés à l'Est de la structure anticlinale de Norante (feuille de Digne) dans la barre tithonique (fig. 27) qui coiffe le sommet Saint-Martin, appartiennent aussi à la famille de plis de la seconde génération. Leur orientation est étroitement liée à la présence d'une paléo-structure Est-Ouest de la première génération sur laquelle s'est moulé l'anticlinal de Chaudon-Norante. Ces structures plicatives se retrouvent, plus au Sud, dans l'anticlinal de la Barre, qui prolonge la structure de Norante. Leur amplitude est plus importante (500 m pour le synclinal de la Sapée et 1000 m pour l'anticlinal de la Barre).

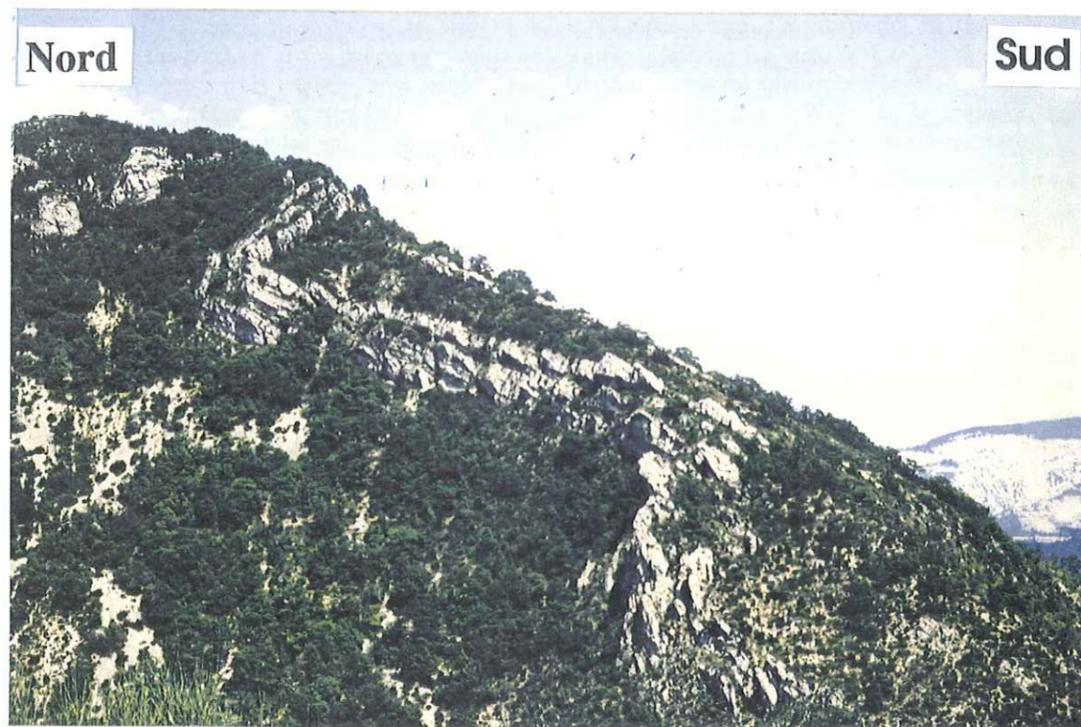


Fig. 27 : Plis d'amortissement de la nappe de Digne observés à l'Est de Norante.

C/ Principales fractures

Dans notre secteur d'étude, la nappe de Digne (fig. 23) est formée d'un corps principal, qui s'étend de Barles au Nord jusqu'aux chaînons de Castellane au Sud, et de deux éléments (lobe de la Robine et lobe du Cousson) séparés du corps par l'accident décrochant du Bès. Notre schéma structural (fig. 23) montre qu'un troisième élément tend à se séparer du corps principal de la nappe au Sud du chevauchement de Chaudon-Norante : nous l'appellerons le lobe de la Sapée - montagnes de Vibres. Cette unité est partout séparée de la nappe par un contact peu penté qui fait chevaucher la nappe sur elle-même dans ce secteur ; elle est par ailleurs séparée du système d'écaillés frontales (chap. 2), à affinités provençales et mixtes, par la faille orientale du faisceau décro-chevauchant dextre du Poil-Creisset (chap. 3).

L'accident NNE-SSW localisé dans la vallée du Bès (Gidon et al., 1988, 1992), sépare le synclinal de la Robine à l'Ouest de la série monoclinale du corps de la nappe à l'Est. Son jeu se caractérise par une importante composante décrochante dextre qui décale les barres du Rhétien et de l'Hettangien de l'imposante série liasique dignoise. Ce décalage est estimé, en carte, à 2 km. C'est ainsi que le corps de la nappe s'est déplacé plus en avant vers le Sud par rapport au lobe de la Robine. Même si l'on perd la trace de cet accident au Sud de Digne, il semblerait qu'il se prolonge plus au Sud suivant une direction NNW-SSE avant de se raccorder au faisceau du Poil-Creisset. A l'Ouest d'Entrages, nous avons pu suivre

cet accident qui isole le Cousson du corps principal de la nappe à la faveur d'un jeu dextre, comme on a pu l'observer sur des plans porteurs de stries ($F = N 10, 70^\circ E ; p = 10^\circ N$).

La monotonie des séries dignoises est interrompue à l'Est par le faisceau d'accidents décrochevauchants de Gévaudan - la Cine - le Défend (chap. 3) que l'on peut suivre plus au Nord jusqu'au lieu-dit de Champourcin, avant d'être relayé par un système de plis en échelon. La plupart de ces plis se sont formés dans le contexte de décrochement-chevauchement qui prédomine dans ce secteur comme Werner et al. (1980) et Horrenberger (1980) ont pu le décrire aux lieux-dits de Beaujeu - Saint Pierre, Blégiers et les Baux. Nous retiendrons ici le cas de l'anticlinal de Beaujeu, au Nord de la Javie. Cette structure, orientée N150, est tranchée par un décrochement dextre orienté N20 qui la déverse vers le SSW, la tronçonne, et provoque son démantèlement avec une rotation de certaines portions de plis en faveur d'un important jeu transpressif.

Ce système de plis est relayé au Nord-Est par la zone de chevauchement de la Blanche. Ce système de chevauchements et de plis associés dessine globalement un arc à convexité SW et constitue l'équivalent synschisteux plus interne de l'arc de Castellane. Nous invitons le lecteur à consulter la thèse de Hamiti (1994) pour plus de précisions sur ce secteur.

D'autres déchirures mineures absorbent le raccourcissement régional : ce sont des ruptures de type rétrochevauchement, comme celle observée sur la barre des Dourbes au lieu-dit du Pas de la faille (feuille de Digne) et comme les accidents de direction E-W à ESE-WNW du sommet de Cucuyon (1886 m) et du Pré de l'Evêque.

1. 3. 2. - Caractéristiques tectoniques

A/ Directions de transport de la nappe de Digne

Pour les tous premiers géologues qui ont travaillé sur la nappe de Digne, la présence dans la nappe de structures subméridiennes (plis et/ou failles) laissait penser que le charriage avait pu résulter de serrages sub-EW.

En 1971, Gidon et al. montrent qu'un important serrage sub-NS a été sous-estimé dans les Alpes occidentales et plus particulièrement dans la structuration de l'arc de Castellane. Toutefois, ils ne donnent pas d'arguments ou d'observations précises dans ce sens.

Ce n'est qu'en 1986 que ces mêmes auteurs observent dans la demi-fenêtre de Barles un certain nombre de structures (stries sur plans de chevauchement, torsions des plans axiaux de plis antérieurs, plis d'entraînement décimétriques à hectométriques, schistosités au voisinage des contacts chevauchants) qui les conduisent à confirmer que l'essentiel du déplacement de la nappe de Digne s'est réalisé du NNE vers le SSW, selon une direction proche de N30.

En 1988, Faucher et al. ont réalisé la plus importante étude microtectonique sur le front de la nappe de Digne. Celle-ci s'étend entre Gigors (station la plus septentrionale) et Norante (station la plus méridionale), en passant par Barles et Digne (fig. 28).

Les auteurs ont essentiellement mesuré des plans polystriés. Après séparation sur le terrain de deux grandes familles de stries, puis traitement des mesures par la méthode des dièdres droits (Angelier, 1977), les auteurs identifient une première direction N30 et une deuxième direction comprise entre N50 et N100 (fig. 28). D'après les auteurs, la première direction de raccourcissement serait associée au déplacement de la nappe de Digne alors que la deuxième direction correspondrait à une phase d'accommodation de ce déplacement vers le SSW.

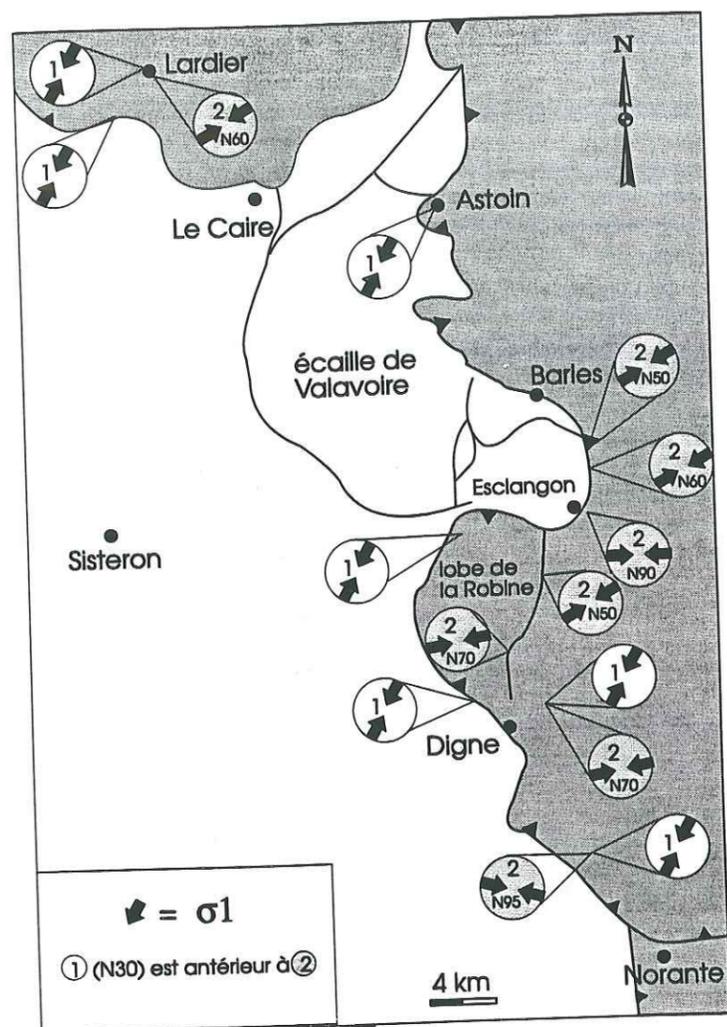


Fig. 28 : Carte des directions de transport obtenues sur le front de chevauchement majeur de la nappe de Digne (Faucher et al., 1988).

La première direction (N30) est celle de la mise en place initiale de la nappe par poussée arrière, déjà envisagée par Siddans (1979). Les auteurs précisent, par ailleurs, que des déformations induites par cette première direction ont été observées jusque dans les conglomérats mio-pliocènes de Valensole. Ils en concluent que le déplacement de direction N30 représente le phénomène le plus fondamental dans la mise en place de la nappe de Digne.

Pour ce qui est de la deuxième direction, les auteurs font appel à un processus de mise en place gravitaire. Les mouvements d'Est en Ouest ne seraient qu'une conséquence du déplacement vers le SSW de la nappe et seraient attribuables à un échappement latéral, par glissement, vers le bassin de Valensole.

Au vu de nos observations faites sur le contact anormal qui fait chevaucher à l'Ouest le lobe de La Robine sur le bassin de Digne-Valensole, nous pensons que la direction N30 partout présente sur le front de chevauchement de la nappe de Digne et mesurée sur la surface de contact anormal de la nappe représente bien la direction de transport de la nappe de Digne. Les auteurs l'assimilent, à tort, à une direction de raccourcissement. Par contre, la deuxième direction, différente selon les sites, correspond

bien à la paléo-contrainte enregistrée sur le site. Il est alors normal que celle-ci soit partout différente parce qu'elle dépend des conditions structurales du milieu et notamment de la direction des paléo-structures qui peuvent réorienter la contrainte régionale. Cette deuxième direction correspond donc à la direction de raccourcissement dont parlent les auteurs, mais il est important de souligner qu'elle n'est que locale, et non pas régionale comme ils le suggèrent dans leur publication.

B/ Directions des paléo-contraintes

On utilise ici les résultats de Ritz (1991) qui s'est intéressé aux paléo-champs de contrainte au front de la nappe de Digne et dans la nappe proprement-dite, par le biais d'une analyse microtectonique de plans de failles polystriés. L'originalité de son travail tient au fait qu'il émet l'hypothèse que les données ponctuelles de paléocontraintes calculées ont une signification régionale. Ceci le conduit à calculer, à partir d'un programme d'« interpolation linéaire en éléments finis » (Rebai et al., 1991), les directions horizontales des contraintes et de dessiner le champ de contraintes. Ritz propose ainsi les champs de contraintes pour les périodes (1) oligo-aquitaine, (2) miocène moyen - miocène supérieur, (3) pliocène et (4) quaternaire.

(1) Sur le modèle de trajectoires de contraintes proposé pour la période oligo-aquitaine (fig. 29) on observe une déviation des trajectoires de la contrainte maximale (σ_1) régionale orientée NE-SW. Celle-ci a permis à Ritz de proposer une position du paléo-front compressif, correspondant à l'actuelle branche occidentale de l'arc de Castellane, et de suivre sa trace après l'Oligo-Aquitainien. On remarque aussi que la trace du front est décalée. Ce décalage est maximal dans la partie Nord du front (plusieurs dizaines de km d'après Ritz), alors qu'il s'annule dans sa partie méridionale. Cette observation a conduit l'auteur à envisager la présence d'un accident transformant dextre qu'il positionne au niveau de l'actuel faisceau de Rouaine (chap. 3) et qu'il nomme faille de Guillaumes-Daluis-Castellane. D'après l'auteur, l'accident majeur du faisceau de Rouaine aurait joué en décrochement dextre à l'Oligo-Aquitainien et probablement au Miocène inférieur, avant de rejouer en décrochement senestre et de servir de guide à la nappe de Digne au Miocène supérieur - Pliocène.

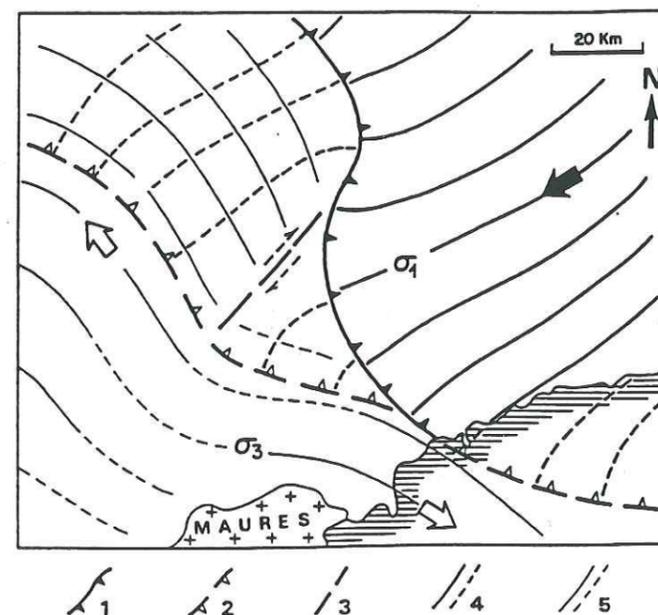


Fig. 29: Modèle de trajectoire de contraintes pour la période oligo-aquitaine dans les Alpes du Sud (Ritz, 1991).

- 1) front compressif,
- 2) position du front compressif après l'Oligo-Aquitainien,
- 3) faisceau de Rouaine ou « faille de Guillaumes-Daluis-Castellane » (Ritz, 1991),
- 4) trajectoires de σ_1 ,
- 5) trajectoires de σ_3 .

(2) L'interpolation des données de paléocontraintes, pour la période du Miocène moyen - Miocène supérieur (fig. 30), conduit à une répartition en éventail des trajectoires de la contrainte σ_1 , depuis le massif cristallin de l'Argentera-Mercantour vers l'extérieur de la chaîne. Ces trajectoires sont perturbées au niveau de l'actuel front de chevauchement de la nappe de Digne où σ_1 passe à N70. Notons que suivant le choix de la grille d'interpolation, les résultats diffèrent sur l'accident de Rouaine (appelé faille de Guillaumes-Daluis-Castellane sur la fig. 30). Ritz retient l'interpolation ci-dessous où la

contrainte σ_1 , au nord de l'accident décrochant de Rouaine, est sub-parallèle à la faille alors qu'elle lui est sub-perpendiculaire au Sud.

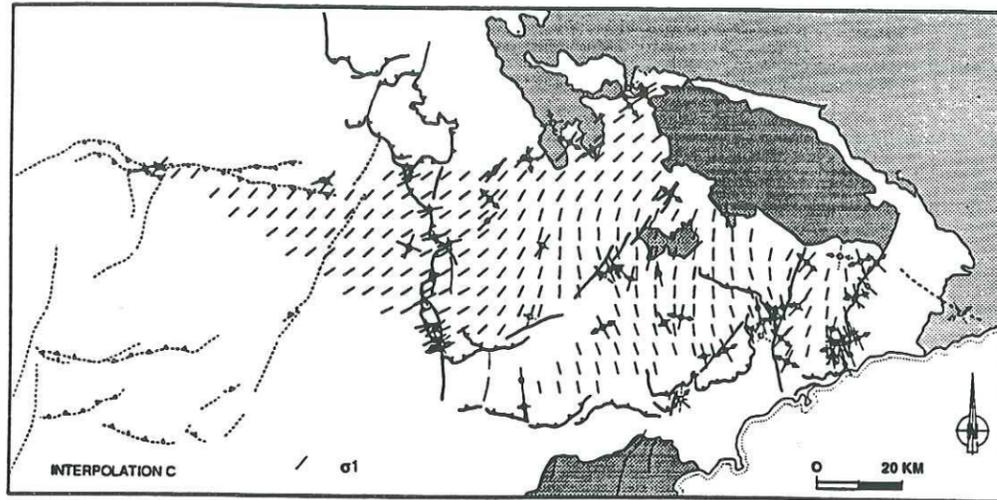


Fig. 30 : Modèle de trajectoire de contraintes pour la période du Miocène inférieur - Miocène supérieur dans les Alpes du Sud (Ritz, 1991).

(3) La période du Pliocène se caractérise par un champ de contraintes complexe et l'individualisation du secteur de la nappe de Digne par rapport au reste de la région. La carte des paléocontraintes (fig. 31) montre en effet que l'avant-pays provençal, les chaînons de Castellane et ceux de Nice sont affectés par une tectonique compressive Nord-Sud ; au Nord par contre, la nappe de Digne est affectée par une tectonique compressive NE-SW dans sa partie externe et par une tectonique extensive E-W dans sa partie interne. D'après Ritz, cette individualisation est liée à l'existence d'un bord libre - le bassin de Valensole - et à la présence de l'accident de Rouaine, qui a guidé l'avancée de la nappe en direction du SW, indépendamment des mouvements du socle qui la supporte. De la même façon, nous pensons que cette individualisation est liée à une désolidarisation totale au Pliocène de la nappe de Digne sur son substratum (socle + tégument) et à son indépendance totale par l'intermédiaire de la semelle de gypses. Par ailleurs nous pensons que la tectonique extensive qui caractérise la partie interne de la nappe est étroitement liée à une reprise en décrochement dextre des grands accidents chevauchants qui prolongent au Sud le front pennique, comme nous l'avons observé dans le couloir de déformation de Gévaudan - la Cine (Chap. 3).

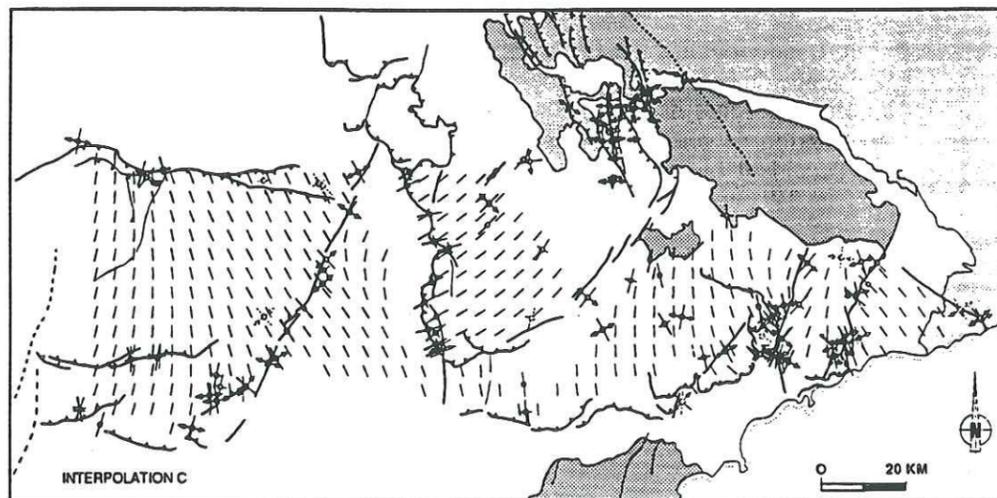


Fig. 31 : Modèle de trajectoire de contraintes pour la période du Pliocène dans les Alpes du Sud (Ritz, 1991).

Au Quaternaire (fig. 32), on observe une homogénéisation des trajectoires de contraintes orientées NNE-SSW sur l'ensemble de la nappe de Digne, depuis les zones internes, à l'Est, jusqu'au plateau de Valensole, à l'Ouest. En Provence et dans les nappes de Castellane et de Nice, le champ de contraintes conserve les directions calculées pour la période précédente.

Dans une publication récente Madeddu et al. (1996) ont pu caractériser les différents régimes de déformation actuels qui affectent les Alpes Sud Occidentales. Concernant le champ de contraintes ils mettent en évidence l'existence de trois secteurs : briançonnais, ligure et dignois. Le secteur de Digne, qui nous intéresse plus particulièrement ici, se caractérise par des axes P proches de la direction NS en accord avec les résultats microtectoniques et les résultats de Ritz (1991). Ce secteur se caractérise aussi par une extension associée EW, très localisée. Par ailleurs les auteurs montrent que la couverture sédimentaire reflète généralement le même champ de contrainte que le socle.

pas en
libre

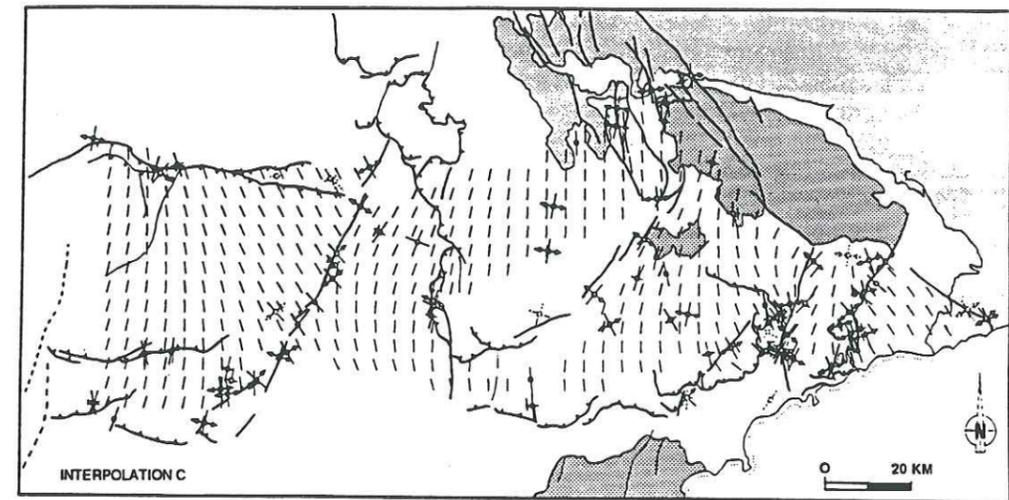


Fig. 32 : Modèle de trajectoire de contraintes pour la période du Quaternaire dans les Alpes du Sud (Ritz, 1991).

C/ Estimation du raccourcissement dans la couverture

Goguel (1939) a été le premier à estimer la flèche du déplacement de la nappe de Digne. Pour ce faire il a déplié à la main une coupe qui joint du Nord au Sud, Astoin et Norante, en passant par Barles et le lobe de la Robine. L'auteur mesure une amplitude maximum de 12 km. Cette coupe présente toutefois le handicap d'être orientée NNW-SSE donc d'être sub-parallèle au front de chevauchement de la nappe de Digne et oblique par rapport à la direction de transport.

Au Nord, dans la région de Remollon, Gidon (1975) mesure - sur la base de critères sédimentaires et structuraux - un déplacement minimal de 15 km vers l'WSW, suivant une direction comprise entre N60 et N80. Ses observations faites au Nord de Gap le conduisent à déplacer d'une vingtaine de km vers le Nord-Est les terrains dauphinois de Remollon, pour retrouver leur position palinspatique. En 1986, Gidon et al. estiment à 20 km le déplacement N-S de la nappe de Digne, sur la base d'une mesure du décalage de la limite Nord des faciès à affinité provençale au Crétacé inférieur. Par ailleurs, ils précisent que ce décalage paléogéographique est aussi enregistré par le tracé des courbes de répartition des minéraux argileux dans le domaine vocontien (Ferry et al., 1985).

D'autres estimations du raccourcissement ont pu être faites sur la base de coupes équilibrées, notamment par Graham (1981) et Ritz (1991). Graham estime le raccourcissement sub-EW de la nappe de Digne à 65 km ! Nous verrons, dans la partie III de ce mémoire où nous présentons et discutons la coupe de Graham, les raisons qui ont conduit l'auteur à surestimer le raccourcissement de la nappe de Digne. Ritz propose des valeurs plus raisonnables pour la composante Est-Ouest du déplacement de la nappe de Digne : 24-25 km de raccourcissement dans la couverture et 13-14 km dans le socle.

Le reproche que l'on peut faire à ces deux auteurs est de ne pas distinguer les déplacements enregistrés par les écaillés provençales et mixtes de ceux enregistrés par la nappe de Digne proprement-

dit. De ce fait, les valeurs de raccourcissement proposées ne concernent pas uniquement la nappe de Digne mais l'ensemble des unités mixtes, provençales et dauphinoise qui composent la branche occidentale de l'arc de Castellane. Les valeurs de raccourcissement, concernant ce que Ritz considère comme étant la nappe de Digne, sont alors surestimées comme nous le verrons ultérieurement, Partie III.

Conclusion : Questions posées

Cette synthèse souligne l'intérêt porté par les géologues, depuis plus d'un siècle, pour la nappe de Digne et son front de chevauchement. Elle laisse à penser que tout ou presque est définitivement connu dans notre secteur d'étude et qu'il ne reste rien de nouveau à découvrir. Nous verrons qu'il n'en est rien puisque de nombreux points restent à préciser et de grandes questions restent en partie posées :

* Pourquoi les structures majeures relevées dans la branche occidentale de l'arc de Castellane sont-elles orientées Nord-Sud et n'ont-elles aucun rapport avec la phase majeure de serrage (N30) ?

* Qu'elle est l'origine des structures Est-Ouest relevées dans la nappe de Digne ? Quel rôle ont-elles joué dans la structuration de l'arc de Castellane ?

* Jusqu'où peut-on prolonger la plate-forme provençale, vers l'Est, sous la nappe de Digne ?

* Jusqu'où peut-on prolonger le bassin tertiaire de Valensole, vers l'Est, sous la nappe de Digne ?

* Pourquoi n'observe-t-on pas de déformations importantes dans les formations mio-plio-pléistocènes du plateau de Valensole ?

* Quel a été le rôle du bassin de Valensole dans la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane ? A-t-il joué le rôle de bord libre ou a-t-il au contraire freiné l'avancée de la nappe de Digne ?

* Quelle a été l'incidence de la déformation et de sa propagation d'Est en Ouest sur la formation et l'évolution des bassins tertiaires de la nappe de Digne ?

Autant de questions qui ont guidé nos observations sur le terrain et notre réflexion.

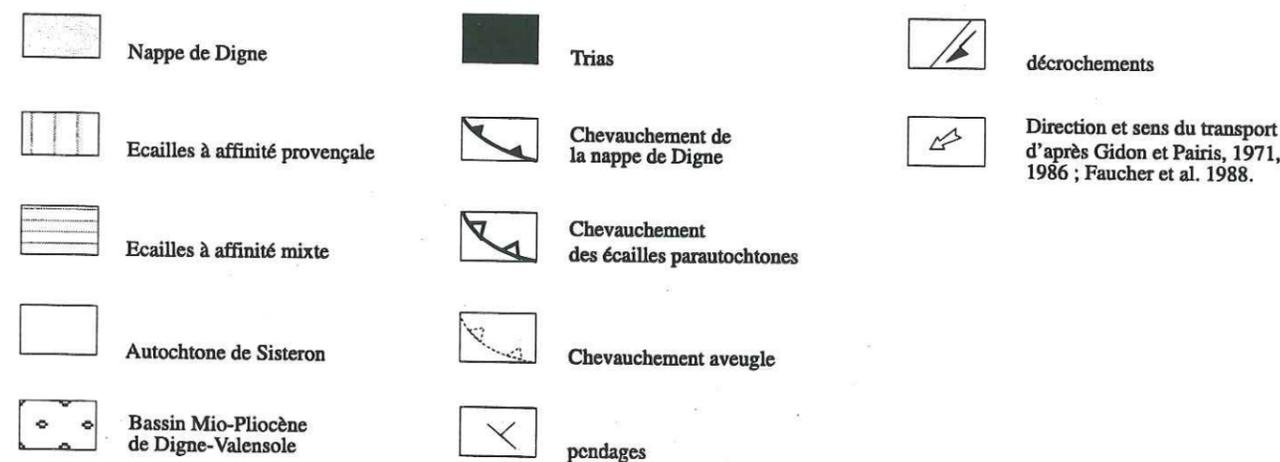
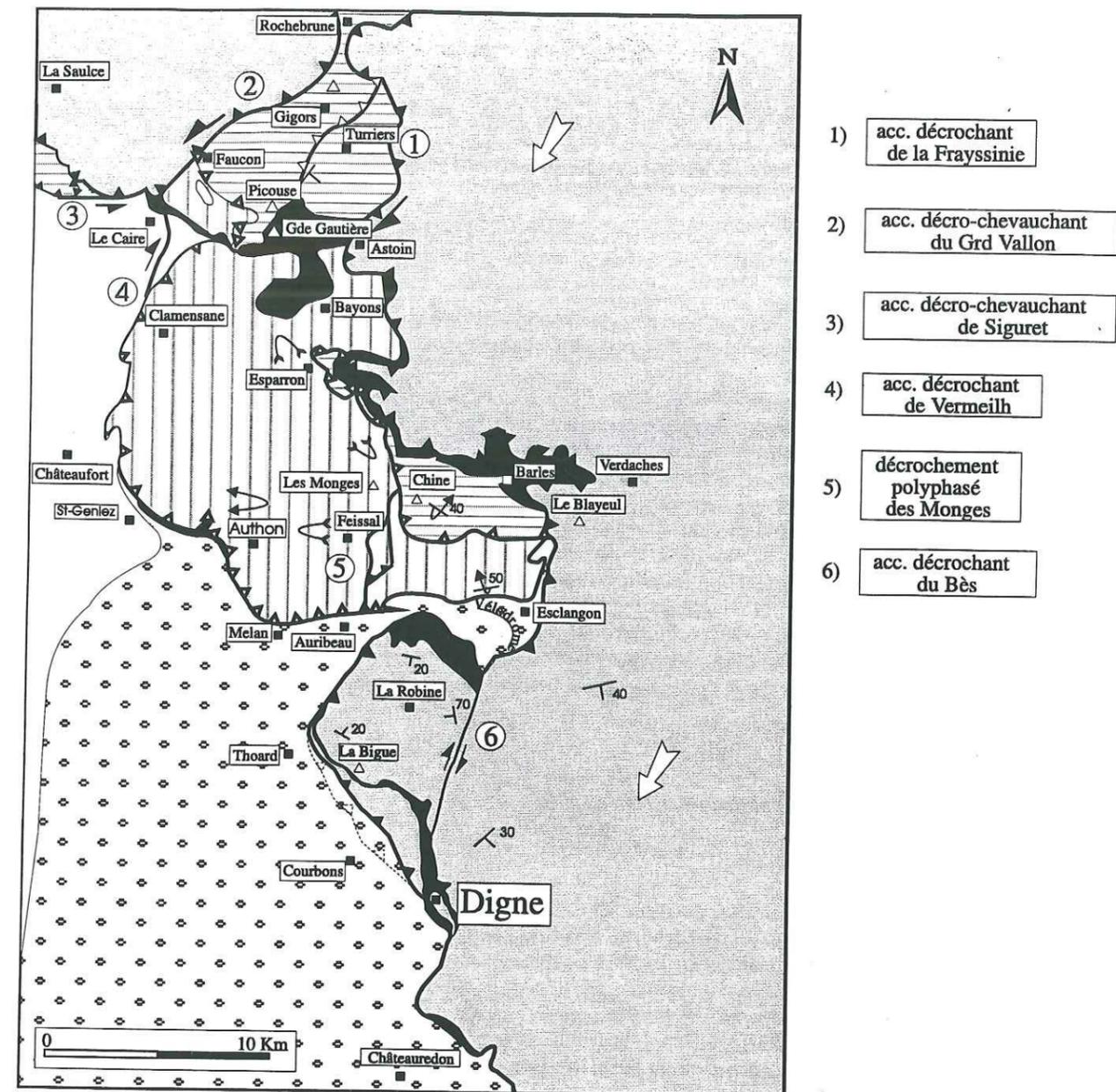


Fig. 33 : Géométrie et cinématique du système d'écailles frontales au Nord de Digne.

2. - Géométrie et cinématique des écaïlles frontales

Introduction

La transition entre la nappe de Digne, issue du domaine paléogéographique dauphinois, et l'autochtone de Sisteron qui représente la plate-forme provençale, se fait par l'intermédiaire d'un système complexe d'écaïlles frontales de contenu stratigraphique et de style tectonique variables, d'Est en Ouest et du Nord au Sud.

Ce système d'écaïlles frontales a fait l'objet de nombreux travaux. Le tracé du front de chevauchement de la nappe de Digne est aujourd'hui bien établi. Toutefois, les limites entre autochtone, parautochtone et allochtone ne sont pas partout faciles à voir. Ganeval (1973) fut le premier à proposer une étude stratigraphique détaillée des écaïlles frontales au Sud de Digne. Son travail lui a permis d'identifier les trois grands domaines paléogéographiques qui composent l'arc de Castellane. La plupart des auteurs ont toujours beaucoup de difficulté à définir les limites occidentale et méridionale de la nappe de Digne et continuent à l'étendre jusqu'aux chaînons de Moustiers.

Après avoir identifié les principales unités structurales qui composent les systèmes complexes d'écaïlles frontales, au Nord, puis au Sud de Digne, nous précisons leurs caractéristiques stratigraphiques en examinant le rôle que joue la lithostratigraphie sur la cinématique et la structuration de l'arc de Castellane. Nous poursuivons par une analyse structurale qui précise l'organisation interne des grandes unités, leur style de déformation et l'âge des principales phases tectoniques qui ont conduit au dispositif actuel.

2.1. - Localisation et historique des études

2.1.1. - Au Nord de Digne (fig. 33)

Entre Digne et Gap, toute une série d'écaïlles sont coincées entre l'autochtone de Sisteron - Le Caire, à l'Ouest, et la nappe de Digne, à l'Est : elles constituent le parautochtone.

Les toutes premières études dans ce secteur datent de 1891 avec la réalisation des feuilles de Digne et Gap sous la direction de Haug. En 1939, Goguel établit le cadre structural général ; mais c'est surtout au début des années 70 que d'importants travaux sur la tectonique du secteur vont commencer (Grandjaquet et al., 1972 et 1973 ; Gigot et al., 1974 ; Gidon et al., 1974). En 1977, Ehtechamzadeh et Gidon complètent leurs observations sur le terrain et remettent en question les travaux de Gigot, Haccard, Beaudoin (1974) et Rousset (1976). C'est le point de départ de nombreux travaux réalisés dans tout ce secteur par Gidon, Pairis et collaborateurs. En 1989, le BRGM publie la feuille de « la Javie » au 1/50 000. En 1992, Gidon et Pairis apportent d'importantes retouches au schéma structural et au scénario cinématique proposé antérieurement.

2.1.2. - Au Sud de Digne (fig. 34)

La nappe de charriage chevauche un système d'écaïlles frontales à affinités provençale et mixte. Ces écaïlles, d'abord méridiennes, s'infléchissent au Sud de Blieux pour prendre, à la latitude de Castellane, une orientation franchement Est-Ouest.

Le secteur compris entre le dôme de Châteauredon, au Nord, et le village d'Aiguines, au Sud, a fait l'objet de nombreuses publications. La plus importante est la thèse de Ganeval (1973) qui réalise la première étude stratigraphique détaillée en précisant les limites des unités à faciès provençal, mixte et dauphinois. On retiendra aussi la thèse de Ünalán (1970) qui a travaillé dans le secteur de Beynes, les travaux de Clauzon et al. (1975, 1987) qui précisent l'âge des formations néogènes affectées par l'avancée de la nappe de Digne, les études microtectoniques de Combes (1984), puis de Faucher et al. (1988) et le travail de Werner et al. (1980) sur la faille transverse de Trévans.

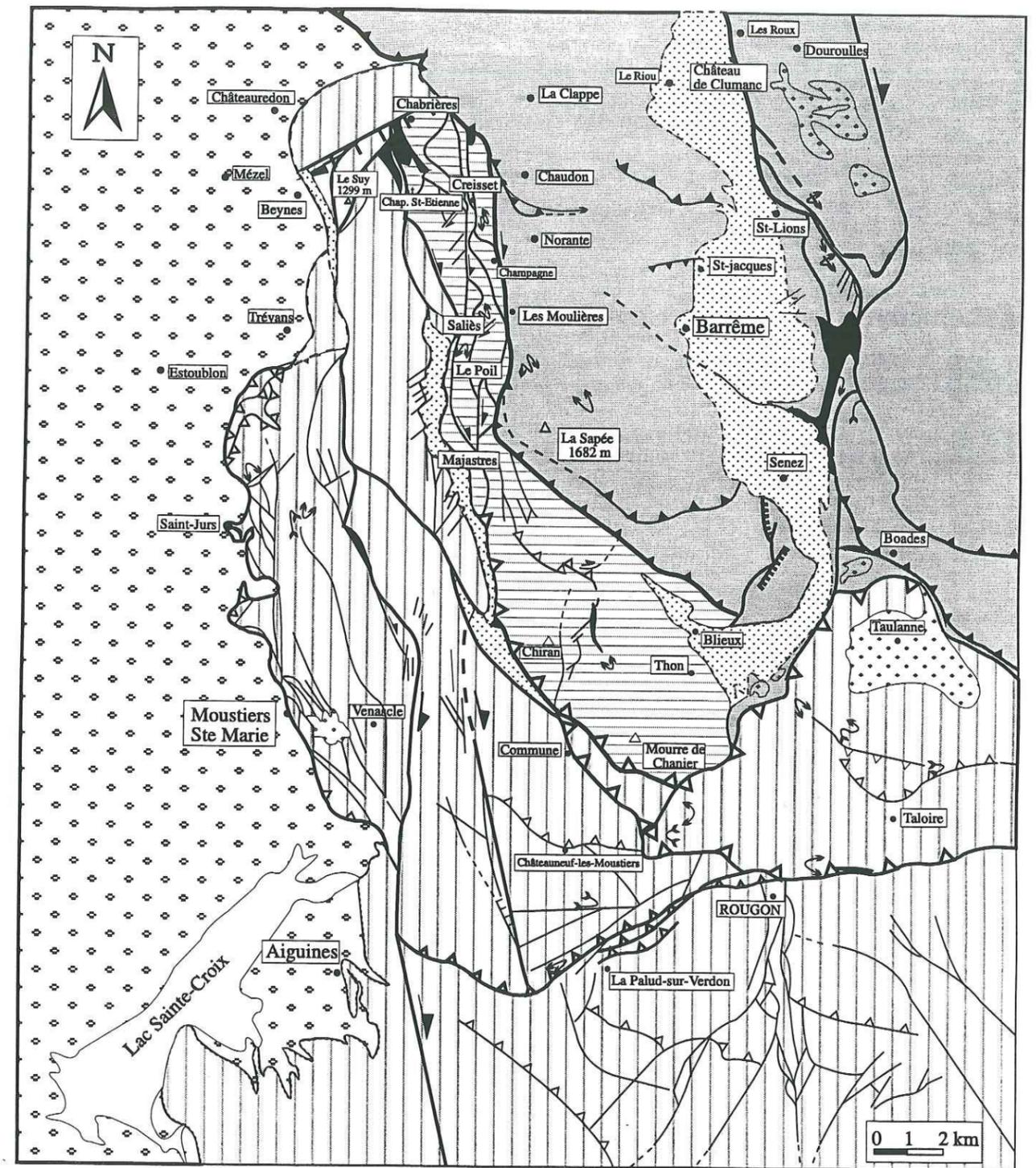


Fig. 34 : Schéma structural du système d'écaïlles frontales au Sud de Digne.

*légende
ou celle
serait mieux
en face*

Lithologie :

	Nappe de Digne (Est)
	Nappe de Digne (Ouest)
	Ecailles à affinité mixte
	Ecailles à affinité provençale
	Bassin Mio-Pliocène de Digne-Valensole
	Conglomérats d'Argens (anté-nummulitiques)
	Tertiaire (marin et continental)
	Gypses du Trias moyen (Keuper)

Tectonique :

	Chevauchements de la nappe de Digne
	Chevauchements des écailles parautochtones
	Accidents décrochants dextres
	Failles normales
	Autres accidents
	Anticlinaux
	Synclinaux

2.2. - Contenu lithostratigraphique et implications tectoniques

Les auteurs de la notice explicative de la carte de « la Javie » distinguent trois grandes unités : les *unités inférieures* représentées par la grande écaille de la Grande Cloche - Mélan - Clamensane ou écaille de Valavoire (Gidon et al., 1974, 1976 et 1977), les *unités intermédiaires* représentées par toute une série de petites écailles qui se découvrent en demi-fenêtre sous la nappe de Digne et l'*unité supérieure* représentée par la nappe de Digne. Ces trois grandes unités appartiennent à trois milieux de sédimentation distincts qui sont d'Ouest en Est : la plate-forme provençale, le bassin dauphinois au Jurassique, le bassin vocontien au Crétacé et un environnement sédimentaire intermédiaire ou « mixte » qui permet le passage de la plate-forme provençale au bassin dauphinois.

2.2.1. - Stratigraphie

A/ Au Nord de Digne

L'*unité inférieure* de Valavoire est représentée par la colonne stratigraphique d'Esparron-Reynier (fig. 35) qui est constituée par une série mésozoïque à affinité provençale et une série tertiaire limitée à l'Oligocène. La série mésozoïque se caractérise tout d'abord par un Lias réduit à 400 m d'épaisseur. Celui-ci présente d'importantes lacunes au Domérien inférieur (L6) et au Toarcien-Aalénien inférieur (L7-9) (Gidon et al., 1974). Elle se caractérise ensuite par la présence des « Terres Noires » du Bathonien au Callovo-Oxfordien moyen (J2-4). Leur épaisseur varie considérablement : on relève 200 m de « Terres Noires » à Esparron sur la feuille de Seyne, alors qu'elles atteignent 1000 m plus au Sud, à Authon sur la feuille de la Javie. Cette forte variabilité est liée à une tectonique synsédimentaire très active. Le Tithonique est épais de 80 m. Il montre d'importants glissements synsédimentaires. La série crétacée ne s'étend pas au-delà de l'Aptien. Elle atteint 710 m d'épaisseur au synclinal d'Esparron. Le Tertiaire est essentiellement représenté par la molasse rouge continentale oligocène.

Les *unités intermédiaires* sont constituées par une série mésozoïque à affinité « mixte » (ou intermédiaire entre les faciès provençaux et dauphinois) et un Tertiaire marin et continental. Les séries caractéristiques de ce faciès sont représentées dans deux localités types : Gigors et Turriers (fig. 35). La série incomplète de Turriers comporte des termes extrêmement limités. Le Lias, notamment, est réduit par lacune de sa partie supérieure (Ehtechamzadeh et al., 1974) ; il n'est épais que de 60 m entre le Rhétien et le Dogger (notice de Seyne). Le Dogger et parfois même les « Terres Noires » de l'Oxfordien reposent directement sur le Sinémurien, voire l'Hettangien (ou même le Rhétien au lieu-dit de la Tête du Pape). Plus à l'Ouest, dans l'unité de Pey Rouard, le Lias est là aussi réduit, sans toutefois présenter les importantes lacunes relevées dans le secteur de Turriers.

B/ Au Sud de Digne

Comme dans le système d'écailles frontales étudiées au Nord de Digne, nous retrouvons ici la succession, d'Ouest en Est, des trois grands domaines paléogéographiques qui caractérisent notre secteur d'étude (fig. 36) : une zone à faciès provençaux (Trévans), une zone à faciès dauphinois au Jurassique, vocontiens au Crétacé (Norante-Barrême) et une zone intermédiaire à faciès mixtes (Le Poil).

Les critères stratigraphiques qui permettent de faire une distinction entre ces trois domaines paléogéographiques sont :

1/ Le développement d'une importante série liasique calcaire dans la zone à affinité provençale, alors qu'elle est réduite dans la zone intermédiaire et qu'elle passe à une alternance de calcaires marneux et de marnes dans la zone à affinité dauphinoise.

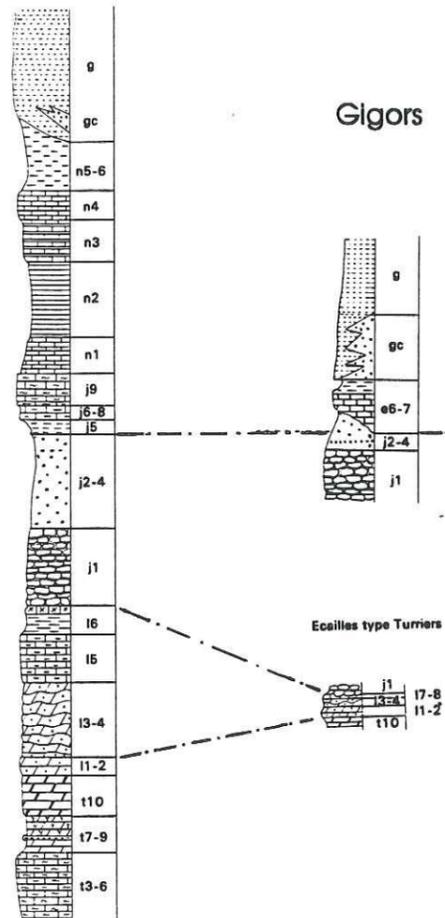
2/ L'absence de « Terres Noires » dans la zone à caractère provençal : ces marnes callovo-oxfordiennes n'apparaissent que dans la zone intermédiaire et développent leur puissance maximale dans la zone à affinité dauphinoise.

3/ le passage progressif, d'Ouest en Est, au Crétacé, d'une province néritique (plate-forme provençale) à une province hémipélagique avant de passer à une province pélagique (bassin vocontien).

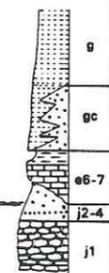
Système d'écaillés frontales
(Facès provençaux et Intermédiaires)

Seynes - Les Alpes

Esparron - Reynier



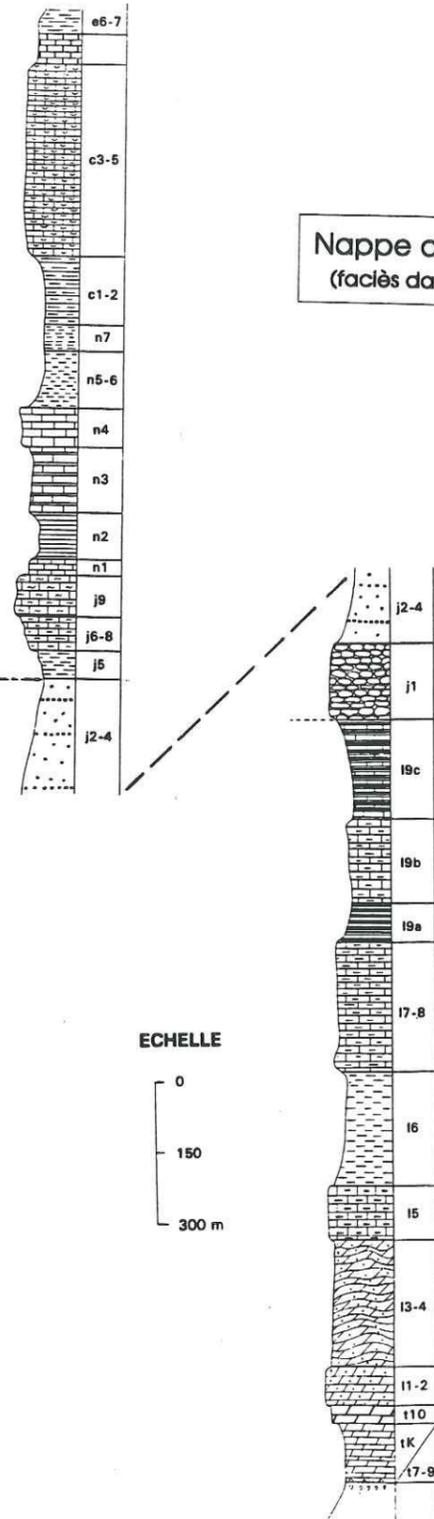
Gigors



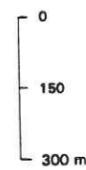
Ecaillés type Turriers



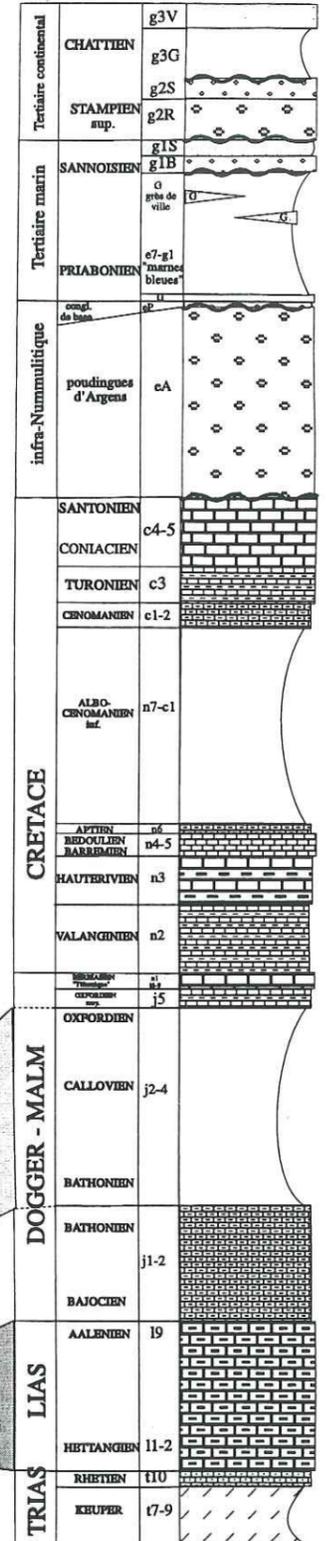
Nappe de Digne
(facès dauphinois)



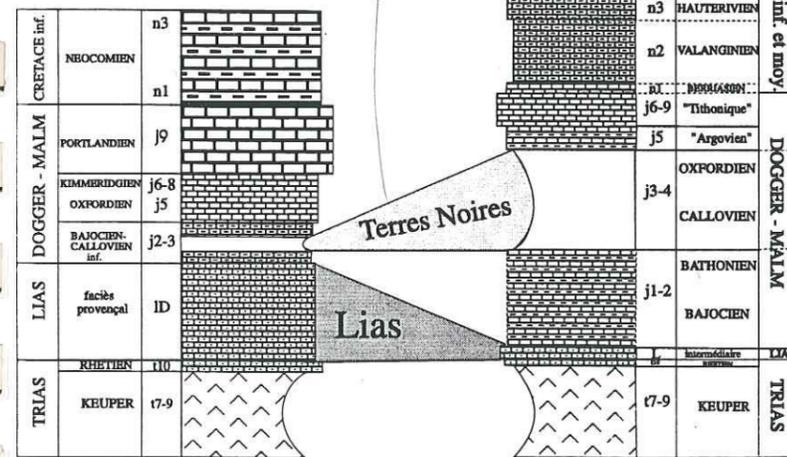
ECHELLE



Norante - Barrême



Trévans



absentes dans le kerte

Le Poil

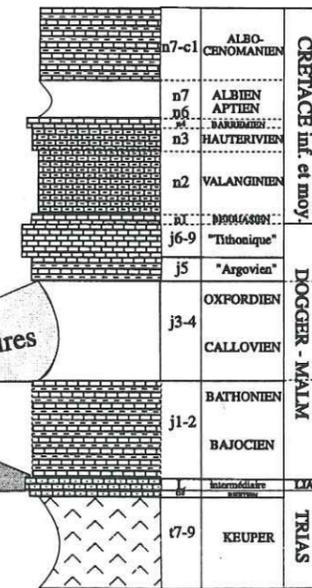


Fig. 36 : Colonnes stratigraphiques comparées des secteurs provençal (Trévans), mixte (Le Poil) et dignois réduit (Norante-Barrême).

Fig. 35 : Colonnes stratigraphiques types du système d'écaillés frontales au Nord de Digne.

■ Caractéristiques faciologiques de la zone à affinité provençale

Le Lias de cette zone se caractérise par des séries calcaréo-dolomitiques de 200 à 300 m d'épaisseur dans les gorges de Trévans, de 150 m à la chapelle Saint-Etienne et de 10 à 50 m dans le secteur du Poil. Ces dolomies sont séparées des marno-calcaires du Dogger par une surface perforée et ferrugineuse (hard-ground) qui marque un arrêt de la sédimentation au Bajocien inférieur.

Au Dogger, la zone à affinité provençale se réduit parce-que progressivement recouverte, d'Est en Ouest, par la transgression des faciès marno-calcaires pélagiques à Ammonites et la transgression au Bajocien supérieur des marno-calcaires à Cancellophycus. Le Dogger est épais de 250 à 300 m dans le secteur du Poil et de 80 m dans le secteur de Trévans.

Le Malm se caractérise par la présence de calcaires massifs du Kimméridgien et du Portlandien. Cette série calcaire atteint une puissance de 350 m dans les gorges de Trévans et dans les unités de la Montagne de Beynes, de la Font d'Isnard et de Saliès.

Les calcaires de l'Argovien n'atteignent qu'une dizaine de m à Chabrières, Trévans et le Pas de l'Escale.

Le Crétacé inférieur est représenté par une série à dominante marneuse et marno-calcaire qui se développe sur environ 500 m d'épaisseur. Elle est surmontée par 220 m de marnes et calcaires sableux à Exogyres et Orbitolines d'âge cénoomanien.

En conclusion, la zone classée « à affinité provençale » correspond à une ancienne province néritique où se sont accumulés des dépôts de plate-forme.

■ Caractéristiques faciologiques de la zone intermédiaire

La zone classée « à faciès mixte » est encore plus complexe. D'une façon générale, elle se caractérise par un Lias réduit qui conserve certains aspects du Lias dauphinois et que Ganeval (1973) appelle **Lias des Moulières**, et un Lias distinct du Lias provençal et du Lias des Moulières que le même auteur appelle **Lias intermédiaire**.

Le Lias des Moulières affleure en rive gauche de l'Asse, entre la ferme du Couinier et celle des Moulières, à la faveur d'un système anticlinal-synclinal. Il présente, dans sa partie inférieure, les grandes subdivisions du Lias dauphinois, mais avec des séries très condensées. Le Lias supérieur marneux est encore plus fortement réduit et disparaît même à l'Ouest. Son épaisseur est comprise entre 180 et 100 m.

Le Lias intermédiaire présente des variations latérales de faciès. On retiendra, à la lecture du travail de Ganeval (1973), que ses séries les plus orientales rappellent celles du Lias des Moulières, alors que ses séries les plus occidentales rappellent celles du Lias provençal dolomitique. L'auteur précise que « l'intensité des déformations tectoniques et les mauvaises conditions d'affleurement empêchent d'observer avec finesse les passages latéraux entre les différentes séries ». Les épaisseurs sont difficiles à évaluer et n'excèdent pas les 100 m.

Le Jurassique moyen et supérieur se caractérise par l'apparition des « Terres Noires » au Callovo-Oxfordien. Leur puissance atteint 300 m en rive gauche de l'Asse et tend à se réduire d'Est en Ouest. Ces épaisseurs sont toutefois difficiles à évaluer en raison des fortes dilacérations des formations plastiques qui caractérisent la zone à faciès mixtes. Les séries calcaires du Kimméridgien et du Portlandien forment une barre épaisse de 100 m environ. Les calcaires du Portlandien se rapprochent du faciès « tithonique » (1). Ils passent vers le haut aux calcaires blancs lités du Berriasien, sans qu'il y ait de limite bien marquée.

Le Crétacé marque la transgression, d'Est en Ouest, des marno-calcaires du Valanginien, épais de 320 m environ à Chabrières et de l'Hauterivien, épais de 100 à 110 m.

Les calcaires lités du Barrémien ne sont épais que de 20 m dans le secteur du Poil. Ils sont surmontés par les marnes aptiennes et cénomaniennes qui connaissent ici un plus fort développement.

Ces faciès de type hémipélagique présentent des lacunes et des condensations glauconieuses et ferrugineuses.

En conclusion, la zone classée « zone à faciès mixtes » correspond à un milieu de transition entre la plate-forme provençale, à l'Ouest, et le bassin dauphinois, à l'Est.

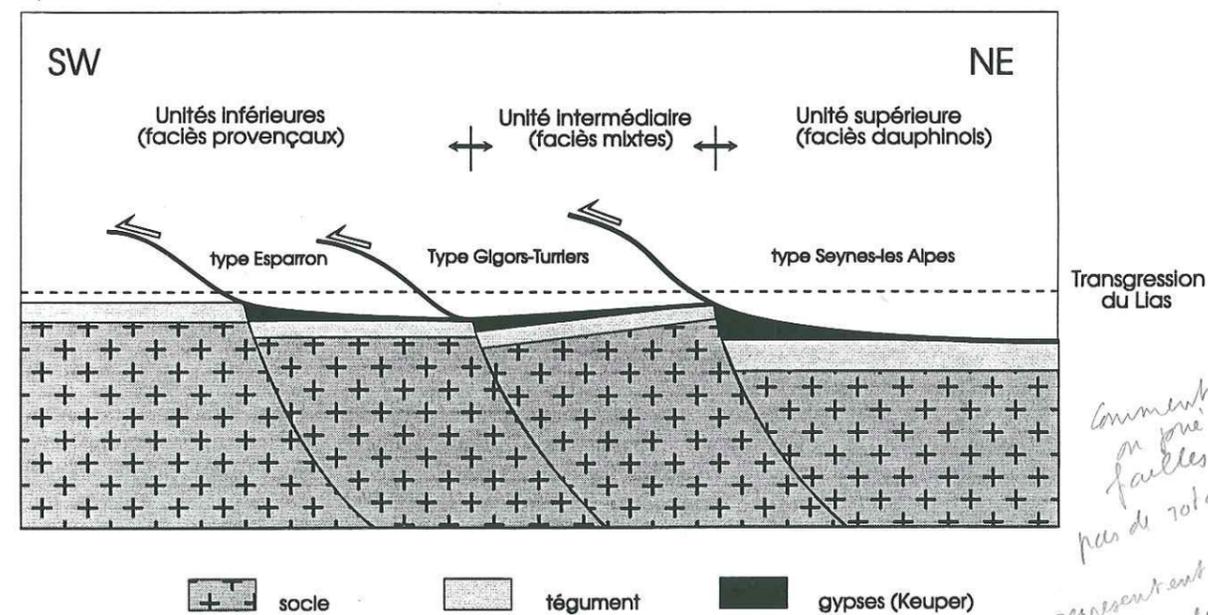
(1) D'après Killian (1888) et nos observations de terrain, le « Tithonique » se présente avec un faciès très constant de calcaires sublithographiques gris clair en patine, à cassure gris foncé à la base et de plus en plus clair vers le sommet.

2.2.1. - Implications tectoniques

A/ Au Nord de Digne (fig. 37)

Les trois grandes provinces paléogéographiques identifiées se retrouvent aujourd'hui imbriquées les unes dans les autres à la faveur de failles à double composante : chevauchante et décrochante. Nous pouvons toutefois retrouver la position initiale relative des grandes écailles et avoir une idée sur la structure originelle du socle. En effet, les disparités sédimentaires observées sur le terrain permettent de distinguer trois aires de sédimentation distinctes. Ces aires coiffent une structuration du socle hercynien, faillé et découpé en blocs, au cours de la distension téthysienne.

Les colonnes stratigraphiques (fig. 35) décrivent toute une variation de faciès et d'épaisseurs qui nous permet de penser que le passage de la plate-forme provençale au SW, au bassin dauphinois au NE se faisait par l'intermédiaire d'un haut-fond correspondant aux actuelles unités intermédiaires. Les brutales variations d'épaisseur, observées d'Ouest en Est, nous permettent d'envisager que ce passage ne se faisait pas à la faveur d'une paléo-pente vers l'Est, mais bien par la présence de paléo-failles normales de direction sub-méridienne, à pendage Est et Ouest. Nous verrons dans l'analyse structurale (§ 2.3) que certaines de ces paléo-failles normales ont pu être observées sur le terrain (Arnaud et al., 1977 ; Gidon et al. 1992). Les disparités d'épaisseurs et de faciès observées au sein d'une même unité (exemple des disparités observées sur les colonnes de Gigors et Turriers) sont, elles, plutôt en faveur d'un basculement de ces blocs, vers l'Est et le Nord. Ces considérations nous conduisent à envisager la structure crustale représentée figure 37.



*Comment on joint ces failles par de rotation ?
Que représentent les var. sp. du Turias*

fig. 37 : Structure supposée du socle hercynien et répartition des trois principales aires de sédimentation : provençale, mixte et dauphinoise.

B/ Au Sud de Digne (fig. 38)

Comme dans le système d'écaïlles frontales étudié au Nord de Digne, les brutales variations de faciès et d'épaisseurs nous permettent d'envisager l'existence d'un système de paléo-failles normales à regard Est à NE. Celui-ci est confirmé par l'analyse structurale (§ 2. 3). Les paléo-failles maîtresses isoleraient alors trois paliers de sédimentation : le Provençal, le Mixte et le Dauphinois. Dans le détail, on relève aussi des variations, faciès et épaisseurs, à l'intérieur d'une même province paléogéographique. Ceci nous conduit à envisager l'existence de paléo-pentes à l'intérieur de chacun des blocs.

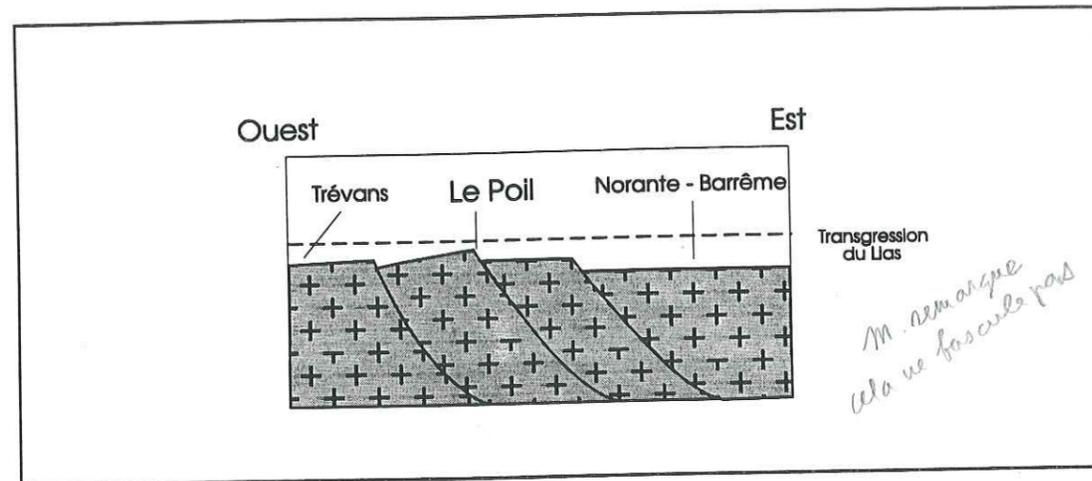


Fig. 38 : Structure supposée du socle hercynien sur la transversale Trévans - le Poil - Norante - Barrême.

2.3. - Analyse structurale

2.3.1. - Traits généraux

A/ Au Nord de Digne

Le système complexe d'écaïlles frontales constitue ici une demi-fenêtre ouverte dans la nappe de Digne qui les chevauche sur leur limite orientale. Il se caractérise pour l'essentiel par une imbrication des unités inférieures et intermédiaires. Celles-ci viennent chevaucher l'autochtone de Sisteron qui apparaît à son tour en fenêtre sous les écaïlles parautochtones.

Cette zone complexe comprend (fig. 33) :

A l'Ouest, une grande écaïlle à affinité provençale, l'écaïlle de Valavoire (ou lobe de Clamensane). Elle se subdivise en deux sous-unités de part et d'autre du décrochement polyphasé des Monges : sous-unité d'Esparron - Les Monges (à l'Est) et sous-unité d'Esclangon - Grande Cloche (à l'Ouest). L'unité d'Esparron - Les Monges est séparée de l'autochtone de Sisteron par l'accident décrochant dextre de Chateaufort - Le Caire (ou accident de Vermeilh). Au Sud, elle chevauche la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne. La limite Sud de la petite unité d'Esclangon - Grande cloche est marquée par la discordance des molasses oligocènes sur le flanc Nord inverse du « Vélodrome ».

A l'Est, l'unité de Digne est partagée, au Nord, le long de la faille de Clamensane pour former le diverticule de Remollon et, au Sud, le long de la faille du Bès pour isoler le lobe de la Robine.

Entre les deux se situent des écaïlles intermédiaires : ces écaïlles sont plus modestes et plus morcelées. Leur position et leurs rapports sont complexes. Nous ne les étudierons pas dans le détail. Pour cela nous conseillons au lecteur de se rapporter aux travaux de Ehtechamzadeh et al. (1974), Gidon et al. (1976), Arnaud et al. (1977).

B/ Au Sud de Digne

Dans la branche occidentale de l'arc de Castellane, le système d'écaïlles frontales s'étend longitudinalement depuis la clive de Chabrières au Nord, jusqu'à la latitude du mont Chiran et de la commune de Moustiers où nous observons une virgation des structures qui s'orientent d'Ouest en Est jusqu'à Castellane.

Le schéma structural (fig. 34) met en évidence l'existence de trois grandes unités structurales. La répartition des faciès montre que celles-ci correspondent aux trois provinces paléogéographiques qui caractérisent notre secteur d'étude.

- La province la plus orientale est représentée par la nappe de Digne. Sa structure déjà abordée dans notre travail (Chap. I) sera complétée par une étude du faisceau décrochevauchant de Barrême qui apparaît ici comme l'élément structural majeur. Nous remarquons aussi la présence de chevauchements sub-EW (Chaudon-Norante, Senez), à vergence Sud, qui amorcent la structure arquée du front méridional de la chaîne subalpine.

- La province la plus occidentale est constituée par une série mésozoïque à affinité provençale et une série cénozoïque marine et continentale préservée dans le sillon de Majastres et le bassin mio-plio-pléistocène de Digne-Valensole. Ce secteur est découpé en neuf unités qui sont du Nord au Sud :

- L'unité de Beynes-Châteauredon. Cette unité est scindée en deux par l'accident transverse de Beynes - Saint Pierre. La feuille de Digne montre que cet accident orienté NE-SW limite un secteur Nord où le Crétacé supérieur est absent, d'un secteur Sud où le Crétacé supérieur est représenté par les calcaires turoniens. Cette observation nous permet d'envisager que cet accident est une paléo-faille normale qui a joué au Crétacé. Dans son travail, Ünalán (1970) s'est posé la question de savoir si cette faille affecte aussi les calcaires lacustres du Lutétien qui n'affleurent qu'au Sud de l'accident. Il observe, plus au Sud (alt. 963 m), deux petites failles de même direction que la faille de Beynes-Châteauredon qui affectent le Turonien et le Lutétien et se perdent dans les conglomérats du bassin de Digne-Valensole. Cette faille aurait donc rejoué à l'Eocène moyen. Enfin nos recherches sur le terrain dans le secteur de Beynes nous ont permis de voir que cette faille scellée par la série marine d'âge miocène, a aussi rejoué à l'Oligocène.

- L'unité de Suy. Cette petite écaïlle de Muschelkalk est décrochevauchante sur l'unité de Beynes-Châteauredon.

- L'unité de la Font d'Isnard. Cette autre petite écaïlle dessine un fuseau qui se termine au Sud par un pli frontal pincé à axe incliné vers le Sud (fig. 39).



Fig. 39 : Terminaison Sud de l'unité de la Font d'Isnard.

- *L'unité de la montagne de Beynes*. Cette grande écaille porte sur son flanc Est le sillon à sédiments tertiaires de Majastres. Elle est limitée par deux accidents décrochevauchants dextres à fort pendage. Ceux-ci s'incurvent au Sud-Ouest pour faire chevaucher l'écaille sur les trois unités qui suivent.

- *L'unité de Moustiers*. Dans sa partie frontale, cette grande unité est écaillée et hachée par tout un réseau de petites failles. Dans sa partie interne, de grands accidents longitudinaux et obliques par rapport à la direction de raccourcissement régional amorcent un écaillage intra-unité qui semble avoir été abandonné au profit d'une forte composante décrochante.

- *L'unité des ruines de Valbonnette*. Cette petite écaille en forme de fuseau est limitée par des contacts essentiellement chevauchants.

- *L'unité de Montdenier*. Cette grande écaille est scindée en deux par un important décro-chevauchement de direction sub-méridienne. Sa partie orientale est elle-même découpée en lanières étirées d'Ouest en Est.

- *L'unité de la Gondole*. Cette petite unité forme un double pli anticlinal. Dans sa partie septentrionale, son axe orienté NNW-SSE plonge vers le Nord-Ouest. Le pli se retrouve comme pincé par les deux contacts chevauchants qui délimitent l'unité. Dans sa partie méridionale, l'axe du pli anticlinal s'infléchit vers l'WSW.

- *L'unité de Taulanne*. Ce vaste triangle qui porte dans son extrémité Nord-Est le synclinal tertiaire de Taulanne, est limité par trois contacts qui lui font chevaucher, au Nord, l'écaille de Blieux à affinité mixte et, au Sud, le système d'écailles frontales à affinité provençale. A l'Est elle est chevauchée par la nappe de Digne.

• Une bande étroite d'unités à affinité mixte s'étend entre la nappe de Digne, à l'Est et les écailles provençales, à l'Ouest. Elles forment tout une série de fuseaux qui se relaient entre Chabrières, au Nord, et le village du Poil, au Sud. Ce couloir de déformation est analysé dans ce mémoire (Chap. 3 : § 3. 1).

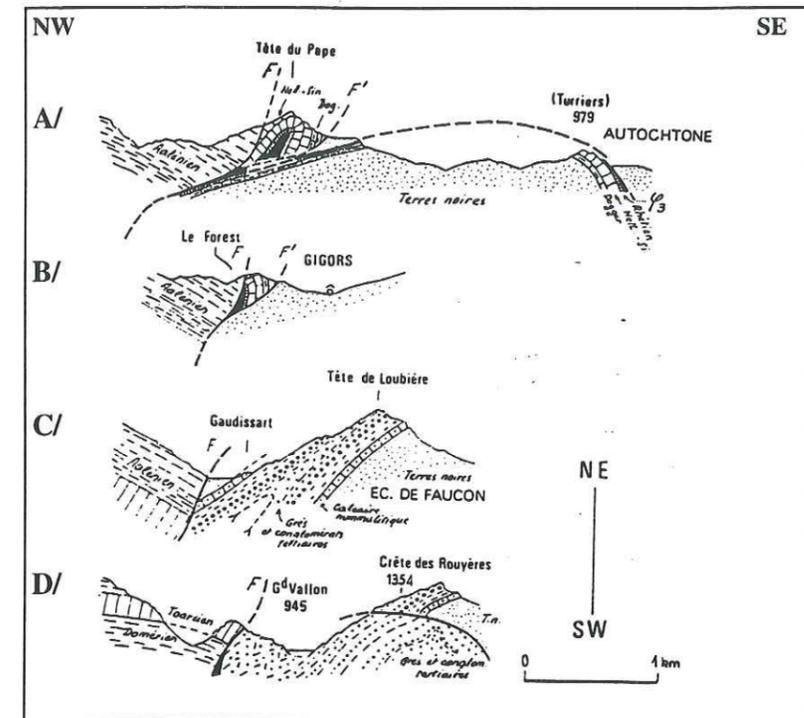
2.3.2. - Principaux décrochements et décro-chevauchements

A/ Au Nord de Digne (fig. 33)

Les accidents décrochants et décro-chevauchants représentent l'un des principaux traits structuraux de ce secteur. On distingue ceux qui limitent ou compartimentent la nappe de Digne en la guidant dans sa progression vers le SSW et ceux qui déchirent les unités inférieures et intermédiaires délimitant ainsi des sous-unités.

A1/ La nappe de Digne est limitée par deux décro-chevauchements majeurs et compartimentée plus au Sud par un décrochement. Ces accidents jouent tous le rôle de rampes latérales. Ce sont du Nord au Sud :

- **La faille coulissante senestre du Grand-Vallon** (fig. 40). Cette faille de direction WSW-ENE à NE-SW sépare la nappe de Digne de son diverticule occidental, le lobe de Remollon. Elle guide l'avancée de ce lobe qui chevauche au Sud-Ouest l'autochtone de Sisteron. Ehtechamzadeh et al. (1974) le décrivent comme un accident d'abord chevauchant sur son tronçon N70-90 où il se dédouble, délimitant ainsi l'unité de la Tête du Pape qui chevauche les Terres Noires du secteur de Turriers. Ils le décrivent plus au Sud, sur son tronçon de direction N45, comme une ancienne faille normale à pendage NW. Celle-ci se redresse dans le secteur de Faucon où l'accident devient franchement coulissant avant de se connecter dans le secteur du Caire aux décro-chevauchements de Siguret et de Vermeilh.



Coupe A, par la Tête du Pape
Coupe B, aux environs de Gigors
Coupe C, aux abords NE du col de Sarraut
Coupe D, à l'Est de Saint-Barthélémy

Fig. 40 : Coupes sériees perpendiculaires à l'accident du Grand Vallon (Ehtechamzadeh et al., 1974).

- **Le décrochement dextre de la Frayssinie**. Cette faille de direction méridienne est oblique à la direction du charriage. Elle fonctionne essentiellement en rampe latérale à pendage Est. Son tracé quasi rectiligne s'incurve au Nord d'Astoin pour se raccorder au plan de chevauchement de la nappe de Digne. Dans leur schéma structural le plus récent, Gidon et al. (1992) envisagent de le poursuivre plus au Sud et de le connecter à l'accident méridien des Monges donnant ainsi un rôle majeur aux paléo-structures méridiennes.

Ces deux failles se connectent au Nord du dôme de Remollon où elles s'amortissent dans les séries épaisses du corps de la nappe.

- **La faille coulissante dextre du Bès**. Cette faille de direction NNE-SSW sépare le lobe de la Robine du corps de la nappe. Le diverticule de la Robine a ainsi été moins entraîné vers le Sud lors des phases ultimes de progression de la masse principale de la nappe de Digne (fig. 41).

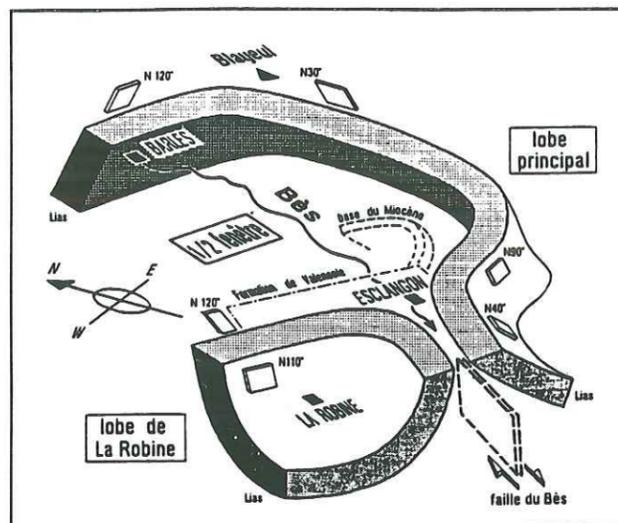


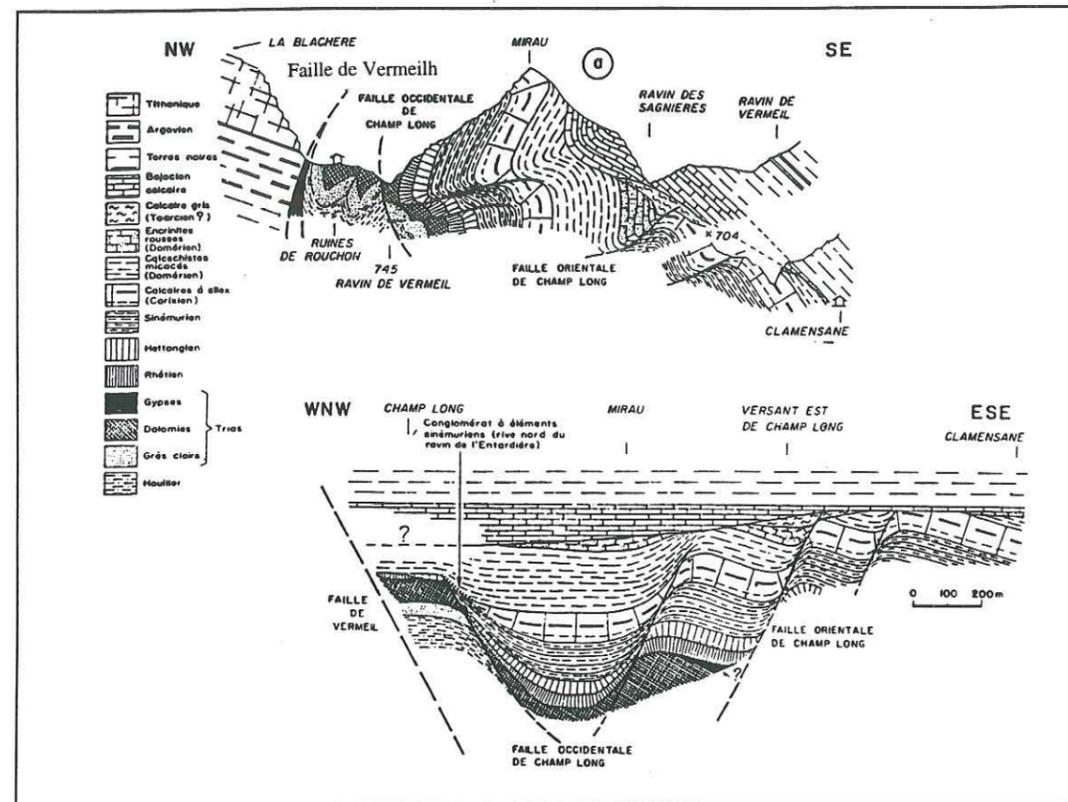
Fig. 41 : Tectonogramme montrant les relations entre nappe de Digne / demi-fenêtre de Barles / lobe de la Robine (Gidon et al., 1992).

A2/ Les unités intermédiaires de Faucon-Turriers sont déchirées par un important décrochement de direction NNE-SSW (fig. 33). Cet accident que nous appellerons « **accident de Faucon-Turriers** » fait chevaucher l'unité de Faucon-Gigors sur l'unité de Turriers et fait coulisser les deux compartiments en jeu senestre. Cet accident se connecte, au Nord-Est, à la faille de Frayssinie et s'amortit, au Sud-Ouest, dans les gypses triasiques de l'unité de la Grande Gautière.

L'autochtone est déchiré au Nord-Ouest par deux accidents : l'accident de Siguret et l'accident de Vermeilh.

- **Le décrochement de Siguret** est orienté Est-Ouest. Il se caractérise par deux jeux successifs : le premier correspond au chevauchement vers le Sud de l'unité parautochtone de Barillonnette sur l'autochtone de Sisteron, le second est associé au glissement de l'unité de Barillonnette en direction du Sud-Ouest. Cet accident prolonge au Nord-Est l'accident du Grand Vallon qui fait chevaucher le lobe de Remollon sur l'unité de Barillonnette.

- **Le décrochement de Vermeilh** est orienté N15. Il est très redressé, à peine penté vers l'Ouest. Il délimite le côté Est du secteur en « coin » du Caire (Ehtechamzadeh et al., 1974) où il montre les indices d'un fonctionnement en coulissement dextre postérieur à l'Oligocène. Les coupes, réalisées par Arnaud et al. (1977) en amont de Clamensane dans le secteur compris entre l'accident de Vermeilh et le chevauchement septentrional de l'unité de Valavoire, montrent l'existence d'un paléo-graben ultérieurement basculé (fig. 42). Les auteurs interprètent ce dispositif comme la traduction d'un accident profond dont le jeu précoce est à l'origine de l'extrême réduction des séries liasiques des écailles de Faucon-Turriers. C'est aussi ce que l'on envisageait lorsqu'on examinait au paragraphe précédent les variations de faciès et d'épaisseurs relevées entre les unités à affinité provençale et les unités mixtes. D'une façon générale, Arnaud et al. (1977) montrent que l'organisation structurale se superpose ici, dans la partie septentrionale du système complexe d'écailles frontales, au dessin des lignes isopiques orientées NE-SW qui délimitent les zones de plus ou moins grande réduction du Lias.



a) Coupe synthétique le long du ravin de Vermeilh, en amont de Clamensane.
b) Reconstitution à la même échelle de la disposition des assises au début du jurassique supérieur.

Fig. 42 : Le paléograbén triasico-liasique de Champ Long, à l'Ouest de Clamensane (Arnaud et al., 1977).

L'unité parautochtone de Valavoire est scindée en deux sous-unités par un couloir de failles dont la principale est l'accident des Monges (fig. 33) :

- **Le décrochement des Monges** est une fracture subverticale de direction méridienne. Vers le Nord, l'accident longe la limite occidentale de la demi-fenêtre de Barles avant de s'enfoncer sous la nappe de Digne. Au Sud, il s'amortit dans le secteur de Lambert où s'amortit aussi le chevauchement de l'écaille de Valavoire. Dans son rapport de stage, de Severac (1976) montre que cet accident a eu un premier jeu décrochant dextre puis un second jeu décrochant senestre. Il décale l'axe des plis sub-EW de l'écaille de Valavoire qui se prolongent dans l'unité de la fenêtre de Barles montrant ainsi que l'accident des Monges est un décrochement post-plissement. Bien que recouvert par la nappe, certaines dispositions structurales le long de cet accident (Gidon et al., 1992) attestent d'un jeu synchrone à la mise en place de la nappe de Digne.

B/ Au Sud de Digne

Décrochements et décro-chevauchements représentent là encore l'élément structural majeur. Ils s'organisent en deux groupes selon leur orientation. : (1) les premiers ont une direction sub-méridienne. Ils délimitent les grandes unités structurales. (2) Les seconds ont une direction sub-EW. Ils accompagnent l'essentiel du transport qui se fait vers le SSW (§ 2. 3. 3).

Dans les écailles à affinité mixte, les décrochements et les décro-chevauchements du premier groupe sont pour l'essentiel les deux failles qui bordent le faisceau du Poil-Creisset et sa faille médiane (chap. 3. 1). Dans les écailles à affinité provençale, ce sont pour l'essentiel le décrochement des Allaves et celui de la Tour qui se prolonge au Sud par la faille d'Aiguines. Des arguments cartographiques ainsi que microtectoniques sur les failles majeures du faisceau du Poil-Creisset et le décrochement de la Tour témoignent d'un jeu coulissant dextre sur tous ces accidents (Chap. 3, § 3.1.3, C).

pas en
la b'h'o
OK

Les décrochements et décro-chevauchements du second groupe sont plus rares. Leur rôle dans la cinématique du secteur est limité. Les principaux sont les deux failles transverses de Beynes et de Trévans. Ünalán (1970) qui a travaillé dans le secteur de Beynes, Werner et al. (1980) qui ont travaillé dans le secteur de Trévans, montrent, sur la base de données microtectoniques, que ces accidents décrochants ont un jeu dextre.

2.3.3. - Principaux épisodes de raccourcissement et de transport

A/ Au Nord de Digne

Ehtechemzadeh et al. (1974) ainsi que Arnaud et al. (1977) mettent en évidence deux phases majeures de plissement :

Une première phase de serrage orienté NW-SE. Elle serait à l'origine de la mise en place du système d'écaillles à vergence WNW de Roche Cline et du Sapet, observé entre Faucon et Turriers (fig. 43). Dans ce scénario, ces écaillles à affinité intermédiaire se seraient mises en place du SE vers le NW, indépendamment du charriage de la nappe de Digne. Cette phase de serrage déjà observée dans le Dévoluy, où elle a été daté du Crétacé supérieur, se serait ici poursuivie au moins jusqu'à l'Eocène avant l'intervention de la phase (Oligocène) de serrage NE-SW (Ehtechemzadeh et al., 1974).

Une deuxième phase de serrage orienté NE-SW. Elle serait à l'origine de l'avancée de la nappe de Digne en direction du SSW. Elle engendre une succession de plis anticlinaux et synclinaux de direction N100-N130. Ces plis s'observent aussi bien dans les écaillles les plus septentrionales de Faucon-Turriers (fig. 43) que dans le Sud de l'écaille de Valavoire de part et d'autre de l'accident des Monges (fig. 44). Cette phase est bien observée dans le secteur d'Esclangon où elle aurait eu lieu avant la fin du Miocène (Clauzon et al., 1987 ; Gidon et al., 1992).

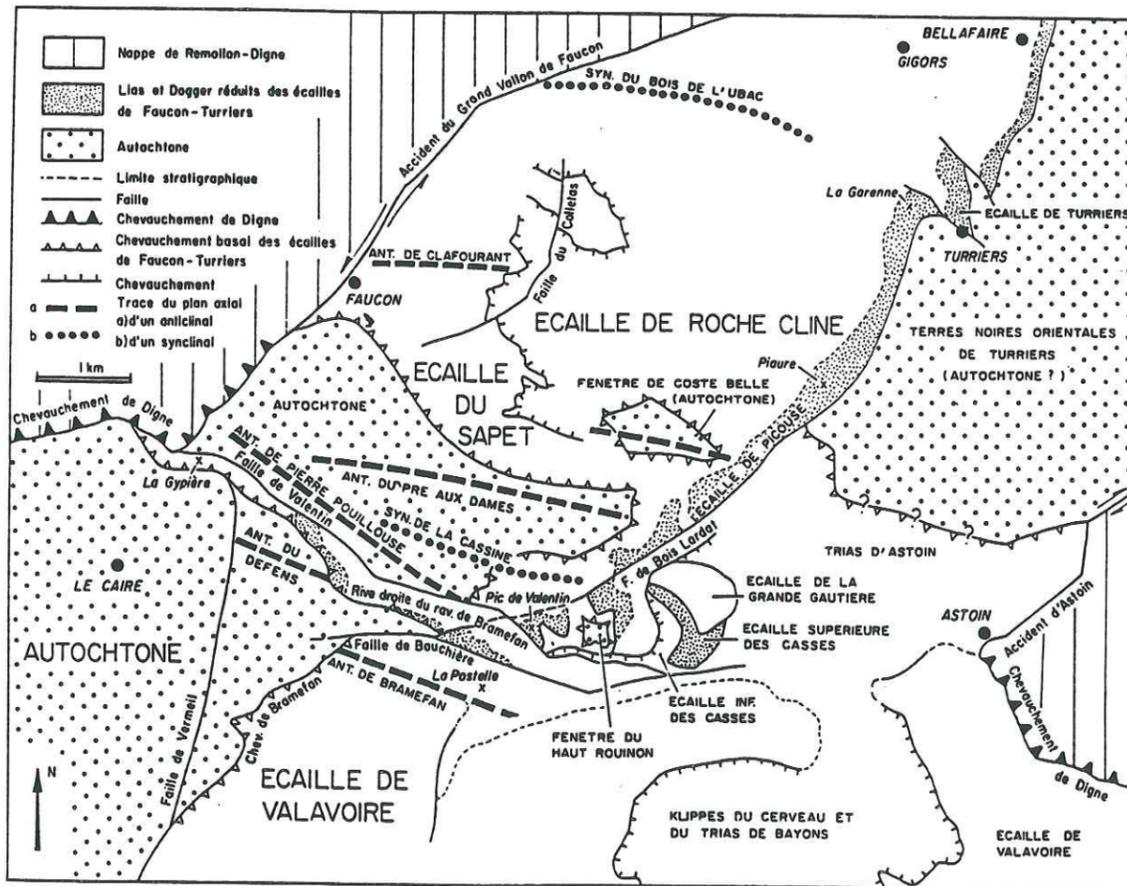
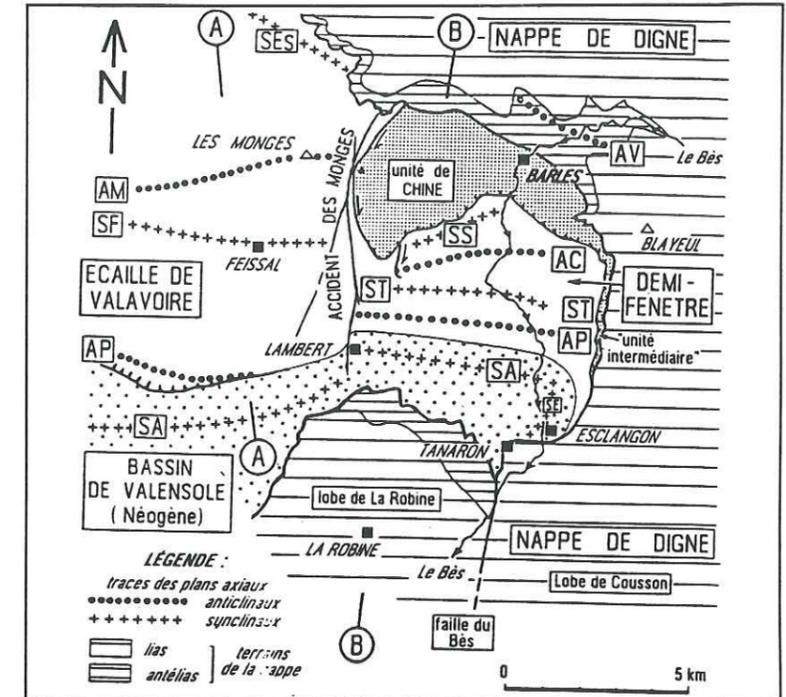


Fig. 43 : Schéma structural des écaillles septentrionales de Faucon-Turriers (Arnaud et al., 1977).

Fig. 44 : Schéma structural de la terminaison Sud de l'écaille de Valavoire (Gidon et al., 1992).



Les mesures de microtectonique effectuées par Faucher et al. (1988) sur le décrochement de Siguret et l'accident décrochevauchant du Grand-Vallon montrent que la direction N30 est la dernière direction de transport enregistrée sur les plans de faille. Une deuxième phase de direction N100 lui est antérieure, sur deux sites au moins. Les auteurs l'ont interprété comme une phase secondaire de mise en place gravitaire. Notons aussi que, par endroits, ces mêmes auteurs ont mesuré une seule direction qui indique une extension proche de N160 qu'ils ne justifient pas. Faute d'observations approfondies dans ce secteur, nous ne pouvons pas ici donner notre avis personnel à la différence de la nappe de Digne (Chap. 1, § 1.3.2). Toutefois, nous restons prudents vis-à-vis de la deuxième phase que les auteurs interprètent à la fois comme une phase de déformation, donc de raccourcissement, et une phase de transport. Cette confusion ne peut que mettre le lecteur mal à l'aise.

Il n'y a pas de déformation pendant le transport.

B/ Au Sud de Digne

Les microstructures relevées par Combes (1984) à Trévans, Saint-Jurs et Moustiers - Sainte-Marie, sur la bordure occidentale du système d'écaillles frontales (fig. 45), l'ont conduit à définir trois tenseurs de contraintes principales : B1, B2 et B3. Ceux-ci correspondent à trois stades de la déformation. Leur classement chronologique montre une rotation antihoraire de la contrainte principale σ_1 qui passe d'une direction N80 (B1) à N60 (B2), puis N30 (B3) au cours du Mio-Plio-Pléistocène. Notons que cette chronologie est comparable à celle que l'on a pu observer sur le décro-chevauchement de Gévaudan - la Cine que nous étudions plus loin (Partie II, chap. 3).

Ritz (1991) met lui aussi en évidence deux épisodes tectoniques dans ce secteur d'écaillles frontales : un premier épisode compressif orienté N70 et un deuxième épisode compressif orienté N20-N30. Ces directions sont compatibles avec celles proposées par Combes (1984) et sont toutes deux en faveur d'une rotation antihoraire de la contrainte principale au cours du temps.

Cette rotation antihoraire des contraintes peut s'expliquer par le fait que dans les tous premiers stades de la déformation, la contrainte principale σ_1 régionale vient se mouler sur les structures existantes qui sont en l'occurrence dans notre secteur d'étude d'importantes paléo-failles de direction méridienne. La contrainte principale régionale ne s'exprimera que dans les stades ultimes de la déformation, une fois que tous les obstacles sont surmontés ou loin des paléo-structures. Dans ce cas, la direction N70

correspondrait à une phase précoce de la déformation, alors que la direction N30 correspondrait à la phase ultime de mise en place de la nappe de Digne.

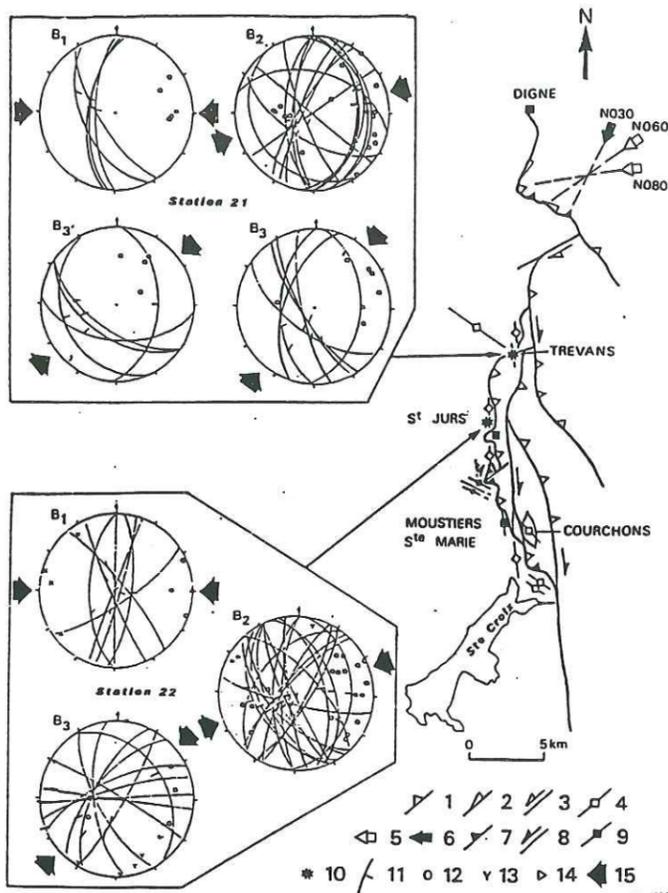


Fig. 45 : Cadre structural simplifié du secteur de Trévans - Moustiers-Sainte-Marie et champ de contraintes mio-plio - pléistocènes associés (Combes, 1984).

MIO-PLIOCENE :
 1) chevauchement
 2) décro-chevauchement
 3) décrochement
 4) axe de pli
 5) direction de raccourcissement

PLEISTOCENE :
 6) direction de raccourcissement
 7) chevauchement
 8) décrochement
 9) axe de pli
 10) station microtectonique

REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE :
 11) plan de faille et sa strie
 12) pôle de microplan inverse
 13) jeu senestre
 14) jeu dextre
 15) direction de la composante horizontale maximale du tenseur moyen de contrainte mio-pliocène.

D'une façon plus générale, nous observons que, dans la partie Nord de ce secteur, l'essentiel du transport est réalisé (1) dans les écaillés à affinité mixte, à la faveur des trois failles maîtresses du couloir décrochant du Poil-Creisset et (2) dans les écaillés à affinité provençale, à la faveur des deux failles transverses de Beynes et de Trévans. Dans la partie Sud, le transport est essentiellement réalisé dans les écaillés à affinité provençale le long des grandes failles orientées Nord-Sud de la Tour et des Allaves. Dans les écaillés à affinité mixte, c'est la composante chevauchante qui domine.

Conclusion

L'analyse des macrostructures montre que le transport ne s'est pas fait de façon homogène mais que l'autochtone, le parautochtone et l'allochtone se sont disloqués à la faveur d'un important réseau de failles coulissantes. L'analyse stratigraphique détaillée des systèmes d'écaillés frontales (feuille de Moustiers - Sainte - Marie) permet de voir que ces grands accidents coulissants délimitent trois grands domaines paléogéographiques. Ceci est confirmé par l'analyse cinématique de ces accidents qui montre que ce sont d'anciennes failles normales. Celles-ci ont joué en rampes latérales lors des phases ultimes de mise en place de la nappe de Digne.

3. - Les grands accidents décrochants

Introduction

Les décrochements et décro-chevauchements sont un des traits majeurs de la branche occidentale de l'arc de Castellane. Ils s'organisent en faisceaux de failles dont les principaux sont d'Ouest en Est, les trois faisceaux du Poil-Creisset, de Gévaudan -la Cine et Rouaine. Après avoir fait la synthèse des données publiées sur ces trois grands faisceaux, nous présenterons nos observations de terrain sur les faisceaux occidentaux du Poil-Creisset et de Gévaudan - la Cine. Celles-ci concernent pour l'essentiel leur géométrie et leur cinématique.

3.1. - Le faisceau décrochant du Poil-Creisset

3.1.1. - Cadre général (fig. 46)

A/ Situation géographique et géologique

Ce couloir de déformation s'étend sur 11 km suivant une direction méridienne, dans la zone des écaillés frontales. On peut le suivre depuis Chabrières, au Nord, jusqu'au village de Majastres, au Sud, en passant par les villages en ruine de Creisset et le Poil. Il occupe une bande étroite de 2 km de large, au droit du village du Poil, et de 3 km, au droit de Creisset.

B/ Historique des études géologiques dans le secteur

Très peu de travaux concernent ce secteur. On retient pour l'essentiel, les travaux de Ebray (1873), Espitalié (1964), Polo-Chiapolini (1966), Roux et Truc (1972), Ganeval (1973). Les auteurs ont tous porté un intérêt particulier à la reconnaissance des faciès si variés dans ce secteur. Seul, Ganeval (1973) aborde la tectonique de ce couloir de déformation qu'il dénomme « faisceau du Poil-Creisset ». Il le présente comme un faisceau décrochant dextre.

Le faisceau du Poil-Creisset n'a fait depuis l'objet d'aucune étude tectonique. On se propose de réactualiser les informations de Ganeval, de dresser une cartographie précise des accidents, de construire une coupe à travers le faisceau d'accidents afin de préciser ses relations avec les unités provençales, à l'Ouest, et dauphinoise, à l'Est.

3.1.2. - Lithologie et ses implications tectoniques

On doit beaucoup à Ganeval (1973) qui a dressé une cartographie précise de ce secteur. Il distingue :

- 1°) une zone à faciès provençaux, caractérisée par l'existence d'une série carbonatée puissante pratiquement continue du Lias au Valanginien,
- 2°) une zone à faciès à affinité dauphinoise, caractérisée par une alternance de calcaires et marnes,
- 3°) une zone intermédiaire à faciès mixtes, caractérisée par des séries peu épaisses.

L'auteur observe que la zone intermédiaire coïncide avec le domaine le plus déformé. Ainsi, il envisage une relation étroite entre la lithologie et le chaos tectonique observé sur le terrain : son principal argument est que la zone provençale et la zone de faciès à affinité dauphinoise, sont moins aisées à déformer que les séries minces de la zone intermédiaire.

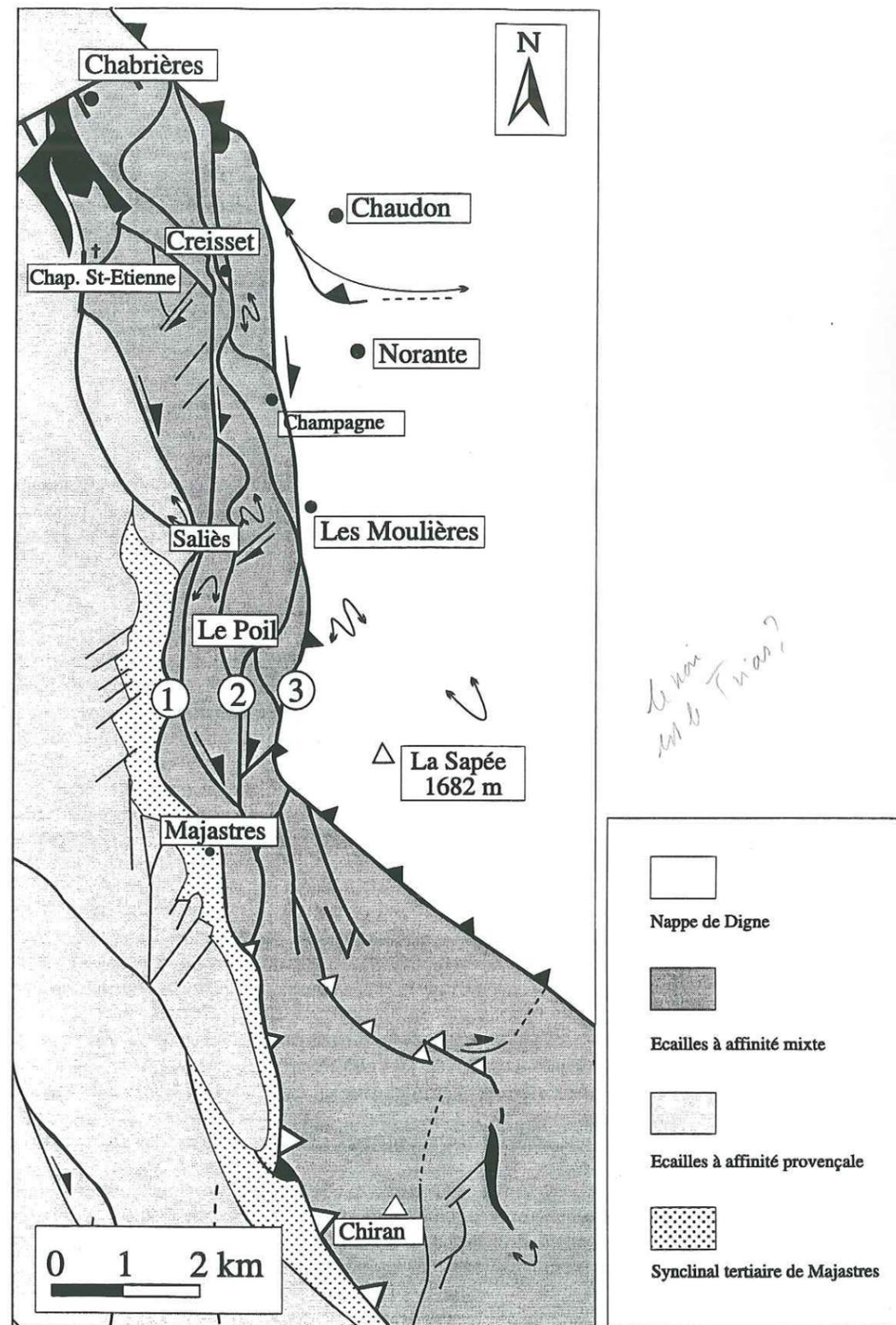


Fig. 46 : Schéma structural du faisceau décro-chevauchant dextre du Poil-Creisset.

3. 1. 3. - Analyse tectonique

C'est en établissant une cartographie précise du secteur, que Ganeval (1973) a été conduit à identifier le couloir de déformation du Poil-Creisset comme un faisceau d'accidents décro-chevauchants à jeu dextre. Ses deux principaux arguments sont :

- 1) le décalage des « éléments homologues » repérés de part et d'autre d'un accident.
- 2) l'étirement des terrains en lambeaux qui donne lieu à des structures complexes dilacérées.

Nos observations de terrain confirment le travail de Ganeval (1973). L'analyse des rares indices de déplacement relevés le long des décro-chevauchements majeurs de la Font d'Isnard (1), Creisset - Le Poil (2) et des Moulières, est en accord avec les conclusions de cet auteur. L'élément nouveau apporté ici est la présence de marqueurs en faveur d'une paléo-extension sur les failles maîtresses à pendage Est du faisceau.

Après avoir décrit sa géométrie dans l'espace à deux dimensions (carte géologique et schéma structural), on précisera sur une coupe l'attitude des plans majeurs ainsi que leurs relations avec la nappe de Digne à l'Est et les écaïlles frontales à affinité provençale à l'Ouest. Cette coupe, qui utilise des concepts structuraux nouveaux, réactualise le travail de Ganeval qui a vingt ans d'âge.

La branche orientale fait chevaucher la nappe de Digne sur l'unité à faciès mixtes, la branche occidentale fait chevaucher l'écaïlle à faciès mixtes sur une unité à caractère provençal et la branche médiane fait chevaucher l'unité à faciès mixtes sur elle-même.

Le couloir de déformation du Poil-Creisset apparaît ainsi comme une zone de transition qui permet le passage, du Nord au Sud, d'un feston d'amortissement de la nappe à un autre.

A/ Géométrie des accidents (fig. 46)

Le faisceau d'accidents du Poil-Creisset se compose de trois branches maîtresses. Ce sont, d'Est en Ouest : les accidents des Moulières (3), de Creisset - le Poil (2) et de la Font d'Isnard (1). Son enracinement, au Nord est masqué par le chevauchement de la nappe de Digne qui renverse les structures.

Les branches du faisceau éclatent pour former des navettes déformées, étirées. Leur trace est souvent bien difficile à suivre parce que recouverte par les éboulis. Les accidents sont repérables sur le terrain lorsqu'ils sont jalonnés par des chicots calcaires du Lias ou du Malm, mais se perdent lorsqu'ils affectent les marnes callovo-oxfordiennes (« Terres Noires »). Cette géométrie en navettes et lacets se retrouve jusqu'au village de Majastres. Les trois branches maîtresses passent ensuite, plus au Sud, à trois chevauchements majeurs de direction NNW-SSE.

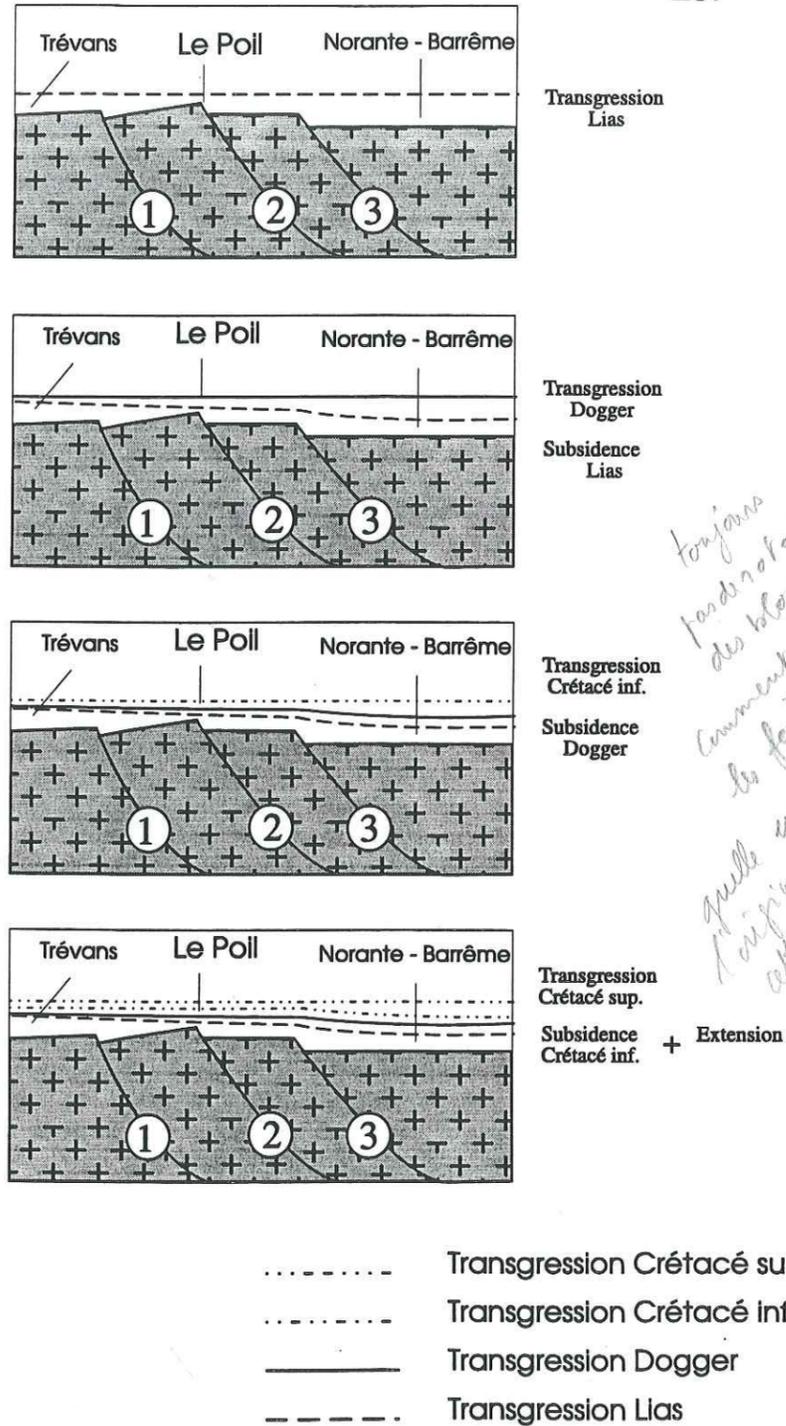
B/ Origine et attitude des accidents (fig. 47)

L'analyse des variations d'épaisseur et de faciès observées, d'Ouest en Est, entre les trois zones, nous permet d'envisager la présence de trois failles majeures qui ont influencé la répartition des faciès. Celles-ci correspondraient à la faille médiane du couloir de déformation du Poil-Creisset et à ses deux branches maîtresses qui bornent un haut-fond où se sont déposés les sédiments hémipélagiques à faciès intermédiaires. Elles délimitent, à l'Ouest, une zone de plate-forme peu subsidente où se sont déposés les sédiments néritiques du faciès provençal et à l'Est un bassin subsident où se sont déposés les sédiments pélagiques de faciès dauphinois (pour le Jurassique) et vocontien (pour le Crétacé). Au Dogger, l'importante transgression marine est venue recouvrir les trois domaines paléogéographiques. Elle a abouti au dépôt des « Terres Noires » callovo-oxfordiennes. Le bassin dauphinois s'est approfondi par subsidence avant d'avoir été recouvert par la transgression d'Est en Ouest des marno-calcaires et marnes du Crétacé inférieur.

Ces trois accidents majeurs hérités ont ensuite été réutilisés et leurs jeux inversés lors des phases de compression cénozoïques qui ont affecté les Alpes externes. Ces failles se retrouvent dans la couverture où elles sont redressées. Leur attitude exprime bien une direction et un sens de transport oblique par rapport à la direction du faisceau d'accidents (chap. 2). La composante décrochante domine et masque la composante chevauchante qui n'est pas à négliger comme nous le montre la coupe ci-dessous (fig. 48).

Ouest

Est



toujours l'ordre de rotation des blocs comment fonctionnent les failles ? quelle est l'origine de cette subsidence ?

Fig. 47 : Structure du socle et répartition des faciès au cours du Jurassique et du Crétacé dans les zones à affinités provençale, mixte et dauphinoise.

C/ Cinématique des accidents

Le déplacement des structures se fait le long des principaux accidents par coulissage et chevauchement. Il se manifeste par des figures de friction sur les plans de faille majeurs et des structures plicatives d'amplitude réduite (Creisset, Font d'Isnard).

Sur la faille médiane du faisceau du Poil-Creisset (fig. 48), les marqueurs dominants sont en faveur d'une compression N70 et d'un décro-chevauchement dextre. Nous n'avons malheureusement pas observé de chronologie. Les deux populations semblent ici s'exclure.

La présence d'une population de stries indiquant un jeu normal n'est pas à négliger (fig. 33). Elle indique une extension Est-Ouest. Celle-ci est, partout où elle a pu être observée, antérieure à celle qui correspond au jeu décrochant dextre.

Le déplacement se fait aussi à la faveur de failles transverses de direction N20 à N50 qui portent les indices d'un jeu décrochant dextre comme on l'indique sur le schéma structural du faisceau du Poil-Creisset (fig. 46).

OK mais mais c'est sur des plans souvent d'axe N150-160. et N 20/30

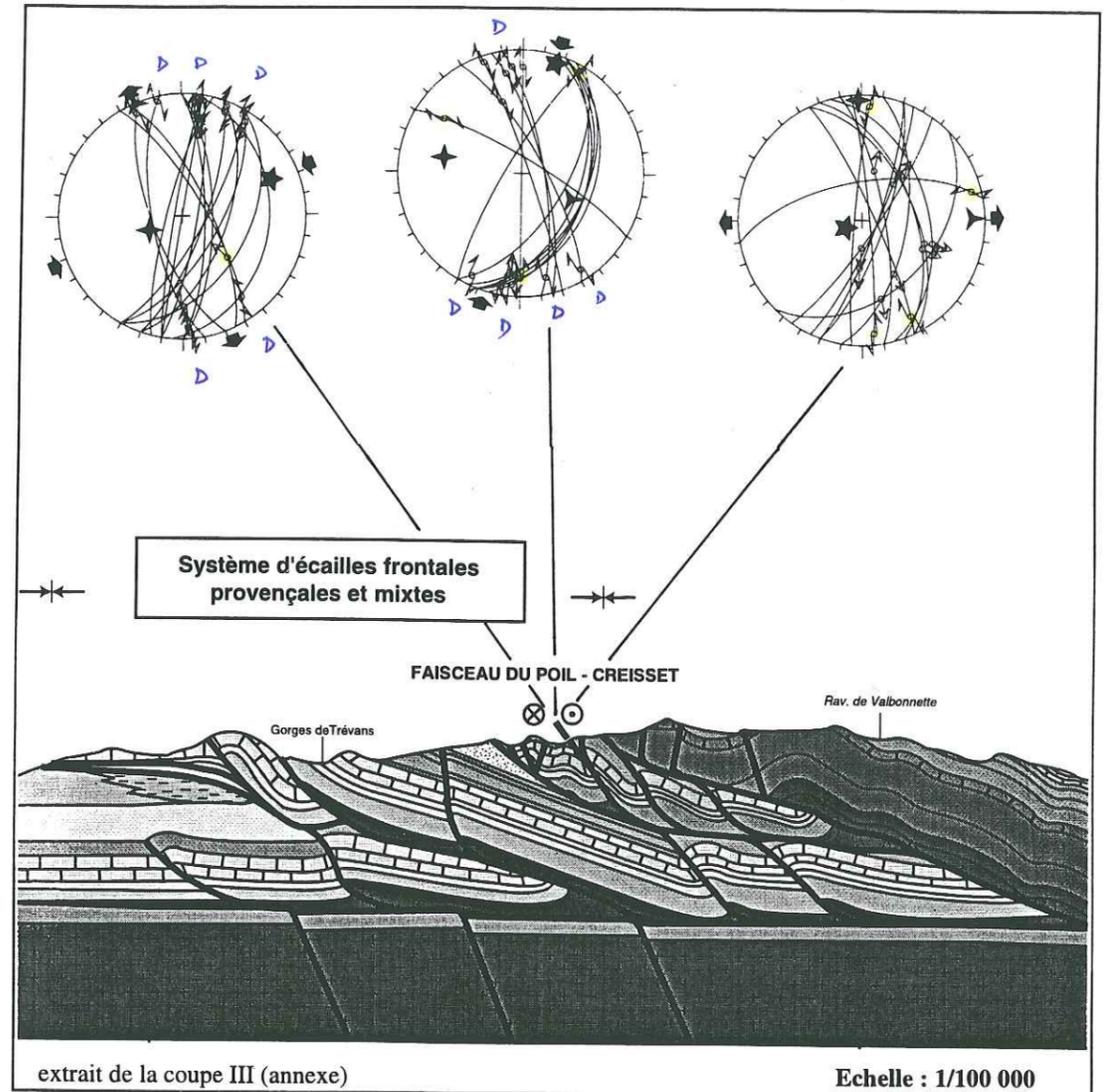


Fig. 48 : Coupe géologique à travers le faisceau décrochant dextre du Poil-Creisset.

Conclusion

Le couloir de déformation du Poil-Creisset se caractérise par un système complexe de navettes tectoniques étirées et encadrées par trois décro-chevauchements majeurs dextres. Il apparaît que ces accidents, qui correspondent à trois limites paléogéographiques importantes, portent les marques d'un jeu d'abord normal puis décro-chevauchant dextre. Ceci est confirmé après traitement des données micro-tectoniques relevées sur la faille médiane du faisceau. Ces trois paléo-failles normales auraient donc été reprises dans la couverture sédimentaire en décro-chevauchements dextres au cours des phases de compression alpines.

Par ailleurs, le faisceau décrochant dextre du Poil-Creisset joue le rôle d'une zone de transition qui permet le passage, du Nord au Sud, d'un feston d'amortissement de la nappe de Digne à un autre.

3. 2. - Le couloir de déformation Nord-Sud de Gévaudan - la Cine

Introduction

Les déformations observées sur le flanc oriental du synclinal de Barrême nous ont conduit à envisager la présence d'un important accident méridien. Nous avons ainsi procédé à une analyse minutieuse des déformations et à un relevé de mesures microtectoniques le long de l'accident de Gévaudan - la Cine.

Après avoir défini le cadre général de l'étude et précisé le contexte géologique, on se propose de décrire les faciès mésozoïques et cénozoïques rencontrés. Le chapitre concernant la tectonique s'appuie pour l'essentiel sur de nouvelles observations de terrain. Il est complété par une approche quantitative. Les résultats obtenus sont confrontés aux données stratigraphiques et aux observations faites sur le terrain. On propose enfin un modèle d'évolution cinématique de l'accident de Gévaudan - la Cine et une chronologie des principales phases tectoniques qui ont affecté le couloir de déformation de Gévaudan - la Cine depuis le Crétacé inférieur.

3. 2. 1. - Cadre général

A/ Situation géographique et géologique (fig. 49)

Les communes de Tartonne, Clumanc, Saint-Lions et Barrême sont traversées par un couloir de déformation de direction méridienne. Ce faisceau de failles décro-chevauchantes, appelé accident de Gévaudan - la Cine, se situe en arrière du front de chevauchement de la nappe de Digne et perturbe tout le flanc Est du synclinal de Barrême. La faille majeure a pu être étudiée depuis le col de la Cine au Nord, où elle se connecte au décrochement dextre du Défends, jusqu'au diapir de gypse de Gévaudan, au Sud.

B/ Historique des études géologiques dans le secteur

La région de Barrême a fait l'objet de nombreuses études. On retiendra, en **paléontologie**, les travaux de Tournouër (1872), Depéret (1895), Espitalié et Sigal (1961), et celles plus récentes de Thomel (1992).

En **sédimentologie et stratigraphie**, les observations de Garnier (1872), puis la thèse de Boussac (1912) et les travaux de Gubler (1958) précisent la nature et l'âge des gisements. La thèse de Bodelle (1971) reste, à ce jour, l'ouvrage de référence sur les formations nummulitiques de l'arc de Castellane. Les analyses géochimiques sur minéraux lourds réalisées par Evans et al. (1991) permettent d'identifier l'origine du remplissage tertiaire et les récents travaux de Derrous (1994), réalisés dans le cadre de son DEA, confirment et précisent l'origine et l'âge des formations conglomératiques du synclinal tertiaire de Barrême.

En **tectonique**, les travaux de Goguel (1936), Lapparent (1938), Chauveau et Lemoine (1961), Pairis (1971), Graciansky (1972) et Gigot (1975), auxquels viennent s'ajouter la notice de la feuille de Digne, apportent des informations tirées d'observations locales. On retient tout particulièrement les travaux de Beaudoin et al. (1986) sur le décrochement dextre du Défends et les relevés de variations de faciès et d'épaisseurs au col de la Cine. Ils montrent, par restitution des épaisseurs originelles et décompaction, que la faille de Défends a été active tout le long du Mésozoïque.

On remarque qu'aucune analyse microtectonique n'a été réalisée le long de l'accident de Gévaudan - la Cine. C'est ce que l'on a entrepris dans ce travail pour envisager, d'une part, l'évolution tectonique du secteur de Norante-Barrême et préciser la cinématique de l'accident méridien de Gévaudan - la Cine.

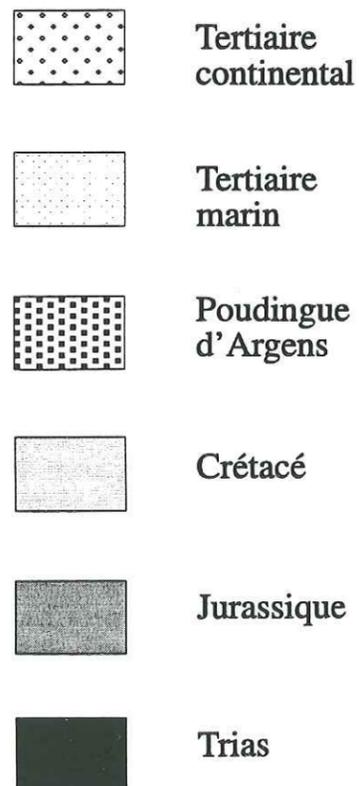
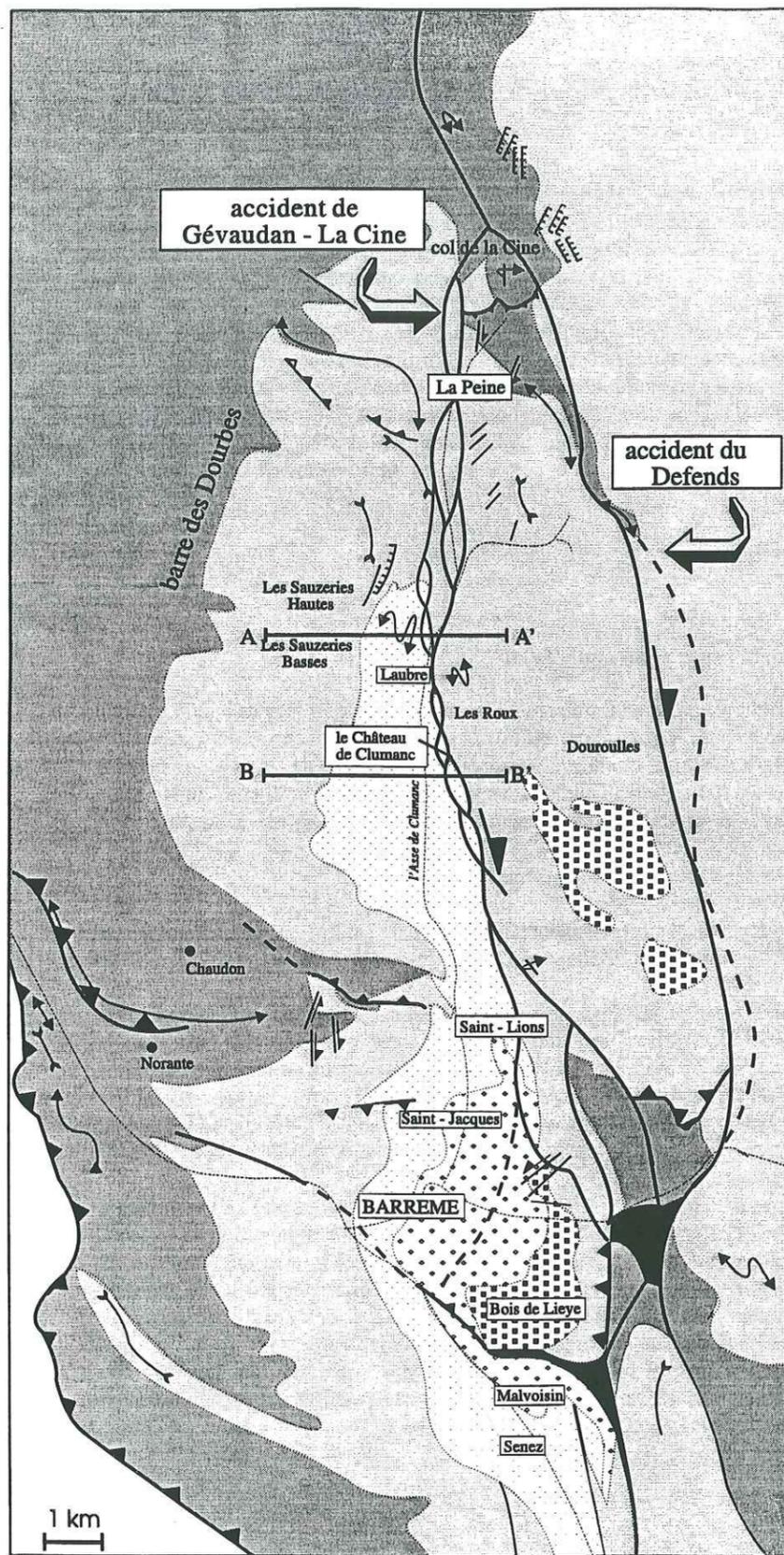


Fig. 49 : Schéma structural du secteur de Norante-Barrême.

3. 2. 2. - Stratigraphie

La base de la série mésozoïque correspond à des dépôts néritiques de plate-forme, alors qu'à partir du Lias supérieur le milieu de sédimentation est celui d'une mer ouverte favorable au dépôt des puissantes séries pélagiques à faciès dit **dauphinois** (Chap. 1). Cette sédimentation ne s'est pas faite de façon homogène sur l'ensemble de la région couverte par le synclinal de Barrême. En effet, les tableaux présentés en annexe et les colonnes stratigraphiques des secteurs de la Javie et de Norante, montrent une variation des épaisseurs du Nord au Sud où l'on passe à des faciès à **affinité dignoise réduite**.

Les formations cénozoïques correspondent à la transgression du Nummulitique qui est venue de l'Est entre le Priabonien et l'Oligocène basal. Elle donne lieu à des dépôts marins (Partie I, chap. 2). Les séries continentales de l'Oligocène inférieur et supérieur correspondent à une exhumation progressive de la région.

Nous verrons dans les paragraphes qui suivent que la répartition des faciès dans le Mésozoïque et le Cénozoïque est largement commandée par l'activité des failles contemporaine de la sédimentation.

A/ Les formations mésozoïques

A1/ Le Trias

Il n'est représenté ici que par les **gypses (tG)** et **cargneules (tK)** du **Keuper** qui affleurent à l'extrémité Sud du couloir de déformation de Gévaudan - la Cine, aux lieux-dits du Gipas et de la Gypièrre de Gévaudan. La notice de la feuille géologique de Digne précise que leur attribution stratigraphique au Keuper résulte de leur place à la base des séries et des analogies de faciès avec les régions moins tectonisées.

A2/ Le Jurassique

Les affleurements de Lias forment un demi-cercle autour du synclinal tertiaire de Barrême, depuis le col de la Cine, au Nord, jusqu'au lieu-dit de Clavoune, au Sud, en passant par Digne et Chaudon-Norante à l'Ouest.

Ses termes s'étendent de l'Hettangien au Toarcien sur une puissance moyenne de 400 m dans la région de Norante. Ils se caractérisent par des dépôts à dominante marneuse entrecoupés d'importantes discontinuités sédimentaires soulignées par des surfaces durcies (notice feuille de Digne). Leur épaisseur diminue du Nord au Sud à mesure que l'on s'éloigne du coeur du bassin de sédimentation dauphinois que les auteurs situent au Nord de Digne.

Le Dogger présente une épaisseur moyenne de 1 000 m dans le secteur de Norante. Ses termes sont à dominante marno-calcaire jusqu'au Callovien franchement marneux qui correspond au dépôt des "Terres Noires" dont la puissance moyenne atteint 600 m au village des Dourbes.

Le Jurassique terminal ou Malm (que les auteurs étendent au Berriasien inclus) est essentiellement calcaire sur une épaisseur de 300 m. Il forme la fameuse barre des Dourbes qui domine la vallée de Barrême à l'Ouest.

A3/ Le Crétacé

Il affleure sur les flancs occidental et oriental du synclinal de Barrême où il présente les caractéristiques du Crétacé alpin : il est épais, ses faciès sont essentiellement pélagiques à dominante calcaire et argilo-calcaire et sont affectés par de rares discontinuités sédimentaires.

Beaudoin et al. (1975) distinguent deux grandes unités séparées par une discontinuité majeure :

* Un "cycle éocrétacé" qui s'étend du Berriasien au Bédoulien sur une épaisseur de 500 m. Il se caractérise par d'importants dépôts terrigènes argilo-silteux.

* Une "mégaséquence positive" s'étend de l'Aptien au Sénonien inclus sur une épaisseur de plus de 1 000 m. Elle correspond à un dépôt d'abord marneux (marnes grises gargaso-albiennes) admettant des intercalations calcaires (niveau de Clansaye) et la présence d'olistolithes datés du Barrémien (Graciansky et al., 1972). Elle passe, au Cénomaniens, à une alternance marno-calcaire et se termine au Turonien, Coniacien, Santonien par un ensemble à dominante calcaire.

B/ Les formations cénozoïques

Le Paléogène comprend deux types de sédimentation distincts :

- Un premier cycle essentiellement marin correspond à la transgression nummulitique qui recouvre notre secteur d'étude, entre l'Eocène moyen et l'Oligocène basal.

- Un second cycle essentiellement continental couvre l'Oligocène du Stampien supérieur au Chattien.

Ces deux cycles sont précédés par un dépôt de conglomérats d'origine continentale et un dépôt de conglomérats à affinité marine. Ceux-ci sont postérieurs aux calcaires sénoniens et antérieurs à la transgression du Nummulitique marin (Gubler, 1958; Chauveau et Lemoine, 1960).

Les formations tertiaires sont discordantes (discordance angulaire) sur le substratum crétacé et reposent soit sur les marnes noires albo-cénomaniennes de Tartonne à l'extrémité Nord du synclinal tertiaire de Barrême, de Clumanc et de Saint-Lions sur le flanc oriental, soit sur les marnes grises gargasiennes au Riou ou sur le Crétacé inférieur (Néocomien), plus au Sud, sur le flanc occidental du synclinal.

B1/ Les premiers dépôts tertiaires

Les premiers dépôts tertiaires sont les poudingues à *Microcodium* d'Argens et les conglomérats de base observés sous les calcaires roux datés du Priabonien ("calcaires nummulitiques").

Les **poudingues à *Microcodium* d'Argens** affleurent dans le synclinal de Douroulles, à l'Est de l'accident de Gévaudan - la Cine, au lieu-dit de Dardayonne, sur la N202 entre Moriez et Barrême. Ils forment aussi le relief du Bois de Lieye, au Sud de Barrême. Ils sont formés d'éléments calcaires blancs du Crétacé supérieur (Turonien-Sénonien), plus rarement de blocs gris du Jurassique supérieur. Ces formations détritiques correspondent à un dépôt continental, essentiellement torrentiel, et pourraient être reliées à un cycle de déformations d'âge crétacé-éocène (Chauveau et Lemoine, 1961). Cette formation n'ayant pas livré de fossiles n'a pu être datée avec précision. Toutefois, elle se situe en position stratigraphique entre les calcaires du Santonien et les calcaires nummulitiques (=Eocène supérieur).

Les **conglomérats de base** affleurent sous les calcaires nummulitiques. On ne les observe qu'au Sud du Château de Clumanc entre les fermes du Pigeonnier et Saint-Lions, à Saint-Jacques, sur le flanc occidental du synclinal de Barrême. Ils remanient des galets du Crétacé supérieur, d'origine locale, souvent perforés par des lithophages. Leur âge n'est pas précisé. Quant à leur épaisseur elle reste modeste, de 30 cm aux fermes du Pigeonnier, à près de 10 m d'épaisseur à Saint-Jacques.

B2/ Le bassin marin paléogène ou bassin nummulitique

Il se caractérise par des dépôts calcaires, marneux et détritiques.

Les **formations calcaires** sont essentiellement représentées par les dépôts de **calcaire nummulitique**. Il affleure dans son intégralité sur le flanc occidental du synclinal de Barrême, aux lieux-dits des Sauzeries (sur la D219) et des Vignes (500 m au Nord de Barrême), là où précisément Bodelle (1971) l'a étudié. L'auteur montre que les caractéristiques pétrographiques et l'épaisseur de la formation varient du Nord au Sud et d'Est en Ouest.

Les premiers **dépôts détritiques** sont représentés ici par les **grès de Ville**. Cette formation, ainsi nommée par Boussac (1912), n'affleure que sur le flanc Nord-Ouest du synclinal tertiaire de Barrême, aux lieux-dits de la Bussière d'Entouart et au Clouet où son épaisseur ne dépasse pas la cinquantaine de m. Les mêmes dépôts détritiques affleurent plus au Sud près de Barrême. Ce sont les **Grès de Barrême** décrits par Garnier (1872) : ces grès calcaires sont datés du Sannoisien marin.

L'épisode marneux se caractérise par le dépôt des **marnes nummulitiques (marnes bleues et marnes sableuses grises)** datées du Priabonien au Sannoisien. Elles s'intercalent entre les calcaires nummulitiques et les grès de ville ou grès de Barrême, formant ainsi trois bandes aux caractéristiques sédimentologiques distinctes. L'épaisseur de l'ensemble de la formation est de 400 m sur la commune de Clumanc. Elle diminue vers le Sud.

bdc

Un deuxième épisode détritique se caractérise par le dépôt des **conglomérats à *Natica crassatina* et des grès de Senez.**

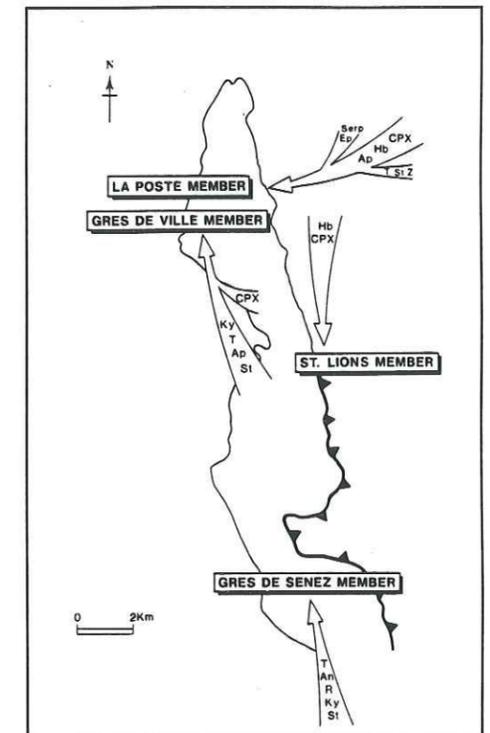
Les **conglomérats à *Natica crassatina*** affleurent au Nord, entre Laubre et le château de Clumanc (conglomérats de la Poste de Clumanc), sur le flanc oriental du synclinal, aux lieux-dits de Toueste et des Gravières, au Sud, près du village de Saint-Lions (conglomérats de Saint-Lions) et aux lieux-dits du Quai, du Château de Barrême et d'Aiguines. Cette formation épaisse d'une dizaine de m au Nord diminue en direction du Sud et disparaît au niveau de Barrême pour être relayée (cartographiquement) par les **grès de Senez** qui affleurent au Sud de la vallée de l'Asse de Moriez.

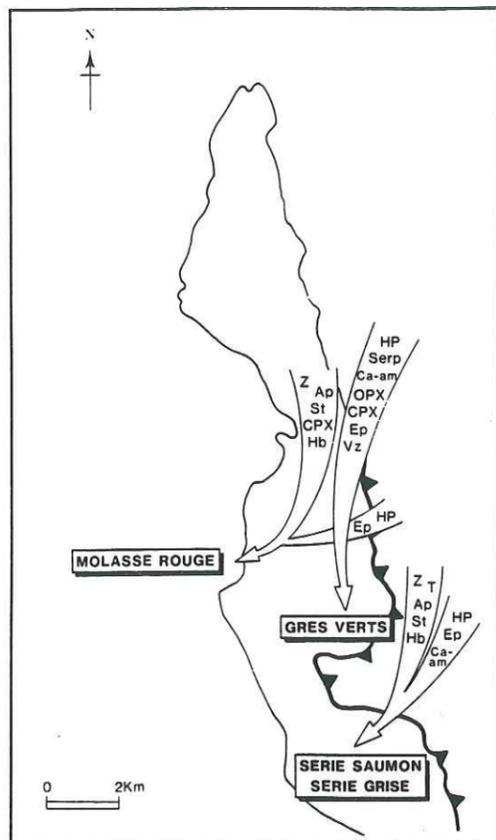
Ces formations détritiques reposent en discordance sur les marnes priaboniennes. Elles sont toutes formées pour l'essentiel par des galets de calcaire blanc, d'âge crétacé, englobés dans une matrice gréseuse. Toutefois, dans le détail, elles présentent des différences pétrographiques et sédimentologiques en faveur d'un diachronisme du Nord au Sud. C'est ce que confirment Evans et Mange-Rajetzky (1991) dans leur étude sur la provenance des sédiments tertiaires de Barrême (fig. 50).

En effet, l'examen des minéraux lourds qui composent la matrice des conglomérats et des grès montrent que les dépôts de la Poste de Clumanc, de Saint-Lions et de Senez ne proviennent pas de la même source, mais sont transportés par des paléocourants distincts dans l'espace et dans le temps.

En résumé, on peut dire que les matériaux qui composent l'essentiel des conglomérats de la Poste de Clumanc et ceux de Saint-Lions proviennent, d'une part, de l'érosion de sédiments locaux (blocs de calcaires blancs mésozoïques) et, d'autre part, d'éléments liés à l'activité d'un volcanisme andésitique proche. Seuls les conglomérats de la Poste de Clumanc sont enrichis en éléments à affinité alpine (schistes verts, flysch à Helmintoïdes). Les matériaux qui composent les Grès de Senez proviennent des massifs des Maures et de l'Esterel.

Fig. 50 : Paléocourants marins d'âge éocène sup. à oligocène basal relevés dans le synclinal de Barrême (Evans et al., 1991).





Nous avons échantillonné la matrice gréseuse et marneuse du conglomérat qui affleure au Château de Clumanc en vue d'une datation des nanfossiles. D'après les déterminations effectuées par C. Müller, tous nos échantillons appartiennent au niveau NP 21 (échelle Martini, 1971) qui correspond au Sannoisien (Oligocène basal).

Les conglomérats de Saint-Lions et les Grès de Senez n'ont pu être datés en raison de l'absence de nanfossiles.

B3/ Le bassin continental oligocène supérieur (fig. 51)

Il se caractérise par la succession de quatre séries que l'on se propose de décrire. L'essentiel de ce qui va suivre est tiré de la notice de la feuille de Digne. Nous n'apportons aucune information nouvelle en ce qui concerne la nature et l'âge de ces formations; toutefois nous tenons à préciser leurs principales caractéristiques avant d'envisager l'évolution sédimentaire et tectonique du bassin continental.

Fig. 51 : Paléocourants fluviaux et contenu minéralogique de l'Oligocène du synclinal de Barrême (Evans et al., 1991).

Abréviations des figures 38 et 39 : An, andalousite ; Ap, apatite ; Bi, biotite volcanique ; Ca-am, amphiboles calciques ; CPX, clinopyroxène ; Ep, epidote ; Hb, Hornblende ; HP, minéraux de haute pression ; Ky, kyanite ; OPX, orthopyroxène ; R, rutile ; Serp, serpentine ; St, staurolite ; T, tourmaline ; Vz, vesuvianite ; Z, zircon.

La Molasse Rouge repose en discordance sur les formations marines. Elle correspond aux dépôts fluviaux (conglomérats et marnes rouges) de l'Oligocène inférieur ; son épaisseur atteint 100 à 150 m maximum.

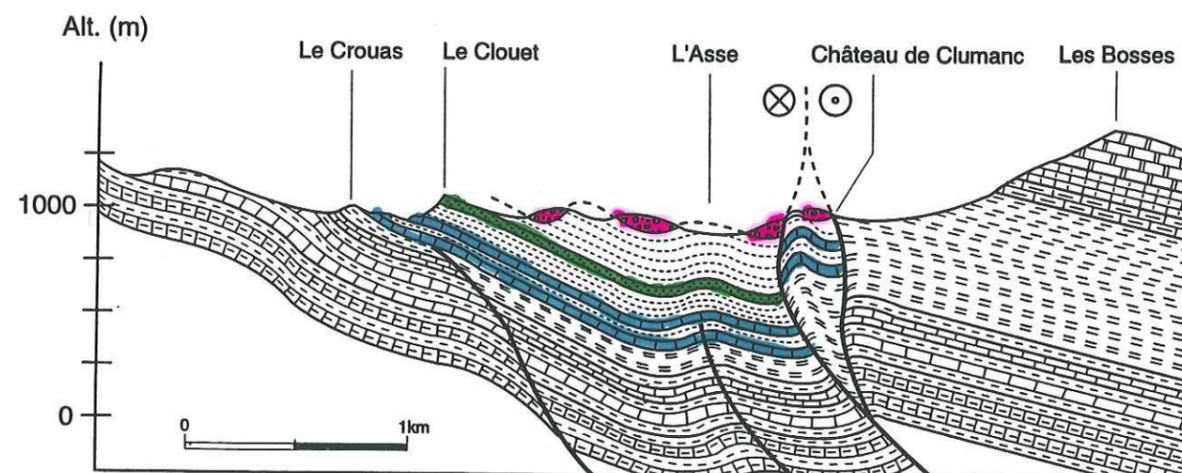
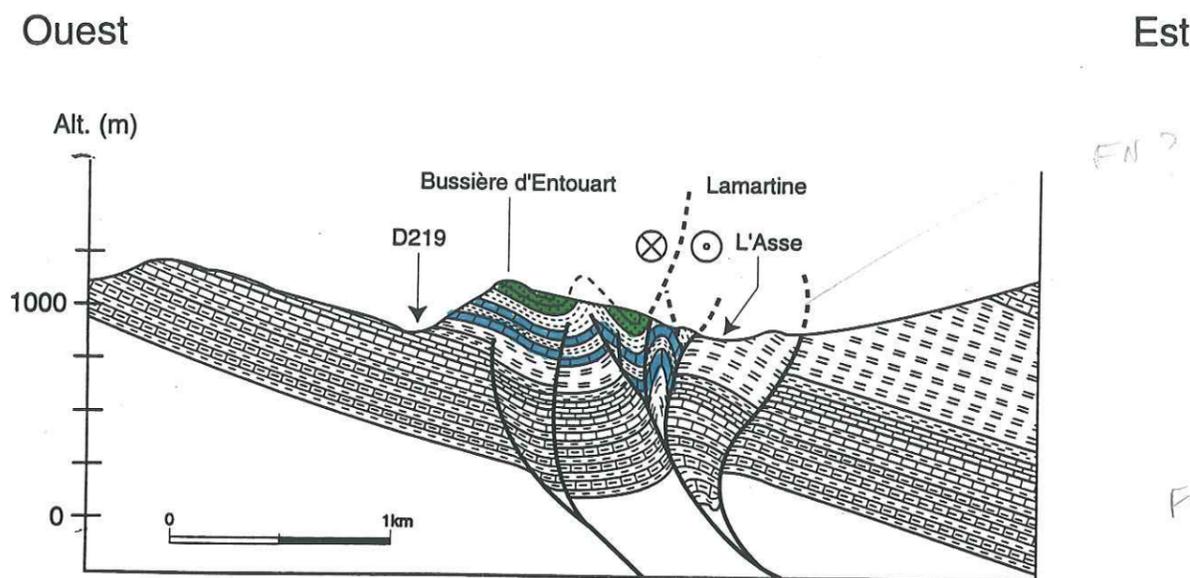
La Série Saumon correspond à des dépôts fluvio-lacustres (marnes, grès et conglomérats) d'âge oligocène supérieur ; son épaisseur atteint une soixantaine de m à proximité de Barrême.

La Série Grise correspond à des dépôts lacustres (conglomérats, grès calcaires, marnes et argilites sableuses et micacées, marnes ligniteuses et calcaires fétides à Mollusques) d'âge oligocène supérieur. Elle passe latéralement et vers le haut aux Grès Verts, sauf aux Blachettes où elle est séparée des Grès Verts par une surface de discordance. Son épaisseur varie de 10 m à 150-180 m.

Les Grès Verts se composent de sédiments fluviaux (chenaux) et météoriques (paléosols). Leur couleur caractéristique est liée à l'abondance de grains de serpentine, d'orthopyroxène (fig. 51), de radiolarite et de diabase détritiques. Ils ont pu être datés de l'Oligocène supérieur.

D'après le sens des courants et leur contenu minéralogique (fig. 51) ces quatre séries sont constituées de minéraux qui proviennent de la nappe Embrunais-Ubaye (NW). Elles contiennent aussi des minéraux qui appartiennent aux marnes bleues priaboniennes, excepté les Grès Verts qui eux contiennent des matériaux à affinité pennique.

Ainsi donc, à Barrême, le bassin nummulitique finit de se combler à l'Oligocène basal pour laisser la place à un bassin continental. Ce dernier est alimenté par de brusques apports détritiques en provenance des Alpes internes. Barrême se situe donc sur la marge occidentale du bassin de sédimentation paléogène, à l'endroit même où se dessine un delta ouvert vers le Sud-Ouest et parcouru de cours d'eau qui l'alimentent jusqu'à l'Oligocène terminal.



Tertiaire du "synclinal de Barrême"

- Conglomerats à *Natica crassatina* de Clumanc (Sannoisien marin)
- Marnes bleues (Priabonien et Sannoisien non séparés)
- Grès de Ville (ou grès de Barrême) (Sannoisien marin)
- Calcaires à nummulites (Priabonien)

Mésozoïque

- Coniacien
- Turonien
- Cénomannien
- Albien - Cénomannien inférieur
- Aptien
- Barrémo-Bédoulien
- Hauterivien
- Valanginien

Fig. 52: Coupes géologiques à travers le synclinal tertiaire de Barrême.

3. 2. 3. - Analyse tectonique

La bordure orientale du bassin tertiaire de Barrême est affectée par un faisceau d'accidents de direction méridienne : le faisceau d'accidents de Gévaudan - la Cine que l'on se propose d'étudier avec d'autant plus d'attention qu'il ne figure pas sur la feuille de Digne et qu'il permet de préciser l'histoire tectonique de la région pendant le développement des bassins mésozoïque et paléogène.

A/ Caractéristiques géométriques

En carte (fig. 49), le faisceau d'accidents dessine une série de petites navettes. Elles se succèdent le long d'un accident majeur difficile à suivre dans les marnes noires de l'Albo-Cénomaniens. Ce faisceau se connecte, au Nord de la ferme de la Peine (Sud immédiat du col de la Cine) à l'accident décrochant dextre du Défends étudié par Beaudoin et al. (1986). Au Sud du village de Saint-Lions, il éclate en 4 branches : une branche maîtresse et 3 branches satellites. Alors que les failles secondaires se connectent vers l'Ouest au chevauchement du Bois de Lieye, la branche maîtresse passe par le diapir de gypse de Gévaudan, avant de changer plus au Sud de direction et de nature.

A l'affleurement, le pendage des failles qui délimitent les différentes navettes tectoniques varie de 80°W (Château de Clumanc, les Roux, La Peine) à 80°E. Au Sud du village de Saint-Lions (Coulet-Rouge, le Clap) les failles s'inclinent et passent progressivement à des plans de chevauchement.

En coupe (fig. 52), ces plans délimitent toute une série d'amygdales plus ou moins pincées qui se connectent très probablement en profondeur à un plan de décollement (dans les Terres Noires ou dans les Gypses du Trias supérieur ?) que nous préciserons ultérieurement. Il est intéressant de remarquer, en coupe, que la faille maîtresse du faisceau de Gévaudan - la Cine délimite un secteur oriental qui se caractérise par une forte épaisseur de Crétacé supérieur sur lequel reposent en discordance les conglomérats d'Argens et un secteur occidental dépourvu de ces niveaux sous le Nummulitique. Ce qui nous permet de penser que cet accident majeur est une paléo-faille normale à pendage Est. C'est aussi ce que l'on a pu observer sur le terrain comme nous le préciserons ultérieurement.

B/ Caractéristiques tectoniques

Les caractéristiques géométriques précédemment analysées suggèrent l'existence d'un important couloir de décrochement le long du faisceau de Gévaudan - la Cine. Voyons à la lecture des principaux marqueurs relevés sur les plans de failles si cette observation est confirmée.

Des marqueurs regroupés en deux grandes familles ont pu être observés : ceux qui traduisent l'existence d'un déplacement sub-horizontale des deux compartiments (B1) et ceux qui expriment un jeu antérieur vertical (B2).

B1/ Param de déplacement et déformations associées

B1.1/ La transpression et ses manifestations

Dans le couloir de déformation de Gévaudan - la Cine les marqueurs en faveur d'un jeu transpressif sont nombreux. Ce sont pour l'essentiel : les fibres et stries de calcite, les amygdales et brèches tectoniques, la torsion sigmoïde des plans de faille, les micro-plies à axes verticaux et/ou plongeants, les navettes ou poissons tectoniques et les dysharmonies de décollement.

• Les fibres et stries de calcite



Fig. 53 : Plan polystrié observé dans les calcaires nummulitiques au Nord du Château de Clumanc. Ce plan orienté N 150 et penté de 64° vers l'ENE, porte trois générations de stries calcitiques de pitch :

$p1 = 5^{\circ}N$ (dextre)

$p2 = 0$ (dextre)

$p3 = 30^{\circ}S$ (dextre)

Des plans sub-horizontaux porteurs de stries ont pu être observés dans les marnes noires de l'Albo-Cénomaniens sur la commune de Tartonne et plus au Sud dans les marnes grises de l'Aptien au lieu-dit du Riou (fig. 54). Ces stries de glissement couche sur couche sont orientées N 80. Elles indiquent l'existence d'un raccourcissement horizontal de direction sub-EW dans les niveaux marneux.



Fig. 54 : Plan parallèle à la stratification enduit de calcite et porteur de stries horizontales, observé dans les marnes grises de l'Aptien au lieu-dit du Riou. Le crayon indique la direction et le sens des stries.

Nous pensons que ces deux observations pourtant très différentes sont en faveur d'une même phase tectonique qui se manifeste par un jeu décrochant dextre sur la faille maîtresse (orientée N 170) du couloir de déformation et un raccourcissement sub-EW (donc perpendiculaire à la direction de la faille maîtresse) dans les niveaux marneux qui se déforment plus facilement suivant les feuillets qui les caractérisent. Le couloir de déformation s'étend donc à l'Ouest du système de navettes où se manifeste un partitionnement de la transpression.

• Les amygdales et brèches tectoniques

Sur la route qui conduit aux hameaux des Vachiers - les Roux, la barre de calcaire nummulitique est broyée. La forme en amygdale et la disposition des éléments rocheux au sein d'une matrice essentiellement argileuse traduisent la présence d'un important décrochement. On distingue dans la brèche tectonique deux plans sub-verticaux parallèles, orientés N 180 et déformés. Ces plans portent des stries horizontales correspondant à un jeu dextre (fig. 55).

Plus au Sud, près de la ferme de la Bastide, les calcaires nummulitiques qui jalonnent la faille maîtresse du faisceau de Gévaudan - la Cine sont eux aussi bréchifiés. Le ciment qui lie les fragments anguleux de la brèche est ici cristallin. On n'observe pas de critères de déplacement.

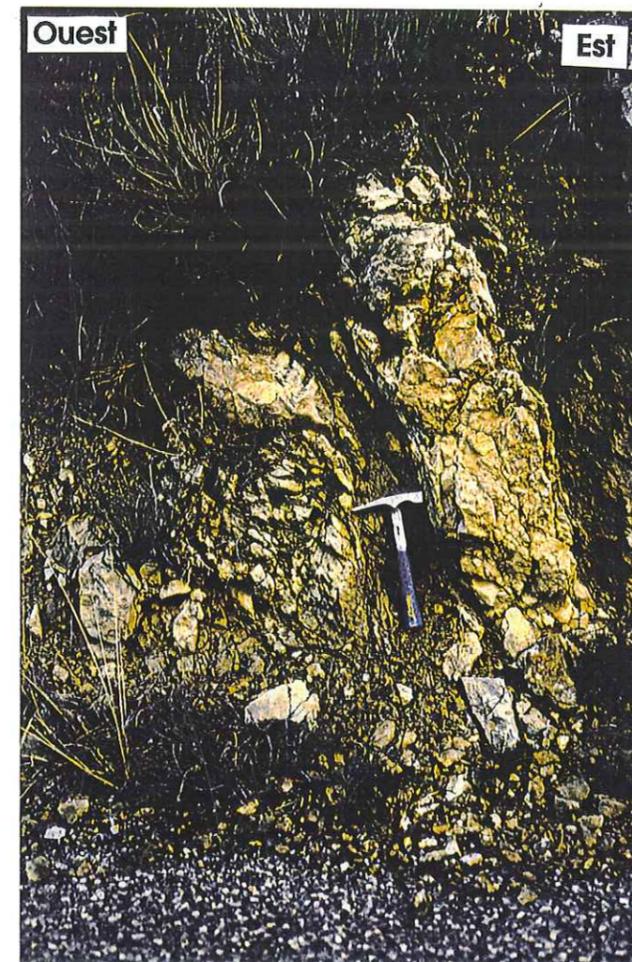


Fig. 55 : Couloir de déformation observé sur la route qui mène aux hameaux des Vachiers - les Roux. Entre les amygdales et les brèches tectoniques, on relève un plan orienté N 180 et penté de 80° vers l'Est. Ce plan porte des stries horizontales correspondant à un jeu décrochant dextre.

• Micro-plies à axes verticaux

Les marnes albo-cénomaniennes qui affleurent dans le compartiment oriental à l'aplomb de la faille majeure sont affectées de dysharmonies. Ces micro-plies dissymétriques accommodent le déplacement. Leur surface axiale verticale ou légèrement inclinée et leur disposition en échelon confirment le caractère décrochant dextre du couloir de déformation de Gévaudan - la Cine.

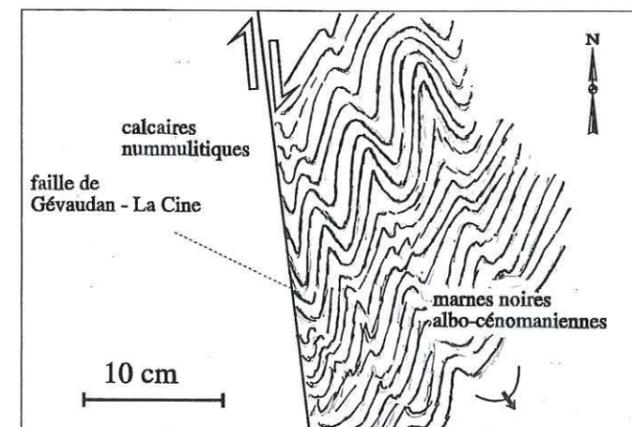
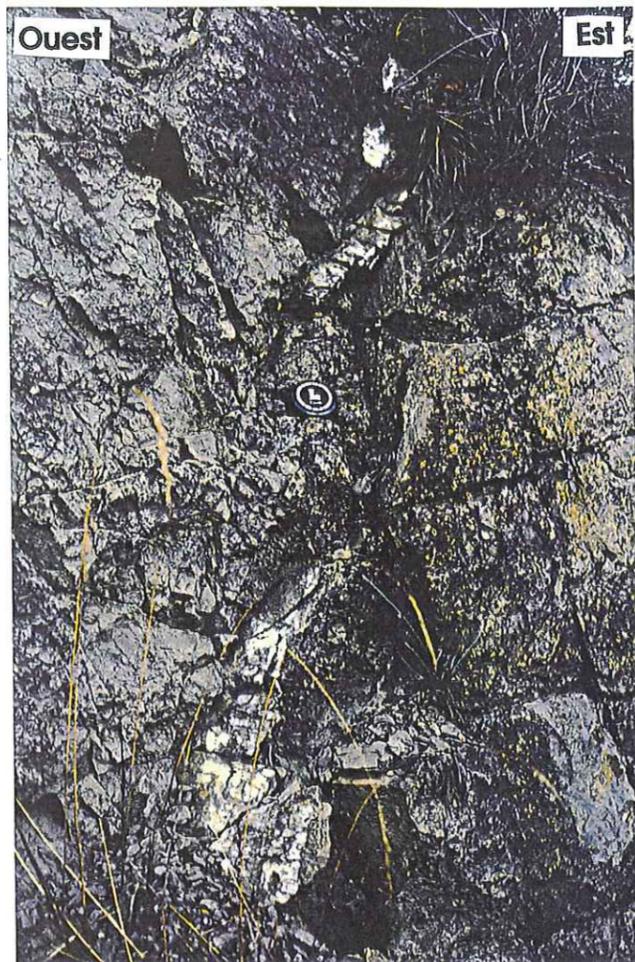


Fig. 56 : Micro-plies à axes verticaux et/ou plongeants observés dans les marnes albo-cénomaniennes.

30. base sub-horizontale

il n'est pas question d'axes dans la faille ou c'est cela qui est l'argument!



surface

• Torsion sigmoïde des plans de faille

Au Nord du Château de Clumanc, de nombreuses paraclases ont pu être observées dans les calcaires nummulitiques. Elles sont enduites de calcite et portent des stries (fig. 57) en faveur d'un mouvement décrochant dextre. Ces paraclases en transpression orientées sub-NS sont déformées en sigmoïdes par le déplacement relatif des blocs qu'elles délimitent.

Fig. 57 : Torsion sigmoïde des paraclases observées dans les calcaires nummulitiques qui affleurent au Nord du Château de Clumanc.

peu lumineux par dessus ?

• Dysharmonies de décollement et poissons tectoniques

Plus au Nord, les calcaires tithoniques de la barre des Bonnets sont bréchifiés, lardés de fentes de tension à remplissage calcitique, de paraclases et diaclases multiples. Ces marqueurs traduisent une intense déformation polyphasée dont il est difficile de préciser les étapes. En revanche, il nous a été possible d'observer, de façon isolée dans les calcaires tithoniques, une série de poissons tectoniques (fig. 58) et de dysharmonies (fig. 59) en faveur d'un jeu chevauchant.

Le poisson tectonique de la fig. 58 est dans un plan horizontal, avec son axe allongé dans le sens NS et limité par deux plans enduits de calcite et porteurs de stries. Celles-ci indiquent un glissement du compartiment supérieur vers le Sud. Ce glissement se fait le long du plan de cisaillement sub-horizontale qui traverse le bas de la photo dans toute sa largeur. On peut suivre la trace de ce plan cisailant, plus au Nord, sur la fig. 59 où l'on observe une multitude de plis couchés, orientés sub-NS et séparés par d'autres plans de cisaillement. Nous n'avons pas pu observer de stries sur ces affleurements lessivés. Par analogie avec la photo précédente, on en conclut à l'existence de cisaillements sub-horizontaux dans les calcaires tithoniques de la barre des Bonnets en faveur d'un raccourcissement orienté sub-NS.

surface

la série est de l'envers ?



Fig. 58 : Navettes tectoniques observées dans les calcaires du Tithonique de la barre des Bonnets, au Nord de la ferme de La Peine.



Fig. 59 : Dysharmonies de décollement observées au Nord de la barre des Bonnets dans les calcaires du Tithonique. L'axe des plis est sub-NS.

donc // à la photo ?

Tous les indicateurs de sens de mouvement relevés dans le couloir de déformation de Gévaudan - la Cine sont en faveur d'un système en transpression avec une composante principale décrochante dextre (sub-NS) et une composante secondaire chevauchante (sub-EW).

B1. 2/ La distension et ses manifestations

Dans le couloir de déformation de Gévaudan - la Cine, la transpression apparaît comme le mouvement le plus évident. Il existe toutefois d'autres types de mouvements, certes moins visibles parce que antérieurs au jeu transpressif, mais tout aussi importants pour comprendre le canevas structural actuel. On a pu observer en particulier toute une série d'indices en faveur de paléo-déformations extensives dans les formations jurassiques, crétacées et tertiaires du couloir de déformation de Gévaudan - la Cine.

• Paléo-failles normales observées dans les formations jurassiques du couloir de déformation de Gévaudan - la Cine

Entre le sommet de Cluchemet et le col de la Cine, nous avons observé toute une série de plans porteurs de stries associés à un paléo-jeu normal. Après débasculement de la stratification, ces marqueurs indiquent une extension grossièrement Nord-Sud. Nos relevés n'étant pas assez nombreux dans ce secteur, nous n'avons pas pu calculer de tenseur de paléo-contraintes. Parmi les plus importantes paléo-structures identifiées, on relève les plans de failles suivants (S_0 = stratification ; F est le plan de faille enduit de calcite et porteur de stries de pitch p) :

- dans les marnes noires du Lias
 $S_0 = N 150, 55^\circ E$
 $F = N 110, 55^\circ N ; p = 62^\circ W$
- dans les calcaires à patine jaune de l'Oxfordien moyen et supérieur
 $S_0 = N 165, 36^\circ E$
 $F = N 85, 65^\circ S ; p = 55^\circ W$
- dans les calcaires fins à silex du Tithonique
 S_0 (série renversée) = $N 130, 30^\circ E$
 $F = N 32, 65^\circ SE ; p = 50^\circ SW$ (jeu normal dextre)
- S_0 (série renversée) = $N 156, 55^\circ N$
 $F = N 30, 67^\circ E ; p = 57^\circ S$
- S_0 (série renversée) = $N 155, 40^\circ E$
 $F = N 13, 32^\circ N ; p = N 115$ (jeu normal senestre)
 $F = N 30, 57^\circ E ; p = 30^\circ S$ (jeu normal senestre)
- $S_0 = N 20, 45^\circ E$
 $F = N 80, 50^\circ S ; p = 80^\circ W$

Plus au Nord, en direction du Pas du Buis, entre les côtes 1 719 m et 1 736 m (fig. 60), toute une série de paléo-failles normales affectent les marno-calcaires du Berriasien qui arment le flanc Sud d'un synclinal orienté Est-Ouest. Ces failles sont aujourd'hui orientées NNE-SSW. Si l'on déplie la structure, leur orientation devient méridienne.

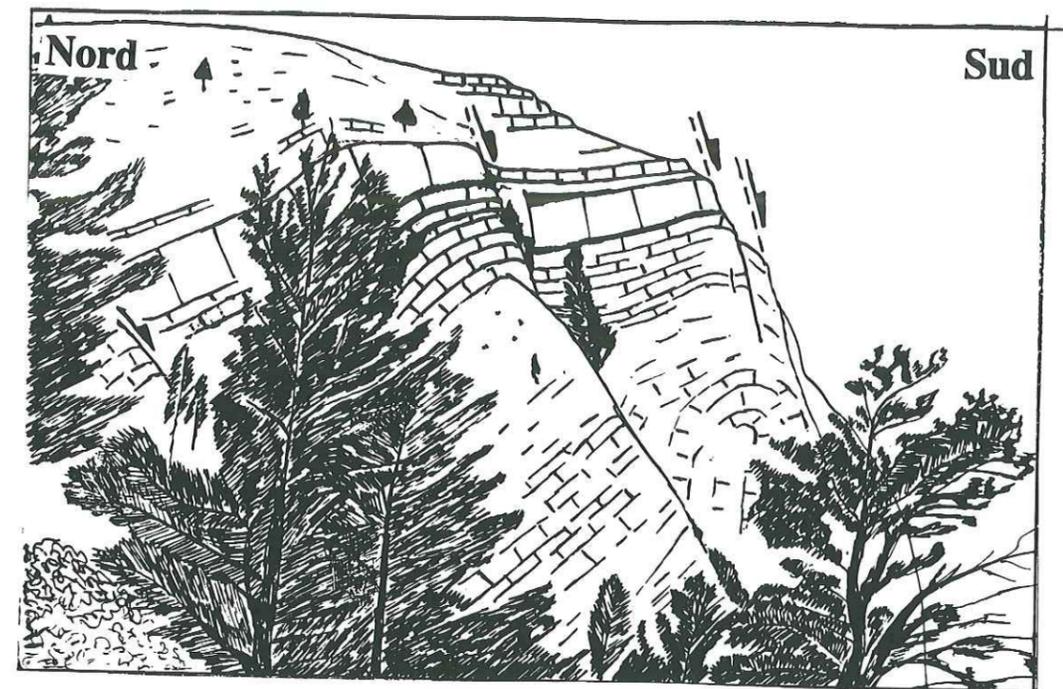


Fig. 60 : Crochons de paléo-failles normales observés au Sud du Pas du Buis.

De même, au Bois de Pompe qui se situe au Nord du col de la Cine, des paléo-failles normales affectent les marnes et calcaires de l'Oxfordien moyen et supérieur, les calcaires à silex du Tithonique et les marno-calcaires du Berriasien. Les failles les plus méridiennes semblent aussi affecter les marnes et marno-calcaires feuilletés à patine jaune du Valanginien.

Ces failles s'organisent en deux groupes : un premier groupe, au Sud sur la photo (fig. 61), est orienté Nord-Sud alors qu'un deuxième groupe au Nord du précédent est orienté NNE-SSW. Toutes ces failles présentent un rejet limité à une dizaine de m. Compte tenu des conditions d'affleurement, aucune observation précise n'a pu être réalisée. Leur pendage apparent est supérieur à 45° . Il est tourné vers l'ESE pour les premières, vers le NW pour les secondes. Ces directions sont en faveur soit d'une phase qui évolue dans le cadran Nord-Est, soit de deux phases d'extension : sub-EW et NNW-SSE. Nous ne disposons pas ici d'arguments de terrain pour affirmer l'existence d'une ou deux phases.

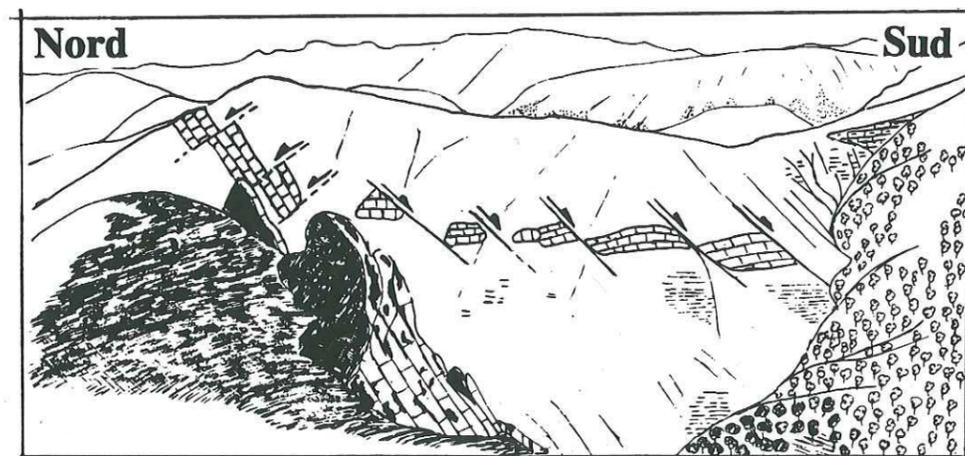


Fig. 61 : Paléo-failles normales du Bois de Pompe, au Nord du col de la Cine.

• Paléo-failles normales observées dans les formations crétacées du couloir de déformation de Gévaudan - la Cine

Nous avons déjà évoqué plus haut (3. 2. 3, § A2) l'existence d'un contraste de part et d'autre du décro-chevauchement dextre de Gévaudan - la Cine, entre un secteur occidental où le nummulitique repose en discordance sur des termes qui ne dépassent jamais l'Albo-Cénomaniens et un secteur oriental (Douroulles) où la série sédimentaire anté-nummulitique comporte plus de 1000 m de Crétacé supérieur surmonté ici et là d'épandages fluviaux grossiers rapportés au Paléocène-Eocène (conglomérats d'Argens). Cette disposition est en faveur d'un paléo-jeu normal syn-crétacé supérieur de la faille maîtresse de Gévaudan - la Cine (fig. 62). Ceci est confirmé par l'observation sur le flanc oriental du synclinal de Barrême et plus précisément, dans les marnes noires albo-cénomaniennes qui sont au contact de la faille maîtresse de Gévaudan - la Cine, d'un plan porteur de stries sub-verticales à jeu normal.

à l'ouest fort

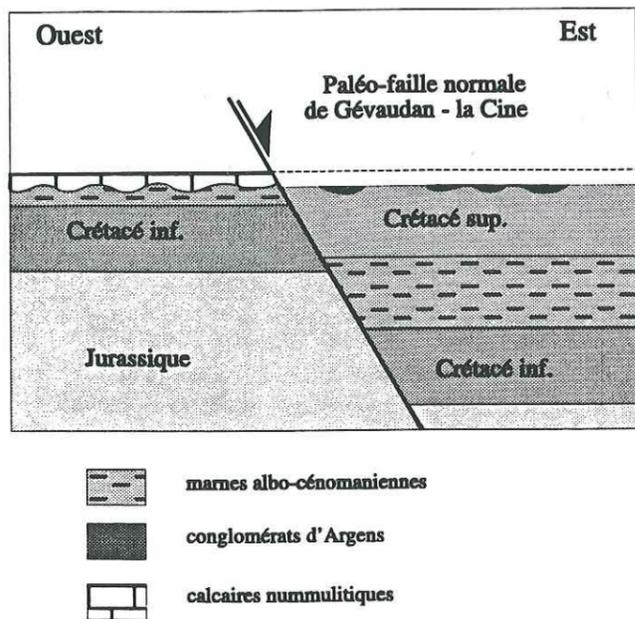


Fig. 62 : Géométrie anté-compression alpine de la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine.

Cette observation est confirmée au Nord du hameau de La Peine où la déformation est intense : les marnes noires albo-cénomaniennes présentent un important feuilletage tectonique ; elles sont lardées de plans de calcite sub-verticaux, de micro-plies à axes verticaux et de cisaillements (fig. 63).

Ces plans enduits de calcite portent deux familles de stries. Un premier groupe indique un jeu normal ; il est recoupé orthogonalement par un deuxième groupe de stries qui indiquent un jeu décrochant dextre. Ces plans de mouvement intra-crétacé sont donc des paléo-structures normales, inversées et reprises en décrochement dextre. Ce réseau de failles est complexe, parce que déformé dans un matériau plastique. Les directions observées doivent toujours être débasculées par rapport à la stratification qui se renverse à mesure que l'on grimpe en direction des chicots calcaires qui surplombent les affleurements de marno-calcaires aptiens et de marnes albo-cénomaniennes. Mais l'on doit surtout penser à débasculer par rapport à la rotation induite par le cisaillement. Ce qui n'est pas toujours aisé à faire.

D'une façon générale, sur deux familles de paléo-failles normales différentes on observe deux directions principales d'extension : une direction sub-Ew et une direction orthogonale sub-NS. La première est la plus importante. Elle induit un épaissement de la série crétacé moyen et supérieur en direction de l'Est.

à l'est sur

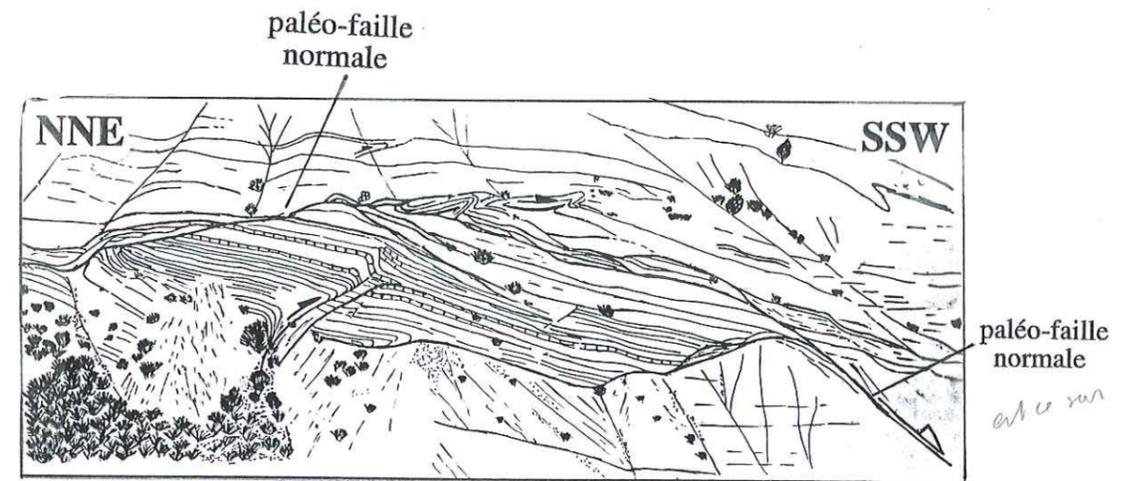


Fig. 63 : Le couloir de cisaillement de Gévaudan - la Cine observé au Nord de la ferme de La Peine dans les marnes albo-cénomaniennes.

Certaines paléo-structures ne sont pas reprises en compression ou en décrochement. C'est le cas de cette faille normale (fig. 64) de direction N 160 et à pendage ENE, observée dans les marnes albo-cénomaniennes au Nord de la ferme de La Peine.



Fig. 64 : Paléo-faille normale orientée N 160, relevée dans les marnes albo-cénomaniennes, au Nord de la ferme de la Peine.

A l'Est du col de la Cine, en direction de la Montagne du Cheval Blanc, nous avons observé deux failles pentées vers l'Est et orientées N 160 et N 170, donc sub-parallèles à la faille maîtresse du faisceau qui passe par le col de la Cine et qu'elles semblent rejoindre plus au Sud. La *faille orientale* met en contact, les calcaires blancs du Crétacé supérieur à l'Est et les marnes noires albo-cénomaniennes à l'Ouest, alors que la *faille occidentale* juxtapose les calcaires de l'Hauterivien à l'Ouest et les marnes noires albo-cénomaniennes à l'Est. A leur contact les formations calcaires et marneuses sont plissées en crochons de failles normales. Par ailleurs, des stries indiquent un jeu normal dextre ($p = 50^\circ S$) auquel se superpose un jeu décrochant dextre ($p = 5^\circ S, 10^\circ S, 20^\circ S$).

Ces deux paléo-failles normales à pendage Est se retrouvent un peu plus au Nord, à Orméious, où leur direction passe à N 10 (fig. 65).

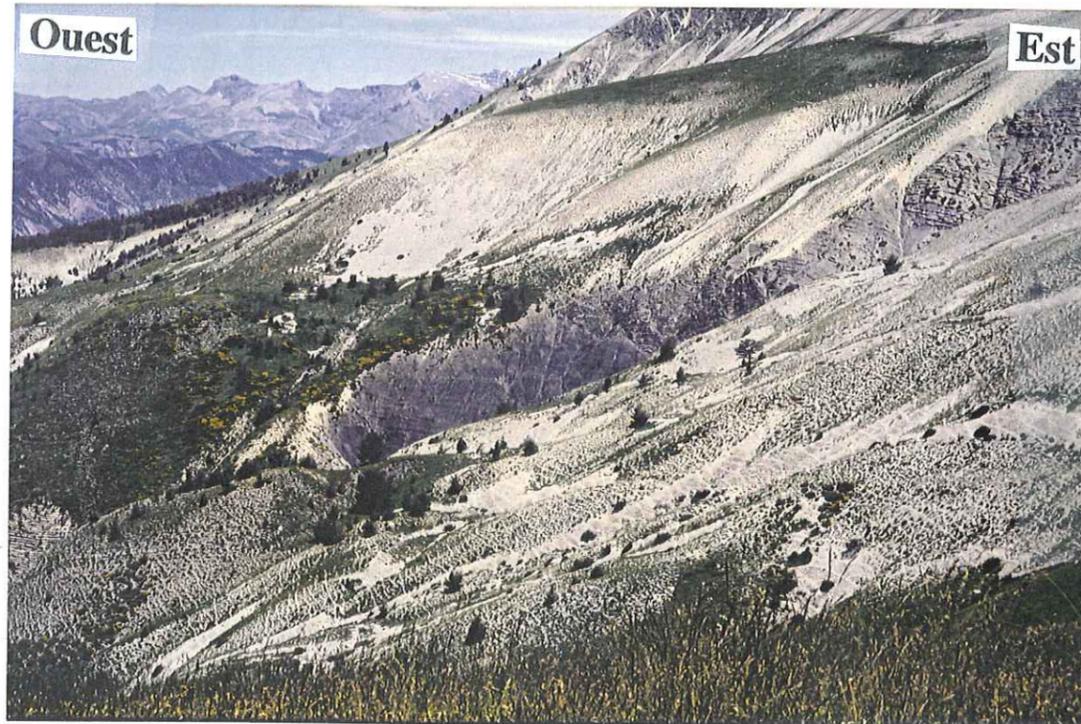


Fig. 65 : Paléo-failles normales orientées N 10, observées au Clôt d'Ormeious dans les séries crétacées.

Dans le détail, ces deux failles présentent des crochons de failles normales. Elles portent des stries de jeu normal ($p = 80^\circ S$) et des stries de décrochement dextre ($p = 0, 10^\circ S, 30^\circ S$). Là où les deux familles de stries on pu être observées sur le même plan, le jeu normal est antérieur au jeu décrochant dextre.

Les marnes noires préservées entre les deux paléo-failles majeures sont affectées d'une multitude de petites failles à pendage Nord ou Sud, Est ou Ouest, qui délimitent de petits grabens (fig. 66). Ces failles s'organisent en un faisceau d'accidents déformés ultérieurement en régime transpressif comme en témoignent les stries horizontales qui se superposent aux stries sub-verticales du paléo-jeu normal.

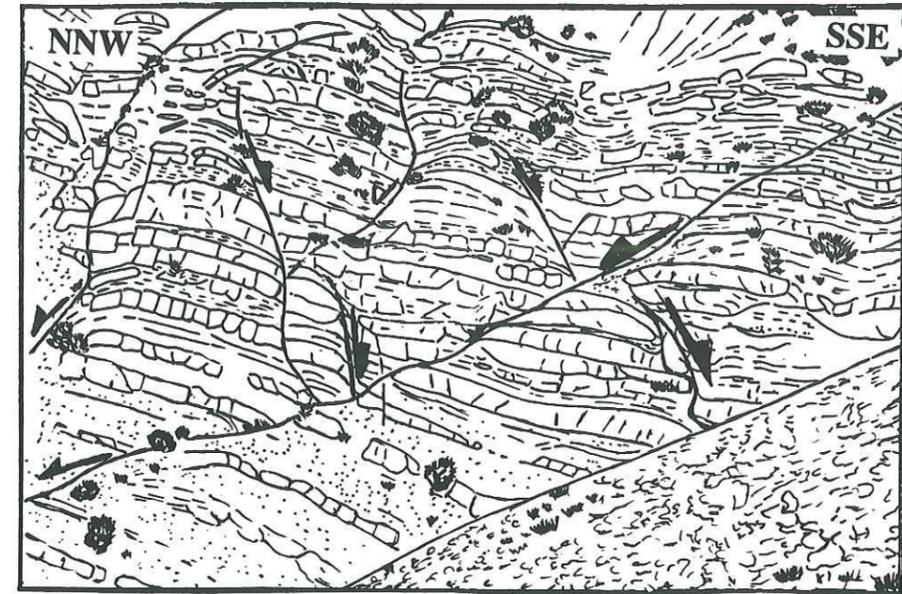


Fig. 66 : Détail du réseau de paléo-failles normales observé au Clôt d'Ormeious.

• Paléo-failles normales observées dans les formations tertiaires du synclinal de Barrême

Au Nord du château de Clumanc, sur la route qui conduit aux hameaux des Vachiers - les Roux, nous avons réalisé un panorama vers le Sud qui nous permet de retrouver (fig. 67) :

- la faille maîtresse (1) du faisceau de Gévaudan - la Cine. Elle met en contact les calcaires nummulitiques qui couronnent la colline et les marnes albo-cénomaniennes. La faille porte des stries en faveur d'un jeu normal. Ces marqueurs sont recoupés par des stries sub-horizontales indiquant un jeu décrochant dextre. Au vu de sa géométrie actuelle et des marqueurs tectoniques qu'elle porte, nous sommes amenés à envisager que cet accident est une paléo-faille normale crétacée qui a été inversée et reprise en décrochement dextre.

- Un système de deux failles qui délimitent une navette tectonique : (2) une faille orientale chevauchante recoupe les marnes bleues et redouble la série nummulitique et (3) une faille occidentale décrochante dextre qui met en contact les conglomérats sannoisiens de la Poste de Clumanc et les marnes bleues priaboniennes. Entre ces deux failles, on relève dans la série nummulitique, deux familles de paléo-failles normales :

- une famille de paléo-failles, à pendage Ouest ou Est et de direction N 145 à N 160. Elles ne s'observent que dans la barre redressée de calcaires nummulitiques. Après débasculement de ces structures on obtient une paléo-extension sub-EW.

- une famille de paléo-failles sub-horizontales : après débasculement de ces structures on obtient une paléo-extension sub-NS. Ces plans portent les indices d'un décrochement dextre qui décale la barre de calcaires nummulitiques aujourd'hui complètement redressée par la tectonique transpressive comme nous l'avons vu au Château de Clumanc.

L'étude de ce secteur suggère l'existence d'une phase d'extension syn-marnes bleues priaboniennes orientée sub-EW, déjà envisagée dans le couloir de déformation de Rouaine (Chap. 3.3).

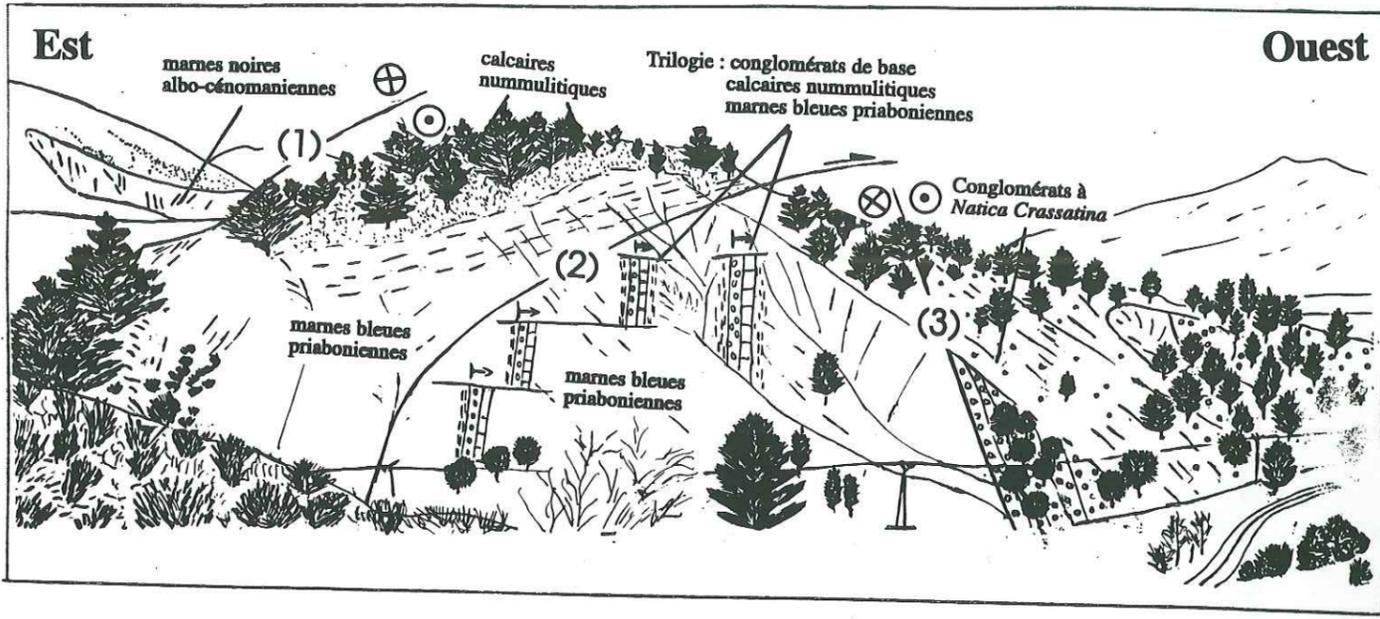


Fig. 67 : Paléo-failles normales observées dans le synclinal tertiaire de Barrême au lieu-dit des Vachiers - les Roux.

En conclusion,

Ces faits mettent à jour l'existence d'une extension qui évolue dans le cadran NNE ou deux directions distinctes d'extension (sub-NS et sub-EW). Toutefois, deux directions sont contrôlées par :
 - L'orientation (sub-méridienne) de la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine qui confirme l'existence d'une **paléo-phase majeure d'extension sub-EW syn-crétacé supérieur**.
 - L'identification d'une phase d'extension syn-marnes bleues priaboniennes dans le synclinal tertiaire de Barrême qui elle est en faveur d'une **seconde phase d'extension éocène supérieur**.

B2/ Calcul des tenseurs de contrainte

Les tenseurs de contraintes, correspondant aux types de mouvement en transpression et en distension présentés ci-dessus, ont été déterminés à partir du logiciel STRESS élaboré par Thierry Villemin (Université de Savoie - Chambéry). Ce logiciel fonctionne sur la base de la méthode d'inversion directe (Angelier, 1990). Précisons que la version dont nous disposons ne permet pas de débasculer les tenseurs et donc d'obtenir des valeurs anté-débasculément. Les structures tectoniques retenues pour le calcul sont uniquement les plans de failles striés.

B2. 1/ Tenseurs de contrainte en compression (fig. 68)

Dans le couloir de déformation de Gévaudan - la Cine, trois grandes familles de tenseurs en compression ressortent par le traitement microtectonique de populations de failles :

1. Une première famille de tenseurs se caractérise par une contrainte σ_1 sub-horizontale qui varie entre un pôle subméridien (La Peine) et un pôle N 20 (Clumanc, les Roux). La contrainte σ_2 est sub-EW. L'axe σ_3 est sub-vertical avec une tendance à s'incliner vers l'Est (La Peine, Clumanc) ou vers l'Ouest (les Roux). Les contraintes σ_2 et σ_3 sont permutées à la station des Roux. Cette famille reste toutefois bien contrainte comme le montre le facteur de forme (ϕ) de l'ellipsoïde des contraintes partout inférieur à 0,5.
2. Une deuxième famille de tenseurs se caractérise par une contrainte σ_1 sub-horizontale orientée N 50 (Clumanc, Tartonne).
3. Un troisième type de tenseur a été obtenu au site des Roux dans les calcaires nummulitiques. Ce tenseur bien défini se caractérise par une contrainte σ_1 horizontale orientée N145.

Mais on peut se faire à la main

sur c'est de la compression pure

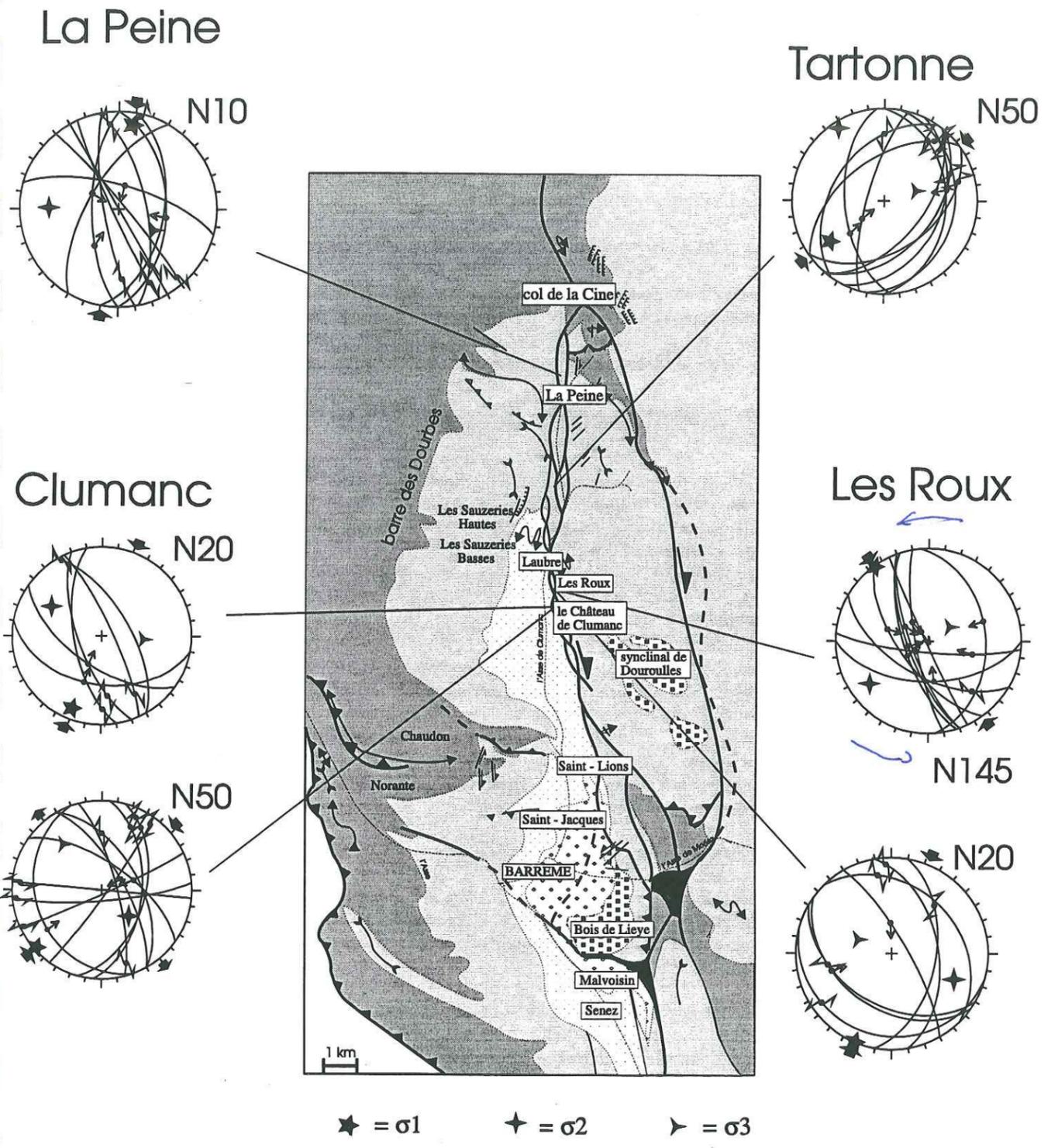


Fig. 68 : Paléo-contraintes compressives.

Les superpositions de stries, bien observées sur le site de Clumanc, nous permettent de préciser que la direction de compression N50 est antérieure à la direction de compression N10 à N20. La direction de compression N50 peut être rattachée à une phase d'inversion de la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine et correspondre à une phase précoce de l'épisode compressif.

La compression N10 à N20 accompagne une déformation ultérieure, franchement décrochant sur un accident de direction méridienne.

Quant à la direction N145, elle reste à ce jour quelque peu énigmatique. On est tenté de penser qu'elle est un écho au rétrochevauchement de l'unité de Taulanne (cf, Partie III) et d'une façon plus générale aux structures hors-séquences que l'on observe sur le front Sud de la nappe de Digne.

*à la fin
avant 20
à la fin
des plis
des plis*

B2. 2/ Tenseurs de contrainte en extension (fig. 69)

Trois groupes de tenseurs en extension ont été calculés dans le faisceau de faille de Gévaudan - la Cine :

1. Une première famille de tenseurs se caractérise par une contrainte σ_3 sub-horizontale, orientée N160 aux deux stations Clumanc-Orméioux et N155 au site de Tartonne dans les marnes noires albo-cénomaniennes.

2. Au site de La Peine, le tenseur de contraintes se caractérise par une contrainte σ_3 horizontale orientée N135.

3. Au site des Roux, le tenseur de contraintes se caractérise par une contrainte σ_3 sub-horizontale orientée N100.

L'interprétation des tenseurs de contrainte en extension est ici délicate parce que les résultats bruts présentés ci-dessus sur les stéréogrammes doivent être débasculés en fonction de la stratigraphie, et/ou en fonction des rotations éventuelles subies par les blocs. Ils ont toutefois l'intérêt de souligner l'existence de paléo-phases extensives sub-EW et sub-NS.

*cela peut
se faire à la
main !*

B3/ Les discordances et leur signification

Dans le secteur qui couvre, du Nord au Sud, les communes de Tartonne, Clumanc, Barrême et Senez, les phases de compression alpines se manifestent par toute une série de **discordances** angulaires entre la série crétacée et la série paléogène ou au sein des molasses oligocènes, et par des **plis de direction méridienne**. Ceux-ci ont largement été étudiés par nos prédécesseurs (Chauveau et Lemoine, 1960 ; Pairis, 1971 ; Graciansky, 1972 ; Fougeirol et Tallon, 1972). Ils sont cités dans la notice de la feuille de Digne. Nous nous contenterons de les rappeler brièvement et nous invitons le lecteur à consulter les publications précédemment cités pour plus de précision.

On relève 6 discordances angulaires le long de la dépression paléogène de Barrême :

(1) La discordance du Nummulitique sur le Crétacé inférieur, observée à Saint-Jacques. Elle marque un épisode compressif difficile à dater précisément qui se situe entre le **Barrémien** et l'**Eocène supérieur** (calcaires nummulitiques). Cette discordance scelle des plis orientés sub-EW (tel le pli de Norante).

(2) La discordance des poudingues d'Argens sur les calcaires blancs du Coniacien, observée dans le synclinal de Dourouilles (Chauveau et Lemoine, 1960). Elle marque un épisode compressif difficile à caractériser qui se situe entre le **Santonien** et l'**Eocène supérieur**. Lui sont associés des plis méridiens sub-parallèles à l'accident décro-chevauchant dextre de Gévaudan - la Cine. Cet épisode est probablement la première manifestation des compressions alpines qui sont à l'origine d'une inversion et d'une reprise en transpression de la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine.

(3) La discordance des conglomérats de la Poste de Clumanc sur les marnes bleues priaboniennes, observée au Château de Clumanc (Chauveau et Lemoine, 1960 ; Graciansky, 1972). Elle marque une phase de plissement d'âge **oligocène basal**.

*Nummulitique
avant 15
avant 15*

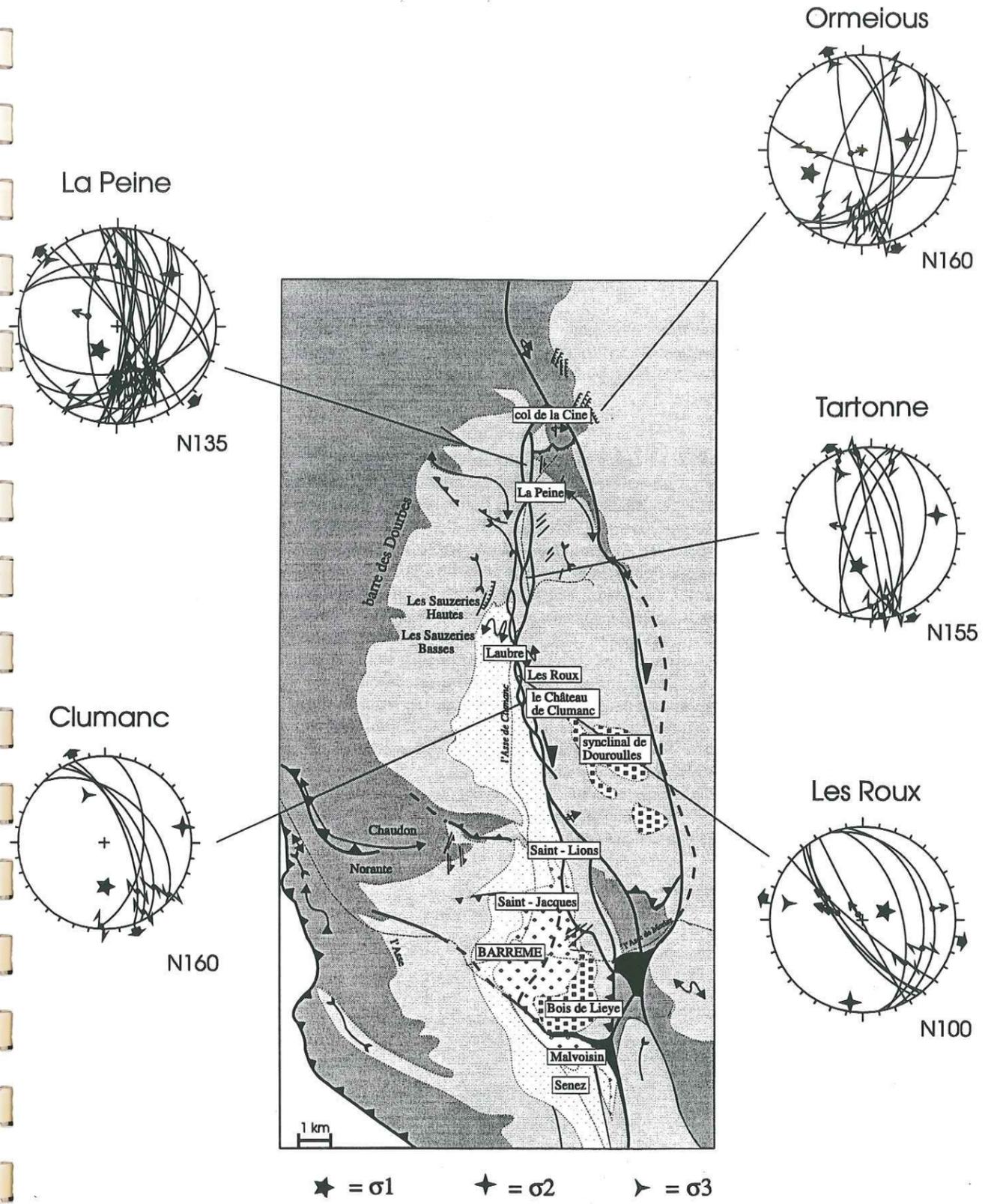


Fig. 69 : Paléo-contraintes extensives.

(4) La discordance de la Molasse Rouge sur les grès de Senez, qui sont le prolongement méridional des grès à *Natica crassatina* du Château de Clumanc, est observée sur l'anticlinal de Malvoisin (Chauveau et Lemoine, 1960 ; Graciansky, 1972). La disposition de la Molasse autour de l'anticlinal, d'abord concordante sur les grès, puis inclinée, enfin horizontale montre que l'anticlinal de Malvoisin s'est formé pendant le dépôt des premiers bancs de Molasse Rouge, donc à l'**Oligocène inférieur**.

Les discordances (3) et (4) expriment probablement le même continuum compressif que l'on situe dans l'Oligocène inférieur.

(5) La discordance intra-molassique du Bois de Lieye. Cette discordance est **intra-Oligocène**.

(6) La discordance des Grès Verts sur la Série Grise observée aux Blachettes (De Graciansky, 1972) marque une phase de plissement **intra - oligocène supérieur**.

La compression se manifeste aussi par une série de plis dans la partie Nord du synclinal tertiaire de Barrême, à l'Ouest du faisceau de failles de Gévaudan - la Cine. Ce sont les plis de la Bussière d'Entouard. Leurs axes sont orientés NS et plongent vers le Sud.

C/ Synthèse

Les observations faites sur le faisceau d'accidents de Gévaudan - la Cine et dans le synclinal tertiaire de Barrême nous permettent de faire le point sur l'ensemble des événements qui ont conduit à la structuration de ce secteur et de préciser l'origine de l'accident majeur du faisceau identifié sur le flanc oriental du synclinal tertiaire de Barrême. Elles nous permettent de décrire la **faille maîtresse du faisceau** comme une **paléo-faille normale** méridienne d'âge **crétacé** (rejeu probable d'une paléo-faille normale liasique comme nous le verrons ultérieurement dans la Partie III). Son rejet vertical est estimé à plus de 1000 m. Ce jeu correspond à l'épaisseur des séries qui affleurent sur le flanc oriental du synclinal de Barrême depuis les marnes albo-cénomaniennes jusqu'aux calcaires blancs turoniens. Cette paléo-faille a **rejoué en décro-chevauchement dextre** (fig. 70), probablement dès le **Paléocène** comme en témoignent l'orientation du synclinal de Dourouilles dans le compartiment oriental et la discordance relevée entre les conglomérats d'Argens et le Crétacé supérieur. L'existence des discordances angulaires bien datées de l'Oligocène basal à l'Oligocène supérieur (§ B3) montrent que ce **jeu transpressif** a repris à l'**Oligocène** et peut-être même (mais cela ne peut être vérifié dans le synclinal de Barrême) au Miocène alors que la nappe de Digne progresse vers le SSW et s'installe sur les paléo-structures méridiennes qui délimitent les aires de sédimentation provençale, mixte et dauphinoise.

Ce jeu transpressif s'exprime, plus au Nord dans le secteur de la Javie, par le développement d'un train de plis en échelon et, plus au Sud, par le développement d'un plan qui fait chevaucher le tertiaire marin et continental sur lui-même (chevauchement du Bois de Lieye).

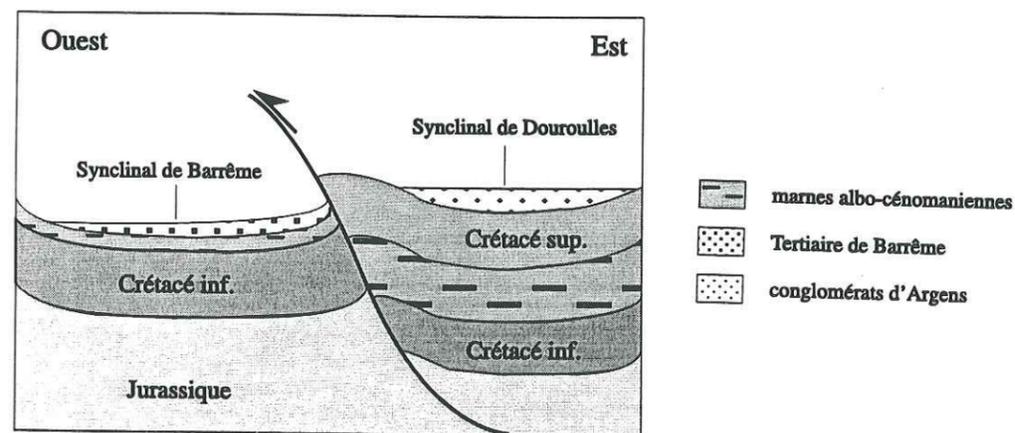


Fig. 70 : Inversion de la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine et formation des synclinaux de Barrême et de Dourouilles.

Par ailleurs, l'étude des déformations du synclinal tertiaire de Barrême met en évidence l'existence d'un épisode compressif sub-NS crétacé supérieur à Paléocène (correspondant probablement à la phase de structuration pyrénéo-provençale) qui est à l'origine de la formation de plis sub-EW, et un épisode extensif qui affecte les calcaires nummulitiques et les marnes bleues priaboniennes du synclinal tertiaire de Barrême en faveur d'une extension sub-EW d'âge Eocène supérieur.

3. 3. - Le faisceau décrochant de Rouaine

3. 3. 1. - Cadre général (fig. 71)

A/ Situation géographique et géologique

Le couloir tectonique de Rouaine est le troisième grand faisceau décrochant présent dans l'arc de Castellane. De direction NE-SW, il s'étend sur une largeur moyenne de 2 km et sur une longueur de 20 km, depuis le dôme de Barrot au Nord, jusqu'à la structure en fleur de la Bernarde au Sud.

Le faisceau se compose de deux branches parallèles de direction NE-SW (Barbé, 1992) :

(1) la branche orientale est le décrochement de Martignac (ou du Touyet). Elle se prolonge jusqu'à Castellane où elle change de direction et de nature (feuilles de Castellane et de Moustiers - Sainte-Marie) ;

(2) la branche occidentale est le décrochement de Saint-Benoît qui affecte notamment la bordure orientale du synclinal d'Annot.

Ce couloir de déformation marque une limite franche entre la branche occidentale de l'arc de Castellane et sa branche orientale. Sa position et sa direction ne sont pas quelconques. La première correspond à une triple limite paléogéographique ; la seconde correspond à une direction de faille à jeu normal bien connue dans les Alpes occidentales et qui se rapporte à la direction d'extension cévenole NW-SE (Bergerat, 1985). Ses deux branches majeures sont aujourd'hui interprétées comme deux décrochements senestres (Barbé, 1992).

B/ Historique des études géologiques dans le secteur

Une compilation des travaux réalisés dans ce secteur montre que les auteurs se sont plus particulièrement intéressés aux problèmes soulevés par la structure du Barrot. C'est le cas notamment des travaux de Bordet (1950), Vernet (1958, 1963) et Delpech (1988).

Seuls les travaux de Pairis (1971) sur le paléo-escarpement de Saint-Benoît, ceux de Dardeau et al. (1987) sur les diapirs de Trias qui jalonnent l'accident et très récemment les travaux de Ritz (1991) et Barbé (1992) portent sur le faisceau décrochant de Rouaine proprement-dit (appelé « faisceau de Guillaumes-Daluis » par Ritz, 1991). On retiendra tout particulièrement le travail de Barbé (1992) qui a réalisé dans le cadre de son DEA une monographie sur le faisceau de Rouaine. L'étude de cinq secteurs choisis le long ou à proximité des deux branches maîtresses qui composent le faisceau décrochant de Rouaine, l'a conduit à préciser la géométrie et la cinématique du décrochement au cours des différentes phases de l'évolution de la chaîne alpine. Son étude a le mérite de replacer la tectonique décrochante du faisceau de Rouaine dans la structuration de l'arc de Castellane et de souligner l'importance de l'héritage tectonique.

3. 3. 2. - Stratigraphie (fig. 72)

Le faisceau décrochant de Rouaine sépare trois domaines paléogéographiques distincts que l'on se propose d'étudier. Nous serons plus particulièrement attentifs aux variations d'épaisseur des séries parce qu'elles correspondent à des différences de profondeur du socle qui supportait la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque.

A/ Caractéristiques des formations à l'Ouest de l'accident de Martignac (zone 1)

Les séries qui se développent à l'Ouest de l'accident de Martignac sont les séries du dignois (ou dauphinois réduit). La colonne stratigraphique type est celle du secteur de Vergons (fig. 72). Elle se caractérise par un Lias réduit par lacune du Toarcien-Aalénien et une épaisse série crétacé supérieur qui monte jusqu'au Santonien. Les formations tertiaires sont représentées par la trilogie classique, conglomérats de base - calcaires nummulitiques - marnes bleues priaboniennes. Ces marnes sont surmontées par les Grès d'Annot de l'Oligocène inférieur qui est une formation détritique turbiditique composée d'alternances de bancs gréseux grossiers et de marnes (Stanley, 1961).

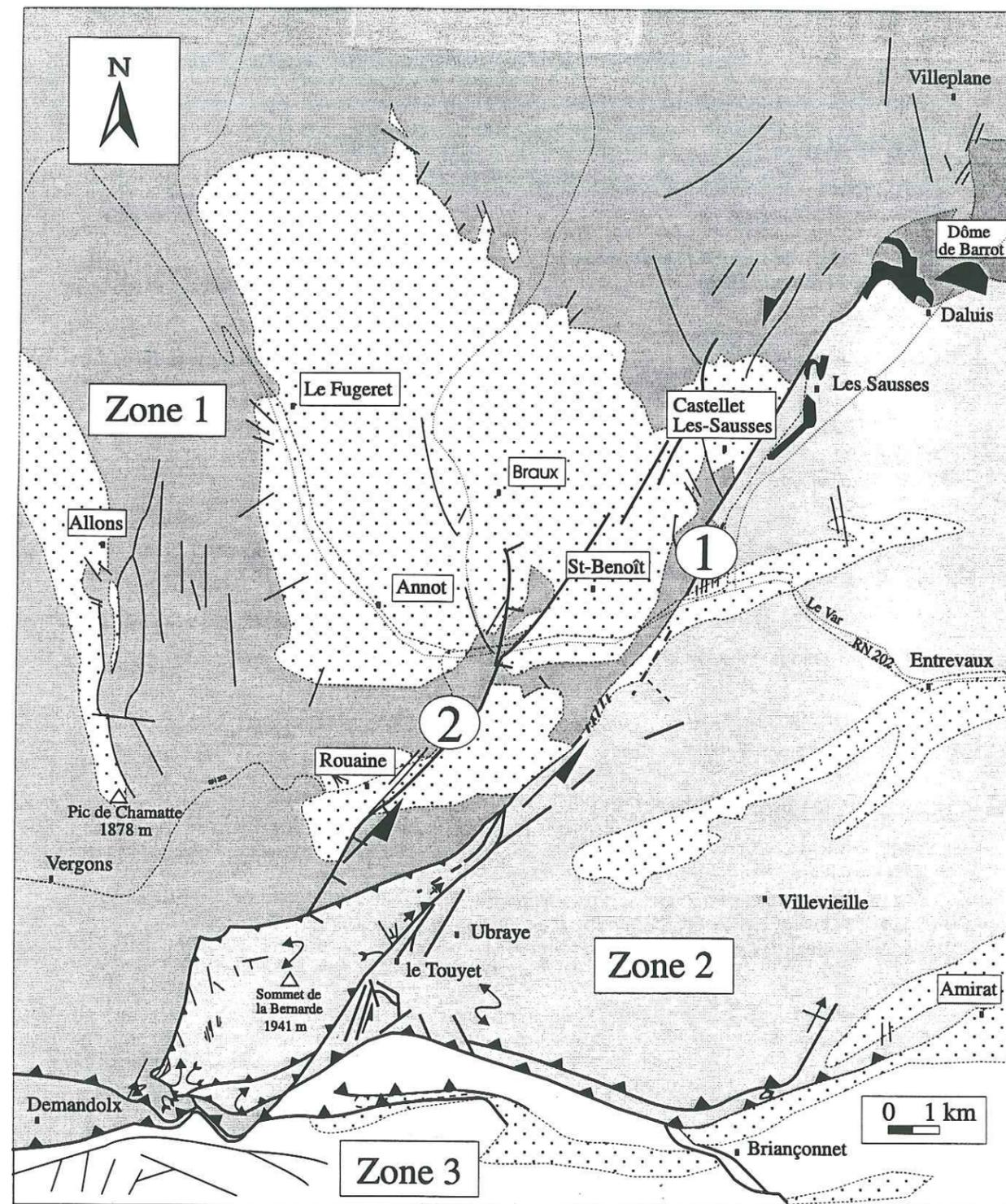


Fig. 71 : Le couloir de déformation de Rouaine : schéma structural et répartition des faciès.

Légende du schéma structural du secteur de Rouaine

Lithologie :

-  Zone 1 : série du "dignoïis réduit" et du "vocontien" faciès pélagiques
-  Zone 2 : série mixte à Lias très réduit faciès hémipélagiques
-  Zone 3 : série provençale faciès néritiques
-  Bassins tertiaires
-  Permien
-  Gypses du Trias supérieur (Keuper)

Tectonique :

-  Principaux chevauchements
-  Accidents décrochants senestres
-  Paléo-faille normale de Saint-Benoît
-  Autres accidents
-  Anticlinaux
-  Synclinaux
-  Anticlinal avec plongement axial

- ① accident de Martignac
- ② accident de Saint-Benoît

Zone 1 : série pélagique, faciès dauphinois et vocontiens
 Zone 2 : série hémipélagique au Jurassique et pélagique au Crétacé
 Zone 3 : série hémipélagique, faciès mixtes

Beaudoin et al. (1975) et Pairis (1971) ont relevé une surépaisseur des calcaires nummulitiques et des marnes bleues à l'Est de la faille de Saint-Benoît par rapport au secteur d'Annot, à l'Ouest. Cette observation leur a permis d'interpréter la faille de Saint-Benoît comme une paléo-faille normale Eocène supérieur (syn-calcaires et syn-marnes bleues) à pendage Est qui effondre le compartiment de Saint-Benoît. Cette interprétation a été confirmée par les observations de J. F. Barbé (1992).

B/ Caractéristiques des formations à l'Est de l'accident de Martignac (zone 2)

Le secteur (fig. 73) coïncé entre l'accident du Gourdan-Vial (décrochement dextre de direction ESE-WNW), l'accident décrochant senestre de Rouaine et la branche orientale de l'arc de Castellane, avec ses fronts de chevauchement à vergence Sud, se caractérise par des variations de faciès et d'épaisseurs du Nord (les Sausses - Daluis) au Sud (Ubraye - Villevieille) sans qu'il y ait pour autant de limite paléogéographique nette.

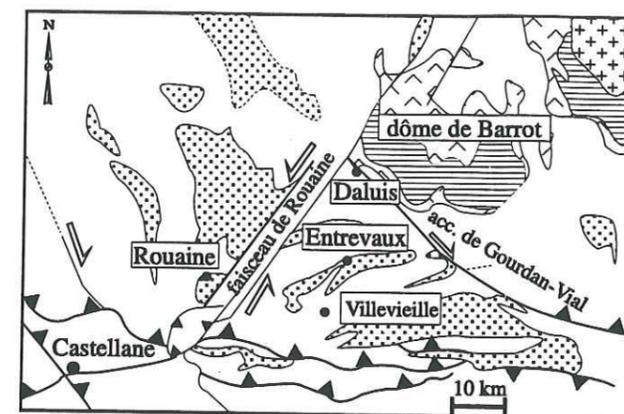


Fig. 73 : Carte du secteur coïncé entre les accidents de Rouaine et de Gourdan-Vial.

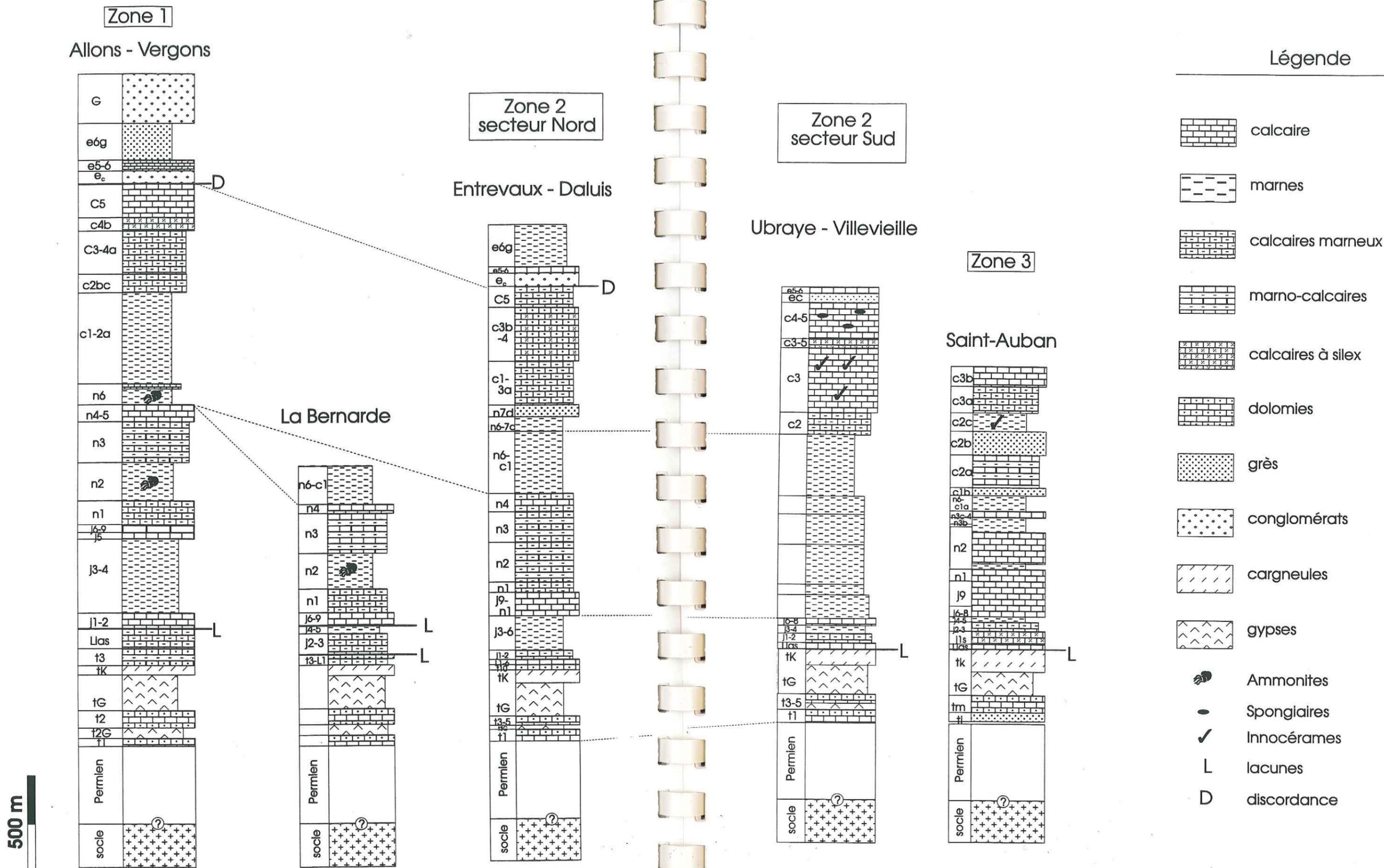
Nous retenons les deux colonnes stratigraphiques types de Daluis-Entrevaux et d'Ubraye-Villevieille (fig. 72) où l'on voit que ces différences stratigraphiques se font sentir au Jurassique inférieur et moyen, puis au Crétacé. La colonne stratigraphique d'Ubraye montre une importante lacune au Lias qui n'apparaît pas sur la colonne d'Entrevaux et une réduction notable des marnes callovo-oxfordiennes. Les faciès traduisent la proximité d'une surface émergée et des variations sensibles du niveau de la mer à cette époque. Celle-ci exonde ou inonde le secteur d'Ubraye qui se trouve en position haute par rapport au secteur des Sausses. Ceci est confirmé dans les séries du Jurassique supérieur d'Ubraye qui renferment des éléments d'encroûtement ferrugineux (notice Entrevaux).

Dardeau et al. (1990) soulignent des variations d'épaisseur dans la région des Sausses - Daluis. Ils les attribuent à des phénomènes d'halocinèse ou ascension gravitaire des séries évaporitiques induite soit par une surcharge des dépôts sédimentaires, soit par le basculement de blocs.

Les cartes de répartition de faciès présentées sur la feuille de Castellane montrent qu'au Lias et au Jurassique supérieur l'unité de la Bernarde appartiendrait à l'actuelle zone 2 (Ubraye). Par contre, au Crétacé inférieur, alors que les différences de faciès et d'épaisseur qui caractérisaient les zones 1 et 2 disparaissent, l'unité de la Bernarde appartiendrait à la zone 3 à affinité stratigraphique mixte.

C/ Caractéristiques des formations à faciès mixte (zone 3)

La colonne stratigraphique type est celle du secteur de Saint-Auban dans la branche orientale de l'arc de Castellane. Elle est comparable à la colonne du Poil dans la branche occidentale (Chap. 3.1). Le Jurassique se caractérise par un Lias dolomitique réduit (50 m), une faible épaisseur des Terres Noires (20-30 m) et un Portlandien qui s'épaissit rapidement vers le Sud (100-250 m). Le Crétacé se caractérise par des faciès hémipélagiques : ses séries sont beaucoup plus réduites que dans la zone 1-2.



En conclusion,

L'analyse des variations d'épaisseur et de faciès permet de décrire l'accident de Martignac comme une paléo-faille normale à pendage Ouest et l'accident de Saint-Benoît comme une paléo-faille normale à pendage Est. La paléo-faille de Martignac serait liasique (Delpech, 1988) alors que celle de Saint-Benoît serait Eocène supérieur (Pairis, 1971). La première serait alors liée à l'ouverture synrift de la Téthys et la seconde serait liée à l'extension de bassin d'avant-chaîne. Ces deux accidents délimiteraient ainsi un mini-graben correspondant à l'actuel couloir tectonique (fig. 74).

Cette analyse précise également l'origine de l'unité de la Bernarde qui n'a pas toujours appartenu à la même aire de sédimentation.

3. 3. 3. - Analyse tectonique

Nous reprenons ici les résultats de Ritz (1991) et de Barbé (1992). Les travaux de ces auteurs ont permis la réalisation d'un calendrier qui précise les étapes de l'évolution structurale jurassique et tertiaire du faisceau de Rouaine (Barbé, 1992).

Nous n'apporterons pas ici d'information nouvelle. Toutefois, il était important de regrouper toutes les données disponibles sur ce secteur et d'établir une synthèse pour la construction des coupes régionales réalisées à travers la branche occidentale de l'arc de Castellane (Partie III).

A/ Géométrie et cinématique des accidents (fig. 71)

Les deux branches maîtresses du faisceau de Rouaine sont formées d'une succession de segments disposés en échelon et reliés entre eux par des paléo-relais extensifs. Le couloir de déformation qu'elles délimitent déplace, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, la partie orientale du synclinal tertiaire de Rouaine et l'ensemble du synclinal tertiaire de Saint-Benoît - Castellet-les-Sausses.

Au Nord, la branche orientale longe la bordure Ouest du dôme de Barrot alors que la branche occidentale passe à de petits accidents subméridiens. Dans le secteur de Castellet-les-Sausses le couloir tectonique défini par ces deux branches est affecté par un nombre important de paléo-failles normales de direction N120 (pendage vers le NE) qui ont rejoué ultérieurement en décrochements dextres, et des failles de direction N40 - N60, sub-parallèles aux deux décrochements principaux senestres de Rouaine et de Martignac (Barbé, 1992).

Dans la partie méridionale du faisceau, la branche orientale se partage pour donner naissance aux deux chevauchements à vergence opposée qui enserrrent l'unité de la Bernarde, alors que la branche occidentale est recoupée et chevauchée par cette même unité.

Ritz (1991) montre que ces deux paléo-failles normales, parallèles et orientées N40, rejouent en décrochement lors des phases de compression mio-pliocènes. Ceci se traduit, dans la couverture, par une inversion des failles normales et une verticalisation des plans comme nous le verrons ultérieurement (coupes II et III) dans la Partie III de ce mémoire.

Il est intéressant de noter la différence des structures de part et d'autre du faisceau : des plis et écaillés serrés Est-Ouest à l'Est, et des plis amples NNW-SSE à l'Ouest. Ce qui suppose un comportement mécanique différent en réponse aux contraintes et/ou une participation du socle différente, c'est à dire, très faible dans le compartiment Est, et plus significative dans le compartiment Ouest.

B/ Détermination des directions de paléocontraintes

D'après le modèle de trajectoires de contraintes de Ritz (1991) pour la période oligo-aquitaine (Chap. 1), l'accident de Martignac (qu'il nomme « faille de Guillaumes-Daluis-Castellane ») joue en décrochement dextre, favorisant ainsi la propagation vers l'WSW de ce qu'il appelle un paléo-front compressif et qui correspond à l'actuelle branche occidentale de l'arc de Castellane.

Le modèle de trajectoire de contraintes que nous avons retenu, pour la période du Miocène inférieur - Miocène supérieur (chap. 1), montre que la contrainte maximale σ_1 , orientée N20-N30 sur la nappe de Digne au Nord de l'accident de Martignac, est réfractée sur l'accident où elle s'oriente Nord-Sud. Cette direction se retrouve à l'Est et au Sud de l'accident, dans l'unité qui porte le dôme de Barrot.

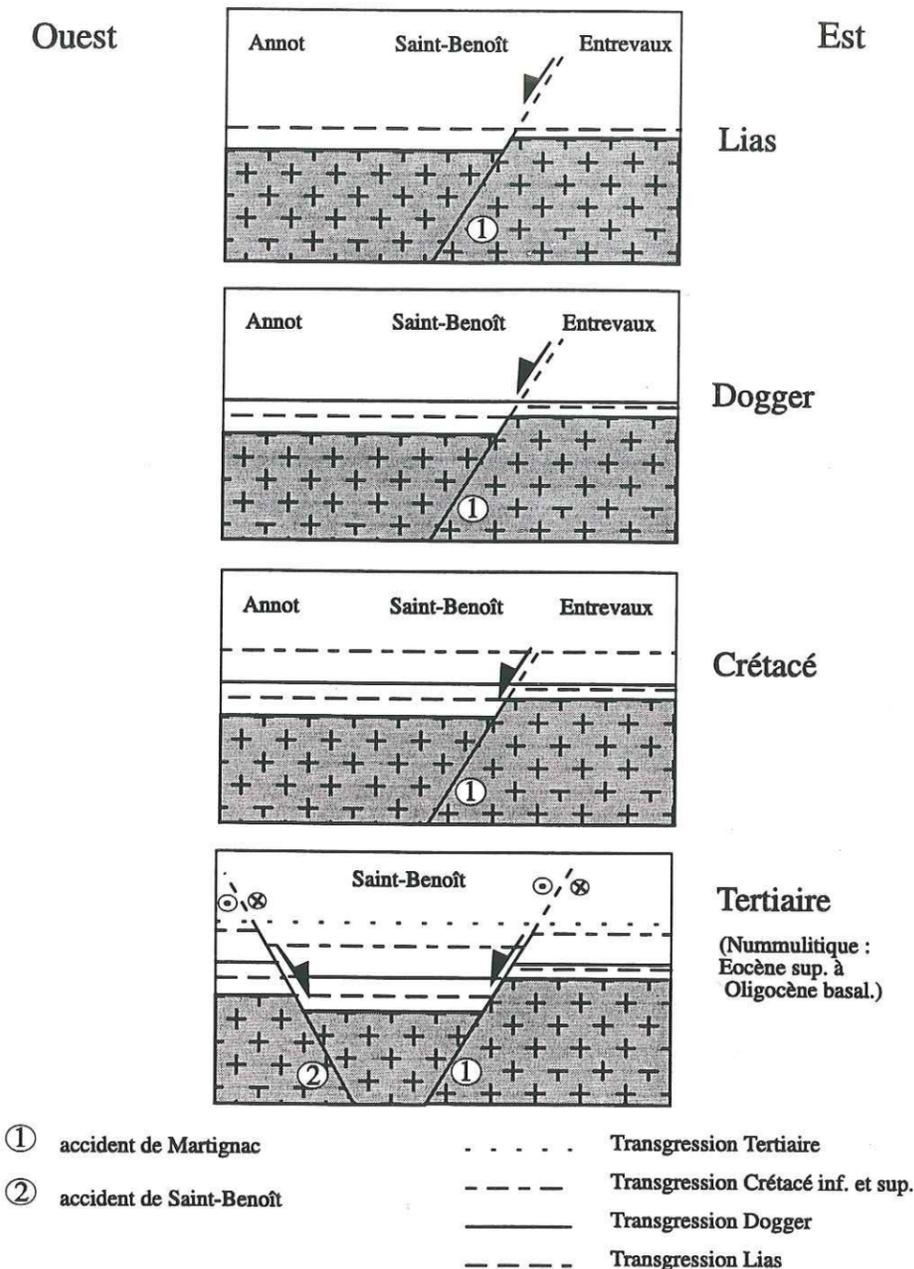


Fig. 74 : Structure interprétée du socle au cours du Jurassique, du Crétacé et du Tertiaire entre Annot, Saint-Benoît et Entrevaux.

Au Pliocène et au Quaternaire (chap. 1) l'accident continue de délimiter deux secteurs, la nappe de Digne, au Nord, où la contrainte maximale σ_1 est proche de N30 pour la période Pliocène et NS pour le Quaternaire, le futur système d'écaillés de Castellane, au Sud, où la contrainte maximale σ_1 est proche de N10 pour ces deux périodes.

Ces paléo-contraintes, proches de Nord-Sud pour l'épisode le plus récent, ont engendré un coulissage relatif des deux grands accidents du couloir tectonique, en jeu senestre, alors qu'elles décrochent en jeu dextre les paléo-failles normales, orientées N120 à N160, relevées par J-F Barbé (1992) dans les secteurs de Reynier, Castellet-les-Sausses et Saint-Benoît.

Le décalage des séries paléogènes de part et d'autre du décrochement de Saint-Benoît et l'incurvation de l'axe des plis du compartiment oriental à proximité du décrochement de Martignac, sont déjà des arguments en faveur du caractère décrochant senestre du faisceau de Rouaine. Barbé (1992) montre que cette activité décrochante senestre est un trait dominant du Crétacé au Mio-Pliocène. Le faisceau de Rouaine n'aurait donc pas joué en décrochement dextre durant la période oligo-aquitaine contrairement à ce que pense Ritz (1991).

Conclusion

Le couloir tectonique de Rouaine est limité à l'Est par la branche de Martignac et à l'Ouest par la branche de Saint-Benoît. La branche orientale correspond à une paléo-faille normale liasique à pendage Ouest. La branche occidentale correspond à une paléo-faille normale à pendage Est, d'âge éocène supérieur.

De par sa position géographique, son orientation par rapport aux contraintes maximales horizontales oligocènes et mio-pliocènes et ses connexions avec le front de chevauchement majeur de la nappe de Digne au Sud et l'accident du Gourdan-Vial au Nord, le faisceau de Rouaine se comporte comme une véritable charnière au cœur de l'arc de Castellane. Il marque une limite nette entre la branche occidentale de l'arc de Castellane et sa branche orientale qui s'étend, vers l'Est, jusqu'aux Baous de Saint-Jeannet et la vallée du Var.

Troisième partie :

Construction des coupes géologiques régionales au travers de l'arc de Castellane

Troisième partie

Construction de coupes géologiques régionales au travers de la branche occidentale de l'arc de Castellane

Introduction

Cinq coupes géologiques régionales ont été réalisées du Nord au Sud, au travers de la branche occidentale de l'arc de Castellane. Les quatre premières, perpendiculaires aux grandes structures méridiennes, ont une orientation sub-EW. La cinquième a une orientation NE-SW, sub-parallèle au sens de transport de la nappe de Digne. Toutes ces coupes ont été construites sur la base de nos observations de terrain et des documents écrits et/ou cartographiques disponibles. Ces documents nous ont permis de poser des hypothèses de travail et de contraindre au mieux le dessin des coupes.

On se propose d'examiner dans un premier temps les **contraintes** inhérentes à la construction des coupes, avant de décrire et d'analyser les coupes obtenues. Après avoir présenté nos résultats en termes de **géométrie**, on examinera les nouvelles données **cinématiques** et les **mécanismes de la déformation** qui découlent de la construction des coupes.

*Mais qui a pas
trouvé l'orientation
d. transport*

1. - Les contraintes factuelles pour la construction des coupes

Après avoir précisé les contraintes géométriques et cinématiques inhérentes au contexte géologique, nous examinerons dans ce chapitre les modalités de la déformation et du transport de la couverture sédimentaire.

1. 1. - Contraintes géométriques

a) Profondeur du substratum infra - Trias moyen

Le socle cristallophyllien proprement-dit n'affleure pas dans l'arc de Castellane. Il émerge sur sa bordure Nord-Est dans le massif de l'Argentera-Mercantour et, à l'extérieur du dispositif, dans les massifs des Maures et du Tanneron. Par contre, le tégument sédimentaire du Carbonifère au Trias inférieur pointe en quelques endroits (fig. 75).

Celui-ci affleure près de Barles, dans les cluses de Verdaches (Guiomar, 1990) et, à l'Est du faisceau de Rouaine, dans le dôme de Barrot (Delpech, 1988). A l'Ouest, à l'aplomb du bassin mio-pliocène de Digne-Valensole, il a été atteint par les trois forages de Mirabeau, les Mées et Gréoux réalisés par la société pétrolière ELF-AQUITAINE (Production). La coupe schématique (fig.76), élaborée par Dubois et Curnelle (1978) à partir des données de forages, montre que sous les formations cénozoïques du plateau de Valensole et celles du Mésozoïque provençal, le socle est à - 2 250 m de profondeur à la latitude de Mirabeau, -2 500 m près de la Rancure, au Sud-Ouest des Mées, à -1 200 m au coeur de la structure anticlinale des Mées et à -1 500 m sous Gréoux. Ces résultats viennent ici confirmer la position haute du socle hercynien déjà signalée par l'importante anomalie positive magnétique relevée au Sud de la Blèone par Dubreuil (1974) et Debaglia (1977).

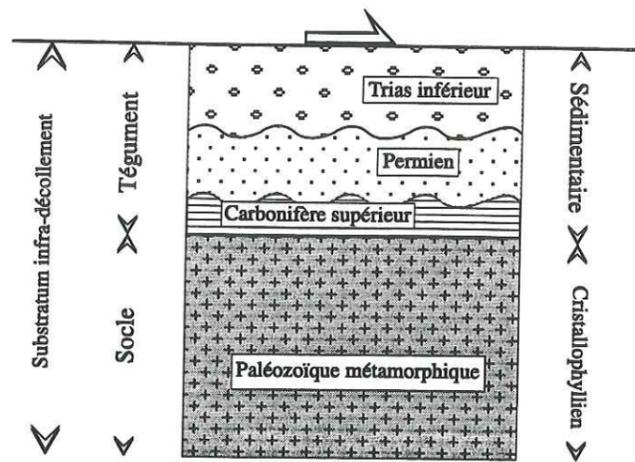
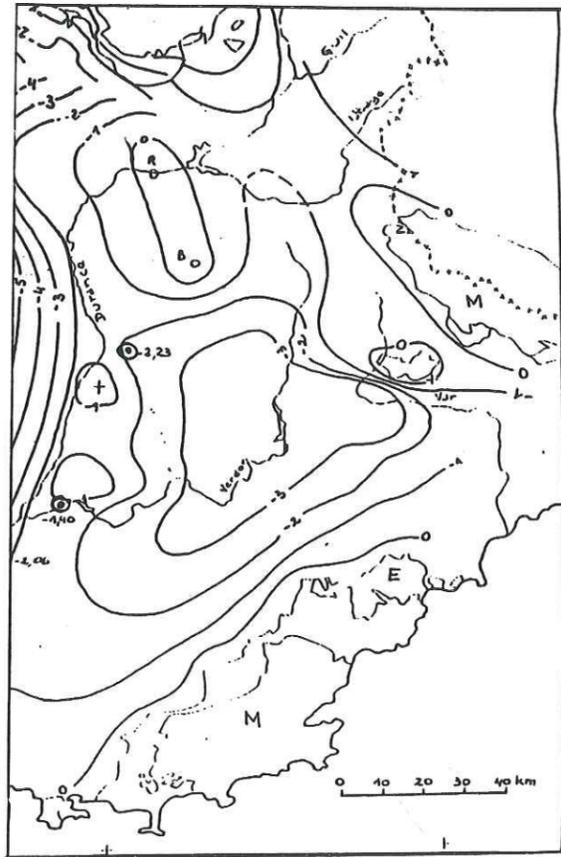


Fig. 75 : Définitions du socle, du tégument et du substratum.

*peut-être pas
réels*

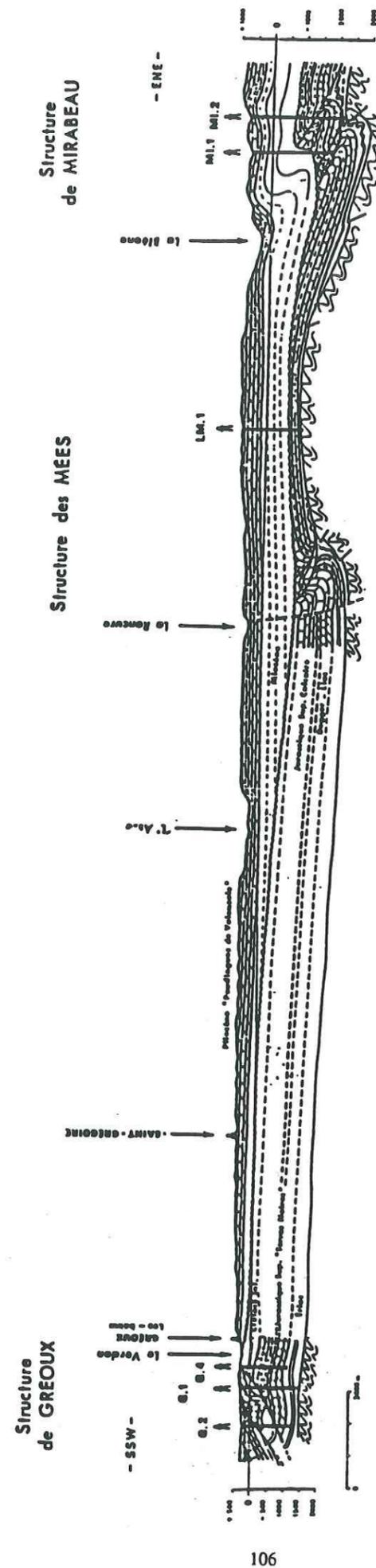


Partout ailleurs, la profondeur du socle ne peut être estimée que sur la base de la carte « profondeur du socle anté-triasique dans le Sud-Est de la France », établie par Ménard (1979) à partir de la couverture gravimétrique de la France (fig. 77). Cette carte, fort précieuse par ailleurs, a l'inconvénient de ne pas tenir compte des variations d'épaisseur du tégument et ne fournit que des profondeurs approximatives du socle stricto sensu.

Fig. 77 : Carte de la profondeur (en km) du socle antétriasique (Ménard, 1979).

Ces variations semblent être importantes. En effet, les forages réalisés dans le bassin de Digne-Valensole montrent, aux Mées, que le Trias est limité au seul Muschelkalk inférieur. Il n'y est épais que de 26 m, alors qu'il est présent sous ses trois faciès classiques au site de Mirabeau (M2) avec une épaisseur de 250 m et au site de Gréoux (G4) où il dépasse 450 m. On remarque que le Carbonifère n'a pas été reconnu sous le Mésozoïque provençal. Au forage les Mées N°1, les schistes et quartzites datés du Permien par la méthode Potassium/Argon ne sont épais que de 57 m.

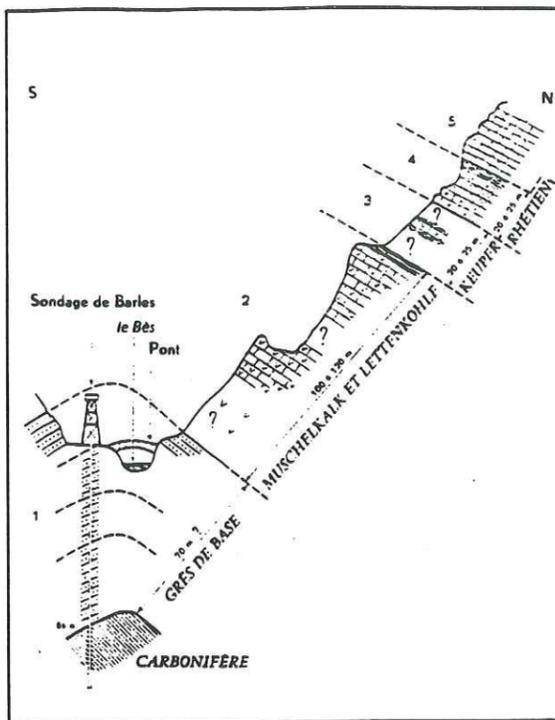
Le Trias variable jusqu'à



La coupe de Ricour (1962) réalisée dans la demi-fenêtre de Barles, sous la nappe de Digne (fig. 78), montre que le tégument est représenté, de bas en haut, par des grès et argilites-siltites noirs du Carbonifère, avec une puissance de 370 m puis par des quartzites, grès et conglomérats datés du Scytien (Trias inférieur), avec une puissance de 100 m. Le tégument est ainsi ici épais d'au moins 470 m.

Partout ailleurs, dans la branche occidentale de l'arc de Castellane, le Trias inférieur n'affleure pas. Seuls les gypses, cargneules et dolomies du Trias moyen et du Trias supérieur sont visibles le long des principaux accidents chevauchants ou décrochevauchants.

Fig. 78 : Coupe du Trias du dôme de Verdaches (Ricour, 1962).



A l'extrémité Est de notre secteur d'étude, le tégument affleure à la faveur de la structure anticlinale de Barrot où il atteint une épaisseur de 950 m. Delpech (1988) qui a travaillé sur la terminaison occidentale du dôme précise que le tégument y est représenté par 900 m de pélites rouges du Permien et 50 m environ de quartzites et dolomies appartenant au Trias inférieur.

Au vu des contraintes d'épaisseur imposées par les forages pétroliers du bassin de Digne-Valensole et de l'affleurement de Verdaches, on a fixé l'épaisseur du tégument à 250 m sous la plate-forme provençale et sa bordure orientale, et à 500 m sous la nappe de Digne. On a procédé ensuite à un contrôle des profondeurs du « socle anté-triasique » sur la base des données de Ménard (1979).

b) Réseau de failles dans le substratum infra - Trias moyen

Le substratum situé sous la couverture décollée de l'arc de Castellane est affecté de nombreuses failles. En l'absence de données géophysiques ad hoc, ces failles ne sont pas identifiables et localisables en profondeur. On peut néanmoins considérer que la plupart des paléo-failles normales majeures transportées dans la couverture ont leur racine dans le substratum de l'arc, quelques km ou dizaines de km en amont de leur position actuelle. Cette translation, qui correspond à la flèche de déplacement des unités, n'est pas partout la même. Elle est minimum pour les écailles parautochtones provençales et mixtes qui forment la partie frontale de l'arc de Castellane ; elle est maximum pour la nappe de Digne.

Nos observations et l'étude approfondie des documents cartographiques montrent l'existence d'un important réseau de paléo-failles normales jurassiques et crétacées. Nous avons vu (Partie II) que, parmi les paléo-failles normales jurassiques, celles à pendage Nord ou Sud, sont difficiles à observer parce que plus rares, alors que celles à pendage Est, contrôlant le passage des faciès provençaux aux faciès mixtes et dauphinois, sont plus nombreuses et bien visibles. Les paléo-failles à pendage Est ou Ouest contrôlent les variations d'épaisseur des formations crétacées comme à Barrême et Blieux.

Leur fréquence conduit à un découpage du socle en blocs basculés. La tendance générale au Jurassique est à l'approfondissement vers le Nord et à une élévation brutale à l'Ouest, par l'intermédiaire de la paléo-zone de failles normales à pendage Est qui sépare la plate-forme provençale et le bassin dauphinois. Sur la branche Est-Ouest de l'arc de Castellane, une paléo-faille normale à regard Ouest fait remonter le compartiment oriental qui supporte le dôme de Barrot. On envisage aussi la présence d'une

importante paléo-zone de failles normales à regard Nord qui séparerait la plate-forme provençale au Sud et le bassin dauphinois au Nord.

c) Epaisseur des formations de la couverture décollée

Les épaisseurs des formations sont celles fournies par les auteurs des huit feuilles géologiques au 1/50 000 utilisées pour la construction des coupes. Les cartes de Forcalquier (1982), Manosque (1972), la Javie (1989), Digne (1981), Moustiers - Sainte-Marie (1978) et Castellane (1976) sont remarquablement détaillées. Par contre, la feuille d'Allos (1967), plus ancienne, est pauvre en informations. Elle ne peut pas être complétée plus au Sud par la feuille d'Entrevaux (1980) où les formations jurassiques et triasiques n'affleurent qu'aux extrémités Est de la carte, au-delà du couloir de déformation de Rouaine. D'où un mauvais contrôle des faciès et des épaisseurs à l'Est de l'accident de Barrême.

Au vu des données fournies par la notice de la feuille d'Allos, il semblerait que les séries jurassiques diminuent d'Ouest en Est. Plusieurs questions se posent : ces variations sont-elles progressives ou contrôlées par le jeu de paléo-failles normales ? Ces paléo-failles normales sont-elles jurassiques ou crétacées ? Si de telles failles existent, quelle est leur orientation ? quelle est leur fréquence dans l'espace ? Autant de questions importantes auxquelles il est difficile de répondre en raison d'une cartographie imprécise des accidents sur les deux feuilles qui couvrent la partie orientale de notre secteur d'étude. Nous trancherons sur la base du récent travail de Hamiti (1994) qui a réalisé avec C. Tempier une étude structurale détaillée du secteur d'Allos.

Au col de la Cine, les variations d'épaisseurs et de faciès du Lias et du Trias sont contraintes par le travail de Beaudoin et al. (1986), de part et d'autre de l'accident de Gévaudan - la Cine.

Partout ailleurs, les épaisseurs des différents intervalles de la couverture mésozoïque sont bien connues, nous permettant ainsi d'approcher au mieux la profondeur du niveau de décollement majeur basal.

Toutes les épaisseurs sont répertoriées, par secteur, dans des tableaux synoptiques regroupés en annexe.

d) Cylindrisme des structures majeures

Chaque structure est dessinée sur la base des informations de surface relevées sur le tracé de la coupe et des observations faites dans un rayon de quelques km de part et d'autre de ce même tracé pour une bonne appréciation de la structure en profondeur. Cette projection latérale ne peut se faire que si les structures sont cylindriques et sub-perpendiculaires à la coupe, ce qui n'est pas toujours le cas. Toutefois cet exercice rend compte de la troisième dimension qui manque à la coupe géologique et conduit à une coupe de synthèse riche en informations sur la géométrie interne de la couverture, sur la structure du substratum, sur les rapports socle/couverture.

1. 2. - Modalités de déformation et de transport de la couverture sédimentaire

L'essentiel des données de tectonique a déjà été présenté dans la partie II de notre travail. Il est toutefois important de rappeler ici ces résultats sur lesquels tout notre travail de construction a été basé.

1. 2. 1. - Principaux styles de déformation de la couverture

Dans les chaînes subalpines méridionales, le style des déformations est celui des *chevauchements et plissements de couverture*.

La couverture mésozoïque et cénozoïque se caractérise par l'imbrication de plusieurs chevauchements à vergence Ouest branchés sur un niveau de décollement majeur, celui du Trias moyen et surtout supérieur (Gypses du Keuper) à l'interface socle pré-triasique / couverture. Ces surfaces de chevauchement représentent l'élément structural majeur. Principalement inclinées vers l'Est (vers l'intérieur de la chaîne), elles montrent dans le détail une disposition en marche d'escalier avec des rampes et des paliers. Ce sont elles qui guident la genèse et le déplacement de la majorité des écailles et de la nappe de Digne elle-même. Leur blocage provoque la formation de nouvelles rampes et le développement de chevauchements en hors-séquence. D'autres surfaces de chevauchement se développent dans les intervalles argileux ou marneux du Callovo-Oxfordien (Terres Noires) et du Crétacé inférieur qui

pas de décollement dans les T. Noires ?

pas de décollement dans les T. Noires ?

OK

sont des niveaux de fortes dysharmonies et donc de découplage stratigraphiques dans les plis. Ces niveaux ne semblent pourtant pas guider et localiser des décollements majeurs à l'intérieur de l'arc de Castellane.

Par ailleurs, la nappe de Digne et les écaillles frontales à affinité mixte se caractérisent par une « barre tithonique » peu épaisse qui se plisse avec une grande facilité dans les couloirs de déformation (Blégiers, Chaudon-Norante, faisceau du Poil-Creisset). A contrario, les calcaires du Kimméridgien-Portlandien, beaucoup plus épais, du système d'écaillles frontales à affinité provençale développent des plis de large amplitude (Serre de Montdenier, le Grand Mourre) et sont le siège d'une fracturation intense.

Enfin, la branche occidentale de l'arc de Castellane se caractérise par la présence de grands paléo-accidents méridiens décrochants, organisés en faisceaux (le Poil-Creisset et Gévaudan - la Cine). Ces rampes latérales passent au Sud à d'importants plans de chevauchement à vergence Sud.

1. 2. 2. - Sens et amplitude des déplacements

L'analyse locale de la déformation interne permet de retrouver la trajectoire exacte du déplacement des unités charriées et d'apprécier la position des différents tracés de coupes par rapport à la direction de transport. Nous n'entrerons pas dans le détail ici puisque l'analyse de la déformation a déjà été envisagée dans le chapitre sur la « nappe de Digne » (Partie II). On rappelle toutefois que, d'une façon générale, les trajectoires de contraintes proposées par Ritz (1992) montrent qu'au Mio-Pliocène la direction de la contrainte principale σ_1 est orientée NE-SW dans la nappe de Digne, alors qu'elle est sub-NS au Nord de l'accident de Rouaine et N 70 dans le système complexe d'écaillles frontales, où le régime de contrainte est de type compressif. Ces trajectoires montrent aussi qu'au Quaternaire notre secteur d'étude est partout dominé par une tectonique compressive sub-NS et que le régime de contraintes est ainsi essentiellement décrochant dans le système d'écaillles frontales et le long des grands accidents sub-méridiens qui compartimentent la nappe de Digne.

L'analyse cinématique, réalisée sur le front de chevauchement de la nappe de Digne et les grands accidents qui structurent la partie interne du corps allochtone confirme l'analyse précédente et montre que la nappe de Digne s'est déplacée vers le Sud-Ouest suivant une direction proche de N 30° (Combes, 1984; Faucher et al., 1989).

Quant au raccourcissement de la couverture décollée, plusieurs estimations ont été proposées et déjà présentées dans la Partie II de ce travail. Nous ne les rappellerons pas. Toutefois, il nous semble intéressant ici de présenter et de discuter les coupes régionales réalisées par Graham (1989) et Ritz (1992) à travers la branche occidentale de l'arc de Castellane. Celles-ci leur ont servi de base à un calcul du raccourcissement de la couverture décollée (nappe de Digne et écaillles frontales provençales et mixtes) suivant une direction ENE-WSW. Ces coupes étaient à ce jour les seules réalisées à travers la chaîne subalpine méridionale.

La coupe de Hayward et Graham (1989) (fig. 79) est orientée Est-Ouest sur le plateau de Valensole, puis SW-NE jusqu'au massif de l'Argentera-Mercantour. Cette coupe présente ainsi la caractéristique d'être perpendiculaire aux structures majeures, donc oblique par rapport au sens de transport de la nappe de Digne et de la plupart des unités associées. Elle n'est donc pas équilibrable (comme ne le sont pas non plus nos quatre coupes orientées sub-EW). Elle présente surtout l'inconvénient majeur de ne pas tenir compte des variations d'épaisseur de la série sédimentaire alors que nous avons vu (Partie II) combien celles-ci pouvaient être importantes du fait de la présence de paléo-structures qui ont influencé la sédimentation. De ce fait, les auteurs sont amenés à envisager la présence de duplex pour combler les manques de matières inévitables s'ils conservent partout la même épaisseur des séries. Cette coupe les conduit à envisager 65 km de raccourcissement suivant une direction ENE-WSW, entre le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour et le bassin de Manosque-Forcalquier à l'Ouest de la Durance.

La coupe de Ritz (1991) (fig. 80) traverse d'Ouest en Est la branche occidentale de l'arc et se prolonge suivant une direction NE-SW jusqu'au massif de l'Argentera. Cette coupe, dite « équilibrée », présente elle aussi l'inconvénient d'être oblique par rapport au sens de transport de la couverture décollée. L'auteur remarque que, du fait de l'importance du faisceau décrochant de Rouaine dans l'individualisation de la nappe de Digne, le raccourcissement dans la couverture est indépendant du raccourcissement dans le socle. Dans cette hypothèse, l'auteur est amené à envisager séparément le raccourcissement dans la couverture et le raccourcissement dans le socle. Il propose 24-25 km de raccourcissement pour la première et 13-14 km pour le second. On rappelle que ces raccourcissements, sont là aussi, calculés suivant les directions ENE-WSW et Est-Ouest.

(voir les coupes de Ritz)

C'est bien pour voir cette coupe qu'il faut aller

Il faut dire que c'est une coupe à ne pas!

donc un doublet

donc ne peut

indivisible

SW

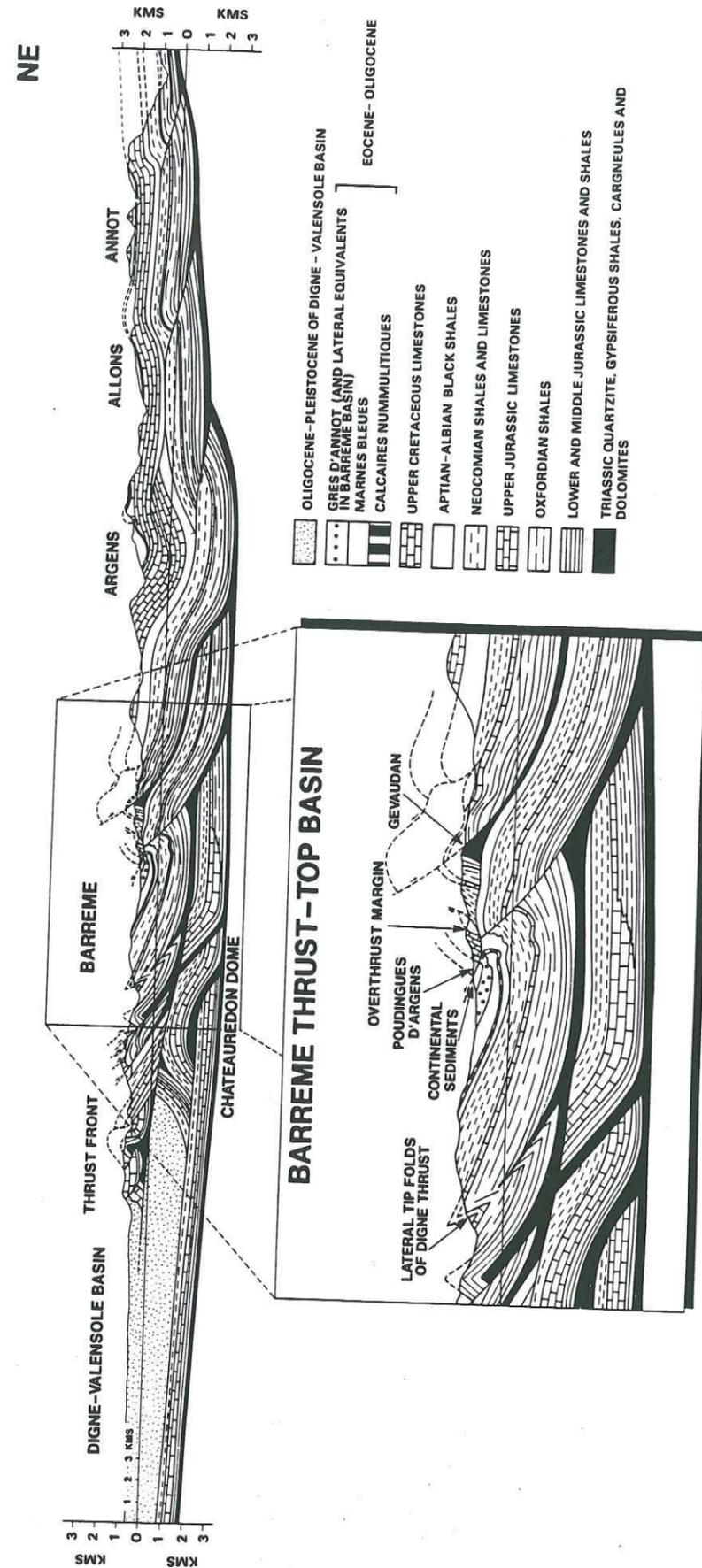


Fig. 79 : Coupe équilibrée E-W et NE-SW réalisée par Graham (1989) à travers la branche occidentale de l'arc de Castellane.

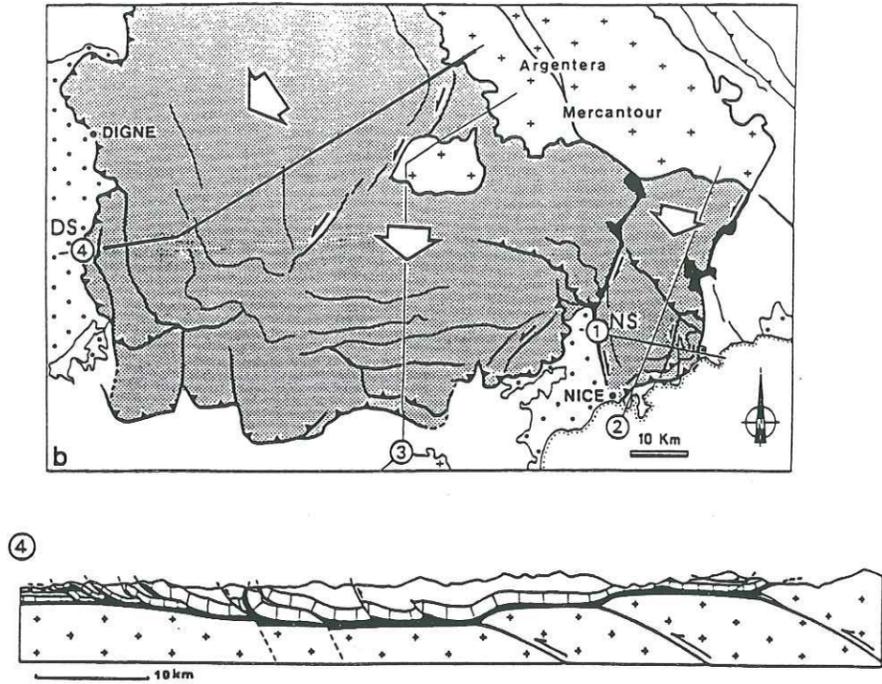


Fig. 80 : Coupe géologique réalisée par Ritz (1992) à travers la branche occidentale de l'arc de Castellane.

2. - Localisation, intérêts et problèmes posés par les cinq coupes

Ce chapitre présente, dans un premier temps, le profil des cinq coupes régionales construites au travers de la branche occidentale de l'arc de Castellane en examinant pour chacune d'elles leurs intérêts respectifs et, dans un deuxième temps, les principaux problèmes inhérents à leur tracé.

2. 1. - Localisation et intérêts des cinq coupes (fig. 81)

Les coupes I à IV, orientées sub-EW, sont perpendiculaires au front de chevauchement de la nappe de Digne, aux grands faisceaux de failles (faisceau du Poil-Creisset, faisceau de Gévaudan - la Cine, accident du Défend, extrémité Sud du faisceau de la Blanche) et aux principaux axes de plis (tel que le « synclinal » de Barrême).

La coupe I (la Durance - Thoard - la Javie - Blégiers - Nappe de l'Autapie - Entraunes) est la coupe la plus septentrionale. Elle démarre à l'Ouest, à moins d'un kilomètre de la Durance et se termine, à l'Est sur la rive gauche du haut-Verdon, à moins de deux km au Nord d'Entraunes. La coupe traverse le bassin tertiaire de Digne-Valensole avant de franchir à l'Est de Thoard le front de chevauchement de la nappe de Digne, la structure synclinale de la Robine et les grands accidents du Bès et de Champourcin-Blégiers ; ce dernier prolonge au Nord l'accident de Gévaudan - la Cine (feuille la Javie). Elle recoupe, en bout de course, le chevauchement plus modeste de la montagne du Carton et la partie méridionale de la nappe de l'Autapie.

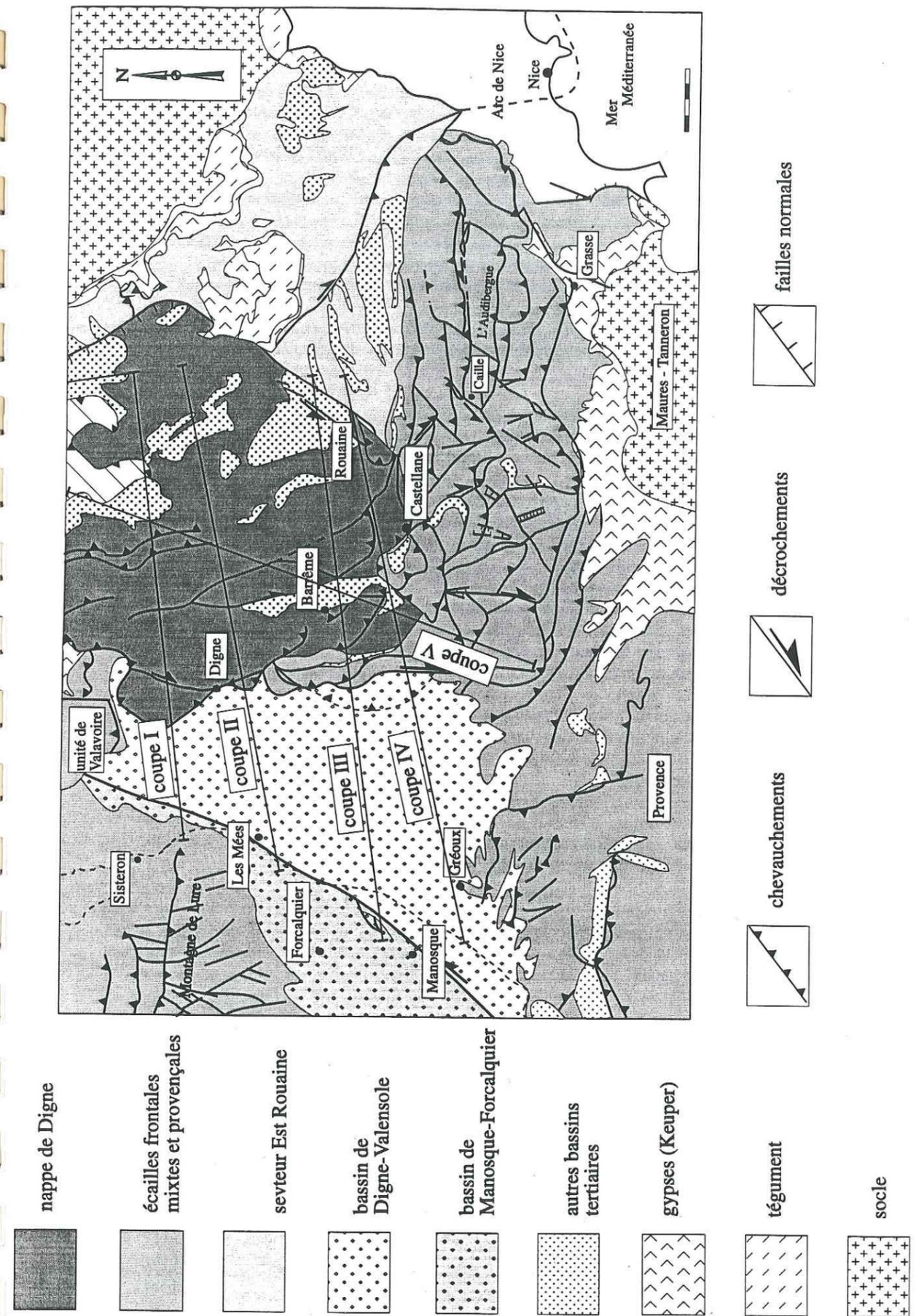
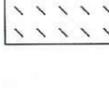
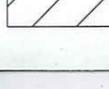
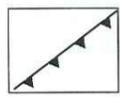
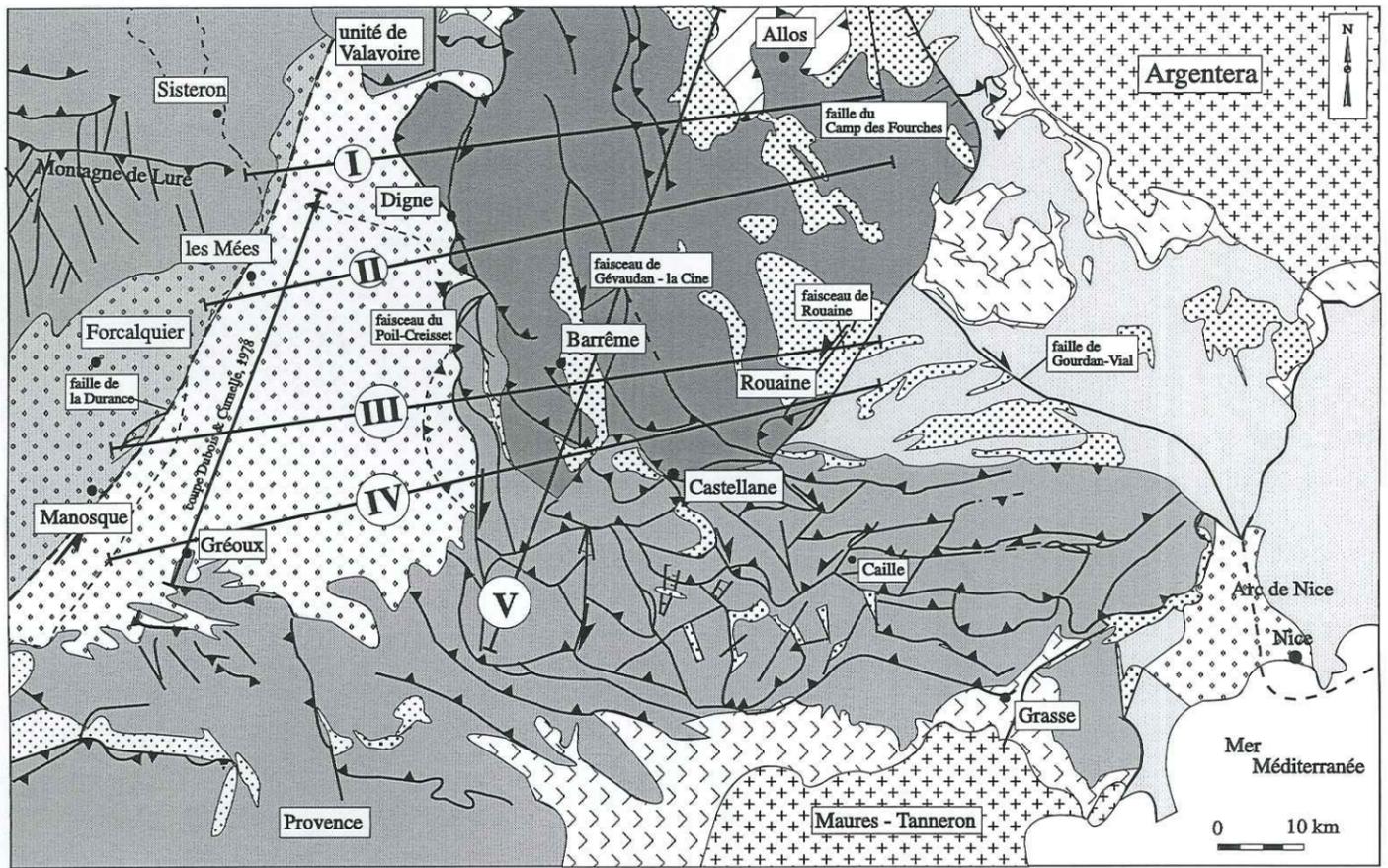


Fig. 81 : Localisation des cinq coupes régionales (I à V) que nous avons réalisées à travers l'arc de Castellane.

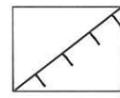
-  nappe de Digne
-  écaïlles frontales mixtes et provençales
-  secteur Est-Rouaine
-  bassin de Digne-Valensole
-  bassin de Manosque-Forcalquier
-  autres bassins tertiaires
-  gypses (Keuper)
-  tégument
-  socle
-  nappes de flychs à Helminthoïdes



chevauchements



décrochements



failles normales

Cette coupe est située à 12 km au Sud du dôme de Verdaches, où affleurent les séries carbonifères du tégument. On est ainsi conduit à envisager la proximité du substratum sous les formations liasiques qui affleurent au Nord de Digne. La coupe présente l'avantage de traverser les unités de la Robine et du Moustieret - la Javie, à caractère franchement dauphinois. Nous verrons que leur structure est relativement simple. On note toutefois d'importantes variations d'épaisseur à l'intérieur de chacune de ces grandes unités. La principale difficulté, ici, est de suivre au mieux ces variations qui nous permettent de préciser l'architecture du bassin sédimentaire, étroitement liée à celle du substratum, et de déceler ainsi les paléo-accidents qui structurent ce dernier. Cette coupe nous a en outre conduit à réfléchir sur les relations entre la nappe de Digne et l'extrémité Sud de la nappe de l'Autapie. Elle a enfin l'avantage de traverser, au Sud d'Allos, une partie du secteur d'étude de Hamiti (1994) dont nous avons intégré les données de terrain.

Cette coupe ne traverse pas les unités parautochtones à affinité provençale et mixte. Leur structure est envisagée par extrapolation des informations structurales relevées au Nord et au Sud du tracé de coupe.

La coupe II (*Faïlle de la Durance - le Cousson - Tartonne - Saint-Martin-d'Entraunes*) passe à 5 km au Sud de Digne. A l'Ouest (feuille de Forcalquier), elle démarre sur la rive droite de la Durance où elle recoupe les lobes septentrionaux du bassin miocène de Forcalquier. Elle traverse ensuite le bassin mio-pliocène de Valensole, à 3 km au Sud des Mées, puis recoupe le front de la nappe de Digne au droit du village de Saint-Jurson (feuille de Digne). Après avoir traversé les séries monoclinales du lobe principal de la nappe de Digne, la coupe franchit l'accident de Gévaudan - la Cine, sur la commune de Tartonne, et son homologue l'accident du Défend. Elle recoupe ensuite (feuille d'Allos) une série de petits synclinaux tertiaires et traverse la vallée du haut-Var, puis l'anticlinal de Saint-Martin-d'Entraunes avant de prendre fin aux cimes du Chamoussillon qui culminent à 2 158 m d'altitude.

Cette coupe traverse le couloir de déformation de Gévaudan - la Cine qui correspond à une limite importante au Crétacé. Elle recoupe la base et le sommet de la formation des « Terres Noires » qui atteindrait, au droit du village des Dourbes, une épaisseur de plus de 1000 m. Toutefois, l'analyse de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) des « Terres Noires » callovo-oxfordiennes, présentée plus loin (Partie IV), nous conduit à envisager la possibilité d'un redoublement de la série à la faveur d'un plan de décollement. C'est ainsi que la forte épaisseur des « Terres Noires » est ici reconsidérée. La coupe présente par ailleurs l'intérêt de recouper l'anticlinal de Saint-Jurson qui est sur le prolongement de l'anticlinal de Gaubert. Nous serons donc amenés à préciser la structure des unités parautochtones sous-jacentes et à envisager leur genèse.

L'échelle des coupes (1/50 000) ne nous permet pas de rendre compte des plis qui affectent les formations pliocènes à l'Ouest du lobe du Cousson. Ces structures sont liées à l'amortissement de la nappe de Digne dans le bassin sédimentaire mio-pliocène de Valensole qui ne joue pas partout le rôle de bord libre, mais tend à freiner la progression de la nappe vers le SSW.

La coupe III (*la Durance - Saint Julien d'Asse - Gorges de Trévans - Barrême - Faisceau de Rouaine*) débute au Nord de Villeneuve, sur la rive droite de la Durance où passe la faille majeure de la moyenne Durance (feuille de Manosque). Vers l'Est, elle recoupe les structures monotones du plateau de Valensole avant de traverser (feuille de Digne) les écaïlles frontales parautochtones de Trévans et du Poil, puis le front de chevauchement de la nappe de Digne et celui, plus modeste, de l'unité de Barrême sur les formations tertiaires de Senez. Après avoir franchi la partie amincie du diapir de Gévaudan, la coupe passe par l'extrémité Nord du lac de Castillon, à l'Est duquel elle recoupe les extrémités méridionales des synclinaux d'Allons et d'Annot (feuille d'Entrevaux). Le tracé traverse ensuite les deux branches du couloir décrochant de Rouaine. Il se termine en rive gauche du Var et se perd dans le coeur de la structure synclinale d'Agnères.

Cette coupe traverse d'Est en Ouest la totalité de la nappe de Digne, depuis la faille de Martignac qui représente sa limite orientale, jusqu'aux écaïlles frontales occidentales qu'elle chevauche. C'est la seule coupe qui nous permet de contraindre la géométrie des écaïlles parautochtones provençales et mixtes, et de préciser leurs relations. Elle nous permettra ainsi de préciser la composante Est-Ouest du transport de la nappe de Digne et celle des unités parautochtones et, par là, de préciser au mieux les caractéristiques de la déformation pour chacune des unités tectoniques traversées.

La coupe IV (*la Durance - Gréoux les Bains - Moustiers - Taulanne - Castillon - faisceau de Rouaine*) démarre dans la partie Sud-Ouest du plateau de Valensole, sur l'emplacement de l'usine EDF installée sur la Durance (feuille de Manosque). Elle passe par l'affleurement crétacé de Gréoux-les-Bains, puis se poursuit en direction de Moustiers - Sainte-Marie et se prolonge, au-delà du front de

chevauchement des écaïlles parautochtones pour traverser une série de synclinaux (s) et anticlinaux (a) : Venasclé (s), le Pavillon (a), le Grand Moure (a), Blioux Sud (s), Taulanne (s), la Baume (s), Castillon (a), parmi les structures les plus remarquables (feuilles de Moustiers - Sainte-Marie et Castellane). Elle traverse enfin, sur la feuille d'Entrevaux, l'extrémité Sud des accidents de Rouaine et Martignac dont la branche maîtresse éclate en un faisceau de failles qui enveloppent, plus au Sud, l'unité de la Bernarde.

Cette coupe passe à proximité des forages de Gréoux qui nous assurent un contrôle de la coupe en profondeur. Sa position méridionale nous permet de recouper des unités qui apparaissent comme « flottantes » sur les feuilles de Moustiers - Sainte-Marie et Entrevaux (unité de Taulanne et unité de Castillon). Nous verrons, sur la coupe V, que leur enracinement majeur se fait dans une direction sub-perpendiculaire à la coupe. Notons que si le dépliage des trois coupes précédentes est délicat, il n'est ici pas envisageable. Enfin, la coupe a l'avantage de prendre en compte la totalité du corps allochtone composé de plusieurs unités, depuis les failles de Rouaine et Martignac, à l'Est, jusqu'aux écaïlles frontales occidentales et méridionales. Elle complète ainsi les trois premières coupes qui traversent, d'Ouest en Est, la branche méridienne (dignoïse) de l'arc de Castellane.

La coupe V (*Plan de Canjuers - le Verdon - Mourre de Chanier - Blioux - Bois de Lieye - Clavoune - Montagne de Vachières - Crête de Valdemars - le Verdon - nappe de l'Autapie*) recoupe les transversales I à IV précédemment définies. Elle traverse, du SSW au NNE, les feuilles de Moustiers - Sainte-Marie, Digne et Allos, recoupant ainsi tous les fronts de chevauchement depuis l'extrémité Nord du Grand Plan de Canjuers jusqu'au faisceau d'accidents décro-chauchants de Gévaudan - la Cine et aux chevauchements plus modestes qui affectent la nappe de Digne, pour atteindre le front Sud de l'unité de l'Autapie.

Cette coupe a deux intérêts essentiels : elle est parallèle à la direction du déplacement majeur de la couverture sédimentaire (N 30) et elle recoupe, en les contrôlant, les quatre autres coupes régionales.

D'autres coupes sub-parallèles à notre cinquième coupe sont en cours de réalisation (O. Laurent, thèse en cours).

2. 2. - Problèmes posés

- Quelle est la part de l'héritage dans le socle et dans la couverture ?
- Quel rôle le socle joue-t-il dans la genèse et l'évolution des structures décrochantes, chevauchantes, décrochevauchantes, extensives et compressives ?
- Comment distinguer les failles héritées des failles néoformées ?
- Où positionner dans le socle les failles héritées par rapport à leurs homologues que l'on observe dans la couverture sédimentaire ?

Cette dernière question pose le problème de l'évaluation de la flèche du déplacement apparent et celle du déplacement réel qui est étroitement lié à la compréhension des rapports entre la couverture décollée et le socle. C'est justement ce que l'on cherche à préciser.

- Le socle sous l'arc de Castellane est-il raccourci, où et comment ?
- Doit-on envisager une indépendance totale entre la couverture décollée et le socle, ou doit-on considérer un découplage modeste ?
- Les séries mio-pliocènes du bassin de Digne-Valensole sont-elles recouvertes par le plan de décollement majeur de la nappe de Digne, ou ont-elles été simplement rebroussées ?

Dans le premier cas, le bassin représente un bord libre, alors que dans le second cas il représente un obstacle qui a freiné l'avancée de la nappe, favorisant ainsi son déplacement vers le Sud, le long de structures héritées qui ont joué le rôle de rails.

Ces grandes interrogations ont été au centre de notre travail qu'elles ont ainsi orienté.

Chaque coupe permet d'évaluer soit le recouvrement de la marge orientale du bassin de Digne-Valensole, soit le recouvrement de la marge orientale de la plate-forme provençale par la nappe de Digne. Elles permettent aussi d'estimer le décalage couverture/socle, très faible au front SW et qui augmente vers le NE. Le raccourcissement d'ensemble sera envisagé à l'échelle régionale et représente la somme de tous les recouvrements recoupés d'Ouest en Est, du Nord au Sud. Ces valeurs de raccourcissement dépendront essentiellement des conditions aux limites et c'est là toute la difficulté de notre travail qui consiste à approcher au mieux la géométrie, l'extension, la cinématique et le comportement, au sein de la nappe, de tous les accidents recoupés par les transects. Pour cela, chaque accident a été soigneusement étudié sur la base des données cartographiques disponibles. Certains ont fait l'objet d'une analyse détaillée sur le

terrain. Toutefois, le problème de la continuité des plans de décollement dans les trois dimensions et de leur enracinement possible dans le socle est resté inéluctable. Pour le résoudre nous avons toujours opté pour les solutions les plus simples.

3. - Résultats et interprétation

Les cinq coupes réalisées à travers la branche occidentale (dignoïse) de l'arc de Castellane montrent, en premier lieu, la succession de trois grandes unités structurales qui sont, d'Ouest en Est (du Sud au Nord sur la coupe V) :

- un bassin sédimentaire autochtone, très peu déformé, correspondant au bassin néogène de Digne-Valensole ;
- un système d'écaillés frontales, inégalement déformées, d'affinités provençale et mixte ;
- une unité franchement allochtone chevauchant les unités précédentes et qui correspond à la nappe de Digne.

Après avoir précisé les limites et l'organisation structurale du bassin sédimentaire de Digne-Valensole (3. 1. 1) puis celles du système d'écaillés frontales à affinités provençale et mixte (3.1.2 et 3.1.3), nous terminerons par l'étude des limites et de la structure de la nappe de Digne (3. 1. 4) et une description du canevas structural du socle (3.1.5). Les conditions aux limites et les relations socle/couverture seront examinées avec beaucoup d'attention (3.1 7). Nos observations sont interprétées au vu du cadre géologique déjà précisé (Partie I) et des données de terrain disponibles (Partie II). Nous terminerons la présentation de nos résultats en précisant les nouvelles données **cinématiques** et celles concernant les **mécanismes de la déformation** qui contrôlent la dynamique de la déformation de ce secteur complexe.

3. 1. - Caractéristiques structurales

3. 1. 1. - Limites et structure du bassin mio-pliocène de Digne-Valensole

Les quatre coupes sub-EW traversent le bassin sédimentaire de Digne-Valensole. On voit que ce bassin est constitué par trois ensembles sédimentaires dont l'épaisseur est contrainte par les nombreuses coupes réalisées sur la bordure orientale du bassin (Notice « la Javie ») et les trois forages de Mirabeau, les Mées et Gréoux (Dubois et Curnelle, 1978). Ces trois séries sont :

- la Molasse rouge continentale de l'Eocène supérieur au Stampien qui comble les paléomorphologies de la plate-forme provençale. Elle se subdivise en trois formations plus ou moins distinctes. Leurs épaisseurs sont très variables et peu contraintes sur nos coupes.

- la Molasse marine Miocène qui est une formation essentiellement marno-gréseuse. La succession de ses faciès souligne un comblement progressif du golfe marin. Son épaisseur est variable : elle atteint 100 m sur les coupes I et II à hauteur de Saint-Jurson, où son terme supérieur affleure, et passe à 500 m sur les coupes III et IV, où elle est contrainte par la coupe de Dubois et Curnelle (1978). On observe d'importantes variations latérales du terme supérieur de cette formation (Haccard et al., 1989). Ces variations sont liées aux déformations synchrones de la sédimentation qui sont particulièrement importantes sur les limites occidentales et surtout orientales du bassin de sédimentation.

- les conglomérats de Valensole Mio-Pliocène. Ce sont des formations continentales dont l'épaisseur est variable. Cette variabilité est fonction de la diversité des sources qui alimentent le bassin et des déformations tectoniques synchrones de la sédimentation. On observe une diminution d'épaisseur de la série en direction du Sud : cette variation est essentiellement contrainte par la coupe de Dubois et Curnelle (1978). Notons que, jusqu'en 1987, la base du conglomérat miocène de Valensole était considérée comme isochrone. Depuis, la découverte de nouveaux gisements de rongeurs a permis d'établir l'existence d'un diachronisme (Clauzon et al., 1987, 1989). Ainsi, 5 Ma d'années séparent le gisement le plus septentrional, le plus ancien (près de Tanaron), du plus méridional, le plus récent (Pertuis), à l'Ouest de la Durance en passant par Valensole. C'est ainsi que le calendrier de la mise en place du front subalpin a été reconsidéré (Partie V).

Sur leur limite occidentale, les séries du bassin sont rebroussées par l'inversion de la faille de la Durance (Roure et Colletta, sous presse). A l'Est, les séries mio-pliocènes passent sous le chevauchement majeur de la nappe de Digne avant d'être rebroussées au contact d'un accident majeur (coupe I) qui fait remonter le socle du Sud vers le Nord (Verdaches) et de l'Est vers l'Ouest. Le jeu inverse de cette faille qui passerait sous la nappe de Digne au droit de la Javie-Champourcin aurait été synchronique de la sédimentation de l'Oligocène au Pliocène terminal. Nous avons beaucoup travaillé sur la limite orientale du bassin mio-pliocène de Digne-Valensole. Une première hypothèse consistait à arrêter le bassin à l'Est immédiat de l'accident du Bès, ce qui nous obligeait à faire remonter le socle sous l'unité du Mousteiret - la Javie qui ne montre pas la moindre déformation. Par contre, on observe toute une série de plis en échelon au Nord de la Javie, donc plus à l'Est, liés à l'activité de l'important couloir transpressif de Champourcin et une voûture des séries qui nous permettent d'envisager la présence d'un accident de socle à ce niveau. Comme nous sommes dans le prolongement de la structure de Verdaches, et que l'affleurement de Verdaches ne présente pas de redoublement de série, il est tentant de faire remonter le socle à la faveur d'une rampe sous le couloir de déformation de Champourcin ; celui-ci limiterait ainsi le bassin mio-pliocène de Digne-Valensole.

Les seules déformations notables qui affectent le remplissage mio-pliocène du bassin sont situées à proximité de la limite d'extension du front subalpin. Au droit du Cousson, la feuille de Digne indique la présence de méso-plis qui n'ont pas pu être dessinés à l'échelle des coupes. Mais la plus importante déformation est l'anticlinal à cœur de Miocène de Saint-Jurson (coupe II). Cet anticlinal, de direction Nord-Sud, prolonge l'anticlinal de Mirabeau orienté Est-Ouest qui semble ainsi avoir été repris par la déformation alpine. La coupe II montre que cette structure anticlinale est liée à un écaillage en profondeur de la plate-forme provençale. Cet écaillage se retrouve plus au Sud, sur les coupes III et IV, où il est moins prononcé et n'affecte que très peu les formations mio-pliocènes du bassin de Digne-Valensole.

Le plateau de Valensole ne se comporte donc pas dans sa totalité comme une zone fixe, mais participe au raccourcissement régional en se déformant sur son bord oriental, absorbant ainsi une partie de la contrainte qui s'exerce sur le front de chevauchement de la nappe de Digne.

3. 1. 2.- Géométrie de la plate-forme provençale

Les quatre coupes sub-EW traversent la plate-forme provençale, depuis la faille de la Durance, à l'Ouest, jusqu'à sa bordure Est qui se matérialise par un changement notable des faciès et des épaisseurs. La coupe V, orientée N 30, prend seulement appui sur l'unité paraautochtone provençale de Canjuers.

Dans la partie qui nous intéresse ici, la plate-forme provençale représente le soubassement du bassin sédimentaire mio-pliocène de Digne-Valensole. Elle est constituée d'une série mésozoïque, avec absence des « Terres Noires » du Callovo-Oxfordien mais fort développement des calcaires de « l'Argovien », des calcaires à silex du Kimméridgien, des calcaires blancs du Portlandien et ceux du « Purbeckien ».

Au Nord (coupe I) le Crétacé est absent. Le bassin de Digne-Valensole repose en discordance sur les formations jurassiques qui affleurent sous le front de chevauchement Sud de l'écaillage paraautochtone de Valavoire (feuille la Javie).

La coupe II, réalisée plus au Sud, montre d'importantes variations d'épaisseurs : à l'Est, la série est complète du Jurassique au Crétacé moyen (affleurements des marnes albiennes à Châteauredon) ; à l'Ouest, elle est fortement réduite, comme nous le montre la coupe de Dubois et Curnelle (1978), au niveau de la structure anticlinale traversée par le forage les Mées 1. Ces variations brutales nous permettent de penser que la série mésozoïque provençale est structurée par des failles normales à pendage Est, conduisant ainsi à un approfondissement du bassin mésozoïque vers l'Est.

Ces disparités latérales ne se retrouvent pas plus au Sud, sur la coupe III qui passe à hauteur de Trévans.

A contrario, la coupe IV, qui passe par Gréoux et Moustiers - Sainte-Marie, fait apparaître une augmentation de la série mésozoïque vers l'Ouest. Celle-ci est probablement liée à la présence de failles normales à pendage Ouest, scellées par les séries mio-pliocènes du bassin sédimentaire de Digne-Valensole.

Parmi les résultats des forages pétroliers réalisés sur les sites de Mirabeau, les Mées, et Gréoux, l'absence du Keuper à la base de la série mésozoïque provençale n'est pas le moins important. Il n'existe donc pas ici de niveau de décollement basal, d'où l'absence d'écaillage significatif. On note toutefois, à l'Est, la présence d'un niveau de gypses qui génère un écaillage limité de la plate-forme sur sa bordure orientale (coupes II, III, IV et V). Les coupes montrent bien la disparition du plan de décollement basal, avec la diminution progressive du niveau à gypses. Les structures dessinées sous le plan de décollement

des unités provençales, qui viennent chevaucher leurs homologues et une partie des séries mio-pliocènes du bassin de Valensole, sont contraintes par les affleurements d'Aiguines (feuille de Moustiers - Sainte-Marie).

Les **écaillies frontales** à affinité provençale n'affleurent que sur les coupes les plus méridionales (coupes III et IV). Elles sont, partout ailleurs, masquées par la nappe de charriage et/ou la bordure orientale du bassin tertiaire de Digne.

Sur la coupe III, le système d'écaillies provençales est limité, à l'Est, par le couloir décrochant méridien du Poil-Creisset. Celui-ci se caractérise par une succession de cinq petites écaillies imbriquées. La première, à l'Ouest, recouvre le bassin de Digne-Valensole à la faveur d'un plan de chevauchement. Son flanc Est est chevauché par une deuxième écaille déformée en un anticlinal de rampe qui ploie les marnes et calcaires du Jurassique. Cette deuxième écaille est elle-même chevauchée par la grande écaille de la montagne de Beynes qui passe, plus à l'Est, sous le système d'écaillies à affinité mixte du Poil-Creisset. Le respect des variations d'épaisseur enregistrées dans les unités provençale et mixte nous conduit à envisager la présence, sous l'unité à faciès mixtes, d'un duplex formé de deux unités chevauchantes à pendages conformes et séparés par des failles sigmoïdales. Ce duplex est limité par un décollement de toit qui fait chevaucher l'unité à affinité mixte sur l'unité provençale.

Sur la coupe IV, les écaillies provençales sont au nombre de deux. Elles sont limitées par l'accident décrochant dextre de la Tour. Le flanc normal du premier anticlinal de rampe, à l'Ouest, est découpé par une série de failles synthétiques et antithétiques. Elles viennent toutes se connecter au plan de décollement majeur qui est ici le décollement de toit d'un système d'écaillies précoces ; celui-ci n'a pas pu se développer en raison d'une diminution, puis d'une disparition, du niveau de décollement potentiel : gypses du Keuper. La deuxième écaille est déformée en un anticlinal de rampe de grande amplitude, à flancs dissymétriques. Son flanc long se creuse en un synclinal qui est légèrement affaissé à l'aplomb de failles normales à rejets relativement faibles (failles du Pavillon). Les formations tertiaires de Majastres sont conservées dans le coeur de la structure synclinale. Ces paléo-accidents montrent, dans leur position actuelle, une légère inversion qui tend à redresser leur pendage initial.

3. 1. 3. - Géométrie de la bordure orientale de la plate-forme provençale

Le passage entre plate-forme provençale à l'Ouest et bassin dauphinois à l'Est, se fait progressivement par la présence d'un bloc basculé qui correspond à la bordure orientale de la plate-forme provençale. Cette bordure se caractérise par le dépôt de séries à affinité mixte (Partie II). Leurs caractéristiques faciologiques sont à l'origine d'un écaillage intense, comme on peut l'observer dans l'unité du faisceau du Poil-Creisset (coupe III) qui se caractérise par la présence de structures comprimées en accordéon et par l'inversion des deux failles bordières qui développent en surface des structures en fleurs positives. La compression se manifeste ici par une double déformation cassante dans les bancs et ductile dans les niveaux de décollement.

Plus au Sud (coupe IV), ce système d'écaillies imbriquées disparaît pour faire place à une écaille unique (écaille du Mourre de Chanier). Sa partie frontale est d'abord déformée en un petit anticlinal de rampe à flanc court tronqué par le plan de chevauchement majeur qui fait chevaucher l'unité mixte sur l'unité provençale. Son flanc long est ployé en synclinal à coeur de calcaires tithoniques. Vers l'Est, l'écaille est plissée en un anticlinal pincé et déversé dont la géométrie est étroitement liée à la géométrie du plan de chevauchement majeur en rampe et palier.

Sur les coupes I et II, les écaillies à affinité mixte n'affleurent pas. On suppose, sur la coupe II, qui passe par l'extrémité Nord du faisceau du Poil-Creisset, qu'elles sont déformées en un duplex décrochant limité par un chevauchement de toit qui correspond au décollement de la nappe de Digne sur les gypses du Keuper et par un chevauchement de mur qui se situe à l'interface entre les gypses du Trias supérieur et le tégument du socle.

3. 1. 4. - Limites et structure de la nappe de Digne

La **nappe de Digne** est définie (Parties I et II) comme une nappe de charriage qui se caractérise par un Lias épais à faciès dauphinois. Si l'on tient compte de cette définition, on est forcé de considérer que l'accident de Champourcin (coupe I), à l'Est duquel on observe une nette diminution de l'épaisseur des séries liasiques (Beaudoin, 1986), marque la limite orientale de la nappe de Digne s.s. Cette frontière paléogéographique se prolonge plus au Sud (coupes II et III) par l'accident de Gévaudan - la Cine. Elle est plus difficile à observer sur le front méridional de la nappe de Digne (coupes IV et V) où l'on se

trouve sur la bordure Sud du bassin dauphinois, là où les épaisseurs de Lias sont beaucoup plus faibles. On est en fait en présence d'un corps allochtone étendu, compartimenté par d'importants accidents orientés NNW-SSE. La nappe de Digne s.s., correspondant au domaine dauphinois, est limitée au Nord par l'accident décrochant d'Aspres-les-Corps et à l'Est par l'accident de Gévaudan - la Cine - Champourcin qui viendrait se connecter au dôme de Verdaches avant d'être pris en relais, plus au Nord, par la zone de chevauchement synschisteux de la Blanche, orientée NNW-SSE, qui passe à l'Est de Seyne et du lac de Serre Ponçon.

La **nappe de Digne s.s.** se caractérise par un grand calme tectonique (coupe I, II et III) et de sensibles variations d'épaisseurs du Lias vers l'Est, à proximité du faisceau d'accidents de Gévaudan - la Cine - Champourcin (coupes I et II) et vers le Sud, sur l'extrémité méridionale du bassin dauphinois (coupes III et IV).

Le corps principal de la nappe de Digne s.s. se caractérise par le développement de « plis par propagation de faille » (fault-propagation fold) de faible ampleur. Il est scindé en deux par l'accident décrochant dextre du Bès (coupe I) et l'accident décrochant dextre du Pas d'Entrages (coupe II). Le premier isole le lobe de la Robine et le second le lobe du Cousson. C'est sur son front que les composantes chevauchante et décrochante du déplacement de la nappe de Digne s.s. s'expriment le mieux.

La composante du mouvement Est-Ouest se matérialise en coupe par la présence d'un plan de chevauchement sub-horizontale dans les gypses du Trias supérieur. Ce plan vient faire reposer l'épaisse série liasique du lobe de la Robine sur les formations d'âge miocène supérieur du bassin de Digne-Valensole (coupes I et II) et vient se connecter au plan de décollement majeur qui passe dans les gypses du Trias supérieur, à l'interface entre le tégument et la base de la couverture sédimentaire décollée.

La composante décrochante Nord-Sud se matérialise par la présence de lambeaux et par un redressement du plan dans les termes supérieurs des conglomérats de Valensole (coupe I). On n'observe pas d'anticlinal de rampe, lesquels semblent avoir été tronqués par les décrochements, avec étirement des structures, puis ultérieurement attaqués par érosion. Sur la coupe V, parallèle à la direction de transport N30, la composante Nord-Sud se manifeste par la formation de plis anticlinaux sur des rampes plus ou moins inclinées : 40° pour l'important chevauchement du Mourre de Chanier, 20° pour les chevauchements de Blieux et du Bois de Lieye qui tendent à s'horizontaliser. Le chevauchement du Mourre de Chanier s'accompagne d'une importante faille antithétique qui se développe sous le chevauchement de Blieux, individualisant ainsi une zone triangulaire ultérieurement déformée par ce dernier. La charnière de l'anticlinal de rampe accompagnant le chevauchement de Blieux est disloquée par une rampe satellite qui fait glisser le flanc long du pli sur son flanc court.

Le couloir de Gévaudan - la Cine est affecté par tout un faisceau de failles qui viennent se connecter au plan de décollement majeur sub-horizontale. On l'observe :

- sur la coupe I, au niveau de Champourcin ;

- sur la coupe II sur le flanc oriental du demi-synclinal tertiaire de Barrême dont on traverse ici l'extrémité Nord ;

- sur la coupe III, au niveau de la structure complexe de Gévaudan, située au droit d'un véritable noeud tectonique où se recoupent des accidents de directions différentes.

Cette dernière se caractérise par un système d'écaillies imbriquées séparées par des failles à rejet horizontal (coupe II) et le développement d'une structure en fleur positive par où sont injectées les formations de gypse du diapir de Gévaudan.

A l'Est du couloir de déformation de Gévaudan - la Cine - Champourcin, le corps allochtone (nappe de Digne s. l.) se prolonge jusqu'aux paléo-failles normales du Camp des Fourches et de Rouaine (Labaume et al., 1989). Dans ce compartiment, où affleurent les formations crétacées, la nappe (s.l.) est affectée par un important décollement dans les marnes albo-cénomaniennes (coupes I, II et V). Hamiti (1994) montre que ces plans correspondent à d'anciennes failles normales crétacées. Rares sont celles qui conservent leur rejet normal originel. Certaines d'entre elles sont inversées et reprises en chevauchement (faille de Juan, sur la coupe I). Ce décollement intra-nappe vient se connecter sur le niveau de décollement régional du Keuper évaporitique.

3. 1. 5. - Canevas structural du socle

Le canevas structural du socle a été interprété en faisant l'hypothèse que toutes les paléo-failles normales, qui structurent la couverture et qui contrôlent les variations d'épaisseurs et de faciès, doivent se retrouver dans le socle.

Ce raisonnement nous a conduit à envisager la présence de paléo-failles normales crustales à pendage Est (coupes I à IV) et Nord (coupe V) qui contrôlent la topographie du niveau de décollement majeur.

Nous étudierons ultérieurement (Partie V) le comportement mécanique du socle en précisant la part de l'héritage et celle de la tectonique néogène dans sa structuration. Toutefois, on peut déjà voir que d'après notre interprétation, le socle est impliqué dans la déformation en absorbant une partie non négligeable de la contrainte maximale horizontale par glissement des blocs sur les lèvres des paléo-ruptures jusqu'à inversion de ces mêmes paléo-failles. Compte tenu des contraintes géométriques imposées par la couverture sus-jacente, nous avons été amenés à envisager des inversions positives (coupe I), mais aussi négatives voire même nulles. Dans le cas d'une inversion positive, le toit du socle se bombe pour former un anticlinal de rampe. Ce mouvement peut être important, comme nous l'envisageons sur la coupe I où le rejet de la faille, qui est à l'origine d'une remontée du socle au lieu-dit de Verdaches, atteint 1250 m ! On envisage aussi ce phénomène sur les coupes II et III, où les glissements sur plan de faille semblent toutefois être plus modestes.

3. 1. 6. - Relations socle/couverture

Compte tenu du déplacement de la couverture décollée, les paléo-failles dans le socle ne se retrouvent plus à l'aplomb de leurs homologues dans la couverture. Comme nous l'envisageons sur les coupes, les structures sont décalées. Ce décalage serait d'autant plus important que l'on s'éloigne du front de l'arc de Castellane.

Toutefois, on suppose une certaine analogie entre la déformation enregistrée par le socle et celle enregistrée dans la couverture. Dans ces conditions, les paléo-failles normales crustales servent de point d'appui au plan de décollement basal et de rampe pour la série décollée chevauchante, contrôlant ainsi la déformation dans la couverture. L'inversion de certaines de ces paléo-failles pourrait être à l'origine d'une réactivation en décro-chevauchement des accidents dans la couverture (faisceau de Champourcin - Gévaudan - la Cine : coupes I, II, III et V), du développement de failles antithétiques (coupes II et V) et probablement de la genèse de nouveaux décollements comme on l'envisage dans le secteur d'Allos (Coupes I et II).

3. 2. - Caractéristiques cinématiques

Ce chapitre est consacré aux nouvelles données concernant la cinématique et les mécanismes de la déformation. Elles concernent le déplacement des principales unités, l'intensité de la déformation, les taux de raccourcissement, le comportement mécanique de la couverture, celui du socle, les mécanismes de mise en place des grandes structures et le rôle des paléo-accidents dans la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane. Les comportements mécaniques de la couverture et du socle, le rôle de l'héritage dans la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane et la part des néo-structures seront abordés ultérieurement dans la Partie V de synthèse.

3. 2. 1. - Cinématique de la couverture décollée

D'après nos coupes, la nappe de Digne est découpée en un certain nombre d'unités qui se déplacent de façon relative les unes par rapport aux autres et qui, pour des raisons de rhéologie, ne se déforment pas avec la même intensité et suivant les mêmes modalités. Nous ne pouvons donc pas considérer le déplacement et le raccourcissement de l'ensemble de la couverture traversé par les cinq coupes régionales. Il nous faut considérer séparément le déplacement des écaïlles frontales provençales, celui des écaïlles mixtes, puis celui de la nappe de Digne s. s. et de son homologue, à l'Est de l'accident de Gévaudan - la Cine - Champourcin. Il en est de même pour la déformation à l'intérieur de chacune de ces grandes unités et de leur taux de raccourcissement.

Etant donné que le déplacement (ou raccourcissement) total est la somme du transport par chevauchement et de la déformation interne, nous envisagerons successivement l'un et l'autre avant de calculer les raccourcissements Est-Ouest (coupes I à IV) et NNE-SSW (coupe V).

Nos résultats répertoriés dans les trois tableaux qui suivent, correspondent au cumul des valeurs mesurées sur les coupes dans chacune des 4 grandes unités qui composent la branche occidentale de l'arc

de Castellane : le système d'écaïlles provençales, le système d'écaïlles mixtes et la nappe de Digne (secteur Ouest et Est). Ces valeurs sont exprimées en km.

Notons que le vecteur Déplacement se décompose en un vecteur Est-Ouest (composante chevauchante), et un vecteur Nord-Sud (composante chevauchante et/ou décrochante). Sur les coupes I à IV, c'est toujours la composante Est-Ouest du transport qui est mesuré. A contrario sur la coupe V, construite dans le sens du transport, on mesure le déplacement réel.

A/ Mesure du déplacement par translation rigide (Tab. I)

Le déplacement par translation rigide (Merle, 1994) correspondant au transport par chevauchement est mesuré le long du plan de chevauchement considéré comme la discontinuité majeure, en prenant de part et d'autre de ce plan un point (ou objet) repère. Notons que la translation rigide, le long d'une paléo-faille normale inversée, ne peut pas être estimée par cette méthode : plus le rejet initial de la paléo-faille normale était important et plus le déplacement par translation est minimisé. Les valeurs ci-dessous, mesurées sur les coupes, ne nous donnent qu'un ordre de grandeur de la translation rigide dans la couverture décollée. La marge d'erreur estimée est de l'ordre de 2 km en moyenne pour le total. Ce problème est bien exprimé sur la coupe V qui recoupe, au lieu-dit du Bois de Lieye, la paléo-faille normale de Barrême que l'on voit s'incurver au Sud de Barrême pour passer ensuite à une rampe frontale sur laquelle la translation rigide n'est pas assez importante pour inverser voire annuler le paléo-rejet normal.

Transport par chevauchement	Ecaïlles provençales	Ecaïlles mixtes	Nappe de Digne		
			(secteur occidental)	(secteur oriental)	
Niveau de décollement	Gypses (Keuper)	Gypses (Keuper)	Gypses (Keuper)	Gypses (Keuper)	Marnes (Albo-céno)
Coupe I	0	0	17 km	0,750 km	0,500 km
Coupe II	0,250 km	2,5 km	14,5 km	2 km	/
Coupe III	6,5 km	8 km	7,5 km	1,750 km	/
Coupe IV	8 km	5 km	/	4 km	/
Coupe V	4 km	5 km	3 km	3 km	/

Tab. I : Valeurs cumulées du transport par chevauchement dans les écaïlles provençales, mixtes et la nappe de Digne.

Concernant le système d'écaïlles frontales provençales et mixtes, le transport total par chevauchement mesuré sur les coupes sub-EW les plus septentrionales est compris entre 0 et 2,5 km alors que sur les coupes les plus méridionales (III et IV), il est compris entre 13 et 14,5 km. Cette évolution traduit un **changement de direction de la paléo-faille** qui a contrôlé le déplacement de la couverture. Le transport total par chevauchement mesuré est en effet fonction de l'obliquité entre la paléo-faille normale et le transport : plus la paléo-faille normale est oblique par rapport au transport et plus le transport mesuré sera important.

Concernant la nappe de Digne, les valeurs mesurées du transport par chevauchement augmentent depuis le secteur interne d'Allos jusque sur ses fronts Nord (coupes I, II : 18 et 14,5 km) et Sud (coupe IV : 21 km). Notons que, pour qu'il y ait plus de déplacement sur le front de l'arc (à l'Ouest et au Sud) que dans sa partie interne (à l'Est et au Nord), la seule solution est que le **chevauchement principal passe dans le socle au coeur de l'arc**.

B/ Intensité de la déformation interne (Tab. II)

La déformation interne se fait d'abord au niveau de la zone de décollement (évaaporites du Keuper) relayée ensuite par une déformation de toute la série mésozoïque et quelque fois même cénozoïque (Barrême, Allos). Elle est mesurée sur la barre calcaire tithonique que l'on peut suivre sur chacune de nos coupes. Lorsque celle-ci n'affleure pas, comme c'est notamment le cas dans les unités de la Robine et du Mousteiret - la Javie, le banc repère est représenté par les dolomies du Trias supérieur et les calcaires hettangiens que l'on a regroupés.

longues tectoniques inversées

↑ paraît peu

on a le vrai on ne les compte pas

Dans la Robine les plus sont nr 120

Déformation interne	Écailles provençales	Écailles mixtes	Nappe de Digne (secteur occidental)	Nappe de Digne (secteur oriental)	
Niveaux de décollement	Gypses (Keuper)	Gypses (Keuper)	Gypses (Keuper)	Gypses (Keuper)	Marnes (Albo-céno)
Coupe I	0,500 km	/	1 km	1 km	0,500 km
Coupe II	1 km	2,500 km	0,600 km	1,800 km	dysharmonies
Coupe III	1,600 km	0,900 km	0,850 km	1,300 km	/
Coupe IV	1,450 km	1,350 km	/	1,800 km	/
Coupe V	1,200 km	0,750 km	1,400 km	2 km	dysharmonies

Tab. II : Valeurs cumulées de la déformation interne dans les écailles provençales, mixtes et la nappe de Digne.

Il apparaît que la nappe de Digne est beaucoup plus déformée à l'Est du faisceau de failles de Champourcin - la Cine - Gévaudan (donc à l'arrière) qu'à l'Ouest de ce même faisceau (donc sur son front).

Pour ce qui est du système d'écailles provençales et mixtes cette évolution de la déformation depuis les écailles mixtes plus internes jusqu'aux écailles provençales plus externes est inversée sur ce tableau par rapport à ce que l'on observe réellement sur le terrain (Partie II). En effet, nos valeurs expriment une déformation plus intense dans les écailles provençales : la coupe II, qui passe au niveau de l'extrémité Nord du couloir de déformation du Poil-Creisset que nous avons interprété à partir de ce que l'on a observé plus au Sud sur le terrain, fait exception.

Plusieurs facteurs peuvent expliquer ce phénomène : les valeurs proposées étant des valeurs cumulées et le nombre d'écailles provençales étant plus important, on aboutit à une surestimation des valeurs de la déformation interne dans les écailles provençales. Par ailleurs, dans les écailles mixtes lacérées par l'important faisceau méridien décro-chevauchant du Poil-Creisset, la déformation interne est minimisée sur un transect Est-Ouest et ne reflète pas l'intense déformation liée à l'importante composante cisailante dextre observée sur le terrain (Partie II).

C/ Estimation du déplacement total (Tab. III)

On rappelle que le déplacement total de la couverture décollée est la somme du transport par translation rigide le long des plans de chevauchement et de la déformation interne (ou raccourcissement).

Raccourcissement total	Écailles provençales	Écailles mixtes	Nappe de Digne (secteur occidental)	Nappe de Digne (secteur oriental)	
Niveaux de décollement	Gypses (Keuper)	Gypses (Keuper)	Gypses (Keuper)	Gypses (Keuper)	Marnes (Albo-céno)
Coupe I	0,500 km		18 km	1,750 km	1 km
Coupe II	1,250 km	5 km	15,100 Km	3,800 km	dysharmonies
Coupe III	8,100 km	1,700 km	8,350 km	2,050 km	/
Coupe IV	9,450 km	6,350 km	/	5,800 km	/
Coupe V	5,200 km	5,750 km	4,400 km	5 km	dysharmonies

Tab. III : Valeurs cumulées du raccourcissement total dans les écailles provençales, mixtes et la nappe de Digne.

La composante Est-Ouest du déplacement total de la nappe de Digne (s. l.) est de 19 km (\pm 2 km) sur les coupes I et II et de 8 km (\pm 2 km) sur les coupes III et IV. Le premier groupe de valeurs est en faveur du rôle de bord libre du bassin de Digne-Valensole et d'un raccourcissement N80 sur le front de la nappe de Digne (Combes, 1984 ; Faucher et al., 1988). Le second groupe de valeurs montre que la nappe de Digne a été freinée par l'important écaillage qui caractérise au Sud de notre secteur d'étude la bordure orientale de la plate-forme provençale (coupes III et IV). Dans les deux cas, on est bien loin des 65 km envisagés par Graham et al. (1989) !

La composante Nord-Sud du déplacement total de la nappe de Digne mesurée sur la coupe V est de 20 km (\pm 2 km). Notons que ce résultat s'accorde avec celui de Gidon et coll. (1986) qui proposaient déjà 20 km de raccourcissement Nord-Sud pour la nappe de Digne, à partir d'une mesure du décalage de la limite Nord des faciès à affinité provençale au Crétacé inférieur.

Notre travail aboutit à un raccourcissement Est-Ouest de la nappe de Digne (s. l.) de 40% environ sur les coupes I et II et de 20% sur les coupes III et IV. Quant au raccourcissement Nord-Sud de la nappe de Digne (s. l.), on l'estime à environ 30%.

Il est intéressant aussi de noter que ce dernier tableau met à jour l'existence d'une évolution du déplacement d'Ouest en Est et du Nord au Sud. Les déplacements sont en effet plus importants à l'Ouest vers le front de chevauchement et diminuent vers l'arrière. Comme nous l'avons précisé précédemment, ceci montre que le chevauchement principal passe dans le socle.

Par ailleurs, les valeurs de raccourcissement total mesurées sur les coupes I et II expriment bien le chevauchement hors-séquence de la nappe de Digne sur un avant-pays à affinité provençale et mixte déformé. Celles des coupes III, IV et V traduisent au contraire un blocage méridional de la nappe sur son front. Nous pensons que le blocage de la nappe de Digne sur son front est en faveur de chevauchements hors-séquences en position plus interne comme en témoigne le hors-séquence de Castillon.

3. 2. 2. - Mécanismes de mise en place

A/ Rôle des structures héritées

L'expression des structures héritées et leur rôle dans la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane sont envisagés dans la Partie V. On peut dès maintenant dire que ces paléo-structures conditionnent la répartition des faciès, l'épaisseur des formations et servent de point d'appui au chevauchement de la nappe de Digne. Elles jouent un rôle primordial dans les mécanismes de mise en place des structures et c'est pour cela que nous leur consacrerons ultérieurement tout un chapitre.

B/ Séquences de propagation (ou de déformation)

Les coupes montrent que le corps allochtone se compose d'un certain nombre d'unités imbriquées. Leur mise en place semble s'être faite successivement de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne, dans le sens inverse du déplacement. On se trouve dans le cas d'une séquence contraire (ou inverse) où les écailles occidentales externes se sont mises en place avant les écailles orientales internes.

Vers l'intérieur de la nappe de Digne, une seconde progression se fait dans l'ordre (en séquence), mais le long du plan de décollement localisé dans les marnes crétacées. Cette fois la progression se fait de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne. Pour cette deuxième génération on parle alors d'une séquence conforme. Notons que celle-ci recoupe la séquence inverse et que ses plans de décollement viennent se connecter plus en profondeur au plan de décollement majeur localisé dans les gypses du Keuper. Cette deuxième et dernière succession correspond à ce que l'on appelle un hors-séquence.

D'autres unités viennent ainsi recouper des écailles, ce sont les hors-séquences de Taulanne et du Bois de Lieye au Sud de Barrême. Les étapes de la mise en place des séquences contraire, conforme et des hors-séquences sont précisées sur toutes nos coupes.

C/ Mécanisme de mise en place

Le transport par chevauchement, la déformation interne et le déplacement total mesurés d'Est en Ouest sur les quatre premières coupes, puis confrontées à l'observation des séquences de propagation sur les coupes géologiques, nous permettent de préciser les mécanismes de mise en place.

La branche occidentale de l'arc de Castellane se caractérise par deux étapes distinctes de mise en place des unités : une première étape concerne la mise en place du système d'écailles provençales, puis mixtes, la deuxième étape concerne la mise en place de la nappe de Digne qui est venue chevaucher en hors-séquence les écailles provençales et mixtes précédemment structurées. Ces deux étapes se sont réalisées par compression arrière. Dans la branche occidentale de l'arc de Castellane cette compression arrière se traduirait par le passage nécessaire d'un chevauchement principal dans le socle. D'après nos interprétations, il y aurait plusieurs chevauchements dont un chevauchement principal qui passerait sous

l'accident de Gévaudan - la Cine et qui prendrait en charge la totalité (ou presque) du déplacement total mesuré d'Est en Ouest dans le secteur occidental de la nappe de Digne.

Sur la coupe I : la nappe de Digne recouvre le bassin de Digne-Valensole sur une distance de 17 km ; sur la coupe II : la nappe de Digne recouvre le système d'écaillés provençales et mixtes sur une distance de 13 km.

Conclusion

Nous tenons à rappeler que les quantités de raccourcissement mesurées sont certes étroitement liées à nos hypothèses de travail formulées au § 1.1, mais dépendent aussi du choix que nous avons fait de simplifier les relations socle/couverture et de ne pas surestimer l'épaisseur de la couverture en l'affectant notamment de duplex - comme l'on fait Graham et al. (1989) - et que nous ne voyons pas, faute de profils sismiques. Si incertitude il y a, elle réside principalement dans ce choix et, secondairement, dans nos mesures. Dans ces conditions, les quantités mesurées sont des valeurs minimales.

Quatrième partie :
Utilisation du magnétisme des roches

Quatrième Partie

Utilisation du magnétisme des roches

Introduction

Dans les zones externes des chaînes de montagne, où la déformation de type fragile n'est pas toujours bien exprimée, la direction de transport tectonique de la couverture, ainsi que la rotation de blocs autour d'un axe vertical sont toujours difficilement mesurables ; pourtant, ils conditionnent bien souvent la compréhension générale de la structuration de ces zones externes.

L'étude des propriétés magnétiques des roches permet de préciser, lorsque les conditions s'y prêtent, les directions de transport tectonique, ainsi que les éventuelles rotations de blocs.

L'arc de Castellane, n'ayant pas été encore étudié selon cet éclairage « magnétique », nous avons décidé d'entreprendre une étude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique et du Paléomagnétisme dans les « Terres Noires » ; ce faciès est particulièrement bien adapté, comme des études parallèles dans les chaînes subalpines Nord l'ont déjà montré (Lamarche et Rochette, 1988 ; Aubourg et al., 1991).

Un premier chapitre décrit les principaux outils et méthodes utilisés. Nous présentons ensuite nos résultats dans un deuxième chapitre que nous interprétons dans un troisième et dernier chapitre. Nous terminons notre étude en intégrant toutes ces données dans leur contexte géodynamique régional.

1. - Anisotropie de Susceptibilité Magnétique et Paléomagnétisme

1. 1. - Propriétés magnétiques des minéraux

A/ Les différentes susceptibilités

Nous donnons dans ce paragraphe quelques généralités sur la minéralogie magnétique. Pour plus de détail, on pourra consulter des ouvrages de référence comme ceux de O'Reilly (1984) ou Westphal (1987).

Tout corps soumis à un champ magnétique H possède une aimantation M qui est proportionnelle au champ. On définit la *susceptibilité* (capacité d'un minéral à s'aimanter) par l'équation $K = M/H$ (où K , la susceptibilité volumique, est sans dimension dans le système international d'unités). La susceptibilité d'un minéral est étroitement liée à la présence ou non d'ions porteurs de moments magnétiques, tels le Fe, le Mn et le Cr, parmi les plus abondants. On distingue ainsi les minéraux diamagnétiques, paramagnétiques et ferromagnétiques (fig. 82).

Les minéraux *diamagnétiques* ne contiennent pas d'ions lourds. Ils présentent une susceptibilité négative, indépendante de H et de la température absolue T . L'aimantation est toujours très faible. Dans une roche comme un calcaire massif par exemple, la susceptibilité est de l'ordre de -10^{-5} SI (Rochette, 1988). Si l'on interrompt le champ magnétique appliqué, l'aimantation redevient nulle : il n'y a pas de phénomène de *rémanence*.

Les minéraux *paramagnétiques* contiennent des atomes ou des ions de fer. Ils prennent une aimantation positive dans le sens du champ appliqué. Leur aimantation est toujours assez faible et proportionnelle au champ magnétique appliqué. Elle diminue avec la température et disparaît si le champ magnétique disparaît (pas de phénomène de rémanence). Tous les phyllosilicates contiennent du fer et sont paramagnétiques. Le signal paramagnétique d'une roche sédimentaire très riche en argiles peut atteindre 3.10^{-4} SI.

Les minéraux *ferromagnétiques* contiennent d'abondants ions magnétiques. Leur aimantation est plus forte que pour les minéraux dia- et paramagnétiques. En champ faible, leur susceptibilité est indépendante de H , mais pour un même minéral elle varie fortement en fonction de la présence de solution solide, de la taille, forme et concentration des grains. L'aimantation se caractérise par un phénomène de

rémanence. Les minéraux ferromagnétiques au sens large sont principalement les oxydes de fer comme la magnétite, l'hématite et les sulfures de fer (pyrrhotite, greigite). Dans les roches sédimentaires la teneur en ferromagnétiques n'excède pas 0.1 %, donnant une susceptibilité ferromagnétique maximale de 10^{-3} S. I.

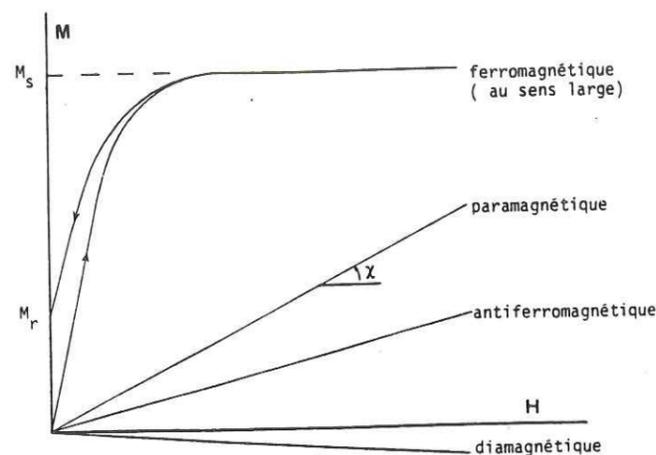


Fig. 82 : Définition des différents types de comportement magnétique (Rochette, 1983).

B/ Le cas du ferromagnétisme (s.l.)

Le phénomène de *ferromagnétisme (s.l.)* s'explique par le couplage entre les ions qui permet de vaincre l'effet de l'agitation thermique et rend tous les spins (petits moments magnétiques) parallèles (fig. 83). Lorsque, dans un cristal, tous les ions sont identiques et le couplage positif, tous les moments magnétiques sont parallèles et de même sens. C'est le cas du fer. On parle alors de *ferromagnétisme (s.s.)*. Mais, dans un cristal, il se peut que les ions ne soient pas tous identiques et occupent des sites cristallographiques différents. Les couplages sont alors négatifs entre deux catégories de sites. C'est notamment le cas de la Magnétite (Fe_3O_4). On parle alors de *ferrimagnétisme* (fig. 83). Il se peut aussi que les ions soient tous identiques, mais que les couplages soient négatifs avec, alternativement, un ion sur deux orienté de sens inverse. C'est l'*antiferromagnétisme* (fig. 83) que l'on observe pour l'Hématite ($Fe_2O_3\alpha$). Notons que, pour l'Hématite, se superpose un faible ferrimagnétisme responsable de l'aimantation rémanente.

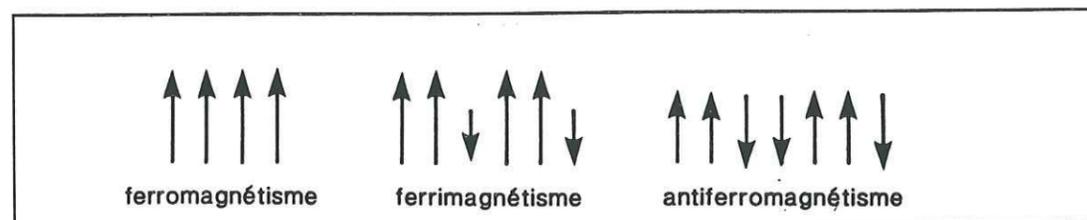


Fig. 83 : Disposition des spins magnétiques dans le cas du ferromagnétisme (s.s.), du ferrimagnétisme et de l'antiferromagnétisme.

Les moments magnétiques des électrons propres à chacun des atomes constitutifs du minéral vont s'orienter dans les directions de facile aimantation qui sont définies par la structure et la taille du minéral. On observera ainsi une décomposition du minéral en domaines où les spins sont parallèles (ou antiparallèles) d'un ion au suivant. Si cet ordre s'étend à tout le volume du grain, on est en présence d'un minéral *monodomaine*. Si cet ordre change, le grain est *polydomaine* (fig. 84).

Nous venons de voir que les roches présentent différents types de comportement magnétique et une variation des propriétés magnétiques selon les directions de l'espace en fonction de leur composition

minéralogique. C'est ce que l'on appelle l'*anisotropie*. Elle est étroitement liée au réseau cristallin du minéral, à sa forme et à sa taille (Daly, 1970 ; Rochette, 1983). Il sera donc important de préciser les caractéristiques minéralogiques des matériaux échantillonnés et plus particulièrement celles des « Terres Noires » qui ont fait l'objet d'un échantillonnage quasi systématique.

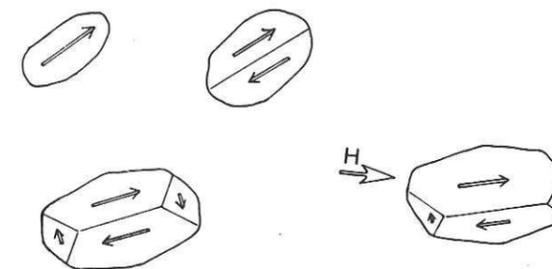


Fig. 84 : Grains monodomaines et grains polydomaines (Westphal, 1986).

C/ La matrice

Pour les roches sédimentaires, on a coutume de distinguer la *matrice* (Daly et Henry, 1983), composée de grains de petite taille, et les *marqueurs* représentés par les grains ferromagnétiques (s.l.) de plus grande taille. La matrice regroupe les minéraux dia-, para- et antiferromagnétiques. Bien que la matrice ne soit pas porteuse d'aimantation rémanente et que sa susceptibilité intrinsèque soit faible, elle concentre 80 à 95% des grains et peut avoir un certain effet sur la susceptibilité totale et l'anisotropie d'une roche comme cela est discuté dans Rochette (1987).

La susceptibilité magnétique totale (K) se décompose en deux termes : k_p qui est la susceptibilité de matrice, et k_f qui est la susceptibilité des marqueurs ferromagnétiques (s.l.).

$$K = k_p + k_f,$$

où $0 < k_p < 3 \cdot 10^{-4}$
et $0 < k_f < 10^{-3}$, d'une façon générale dans les sédiments.

Notons qu'en champ fort ($H > 3$ Teslas, unité SI. Pour mémoire, le champ terrestre est de l'ordre de 0,05 mT) les grains ferromagnétiques sont pratiquement tous saturés. La courbe d'aimantation devient alors linéaire et sa pente K_p ne dépend plus que des minéraux dia-, para- et anti-ferromagnétiques qui forment la matrice.

Dans le cas d'une roche à matrice argileuse, k_p est du même ordre que k_f (§ 2. 2) alors que dans le cas d'une roche plutôt calcaire, c'est k_f qui dominera. Notons le cas particulier des roches dolomitiques où la source k_p liée à la présence de calcite ferrifère (sidérite, ankérite) peut être importante.

Ces caractéristiques données, on s'aperçoit de l'importance de la nature pétrographique de la roche (composition chimique, caractéristiques et origine des grains) qui conditionne ses propriétés magnétiques et les caractéristiques de la déformation que l'on cherche à identifier.

1. 2. - Présentation des techniques d'étude magnétique utilisées

1. 2. 1. - ASM et fabrique magnétique des roches

A/ Définition de l'ASM

L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique étudie l'orientation préférentielle des minéraux diamagnétiques, paramagnétiques et ferromagnétiques qui composent la roche. Nous verrons que cette orientation est étroitement liée au système cristallographique et à la forme des grains, mais qu'elle peut aussi évoluer en fonction des conditions de dépôt (*fabrique sédimentaire*) et des contraintes subies par la roche (*fabrique tectonique*). La pétrofabrique ainsi acquise exprime alors les directions de la déformation finie. C'est cette orientation finale que l'on cherche à mesurer.

B/ Grandeurs scalaires et vectorielles de l'ASM

Comme pour la déformation finie, l'ASM est représentée par un ellipsoïde de susceptibilité magnétique. Il est défini par la longueur et l'orientation de ses trois axes (fig. 85) :

K1 = susceptibilité maximale,
K2 = susceptibilité moyenne,
K3 = susceptibilité minimale.

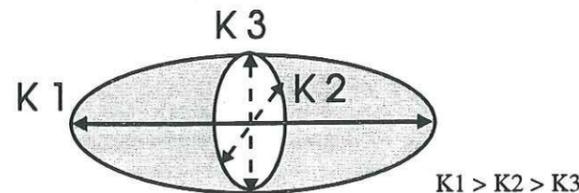


Fig. 85 : Définition des axes de susceptibilité magnétique.

L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique est ainsi définie par un tenseur symétrique de second ordre de la forme :

K_{ij} (à l'échelle du site) = Σk_{ij} (à l'échelle de l'échantillon) = $\Sigma [\Sigma K_{ij}]$ (à l'échelle des grains)

La diagonalisation $\begin{matrix} k1 & 0 & 0 \\ 0 & k2 & 0 \\ 0 & 0 & k3 \end{matrix}$ de $k_{ij} = \begin{matrix} k11 & k21 & k31 \\ k12 & k22 & k23 \\ k13 & k23 & k33 \end{matrix}$ où $k21 = k12$, $k31 = k13$, $k23 = k32$

permet de retrouver les trois directions de susceptibilité k1, k2, k3 et la trace de la matrice : $k_m = k1 + k2 + k3 / 3$. Ce tenseur de susceptibilité est déterminé selon le protocole de Jelinek (1977) qui utilise 15 positions de l'échantillon (dont 6 redondantes 2 à 2).

L'appareil utilisé pour une mesure de l'ASM selon ce protocole est le KAPPABRIDGE KLY-2 de fabrication tchécoslovaque. Il se compose d'une boîte de contrôle reliée à une bobine, à un ordinateur PC et à une imprimante. La bobine qui réceptionne le porte-échantillon génère un champ magnétique alternatif faible (40 μT) comparable en intensité au champ terrestre. Elle mesure l'intensité de la susceptibilité qui est transmise, puis traitée par l'ordinateur. Les résultats sont affichés, puis imprimés. La sensibilité du Kly-2 est de l'ordre de $0,5 \times 10^{-8}$ SI. La précision du calcul de la susceptibilité est de 0,1%.

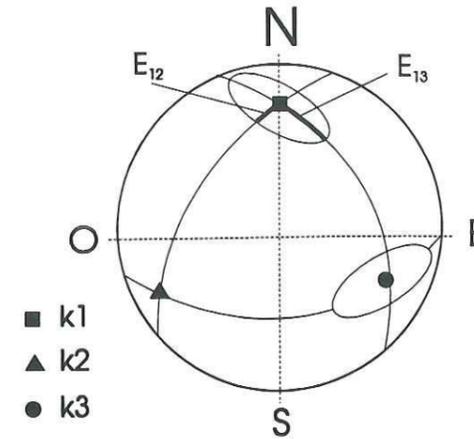


Fig. 86 : Présentation des directions d'ASM.

Les axes k1 et k3 (k2 ne porte pas d'information) sont projetés sur un stéréogramme (projection de Schmidt, canevas inférieur) (fig. 86).

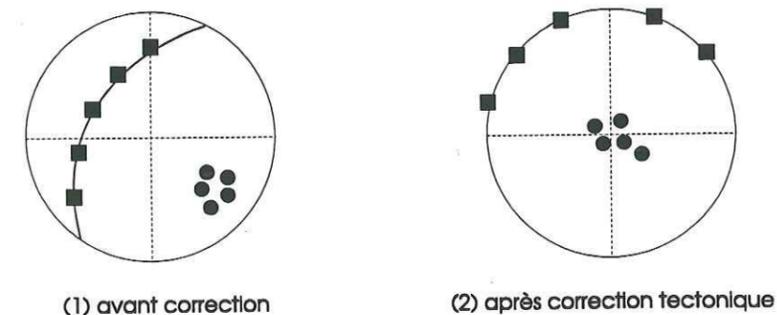
Ces directions sont repérées sur la sphère par leurs angles de déclinaison (D) et d'inclinaison (I). La statistique de ces directions est obtenue en moyennant tous les tenseurs selon la méthode décrite par Jelinek (1978). Elle permet d'estimer la dispersion dans le plan ij des directions par les angles de confiance Eij.

L'angle Eij (où i, j = 1, 2, 3) est l'angle de confiance dans le plan ki-kj. Ainsi, l'angle E12 précise la direction de l'axe k1 dans le plan k1-k2. Il fournit une précision angulaire sur la linéation magnétique. Les angles E23 et E13 permettent d'apprécier l'homogénéité de la foliation magnétique. Ils sont particulièrement utiles après une correction tectonique pour vérifier si l'axe minimum k3 est bien statistiquement perpendiculaire au plan de stratification ou de schistosité.

On portera une attention particulière à l'angle E12 qui somme la dispersion des k1 dans le plan k1,k2. Pour un angle E12 supérieur à 30°, on peut estimer que la linéation n'est pas définie statistiquement. L'angle E13 ou E23, selon que k1 est dans la ligne de plus grande pente de la stratigraphie ou sub-horizontale, peut permettre d'apprécier la dispersion des k3 et donc d'appréhender l'existence d'un deuxième plan de foliation invisible sur le terrain.

Il est d'usage de présenter deux stéréogrammes (fig. 87), (1) avant et (2) après correction tectonique des données d'anisotropie. Cette correction consiste à rabattre le plan stratigraphique (S0) à l'horizontale. Elle pose toutefois un certain nombre de problèmes dans notre secteur d'étude où la tectonique est polyphasée et/ou que les axes de plis ont une inclinaison variable. De plus, une correction sur les mesures « in situ » a le défaut de ne pas tenir compte des variations locales de la stratification et de la schistosité (réfraction sur un accident).

Statistique moyenne tensorielle



(1) avant correction

(2) après correction tectonique

Fig. 87 : Représentation des données avant (1) et après (2) correction tectonique.

On utilise couramment les calculs de trois paramètres P, L et F (Ellwood et al., 1988) où :

- le paramètre $P = k1/k2$ précise le degré d'anisotropie,
- le paramètre $L = k1/k2$ est le paramètre de linéation,
- le paramètre $F = k2/k3$ est le paramètre de foliation.

Notons que l'intensité de ces paramètres magnétiques est contrôlée par la texture des roches, mais aussi par la minéralogie magnétique. Ils sont souvent utilisés pour la construction de deux types de diagramme : (1) le diagramme F/L (diagramme de « Flinn ») où L est en fonction de F, permet de visualiser la tendance planaire ou linéaire de la fabrique magnétique, (2) les diagrammes L/km et F/km, permettent de suivre l'évolution des paramètres d'anisotropie magnétique en fonction de la susceptibilité moyenne, pour détecter une éventuelle influence de la minéralogie magnétique.

En géologie, les axes d'ASM sont souvent employés comme marqueurs structuraux (Lamarche et Rochette, 1987 ; Borradaile, 1989). En effet, les axes $k1$ sont fréquemment parallèles à une linéation structurale soit d'intersection, de transport ou de courant, et les axes $k3$ sont souvent perpendiculaires au plan de foliation qu'il soit sédimentaire ou tectonique (Hrouda, 1982). Ainsi, l'ASM permet de retrouver les directions de courant dans un sédiment (Hamilton et Rees, 1970), les directions structurales d'un sédiment très peu déformé (Kissel et al., 1986) et les directions structurales d'une roche sédimentaire déformée (Borradaile et Tarling, 1981 ; Lamarche, 1987, Hrouda, 1988 ; Rochette, 1983). C'est ce que nous allons essayer de voir dans les paragraphes qui suivent.

C/ Définition de la fabrique magnétique

L'orientation des axes cristallographiques, les directions d'allongement des minéraux, la taille et la forme des marqueurs magnétiques d'une roche définissent sa *fabrique magnétique*.

Celle-ci est fonction de la concentration des minéraux, de la plus ou moins forte compaction subie par le sédiment après son dépôt et des déformations ultérieures subies par la roche sous l'effet d'une recristallisation des minéraux (diagénèse) et des contraintes régionales ou locales.

Elle est souvent utilisée comme marqueur de la déformation interne dont elle résulte. Pour cela, on fait l'hypothèse d'une coaxialité des axes d'ASM avec ceux de la déformation X, Y et Z. On observe par ailleurs que la magnitude est proportionnelle à l'intensité de la déformation et que L'ASM ne dépend pas de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) de la roche (Rochette et al., 1992).

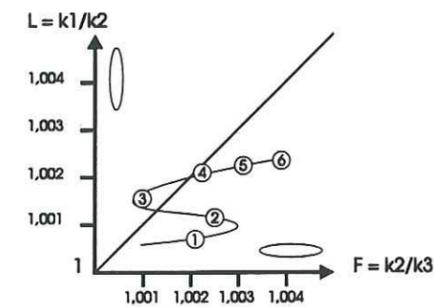
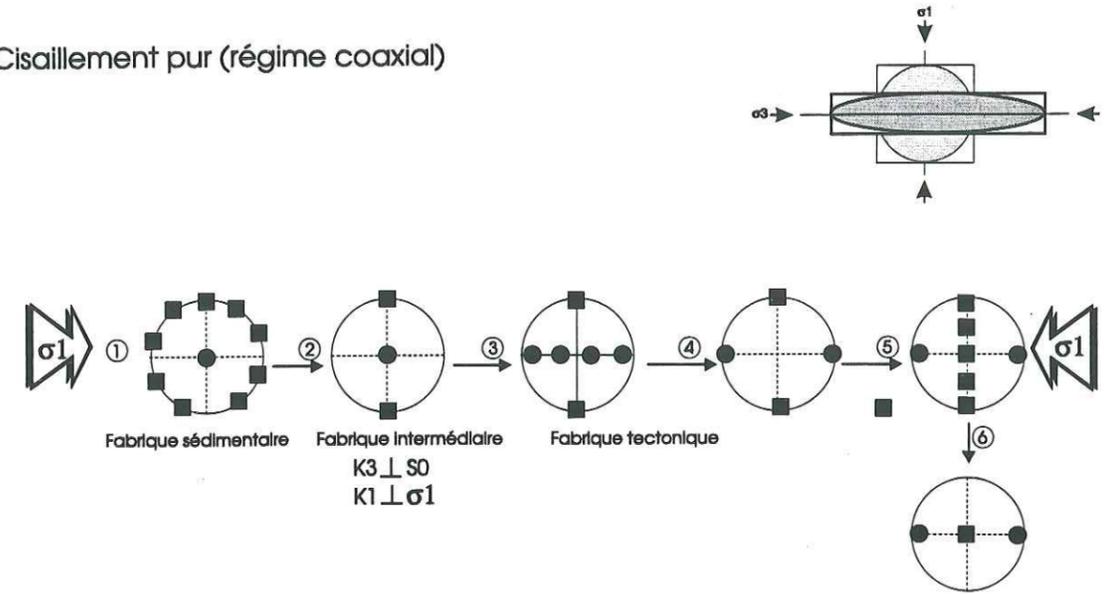
D/ Evolution de la fabrique magnétique d'une roche sédimentaire (fig. 88)

La fabrique sédimentaire est acquise au cours du dépôt des particules. Elle évolue ensuite au cours de la compaction (augmentation de la profondeur) et de la diagénèse (augmentation de la température).

La texture initiale est de type *planaire* ou « *oblate* » (fig. 89), c'est à dire que les grains se sont déposés dans le plan de stratification. C'est notamment le cas pour les phyllosilicates paramagnétiques qui, en raison de leur faible moment résultant, ne sont soumis qu'à la pesanteur et se déposent plus facilement à plat. Lorsque cette fabrique a subi les effets de la compaction et que son organisation a été modifiée par les phénomènes de diagénèse, on préfère l'appellation de *fabrique sédimentaire*.

La *fabrique linéaire* ou « *prolate* » (fig. 89) correspond à une organisation des particules acquise sous l'action d'une force autre que celle engendrée par la compaction. Ce peut être un courant ou une phase de compression qui produit un étirement ou un transport de matière.

a/ Cisaillement pur (régime coaxial)



b/ Cisaillement simple (régime non coaxial)

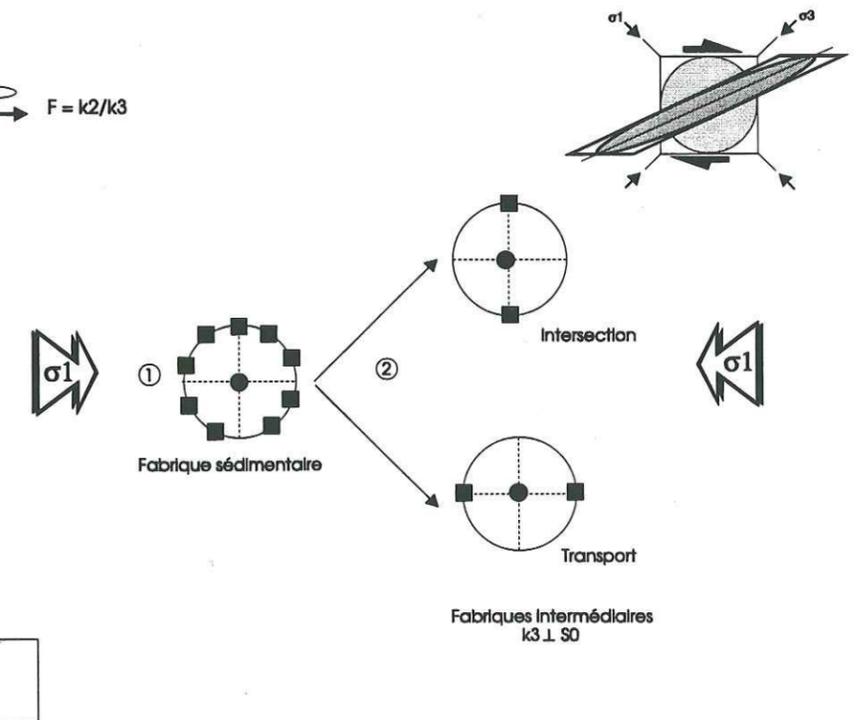


Fig. 88 : Evolution de la fabrique magnétique d'une roche sédimentaire.

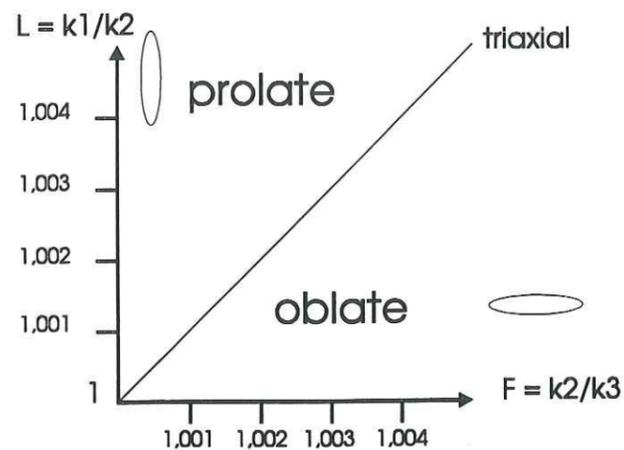


Fig. 89 : Définition des fabricues linéaire et planaire (Diagramme de « Flinn »).

Au cours de la déformation, la *fabrique sédimentaire* mise sous contrainte évolue à une *fabrique tectonique* en passant par une *fabrique intermédiaire*.

Dans le cas d'une déformation coaxiale (aplatissement pur) de type raccourcissement horizontal, la fabrique passe par six étapes. Chacune de ces étapes correspond à un stade précis de la déformation qui se caractérise par une disposition particulière des axes de susceptibilité maximale (K1) et susceptibilité minimale (K3). Au cours des deux premières étapes, la foliation magnétique est de type planaire. L'étape 3, correspondant au premier stade de fabrique tectonique dans le cas d'un cisaillement pur, se caractérise par une disposition linéaire des minéraux qui se s'orientent dans le sens de l'allongement maximal. Dans les phases ultimes de déformation coaxiale, les roches retrouvent une fabrique planaire.

Dans le cas d'une déformation non-coaxiale (cisaillement simple), les évolutions de fabrique magnétique sont moins bien documentées. On propose les deux stades limités à un cisaillement de faible magnitude : la fabrique sédimentaire et la fabrique intermédiaire. Cette dernière exprime soit une *linéation d'intersection* (intersection des plans de stratification et des plans de schistosité), soit une *linéation de transport*.

1. 2. 2. - Le Paléomagnétisme (ARN)

Le paléomagnétisme vise à étudier l'Aimantation Rémanente Naturelle (ARN) fossilisée dans les grains ferromagnétiques de la roche. Pour la théorie et toutes les techniques classiques utilisées en paléomagnétisme, nous invitons le lecteur à consulter les ouvrages de références (Tarling, 1983 ; Westphal, 1986 ; Butler, 1994).

A/ Mesure de l'Aimantation Rémanente Naturelle (ARN)

A1/ Les différents modes d'acquisition de l'aimantation d'une roche

L'Aimantation Naturelle Rémanente (ARN) d'une roche est la somme de plusieurs aimantations d'origines diverses. Lorsqu'un magma se refroidit et que sa température passe au-dessous de la température de Curie, il acquiert une aimantation, appelée aimantation thermorémanente (ATR), fossilisant ainsi le champ magnétique de l'époque à laquelle il s'est mis en place. Au cours des phénomènes complexes de la sédimentation (activité biologique, bioturbation, diagenèse), les roches sédimentaires acquièrent une aimantation détritique (ARD) ou post-détritique (pARD). La même roche exposée à un champ très élevé pendant un temps bref, à température ambiante, acquiert une aimantation rémanente isotherme (ARI). Si elle est exposée pendant un long laps de temps à un champ magnétique faible, elle acquiert à basse température une aimantation rémanente visqueuse (ARV). Pour éliminer les

ARI et ARV et retrouver les aimantations successives d'une roche, on procède à une désaimantation progressive.

A2/ Principe du nettoyage magnétique et mesure de l'aimantation résiduelle

Pour retrouver l'aimantation caractéristique, il est important de réaliser un nettoyage magnétique de l'échantillon par désaimantation progressive. Cette désaimantation peut être soit thermique, soit par champ alternatif. Dans tous les cas, on procède d'abord à une série de désaimantations pilotes sur un échantillon.

Tout le nettoyage magnétique et les mesures d'aimantation ont été réalisés au Centre des Faibles Radioactivités de Gif / Yvette.

A2-1/ La désaimantation thermique

Tous les échantillons sont d'abord mesurés à température ambiante. On place ensuite une quinzaine de petites carottes dans un four aimantique que l'on porte à une température T1, pendant 45 minutes. Ces carottes sont ensuite refroidies en champ magnétique nul pendant 30 minutes au moins, avant de procéder à une mesure de leur aimantation résiduelle.

Cette méthode permet une bonne sélection des ATR et des ARV. Elle est moins sélective pour les ARI.

A2-2/ La désaimantation par champ alternatif

L'échantillon est placé dans un champ magnétique alternatif qui décroît progressivement, sans à-coups, avec une symétrie parfaite. L'appareil utilisé est muni d'une bobine qui réceptionne l'échantillon et où la décroissance du champ est contrôlée par une variation de l'alimentation électronique du système. Pendant la mesure, l'échantillon est tourné autour de 3 axes de manière à ce que toutes les directions se présentent parallèlement au champ. Chaque échantillon est ainsi désaimanté en appliquant d'abord un champ faible de 5 mT, puis en incrémentant régulièrement de 5 mT, et en mesurant à chaque fois, au magnétomètre, l'aimantation résiduelle.

Contrairement à la désaimantation thermique, cette méthode est bien adaptée pour détruire les ARI, mais moins efficace sur les ATR et les ARV.

A2-3/ Mesure de l'aimantation rémanente

L'appareil de mesure est un magnétomètre cryogénique (magnétomètre 2G enterprise). L'opérateur rentre, dans un logiciel conçu sur Macintosh, tous les paramètres structuraux concernant le site (directions, pendages de la S₀ et des éventuels plans de schistosité S₁). Il place ensuite une carotte dans le porte-échantillon adéquat, il l'oriente et procède à une mesure de son ARN dans quatre positions différentes. On recommence ainsi (chauffe - poussée à froid - mesure) pour différents paliers de température, jusqu'à disparition complète de l'aimantation.

B/ Représentation et méthodes d'analyse des directions d'ARN

Les directions d'aimantation subissent deux types d'analyse : une Analyse en Composante Principale (ACP) et une analyse par les Grands Cercles (GC).

Dans les deux cas, les aimantations obtenues pendant le nettoyage magnétique sont repérées par leur déclinaison (D) et leur inclinaison (I) et sont projetées sur un stéréogramme (projection de Schmidt). Les points situés dans l'hémisphère inférieur (inclinaisons positives) sont représentés par des symboles pleins, alors que les points situés dans l'hémisphère supérieur (inclinaisons négatives) sont représentés par des symboles vides (fig. 90).

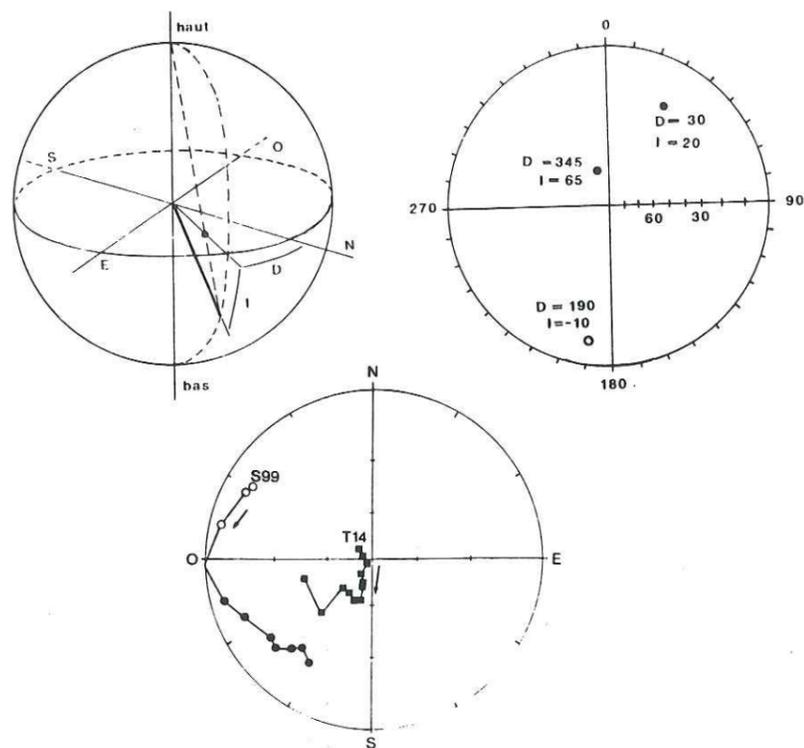


Fig. 90 : Représentation, projection et évolution des directions d'aimantation (Westphal, 1986).

En ACP, la représentation la plus pratique est le *diagramme de Zijderveld* sur lequel on projette l'évolution du vecteur aimantation sur deux plans orthogonaux, permettant ainsi de suivre la composante de l'aimantation naturelle pour chaque échantillon. Cette projection permet de voir si l'aimantation change ou non de direction, si elle décroît ou diminue, et d'en séparer différentes composantes. Sur l'exemple ci-dessous (fig. 91) correspondant au même échantillon que sur la figure 90, on voit que le chemin emprunté par la désaimantation peut être plus ou moins compliqué. Chaque alignement de points correspond à la destruction d'une seule aimantation. Lorsque la ligne se brise, c'est que l'on est en présence de plusieurs aimantations juxtaposées qui ont des températures de blocage bien distinctes. Nous verrons dans d'autres diagrammes que les points peuvent aussi s'organiser sur une courbe. Dans ce cas, on est en présence de deux aimantations qui se détruisent simultanément et il n'est pas toujours possible de retrouver la direction des deux composantes. Lorsque l'on suit l'évolution d'une seule aimantation, les points convergent vers l'origine selon une droite.

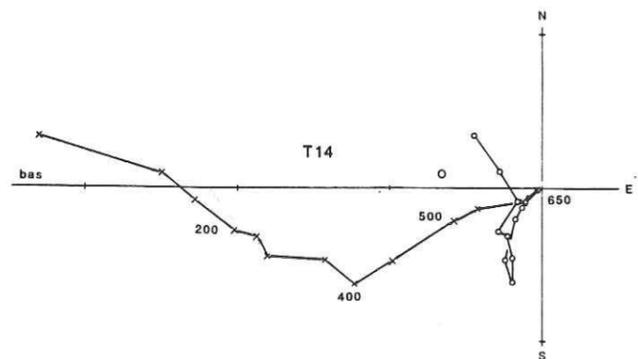


Fig. 91 : Exemple de désaimantation thermique et projection de l'évolution du vecteur aimantation (Westphal, 1986).

La statistique de Fischer (1964) permet d'apprécier le groupement des points. Les paramètres obtenus par cette méthode sont les paramètres k de dispersion et l'angle de confiance $\alpha 95$, classiques en paléomagnétisme.

Il est d'usage de projeter les directions des différentes composantes d'aimantation (obtenues pour chaque site) par rapport aux axes géographiques (directions « in-situ » ou sans correction) et de les confronter aux directions d'aimantation basculées, corrigées (correction tectonique). C'est ce que les paléomagnéticiens appellent le *test du débasculement*. Selon le regroupement des points avant, pendant et après correction tectonique, on peut conclure du caractère anté, syn et post-plissement de l'aimantation (McFaden et al., 1986). Notons que les exemples de réaimantations syn-plissement ont déjà été largement rencontrés dans l'étude des roches sédimentaires (Westphal, 1973). Il reste qu'en domaine de tectonique polyphasée, la correction tectonique est un test qu'il faut manipuler avec prudence. L'inclinaison de l'axe du pli et la chronologie des débasclements successifs sont souvent difficiles à appréhender. Si les directions corrigées sont regroupées, alors qu'elles sont dispersées en coordonnées géographiques, on en conclut que l'aimantation rémanente naturelle a été acquise avant le plissement. Inversement, si les directions non corrigées présentent un bien meilleur groupement que les directions corrigées, on en conclut que l'aimantation a été acquise après le plissement. Dans la pratique, ce test est aussi utilisé dans le cas d'un simple basculement des séries échantillonnées. Dans le cas plus complexe d'un pli, il est important de bien connaître sa géométrie. Si l'axe du pli est incliné, il sera nécessaire de pratiquer une étape de basculement supplémentaire pour retrouver la position initiale du pli concerné.

Dans certains cas, il est nécessaire de procéder à une analyse par les grands Cercles (GC). L'AGC se justifie essentiellement dans les cas suivants :

- les transformations minéralogiques ont détruit l'ARN,
- deux composantes d'aimantation ont un spectre de température de blocage qui se recouvre,
- une des composantes de l'aimantation est commune à tous les échantillons du site.

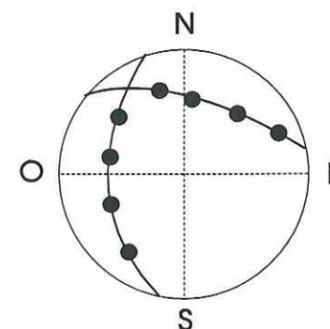


Fig. 92 : Exemple d'Analyse par les Grands Cercles.

Elle ne peut se faire que si les aimantations successives suivent un Grand Cercle et convergent vers le même point (fig. 11).

L'AGC consiste à projeter, sur une sphère, les directions d'aimantation et à faire passer un grand cercle par chacune des composantes qui s'en dégagent (fig. 92). La direction commune recherchée correspond au point d'intersection des grands cercles. Cette analyse s'avère être d'une très grande utilité dans le domaine des réaimantations récentes. En effet, durant le Tertiaire et le Quaternaire, les inversions du champ magnétique se sont multipliées. On démontre facilement que si deux populations de grains, à températures de blocage comparables, portent chacune une composante normale et inverse, la simple analyse en composante principale peut conduire à des interprétations erronées. On peut par exemple extraire des composantes artificielles qui se disposent sur un grand cercle en passant par la bonne composante.

Aussi, lors d'une étude de réaimantation, il est absolument nécessaire de faire une étude par les grands cercles pour s'affranchir des effets néfastes du mélange de polarités normale et inverse au sein d'un même échantillon.

2. - Echantillonnage et résultats

2.1. - Echantillonnage : choix des sites, matériel utilisé, préparation des échantillons

On a procédé à un échantillonnage quasi-systématique dans les formations argileuses des « Terres Noires » callovo-oxfordiennes qui, de par leur composition minéralogique, se prêtent bien à une double mesure ASM et ARN (Aubourg et al. 1991, 1992). Dans un second temps, nous avons étendu ce plan d'échantillonnage aux formations calcaires du Lias, aux marno-calcaires du Dogger et du Crétacé, et aux formations tertiaires qui ont surtout été forées pour tester leur aptitude.

Au total, vingt sites ont pu être forés à l'aide d'une carotteuse portative. Dix-neuf sites ont été choisis sur la branche occidentale de l'arc de Castellane, entre Barles et Vergons/Verdon (fig. 93).

Le nombre de carottes extraites sur chaque site est compris entre 9 et 16. Il est fonction de l'état de fraîcheur du sédiment et de sa compétence. Les carottes prélevées ont toutes un diamètre de 2,5 cm et une hauteur maximale de 10 cm (fig. 94). Elles sont soigneusement repérées en coordonnées géographiques par leur azimuth et leur inclinaison et portent une génératrice qui indique leur position. Chaque site possède sa propre fiche technique qui précise la position géographique, la lithologie, le pendage des séries et porte une description structurale détaillée.

Au laboratoire, les carottes sont débitées en échantillons standards (fig. 94). La section (a) qui se trouve au haut de la carotte est mise de côté. Les mesures se font sur la section (b) la moins altérée, qui se trouve au bas de la carotte.

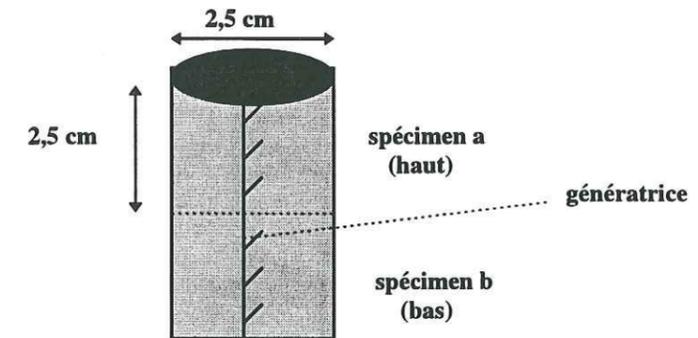


Fig. 94 : Caractéristiques des carottes prélevées.

2.2. - La minéralogie magnétique des « Terres Noires »

A/ Caractéristiques faciologiques des « Terres Noires »

Les « Terres Noires » correspondent à l'intervalle Bathonien-Callovien-Oxfordien p. p. Ce sont des marnes feuilletées gris sombre, à rares niveaux indurés.

La matrice des « Terres Noires » est essentiellement constituée par des phyllosilicates avec 50% d'Illite, 35% de Chlorite et 15% de Kaolinite (Tribovillard, 1988). La fraction ferromagnétique est constituée pour l'essentiel par des grains de Titanomagnétite, définie entre les deux pôles $Fe_2TiO_4 - Fe_3O_4$ (fig. 95). Ces grains détritiques de petite taille sont multi-domaines à pseudo-monodomaines. Ils sont accompagnés de façon marginale de grains de Goethite, d'Hématite et de Pyrrhotite (Aubourg, 1991).

L'épaisseur des « Terres Noires » atteint une puissance de 600 à 700 m à Norante. Elle croît, plus au Nord, dans le secteur de Digne - la Javie, où elle atteint le millier de m.

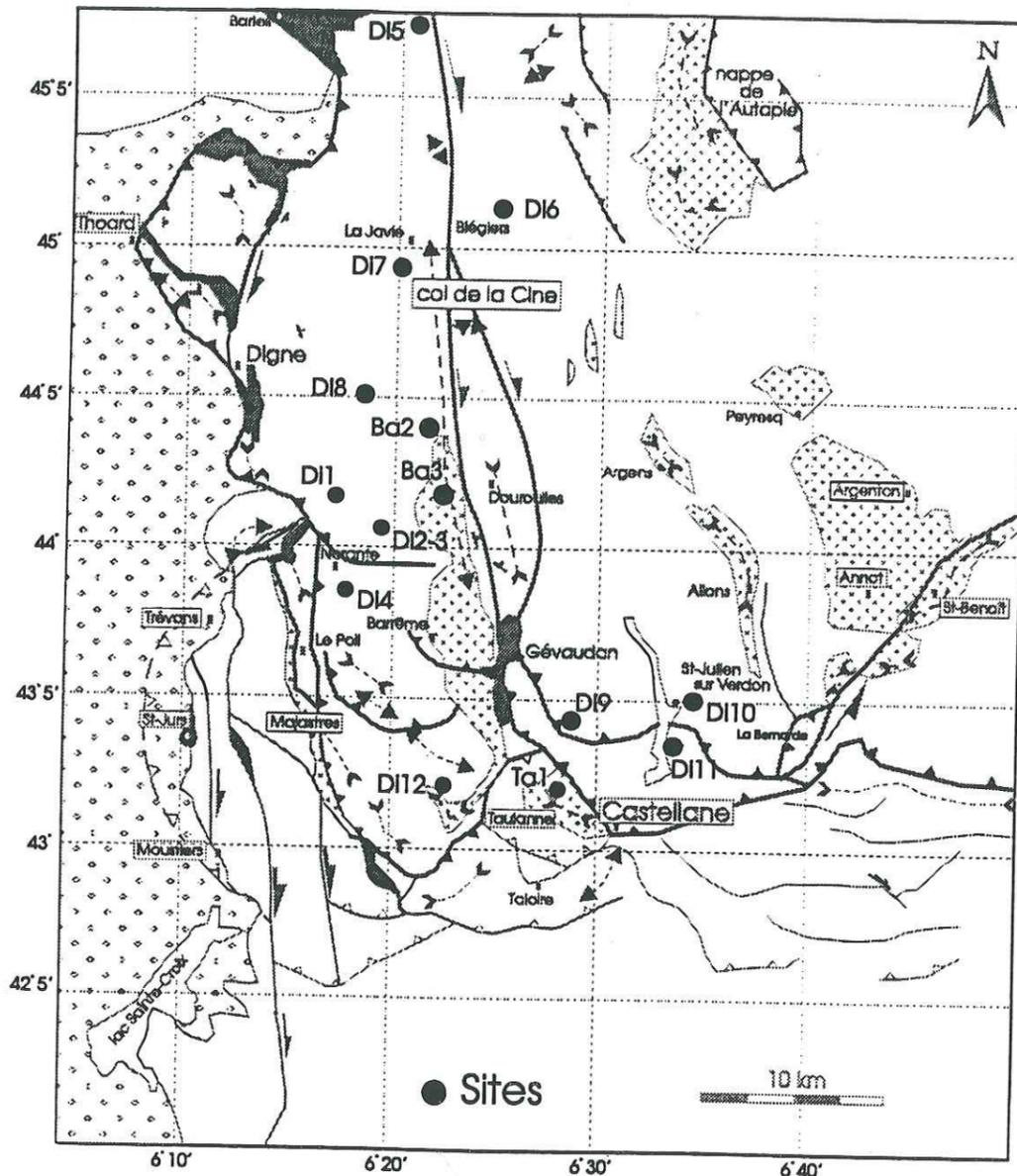


Fig. 93 : Plan d'échantillonnage dans les formations jurassiques, crétacées et tertiaires de l'arc de Castellane.

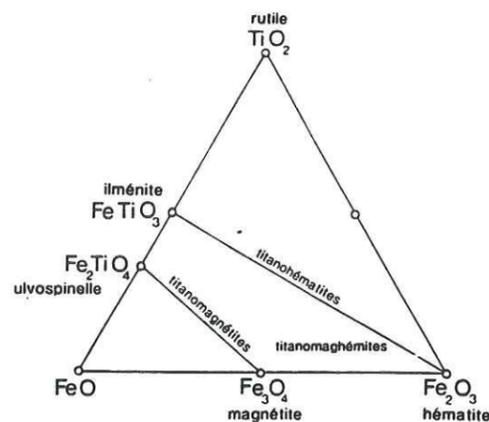


Fig. 95. - Le triangle FeO, Fe₂O₃, TiO₂ et les différentes familles d'oxydes magnétiques (Westphal, 1986).

B/ Propriétés magnétiques des « Terres Noires »

Des études de minéralogie magnétique sur les « Terres Noires » callovo-oxfordiennes des Alpes françaises (Rochette, 1987 ; Lamarche et Rochette, 1987 ; Aubourg et al., 1991) montrent que la susceptibilité magnétique enregistrée dans ces roches sédimentaires est essentiellement due à la présence des phyllosilicates dans la matrice et à la présence des Titanomagnétites qui sont des grains ferromagnétiques.

B1/ Origine de la susceptibilité magnétique dans les Terres Noires

Des mesures de susceptibilité en champ faible (Aubourg et al., 1991 et 1995) montrent que la susceptibilité totale K est comprise entre $0,5 \cdot 10^{-4}$ et $5 \cdot 10^{-4}$ SI. Dans 70% des sites étudiés (Aubourg et al., 1991) la susceptibilité de la matrice (Kp), mesurée en champ fort (2 à 3 T), supérieure à $2,4 \cdot 10^{-4}$ SI est du même ordre de grandeur, ou plus élevée, que celle de la matrice ferromagnétique (Kf) inférieure à $3,5 \cdot 10^{-4}$ SI.

Les résultats obtenus dans les Terres Noires confirment que la susceptibilité de la matrice (kp) domine pour $0 < km < 350 \times 10^{-6}$ SI (Rochette, 1987). Aubourg et al. (1991, 1995) ont montré que les phyllosilicates de la matrice constituent 20% du volume dans les calcaires et 80% du volume dans les pélites. La susceptibilité de la matrice (kp) représente plus de 60% de la susceptibilité magnétique totale dans les pélites, contre moins de 50% dans les calcaires. La teneur en Titanomagnétite représente généralement de 100 à 200 ppm. La susceptibilité ferromagnétique (kf) représente plus de 50% de la susceptibilité magnétique totale dans les calcaires, contre moins de 40% dans les pélites.

B2/ Influence de la minéralogie magnétique sur l'ASM

L'ASM est étroitement influencée par :

- l'anisotropie intrinsèque des phyllosilicates qui se caractérisent par une fabrique planaire et celle de la Titanomagnétite qui se caractérise par une fabrique planaire à linéaire. Notons que l'anisotropie intrinsèque des phyllosilicates (anisotropie planaire) est du même ordre, voire plus élevée que celle de la Titanomagnétite : $p = 1,3$ contre 1,25 (Aubourg, 1995).

- l'importante foliation magnétique qui caractérise les faciès argileux (Aubourg, 1995) où,

$$F \gg L, K1 - K2 > K3 \text{ et } F \sim 1,03.$$

- Une linéation magnétique d'origine tectonique peut apparaître alors que la fabrique reste globalement planaire. Elle est contrôlée soit par l'orientation préférentielle des magnétites (linéation de transport), soit par la présence des phyllosilicates qui développent d'importants

plans de schistosité (crénulations, dysharmonies). Ceux-ci auront tendance à recouper les plans de stratification. C'est ainsi que, de par leur structure et leur plasticité, les phyllosilicates sont très sensibles à une linéation d'intersection.

Notons que dans les faciès plus calcaires, il a été détecté une fraction plus importante de mono-domaines qui conduit à la présence de fabriques magnétiques inverses (Aubourg et al., 1995).

2.3. - Caractéristiques de L'ASM

L'analyse des résultats porte sur 18 sites, dont 12 sont échantillonnés dans les marno-calcaires et les marnes noires jurassiques, 2 dans les marno-calcaires crétacés et 1 site dans les calcaires nummulitiques tertiaires. Ces trois derniers sites ont enregistré de très faibles susceptibilités et n'ont pas permis une analyse fiable. Par contre, les marno-calcaires du Bajocien-Bathonien de Norante et les « Terres Noires » du Callovo-Oxfordien ont fourni une bonne réponse magnétique. Tous les résultats sont consignés dans un tableau synthétique (tab. 2).

Ce paragraphe expose les données brutes et précise les arguments d'une interprétation que l'on ébauche par groupe de sites. Une interprétation régionale et une comparaison avec les résultats des chaînes subalpines Nord est proposée dans un tout dernier chapitre.

A/ La susceptibilité moyenne (fig. 96)

Nous avons vu (§ 2. 2) que la susceptibilité moyenne Km, mesurée en champ faible, correspond à la somme de la contribution des ferromagnétiques (Kf) et des dia-, para- et antiferro-magnétiques de la matrice (Km).

Dans les sites jurassiques, les valeurs de Km varient considérablement d'un point de mesure à un autre. Elles évoluent de $926 \cdot 10^{-6}$ SI (= valeur maximale au site Di1 i) à $59 \cdot 10^{-6}$ SI (= valeur minimale au site Di4a). Elles sont dans l'ensemble assez faibles. Ces valeurs restent faibles dans les sites crétacés (Ba2 et Ba3). C'est le site tertiaire (Ta1) qui enregistre la plus faible valeur ($47 \cdot 10^{-6}$ SI).

Les variations enregistrées sur les sites jurassiques semblent être indépendantes de leur position structurale. Par contre, il est fort possible qu'elles soient liées à la prépondérance des argiles. Ceci reste certes difficile à voir (fig. 96), dans la mesure où tous nos sites ont été forés dans le même faciès à dominante argileuse (Terres Noires). D'une façon générale la susceptibilité moyenne dans les échantillons des sites à forte teneur en argiles (Di 6, Di 5, Di 7, Di 8, Di 12) est plus élevée que dans ceux des sites à dominante calcaire (Di 2-3, Di 4, Ta 1). Il est intéressant de remarquer que ceci n'est pas le cas aux sites Di 1i et Di 9i qui se caractérisent par des inversions d'axes. En effet, malgré leur dominante calcaire, ceux-ci marquent de fortes susceptibilités en raison probablement de fortes teneurs en magnétite. De la même façon, Lamarche (1987) remarque que l'écart-type (σKm) varie aussi en fonction de la lithologie. Il serait faible dans les formations homogènes et important dans les formations à alternances marno-calcaires. Notre diagramme Km/sites montre que l'écart-type tend à augmenter avec la susceptibilité moyenne (Km), comme si la magnétite et la fraction argileuse présenteraient de plus fortes disparités lithologiques.

B/ Les paramètres d'anisotropie

Les principaux paramètres d'anisotropie sont les paramètres de linéation (L) et de foliation (F).

Le diagramme L,F/Km permet de vérifier et de contrôler d'éventuelles influences minéralogiques, tandis que le diagramme F/L permet de visualiser la tendance planaire ou linéaire de la fabrique magnétique.

Deux groupes de sites se dégagent des diagrammes L,F / sites (fig. 97) et F/L (fig. 98) :

Un premier groupe se caractérise par un paramètre de linéation supérieur au paramètre de foliation (L>F). Il est formé des 6 sites : Di1i, Di2-3, Di7, Di8, Di9 i, Di11i. Dans ce groupe de sites, les ferromagnétiques fournissent une bonne réponse en faveur d'une linéation. Reste à préciser si ces linéations sont d'origine sédimentaire ou tectonique. C'est ce que l'on discutera dans le paragraphe qui étudie les directions d'anisotropie. Notons toutefois qu'aux sites Di1 i, Di9 i et Di11 i, on observe une apparente inversion des axes (donc F>L) que l'on discutera ultérieurement.

Un second groupe se caractérise par un paramètre de foliation supérieur au paramètre de linéation (F>L). Il est formé par les 9 sites jurassiques qui restent, les 2 sites crétacés et le site tertiaire.

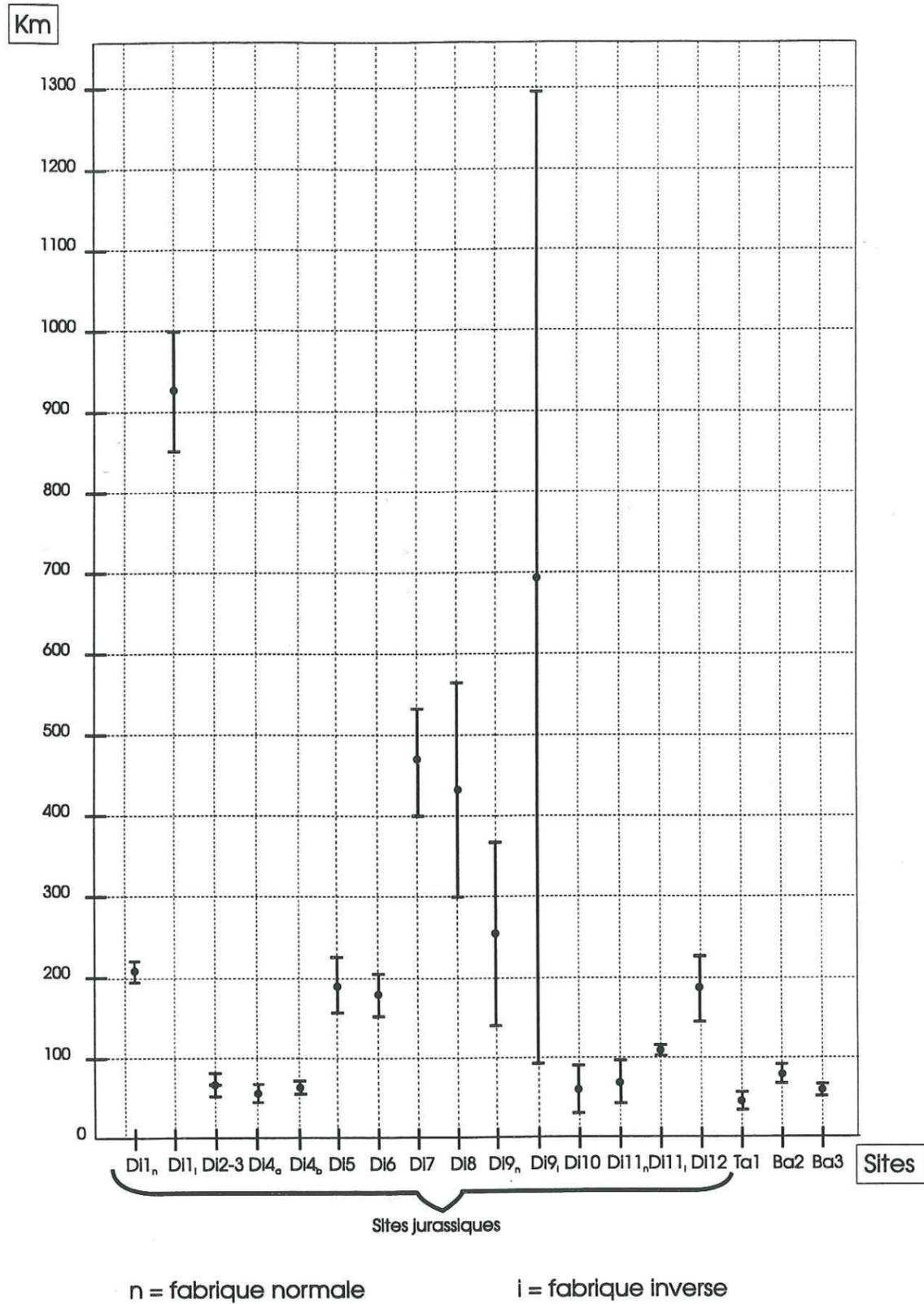


Fig. 96 : Valeurs et marges d'erreur par sites de la susceptibilité moyenne (km).

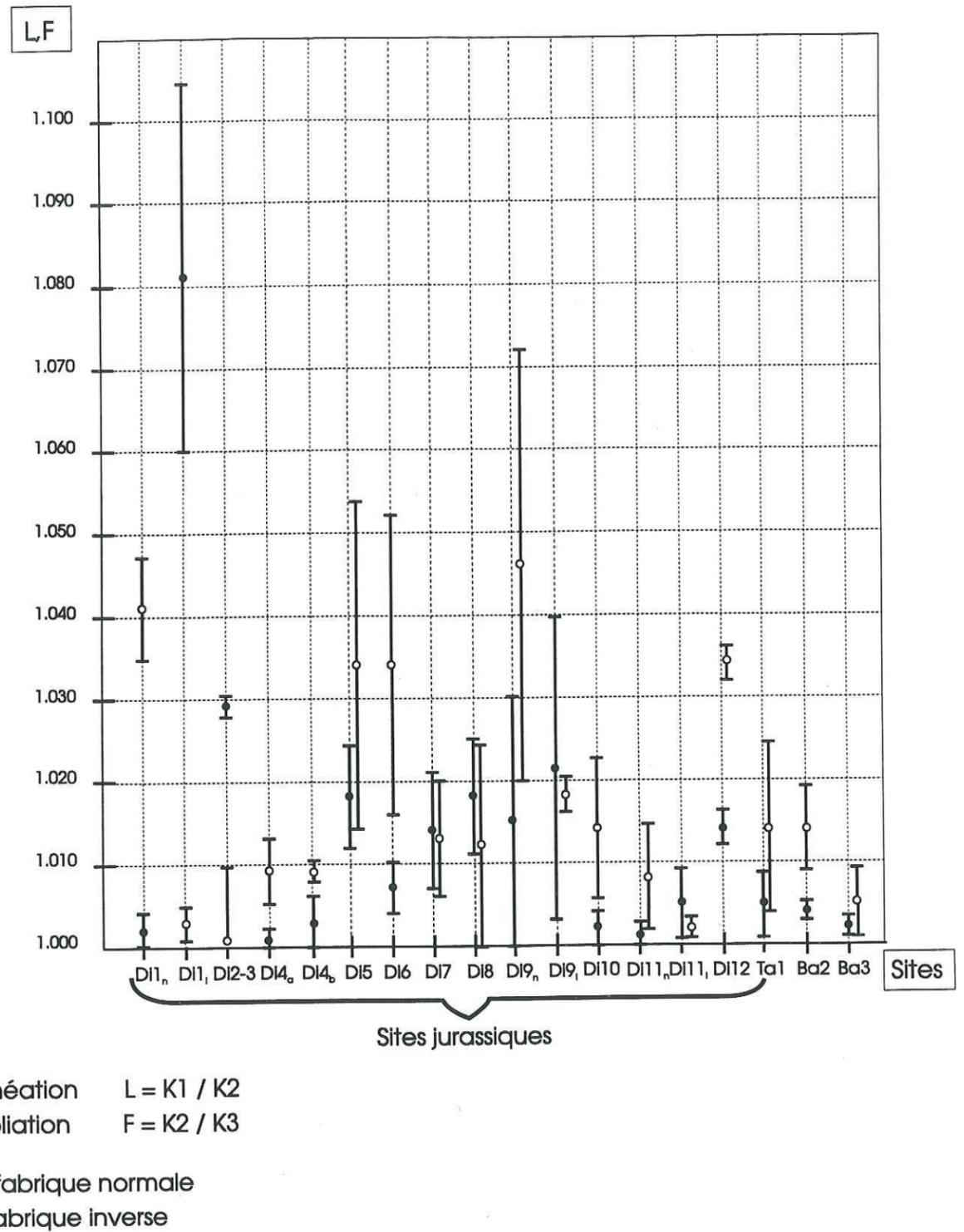
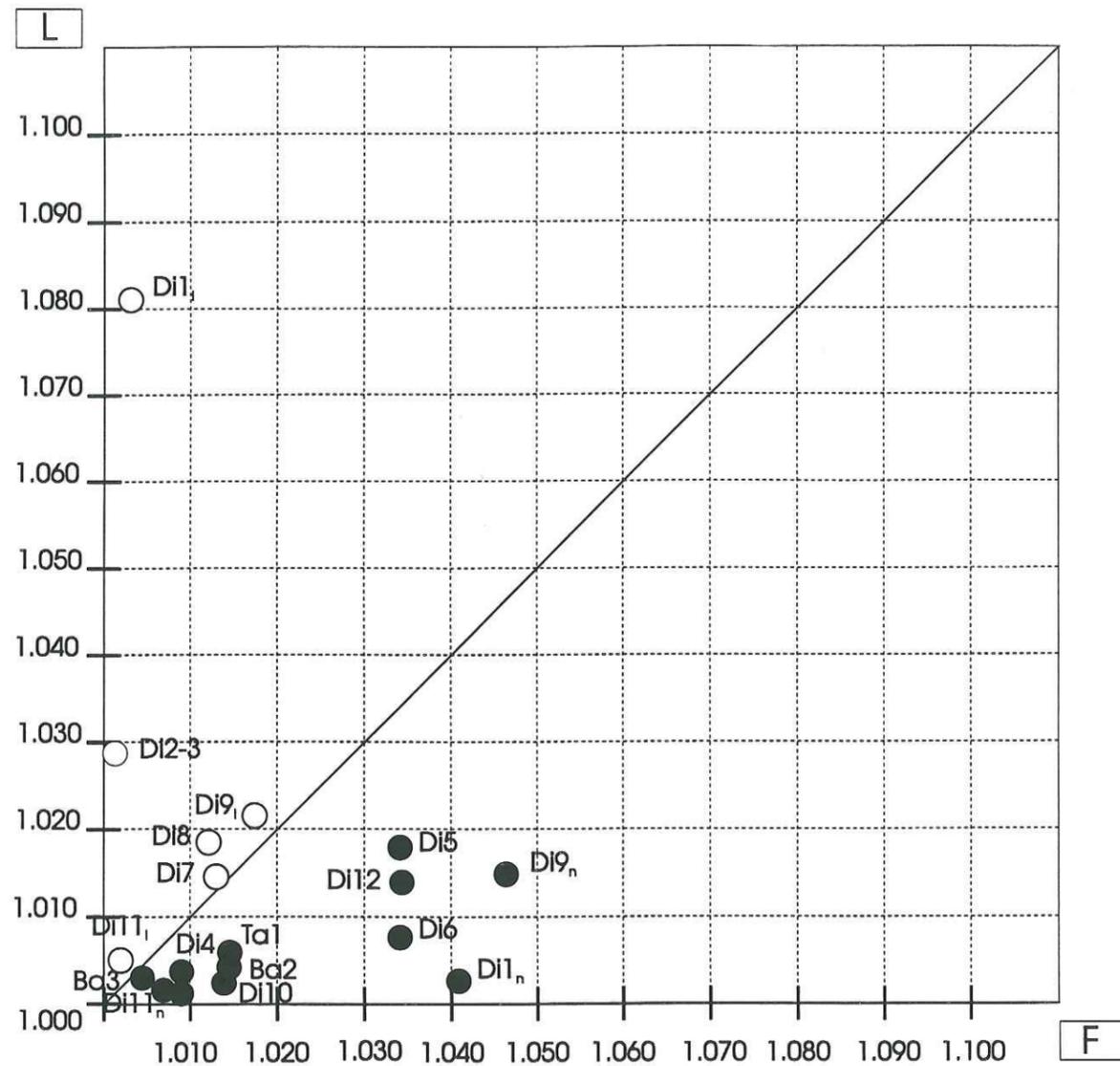


Fig. 97 : Valeurs et marges d'erreur par sites des paramètres de linéation (L) et foliation (F).



- fabrique linéaire (prolate)
- fabrique planaire (oblate)
- n = fabrique normale
- i = fabrique inverse

Fig. 98 : Diagramme de « Flinn ».

C/ Les directions d'anisotropie

L'analyse des stéréogrammes nous conduit à une étude de la direction des axes de linéation magnétique (K1) et de la position du pôle de foliation magnétique (K3), dans le but de décrire les foliations et linéations magnétiques.

C1/ Sites à anisotropie linéaire ou planaire inverse

Ce sont les 6 sites du premier groupe (Di1, Di2-3, Di7, Di8, Di9, Di11).

Certains échantillons des sites Di1, Di9 et Di11 (fig. 99) à faciès plus calcaire, présentent des inversions d'axes, d'où une distinction entre le groupe d'échantillons qui se caractérise par une fabrique normale (n) et celui qui se caractérise par une fabrique inverse (i). Ces inversions d'axes sont probablement liées à la présence de grains fins ferromagnétiques monodomaines qui engendrent des fabriques atypiques. C. Aubourg (communication personnelle) a montré que pour le site Di1 notamment, la fabrique d'anisotropie de rémanence était normale ce qui confirme bien la présence de grains monodomaines de magnétite. Dans ce genre de fabrique, les inversions d'axes K1-K3 riment avec inversion des paramètres L et F, de sorte que les fabriques apparemment prolates sont oblates.

Vue la position du site Di 9 sur le front de chevauchement de la nappe de Digne, il est probable que la linéation marquée par la fabrique inverse (groupement des k3) est une projection de la direction d'un cisaillement selon une direction N-S.

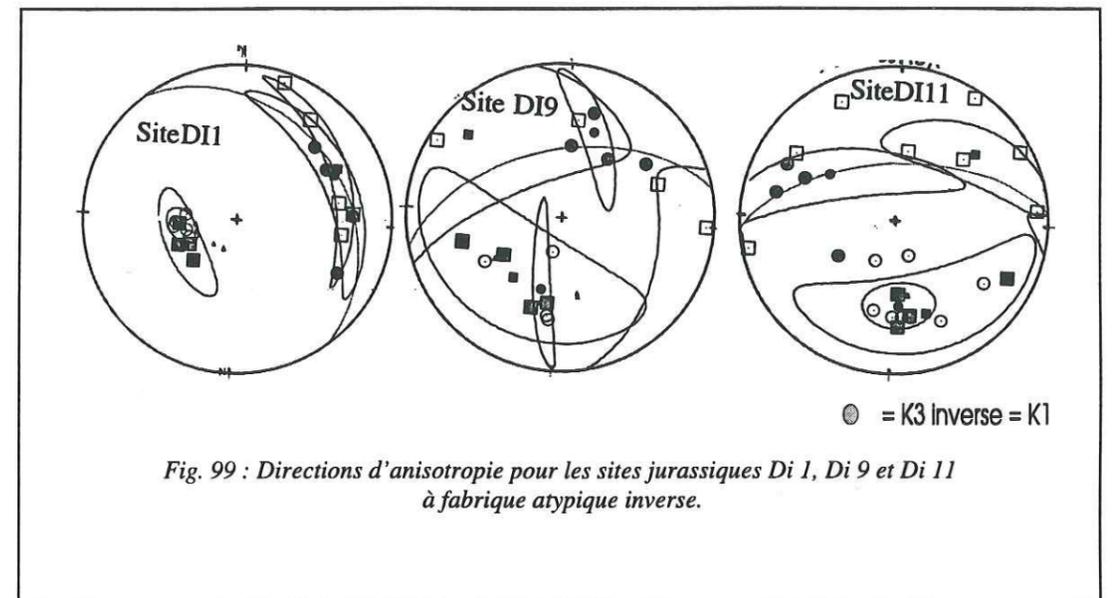


Fig. 99 : Directions d'anisotropie pour les sites jurassiques Di 1, Di 9 et Di 11 à fabrique atypique inverse.

Les trois autres sites Di 2-3, Di 7 et Di 8 (fig. 100) se caractérisent par une fabrique magnétique : linéaire tectonique (stade 4 de la fig. 88) pour le site Di 2-3 où les axes K3 se dispersent entre S₀ et S₁, linéaire intermédiaire pour les sites Di 7 et Di 8 où la schistosité n'est pas clairement visible. Une fabrique intermédiaire signifie que l'intensité de la déformation est moindre par rapport à celle enregistrée par le site Di 2-3. Le fait qu'au site Di2-3 la linéation est manifestement liée à de l'intersection de plans et non à un étirement dans le plan de S₁, est peut être lié à un problème minéralogique. Dans ce cas, la forte crénulation des phyllosilicates, que l'on peut attendre dans ce type de fabrique où coexistent S₀ et S₁, marque la linéation magnétique.

Les sites Di 7 et Di 8 sont atypiques car ils montrent des fabriques intermédiaires évoluées (L>F) proches d'une fabrique tectonique (stade 3-4 de la fig. 88).

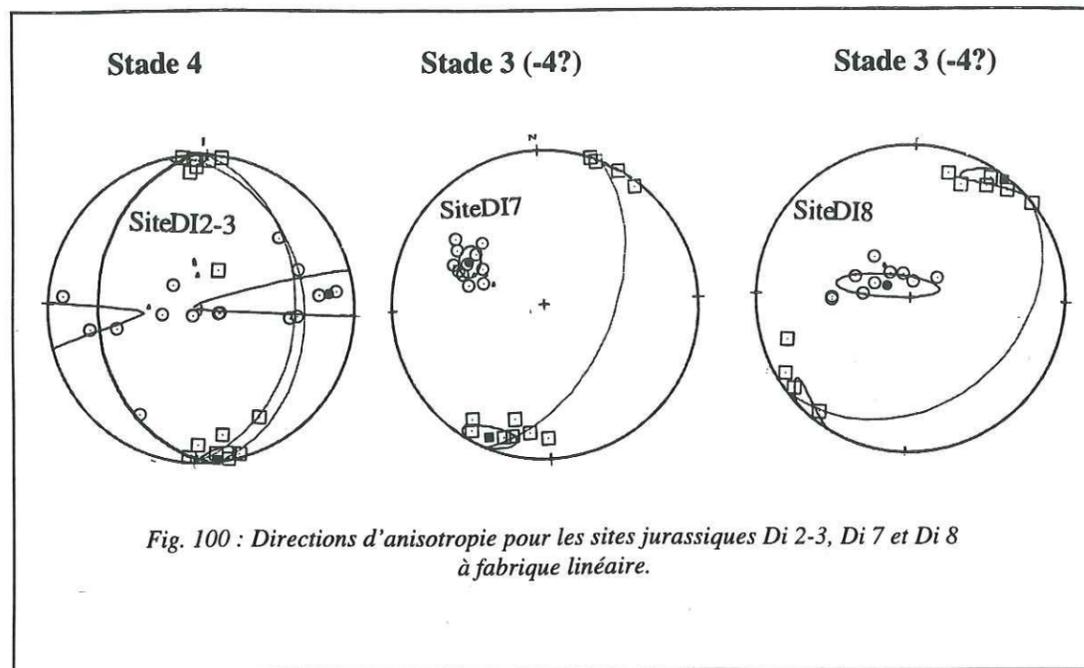


Fig. 100 : Directions d'anisotropie pour les sites jurassiques Di 2-3, Di 7 et Di 8 à fabrique linéaire.

C2/ Sites à anisotropie planaire

Parmi les sites à anisotropie planaire, on distingue les sites à fabrique tectonique (1) et les sites à fabrique intermédiaire (2).

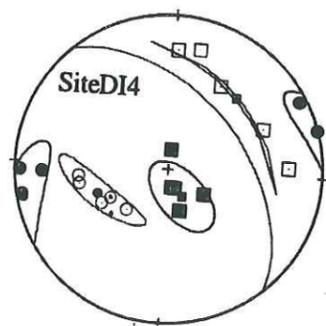


Fig. 101: Directions d'anisotropie pour le site jurassique Di 4.

(1) Parmi les trois sites à fabrique tectonique, le site Di 4 (fig. 101) se caractérise par la coexistence de deux fabriques : une première fabrique intermédiaire (Di 4a) et une seconde fabrique tectonique de type 6 (Di 4b) qui peuvent correspondre à deux incréments de déformation. La question reste posée. Toutefois, il est important de noter que toutes deux montrent une linéation proche de la ligne de plus grande pente et un décalage entre le pôle de foliation magnétique (K3) et le pôle stratigraphique (S_0) qui marquerait la présence d'un plan S_1 , non visible, développé lors d'une déformation cisailante (fig. 102). Ces observations nous permettent d'envisager la marque d'une déformation cisailante comme cela a été déjà démontré dans les chaînes subalpines Nord (Aubourg et al., 1991).

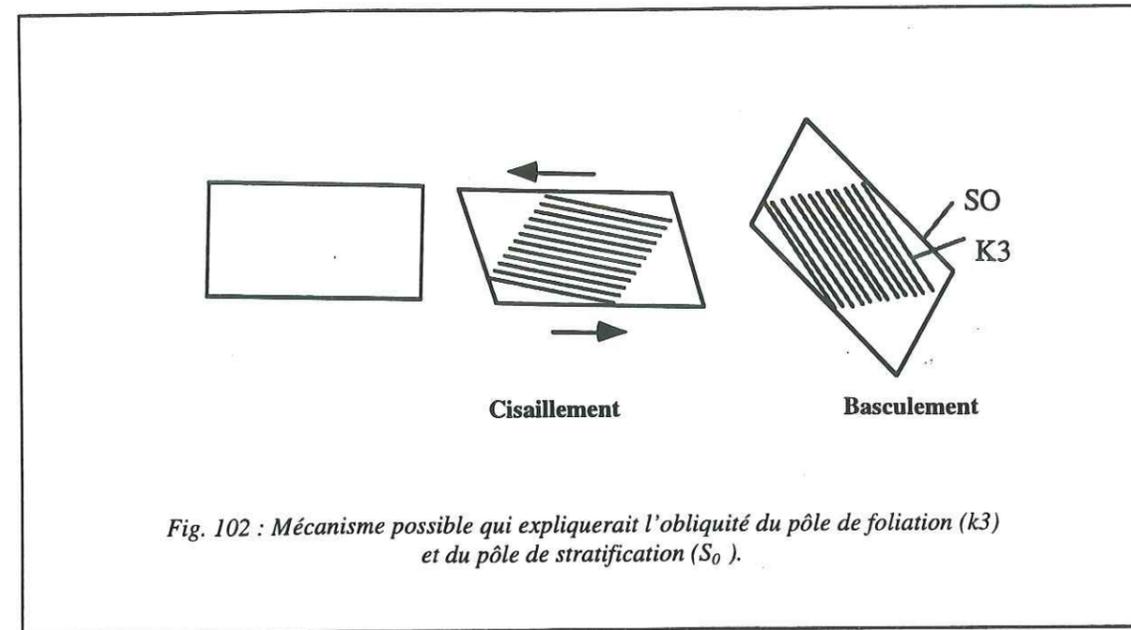


Fig. 102 : Mécanisme possible qui expliquerait l'obliquité du pôle de foliation (k3) et du pôle de stratification (S_0).

Les sites Ba3 et Ta 1 sont comparables (fig. 103). Ils présentent tous deux une fabrique complexe avec une foliation oblique par rapport à la stratigraphie qui serait en faveur du développement d'un plan S_1 non visible (comme pour le site Di 4). Au vu du pendage de la stratigraphie, cela peut donner un critère de polarité du Sud vers le Nord, probablement lié aux phénomènes de rétrochevauchement de l'unité de Taulanne et ceux relevés sur le flanc Ouest du demi-synclinal tertiaire de Barrême et sur la barre des Dourbes au lieu-dit « Pas de la Faille ».

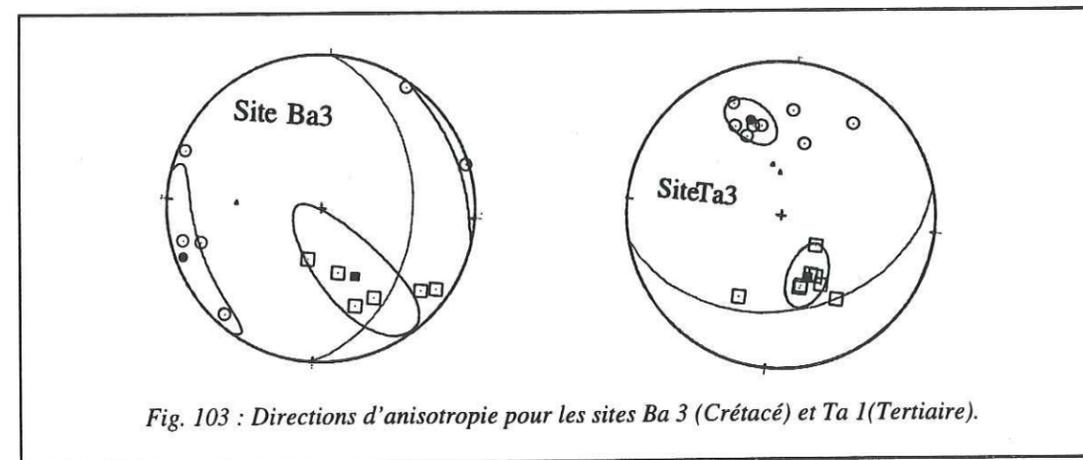


Fig. 103 : Directions d'anisotropie pour les sites Ba 3 (Crétacé) et Ta 1 (Tertiaire).

(2) Les quatre sites restants enregistrent une fabrique intermédiaire (fig. 104). Au site Di 5, la linéation est proche de la ligne de plus grande pente (comme pour les sites Di 1, Di 4a, Ta 1) qui est en faveur d'une déformation cisailante. Pour les sites Di 6, Di 10 et Di 12, il est clair que nous sommes en présence d'une fabrique intermédiaire d'intersection. Le site Di 12, site clef car dans une position intermédiaire de l'arc, montre une très bonne distribution elliptique des axes K1 et K3. Il s'agit là peut-être de la signature d'une déformation transpressive.

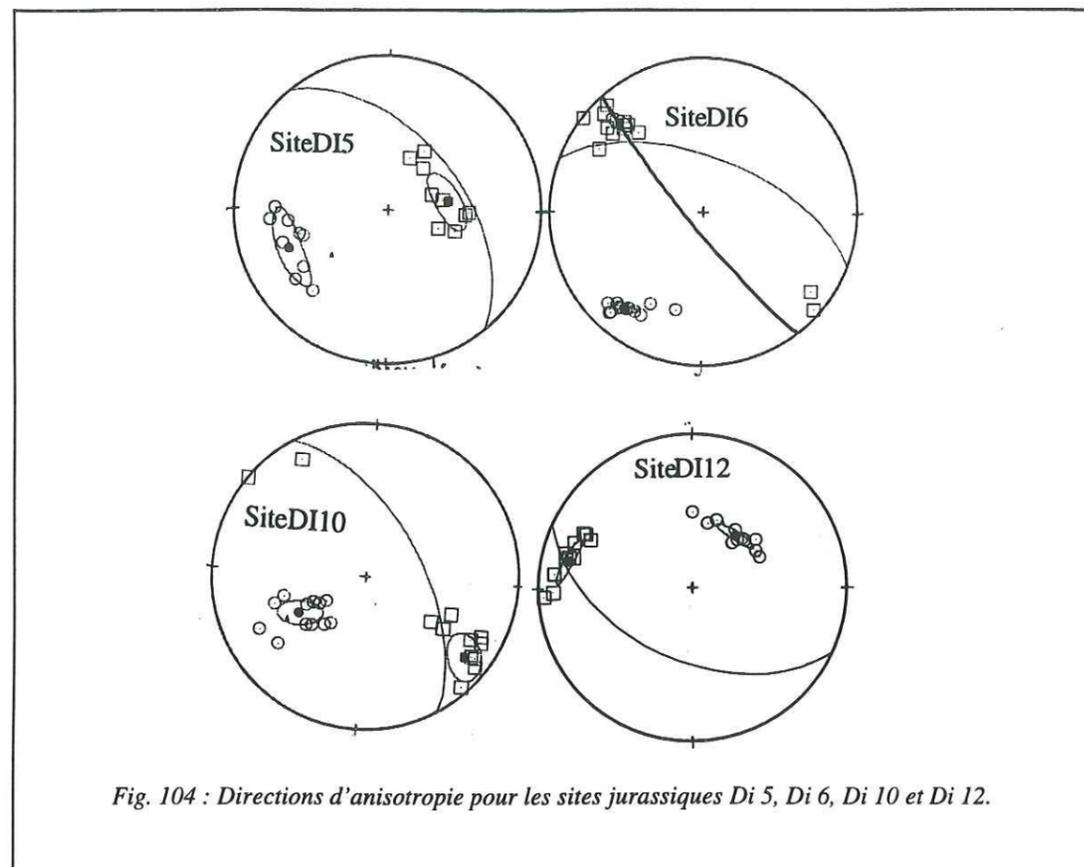


Fig. 104 : Directions d'anisotropie pour les sites jurassiques Di 5, Di 6, Di 10 et Di 12.

2. 4. - Caractéristiques de l'ARN

L'étude paléomagnétique entreprise dans l'arc de Castellane visait à étudier les possibles rotations de blocs. Si la littérature ne fait pas état d'un grand nombre d'études dans cette région (Heller et al., 1989), de nombreuses tentatives ont été faites très tôt, comme par exemple celle de C. Laj ou K. Klootwijk (communications orales faites à C. Aubourg) dans les années 1980. Très rapidement, les auteurs se sont rendus compte d'une réaimantation générale post-tectonique qui rendait vaine la recherche d'une aimantation pré-tectonique. De plus, vu la chronologie tectonique complexe dans les Alpes du Sud, un autre problème se présentait : celui de la pertinence d'une correction tectonique qui, en paléomagnétisme, est un test décisif pour dater une aimantation.

Devant ces limitations, nous avons quand même décidé de mener une étude paléomagnétique, principalement dans les « Terres Noires », et ce pour deux raisons :

1°- C. Aubourg (Aubourg et Rochette, 1992) a pu mettre en évidence une aimantation pré-plissement dans les « Terres Noires » des chaînes subalpines Nord ;

2°- ce même auteur (travail en cours) pense qu'il devrait exister, dans les chaînes subalpines Sud, des réaimantations post-tectoniques en faveur d'une rotation antihoraire de l'ordre de 40°. Ceci en raison de la position latérale des chaînes subalpines Sud par rapport au déplacement des massifs cristallins externes vers le Nord-Ouest.

Une vingtaine de sites ont donc été analysés avec des succès très divers. D'une façon générale, les résultats sont de qualité moyenne, avec une faible aimantation et peu d'échantillons par site pour une analyse statistique. Aussi, nous avons mené principalement une analyse en composante principale (ACP) et ponctuellement des analyses par les grands cercles (GC). La position des sites est identique à celle des sites de l'ASM (fig. 93).

2. 3. 1. - Analyse des sites échantillonnés dans le Jurassique

Les sites échantillonnés dans les calcaires du Lias, les marno-calcaires du Bajocien-Bathonien et les « Terres Noires » du Callovo-Oxfordien de la nappe de Digne, sont au nombre de 12 (de Di 1 à Di 12). Cinq d'entre eux (Di 4, Di 9, Di 10, Di 11 et Di 12) ont été volontairement choisis en position frontale de la nappe. Les principaux résultats obtenus par les deux analyses classiques : l'analyse en composante principale (ACP) et l'analyse par les Grands cercles (GC), sont reportés sur le tableau synoptique (tab. 3).

A/ Sites échantillonnés dans la nappe de Digne

Sept sites ont pu être échantillonnés dans la nappe de Digne.

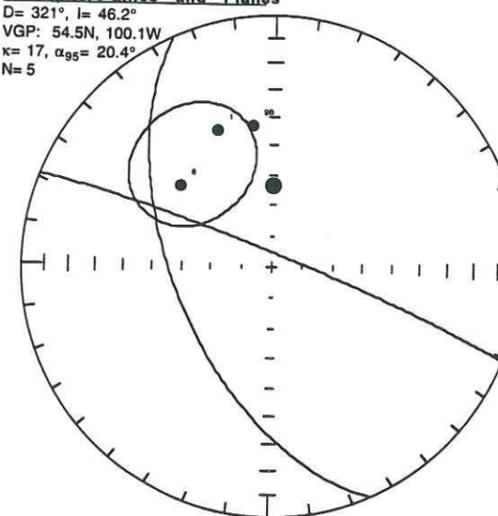
Le site Di 1 (col de Corobin) fournit les moins bons résultats. Il reste toutefois intéressant. Une analyse en Composante Principale a pu être réalisée sur 3 échantillons (fig. 24). Elle donne, entre 20°C et 480°C, des directions d'aimantation caractéristiques passablement groupées ($k = 17$). Elles évoluent autour d'une direction moyenne non corrigée ($D = 321^\circ$ et $I = 46,2^\circ$) qui se situe dans le cadran NW du stéréogramme. L'Analyse par les Grands Cercles semble confirmer la précédente analyse. Le diagramme de Zijdeveld de l'échantillon N°1, met en évidence une première composante de l'aimantation naturelle que l'on peut suivre ici jusqu'à 280°C. Lorsqu'on augmente la température, l'histoire magnétique de l'échantillon se complique. On voit qu'au-delà de 320°-380°C, on ne peut retrouver la composante d'aimantation principalement à cause des transformations minéralogiques.

quadrant

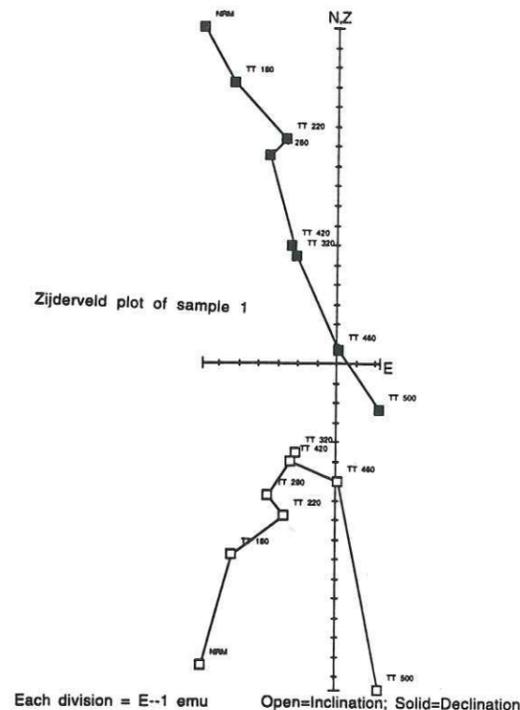
Geographic coordinates

Hemisphere-Lines and Planes

D = 321°, I = 46,2°
VGP: 54,5N, 100,1W
 $k = 17$, $\alpha_{95} = 20,4^\circ$
N = 5



SITE DI1 Composante 20-480°C



Each division = E-1 emu Open=Inclination; Solid=Declination

Fig. 105 : Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di 1 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation de l'échantillon N°1.

Les sites Di 2, Di 3, Di 6 et Di 7 sont, eux, très intéressants et fournissent des résultats de bonne qualité.

Les sites Di 2 et Di 3 situés au Sud de Chaudon, ont été respectivement échantillonnés dans les marno-calcaires du Bajocien-Bathonien et les calcaires du Lias. Ces 2 sites, étudiés séparément, ont montré un comportement identique. D'où le choix d'une étude regroupée Di 2-3 (fig. 106). L'analyse en composante principale réalisée sur 12 échantillons fournit un assez bon groupement des points ($k = 72,9$) autour d'une direction caractéristique moyenne $D = 314^\circ$ et $I = 30,6^\circ$ qui se situe dans le cadran NW du stéréogramme. Notons que l'inclinaison assez faible peut s'expliquer ici par l'anisotropie liée à l'importante schistosité relevée sur le terrain et confirmée par la fabrique magnétique. Les diagrammes de

Zijderveld montrent de belles composantes normales que l'on retrouve à toutes les températures, entre 20° et 500°C, qui suggèrent une recristallisation rapide des grains dans le même intervalle de polarité. On voit, sur le diagramme de l'échantillon N°2B, que les vecteurs aimantation dessinent une ligne brisée qui suggère la présence de deux aimantations distinctes. La direction caractéristique primaire paraît être atteinte dès 320°.

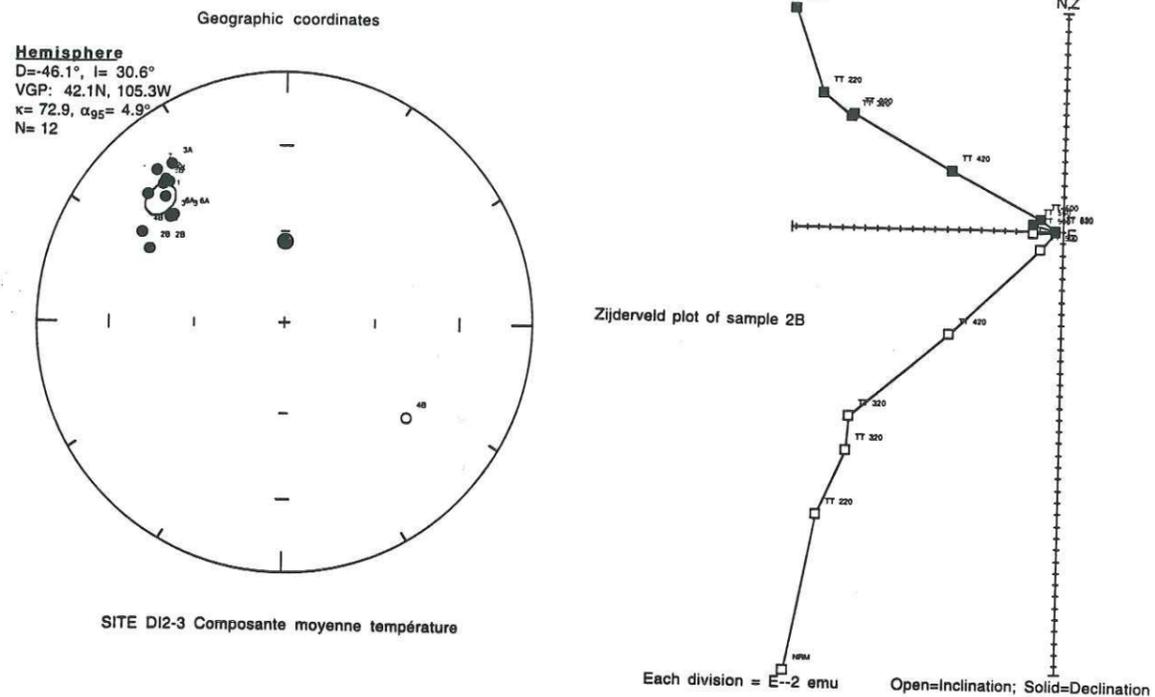


Fig. 106 : Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di2-3 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation de l'échantillon N°2B.

le site Di 5 (fig. 107) échantillonné au Nord de notre terrain d'étude, près de Verdaches, ne donne pas de résultats corrects par l'analyse des échantillons en composante principale. Par contre, l'analyse par les grands cercles réalisée sur 6 grands cercles donne une direction moyenne caractéristique $D = 262,9^\circ$ et $I = 53,7^\circ$. Cette direction présente toutefois un groupement des points assez médiocre. La projection des vecteurs aimantation sur la sphère montre l'existence d'au moins deux petites composantes inverses entre 20°C et 420°C. Au-delà, la composante redevient normale. Mais l'on ne voit pas vraiment se dessiner de composante stable.

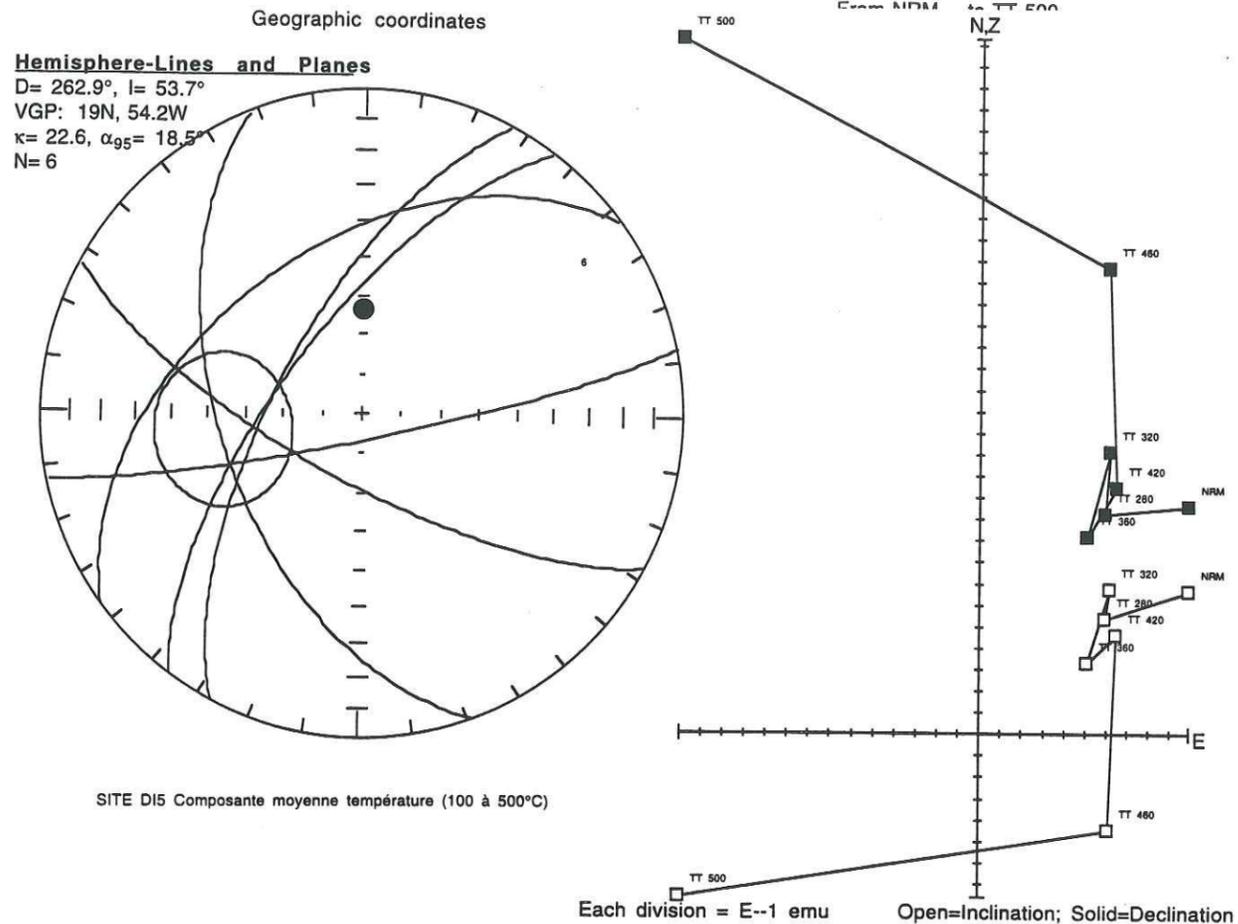


Fig. 107 : Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di5 et projection sur la sphère des vecteurs d'aimantation de l'échantillon N°9.

Le site Di 6 (fig. 108), près de Blégiers, montre un comportement complexe. Son analyse en Composante Principale, réalisée dans les basses températures entre 100 et 220°C, fournit deux composantes inverses. Au-delà de 220°C, et jusqu'à 430°C, les composantes redeviennent normales. Elles sont de bonne qualité. Les directions moyennes obtenues pour 9 échantillons présentent un groupement moyen des points ($k = 30,6$) dans le cadran NNW du stéréogramme. La direction moyenne caractéristique ($D = 326^\circ$, $I = 46,9^\circ$) est proche de celles des sites précédemment analysés (Di 1, Di 2-3). Le diagramme de Zijderveld montre une seule composante normale qui apparaît à 160° et se poursuit jusqu'aux températures élevées (430°). Notons que la trajectoire de cette composante ne converge pas vers l'origine, ce qui nous suggère la présence d'une deuxième composante.

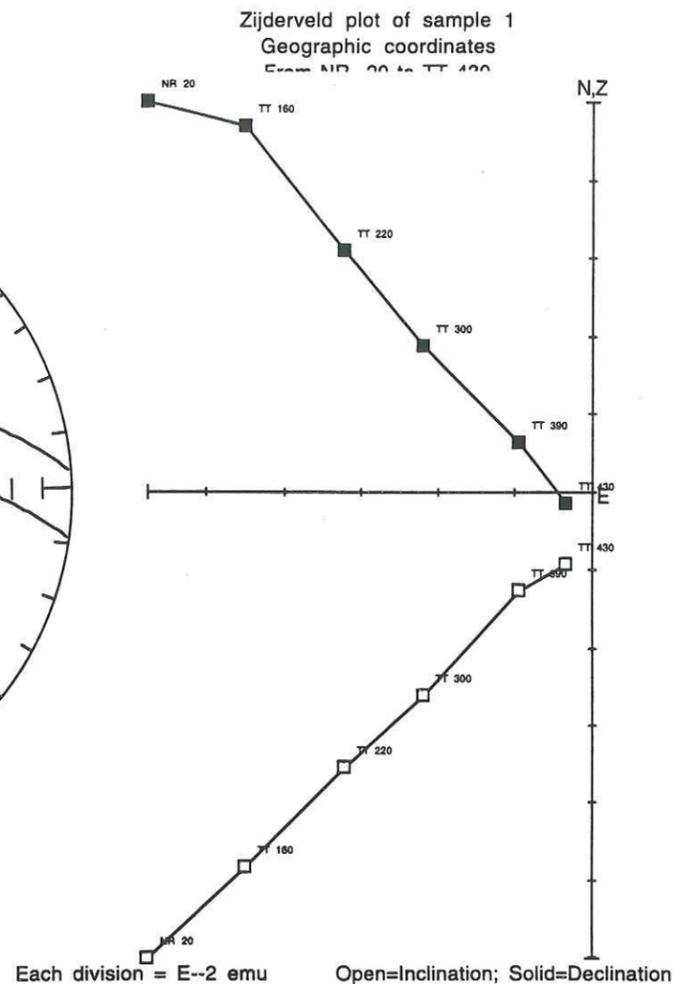
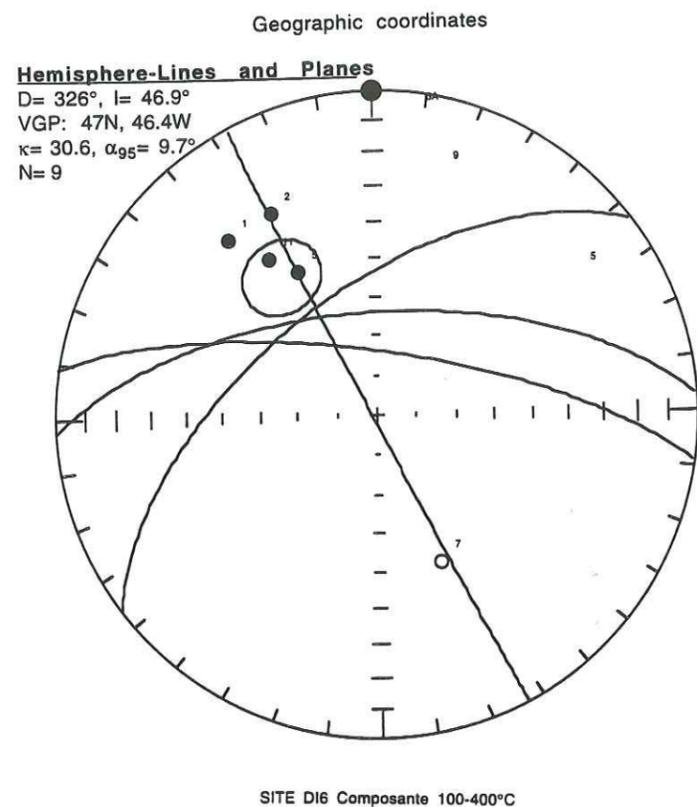


Fig. 108 : Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di6 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation de l'échantillon N°1.

Le site Di 7 (fig. 109) a été échantillonné dans d'excellentes conditions sur les rives du Bouimenc, près de Draix. Son comportement est très intéressant. Le groupement des points est excellent ($k = 113,8^\circ$). En position non corrigée, la direction caractéristique moyenne ($D = 334,9^\circ$, $I = 29,8^\circ$), obtenue entre 100°C et 400°C, est en accord avec les autres sites, alors qu'après basculement elle se situe sur le pôle jurassique européen ($D = 18^\circ$, $I = 57^\circ$). Sur le diagramme de Zijderveld réalisé pour l'échantillon N°4, on voit que cette composante ne correspond pas à une aimantation primaire parce que sa trajectoire ne converge pas vers l'origine. D'autres composantes semblent en effet se dessiner à haute température. Il s'agirait donc là d'une direction d'aimantation secondaire. L'analyse par les grands cercles confirme la présence de cette direction moyenne secondaire ($D = 349,5^\circ$; $I = 49,2^\circ$) qui masque la direction d'aimantation recherchée.

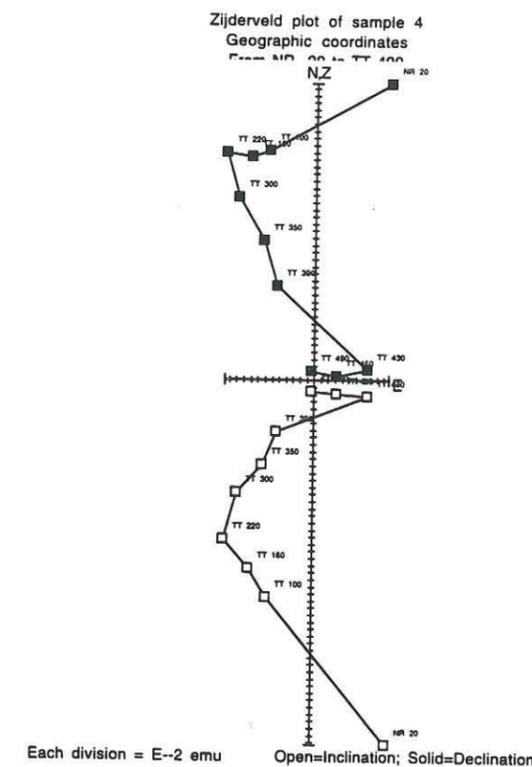
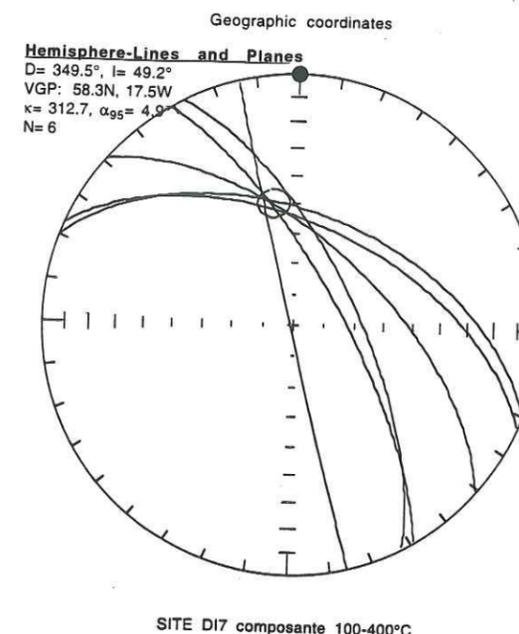
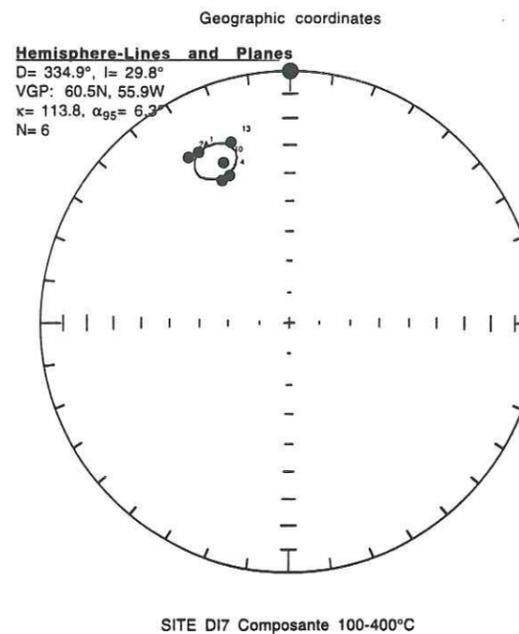


Fig. 109 : Stéréogrammes des directions paléomagnétiques au site Di7 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation de l'échantillon N°4.

Le site Di 8 (fig. 110) échantillonné à l'est de Digne, près du hameau des Dourbes, fournit une direction moyenne $D = 357,3^\circ$ et $I = 37,6^\circ$ qui se caractérise par un groupement correct des 6 échantillons pris en compte. Le diagramme de Zijderveld montre l'existence de deux aimantations qui se détruisent l'une après l'autre, entre 20-320°C et 320-420°C.

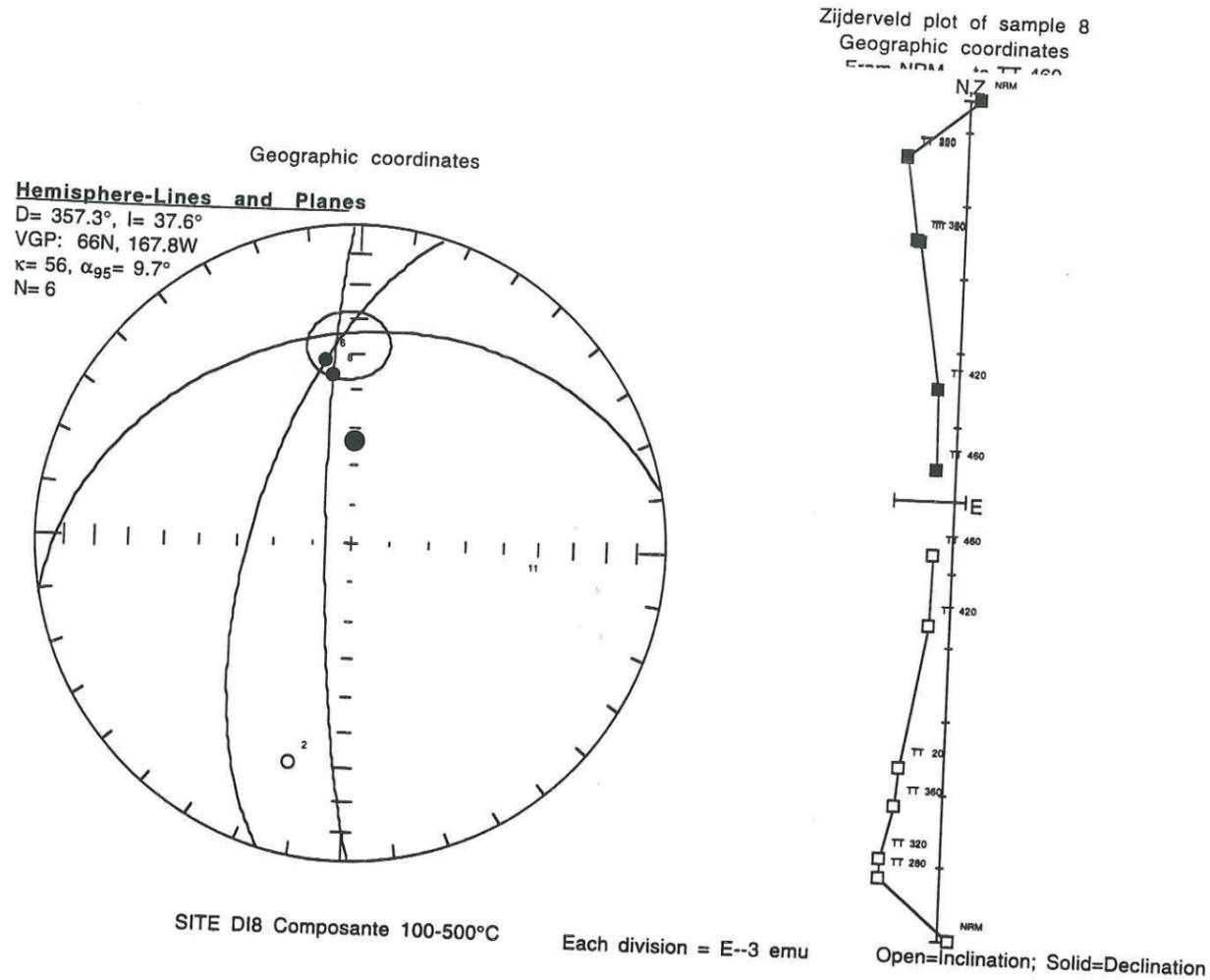


Fig. 110 : Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di8 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation de l'échantillon N°8.

Par ailleurs, notons que Di 7 et Di 8 montrent un comportement assez semblable : une aimantation secondaire qui, en coordonnées géographiques, est assez éloignée en inclinaison d'un pôle récent.

B/ Sites échantillonnés en position frontale

Parmi les cinq sites échantillonnés en position frontale, le site Di4 échantillonné au Sud de Norante (fig. 111) est de qualité médiocre. Les directions fournies sont bien trop dispersées ($k = 22$). L'analyse par les Grands Cercles fournit une meilleure direction moyenne ($D = 17^\circ ; I = 39,5^\circ$). Mais celle-ci est très difficile à confirmer, même sur les diagrammes de Zijderveld. Ce site est d'autant plus difficile à exploiter que l'on est confronté à un problème de correction tectonique sur le pli polyphasé de Norante.

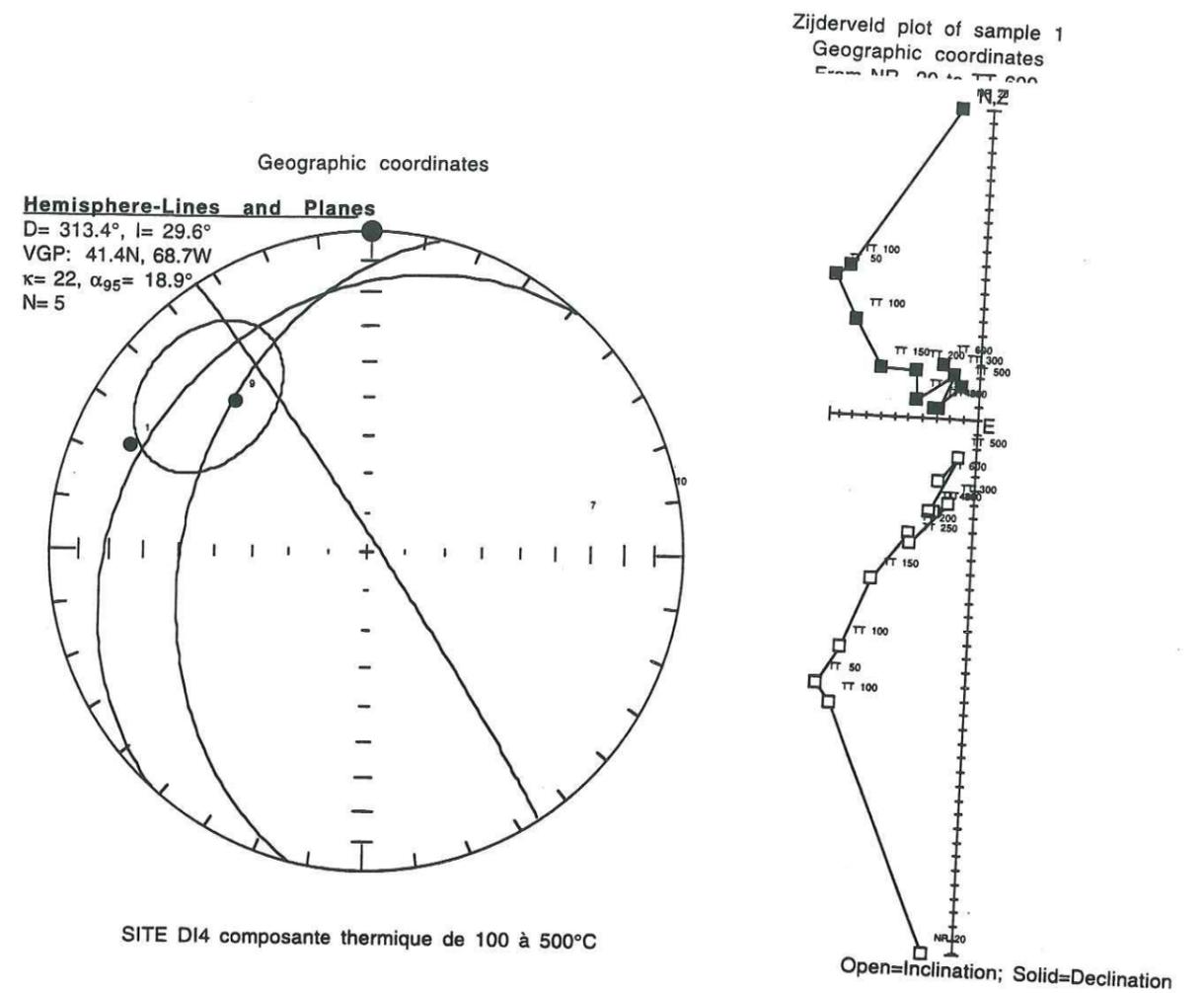


Fig. 111 : Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di4 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation.

L'ACP du site Di 9 échantillonné près de Boades est très mauvaise (fig. 112). Par contre, l'analyse par les Grands Cercles fournit une bonne direction moyenne ($D = 214,8^\circ ; I = 28,7^\circ$) dans le cadran SW du stéréogramme. Le diagramme de Zijderveld pour l'échantillon N°11B présente une composante linéaire entre 20°C et 360°C. Au-delà, la composante est médiocre et suggère la compétition entre deux composantes de faible ampleur. Dans l'ensemble, ce site, pourtant échantillonné dans de bonnes conditions, donne des réponses très médiocres.

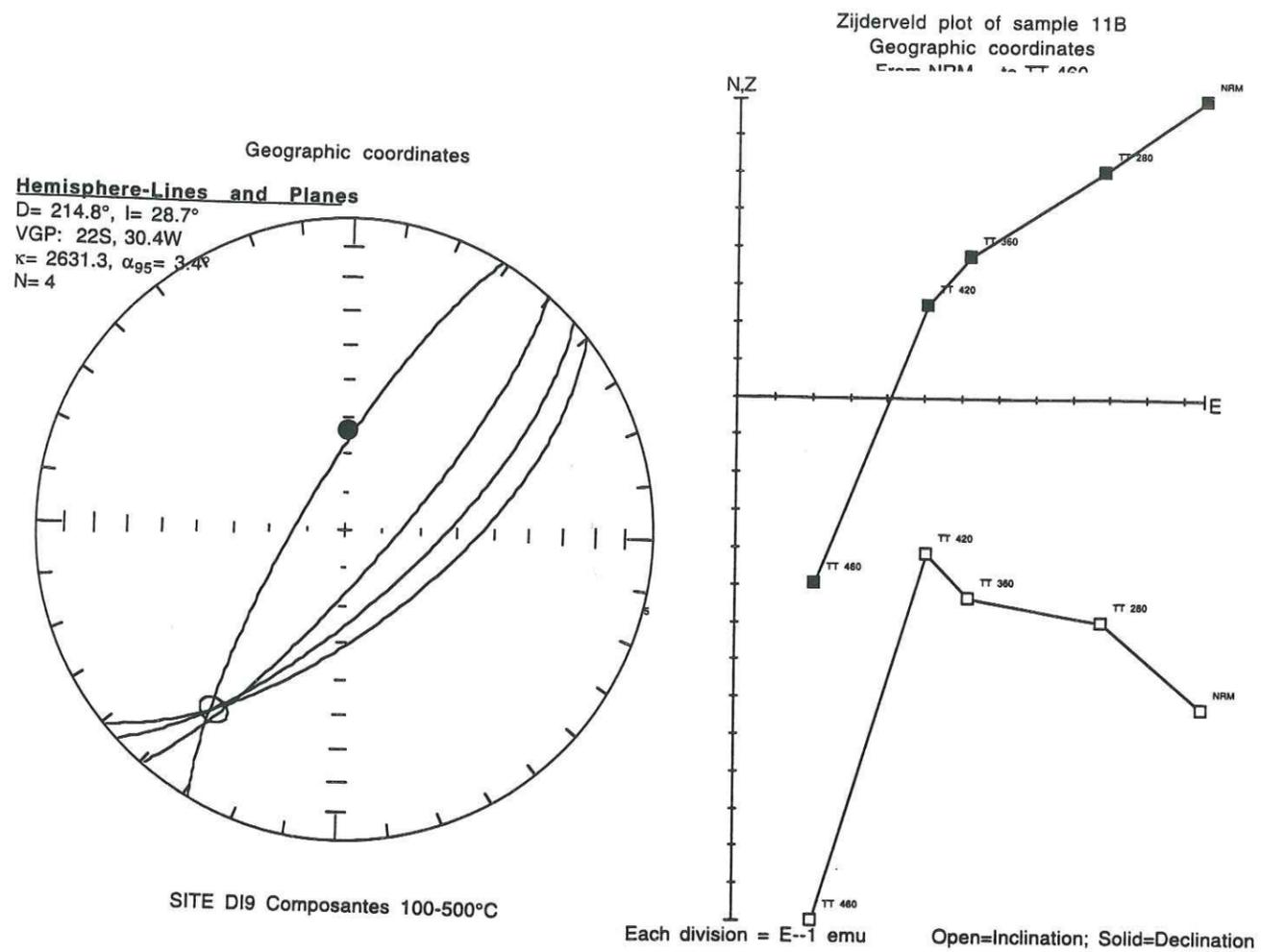


Fig. 112 : Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di9 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation.

Le site Di 12 (fig. 113) échantillonné au Nord de Blieux montre lui aussi des directions très dispersées. Seule une analyse de ce site par les Grands Cercles, réalisée sur 6 échantillons, est satisfaisante. Elle donne pour les basses températures (100-250°C) une direction moyenne $D = 21^\circ$; $I = 11,6^\circ$, dans le cadran NE du stéréogramme. Le diagramme de Zijderveld réalisé sur l'échantillon N°13 montre bien la juxtaposition de plusieurs aimantations qui ont des champs coercitifs et des températures de blocage bien distincts. On n'observe pas d'aimantation primaire. Celle mise en valeur par l'analyse des Grands Cercles semble être secondaire.

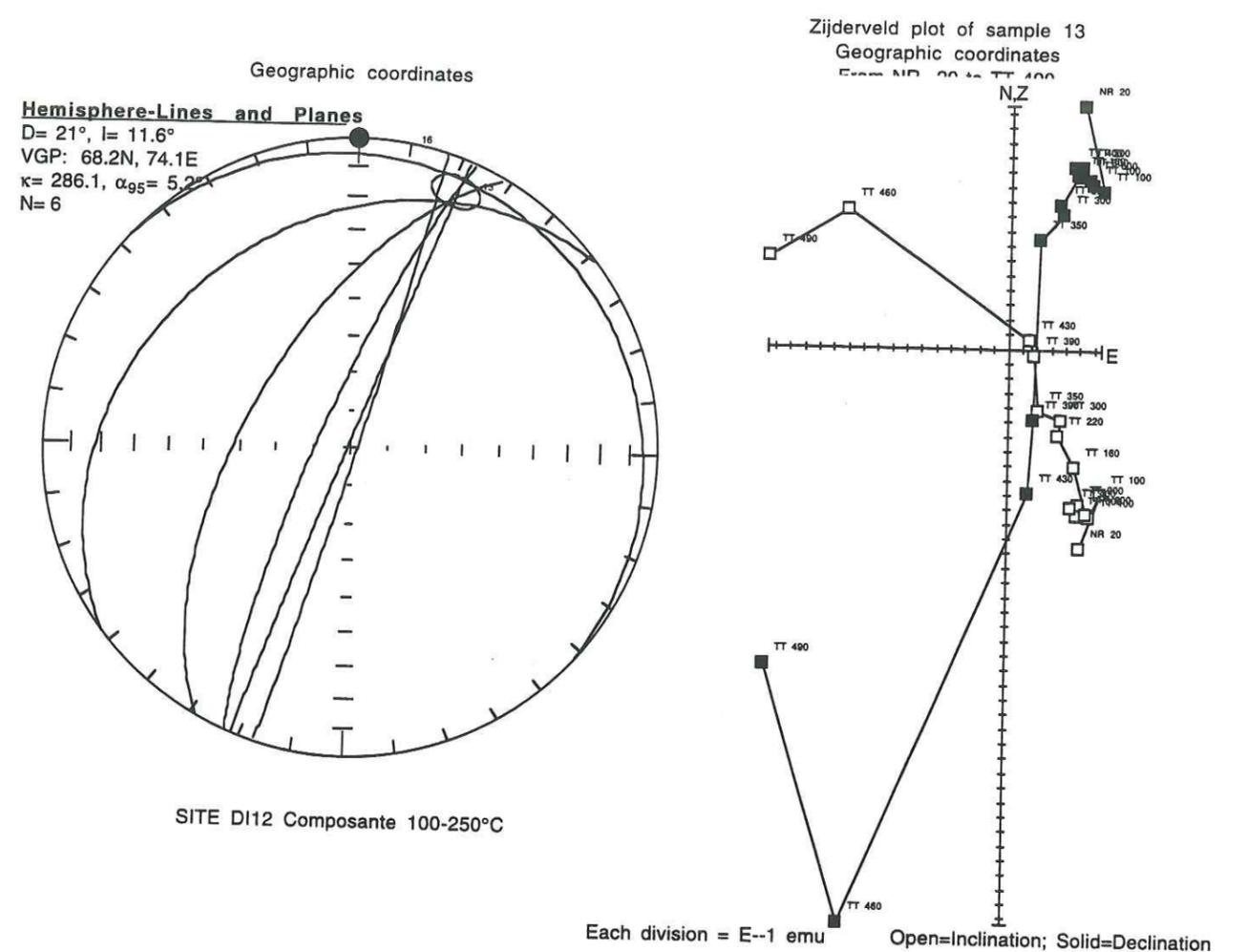


Fig. 113 : Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di12 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation.

Le site Di 10 (fig. 114), échantillonné près de Saint-Julien/Verdon dans les marno-calcaires du Bajocien-Bathonien, donne des résultats plutôt médiocres. L'analyse par les grands cercles réalisée sur 7 échantillons fournit un mauvais groupement des directions ($k = 23,5$) autour de la direction moyenne $D = 321,8^\circ$ et $I = 47,4^\circ$, qui se situe dans le cadran NW du stéréogramme. Le diagramme de Zijderveld montre une composante assez satisfaisante entre 150 et 400°C, mais celle-ci semble être secondaire.

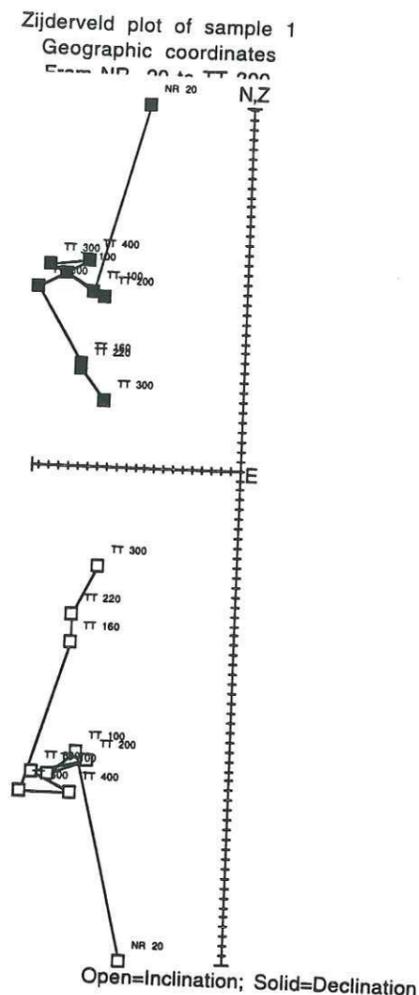
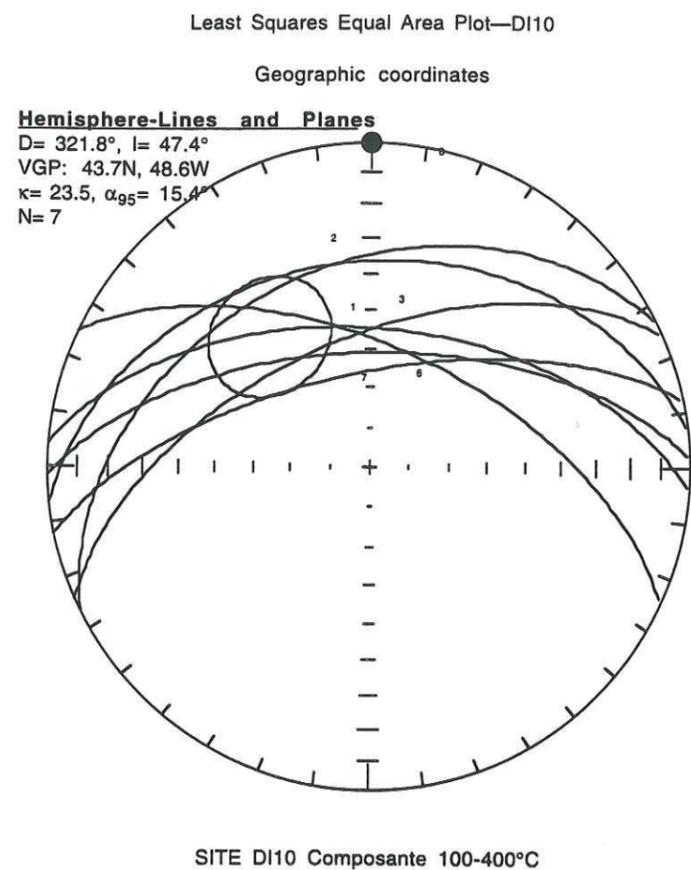


Fig. 114 : Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di10 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation.

Le site Di 11 (fig. 115) correspondant à l'anticlinal de Castillon se caractérise par un assez bon groupement ($k = 84,4$) de directions calculées sur 7 échantillons, entre 100 et 300°C. La direction moyenne obtenue par l'ACP ($D = 235,2^\circ$ et $I = 49,7^\circ$) n'est pas confirmée par l'analyse sur 11 grands cercles où la direction moyenne se situe dans le cadran NW du stéréogramme ($D = 351,5^\circ$; $I = 67,8^\circ$). Le diagramme de Zijderveld met bien en valeur la complexité de l'aimantation qui est en fait multiple et difficile à décomposer. L'aimantation primaire est mal définie, probablement masquée par d'autres aimantations en compétition.

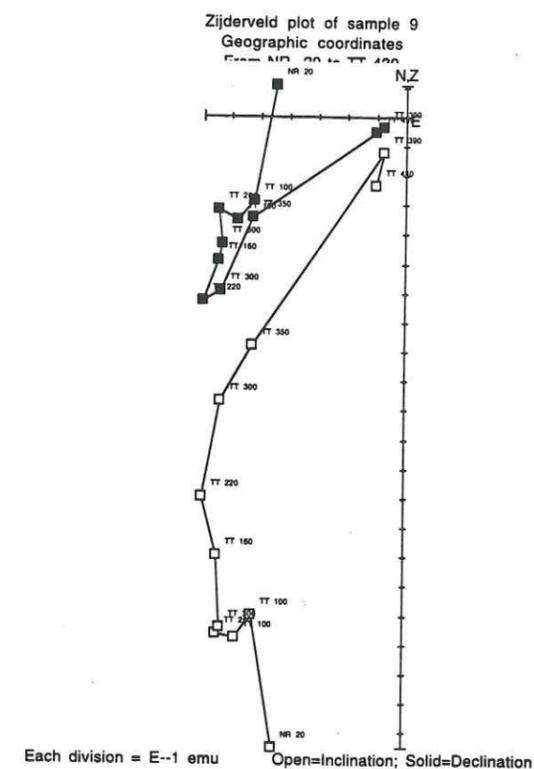
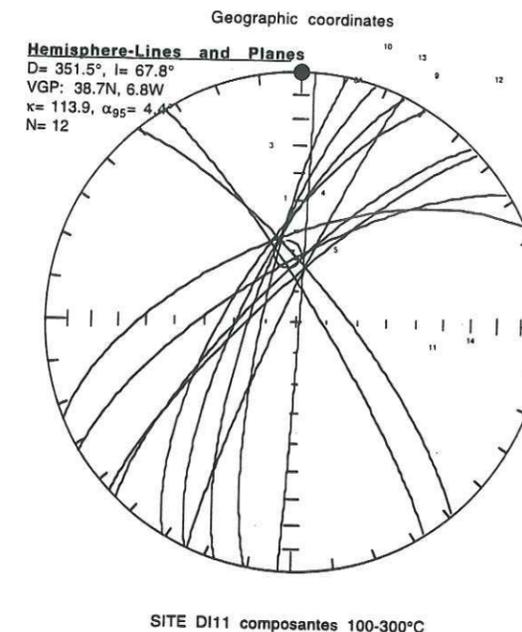
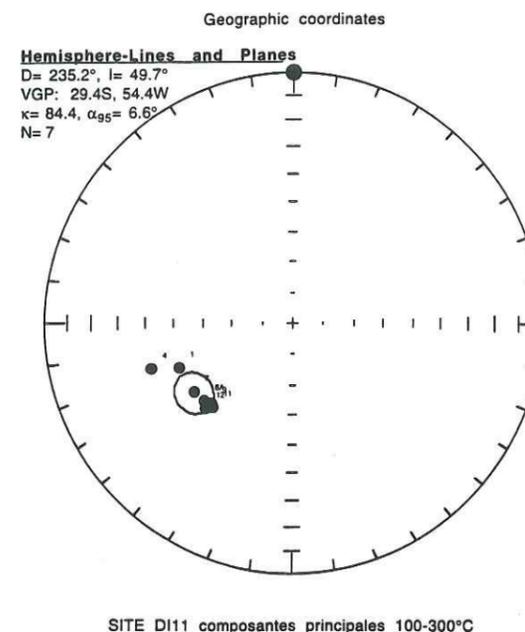


Fig. 115 : Stéréogrammes des directions paléomagnétiques au site Di11 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation.

2. 3. 2. - Analyse des sites échantillonnés dans le Crétacé et le Tertiaire

L'étude préliminaire réalisée dans les sites crétacés et tertiaires n'a pas été concluante. Les composantes d'aimantation sont très complexes et généralement non répétitives d'un échantillon à l'autre. Notons toutefois le site Tb dans l'Oligocène rouge de la cluie de Barles. Ce site montre des composantes de polarité normale assez stables. Bien que ne pouvant conclure sur la signification de l'aimantation caractéristique ainsi mise en évidence, il semble qu'une étude plus large de cet Oligocène permettrait de caractériser cette composante d'aimantation qui semble être syn-plissement.

3. - Synthèse et discussion

3. 1. - L'ASM

L'ASM appliquée sur le Jurassique, le Crétacé et le Tertiaire, a permis de mettre en évidence des fabriques magnétiques de bonne qualité. Nous allons discuter successivement (A) de l'intensité de la déformation, (B) de la foliation magnétique et de la linéation magnétique. Notre but est ici de trouver un maximum d'arguments pour la définition d'un modèle cinématique de mise en place de la nappe de Digne et d'approcher au mieux les grandes étapes de la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane. Nous comparerons ensuite ces linéations avec les données de microtectonique disponibles (C) afin de confirmer ou non leur origine tectonique. Dans un dernier paragraphe (D), nous mettrons en parallèle nos résultats et ceux obtenus dans les chaînes subalpines Nord par Aubourg et al., 1990 et 1991, afin de faire le lien entre l'histoire tectonique de la chaîne subalpine Nord et la branche occidentale de l'arc de Castellane qui se situe dans la chaîne subalpine Sud.

A/ Intensité de la déformation

Les fabriques magnétiques des sites échantillonnés n'évoluent qu'entre les stades 2 (fabriques intermédiaires : Di 1, Di 4a, Di 5, Di 6, Di 9, Di 10, Di 11, Di 12) et 4 (fabriques tectoniques : Di 2-3, Di 7 ?, Di 8 ?, Ba 3, Ta 1). Cette déformation reste faible par rapport à celle enregistrée dans les Bauges (Chaînes subalpines Nord) ou dans la fenêtre de l'Embrunais où la schistosité est pénétrative (Aubourg 1990).

Il est intéressant aussi de noter que les fabriques de type 4 relevées aux sites du Lias (Di 2-3) marquent la présence d'une schistosité comme déjà observée dans les pélites des chaînes subalpines Nord (Rochette, 1988 ; Rochette et Vialon, 1984).

B/ Foliation et linéation magnétiques / Stratification

Dans le cas des sites Di 1, Di 4, Di 5, Di 9 et Ta 1, on observe une obliquité entre les K1 (axes de susceptibilité maximale) et la stratification (fig. 116). Ce schéma déjà rencontré dans les Chaînes subalpines Nord est très différent de celui résultant d'un raccourcissement horizontal (évolution d'une fabrique magnétique, fig. 88a) où la linéation magnétique dans les faibles étapes de déformation est horizontale et perpendiculaire à la direction de raccourcissement. Par ailleurs, on observe sur les stéréogrammes une très légère obliquité entre la stratification et le plan de foliation magnétique. Celle-ci est moins inclinée que la stratification et décalée vers la droite. Ces deux arguments sont en faveur d'un cisaillement dans les Terres Noires et nous permettent de penser que ce cisaillement n'est pas purement horizontal, mais oblique comme on s'y attend dans un contexte transpressif. Dans ce cas, la direction de K1 donne le sens du transport de la couverture décollée. Ces directions (fig. 116) sont en accord avec ce que l'on attend de la géométrie de l'arc : N 50, dans la couverture (Di 1, Di 4, Di 5), N 10, sur le front de la nappe de Digne (Di 9, Ta 1).

Les sites Di 7 et Di 8 sont singuliers. Tous deux présentent une fabrique de type 3-4 (intermédiaire évoluée) qui pourrait être en faveur d'une évolution de la fabrique intermédiaire vers une fabrique tectonique dans un régime transpressif. De plus les directions de K1 parallèles à S₀ sont atypiques. On peut attribuer ces différences à leur localisation dans un couloir de déformation.

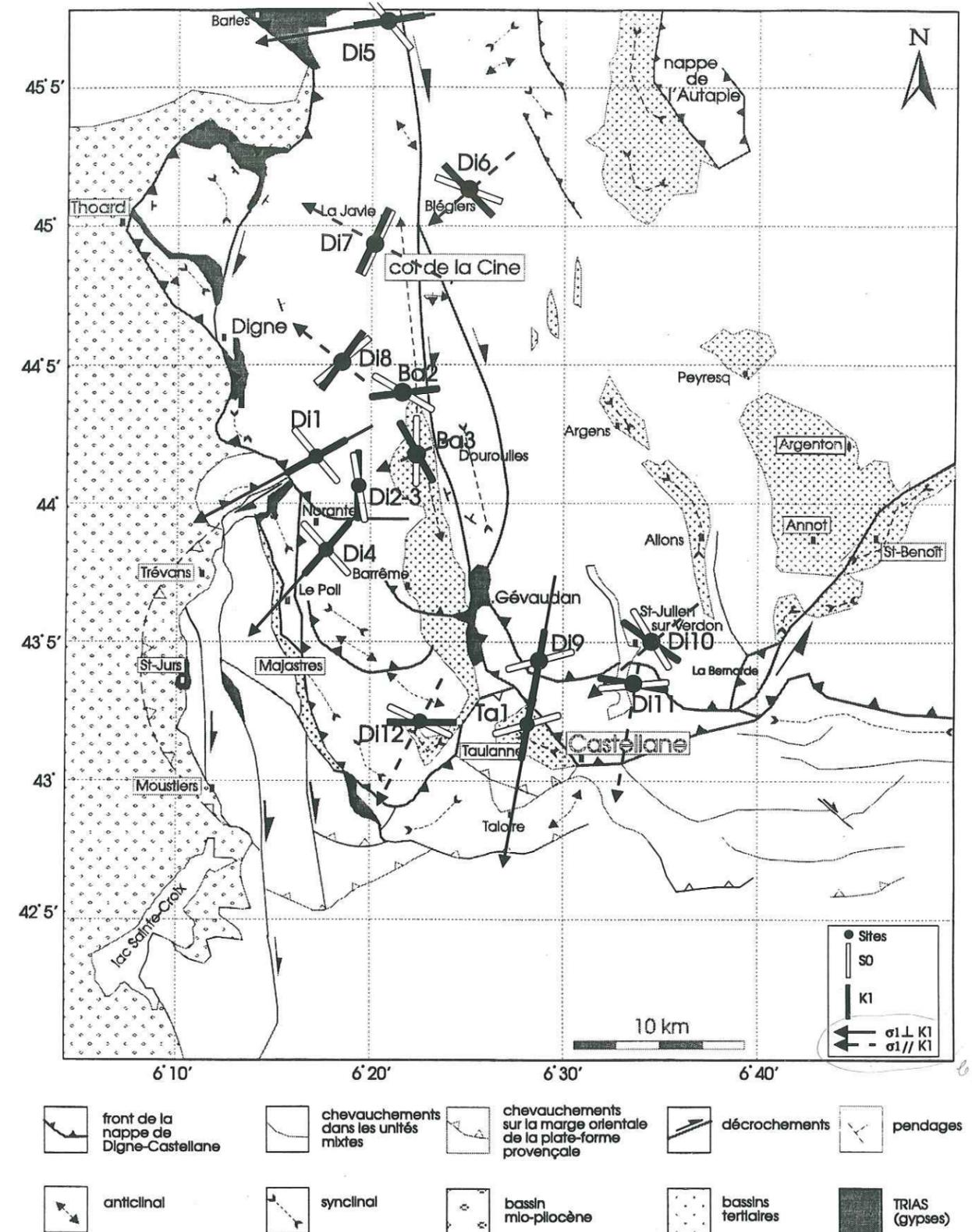


Fig. 116 : Carte des linéations magnétiques dans l'arc de Castellane.

Au site Di 2-3 échantillonné à proximité du chevauchement à vergence Sud de Chaudon-Norante, la linéation mesurée est liée à de l'intersection. Ce site n'est donc pas comparable aux sites précédents. La linéation traduit ici l'existence d'une déformation pénétrative importante qui se manifeste par le développement de dysharmonies et de plans de schistosité NS, probablement liés au chevauchement de Chaudon-Norante qui a pris appui sur une structure transverse héritée (partie V). Il en est de même au site Di 6 où la fabrique intermédiaire est liée à de l'intersection.

Les sites Di 10 et Di 11, proches géographiquement, montreraient des comportements similaires si l'on considère que la fabrique du site Di 11 est bien inverse. Dans ce cas, les K3i évoquent une linéation magnétique orientée WNW-ESE. Cette direction si elle résulte d'un mécanisme compressif (fig. 88a), témoignerait d'un raccourcissement NNE-SSW comme le suggèrent les fabriques des sites Ta 1 et Di 9.

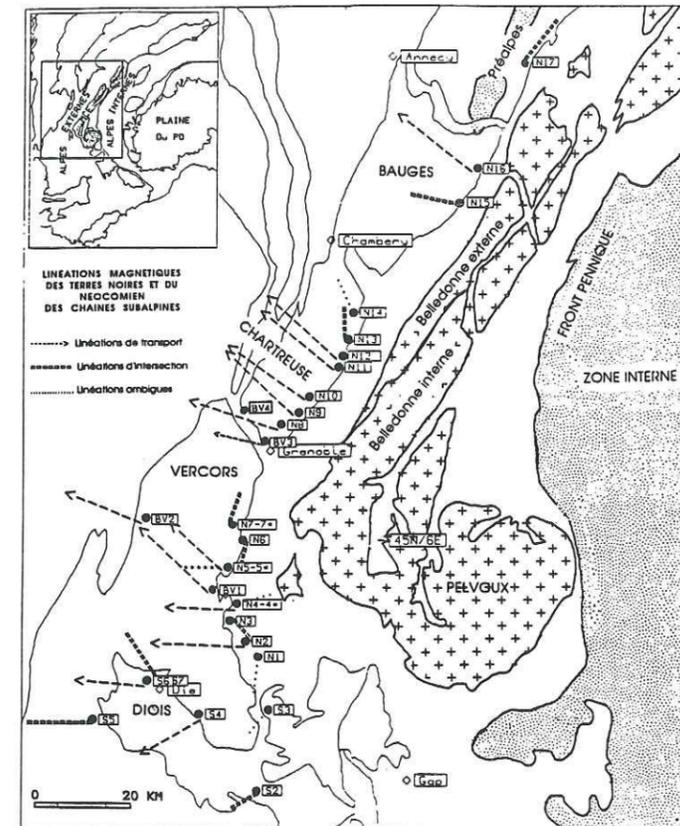
Quant au site Di 12, où les K1 sont obliques par rapport à la stratification, on enregistre une distribution elliptique des K1 et K3 non expliquée par les éléments de terrain (stratification, axe de pli). Ce type de fabrique, jamais rencontré à ce jour, semble être liée ici à un mécanisme transpressif.

C/ Comparaison avec les données de microtectonique

Les linéations magnétiques (fig. 116) correspondent à l'orientation préférentielle linéaire (ou planaire) des grains de magnétite et des phyllosilicates. Comme nous venons de le voir ces linéations magnétiques n'ont pas toutes la même signification. Celles qui nous intéressent le plus sont celles qui sont parallèles à la direction de cisaillement et qui expriment un transport. Ce sont celles des sites Di 1, Di 4, Di 5, Di 9, Ta 1, disposées en éventail comme on peut le voir sur la carte des linéations magnétiques (fig. 116). Les directions de raccourcissement orthogonales aux linéations magnétiques, dans le cas d'un raccourcissement horizontal, sont tout aussi importantes. Ce sont celles des sites Di 6, Di 7, Di 8, Di 10, Di 11, Di 12, Ba 2 et Ba 3.

L'origine tectonique de toutes ces linéations magnétiques est confirmée par les données microtectoniques de Combes (1984), Faucher et al. (1986) et Ritz (1991) qui enregistrent, sur le front de chevauchement de la nappe de Digne et dans le système d'écaillés frontales, des directions de raccourcissement comprises entre N 80° et N 30°. Nos relevés sur le terrain (Partie II) confirment aussi l'existence de ces deux directions et soulignent l'importance de la composante transpressive N 20°-N30° dans les grands faisceaux décrochants dextres de la branche occidentale de l'arc de Castellane (faisceaux du Poil-Creisset et de Gévaudan- la Cine).

D/ Comparaison avec les résultats obtenus dans la chaîne subalpine Nord



Les premiers travaux, de Rochette (1983) et Lamarche (1987) sur les propriétés et la fabrique magnétiques dans les calcschistes et les flyschs du Jurassique inférieur de la chaîne subalpine Nord, ont montré la très bonne corrélation entre fabriques magnétiques et structures géologiques. Ces formations, et notamment les Terres Noires callovo-oxfordiennes, ont permis de mettre à jour l'existence de linéations magnétiques approximativement perpendiculaires aux axes de plis. Ces linéations magnétiques sont alors considérées comme des directions de transport proches de la direction de déplacement de la couverture subalpine (Aubourg et al., 1990). Ces directions peuvent être visualisées sur une carte des linéations magnétiques (fig. 117).

Fig. 117 : Linéations magnétiques dans les chaînes subalpines Nord (Aubourg et al., 1990).

Elles se caractérisent par une disposition en éventail depuis les Bauges jusqu'au Diois, autour des massifs cristallins du Pelvoux, Belledonne interne et externe. En effet, si l'on compare les directions magnétiques enregistrées dans les Terres Noires du massif de la Chartreuse (N 130) avec celles du Vercors (N 100), on observe une rotation senestre de 30° (Aubourg et al., 1991). Plus au Sud, dans l'arc de Castellane, ces divergences de transport sont diffuses et expriment bien la complexité du canevas structural et de l'histoire tectonique de notre secteur d'étude (Partie II). Il semble, qu'à certains endroits, la linéation correspondant à la phase précoce de déformation ne soit pas totalement effacée par les phases de déformation intermédiaire et ultime. Une certaine mémoire magnétique serait donc à l'origine d'une organisation plutôt confuse des directions magnétiques. Cette hypothèse avait déjà été envisagée pour expliquer la divergence des directions de transport dans la chaîne subalpine Nord (Aubourg et al., 1991). Le problème étant de savoir si ces deux directions sont simultanées ou si l'une est plus précoce que l'autre. Si l'on s'en tient aux travaux de Ménard (1988) dans le secteur de Grenoble, les deux directions sont simultanées. La divergence des directions de transport dans la chaîne subalpine ne serait donc liée à un phénomène de mémoire magnétique. Elle est dans ce cas liée à une dislocation du socle par le jeu d'importants accidents décrochants.

3. 2. - Le Paléomagnétisme

A/ Mise en évidence des aimantations pré-tectoniques et réaimantations post-tectoniques (fig. 118)

Les résultats obtenus dans les Terres Noires ne sont pas de très bonne qualité et ne permettent pas d'isoler l'aimantation caractéristique. Les composantes secondaires détectées à basse et moyenne température (entre 100°C et 400°C) sont quasiment toutes exclusivement de **polarité normale**, comme celles détectées dans les Chaînes subalpines Nord. Notons à ce sujet que des études récentes dans les Cévennes (Rouvier et al. 1996) font état d'une phase de réaimantation régionale de polarité normale, d'âge Eocène-Oligocène, que les auteurs attribuent à des migrations de fluides à très grande échelle. La présence ubiquiste des polarités normales dans les chaînes subalpines Nord et Sud pourrait ainsi correspondre à cette phase de recristallisation régionale.

Dans notre cas l'interprétation des données n'est pas conclusive en regard de la qualité et du nombre des données. Dans les Terres Noires, on a deux comportements contradictoires :

1) En coordonnées tectoniques, donc après débasculé complet (100%) de la stratification aux sites Di 5, Di 8, Di 12, (Di 7 ?), les directions d'aimantation se regroupent autour du pôle tertiaire de l'Europe stable (fig. 118).

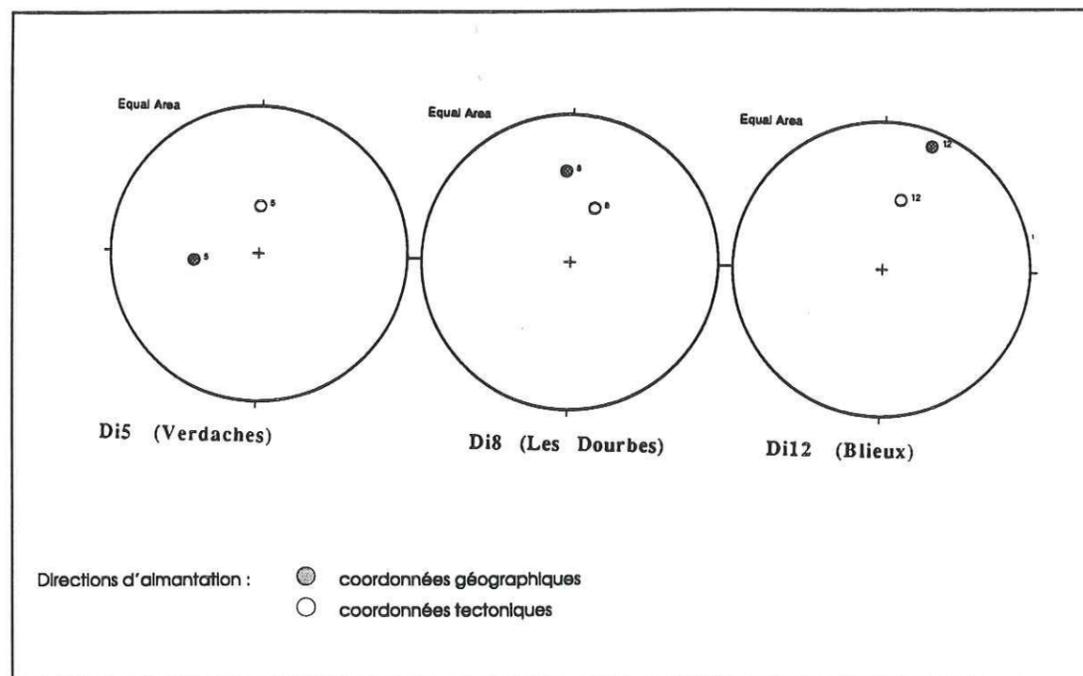


Fig. 118 : Evolution des vecteurs d'aimantation, avant et après correction tectonique, aux sites Di 5, Di 8, Di 12.

Ceci implique que les séries ont été affectées par une phase de plissement tardive, probablement pléistocène, que cette phase est unique et qu'elle ne s'est pas accompagnée d'une rotation comme le montrent des études paléomagnétiques réalisées au Pelvoux et qui font état d'une rotation anti-horaire (Henry, 1980 et 1992 ; Heller et al., 1989).

2) Aux sites Di 1, Di 2-3, Di 4, Di 6, Di 7, Di 10, les composantes sont de bien meilleure qualité, en particulier pour les échantillons du sites Di 2-3 (Dogger) où une seule composante est visible, probablement synchrone de la schistosité pénétrative. En coordonnées géographiques, les composantes d'aimantation se regroupent dans le cadran NW et se dispersent notablement après correction tectonique (fig. 119).

quadrant

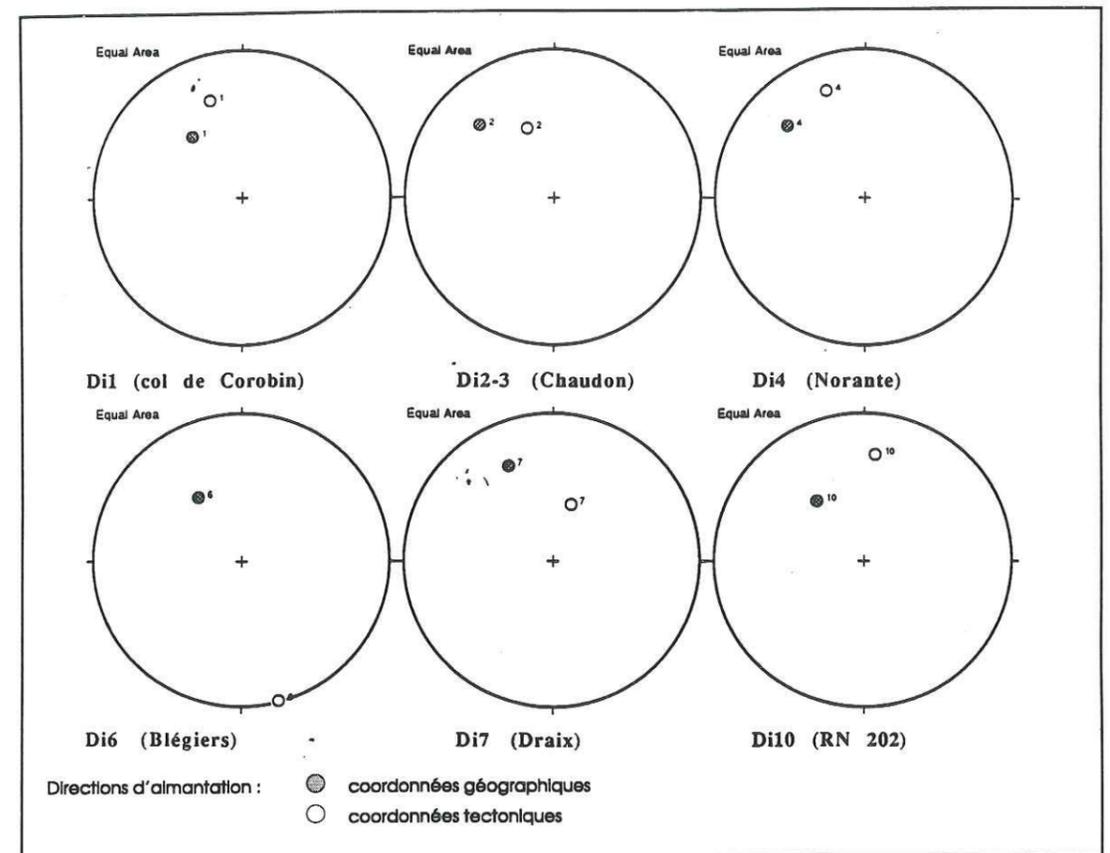


Fig. 119 : Evolution des vecteurs d'aimantation avant et après correction tectonique aux sites Di 1, Di 2-3, Di 4, Di 6, Di 7 et Di 10.

Un test de débasculé progressif (fig. 120) montre un meilleur regroupement après un débasculé de 20%, ce qui suggère une acquisition de l'aimantation à la fin du plissement. Le nombre des données ainsi que la faible qualité des composantes ne donne pas à ce test un caractère conclusif. Toutefois, si le groupement était vérifié, il impliquerait deux contraintes majeures dans le développement de l'arc de Castellane :

- la présence d'une réaimantation tardive de polarité normale, probablement contemporaine de la mise en place de la nappe de Digne au Miocène. Cette réaimantation se localiserait aussi dans les Terres Noires.

- l'existence d'une rotation anti-horaire de l'ordre de 30° qui se serait produite entre 0 et 10 Ma.

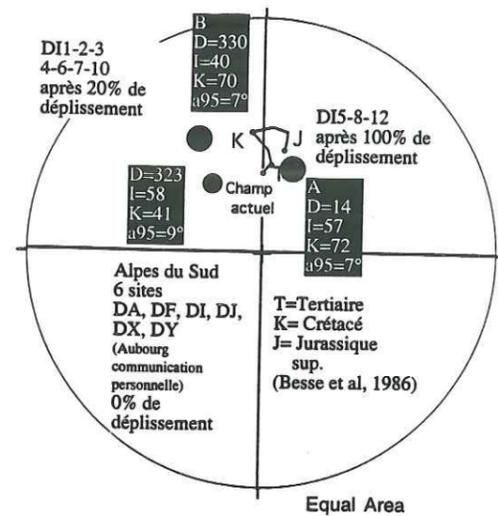


Fig. 120 : Evolution des vecteurs d'aimantation dans le Sud-Est de la France depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'actuel et projections des directions d'aimantation des sites échantillonnés dans les Alpes du Sud et l'arc de Castellane.

Notons un troisième comportement non conclusif : en coordonnées géographiques, les sites Di 9 et Di 11 se caractérisent par une aimantation à polarité normale ; après correction tectonique, les directions obtenues ne correspondent à aucun paléo-pôle d'aimantation connu (fig. 121).

Des études paléomagnétiques préliminaires réalisées dans les chaînes subalpines Sud (Diois, Dévoluy, Gapençais) montrent l'existence d'une composante de polarité normale dans le cadran NW, qui se disperse après correction tectonique (C. Aubourg, communication orale).

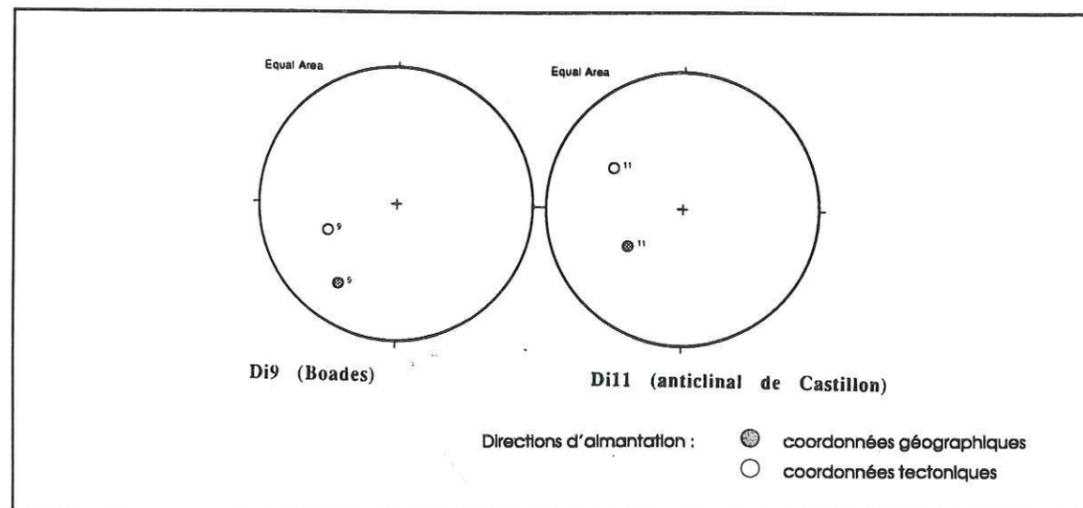


Fig. 121 : Evolution des vecteurs d'aimantation avant et après correction tectonique aux sites Di 9 et Di 11.

B/ Comparaison avec les résultats obtenus dans la chaîne subalpine Nord

Nos résultats ne s'accordent pas avec ceux obtenus dans la chaîne subalpine Nord. On remarque aussi que ces derniers sont très différents entre eux. En effet, les données paléomagnétiques obtenues par Heller et al. (1989) dans les Massifs Cristallins Externes des Alpes occidentales attestent de rotations antihoraires de l'ordre de 60°. Par contre celles obtenues par Westphal (1973) dans les roches permienne (grès et roches volcaniques) et triasiques (spilites) de la région de Briançon et des massifs du Pelvoux et de Belledonne, attestent d'une rotation antihoraire du massif du Pelvoux et d'une partie de la zone Briançonnaise de 30° à 45° environ ; les travaux de Lamarche et al. (1988) sur le revers Est des massifs cristallins de Belledonne et des Grandes Rousses mettent en évidence une éventuelle rotation antihoraire de 15° de la zone dauphinoise. Enfin, les derniers travaux de Henry (1992) concernant la région Sud du Pelvoux montrent une importante rotation antihoraire de 90° de la partie Sud-Ouest du massif de Taillefer, une rotation antihoraire de 30° de la frontière Sud du Pelvoux et une importante rotation horaire de l'ordre de 50° à 90° le long de l'accident d'Aspres-Les-Corps (en rapport avec son jeu coulissant dextre) qui marque (rappelons-le) la limite Nord de la nappe de Digne.

Conclusion

L'ASM, réalisée dans les formations du Jurassique moyen et plus particulièrement dans les « Terres Noires » du Callovo-Oxfordien de l'arc de Castellane, se caractérise par des fabriques magnétiques de bonne qualité. Elle montre l'existence de linéations magnétiques plutôt divergentes qui évoluent entre N 80° et N 10°-N 30° et des directions atypiques comme aux sites Di 7 et Di 8 probablement liées aux rétrochevauchements observés sur le terrain et en coupe (Partie III). Par ailleurs, ces études d'ASM mettent en évidence l'existence d'un décollement potentiel (cisaillement) dans les Terres Noires comme il a pu être montré dans les Chaînes subalpines Nord. Elles mettent aussi en évidence la présence d'une obliquité entre les plans de foliation magnétique et la stratification en faveur d'un régime transpressif. Les déformations enregistrées sont moins intenses que celles relevées dans l'Embrunais, la Chartreuse et les Bauges, mais comparables à celles enregistrées dans le Vercors et le Diois (Aubourg, 1990).

Pour affiner notre connaissance sur la cinématique de la nappe de Digne (unité principale de l'arc de Castellane), nous avons entrepris une étude paléomagnétique sur les 12 sites jurassiques et un site tertiaire. Notre principal but étant de repérer d'éventuelles aimantations primaires, donc pré-tectoniques, pour expliquer et justifier les variations observées des linéations magnétiques. Les composantes obtenues sont en grande majorité de polarité normale. Elles ne montrent pas de rotations rigides de grandes amplitudes dans l'arc de Castellane et plus particulièrement dans sa branche occidentale. Elles suggèrent une rotation antihoraire très récente de l'ordre de 30°. Toutefois, il manque des sites complémentaires afin d'être en mesure de l'affirmer avec certitude. Pour ce faire, nous suggérons d'intensifier les études paléomagnétiques dans les niveaux jurassiques, puis de développer une étude paléomagnétique du Tertiaire et plus particulièrement des grès d'Annot, pour confirmer une possible rotation récente.

Il est connu à Boades

Cinquième partie :

Synthèse et discussion

Cinquième partie

Synthèse et discussion

Introduction

L'étude que nous avons menée sur la branche Nord-Sud de l'arc de Castellane répondait à plusieurs préoccupations, à savoir :

- Quel est le rôle de l'héritage dans la structuration de l'arc de Castellane et en particulier de sa branche occidentale ?
- Quelles sont les modalités de la propagation de la déformation ?
- Quelle est l'origine du bassin molassique de Digne-Valensole et comment se comporte-t-il au cours de la déformation ?

Nous tenterons d'apporter des réponses à ces interrogations en examinant successivement le comportement mécanique de la couverture puis celui du socle. Nous terminerons ce mémoire en précisant les étapes qui ont contrôlé l'évolution géodynamique et la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane.

pas
de
encore

1. - Réflexions sur les mécanismes de la déformation

1. 1. - Comportement mécanique de la couverture

1. 1. 1. - Lithologie et implications tectoniques

La couverture sédimentaire est formée d'unités structurales issues de différents domaines paléogéographiques :

- la plate-forme provençale mésozoïque et sa marge orientale à faciès mixtes,
- le bassin delphino-vocontien mésozoïque,
- le bassin tertiaire de Digne-Valensole,
- les nappes de flysch de l'Autapie.

Ces unités se distinguent par leur faciès et l'épaisseur de leurs séries (Parties I et II) qui déterminent leurs styles de déformation. Nous avons vu (Partie 3) que, d'une façon générale, ces unités sont bornées par les paléo-failles normales qui délimitaient les anciennes provinces paléogéographiques. Le jeu de ces failles s'est inversé lors des phases de compression alpines, conduisant ainsi à une succession de chevauchements intra- et inter-unités à la faveur de plans de décollement majeurs.

Après avoir précisé la nature et la position des différents niveaux de décollement, nous envisagerons le rôle de l'érosion, autre facteur qui a contrôlé la cinématique des systèmes chevauchants de la branche occidentale de l'arc de Castellane.

A/ Principaux niveaux de décollement

Nous avons vu (Parties III et IV) que le développement des systèmes chevauchants dans la branche occidentale de l'arc de Castellane est essentiellement contrôlé par la présence de niveaux de décollement. Ces niveaux, à faible résistance au cisaillement, découplent la série sédimentaire de son substratum et induisent de plus ou moins grands déplacements. Il s'agit bien sûr des niveaux à gypses du Trias supérieur, mais également des « Terres Noires » callovo-oxfordiennes ainsi que des marnes grises de l'Albo-Cénomanién. Nous essaierons d'apprécier, pour chacun de ces niveaux de décollement, l'ampleur des déplacements et les caractéristiques des systèmes chevauchants qui en résultent.

* Le niveau des *évaaporites et argiles du Trias supérieur* constitue, ici comme ailleurs dans les Alpes, la discontinuité mécanique majeure au-dessus de laquelle la couverture s'est déformée et déplacée. Ce niveau est présent aussi bien à la base de la nappe de Digne, où il atteint son épaisseur maximale, qu'à la base des écaïlles frontales à faciès mixtes (ou intermédiaires entre les faciès de la plate-forme provençale à l'Ouest et les faciès du bassin dauphinois à l'Est).

C'est lui qui a accommodé la migration de la nappe de Digne, depuis sa province d'origine plus au Nord jusque sur la surface d'érosion de la bordure orientale de la plate-forme provençale. Nous avons vu (Partie III) qu'il localise des déplacements apparents sur les coupes orientées sub-EW (coupes I, II, III et IV) et des déplacements réels sur la coupe orientée NE-SW (coupe V). Ces déplacements sont variables d'une unité à l'autre, de l'ordre de 15 km dans le sens EW, pour la partie occidentale de l'unité dignoise, et de l'ordre de 4 km pour sa partie orientale qui s'étend à l'Est du couloir de déformation de Gévaudan - la Cine (coupe II).

De ce niveau de décollement, naissent dans la couverture, toute une série de chevauchements avec une géométrie en rampes et paliers. La plupart des rampes sont émergentes, certaines sont aveugles. Il en va ainsi pour le front de l'arc sur les coupes III et IV (Partie III). L'anticlinal de Châteauredon, par exemple, est associé à une rampe qui, issue du niveau de décollement triasique, se propage et s'amortit dans les molasses mio-pliocènes. Même chose pour les anticlinaux sur rampe aveugle considérés sous les formations mio-pliocènes de Valensole entre Moustiers - Sainte-Marie et les Mégis (coupe IV).

* Un deuxième niveau de décollement conséquent s'observe dans les *marnes grises de l'Albo-Cénomanién*. Il est limité à la partie orientale de notre secteur d'étude, là où les séries crétacées ont été préservées de l'érosion. Sur ce niveau de décollement se branche toute une série de rampes émergentes auxquelles sont associées des déformations dysharmoniques. Il s'accompagne de déplacements relatifs qui peuvent atteindre 6 km sur la coupe I (Partie III) ; mais il se caractérise surtout par le développement d'importantes dysharmonies qui absorbent une quantité de déplacement/raccourcissement difficile à quantifier.

* Les « *Terres Noires* » du *Callovo-Oxfordien* absorbent elles aussi une part du raccourcissement régional comme le confirme l'anisotropie de susceptibilité magnétique (Partie IV). Ce niveau de décollement reste toutefois diffus : il ne s'accompagne pas de déplacements notables et se caractérise par des redoublements de séries et le développement d'une importante déformation interne par plissements dysharmoniques et bourrages (Blègiers, Clavoune) entre deux niveaux à dominante calcaire (Bathonien et Kimméridgien).

Notons qu'un quatrième niveau de décollement a pu être observé par Hamiti (1995), à la base des *Grès d'Annot*, dans la région d'Allos. Son activité serait contemporaine de la mise en place de la nappe de l'Autapie au Priabonien. Ce niveau se caractérise par le développement de petites rampes aveugles qui s'accompagnent de micro- et méso-plis hydroplastiques dans les grès. Il ne joue pas un rôle important dans la cinématique des systèmes chevauchants de l'arc de Castellane.

B/ Le rôle de l'érosion

Bien que très peu étudiée parce que difficile à apprécier, l'érosion est un paramètre important dans la mise en place des nappes et des chevauchements. Les changements de la topographie qu'elle induit vont influencer la localisation de la déformation.

Au cours de son déplacement, la nappe de Digne a dû franchir l'important escarpement de faille qui correspondait, au Jurassique, à la limite paléogéographique plate-forme provençale / bassin dauphinois (fig. 122). Son front de chevauchement s'est alors retrouvé en position haute ; il a pu être ainsi plus facilement attaqué par l'érosion qui a probablement éliminé les séries crétacées dans la partie frontale de la nappe de Digne (coupe I).

Le matériel terrigène issu de ces unités est venu se sédimer dans le bassin de Digne-Valensole au cours du Miocène supérieur (puis du Plio-Pléistocène). Nous précisons plus loin (§ D) l'origine et le rôle de ce bassin dans la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane. Notons dès à présent que la forme du front de chevauchement en biseau, avec des séries beaucoup moins développées sur le front de la nappe de Digne (coupes I et II), souligne l'importance de l'érosion qui a facilité l'avancée de la nappe.

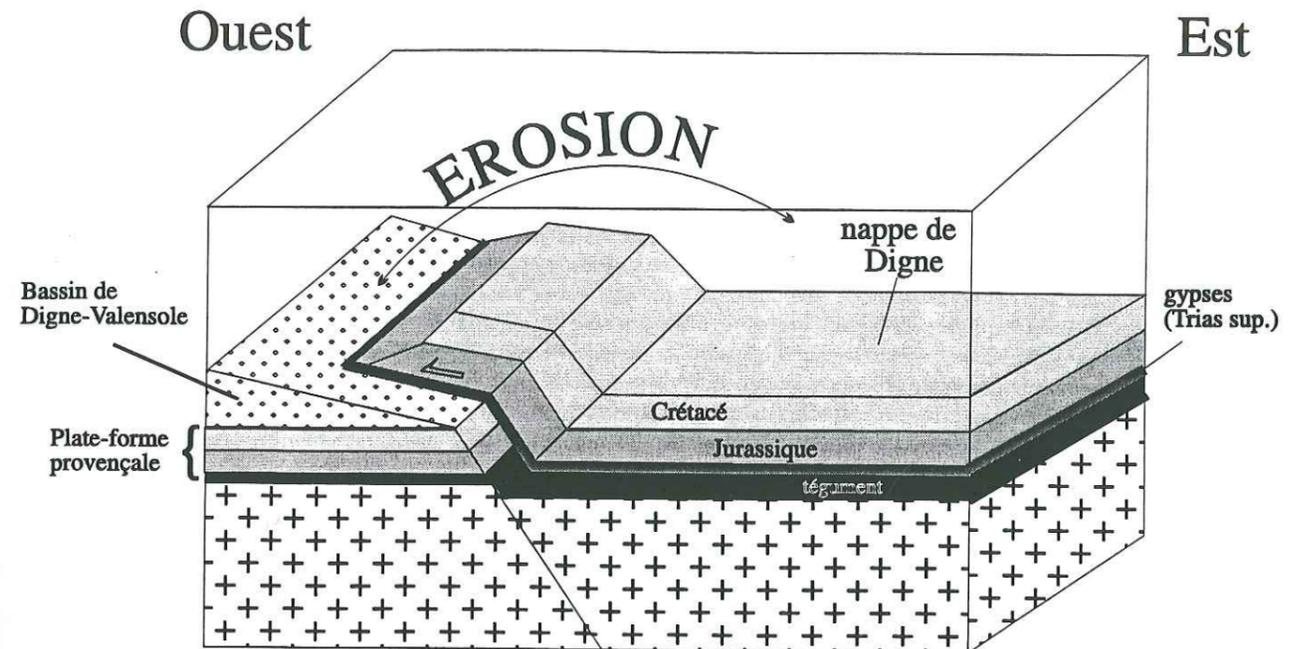


Fig. 122 : Décollement, chevauchement et érosion au front de la nappe de Digne.

L'érosion des séries crétacées dans toute la zone frontale de la branche occidentale de l'arc de Castellane a donc réduit localement l'épaisseur de la couverture sédimentaire (la Javie, Chaudon-Norante). Nous pensons que cette érosion des séries crétacées qui a engendré un bord libre à l'Ouest est à l'origine :

* d'une **désolidarisation**, à l'Est de la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine (secteur d'Allos), des séries crétacées préservées qui se sont décollées à la faveur d'un niveau de décollement dans les marnes grises de l'Albo-Cénomanién.

* d'une mise en place **gravitaire** de ces séries crétacées comme on peut le voir dans le secteur d'Allos sur les coupes I et V (Partie III).

* d'un allègement de toute la partie frontale de la nappe de Digne qui, par **glissement**, est venue se mouler sur les paléo-escarpements de failles sub-méridiennes qui ont contrôlé la sédimentation pendant tout le Jurassique. Sur le terrain (Partie II), ce moulage se manifeste par une **rotation locale de la direction de transport** qui s'est réorientée perpendiculairement aux paléo-failles majeures sub-méridiennes, ces dernières guidant la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane (donc N 80).

1. 2. 2. - Déformations héritées et déformations induites

Comme nous l'avons vu à plusieurs reprises dans notre travail, la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane est étroitement liée au canevas structural hérité qui guide la déformation. L'un des principaux objectifs de ce travail était de localiser et préciser la géométrie de ces paléo-structures dans la couverture et le socle (Partie III). En l'absence de profil sismique, de gravimétrie et/ou de forages, cette approche est restée indirecte. Elle a toutefois l'intérêt de poser les problèmes.

Toutes les failles relevées dans la couverture ne sont pas héritées des phases de déformation anté-compression alpine. Certaines sont induites par l'orogénèse même des Alpes qui est à l'origine, dans notre

secteur d'étude, d'un écaillage de la bordure orientale de la plate-forme provençale, de la désolidarisation de la nappe de Digne et de sa progression vers le SSW (Partie II). C'est la part respective de l'héritage et de la néoformation que nous allons maintenant préciser.

A/ Part respective de l'héritage et de la néoformation

Toutes les failles qui ont contrôlé la sédimentation dans les bassins dauphinois (jurassique) et vocontien (crétacé) sont par définition des **paléo-structures**. Elles sont héritées pour l'essentiel des phases d'extension jurassique et crétacée (Partie I). Ces paléo-failles appartiennent à deux familles de failles normales, les unes sont méridiennes et pentées vers l'Ouest ou vers l'Est, les autres sont sub-EW et pentées vers le Nord ou vers le Sud. Les premières sont fréquentes dans la branche occidentale de l'arc de Castellane, alors que celles de la seconde famille sont plus rares.

Les paléo-failles à pendage Ouest, sont difficiles à voir sur nos grandes coupes régionales parce qu'elles ne forment pas obstacle au déplacement de la couverture écaillée, mais facilitent bien au contraire son avancée. Elles pourraient expliquer dans une certaine mesure les sensibles variations d'épaisseurs relevées dans les séries de Digne - la Javie (coupe I). A contrario, les paléo-failles normales à pendage Est induisent des marches d'escalier qui s'opposent à l'avancée de la nappe. Ces accidents inversés localisent dans la couverture des plans de chevauchement à vergence Ouest qui se comportent comme des rampes obliques. Ils localisent les principales rampes aveugles et émergentes relevées sur nos coupes et compartimentent la nappe en sous-unités puis en écailles qui se chevauchent, perpendiculairement à la direction des accidents qui les limitent.

La seconde famille de failles, orientée sub-EW, n'apparaît pas sur les quatre premières coupes construites perpendiculairement aux structures majeures d'orientation méridienne. La coupe V, parallèle au transport de la nappe de Digne, nous montre toutefois qu'elles existent et qu'elles contrôlent les variations d'épaisseurs relevées du Nord au Sud, dans le bassin digneois qui s'étend jusqu'à Norante, et les chevauchements à vergence Sud.

Parmi les **structures néoformées** on relève : (1) les **failles inverses** qui délimitent des écailles et auxquelles sont associés des plis de rampes, des plis d'amortissement frontal de la nappe de Digne, des rétrochevauchements, des duplex et des dysharmonies, (2) les **décrochements** auxquels sont associés pour l'essentiel des structures en fleurs et des plis à axes verticaux et/ou plongeants.

(1) Nous avons vu (Partie III) que les failles inverses se caractérisent par une géométrie curviligne. Leur pendage est variable, rarement supérieur à 60°. En profondeur, elles s'enracinent à l'horizontale dans les niveaux incompétents (gypses, Terres Noires du Callovo-Oxfordien, marnes grises de l'Albo-Cénomaniens). La propagation de la faille vers la surface engendre parfois un pli (**pli par propagation de faille**) qui correspond à l'amortissement du déplacement de l'écaille (Mont Blacun, Mont Chauvet, sur la coupe II). Dans la majorité des cas, la faille est connectée à la surface ou à un palier supérieur. Un **pli de rampe** lui est associé (Montagne de Vibres, sur la coupe V). On remarque que sur la branche occidentale de l'arc de Castellane, ces plis de rampes sont très peu développés en raison de l'obliquité du front par rapport à la direction de transport, notamment de la nappe de Digne. Par endroits, une faille à pendage opposé vient se greffer sur la faille inverse. Cette **faille conjuguée** peut être recoupée par une autre faille chevauchante et former une **zone triangulaire**, comme c'est le cas sous l'anticlinal de rampe du Mourre de Chanier et à Clavoune (coupe V).

Dans la partie latérale de la nappe de Digne, toute une série de **plis** correspondant à **l'amortissement de la nappe de Digne** se développent dans les formations mio-pliocènes de Digne-Valensole (au droit du Cousson, sur la coupe II). Ces plis sont généralement de faible amplitude. Ils n'ont pas pu être dessinés sur nos coupes. Dans la partie frontale, d'autres plis à vergence Sud se développent, tel le pli de Norante orienté sub-EW qui correspond à l'amortissement frontal de la nappe de Digne à l'aplomb d'une paléo-faille normale. C'est ainsi que se développent toute une série de festons bien visibles sur le schéma structural de la branche occidentale de l'arc de Castellane (Partie II).

Dans les calcaires du Crétacé supérieur, **des dysharmonies** se développent à la faveur d'un important cisaillement dans les marnes grises du Crétacé moyen. De la même façon, de petites rampes aveugles apparaissent à la base de la série sédimentaire décollée lorsque le seuil de plasticité des gypses et argiles du Trias supérieur est atteint.

Au moindre blocage du transport de la nappe, les contraintes augmentent et on voit se développer des **accidents rétrochevauchants** à vergence Est (coupes II et IV), ou des structures de type **duplex**

(coupes II, III et IV). Ces chevauchements hors-séquence sont des structures fréquentes. Leur mise en place semble être liée à la délocalisation ou à l'arrêt d'une déformation en séquence mais le détail de ce processus reste inexpliqué. Sur la branche occidentale de l'arc de Castellane ils peuvent être aussi liés à l'importante sédimentation syn-tectonique (mio-pliocène) du bassin de Digne-Valensole qui fait obstacle au transport de la nappe.

(2) Les décrochements se caractérisent par de forts pendages (> 80°). Parmi les structures qui leur sont associées, les **structures en fleurs positives** sont les plus fréquentes comme on a pu les décrire dans les couloirs de déformation du Poil-Creisset et de Gévaudan - la Cine. Ces failles à fort pendage sont un peu particulières. Elles correspondent à des paléo-failles normales reprises en décrochements. Ce ne sont donc pas des structures néoformées proprement-dit. On peut les considérer comme telles dans la mesure où elles sont caractéristiques des couloirs de déformation en transpression.

Ces décrochements développent aussi toute une série de **plis** qui s'organisent **en échelon**, comme on l'observe dans le secteur de la Javie (Partie II) où leur disposition est en faveur d'un décrochement dextre.

Les cinq coupes (Partie III) montrent combien la part de l'héritage est importante dans la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane. Un peu plus de la moitié des accidents qui affectent la nappe de Digne sont des accidents hérités.

Dans les unités à faciès mixte et provençal, l'héritage semble être encore plus important : 70 à 80%, excepté sur la coupe III qui traverse le faisceau décrochevauchant du Poil-Creisset où les structures néoformées (duplex, navettes tectoniques) diminuent la part de l'héritage à environ 50%.

Notons que la part de l'héritage serait encore plus importante si l'on considère que la plupart des structures néoformées se développent là où existe déjà dans la couverture une faiblesse, un obstacle, hérités des phases précoces de déformation. Voyons, dans le paragraphe qui suit comment se comportent les failles héritées vis-à-vis des compressions alpines.

B/ Interaction entre champs de contraintes et structures héritées

Nous venons de voir que la couverture a gardé en héritage les failles normales à pendage Est, Ouest ou Nord, issues des tectoniques extensives jurassique et crétacée. Ces failles représentent des plans de faiblesse qui ont pu être préférentiellement réactivés ou inversés au moment du serrage alpin. Ces failles listriques viennent toutes se connecter en profondeur sur le plan majeur de décollement dans les gypses et argiles du Trias supérieur. L'analyse des principaux miroirs de failles a montré que le mouvement enregistré se caractérise souvent par deux jeux différents: un jeu vertical et un jeu horizontal. L'inclinaison des stries nous a souvent permis de définir le type de faille et de voir que la majorité d'entre elles sont des paléo-failles normales reprises en failles inverses décrochantes (dextres) (Partie II).

De nombreuses expériences réalisées en laboratoire (Segall et al., 1980 par exemple) montrent que si l'on comprime un milieu isotrope rendu anisotrope par la présence de fractures, un plan de fracture ne sera réactivé que si son pendage est compris entre 20° et 45°. Pour un pendage inférieur à 20° ou supérieur à 45°, il se produit une nouvelle fracture avec un angle de 30°. Les failles qui ont un pendage trop fort ou trop faible vont induire de nouveaux plans de failles, alors que les paléo-failles normales inclinées de 30° en moyenne vont être réactivées. Si ces fractures sont inclinées vers l'intérieur de la chaîne, d'où vient le mouvement, on assiste à une diminution de leur inclinaison au cours de la déformation, comme on l'observe sur nos coupes. A contrario, si ces fractures sont inclinées vers l'extérieur de la chaîne, elles seront redressées éventuellement jusqu'à la verticale. Les premières vont s'inverser et accompagner le déplacement des unités décollées, alors que les secondes forment obstacle et freinent la migration des unités.

L'inversion d'une paléo-faille normale peut être totale ou partielle (Mc Clay, 1996). On parle dans le premier cas d'une inversion positive ou nulle (1), dans le deuxième cas d'une inversion négative (2).

(1) Dans le cas d'une inversion positive, les séries du compartiment originellement affaissé se retrouvent décalées vers le haut par rapport à celles du compartiment chevauché. Dans le cas d'une inversion nulle, on n'observe pas de décalage des séries de part et d'autre de la fracture. C'est un peu comme si les séries du compartiment alors affaissé avaient retrouvé leur position anté-extension.

n'y avait-il pas de chevauchement inversés et d'Alpin

(2) Plus rarement, la réactivation de la paléo-faille normale peut être partielle. Dans sa partie profonde, la paléo-faille normale conserve son attitude et son jeu normal, alors qu'au sein de la couverture elle montre un jeu inverse associé à un anticlinal.

On voit combien ces paléostructures jouent un rôle fondamental dans la structuration des chevauchements et ce d'autant plus que dans la branche occidentale de l'arc de Castellane, les paléostructures majeures sont obliques par rapport à la direction de transport régional.

Nous pensons qu'en fonction de son intensité et des obstacles rencontrés, la contrainte va pouvoir (1) se réfracter sur les paléo-fractures sub-méridiennes ou (2), se confondre avec la direction des paléostructures, soit être indifférente et ne subir aucune déviation. Dans le premier cas, la direction de la contrainte subit une rotation horaire et s'oriente à N80 ; dans le second cas, la direction subit une rotation anti-horaire et prend une orientation sub-méridienne ; dans le troisième cas la direction reste inchangée. Ceci pourrait expliquer la disparité des directions de contrainte mesurées dans la branche occidentale de l'arc de Castellane par Faucher et al. (1988) et que l'on retrouve dans les mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (Partie IV).

Les paléo-structures mineures dans la branche occidentale, orientées sub-EW, vont être simultanément inversées pour passer à des rampes frontales et accompagner le transport régional vers le SSW.

C) Les conditions de propagation de la déformation

Nous avons vu (Partie III, § 3. 2. 2) que, d'une façon générale dans la branche occidentale de l'arc de Castellane, les séquences de propagation sont contraires : les écaillles frontales se sont mises en place avant les écaillles internes de la nappe de Digne. A ce type de séquence conforme centripète [d'Ouest en Est sur les coupes I à IV et du SSW au NNE sur la coupe V], se surimposent des chevauchements **hors-séquences** qui affectent aussi bien les unités provençales et mixtes que la nappe de Digne, comme en témoignent nos coupes régionales. Les raisons de la formation des hors-séquences sont encore mal connues. Dans le cas d'une poussée arrière (moteur tectonique), on soupçonne le blocage d'une ou plusieurs écaillles externes et le développement simultané d'un système d'écaillles plus internes en hors-séquence à la faveur de paléo-structures. Notons que la présence de **failles héritées** dans la couverture joue un rôle capital de ce point de vue. Pour des raisons de moindre énergie, il est en effet plus facile de réutiliser une ancienne faille et de l'inverser plutôt que de créer de nouveaux plans de chevauchement, si l'on raisonne sur les critères géométriques évoqués plus haut (Segall et al., 1980).

Dans ce contexte de propagation de la déformation, voyons comment évoluent les bassins paléogènes du système d'écaillles frontales provençales et mixtes, et de la nappe de Digne.

D) Origine et évolution des bassins paléogènes et néogènes

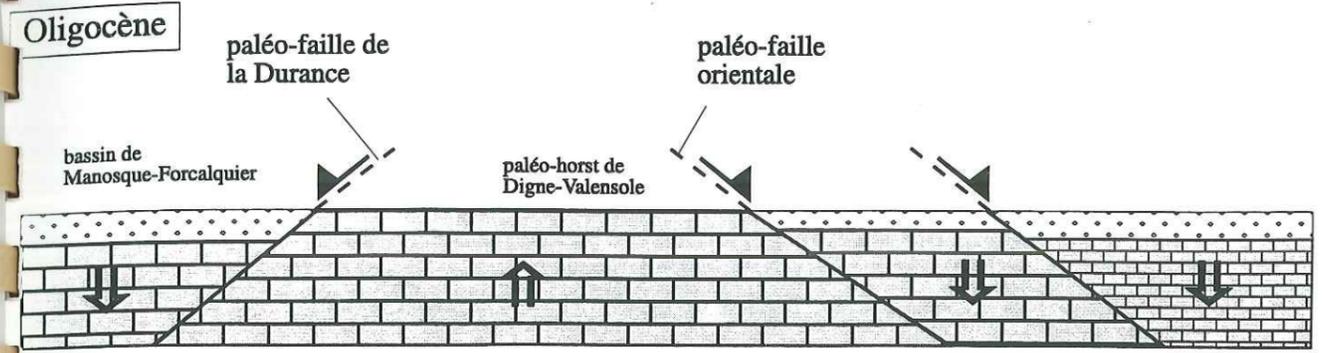
Comme on peut l'observer sur nos cinq coupes régionales, la formation des bassins **paléogènes** de la branche occidentale de l'arc de Castellane (Majastres, Taulanne, Barrême, Senez, Blioux, Allons, Annot) est étroitement liée à cet héritage tectonique. Les plus petits bassins (Allons) sont liés au rejeu syn-dépôt tertiaire des paléo-failles normales ; les autres sont liés à l'inversion des paléo-failles normales qui s'accompagne du plissement en synclinorium des séries du mur (Taulanne, Barrême, Blioux) ou du toit (Annot) de la faille au sein duquel les formations tertiaires sont préservées.

Le bassin **néogène** de Digne-Valensole borde du Nord au Sud la branche occidentale de l'arc de Castellane. Au Mésozoïque, il correspond à un paléo-horst (Dubois et Curnelle, 1978) limité à l'Est par la paléo-faille normale à regard Est qui sépare la plate-forme provençale de sa bordure mixte, et à l'Ouest par la paléo-faille normale à regard Ouest de la Durance.

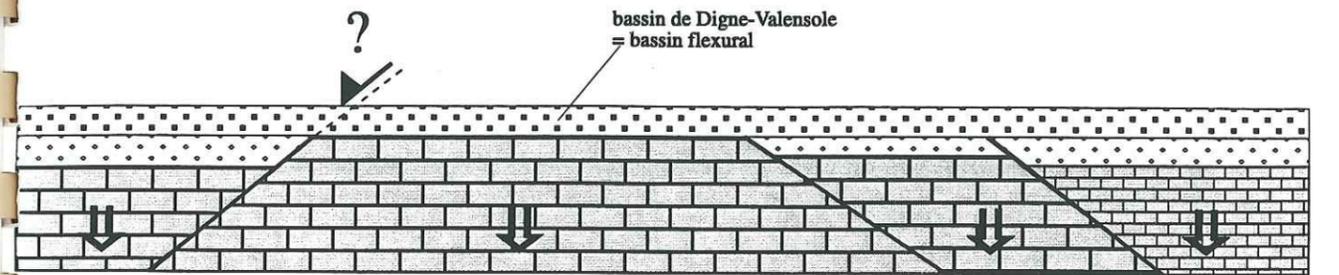
A l'Oligocène (fig. 123), ce paléo-horst continue de se soulever à la faveur du rejeu en extension de ses deux failles bordières. Alors que l'actuel bassin de Digne-Valensole est dépourvu de dépôts d'âge oligocène (Dubois et Curnelle, 1978), un bassin fortement subsident se développe à l'Ouest de la paléo-faille normale de la Durance (Manosque-Forcalquier) et un bassin moins actif s'installe sur les blocs affaissés qui le bordent à l'Est (Majastres).

Est

Ouest



Miocène inférieur et moyen



Miocène supérieur

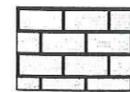
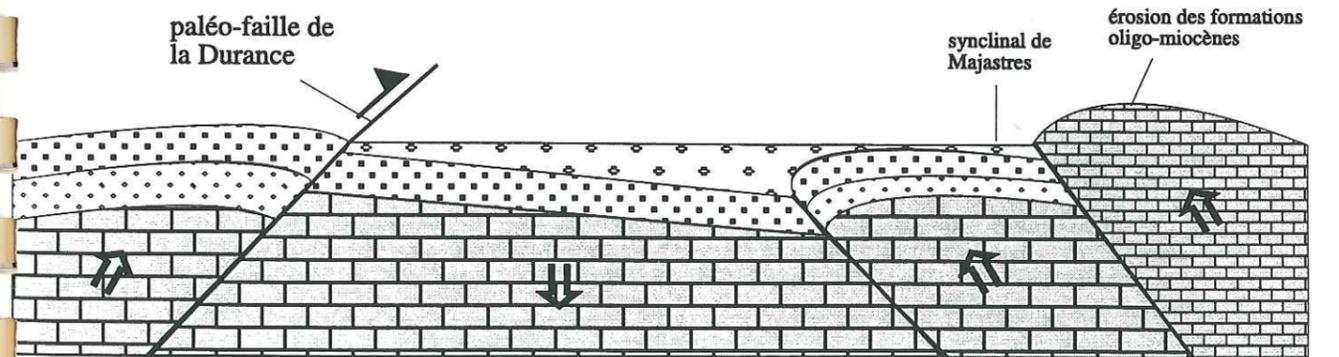
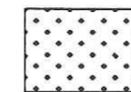


plate-forme provençale et sa bordure orientale mixte



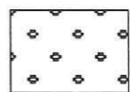
bassin delphino-vocontien



Oligocène



Miocène inférieur et moyen



Miocène supérieur

Fig. 123 : Origine et évolution du bassin de Digne-Valensole entre l'Oligocène et le Miocène supérieur.

qu'il y a une dépression

l'axe du bassin de subsidence

pas en 1/1000

Au Miocène inférieur et moyen (fig. 123), sous le poids d'une surcharge tectonique liée à l'orogénèse alpine, le paléo-horst évolue en **bassin flexural** permettant ainsi l'extension de la mer. Cette période est marquée par le dépôt de la Molasse Marine sur ce qui va devenir l'actuel bassin de Digne-Valensole et sur ses bassins annexes. Ces bassins continuent de s'inverser par **subsidence** comme en témoigne la dynamique sédimentaire du bassin miocène (Clauzon, 1989).

Cette inversion s'est ensuite accentuée au Miocène supérieur par inversion de la paléo-faille orientale et écaillage de la bordure Est de la plate-forme provençale (fig. 123). L'origine et la nature des conglomérats de Valensole (conglomérats fluviatiles duranciens et conglomérats continentaux d'origine subalpine) montrent que les produits d'érosion du front de chevauchement se sont déversés dans le bassin molassique, d'Est en Ouest et du Nord au Sud, à la faveur d'un important paléo-réseau hydrographique. Ainsi, le bassin continue de s'affaisser relativement par rapport aux unités qui l'encadrent et qui se soulèvent à la faveur des compressions alpines.

Les coupes montrent que le bassin molassique de Digne-Valensole correspond à la limite occidentale de la propagation des déformations alpines. Celles-ci diminuent au-delà en raison d'une disparition progressive des évaporites qui marquent le niveau de décollement régional majeur (coupes III et IV). C'est aussi probablement la raison pour laquelle les séquences de fonctionnement des chevauchements et écaillages dans la branche occidentale de l'arc de Castellane progressent de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne. Toutefois, le bassin de Digne-Valensole n'est pas exempt de déformation. Il est affecté en effet par des plis de large amplitude qui correspondent à la propagation de rampes aveugles sous le bassin. C'est le cas notamment de l'anticlinal de Mirabeau-Gaubert orienté WNW-ESE. On remarque qu'à proximité du front de la nappe de Digne cet anticlinal (Châteauredon) est réorienté NW-SE, comme entraîné par la progression de la nappe vers le SSW.

Le bassin molassique de Valensole proprement dit ne semble pas avoir été un obstacle à la progression vers l'Ouest de la nappe de Digne qui a glissé par-dessus sans développer de rampes secondaires, jusqu'à recouvrir le bassin sédimentaire. Ce recouvrement a pu être mesuré sur les coupes orientées Est-Ouest. Il est de 17 km au niveau du lobe de la Robine (coupe I) et de 5 km, plus au Sud, au niveau du Cousson (coupe II).

1. 2. - Comportement mécanique du substratum

La marge passive ouest-européenne a été soumise à deux reprises à un régime extensif, d'abord au Lias avec l'ouverture de la Téthys, puis au Crétacé avec l'ouverture de l'Atlantique Nord. La marge a alors été découpée en une mosaïque de blocs basculés. Au cours de l'orogénèse alpine, elle a été soumise à un régime compressif qui a remobilisé en jeu inverse nombre de fractures distensives mésozoïques.

Notre objectif est ici de faire la synthèse de toutes les données géométriques et cinématiques acquises au cours de notre travail de recherche, afin de reconstituer la géométrie des blocs mésozoïques et de voir comment ils ont été remobilisés par le régime alpin compressif.

On rappelle que, sur nos coupes, les structures majeures sont déduites des observations de surface et notamment des différences d'épaisseur et/ou de faciès relevées dans la couverture : nos résultats sont donc indirects. On fait ainsi l'hypothèse qu'un certain nombre de paléo-failles normales et de structures induites sont présentes dans le socle.

1. 2. 1. - la part de l'héritage dans la structuration du socle

Dans la branche occidentale de l'arc de Castellane, nos interprétations, choisies délibérément en dessinant les coupes, aboutissent à un canevas structural du substratum essentiellement contrôlé par des paléo-failles normales orientées sub-NS et sub-EW (fig. 3). Celles-ci découpent le socle et son tégument solide en blocs qui descendent en marches d'escalier vers l'Est (coupes I, II, III, IV) et vers le Nord (coupe V). Dans le détail ce découpage est variable suivant les coupes mais on retrouve sur chacune d'elles les grandes provinces paléogéographiques identifiées dans la couverture.

on suppose que les st. supérieures ont glissé également sur toute leur longueur dans notre sens

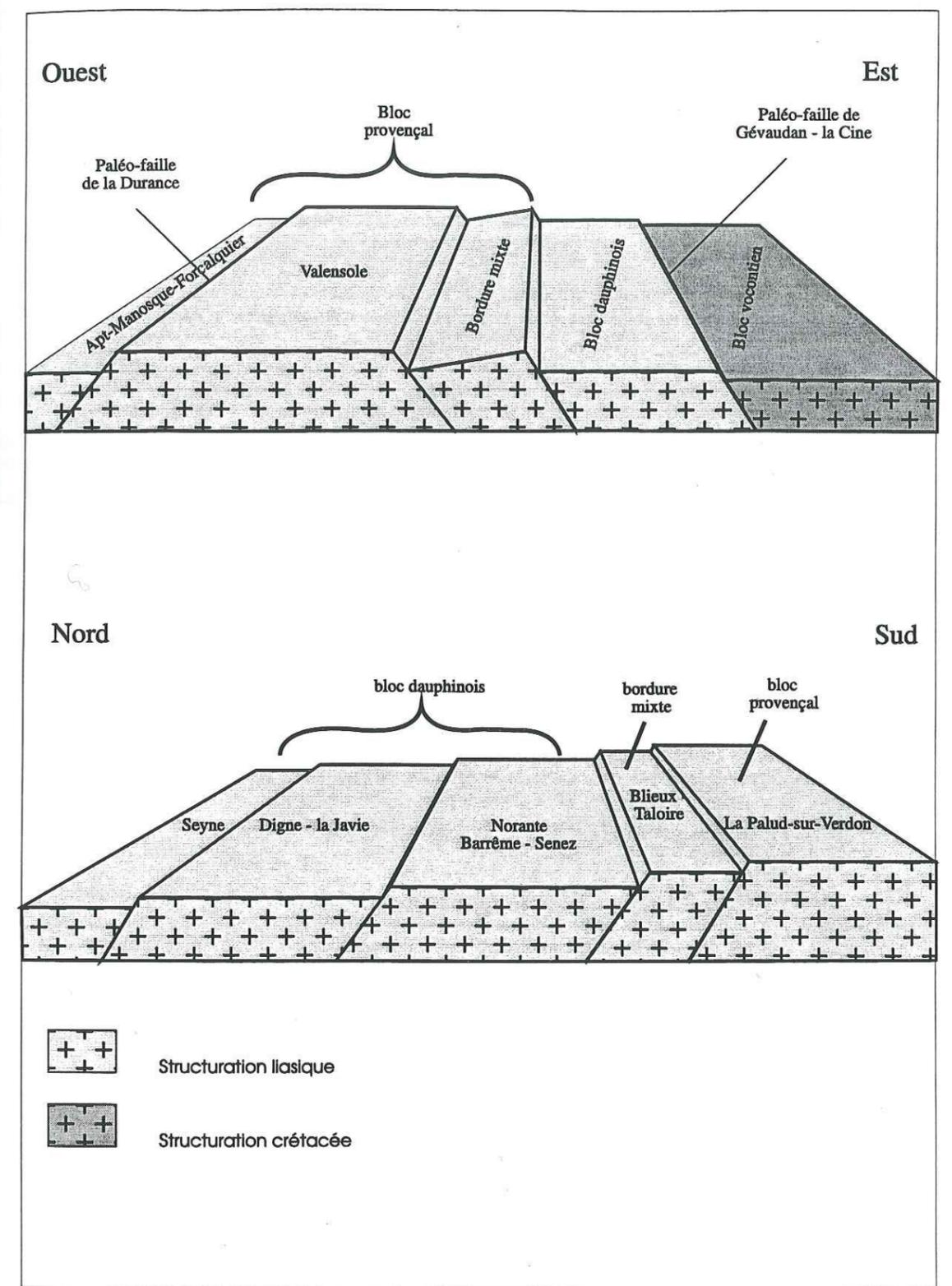


Fig. 124 : Structure schématique du socle avant les raccourcissements alpins.

Parmi les paléo-failles majeures relevées dans la couverture, on s'attend à retrouver dans le socle la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine orientée NS et pentée vers l'Est. Comme nous ne maîtrisons pas la flèche Est-Ouest -correspondant au déplacement apparent de la couverture- nous ne pouvons pas avec précision l'identifier dans le socle. Compte tenu des raccourcissements relatifs mesurés (partie III), nous pensons que ce doit être une des deux dernières paléo-failles vers l'Est qui figurent sur nos coupes.

Sur un transect Nord-Sud (fig. 124), on s'attend à retrouver les deux paléo-failles normales orientées sub-EW et pentées vers le Nord. La première sépare un secteur Sud, à faciès dignois réduit, d'un secteur intermédiaire à faciès dauphinois réduit (ou dignois) ; la seconde sépare ce même secteur intermédiaire d'un secteur Nord à faciès dauphinois proprement-dit.

Toutes ces paléo-failles normales dans le socle sont autant de plans susceptibles d'être réactivés, en priorité, au cours des phases compressives qui succèdent à cette paléo-structuration du socle.

1. 2. 2. - La tectonique néogène et ses conséquences

La tectonique néogène est une tectonique essentiellement compressive liée à l'orogénèse alpine. Nous avons vu (Partie II) que cette compression, orientée N20-30, est oblique par rapport à la direction moyenne des principales failles crustales héritées. D'où un **partage** du raccourcissement régional NNE-SSW sur ces paléo-structures en une composante verticale inverse et une composante horizontale décrochante dextre (senestre sur la paléo-faille normale de la Durance).

La composante décrochante a, pour principale conséquence, un déplacement relatif des blocs provençaux, mixte, dauphinois et vocontien. Les compartiments orientaux sont ceux qui enregistrent un déplacement absolu maximal et, inversement, les compartiments occidentaux enregistrent un déplacement absolu minimal, voire opposé le long de la paléo-faille normale de la Durance (fig. 125).

Compte tenu de nos interprétations, la composante inverse se fait sentir inégalement sur les différents paléo-accidents. On a abouti à une inversion négative, voire nulle, sur les plans de failles occidentaux et méridionaux, et à une inversion positive sur les paléo-accidents les plus internes, notamment sur la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine et celle qui sépare, sur un transect Nord-Sud, le secteur dauphinois du secteur dignois (fig. 125). Notons que c'est par inversion de cette dernière que le dôme de Verdaches s'est formé, laissant affleurer, à la faveur d'une demi-fenêtre, le tégument que l'on considère partout comme solidaire du socle faute de profils sismiques qui nous permettraient de contrôler au mieux les relations entre tégument et socle. Dans ce cas précis, comme pour la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine, nous pensons qu'elle s'est complètement inversée dans le socle qui s'est déformé en anticlinorium de large amplitude.

Contrairement à ce qui se passe dans la couverture où les contraintes nécessaires à la réactivation de paléo-failles normales à fort pendage sont supérieures à celles qui suffisent pour créer de nouveaux accidents chevauchants, dans le socle cristallin, compétent, il nous semble plus aisé de réactiver un plan existant par inversion de son jeu initial (normal) plutôt que de créer de nouveaux plans de chevauchement. On peut certes envisager des « cut-off » au toit du socle, mais faute de données sismiques ceux-ci sont non détectables à partir d'une simple observation de surface. On peut aussi les envisager dans le tégument, à l'aplomb des paléo-failles normales du socle.

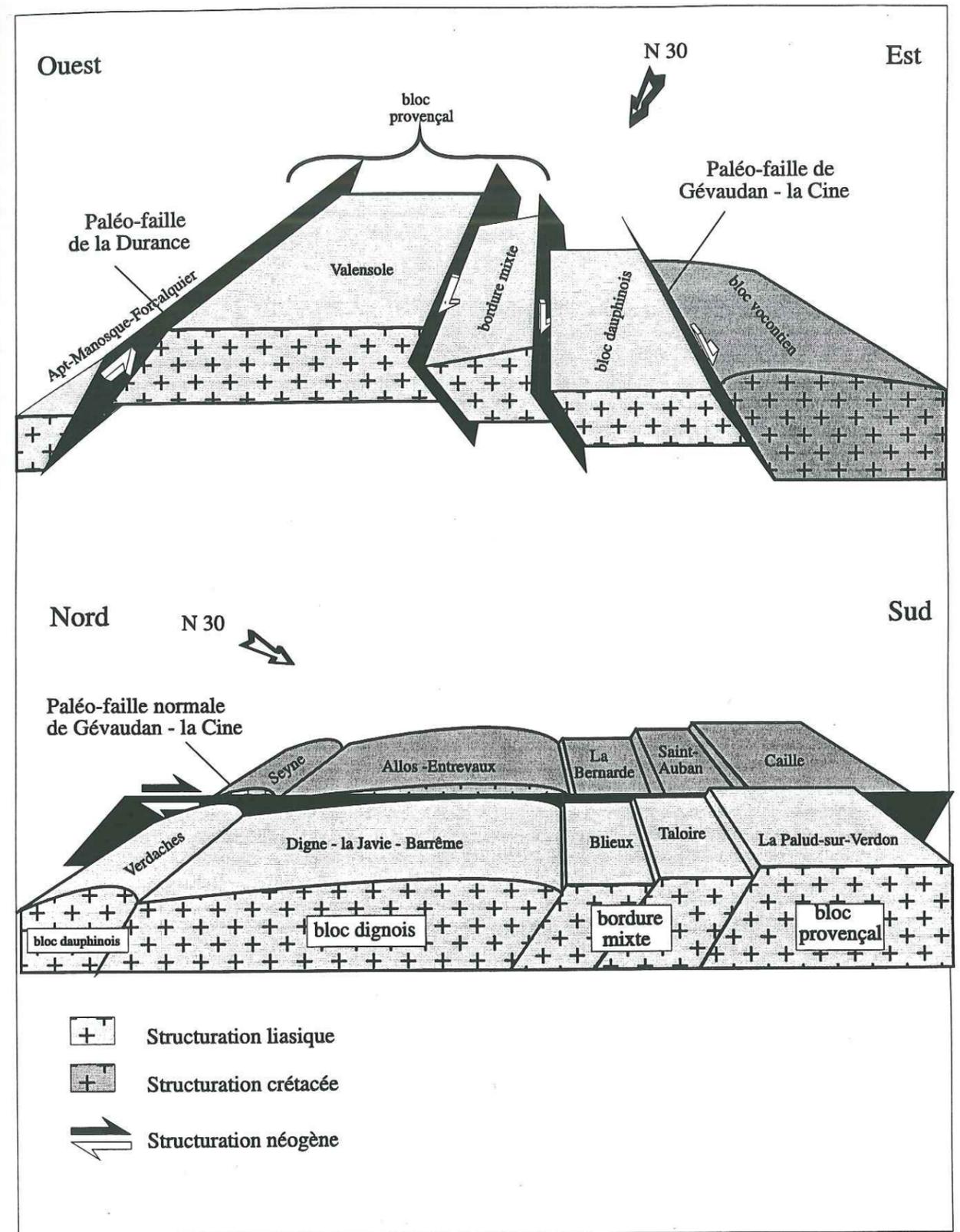


Fig. 125 : Rôle de la composante transcurrente sur le socle au cours des déformations oligocènes et mio-pliocènes.

2. - Evolution géodynamique de la branche occidentale de l'arc de Castellane

Après ces réflexions sur les mécanismes de la déformation dans la couverture et dans le socle, nous sommes en mesure, au terme de notre recherche, de proposer en guise de synthèse un schéma d'évolution de la déformation dans l'arc de Castellane et, plus particulièrement, dans sa branche occidentale (ou dignoise). Après un rapide aperçu des étapes qui jalonnent le Mésozoïque, nous précisons à la lumière de notre travail les étapes cénozoïques qui ont présidé à la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane.

2. 1. - Schéma d'évolution au Mésozoïque

L'essentiel des grandes étapes paléogéographiques et paléotectoniques mésozoïques a déjà été précisé à l'échelle des Alpes occidentales et du bassin du Sud-Est de la France, dans une toute première partie où l'on a présenté le cadre géographique et géologique de notre étude. Nous ne rappellerons ici que les éléments essentiels s'agissant de l'héritage.

L'histoire mésozoïque de la branche occidentale de l'arc de Castellane est marquée par trois phases essentielles de pré-structuration : le rifting triasico-liasique, suivi de l'ouverture océanique qui démarre à la fin du Jurassique moyen (Bathonien), puis de l'ouverture de l'Atlantique Nord au Crétacé.

Les grandes lignes des paléogéographies triasique et jurassique du bassin du Sud-Est de la France (Partie I) soulignent l'importance de structures orientées NNE-SSW (paléo-faille normale à pendage Est des Cévennes et paléo-faille normale à pendage Ouest de la Durance) et sub-NS (faille orientale à pendage Est qui limite le paléo-horst de Digne-Valensole). Les grandes lignes paléogéographiques crétacées montrent le caractère pérenne de certaines de ces deux directions et mettent en exergue une deuxième direction sub-EW (fig. 126).

Au stade actuel de nos recherches, il semblerait que, dans la branche occidentale de l'arc de Castellane, les discontinuités sédimentaires relevées au Toarcien soient les marqueurs précoces d'un changement brutal de l'activité tectonique sur la marge continentale. Elles marqueraient la fin du rifting (Lias-Dogger) pris en relais par l'ouverture de l'océan alpin, et le début de la subsidence thermique crétacée sur la marge européenne dès lors soumise à des jeux essentiellement verticaux. Cette évolution est étroitement liée à un amincissement de la croûte continentale et à l'apparition de la première croûte océanique (Oxfordien) qui s'accompagne d'un transfert de l'activité tectonique distensive du domaine continental vers le domaine océanique (dorsale). La subsidence, due alors à un refroidissement continu de la lithosphère loin de la zone d'accrétion océanique, serait à l'origine du rejeu au Crétacé des paléo-failles normales liasiques et de la genèse locale de failles normales crétacées de plus petite ampleur.

2. 2. - Structuration de l'arc de Castellane

Nous avons vu précédemment que les phases ultimes de compression alpine se sont traduites par la mise en place de la nappe de Digne avec un déplacement vers le SW jusque sur la plate-forme provençale, sur sa bordure mixte et sur le bassin molassique de Digne-Valensole. C'est en se moulant sur des structures pré-existantes que la nappe de charriage s'est structurée en arc, depuis les chaînons septentrionaux de Digne jusqu'aux chaînons méridionaux de Castellane.

2. 2. 1. - Etape de l'Eocène supérieur - Oligocène basal

Cette époque correspond à une sédimentation essentiellement marine comme en témoignent les dépôts d'âge éocène supérieur à oligocène basal du synclinal tertiaire de Barrême et les grès d'Annot qui affleurent à l'Est de notre secteur d'étude, dans la région d'Allos. C'est à cette époque aussi que les nappes du flysch à Helminthoïdes se mettent en place vers l'ouest, en avant des reliquats actuels (front de chevauchement occidental de la nappe de l'Autapie).

A l'Oligocène basal, on assiste à un changement brutal du régime de contrainte, comme en témoigne la discordance du Château de Clumanc qui marquent les toutes premières phases de structuration de l'actuelle nappe de Digne.

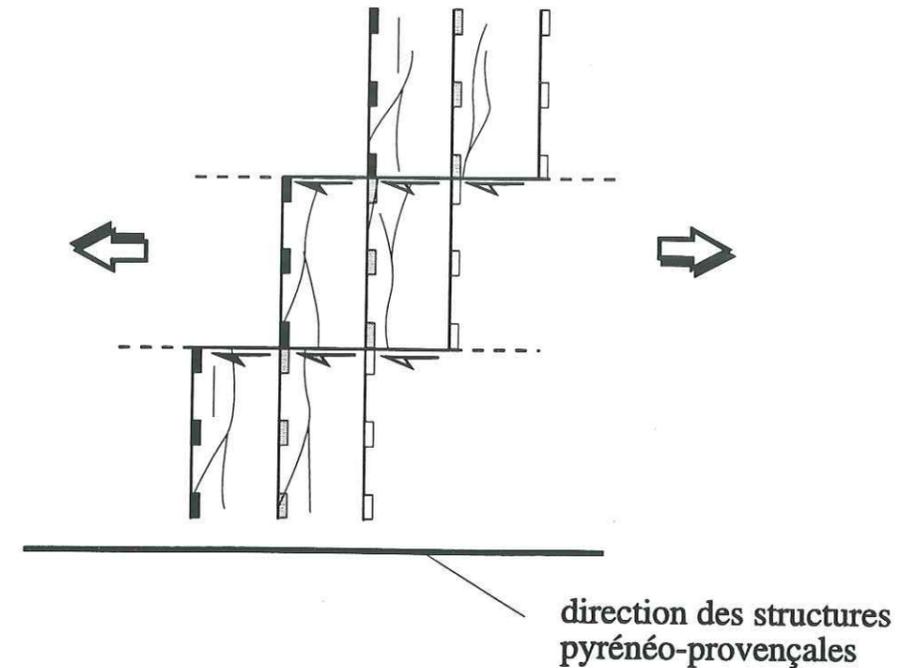


Fig. 126 : Paléo-canevas structural de la future branche occidentale de l'arc de Castellane.

2. 2. 2. - Etape de l'Oligocène moyen à supérieur

A l'Oligocène, la sédimentation devient exclusivement continentale. D'un point de vue tectonique, on distingue deux domaines : (1) un domaine occidental correspondant à la partie externe de l'actuel arc de Castellane et (2) un domaine oriental correspondant à la partie interne du futur arc.

(1) La partie externe de l'actuel arc est soumise à une extension sub-EW qui est à l'origine de la formation de petits grabens dont il reste quelques témoins sur la plate-forme provençale. Certains d'entre eux se superposeraient à d'anciens fossés crétacés de direction Nord-Sud (Hibsch, 1992). Ces grabens et fossés vont se remplir de dépôts continentaux (molasses oligocènes) comme nous l'avons vu précédemment de part d'autre du paléo-horst de Digne-Valensole (bassin de Manosque-Forcalquier).

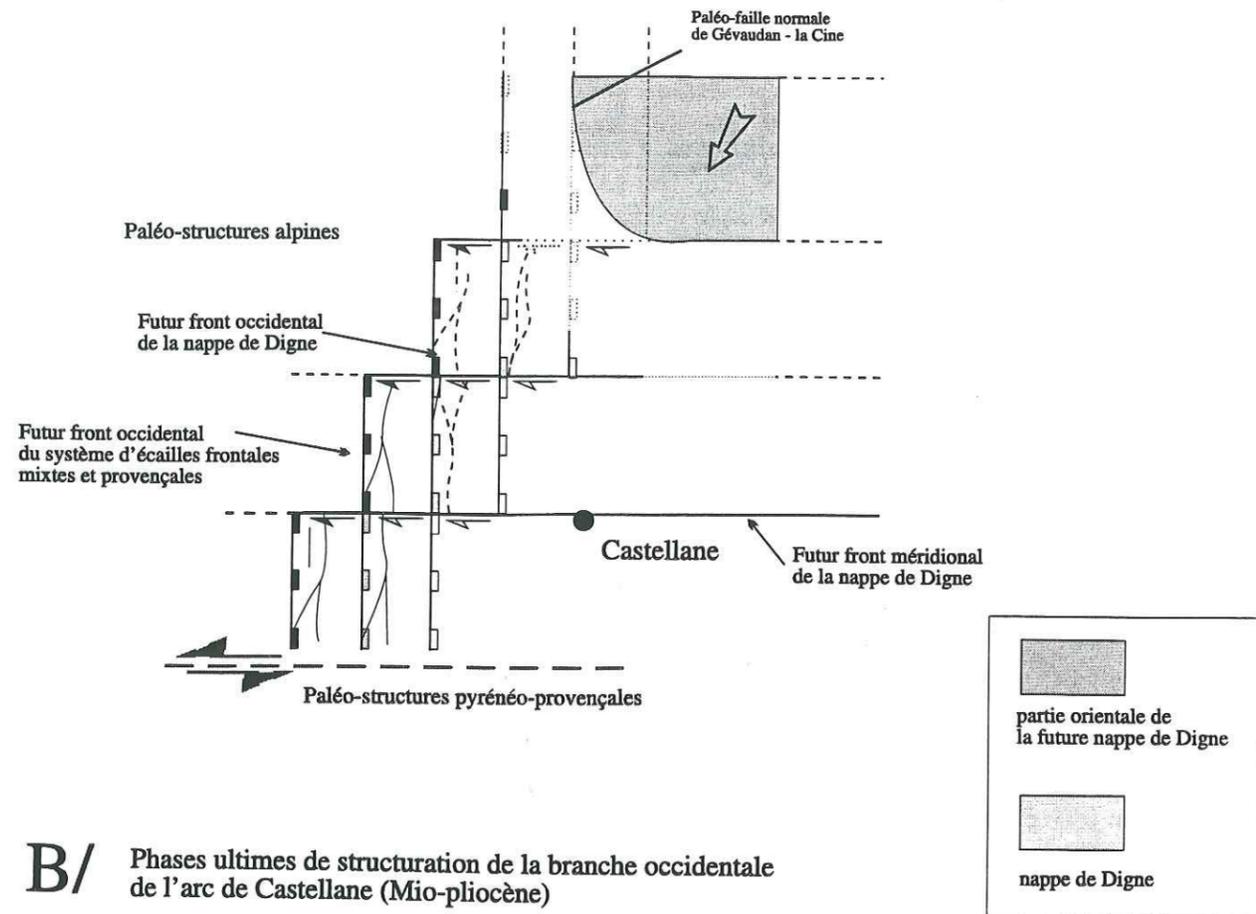
(2) A contrario, la partie interne du futur arc de Castellane est affectée par toute une série d'événements compressifs, comme l'est déjà la partie interne du domaine alpin, et ce depuis le Paléocène (Jolivet, 1995). Alors que dans les Alpes septentrionales, cette compression est frontale, elle est oblique dans les Alpes franco-italiennes. Dans notre secteur d'étude elle se manifeste par l'individualisation et la progression vers le SSW de la partie orientale de l'actuelle nappe de Digne. Cette partie commence en effet à se déformer. Cette déformation se manifeste par une réactivation en *décrochevauchement* de la paléo-structure sub-méridienne de Gévaudan - la Cine; et par la formation de plis Nord-Sud que l'on interprète comme une réfraction des contraintes sur cette paléo-structure (fig. 127 A).

2. 2. 3. - Etape Miocène inférieur à moyen

A cette époque, les Alpes sont toujours en cours de surrection et d'érosion. Ainsi, dans la partie interne du futur arc de Castellane, des reliefs continuent à se former. La partie orientale de la future nappe de Digne continue de progresser vers le SSW, en couissant à l'Ouest sur la paléo-structure méridienne de Gévaudan - la Cine (fig. 127 A) qui fonctionne en rampes latérales, et en chevauchant au Sud les paléo-structures orientées sub-EW qui elles fonctionnent en rampes frontales. C'est aussi à cette époque que la paléo-faille normale de Rouaine commence à fonctionner en décrochement dextre limitant ainsi la nappe de Digne au Sud-Est.

Sur le futur front occidental de l'arc de Castellane, on assiste à un écaillage de la bordure orientale mixte de la plate-forme provençale. A l'Ouest de cet écaillage, une importante dépression se creuse : le futur bassin de Digne-Valensole commence à s'affaisser ainsi par flexure (1.2.2, § D).

A/ 1ère phase de structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane (Priabonien - Oligocène)



B/ Phases ultimes de structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane (Mio-pliocène)

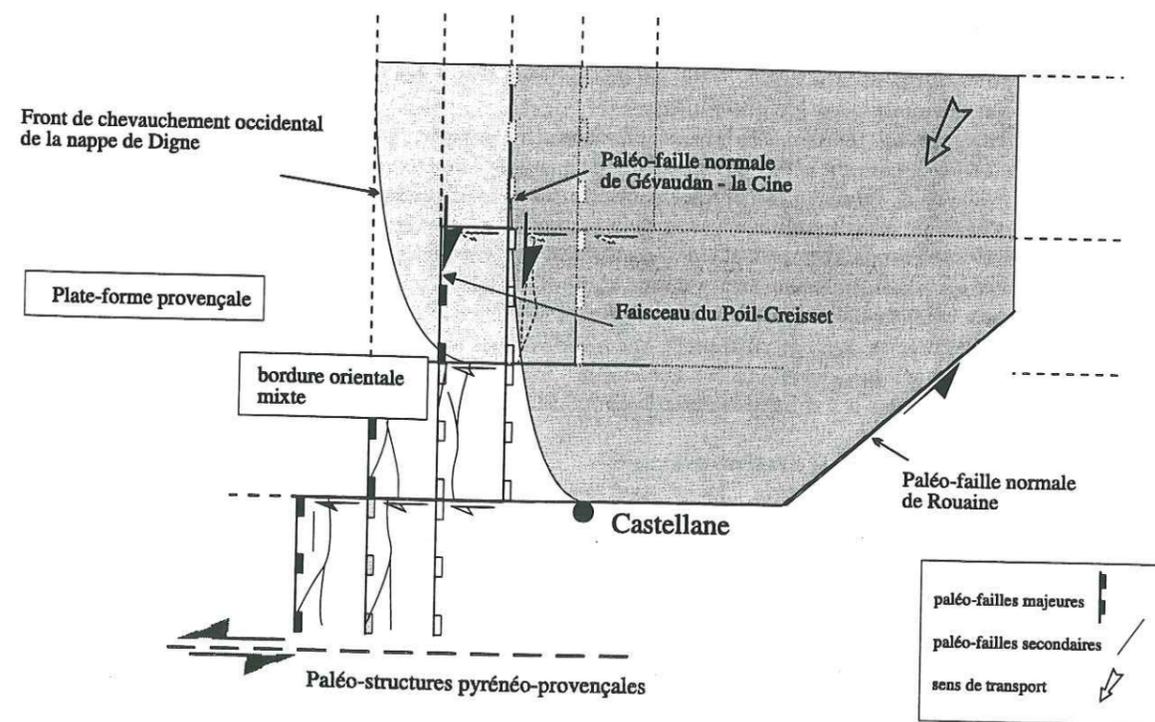


Fig. 127 : Principales phases de structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane.

2. 2. 3. - Etape Miocène supérieur à Pliocène

A la fin du Miocène moyen - début du Miocène supérieur se produit la surrection des massifs cristallins externes (Mansour et al., 1990). La nappe de Digne proprement-dite s'individualise et commence sa progression vers le SSW (fig. 127 B).

Sur la base des travaux de Clauzon et al. (1987, 1989) qui ont pu dater avec précision, au Nord de Digne (Tanaron), les premiers dépôts chevauchés par la nappe, nous savons que la phase majeure de mise en place de la nappe de Digne est **Miocène supérieur**. C'est à cette époque qu'elle est venue chevaucher en hors-séquence la bordure mixte, écaillée et érodée, de la plate-forme provençale et recouvrir les sédiments marins miocènes du bassin de Digne-Valensole.

L'importante phase de déformation en compression du Miocène supérieur au Pliocène, se caractérise par une migration de la déformation vers l'extérieur de la chaîne des Alpes qui se manifeste, dans la branche occidentale, par une réactivation des paléo-failles normales du socle en décrochevements de socle (Barrême) ou en chevauchements de socle à vergence Sud (Verdaches).

2. 2. 4. - Manifestations tectoniques tardives

Au **Pliocène supérieur**, les produits d'érosion du front occidental continuent de se déposer dans le bassin sédimentaire de Digne-Valensole. Ils sont mobilisés par une nouvelle progression de la nappe de Digne comme en témoignent (1) la présence d'olistolites dans les formations pliocènes qui affleurent près de Thoard, à l'WNW de Digne, (2) le rebroussement des séries pliocènes au contact du chevauchement majeur de la nappe de Digne (Partie III) et (3) la brèche de Balène. Cette formation syn-orogénique qui affleure au droit de Puimoisson, sur le plateau de Valensole, a pu être datée par sa position stratigraphique (postérieure au Pliocène terminal et antérieure au Mindel) du Villafranchien (Clauzon, 1975). Ceci nous permet donc d'envisager l'existence d'une tectonique pliocène terminal sur le front de chevauchement du système d'écailles mixtes et provençales de Moustiers - Sainte-Marie.

Celle-ci est confirmée par les observations de Jorda (1982, 1988) dans les dépôts d'âge plio-quadernaire de la région de Digne. En effet, des déformations synsédimentaires affectent les nappes alluviales pléistocènes de la vallée de la Bléone et les formations alluviales du massif du Cousson. Au Nord de Digne, les nappes alluviales sont même affectées de cisaillements inverses ; les galets des formations sont striés et impressionnés. La direction axiale des déformations est en faveur d'un serrage à composante NNE (N30° en moyenne). Dans le massif du Cousson, Jorda (1982) montre qu'une période d'érosion précède les déformations pléistocènes, soulignant ainsi l'existence d'une phase tectonique quaternaire tardive. Ces observations témoignent toutes d'une activité tectonique tardive de la zone frontale. Elles ne semblent pas modifier le tracé et l'extension du chevauchement de Digne, acquis dès la fin du Néogène, mais contribuent à l'achèvement de l'édifice structural de la région et s'accompagnent d'une réactivation des accidents et notamment de l'accident du Bès.

La déformation actuelle, déduite des mécanismes au foyer des séismes, semble quasi ou très réduite. En effet, on n'enregistre pas de sismicité historique dans la branche occidentale de l'arc de Castellane (communication orale N. Béthoux), contrairement à ce que l'on observe plus à l'Ouest sur la faille de direction NNE-SSW, de la Durance.

Conclusions générales

Ce travail de recherche avait pour but de répondre à un certain nombre de questions posées par la compagnie pétrolière TOTAL. Ces interrogations multiples nous ont servi de guides dans notre recherche et ont même soulevé de nouveaux problèmes. On rappelle, ici en guise de conclusion, les principaux problèmes abordés et les réponses que, pour l'instant, nous sommes en mesure de leur apporter.

Quel est le rôle de l'héritage mésozoïque dans la structuration de l'arc de Castellane ?

L'héritage mésozoïque a joué un rôle *essentiel* dans la structuration de l'arc de Castellane et plus particulièrement de sa branche occidentale. En effet, l'arc de Castellane présente, outre la particularité de se trouver à l'intersection de domaines paléogéographiques distincts, celle de se trouver à l'interférence de deux paléo-structurations majeures, jurassique et crétacée. La première est à l'origine de paléo-structures NNE-SSW et sub-NS ; la seconde détermine les paléo-structures sub-EW. Dès l'Oligocène, mais surtout au Miocène et au Pliocène, les déformations se sont moulées sur ce paléo-canevas structural qui sous-tend la forme en arc des chaînons méridionaux entre Digne et Castellane.

Quelle est l'origine du bassin mio-pliocène de Digne-Valensole ? Peut-on considérer ce bassin comme un bassin flexural d'avant-chaîne ?

Au Mésozoïque, le futur bassin de Digne-Valensole est un paléo-horst. Celui-ci est limité à l'Ouest par la paléo-faille normale de la Durance et à l'Est par la paléo-faille normale qui sépare la plate-forme provençale de sa bordure mixte.

A l'Oligocène le paléo-horst est toujours émergé. Mais au *Miocène inférieur*, alors que l'orogénèse alpine se poursuit et que les déformations compressives progressent vers l'Ouest, le paléo-horst se met à fonctionner en *bassin flexural*. Cette inversion se poursuit au *Miocène supérieur* par *subsidence* induite par la tectonique, puis *affaissement relatif* du bloc de Digne-Valensole par écaillage de la bordure orientale de la plate-forme provençale et la mise en place, en hors-séquence, de la nappe de Digne sur un avant-pays structuré.

Quel est l'âge de la nappe de Digne ? Comment s'est réalisée sa progression vers le SSW ?

La partie orientale de l'actuelle nappe de Digne s'est individualisée dès les premiers épisodes compressifs alpins, c'est à dire dès l'Oligocène. A cette partie coulisse vers le SSW sur la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine. C'est seulement au *Miocène supérieur* que la nappe de Digne proprement-dite s'individualise. Elle commence alors à progresser vers le SSW et à chevaucher en *hors-séquence* un avant-pays provençal déformé.

Arc de Castellane = Arc tectonique ou arc gravitaire ?

Les grandes coupes géologiques montrent l'existence d'un *raccourcissement du socle* dans les Alpes externes qui est à l'origine, dans la couverture sédimentaire décollée, d'une déformation centripète et de la formation de chevauchements hors-séquence. Le moteur qui est à l'origine de la mobilisation de la couverture sédimentaire et de la structuration de l'arc de Castellane est donc *tectonique*. Les phénomènes gravitaires dans la branche occidentale de l'arc de Castellane sont secondaires.

D'autres questions restent en suspens :

Peut-on réellement envisager une rotation antihoraire de 30° dans la branche occidentale de l'arc de Castellane comme nous le suggère notre étude paléomagnétique ? Celle-ci mériterait alors d'être développée plus particulièrement dans le Jurassique et le Tertiaire par un échantillonnage adapté.

Quelle est l'origine de la direction Nord-Sud des failles majeures qui structurent la branche occidentale de l'arc de Castellane ? Ne correspondrait-elle pas à la direction cévenole qui aurait alors subi une rotation antihoraire de 30° ? Ou bien répond t-elle, au contraire, à la direction d'extension oligocène (sub-EW) ? Est-elle dans ce cas néoformée ou héritée des grands décrochements tardi-hercyniens comme par exemple dans les maures et le Massif Central ?

cela me paraît clair



Bibliographie

Arc de Castellane

- ARIAS SALAS E. (1966).- Contribution à l'étude géologique de la feuille de Moustiers-Ste-Marie. *Rapport IFP*, inédit.
- ARLHAC P., ROUSSELEHMANN J-P. (1959).- Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses-Alpes. Synclinal d'Esparon-la-Bâtie (flanc SW) entre Sasse et les Monges.- *DES univ. Grenoble*, inédit.
- ARLHAC P., ROUSSET C. (1979).- La nappe de Digne près de Gap (Hautes-Alpes) : sa place dans les Alpes externes françaises. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, série D, 47-50.
- ARNAUD H., GIDON M., PAIRIS J-L. (1977).- Précisions sur la structure des chaînes subalpines méridionales dans la région de Faucon-Turriers-Clamensane (Alpes de Haute-Provence). *Géologie alpine*, t. 53, 5-34.
- ARNAUD H., GIDON M., PAIRIS J-L. (1978).- Les thèmes structuraux de la tectonique synsédimentaire jurassique du domaine vocontien : données fournies par les chaînes subalpines de Gap à Sisteron. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, série D, 217-220.
- ATROPS F., ROUX M., LHAMYANI B. (1989).- Traits paléostratigraphiques majeurs de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales) au Callovien-Oxfordien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 308, série II, 521-526.
- ASSENAT S., COTILLON P., MOUTERDE R. (1972).- Données nouvelles sur la stratigraphie, les variations de faciès et la paléogéographie du Jurassique inférieur dans la région de Castellane (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 275, série D, 2463-2466.
- BARBE J. F. (1992).- Géométrie et cinématique du faisceau de Rouaine.- *DEA univ. Nice-Sophia Antipolis*, 41 p.
- BARBIER R. (1950).- La structure du signal de Barbin, près de la Palud (Grand Canyon du Verdon dans les Basses-Alpes). *C. R. Somm. Soc. géol. France*, 247-249.
- BARBIER R., TINTANT H. (1952).- Quelques précisions sur le Jurassique de la région de Castellane. - *Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. XXX, 135-147.
- BARBIER R. (1957).- La tectonique des environs de Comps-sur-Artuby (Var). *C. R. Somm. Soc. géol. France*, 152-155.
- BARTHELEMY R. (1959).- Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses-Alpes. Région entre Authon, Feissal, Mélan et Lambert. *Rapport IFP*, inédit.
- BEAUDOIN B., CAVELIER C., HACCARD D., LANTEAUME M., PERRIN M. (1966).- A propos de l'âge des molasses de Tanaron (Basses-Alpes) : la redécouverte du gisement de Cérithes et ses conséquences structurales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VIII, 458-460.
- BEAUDOIN B. (1968).- Mise en évidence de paléocourants dans le Berriasien de Barles (Basses-Alpes).- *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 267, série D, 152-155.
- BEAUDOIN B. (1969).- Esquisse paléogéographique du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur subalpin dans les Basses-Alpes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, série D, 1239-1242. *IX^{me} congrès international de sédimentologie, Nice*.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P., GIGOT P. (1975). - Alpes méridionales françaises : reconstitution du bassin de sédimentation.- I *ref.*
- BEAUDOIN B., RENAUD Ph., COJAN I., DESMAISON Y. (1986).- Mise en évidence du contrôle tectonique de la sédimentation : le jeu de l'accident du col de la Cine au long du Mésozoïque (région de Digne, SE de la France).- *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, série II, N°9, 857-862.
- BORDET P. (1950).- Le dôme permien du Barrot (Alpes Maritimes) et son auréole de terrains secondaires. *ref.*

- CAMPREDON R., AICARD P., BAMBIER A., DUROZOY G. (1980).- Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), feuille d'ENTREVAUX.- *Bur. Rech. Géol. Min., Orléans*, 18p.
- CHAPPAZ R., COURTILOT V., DAGBERT M. (1971).- Etude stratigraphique et tectonique détaillée de la bordure mésozoïque septentrionale de la zone synclinale de Barrême. *Rapport IFP*, inédit.
- CHAUVEAU J.-C., LEMOINE M. (1960).- Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié Nord). ? , 287-318.
- CHERMETTE J.-C., NAUROIS G. (1972).- Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême. *Rapport ENSMP*, inédit, 30 p.
- CLAUZON G. (1975).- Sur l'âge villafranchien du chevauchement subalpin au droit de Puimoisson (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280, série D, 2433-2436.
- CLAUZON G., AGUILAR J.-P., MICHAUX J. (1987).- Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute-Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 305, série II, 133-137.
- COADOU A., BEAUDOIN B., MOUTERDE R. (1971).- Variations lithologiques et corrélations stratigraphiques dans le Lias moyen et supérieur de Barles et du plateau de Chine (Alpes de Haute-Provence). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIII, n°1-2, 5-12.
- COLLOT M. (1891).- Sur la géologie des environs de Moustiers. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. XIX, 553-555.
- COSKUN B. (1968).- Etude sédimentologique du Lias de Pont-de-Soleils et son extension. *Rapport IFP*, inédit.
- COTILLON P. (1968).- Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. *Thèse Etat Univ. Lyon*, 108 p.
- COTILLON P., LATREILLE G., MEIN P., RIO M. (1973).- Manifestations de mouvements tectoniques anté-oligocènes dans la partie Sud de l'arc de Castellane : les formations conglomératiques du bassin tertiaire de Jabron (Var). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, série D, 2361-2364.
- COTILLON P. (1974).- Sédimentation rythmique et milieux de dépôt : données fournies par l'étude du Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane (France SE). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVI, n°6, 583-592.
- COURTILOT V. (1971).- Contribution à l'étude tectonique des séries chevauchantes de la Robine et du Blayeul. *Rapport ENSMP*, inédit.
- DARDEAU G., DE GRACIANSKY P.-C., (1987).- Indices d'une tectonique synsédimentaire distensive d'âge crétacé inférieur dans la basse vallée de l'Esteron (Alpes-Maritimes) et conséquences géodynamiques. *Bull. Soc. géol. France.*, (8), t. III, n°6, 1207-1210.
- DARDEAU G., ATROPS F., FORTWENGLER D., de GRACIANSKY P. C., MARCHAND D. (1988).- Jeu de blocs et tectonique distensive au Callovien et à l'Oxfordien dans le bassin du Sud-Est de la France.- *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, N°5, 771-777.
- DEBATS J.-M., GAMOND J.-F., LAGABRIELLE R., TAPPONNIER P. (1972).- Un exemple de superposition de deux phases de plissement dans les chaînes subalpines de la région de Digne.- *Geol. alpine*, t. 48, 179-185.
- DEBELMAS J. (1958).- Découverte d'une ceinture pelvienne de Dacosaure dans le Néocomien des environs de Castellane (Basses Alpes). *Trav. lab. géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. 34, , 43-51.
- DELPECH P. Y. (1988).- Rifting jurassique sur la bordure occidentale du dôme de Barrot (Alpes occidentales françaises). Evolution géodynamique d'un secteur de la marge nord-téthysienne.- *Thèse univ. Paris VI*, 209 p.
- DEMARCO G. (1962).- Etude stratigraphique du Miocène rhodanien.- *Bur. Rech. géol. min.*, Mém. N°61, 211-214.

- DEMIANS BONAUD D'ARCHIMBAUD J. (1951). - Etude géologique de la région de Robion près de Castellane (Basses-Alpes).- *DES Univ. Aix-en-Provence*, inédit.
- DEREGLIA Nicole. (1977).- Interprétation des données aéromagnétiques disponibles sur les cartes à 1/250 000 de Nice et Gap. *Bur. Rech. géol. min.*, (2), II, 4, 213-229.
- DESMAISON Y., BEAUDOIN B. (1987).- Géotraverse Mercantour-Cévennes au Mésozoïque ; subsidence du bassin subalpin oriental.- 259-266.
- DONZE P., THOMEL G. (1972).- Le cénoomanien de la Foux (Alpes de Haute-Provence). Biostratigraphie et faunes nouvelles d'Ostracodes.- *Eclogae geol.Helv.*, Vol. 65/2, 369-389.
- DUBAR M. (1969). - Le Quaternaire du plateau de Valensole. Etude préliminaire de la région de Puimoisson (Basses-Alpes).- *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, 4, 269-273.
- DUBAR M. (1972).- Stratigraphie des formations plio-pléistocènes de la région de Puimoisson - Saint Jurs - Ségries (Alpes de Haute-Provence).- *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, 3, 185-194.
- DUBOIS P., CURNELLE R. (1978).- Résultats apportés par le forage les Mées n°1 sur le plateau de valensole (Alpes de haute-Provence). - *C. R. Somm. Soc. géol. France*, fasc. 4, 181-184.
- EBRAY Th. (1873).- Stratigraphie des étages qui affleurent dans la cluse de Chabrières, près de Digne.- *Bull. Soc. géol. France*, (3), T.I, 261-262.
- EHTECHAMZADEH A. M., GIDON M. (1974).- Données nouvelles sur la structure de l'extrémité Nord de la zone des chevauchements de Digne.- *Géol. alpine*, T. 50, 57-69.
- EHTECHAMZADEH A. M., GIDON M. (1973).- Mise en évidence d'une tectonique chevauchante vers le Nord dans les chaînes subalpines au Sud de Gap (Alpes de Haute-Provence).- *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 276, série D, 1127-1129.
- EI BIR I. (1967). -Contribution à l'étude géologique de la région de Jabron (Var) - Robion (Basses-Alpes).- *Rapport IFP*, inédit.
- EI KHOLY Y. (1972). - Stratigraphie et sédimentologie du Crétacé supérieur entre le Var et la Bléone (Alpes de Haute-Provence). - *Thèse état univ. Lyon*. p
- EROUT B., LHOTE O. (1991).- Etude du bassin du Reyran et coupe équilibrée à travers l'arc de Castellane. *Rapport ENSPM*, inédit, 93 p.
- ESPIN MAYORCA P. (1968). - Contribucion al estudio geologico de la region de Senez-Taulanne.- *Rapport IFP*, inédit.
- ESPITALIE J. (1964).- Contribution à l'étude du Tertiaire du synclinal de Majastres.- *DES Univ. Grenoble*, 52 p + figs.
- EVANS M.-J., MANGE RAJETZKY M.A. (1991).- The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France.- *Geol. Soc.Spec. Publ.*, 57, 323-342.
- FAUCHER T., GIDON M., PAIRIS J.-L., MASCLE G. (1988).- Directions de transport au front de la nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales).- *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 306, série II, 227-230.
- FLANDRIN J., MEIN P., TRUC G. (1968).- Données paléontologiques et stratigraphiques nouvelles sur le Miocène continental du bassin d'Eoulx, au Sud de Castellane (Basses-Alpes).- *C.R.Acad. Sc. Paris*, T.267, série D, 1351-1354.
- FOSTIER J. (1959).- Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses-Alpes. Bassin de Digne-Champertier (région de Thoard).- *DES univ. Grenoble*, inédit.
- FOUGEIROL D., TALLON J.-P. (1972).- Contribution à l'étude géologique du bassin de Barrême et de sa bordure orientale entre Senez et Saint-Lions.- *Rapport ENSMP*, inédit.
- FUJIWARA H., PAIRIS J.-L. (1969).- Aperçu sur le Nummulitique de la région de Saint-Auban (Alpes-Maritimes).- *Géol. alpine*, T. 45, 213-226. n

- GANEVAL J. (1973).- Paléogéographie et tectonique dans la zone de décrochement de Creisset-Le Poil. (Branche Nord-Ouest de l'arc de Castellane, Alpes de Haute-Provence).- *Thèse univ. Grenoble*, vol. 1 texte et et figures, 62 P. ; vol. 2 planches, 23 P.
- GIANNERINI G., GIGOT P., CAMPREDON R. (1977).- Le Tertiaire de la Roque-Esclapon (front Sud de l'arc de Castellane) : la superposition de deux déformations synsédimentaires oligocène et miocène et des bassins associés.- *Bull. Rech. Géol.min.*, série 2, (1), 3, 179-188.
- GIANNERINI G. (1981).- Analyse structurale de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et bargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire.- *Bull. Rech. Géol.min.*, série 2, (1), 1, 43-67.
- GIARD D. (1973).- La bordure occidentale de l'anticlinal de Vibres à l'Ouest de Senez (Alpes de Haute-Provence).- *Rapport IFP*, inédit.
- 4 GIDON M., PAIRIS J-L. (1971).- remarques sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche Nord-Ouest de l'arc de Castellane.- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 272, série D, 2412-2415.
- 8 GIDON M. (1975).- Sur l'allochtonie du "Dôme de Remollon" (Alpes françaises du Sud) et ses conséquences.- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 280, série D, 2829-2831.
- 10 GIDON M., PAIRIS J-L., APRAHAMIAN J. (1976).- Le linéament d'Aspres-Les-Corps : sa manifestation dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes.- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 282, série D, 2829-2831.
- 5 GIDON M., PAIRIS J-L. (1976).- Le rôle des mouvements tectoniques éocènes dans la genèse des structures de l'extrémité NE du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Digne.- *Géol. alpine*, T. 52, 73-83.
- 2 GIDON M. (1985).- Les failles du dôme de Remollon : nouvelles données et essai d'interprétation.- *Géol. alpine*, T. 61, 75-84.
- 6 GIDON M., PAIRIS J-L (1986).- La nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales) : origine, déplacement et signification régionale.- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 303, série II, n°10, 981-984.
- 7 GIDON M., PAIRIS J-L (1988).- La structure des environs de Digne (Chaînes subalpines méridionales, Alpes de Haute-Provence) : un exemple d'interférence entre l'avancée d'une nappe de charriage épiglyptique et la sédimentation sur son front.- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 307, série II, 1283-1288.
- 8 GIDON M., PAIRIS J-L (1989).- Sous -charriage et rétrodéversements sur une bordure de bassin : un cas exemplaire dans les chaînes subalpines méridionales (Alpes de Haute-Provence).- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 309, série II, 621-626.
- 3 GIDON M. (1989).- La rupture des charnières anticlinales par cisaillement dans les flancs longs des plis : un mode méconnu de formation de chevauchements observables dans les chaînes subalpines des Alpes françaises.- *Géol. alpine*, T.65, 65-74.
- 9 GIDON M., PAIRIS J-L (1992).- Relations entre le charriage de la nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès (Alpes de Haute-Provence, France).- *Eclog. geol. Helv.*, 85/2, 327- 359.
- 4 GIGOT P., HACCARD D. (1970).- A propos de l'âge anté-éocène supérieur d'une structure diapirique située près de Saint-Geniez (Alpes de Haute-Provence) et de ses conséquences structurales.- *C. R. Somm. Soc. geol. Fr.*, 319-321.
- 5 GIGOT P., HACCARD D. (1972).- Nouvelles données sur l'origine des lambeaux exotiques de Courbons à la base du chevauchement de Digne (Alpes de Haute-Provence). Considérations morphotectoniques.- *Bull. Rech. Géol.min.*, série 2, (1), 3, 9-19.
- 1 GIGOT P. (1973).- Nouvelles observations sur la bordure nord-orientale du bassin de Digne-Valensole au front de l'arc de Digne (Alpes de Haute-Provence).- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 276, série D, 1123-1126.

- 2 GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1974).- Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène.- *Bull. Soc. geol. France*, (7), XVI, n°2, 128-139.
- 6 GIGOT P., HACCARD D., BEAUDOIN B. (1974).- Extension et origine d'une unité allochtone à Nummulitique et Mésozoïque, "unité de Turriers", mise en évidence sous le chevauchement de Digne (Alpes de Haute-Provence).- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 279, série D, 1063-1066.
- 3 GIGOT P., GUBLER Y., HACCARD D. (1975).- Relations entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension) : exemples pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute-Provence. *IX ème Congr. Int. Sedim.*, Nice.
- GIGOUT M. (1969).- Sur le Quaternaire du plateau de Valensole (Basses-Alpes).- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 268, série D, 2167- 2169.
- GINSBURG L. (1953).- Feuilles de Castellane et Roquesteron à 1/50000. Région d'Andon et de Thorenc (Alpes-Maritimes).- 145-159.
- GINSBURG L. (1959).- Etude géologique de la bordure subalpine à l'Ouest de la basse vallée du Var.- *Bull. Serv. Carte géol. France*, n°259, T. LVII, 23-36.
- GOGUEL J. (1933).- Sur le rôle tectonique des poudingues de Valensole (Basses-Alpes).- *C.R. Acad. Sc. Paris*, 1520-1522.
- GOGUEL J. (1939).- Tectonique des chaînes subalpines entre la Bèone et la Durance.- *Bull. de la catre géologique*, n°202, T. XLI, 189-236.
- 6 GRACIANSKY de P. C., LEMOINE M., SALIOT P. (1971). - Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 272, série D, 3243-3245.
- 1 GRACIANSKY de P-C. (1972).- Le bassin tertiaire de Barrême (Alpes de Haute-Provence) : relations entre déformation et sédimentation ; chronologie des plissements.- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T.275, série D, 2825-2828.
- 4 GRACIANSKY de P-C., LEMOINE M., SIGAL J., THIEULOY P. (1972).- Sur l'existence de lentilles calcaires d'âge barrémien et bédoulien interstratifiées dans les marnes gargasiennes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence).- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 274, série D, 3368-3371.
- 5 GRACIANSKY DE P. C., DUROZOY G., GIGOT P. (1982).- Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), feuille de DIGNE (944).- *Bur. Rech. géol. min., Orléans*, 76 P.
- 3 GRACIANSKY DE P.C., DARDEAU G., LEMOINE M., TRICART P. (1989).- The inverted margin of the french alps and foreland basin inversion.- *Geological society special publications*, N°44, 87-104.
- 2 GRACIANSKY DE P. C., DARDEAU G., DUMONT Th., JACQUIN Th., MARCHAND D., MOUTERDE R., VAIL P. R. (1993).- Séquences de dépôts, cycles transgressifs-régressifs et tectonique d'extension : l'exemple du bassin dauphinois dans la région de Digne au Lias et au Dogger.- *Bull. Soc. géol. France*, T. 164, N°5, 709-718.
- GUEBHARD A. (1914).- Tectonique des environs de Castellane (Basses-Alpes).- *C.R. Acad. Sc.*, 1er semestre, T. 158, n°14, 1040-1043.
- GUEBHARD A. (1914).- Carte structurale détaillée à 1/80 000 des environs de Castellane (Basses-Alpes).- *Bull. Soc. géol. France*, série 4, T. 14, 487-544.
- GUBLER Y. (1958).- Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, flysch "Grès d'Annot".- *Eclog. geol. Helv.*, 942-977.
- GUERIN-DESJARDINS B., (1957).- Synclinal tertiaire de Castellane (Basses-Alpes).- *DES univ. Grenoble*, inédit.
- GUERIN C., MEIN P., TRUC G. (1970).- Nouveaux mammifères et mollusques continentaux d'âge pliocène terminal au toit du plateau de Valensole (Alpes de Haute-Provence).- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 271, série D, 2094-2097.

- GUILLEMOT J., UNALAN G. (1970).- Précisions sur l'âge pliocène terminal des couches de Puimoisson (plateau de valensole, Alpes de Haute-Provence) à l'aide de faunes continentales nouvelles.- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 271, série D, 2084-2086.
- HACCARD D., BEAUDOIN B., GIGOT P., JORDA M. (1989).- Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), feuille de la JAVIE (918).- *Bur. Rech. géol. min., Orléans*, 152 p.
- HAMITI M. (1994).- Géométrie, cinématique et mécanismes des chevauchements synschisteux dans une région préalablement déformée. Exemple de la couverture sédimentaire à l'Ouest du massif de l'Argentera (Alpes occidentales françaises).- *Thèse univ. Aix-Marseille 111*, 194 p.
- HEUILLON B. (1957).- Contribution à l'étude géologique de l'arc de Castellane au Nord des gorges du Verdon.- *DES univ. Grenoble*, inédit.
- HIBSCH C., KANDEL D., MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU Ph. (1992).- Evénements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques.- *Bull. Soc. géol. France*, n°2, 147-158.
- HIBSCH C., KANDEL D., MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU Ph. (1992).- Evénements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques.- *Bull. Soc. géol. France*, n°2, 147-158.
- HIBSCH C., MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU Ph. (1992).- Signification tectonique des déformations synsédimentaires d'âge crétacé inférieur dans la partie orientale de l'arc de Castellane (Alpes-Maritimes, France).- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T.310, série II, 1739-1746.
- HORRENBERGER J. C. (1980).- Les structures anticlinales de Blégiers et des Baus (la Javie, Alpes de Haute Provence).- *Sci. Géol., Bull.*, 33, 4, 163-171.
- JACQMIN A. (1950).- Etude géologique de la montagne de Teillon.- *DES univ. Grenoble*, inédit.
- JORDA M. (1982).- La tectonique plio-quadernaire des préalpes de Digne et ses prolongements récents. L'enseignement des hautes nappes alluviales.- *Colloque "le Villafranchien méditerranéen" Lille*, 426-439.
- JORDA M., ROIRON P., VERNET J.-L. (1988).- La formation alluviale à flore fossile des Fontaines (Digne, Alpes de Haute-Provence) : un jalon important dans l'évolution tectogénique tardive de l'arc subalpin de Digne.- *Géol. alpine*, T. 64, 49-60.
- JORDA M. (1992).- Tectorogénèse et morphogénèse plio-quadernaires des chaînes subalpines méridionales (région de Digne et vallée de la Bléone).- *Lab. Géogr. phy. Univ. d'Aix-Marseille II*, pré-tirage.
- JOUBERT J.-P. (1964).- Contribution à l'étude géologique du bassin d'Eoulx (Basses-Alpes).- *DES Univ. Lyon*, inédit.
- KARTAWIDJAJA F. (1979).- Le Mio-Pliocène du NW du bassin de Digne (Alpes de Haute-Provence).- *Rapport IFP*, inédit.
- KILIAN W., LANQUINE A. (1915).- Sur la coexistence, dans les environs de Castellane, de dislocations pyrénéo-provençales et de plissements alpins, et sur la complexité de ces phénomènes orogéniques.- *C. R. Acad. Sc.*, 165-167.
- KILIAN W. (1925).- La "fenêtre" de Jabron (Var) et la tectonique des environs de Comps (Var).- *Bull. Soc. géol. France*, 25-27.
- KERCKHOVE C., ANTOINE P. (1963).- Nouvelles données sur le chevauchement de Rougon-Pont de Soleil (zone subalpine, région de Castellane, Basses-Alpes).- *C. R. Acad. Sc.*, 716-718.
- KERCKHOVE C., THIEULOY J.-P. (1973).- Sur deux ammonites sénoniennes découvertes dans la province néritique de l'arc de Castellane (Sud-Est de la France).- *Géologie alpine*, T. 49, 51-56.
- KERCKHOVE C., ROUX M. (1976).- Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), feuille de CASTELLANE.- *Bur. Rech. géol. min., Orléans*, 39p.

- KERCKHOVE C., ROUX M. (1978).- Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille de MOUSTIERS-SAINTE-MARIE (970).- *Bur. Rech. géol. min., Orléans*, 28 P.
- LAPPARENT de A. F. (1934).- Les terrains tertiaires de Barrême et de Senez (Basses-Alpes).- *C. R. Somm. et Bull. Soc. géol. France*, série 5, T. IV, 218-220.
- LESSI J., PIERRE C. (1974).- Etude stratigraphique et sédimentologique de l'Oxfordien supérieur au Berriasien supérieur au Nord-Ouest de Majastres (Alpes de Haute-Provence).- *Rapport ENSMP*, inédit.
- LIGER A., LYONS E. (1973).- Les unités de Lauppe, Castellane, Taulanne et Senez (Alpes de Haute-Provence).- *Rapport ENSMP*, inédit.
- LORENENCHET de MONTJAMONT M. (1953).- Etudes géologiques dans la région au Nord de Castellane.- *DES univ. Grenoble*, inédit.
- MALDIDIER C. (1959).- Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses-Alpes. Région d'Esclangon-Taneron-Lambert.- *Rapport IFP*, inédit.
- MASSARD A. (1968).- Contribution à l'étude géologique de la région de Barrême (Basses-Alpes).- *Rapport IFP*, inédit.
- MASSON M. (1962).- Contribution à l'étude géologique de la région de Tartonne (Basses-Alpes).- *DES univ. Grenoble*, inédit., 54 p. + figs.
- MENESSIER G. (1964).- Sur l'évolution tectonique et morphologique des chaînons externes de l'arc de Castellane entre le Verdon et la Siagne (Haute-Provence).- *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), vol. 6, fasc. 2, 91-113.
- MERCIER H. (?).- Une coupe à travers les poudingues de Valensole (Basses-Alpes).- (?), 183-194.
- MERCIER H. (1964).- Sur la disposition des galets du poudingue de Valensole.- *Bull. Soc. Géol. France*, (7), VI, 650-657.
- MOINUDDIN AHMAD M. (1965).- A contribution to the geological study of Barreme (Basses-Alpes).- *Rapport IFP*, inédit.
- MOREAU O. (1961).- Contribution à l'étude du Tertiaire de la bordure orientale du bassin de Digne.- *Rapport IFP*, inédit.
- MOUTERDE R. (1961).- Variations du Lias supérieur entre Gap, Digne et Castellane.- *Colloque sur le LIAS français, mémoire N°4 du Bur. Rech. géol. min.*, 715-718.
- MOUTERDE R., KERRIEN Y., LABOURGUIGNE J., MANIVIT J. (1966).- Le Lias et le Bajocien de la Javie (Basses-Alpes).- *Bull. Soc. Géol. France*, (7), VIII, 347-352.
- MOUTERDE R., COADOU A. (1971).- Hettangien moyen au Nord-Ouest de Digne (Basses-Alpes) : succession d'Ammonites et repères lithologiques.- *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XIII, n°1-2, 13-16.
- MOYAL M. (1967).- Contribution à l'étude géologique de la région de Barrême (Basses-Alpes).- *Rapport IFP*, inédit.
- MUGNIOT J.-F. (1969).- Contribution à l'étude structurale de la région de Rouaine et de la Bernarde.- *Rapport IFP*, inédit.
- NABULSI N. (1967).- Studies of the dome of Barles.- *Rapport IFP*, inédit.
- NIETO POLO O. (1966).- Contribution à l'étude géologique de la région de Barrême.- *Rapport IFP*, inédit.
- NGUYEN QUANG TRAC. (1961).- Contribution à l'étude géologique de la région de la Javie-Blégiers (Basses-Alpes).- *DES univ. Grenoble*, inédit.
- OLIVERO D., ATROPS F. (1996).- Les séries à *Zoophycos* du Bathonien-Callovien de l'arc de Castellane (SE de la France) dans la zone de transition plate-forme / bassin : stratigraphie et paléotectonique.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, série II a, 81-88.

- OSMAN A. (1956).- Contribution à l'étude du Tertiaire dans le synclinal de Blioux.- *Rapport IFP*, inédit.
- PACAUD M. (1958).- Etude géologique des environs d'Escagnolles (Alpes-Maritimes).- *Rapport IFP*, inédit.
- PAIRIS J-L. (1971).- Tectonique et sédimentation tertiaire sur la marge orientale du bassin de Barrême (Alpes de Haute-Provence).- *Géol. alpine*, T. 47, 203-214.
- PAIRIS J-L., GIDON M. (1987).- Le détritisme néogène et ses relations avec la tectonique à l'extrémité Nord-Est du Bassin de Valensole (Alpes externes méridionales).- *Géol. alpine*, mem. hors ser, n°13, 417-425.
- PARVIN A. (1962).- Contribution à l'étude géologique de la montagne de Bruis (région de Comps/Artuby dans le Var).- *Rapport IFP*, inédit.
- PICARD P. (1964).- Contribution à l'étude géologique du chaînon de la Bernarde au Nord-Est de Castellane (Basses-Alpes).- *Rapport IFP*, inédit.
- PLANCHON J-P. (1959).- Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses-Alpes (région entre Saint-Geniez, Feissal et les Monges).- *Rapport IFP*, inédit.
- PLANCHUT B. (1956).- Etudes géologiques de l'aval du grand canyon du Verdon entre la Mescla et le Pont d'Aiguines.- *DES univ. Grenoble*, inédit.
- POLO-CHIAPOLINI C. (1966).- Contribution à l'étude géologique de la région de Chabrière (Basses-Alpes).- *Rapport IFP*, inédit.
- PORTHAULT B., THOMEL G., VILLOUTREYS de O. (1966).- Etude biostratigraphique du Cénomanién du bassin supérieur de l'Estéron (Alpes-Maritimes). Le problème de la limite Cénomanién-Turonien dans le Sud-Est de la France.- *Bull. Soc. géol. France*, (7), VIII, 123-139.
- RENAUD P. (1986).- Le jeu de l'accident du col de la Cine du Lias au Crétacé supérieur (Sud-Est de la France).- *Rapport IFP*, inédit.
- REY R. (1970).- Le bassin tertiaire d'Eoulx près de Castellane (Basses-Alpes).- *Ann. SSNATV*, n°22, 3-25.
- REY R. (1972).- Le pseudocalcaire lacustre du Vit de Castellane (Alpes de Haute-Provence).- *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 274, série D, 31-33.
- ROCA V. (1965).- Contribution à l'étude géologique de la région de Senez (Basses-Alpes).- *Rapport IFP*, inédit.
- ROUGER D. (1971).- Contribution à l'étude géologique de la région de la Baume-Courchons au Nord de Castellane.- *Rapport IFP*, inédit.
- ROURE J., AUTRAN A., PROST A., ROSSI J., ROUSSET C. (1980).- Notice explicative, carte géologique de France (1/250 000), feuille de Nice (40).- *Bur. Rech. géol. min., Orléans*, 94 p.
- ROUSSET C. (1976).- Sur la structure de la cuvette de Turriers et de ses abords (Alpes de Haute-Provence, France).- *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 283, série D, 745-748.
- 1 ROUX M. (1967).- Contribution à l'étude géologique des environs de Castellane.- *DES univ. Paris*, 70p.
- 2 ROUX M. (1968).- Etude géologique du massif des Cadières de Brandis à l'Ouest de Castellane.- *Géol. alpine*, T. 44, 339-352.
- 3 ROUX M. (1970).- Le synclinal de Taulanne (Basses-Alpes) et les conséquences du chevauchement de Castellane sur sa bordure Nord-Est.- *Géol. alpine*, t. 46, 177-188.
- 4 ROUX M., TRUC G. (1972).- Données nouvelles sur le Miocène du sillon de Majastres (Alpes de Haute-Provence) et ses affinités avec les formations néogènes du bassin d'Eoulx.- *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 274, série D, 1776-1779.

- 4 ROUX M. (1972).- Etude tectonique des chaînons subalpins entre Majastres et Castellane (Alpes de Haute-Provence). Essai de reconnaissance des fracturations profondes majeures et de leurs conséquences au niveau de la couverture.- *Géol. alpine*, T. 48, 187-199.
- 5 ROUX M. (1974).- La sédimentation tertiaire et les étapes de la tectonique provençale et alpine au Sud et au Sud-Ouest de l'arc de Castellane; le bassin d'Eoulx-Brenon et ses dépendances.- *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, 2^{ième} série, section 1, N°2, 83-99.
- SCHMERBER G. (1959).- Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses-Alpes (Synclinal d'Esparon-La-Bâtie, flanc NW).- *Rapport IFP*, inédit.
- SEVERAC de E. (1976).- Rôle des décrochements et déformations polyphasées dans l'évolution tectono-sédimentaire du domaine des Monges et de la Grande Cloche de Barles (Alpes de Haute-Provence).- *Rapport ENSMP*, inédit.
- SIDDANS A. W. B. (1979).- Arcuate fold and thrust patterns in the Subalpine Chains of southeast France.- *J. Struct. Geol.*, vol. 1, n°2, 117-126.
- SMEDTS J-J. (1966).- Etude de la bordure occidentale du chevauchement de la Robine.- *Rapport ENSMP*, inédit.
- SORDI A. (1968).- Contribution à l'étude géologique de la région de Gévaudan (Est de Barrême, Basses-Alpes).- *Rapport IFP*, inédit.
- STANLEY D. J. (1961).- Etudes sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux.- *Revue de l'IFP*, XVI, n°11, 1231-1254.
- SUSTRAC G. (1961).- Eléments d'étude du synclinal de Demandolx-Soleilhas et de ses bordures.- *Rapport IFP*, inédit.
- SY M. (1961).- Etude géologique de la montagne de La Blache au Nord de Castellane.- *Rapport IFP*, inédit.
- TESSIER B., GIGOT P. (1989).- A vertical record of different tidal cyclicities : an example from the Miocène molasse of Digne (Haute-Provence, France).- *Sedimentology*, 36, 767-776.
- THOME M., PAIRIS J-L. (1988).- Le détritisme des calcires nummulitiques dans les synclinaux du moyen Verdon.- *Géol. alpine*, mém. h.s. N°14, 11-121.
- THOMEL G. (1961).- Contribution à la connaissance de l'Albien et du Cénomanién de la vallée de l'Asse (Basses-Alpes).- *Soc. géol. France*, 3-10.
- TOURE Siédou (1981).- Données nouvelles sur les formations détritiques de l'arc de Castellane, SE de la France (conglomérats tertiaires des synclinaux de Saint-Antonin, Barrême, Majastre). Pétrographie des galets de roches endogènes. Application de la typologie du Zircon accessoire. Approche paléogéographique.- *Thèse de doctorat, univ. de Nice*, 290 p.
- UNALAN G. (1970).- Etude géologique de la bordure Ouest de l'arc de Castellane (Alpes de Haute-Provence - Var).- *Thèse univ.*, 75p.
- VACHER J-P. (1951).- Etude géologique de la série de la Blache au Nord de Castellane.- *Rapport IFP*, inédit.
- VERNET R. (1966).- Contribution à l'étude géologique de la région de Clumanc (Basses-Alpes).- *DES univ. Grenoble*, inédit.
- VUILEROZ C. (1961).- Contribution à l'étude géologique de la région de Prads, Saume Longe (Basses-Alpes).- *DES univ. Grenoble*, inédit.
- WERNER Ph., HORRENBERGER J-C., RUHLAND M. (1980).- L'anticlinal de Beaujeu (Alpes de Haute-Provence). Formation et déformation d'une structure dans une zone en cisaillement.- *Sci. Geol., Bull.*, 33, 4, 173-181.
- ZAHEDY M. (1961).- Etude géologique de la région de Comps.- *Rapport IFP*, inédit.
- ZÜRCHER Ph. (1896).- Note sur les environs de Chabrières.- (?), 982-997.

les Alpes

1) Généralités

- DEBELMAS J. (1964). - Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Geologische Rundschau*, 7, 133-153.
- DEBELMAS J. (1975).- Les Alpes et la théorie des plaques.- *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, (2), vol. XVII, fasc. 3, 195-208.
- DEBELMAS J. (1983).- La formation des Alpes.- *La Recherche*, N°150, 1542-1552.
- DEBELMAS J., MASCLE G. (1991).- Les grandes structures géologiques.- *Edit. MASSON*, 299p.
- GRACIANSKY de P.-C., DARDEAU G., LEMOINE M., TRICART P. (1988).- De la distension à la compression : l'inversion structurale dans les Alpes.- *Bull. Soc. géol. France*, n° spec. : Marge continentale téthysienne dans les Alpes, (8), T. IV, n°5, 733-737.
- HAYWARD A.B., GRAHAM R. H. (1989).- Some geometrical characteristics of inversion.- *Geological society special publications*, N°44, 17-39.
- JOLIVET L. (1995).- La déformation des continents (exemples régionaux).- *Collection Enseignement des Sciences. Herman éditeurs des Sciences et des Arts*. 413 p.
- LACASSIN R. (1989).- Plate-scale kinematics and compatibility of crustal shear zones in the Alps. *Alpine Tectonics, Geological Society Special Publication n°45*, 339-352.
- LAUBSCHER H. (1992).- The Alps : a transpressive pile of peels. In : *Thrust Tectonics*, edited by K. R. McClay. Chapman & Hall, London, 277-285.
- LE PICHON X., BERGERAT F., ROULET M. J. (1988).- Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis.- *Geological Society of America*, special paper 218, 111-131.
- MATTAUER M. (1981).- La formation des chaînes de montagnes. *Pour la Science*. ?
- MUGNIER J.-L., POLINO R., THOUVENOT F. (1990).- Une échographie des Alpes. *La Recherche*, Vol. 21, N°219, 362-365.
- STECK A., HUNZIKER J. (1994).- The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt.- *Tectonophysics*, 238, 229-254.

2) Chaîne subalpine méridionale et bassin du Sud-Est

- BAUDRIMONT A. F., DUBOIS P. (1977).- Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 1, 1, 261-308, 24 fig., 1 tabl.
- BERGERAT F. (1985).- Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne.- *Thèse de doctorat d'état, université Paris VI*, 315 p.
- COADOU A., BEAUDOIN B. (1973).- Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales. *C. R. Somm. Soc. géol. France*, fasc. 6, 236-238.
- CHOROWICZ J., BERGERAT F., CARRERE V. (1980).- Géologie structurale : recherche des fractures régionales à partir des données radar Bande L dans les Maures, les Alpes du Sud et le Morvan. Comparaison avec les images MSS Lansat.- *Société française de photogrammétrie et de télédétection*, bulletin N° 79/80, 57-71.

COADOU A., BEAUDOIN B. (1975).- Pulsations tectoniques et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional (France) au Jurassique inférieur et moyen. *IXème Congrès Int. Sédim.*, Nice, pré-tirage, 12 p.

COMBES Ph. (1984).- La tectonique récente de la provence occidentale. Microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. *Doctorat de 3ème cycle, université Louis Pasteur de Strasbourg*, 182 p.

COADOU A., BEAUDOIN B. (1973).- Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales. *C. R. Somm. Soc. géol. France*, fasc. 6, 236-238.

COADOU A., BEAUDOIN B. (1975).- Pulsations tectoniques et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional (France) au Jurassique inférieur et moyen. *IXème Congrès Int. Sédim.*, Nice, pré-tirage, 12 p.

COMBES Ph. (1984).- La tectonique récente de la provence occidentale. Microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. *Doctorat de 3ème cycle, université Louis Pasteur de Strasbourg*, 182 p.

DARDEAU G. (1988).- Tethyan evolution and alpine reactivation of Jurassic extensional in the french "Alpes-Maritimes". *Bull. Soc. Geol. France.*, (8), t. IV, n°4, 651-657.

DEBELMAS J. (1963).- Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. (?), 124-171.

DEBELMAS J. (1963).- Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes.- *Geologische Rundschau*, 133-153.

DEBELMAS J., KERCHKOVE C. (1980).-Les Alpes franco-italiennes.- *Géologie alpine*, N°56, P.21-58.

DEBRAND-PASSARD S. (1984).- Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Vol. 1 : stratigraphie et paléogéographie.- *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, N°125, 615 p.

FERRY S., FLANDRIN J. (1979).- Mégabèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo-"hard-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Sud-Est de la France).- *Géol. alpine*, T.55, 75-92.

FRIES G. (1986).- Dynamique du bassin subalpin à l'Apto-Cenomanien.- *Thèse état univ. Paris VI*, 2 vol., 262 P. + figs.

GIGOT P., THOMEL G., COLOMB E., DUBAR M., DUROZOY G., DAMIANI L. (1982).- Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), feuille de FORCALQUIER.- *Bur. Rech. géol. min.*, Orléans, 27p.

GRACIANSKY de P.-C., LEMOINE M. (1988).- Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps : A consequence of North- Atlantic rifting during Tethyan spreading.- *Bull. Soc. géol. France*, n° spec. : Marge continentale téthysienne dans les Alpes, (8), T. IV, n°5, 733-737.

GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1972).- Tectoniques superposées et orientation des accidents principaux dans les Alpes méridionales et l'Apenin. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 274, série D, 2845-2847.

GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1973).- Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de "cargneules" et de gypses des chaînes subalpines méridionales ; implications structurales.- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 276, série D, 2369-2372.

GUIOMAR M. (1989).- Le carbonifère des chaînes subalpines de Haute-Provence (France) dans son cadre structural.- *Thèse nouveau régime, université d'Aix-Marseille I*, Vol. 1, 246 p.

LABAUME P., RITZ J.-F., PHILIP H. (1989).- Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive.- *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 308, série II, 1553-1560.

LEMOINE M. (1972).- Rythmes et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises.- (), 975-1010.

- MENARD G. (1979). - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques.- *Thèse Univ. Grenoble*, ?
- PAIRIS J-L., GIDON M., FABRE P., LAMI A. (1986).- Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales.- *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 303, série II, n°1, 87-92.
- PERRIER G., VIALON P. (1980).- Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France. Implications géodynamiques.- *Géologie alpine*, N°56, P.13-20.
- RAVENNE C., RICHE Ph., TREMOLIERES P., VIALLY R. (1987).- Sédimentation et tectonique dans la bassin marin éocène supérieur-oligocène des Alpes du Sud.- *Revue de l'IFP*, vol. 42, n°5, 529-553.
- RITZ J-F. (1991).- Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques.- *Thèse Univ. Montpellier*, 185 p.
- ROURE F., BRUN J. P., COLLETTA B., VAN DEN DRISSCHE J. (1992).- Geometry and kinematics of extensional structures in the alpine foreland basin of southeastern France.- *Journal of structural geology*, Vol. 14, N°5, 503-519.
- ROUSSET C. (1978).- De l'importance régionale de la faille d'Aix-En-Provence.- *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 286, série D, 189-192.
- TEMPIER C. (1972).- Les faciès calcaires du jurassique provençal.- *Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, univ. Marseille*, (B), n°4, 361p., 102 figs., 77 pl.
- TOUTIN-MORIN N., BONIJOLY D., BROCARD C., DARDEAU G., DUBAR M. (1992).- Rôle des structures tardi- à post hercyniennes dans l'évolution de la plate- forme provençale (bordure des Maures et du Tanneron, France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 315, sér. II, 1725-1732.
- VIALLY R. (1993).- The southern french Alps paleogene basin subsidence modeling and geodynamic implications.- *EAPG mem. 4*.
- VILLEGIER M., ANDRIEUX J. (1987).- Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord-provençal (Alpes externes méridionales).- *BULL. SOC. GEOL. FRANCE*, T.III, N°1, 147-156.
- A Field-Course of the American Association of Petroleum Geologists. - Alpine mesozoic basin in the southeast of France.- Vol. A, B, C et D. 5-12 June 92.
- 3) Alpes occidentales**
- ARGAND E. (1916).- Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogae geol. Helv.*, XIV, 10-191.
- ARNAUD H., BARFETY J-C., GIDON M., PAIRIS J-L. (1978).- A props du rhenatisme des zones externes alpines au Sud de Grenoble. *C. R. Acad. Sc. Paris*, série D, 1335-1338.
- DEBELMAS J. (1986).- The western alpine arc : new data and hypothesis.- *The origin of arcs*, édité par F. C. WEZEL, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 233-251.
- DUMONT T. (1988).- Late Triassic Early Jurassic evolution of the western Alps and of their european foreland ; initiation of the Tethyan rifting.- *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, n°4, 601-611.
- GIDON M., PAIRIS J-L. (1969).- Sur l'existence et la signification d'un système de fractures subméridiennes dans le Dévoluy méridional, environs de Veynes (Hautes-Alpes).- *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 268, série D, 1568-1573. (?)
- GIDON M. (1979).- Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, série D, 803-806

- GIDON M. (1982).- La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales.- *Géol. alpine*, T. 58, 53-68.
- GILLCRIST R., COWARD M., MUGNIER J-L. (1987).- Structural inversion and its controls : examples from the Alpine foreland and the French Alps.- *Geodinamica Acta*, 1, 1, 5-34.
- GRAND Th. (1988).- Mesozoic extensional inherited structures on the European margin of the Ligurian Tethys. The example of the Bourg d'Oisans half-graben, wesrten Alps. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, N°4, 613-621.
- KERCKHOVE C., MONJUVENT G. (1979).- Notice explicative, carte géologique de la France (1/250 000), feuille de GAP (35).- *Bur. Rech. géol. min., Orléans*, 46 p.
- LAUBSCHER H. (1991).- The arc of the Werstern Alps today. *Eclogae geol. Helv.*, 84/3, 631-659.
- LEMOINE M. (1985).- Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure.- *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. 1, N°1, 126-137.
- LEMOINE M., GRACIANSKY de P-C. (1988).- Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction.- *Bull. Soc. géol. France*, n° spec. : Marge continentale téthysienne dans les Alpes, (8), T. IV, n°4, 597-600.
- LEMOINE M., DARDEAU G., DELPECH P. Y., DUMONT T., de GRACIANSKY P. C., GRAHAM R., JOLIVET L., ROBERTS D., TRICARD P. (1989).- Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 309, série II, 1711-1716.
- MENARD G. (1988).- Structure et cinématique d'une chaîne de collision : Les Alpes occidentales et centrales.- *Thèse, université Joseph Fourier de Grenoble*. 268 p.
- MERLE O., BALLEVRE M. (1992).- Late Cretaceous-early Tertiary detachment fault in teh Western Alps. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, Série II, 1769-1776.
- RICOU I. E., SIDDANS A. W. B. (1986).- Collision tectonics in the Western Alps. *Collision Tectonics, Geological Society, Spec. Publ*, 19, 229-244.
- RICOU E. (1984). - Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. *Bull. Soc. géol. France*, 1(7), t. XXVI, N°5, 861-874.
- TRICART P. (1980).- Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision.- *Thèse de doctorat, univ. Louis Pasteur de strasbourg*, 407 p.
- TRICART P. (1981-1982).- Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux (Alpes occidentales).- *Géol. dyn. et Géogr. phys.*, Vol. 23, Fasc. 4, 289-300.
- TRICART P., BOUILLIN J-P., DICK P., MOUTIER L. (1996). - Le faisceau de failles de haute-Durance et le rejeu distensif du front Briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales).- *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 322, série II a, p. ? (pré-print).

Systemes chevauchants

- BERGER Ph., JOHNSON A. (1980).- First-order analysis of deformation of a thrust sheet moving over a ramp. *Tectonophysics*, Vol. 70, N°3/4.

- BOYER S., ELLIOTT D. (1982).- Thrust systems. *The AAPG Bull.*, V. 66, N° 9, 1196-1230.
- DAVIS D. M., ENGELDER T. (1985).- The role of salt in fold-and-thrust belts.- *Tectonophysics*, 119, 67-88.
- DOGLIONI C. (1992). - Main differences between thrust belts. *Terra Nova*, 4, 152-164.
- CALASSOU S., LARROQUE C., MALAVIEILLE J. (1993).- Transfer zone of deformation in thrust wedges: an experimental study.- *Tectonophysics*, 221, 325-344.
- COLLETTA B., LETOUZEY J. PINEDO R., BALLARD J-F., BALE P. (1991). - Computerized X-Ray tomography analysis of sandbox models : Examples of thin-skinned thrust systems. *Geology*, V.19, N011, 1063-1067.
- COWARD M. P. (1983).- Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*. Vol. 5, N°2, 113-123.
- ELLIOT D. (1976).- The motion of thrust sheets. *J. G. R.*, Vol. 81, N°5, 949-963.
- GRAHAM R. (1981).- Gravity sliding in the Maritimes Alps. *Thrust an nappe tectonics, in The Geological Society of London*, 335-352.
- GRAHAM R., HOSSACK J., DERAMOND J., SOULA J-C. (1987).- Géométrie des surfaces de chevauchement. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, N°1, 169-181.
- GUILIER B., BABY P., COLLETTA B., MENDEZ E., LIMACHI R., LETOUZEY J., SPECHT M. (1995). - Analyse géométrique et cinématique d'un « duplex » issu d'un modèle analogique visualisé en 3D par tomographie aux rayons X.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, série II a, 901-908.
- HUYGHE P., MUGNIER J-L. (1992).- Short-cut geometry during structural inversions : competition between faulting and reactivation. *Bull. Soc. géol. France*, t. 163, N°6, 691-700.
- JAMISON W. (1987).- Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, N°2, 207-219.
- LAUBSCHER H. P. (?).- Décollement. in, "The Encyclopedia of structural geology and plate tectonics" edited by Carl K. Seyfert, New York, Van Nostrand Reinbold Company. ipp. 187-190.
- LETOUZEY J. (1990).- Fault reactivation, inversion and fold-thrust belt.- *Petroleum and tectonic in mobile belts. Edit. Technip, collection colloques et séminaires*, N°47, 101-128.
- MALLAVIEILLE J. (1984).- Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI, N°1, 129-138.
- MARTIN J., MERCIER E. (1994).- L'accommodation locale : une solution alternative au problème de la conjonction des plans de Kinks dans l'équilibrage d'une coupe (exemple dans le Jura externe). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 318, série II, 1111-1115.
- MERCIER E. (1992).- Une évolution possible des chevauchements associés aux plis de propagation : le transport sur le plat (modélisation et exemple). - *Bull. Soc. géol. France*, T. 163, N°6, 713-720.
- MERCIER E., MANSY J-L. (1995).- Le blocage du transport sur le plat des plis de propagation : une cause possible des chevauchements hors séquence.- *Geodinamica Acta*, 8: 4, 199-210.
- MERLE O. (1984).- Déplacement et déformation des nappes superficielles. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*. Vol. 25, fasc. 1, 3-17.
- MERLE O. (1994).- Nappes et chevauchements. MASSON, 138 p.
- MORLEY C. K. (1986). - A classification of Thrust Fronts. *The AAPG Bull.*, V. 70, N°1, 12-25.
- ORI G. G., FRIEND P. F. (1984).- Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, V. 12, 475-478.
- RODGERS J. (1990).- Fold-and-thrust belts in sedimentary rocks. Part 1 : typical examples. *American Journal of Science*, Vol. 290, N°4, 321-359.

- ROURE F., HOWELL D. G., GUELLEC S., CASERO P. (1990).- Shallow structures induced by deep-seated thrusting. *Petroleum and tectonics in mobile belts*, J. LETOUZEY (editor) and editions Technip, 15-30.
- SUPPE J. (1983).- Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American journal of Science*, Vol. 283, 684-721.
- SUPPE J., MEDWEDEFF D. (1990). - Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.*, 83/3, 409-454.
- THOMAS W. A. (1990).- Controls and locations of transverse zones in thrust belts.- *Eclogae geol. Helv.*, 83/3, 727-744.
- VANN I./R., GRAHAM R.H., HAYWARD A.B. (1986).- The structure of mountain fronts.- *Journal of structural geology*, 8, N°3-4, 215-227.
- MERCIER J., VERGELY P. (1992).- Tectonique.- Editions DUNOD, 214 p.

Structures en arc

- FERRIL D. A., & al. (1993).- Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France.- *Journal of Structural Geology*, Vol. 15, N° 3-5, 523-541.
- GIDON M. (1974).- L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire ? *C. R. Acad. Sc. Paris, iT. 278, série D*, 21-24.
- TAPPONNIER P. (1977).- Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique.- *Bull. Soc. géol. France*, (7), T.XIX, N°3, 437-460.

Magnétisme des roches

- AUBOURG Ch. (1990).- Méthodes d'étude de la fabrique magnétique appliquées aux roches sédimentaires peu déformées. *Thèse univ. Grenoble*, 187 p.
- AUBOURG Ch., ROCHETTE P., VIALON P. (1990).- Directions de transport révélées par la fabrique magnétique des Terres Noires subalpines (Alpes françaises). - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 310, série II, 1341-1346.
- AUBOURG Ch., ROCHETTE P., VIALON P. (1991).- Subtle stretching lineation revealed by magnetic fabric of Callovien- Oxfordien black shales (French Alps). - *Tectonophysics*, 185, 211-223.
- AUBOURG Ch., ROCHETTE P., BERGMULLER F., (1995).- Composite magnetic fabric in weakly deformed black shales.- *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 87, 267-278.
- BHATHAL R. S. (1971).- Magnetic anisotropy in rocks. *Earth Sci. Rev.*, 7, 227-253.
- BORRADAILE G., TARLING D. H. (1981). - The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. - *Tectonophysics*, 77, 151-168.
- BORRADAILE G. (1988). - Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. - *Tectonophysics*, 156, 1-20.

- BUTLER (1992). - Paleomagnetism : magnetic domains to geological terranes. - *Blackwell*, 319 p.
- DALY L. (1970). - Etude des propriétés magnétiques des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. - *Thèse d'Etat, Paris IV*, 340 p.
- DALY L., HENRY B. (1983). - Séparations d'anisotropie magnétiques composantes en vue d'applications à l'étude quantitative de la déformation des roches. - *C. R. Acad. Sci. Paris*, T 296, série II, 153-156.
- ELLWOOD B. B., HROUDA F., WAGNER J. J. (1988). - Symposia on magnetic fabrics : introductory comments. - *Phys. Earth Planet Int.*, Vol. 51, N°4, 249-253.
- GRAHAM J., BORRADAILE & DON H. TARLING (1981). - The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics*, 77, 151-168.
- HAMILTON N., REES A. F. (1970). - The use of magnetic in paleocurrent estimation. - *S. K. Runcorn (ed.), Paleogeophysic, Oxford*, 445-463.
- HELLER F., LOWRIE W., HIRT A. M. (1989). - A review of paleomagnetic and magnetic anisotropy results from the Alps. from : COWARD M. P., DIETRICH D. & PARK R. G. (eds), *Alpine tectonics, Geological Society Special Publication*, N°45, 399-420.
- HENRY B. (1980). - Contribution à l'étude des propriétés magnétiques de roches magmatiques des Alpes. Conséquences structurales, régionales et générales. - *Thèse d'Etat, Paris*, 362 p.
- HENRY B. (1992). - Structural implications of paleomagnetic data from Pelvoux-Belledonne area (French Alps). - *Tectonophysics*, 216, 327-338.
- HROUDA F. (1982). - Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. - *Geophys. Surveys*, 5, 37-82.
- JELINEK V. (1977). - The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility on groups of specimens and its application. - *Geofyzyka, Brno*.
- KISSEL C., BARRIER E., LAJ C., LEE T. Q. (1986). - Magnetic fabric in undeformed marine clays from compressional zones. - *Tectonics*, 5, 769-781.
- LAMARCHE G. (1987). - Analyse microstructurale et fabrique magnétique. L'exemple ds calcschistes et des flyschs de la zone dauphinoise (Alpes françaises). - *Thèse univ. Grenoble*, 168 p.
- LAMARCHE G., ROCHETTE P. (1987). - La fabrique magnétique du flysch daphinois (Alpes françaises) : origine et application quantitative. - *Geodynamica Acta*, 1, 103-112.
- LAMARCHE G., ROCHETTE P. (1988). - Données paléomagnétiques sur le basculement tardif de la zone dauphinoise interne. - *C. R. Acad. Sc. Paris*, 306, 711-716.
- LAMARCHE G., MENARD G., ROCHETTE P. (1988). - Données sur le basculement tardif de la zone dauphinoise interne (Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 306, série II, 711-716.
- MENARD G., ROCHETTE P. (1992). - Utilisation de réaimantations postmétamorphiques pour une étude de l'évolution tectonique et thermique tardive dans les Alpes occidentales (France). *Bull. Soc. géol. France*, t. 163, N°4, 381-392.
- O'REILLY W. (1984). - Rock and mineral magnetism. - Blackie Glasgow, 220 p.

- ROCHETTE P. (1983). - Propriétés magnétiques et déformations dans des roches sédimentaires alpines. Application au Dogger de la zone dauphinoise. - *Thèse de 3ième cycle, université de Grenoble*, 136 p.
- ROCHETTE P. (1987). - magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. - *J. Struct. Geol.*, 9, 1015-1020.
- ROCHETTE P. (1988). - La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques : origines et applications. - *Thèse d'Etat, université de Grenoble*, 195 p.
- ROCHETTE P., LAMARCHE G. (1986). - Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches : exemples du Jurassique Dauphinois (Alpes françaises). *Bull. Minéral.*, 109, 687-696.
- ROUVIER H., HENRY B., Le Goff M. (1996). - Regional remagnetization and ore deposit in the southern border of the french Massif Central. - *New trends in Geomagnetism, 5th Biennial Meeting*, 47, 164 p.
- TRIBOVILLARD N. P. (1988). - Géochimie organique et minérale dans les Terres Noires calloviennes et oxfordiennes du bassin dauphinois (France SE) : mise en évidence de cycles climatiques. - *Bull. Soc. Geol. France*, 8, VI, 1, 141-150.
- TARLING D. H. (1983). - Paleomagnetism. - *Chapman and Hall Ltd.*
- VERGNE R., FERNANDEZ A., ROCHETTE P. (1988). - Relation entre la déformation finie d'une roche et son anisotropie de susceptibilité magnétique résultant de l'orientation préférentielle de forme de marqueurs paramagnétiques anisotropes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 307, série II, 1869-1874.
- WESTPHAL M. (1973). - Etudes paléomagnétiques de quelques formations permienues et triasiques dans les Alpes occidentales. - *Tectonophysics*, 17, 323-355.
- WESTPHAL M. (1987). - Paléomagnétisme et magnétisme des roches. *Doin édition*.

Collecte et traitement des mesures de microtectonique

- ANGELIER J. (1984). - Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical research*, Vol. 89, N°B7, 5835-5848.
- ANGELIER J. (1990). - Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103, 363-376.
- GIDON M. (1987). - Les structures tectoniques. - *Bur. Rech. géol. min.*, manuels et méthodes N°15, 206 p.
- PETIT J. P. (1987). - Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, N°5/6, 597-608.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1991). - Eléments de tectonique analytique. - Editions MASSON, 118p.
- A Short-Course on the application of IBM-PC compatible microcomputers in structural geology. September 14 to 18, 1992.
- Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel. Comité des techniciens. (1983).
- Méthodes modernes de géologie de terrain. Manuel d'analyse structurale. Méthodes d'observation de mesure et de notation. - Fasc. 2a. Editions TECHNIP, 183p.
- Méthodes modernes de géologie de terrain. Manuel d'analyse structurale. Traitement des données. - Fasc. 2b. Editions TECHNIP, 72 p, 77 fig.

ANNEXES

Liste des figures

Liste des figures

PARTIE I

Chapitre 1 : L'arc alpin occidental dans la chaîne des Alpes

- fig. 1.- Esquisse structurale des Alpes et de leur avant-pays européen (Boillot & Lemoine, 1984).
- fig. 2.- Schéma structural simplifié des Alpes occidentales (Coward & Dietrich, 1989).
- fig. 3.- Schéma structural des Alpes (Debelmas & Mascle, 1991).
- fig. 4.- Localisation des profils ECORS Jura-Bresse et Alpes II dans leur contexte géologique (Guellec et al., 1990).
- fig. 5.- Coupes équilibrées le long du profil ECORS (Guellec et al., in Deep Structure of the Alps, 1990).
- fig. 6.- Reconstruction de l'état de la marge européenne avant son incorporation dans la chaîne des Alpes (Mascle et al., 1986 in Jolivet, 1995).
- fig. 7.- Coupe au travers des Alpes du Sud à la latitude du Mont-Viso (Ballèvre et al., 1990 in Jolivet, 1995).
- fig. 8.- Carte tectonique de la Méditerranée (Jolivet, 1995).
- fig. 9.- Cadre structural des Alpes pour la période Oligocène - Néogène (Steck et al., 1994).
- fig. 10.- Directions des principaux déplacements et raccourcissements dans la chaîne des Alpes centrales et occidentales (Lacassin, 1989).

Chapitre 2 : Le bassin sédimentaire du Sud-Est de la France

- fig. 11.- Epaisseur du Trias dans le bassin du Sud-Est de la France et localisation des principaux dépôts de halite (d'après Baudrimont et Dubois, 1977 in Arnaud & Lemoine, 1992).
- fig. 12.- Evolution du bassin du Sud-Est de la France au Lias, Dogger, Malm et Hauterivien (Arnaud & Lemoine, 1992).
- fig. 13.- Série type du Lias - Dogger (Beaudoin B. et al., 1975).
- fig. 14.- Evolution du bassin du Sud-Est de la France à l'Aptien, Turonien et Campanien (Arnaud & Lemoine, 1992).
- fig. 15.- Progression Est-Ouest de la transgression nummulitique (Arnaud & Lemoine, 1992).
- fig. 16.- Isobathes calculées pour le début du dépôt des grès d'Annot (Vially, 1993).
- fig. 17.- Extension maximum de la mer miocène (Burdigalien - Langhien) (Arnaud et al. 1992).

Chapitre 3 : L'arc de Castellane

- fig. 18.- Schéma structural de l'arc de Castellane.
- fig. 19.- Isopaques du Lias (Hettangien - Toarcien) (Beaudoin et al., 1975).
- fig. 20.- Isopaques et reconstitution des pentes au Tithonique supérieur - Berriasien inférieur (Beaudoin B. et al., 1975).
- fig. 21.- Carte des faciès du Crétacé inférieur (Beaudoin et al., 1975).
- fig. 22.- Carte des faciès du Gargaso-albien et du Crétacé supérieur (Beaudoin et al., 1975).

PARTIE II

Chap. 1 : Structure, transport et déformation de la nappe de Digne

- Fig. 23.- Schéma structural régional des chaînes subalpines montrant la trace du front de chevauchement de la nappe de Digne.
- Fig. 24.- Schéma structural du secteur du Gicon (Gidon, 1976).
- Fig. 25.- Colonnes stratigraphiques comparées des secteurs dignois à affinité dauphinoise (La Javie) et dignois réduit (Norante).
- Fig. 26.- Coupe de la structure anticlinale de Blégiers (Debats et al., 1970).
- Fig. 27.- Plis d'amortissement de la nappe de Digne observés à l'Est de Norante.
- Fig. 28.- Carte des directions de transport obtenues sur le front de chevauchement majeur de la nappe de Digne (Faucher et al., 1988).
- Fig. 29.- Modèle de trajectoire de contraintes pour la période oligo-aquitaine dans les Alpes du Sud (Ritz, 1991).
- Fig. 30.- Modèle de trajectoire de contraintes pour la période du Miocène inférieur - Miocène supérieur dans les Alpes du Sud (Ritz, 1991).
- Fig. 31.- Carte des données de paléocontraintes pour la période Pliocène dans les Alpes du Sud (Ritz, 1991).
- Fig. 32.- Carte des données de paléocontraintes pour la période du Quaternaire dans les Alpes du Sud (Ritz, 1991).

Chap. 2 : Géométrie et cinématique des écaillés frontales

- Fig. 33.- Géométrie et cinématique du système d'écaillés frontales au Nord de Digne.
- Fig. 34.- Schéma structural du système d'écaillés frontales au Sud de Digne.
- Fig. 35.- Colonnes stratigraphiques types du système d'écaillés frontales au Nord de Digne.
- Fig. 36.- Colonnes stratigraphiques comparées des secteurs provençal (Trévans), mixte (Le Poil) et dignois réduit (Norante-Barrême).
- Fig. 37.- Structure supposée du socle hercynien et répartition des trois principales aires de sédimentation : provençale, mixte et dauphinoise.
- Fig. 38.- Structure supposée du socle hercynien sur la transversale Trévans - le Poil - Norante - Barrême.
- Fig. 39.- Terminaison Sud de l'unité de la Font d'Isnard.
- Fig. 40.- Coupes sériées perpendiculaires à l'accident du Grand Vallon (Ehtechamzadeh et al., 1974).
- Fig. 41.- Tectonogramme montrant les relations entre nappe de Digne / demi-fenêtre de Barles / lobe de la Robine (Gidon et al., 1992).
- Fig. 42.- Le paléograbén triasico-liasique de Champ Long, à l'Ouest de Clamensane (Arnaud et al., 1977).
- Fig. 43.- Schéma structural des écaillés septentrionales de Faucon-Turriers (Arnaud et al., 1977).
- Fig. 44.- Schéma structural de la terminaison Sud de l'écaille de Valavoire (Gidon et al., 1992).
- Fig. 45.- Cadre structural simplifié du secteur de Trévans - Moustiers Sainte Marie et champs de contraintes mio-plio-pléistocènes associés (Combes, 1984).

Chap. 3 : Les grands accidents décrochants

- Fig. 46.- Schéma structural du faisceau décro-chevauchant dextre du Poil-Creisset.
- Fig. 47.- Structure du socle et répartition des faciès au cours du Jurassique, et du crétacé dans les zones à affinité provençale, mixte et dauphinoise.
- Fig. 48.- Coupe géologique à travers le faisceau décrochant dextre du Poil - Creisset.
- Fig. 49.- Schéma structural de la région de Norante - Barrême.
- Fig. 50.- Paléocourants marins d'âge éocène sup. à oligocène basal relevés dans le synclinal de Barrême (Evans et al., 1991).
- Fig. 51.- Paléocourants fluviaux et contenu minéralogique de l'Oligocène du synclinal de Barrême (Evans et al., 1991).
- Fig. 52.- Coupes géologiques à travers le synclinal tertiaire de Barrême.
- Fig. 53.- Plan polystrié observé dans les calcaires nummulitiques au Nord du Château de Clumanc.
- Fig. 54.- Plan parallèle à la stratification, enduit de calcite et porteur de stries horizontales, observé dans les marnes grises de l'Aptien au lieu-dit du Riou.

- Fig. 55.- Couloir de déformation observé sur la route qui mène aux hameaux des Vachiers - les Roux.
- Fig. 56.- Micro-plies à axes verticaux et/ou plongeants observés dans les marnes albo-cénomaniennes.
- Fig. 57.- Torsion sigmoïde des paraclases observées dans les calcaires nummulitiques qui affleurent au Nord du Château de Clumanc.
- Fig. 58.- Navettes tectoniques observées dans les calcaires du Tithonique de la barre des Bonnets, au Nord de la ferme de la Peine.
- Fig. 59.- Dysharmonies de décollement observées au Nord de la barre des Bonnets dans les calcaires du Tithonique.
- Fig. 60.- Crochons de paléo-failles normales observés au Sud du Pas du Buis.
- Fig. 61.- Paléo-failles normales du Bois de Pompe, au Nord du col de la Cine.
- Fig. 62.- Géométrie anté-compression alpine de la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine.
- Fig. 63.- Le couloir de cisaillement de Gévaudan - la Cine, observé au Nord de la ferme de la Peine, dans les marnes albo-cénomaniennes.
- Fig. 64.- Paléo-faille normale orientée N160, relevée dans les marnes albo-cénomaniennes, au Nord de la ferme de la Peine.
- Fig. 65.- Paléo-failles normales orientées N10, observées au Clôt d'Ormeious dans les séries crétacées.
- Fig. 66.- Détail du réseau de paléo-failles normales observé au Clôt d'Ormeious.
- Fig. 67.- Paléo-failles normales observées dans le synclinal tertiaire de Barrême aux lieux-dits des Vachiers - les Roux.
- Fig. 68.- Paléo-contraintes compressives. *de qui?*
- Fig. 69.- Paléo-contraintes extensives. *de qui?*
- Fig. 70.- Inversion de la paléo-faille normale de Gévaudan - la Cine et formation des synclinaux de Barrême et de Douroulles.
- Fig. 71.- Le couloir de déformation de Rouaine : schéma structural et répartition des faciès.
- Fig. 72.- Colonnes stratigraphiques représentatives du secteur de Rouaine.
- Fig. 73.- Schéma de localisation. *de qui?*
- Fig. 74.- Structure interprétée du socle au cours du Jurassique, du Crétacé et du Tertiaire entre Annot, Saint-Benoît et Entrevaux.

PARTIE III

- Fig. 75. - Définitions du socle, du tégument et du substratum.
- Fig. 76. - Coupe géologique schématique du plateau de Valensole (Dubois et Curnelle, 1978).
- Fig. 77. - Carte de la profondeur du socle antétriasique dans le Sud-Est de la France (Ménard, 1979).

- Fig. 78.- Coupe du Trias du dôme de Verdaches (Ricour, 1962).
- Fig. 79.- Coupe équilibrée E-W et NE-SW réalisée par Graham (1989) à travers la branche occidentale de l'arc de Castellane.
- Fig. 80.- Coupe équilibrée réalisée par Ritz (1992) à travers la branche occidentale de l'arc de Castellane.
- Fig. 81.- Localisation des cinq coupes régionales (I à V) que nous avons réalisés à travers l'arc de Castellane.

PARTIE IV

Chap. 1 : Anisotropie de Susceptibilité Magnétique et Paléomagnétisme

- Fig. 82.- Définition des différents types de comportement magnétique (Rochette, 1983).
- Fig. 83. - Disposition des spins magnétiques dans le cas du ferromagnétisme (s.s.), du ferrimagnétisme et de l'antiferromagnétisme.
- Fig. 84.- Grains monodomaines et grains polydomaines (Westphal, 1986).
- Fig. 85.- Définition des axes de susceptibilité magnétique.
- Fig. 86.- Présentation des directions d'ASM.
- Fig. 87. - Représentation des données avant (1) et après (2) correction tectonique.
- Fig. 88. - Evolution de la fabrique magnétique d'une roche sédimentaire.
- Fig. 89.- Définition des fabriques linéaire et planaire (Diagramme de « Flinn »).
- Fig. 90.- Représentation, projection et évolution des directions d'aimantation (Westphal, 1986).
- Fig. 91. - Exemple de désaimantation thermique et projection de l'évolution du vecteur aimantation (Westphal, 1986).
- Fig. 92. - Exemple d'analyse par les Grands Cercles.

Chap. 2 : Echantillonnage et résultats

- Fig. 93. - Plan d'échantillonnage dans les formations jurassiques, crétacées et tertiaire de l'arc de Castellane.
- Fig. 94. - Caractéristiques des carottes prélevées.
- Fig. 95. - Le triangle FeO, Fe₂O₃, TiO₂ et les différentes familles d'oxydes magnétiques (Westphal, 1986).

Chap. 3 : Synthèse et discussion

- Fig. 96.- Valeurs et marges d'erreur par sites de la susceptibilité moyenne (Km).
- Fig. 97. - Valeurs et marges d'erreur par sites des paramètres de linéation (L) et foliation (F).

- Fig. 98.- Diagramme de « Flinn ».
- Fig. 99.- Directions d'anisotropie pour les sites jurassiques Di 1, Di 9 et Di 11 à fabrique atypique inverse.
- Fig. 100.- Directions d'anisotropie pour les sites jurassiques Di 2-3, Di 7 et Di 8 à fabrique linéaire.
- Fig. 101. - Directions d'anisotropie pour le site jurassique Di 4.
- Fig. 102.- Mécanisme possible qui expliquerait l'obliquité du pôle de foliation (k_3) et du pôle de stratification (S_0).
- Fig. 103.- Directions d'anisotropie pour les sites Ba 3 (crétacé) et Ta 1 (tertiaire).
- Fig. 104.- Directions d'anisotropie pour les sites jurassiques Di 5, Di 6, Di 10 et Di 12.
- Fig. 105.- Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di 1 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation pour l'échantillon N°1.
- Fig. 106.- Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di2-3 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation de l'échantillon N°2B.
- Fig. 107.- Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di5 et projection sur la sphère des vecteurs d'aimantation de l'échantillon N°9.
- Fig. 108 - Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di6 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation de l'échantillon N°1.
- Fig. 109.- Stéréogrammes des directions paléomagnétiques au site Di7 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation de l'échantillon N°4.
- Fig. 110.- Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di8 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation de l'échantillon N°8.
- Fig. 111.- Stéréogrammes des directions paléomagnétiques au site Di4 et projections orthogonales des vecteurs d'aimantation.
- Fig. 112.- Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di9 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation.
- Fig. 113.- Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di12 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation.
- Fig. 114.- Stéréogramme des directions paléomagnétiques au site Di10 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation.
- Fig. 115.- Stéréogrammes des directions paléomagnétiques au site Di11 et projection orthogonale des vecteurs d'aimantation.
- Fig. 116.- Carte des linéations magnétiques dans l'arc de Castellane.
- Fig. 117.- Carte des linéations magnétiques dans la chaîne subalpine Nord (Aubourg et al., 1990).
- Fig. 118.- Evolution des vecteurs d'aimantation avant et après correction tectonique aux sites Di 5, Di 8, Di 12 et Di 7.
- Fig. 119.- Evolution des vecteurs d'aimantation avant et après correction tectonique aux sites Di 1, Di 2-3, Di 4, Di 6, Di 7 et Di 10.

Fig. 120.- Evolution des vecteurs d'aimantation dans le Sud-Est de la France depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'actuel et projections des directions d'aimantation des sites échantillonnés dans les Alpes du Sud et l'arc de Castellane.

Fig. 121.- Evolution des vecteurs d'aimantation, avant et après correction tectonique, aux sites Di 9 et Di 11.

PARTIE V

Fig. 122.- Décollement, chevauchement et érosion au front de la nappe de Digne.

Fig. 123.- Origine et évolution du bassin de Digne-Valensole entre l'Oligocène et le Miocène supérieur.

Fig. 124. - Structure schématique du socle avant les raccourcissements alpins.

Fig. 125.- Rôle de la composante transcurrente sur le socle au cours des déformations oligocènes et miocènes.

Fig. 126 - Paléo-canevas structural de la future branche occidentale de l'arc de Castellane.

Fig. 127.- Principales phases de la structuration de la branche occidentale de l'arc de Castellane.

Liste des tableaux

Tab. I. - Valeurs cumulées du transport par chevauchement dans les écaïlles provençales, mixtes et la nappe de Digne.

Tab. II. - Valeurs cumulées de la déformation interne dans les écaïlles provençales, mixtes et la nappe de Digne.

Tab. III. - Valeurs cumulées du raccourcissement total dans les écaïlles provençales, mixtes et la nappe de Digne.

Liste des tableaux présentés en annexe

Tableaux partie IV : utilisation du magnétisme des roches

Tab. 1. - Tableau synoptique : Fiches techniques des sites échantillonnés

Tab. 2. - Tableau synoptique : Résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique

Tab. 3. - Tableau synoptique : Analyses des directions paléomagnétiques

Tableaux des variations d'épaisseur

A1.- Variations d'épaisseur dans la région de Norante-Barrême

- A2.- Variations d'épaisseur dans la région de Digne
A3.- Variations d'épaisseur dans les unités provençales des gorges de Trévans et du Pas de l'Escale, comparé aux variations d'épaisseur dans l'unité mixte du Poil.
- A4.- Variations d'épaisseur dans le bassin tertiaire de Digne-Valensole.
- A5.- Variations d'épaisseur dans les régions d'Allos et Entrevaux.
- A6.- Variations d'épaisseur pour la région comprise entre les Mées, Mirabeau et Gaubert dans le bassin de Digne-Valensole.
- A7.- Variations d'épaisseur relevées sur le site de Gréoux-les-Bains, au Sud du bassin de Digne-Valensole.
- A8.- Variations d'épaisseur dans le bassin de Digne-Valensole, depuis Thoard au Nord jusqu'à Gréoux au Sud.
- A9.- Variations d'épaisseur sur le front SW de l'arc de Castellane.
1) Séries à faciès provençaux (Moustiers - Sainte-Marie) et mixtes (Taulanne).
- A10.- Variations d'épaisseur sur le front SW de l'arc de Castellane
2) Séries à faciès dignois réduit (la Tuilière).
- A11.- Variations d'épaisseur sur le front SE de Castellane
1) séries à faciès provençaux (Saint-Vallier) et mixtes (Saint-Auban, Caille).
- A12.- Variations d'épaisseur sur le front SE de l'arc de Castellane
2) Séries d'affinité dignoise, mais réduite (Castillon).

Tableaux

Age	Sites	Localisation	N	Faciès	S0	S1	Observations
1	Di 1	Col de Corobin	11	« Terres Noires »	320 NE 30 ***	aucune	échan. 5, 6, 7 et 8 dans les marno-calcaires
1	Di 2	Au Sud de Chaudon (D 20)	6	Marno-calcaires Bathoniens-Bajociens	350 E 33 ***	aucune	
1	Di 3	Au Nord de Norante (D 20)	9	Calcaires du Lias	360 E 38 ***	175 W 53	
1	Di 4	Au Sud de Norante	14	« Terres Noires » (+ calcaire)	318 E 50 *	aucune	
1	Di 5	Verdaches Est (D 900)	13	« Terres Noires »	320 E 50 ***	aucune	
1	Di 6	Blégiers	12	« Terres Noires »	290 N 61 **	140 W 84	couloir de déformation
1	Di 7	Draix	14	« Terres Noires » (+ argileux)	25 E 53 **	aucune	site en très bon état de fraîcheur
1	Di 8	Les Dourbes	13	« Terres Noires » (+ argileux)	50 S 30	aucune	mauvaise tenue des échantillons
1	Di 9	Boades	13	« Terres noires »	255 N 54 **	aucune	
1	Di 10	Saint-Julien / Verdon	12	Marno-calcaires	328 E 60 ***	aucune	
1	Di 11	Anticlinal de Castillon	14	« Terres Noires »	265 N 60 ***	aucune	
1	Di 12	Blieux Nord	16	« Terres Noires » (+ argileux)	115 S 51 **	aucune	
2	Ba 1	la Bastide	9	marno-calcaires de l'Albo-Cénomaniens	330 E 82 **	aucune	
2	Ba 2	Tartonne Nord	11	marno-calcaires de l'Albo-Cénomaniens	120 S 31 65 S 53 63 S 57	345 E 80 130 W 45 155 W 83 120 S 54 163 W 66	couloir de déformation faciès trop calcaire
2	Ba 3			Albien			
2	Ta 3	Blieux (D x)	12	marno-calcaires de l'Hauteriviens	346 E 53 ***	aucune	faciès très calcaire
3	Ta	Barrême	?	Molasse rouge Oligocène sup.			faciès inexploitable pour une mesure de l'ASM
3	Ta 1	Taulanne (RN 85)	12	Calcaire Nummulitique	74 S 37	aucune	faciès trop calcaire
3	ta 2	Taulanne	9	Calcaire Nummulitique	320 E 22	aucune	site inexploitable faciès trop calcaire
3	Tb	Barles	?	Molasse rouge Oligocène	?		faciès inexploitable pour une mesure de l'ASM
3	Tc	Sisteron autochtone	?	Grès Oligocène	?		faciès inexploitable pour une mesure de l'Asm

1 = sites échantillonnés dans le Jurassique

*** = mesure de très bonne qualité

2 = sites échantillonnés dans le Crétacé

** = mesure de qualité moyenne

3 = sites échantillonnés dans le Tertiaire

* = mesure de mauvaise qualité

Tab. 1 : fiche technique du plan d'échantillonnage

Site	n	Km (σ)	L (σL)	F (σF)	D k1	I K1	D K3	I K3	E ₁₂	E ₂₃	E ₃₁	commentaires
Di1 n	5	203 ± 13	1.002 ± 0.002	1.041 ± 0.006	61	28	260	61	58	10	7	intermédiaire cisaillement
Di1 i	4	926 ± 74	1.081 ± 0.023	1.003 ± 0.002	242	59	63	31	30	59	9	intermédiaire cisaillement
Di2-3	15	68 ± 17	1.029 ± 0.001	1.001 ± 0.008	162	1	81	17	10	77	9	tectonique intersection
Di4 a	5	59 ± 13	1.001 ± 0.001	1.009 ± 0.004	41	37	247	50	52	20	29	intermédiaire cisaillement
Di4 b	5	65 ± 6	1.003 ± 0.003	1.009 ± 0.001	150	74	256	5	22	19	11	tectonique cisaillement (?)
Di 5	9	190 ± 39	1.018 ± 0.006	1.034 ± 0.020	81	57	248	32	17	20	7	intermédiaire cisaillement
Di 6	12	182 ± 21	1.007 ± 0.003	1.034 ± 0.018	316	21	218	20	9	6	2	intermédiaire intersection
Di 7	11	470 ± 67	1.014 ± 0.007	1.013 ± 0.007	205	7	302	43	12	7	6	intermédiaire intersection
Di 8	10	433 ± 138	1.018 ± 0.007	1.012 ± 0.012	36	2	296	76	21	26	6	intermédiaire intersection
Di 9 n	4	254 ± 115	1.015 ± 0.015	1.046 ± 0.026	307	21	191	49	81	40	4	planaire
Di9 i	4	695 ± 600	1.021 ± 0.018	1.018 ± 0.002	215	48	17	41	70	7	42	intermédiaire cisaillement
Di10	12	60 ± 30	1.002 ± 0.002	1.014 ± 0.008	125	18	237	49	15	13	9	intermédiaire intersection
DI 11 n	8	71 ± 23	1.001 ± 0.001	1.008 ± 0.006	48	33	175	44	448	14	18	planaire
Di11 i	4	109 ± 6	1.005 ± 0.004	1.002 ± 0.001	159	36	303	48	64	72	20	intermédiaire intersection ?
Di12	11	185 ± 39	1.014 ± 0.002	1.034 ± 0.002	283	19	40	54	12	3	11	intermédiaire intersection ?

Ta1	8	47 ± 10	1.005 ± 0.004	1.014 ± 1.010	151	54	336	36	18	15	10	tectonique cisaillement
Ba2	10	83 ± 12	1.0044 ± 0.001	1.014 ± 0.005	83	4	347	57	12	9	7	intermédiaire intersection
Ba3	6	60 ± 4	1.002 ± 0.001	1.005 ± 0.004	150	49	347	5	50	25	16	tectonique

Tab. 2 : Analyse de l'ASM

Site	traitement	n-i	PCA/GC	Coord. Géographiques			Coord. tectoniques			S0	commentaires
				D	I	α95	D	I	α95		
Di 1	0-320°C	5/0	3/0	321	46	20	342	32	20	18	Aimantation de mauvaise qualité
Di 2	0-500°C	11/1	12/0	314	31	5	339	49	4	97	Aimantation très stable à toutes les températures
-DI 3											
Di 4	50-00°C	5/0	2/3	313	30	19	340	25	21	18	Aimantation de mauvaise qualité
Di 5	200-400°C	3/3	0/6	263	54	19	1	64	19	22	Aimantation de mauvaise qualité
Di 6	220-420°C	8/1	5/4	326	47	10	345	-1	11	27	Aimantation de bonne qualité
Di 7	350-460°C	6/0	6/0	335	30	6	18	57	5	172	PCA # GC. Les deux moyennes sont de bonne qualité.
			0/6	350	49	5	60	52	4	612	
Di 8	100-500°C	5/1	3/3	357	38	10	23	57	10	57	50 S 30
Di 9	0-420°C	4/0	0/4	215	29	3	248	46	22	68	255 N 60
Di 10	300-420°C	7/0	0/7	322	48	15	6	29	15	24	328 NE 60
Di 11	220-290°C	7/0	7/0	235	50	7	300	41	7	81	265 N 60
			0/12	352	68	4	352	12	5	112	Différence entre PCA et GC
Di 12	160-350°C	6/0	0/6	21	11	5	14	50	5	367	127 S 39

Tab. 3 : Analyse des directions paléomagnétiques dans les sites jurassiques

A1 : Variations d'épaisseur dans la région de Norante-Barrême.

Période	Etage	Notation	Lithologie	Epaisseur
Tertiaire	Oligocène supérieur	g3V	Grès verts à serpentine détritique	80 m
		g3G	Série grise : couche lacustre à Vertébrés	150 m très variable 60 m
	Oligocène supérieur	g2S	Série saumon : marnes, grès et conglomérats fluviatiles	100 - 150 m
		g2R	Molasse rouge : congl. fluviatiles et marnes rouges	50 m
	Oligocène inférieur	g1S	Grès de Senez	20 m
		g1B	Conglomérats à <i>Natica Crassatina</i>	lentilles
	Priabonien	G	Grès de Ville	400 m
		e7-g1	Marnes bleues	20 m
		C	Calcaires Nummulitiques	0 à 10 m
	?	eA	Marnes infranummulitiques à galets perforés	600 m
Crétacé	Santonien et Coniacien	c4-5	Calcaires crayeux blancs	200 m
	Turonien	c3	Calcaires crayeux à spicules d'Eponges et marnes grises	120 m
	Cénomaniens	c1-2	Marnes et calcaires marneux à <i>Schloembachia</i>	80 m
	Albien et Cénomaniens inf.	n7-c1	Marnes noires	600 m
	Aptien (niveau de Clansayes)	n6b	Marno-calcaires à <i>Hypacanthophiles</i>	10 m
	Aptien (Gargasien)	n6a	Marnes grises à Ammonites pyriteuses	10 - 15 m
	Barrémien et Bédoulien	n4-5	Calcaires lités gris	80 m
	Hauteriviens	n3	Série marno-calcaire rythmique	150 m
	Valanginiens	n2	Marnes à Ammonites et faisceaux de bancs calcaires	200-250 m
	Berriasien	n1	Calcaires lités et marno-calcaires	80 m
Jurassique sup. (MALM)	Oxfordien sup. Kimméridgien Portlandien	j6-9	Calcaires tithoniques et calcaires lités à silex	80 - 150 m
	Oxfordien moy. ou Argovien	j5	Alternance de marnes noires et de calcaires jaunes	50 - 100 m
Jurassique moy. (DOGGER)	Bathonien pro parte Callovien Oxfordien s.s	j2-4	Terres Noires	600 m
	Bajocien	j1	Marno-calcaires à <i>Cancellophycus</i>	350 m
Jurassique inf. (LIAS)	Aalénien moyen et inférieur	i9c	Marnes noires	120 m
	Aalénien et Toarcien	i8-9a	Calcaires marneux	
	Domérien sup.	i6c	Calcaires à patine rousse	12 m
	Domérien moy. et inf.	i6b	Calcaires à patine rousse et marnes micacées noires	35 m
	Carixien	i5	Calcarénites crinoïdiques à silex	145 m
	Lotharingien	i4	Calcaires marneux à silex	85 m
	Sinemurien	i3	Calcaires à Gryphées	65 m
	Hettangien	i1-2	Calcaires noirs en gros bancs et calcaires bioclastiques	plus de 50 m
	Trias	Rhétien	i10	Dolomies, argillites sombres grès, lumachelles
Keuper		i7-9	Dolomies, argillites versicolores, cargneules, gypses	?

A2 : Variations d'épaisseur dans la région de Digne.

Période	Etage	Lithologie	Epaisseurs							
			Digne	La Robine	Le Moustéret	La Javie - Biégliers	Cine (Ouest)	Cine (Est)	Entrages	
Crétacé	Turonien	Calcaires blancs	*	*	*	*		500m (El Kholy, 1972)	*	
	Santonien (c3-c4-c5)									
	Cénomano-Turonien (c1-2)	Marnes et Calcaires marneux	*	*	*	*		200 - 300 m	*	
	Albien (n7)	Marnes noires	*	*	*	100 - 300 m	350 - 400 m	300 m	*	
	Clansayésien (n6b)	Marno-calcaires	*	*	*	15 m				
	Bédoulien Gargasien (n5b-6a)	Marnes grises	*	*	*	60 m				
	Barrémien Bédoulien (n4-5a)	Calcaires lités gris	*	*	*	40 - 80 m	500 m	200 m	*	
	Hauteriviens (n3)	Marno-calcaires	*	*	*	200 m				
	Valanginiens (n2)	Marnes jaunes	*	*	*	100 m				
	Berriasien (n1)	Marno-calcaires et congl.	*	*	*	25 - 80 m	125 m	70 m	*	
	Jurassique sup. (MALM)	Kimméridgien (j7-9)	Calcaire à silex	*	*	*	Très variable 25 - 100 m			
		Oxfordien (j5-6)	Marnes et calcaires	*	*	*	Très variable 30 - 100 m			
Jurassique moy. (DOGGER)	Bathonien Callovien Oxfordien inf. (j2-4)	"Terres noires"	*	*	*	Très variable 300 - 1000 m	500 - 600 m	300 - 350 m	*	
	Bajocien (j1)	Marno-calcaires	*	*	*	100 m				
Jurassique inf. (LIAS)	Aalénien sup. (i0b)	Marnes et calcaires marneux	50 m	*	80 m	100 m				
	Aalénien (i0a)	Marno-calcaires	100 m	*	Marcoux 150 m	100 m				
	Toarcien sup. (i8)	Marnes noires	200 m	100 m	500 m	150 m	400 m	250 m	180 m	
	Toarcien moy. (i7b)	Calcaires et calc. roussâtres	ε	ε	15 m	40 m				
	Toarcien inf. (i7a)	Marnes noires	ε	ε	40 m	100 m				
	Domérien sup. (i6c)	Calcaires roux	10 m	15 m	25 m	10 m	125 m	125 m	30 m	
	Domérien inf. et moy. (i6a-b)	Marnes, calcaires marneux	50 m	220 m	200 m	500 m			80 - 100 m	
	Carixien (i5)	Calcaires à silex	60 m	140 m	*	*			150 m	
	Lotharingien (i4)	Calcaires marneux - siliceux	100 m	160 m	*	*	250 m	?	120 - 150 m	
Trias	Hettangien p.p. Sinémurien (i2-3)	Calcaires (petits bancs ondulés)	150 m	250 m	*	*				
	Hettangien (i1)	Calcaires	50 m	80 m	*	*	40 m	40 m	100 m	
	Rhétien (i9)	Dolomies argillites, grès calc.					60 - 80 m		20 m	
Carbonifère	Carnien Norien (i7-8)	Gypses, dolomies, argillites	vu la déformation tectonique intense de cet ensemble, il est difficile d'en définir son épaisseur							
	Anisien Ladinien (i3-6)	Dolomies	plusieurs 10 aines de mètres							
	Scythien (i1-2)	Quartzites, Grès, conglomérats	100 m							
	Stéphanien moyen (h5)	Sédimentation houillère	370 m							

* pas d'affleurement dans le secteur concerné

? épaisseur non connue

NB : les épaisseurs pour les secteurs de la Cine sont celles estimées par Beaudoin et al. (1986). Les autres données sont tirées de la notice de la feuille la Javie à 1/50 000.

A3 : variations d'épaisseur dans les unités provençales des gorges de Trévans et du Pas de l'Escale, comparé aux variations d'épaisseur dans l'unité mixte du Poil.

Période	Etage	Lithologie	Epaisseurs		
			Gorges de Trévans	Pas de l'Escale	Le Poil
Mio-Pliocène	Burdigalien m1M	Marnes et grès marins	*	250 m (sur carte)	
	Burdigalien m1	Marnes et conglomérats fluviatiles	*		
Crétacé	Cénomaniens et ? Albien n7-c1	Marnes et calc. sableux	*	*	220 m
	Cénomaniens n7d	Alternance marnes et calcaires	*	*	100 m
	Albien Aptien n6b-7	Marnes et marno-calc.	*	*	120 m
	Barrémien moy. et inf. n4	Calcaires lités gris	?	?	20 m
	Hauteriviens n3	Marno-calcaires	?	?	60 m
	Valanginiens n2	Marnes grises et bancs calc.	?	260 m	?
	Berrasiens n1	Calcaires lités blancs	?	30 m	?
Jurassique sup. (MALM)	Portlandien j9	Calcaires	200 m	?	100 m
	Oxfordien sup. et Kimméridgien j6-8	Calcaires	150 m	?	
	Oxfordien ex-Argovien (j5)	Calcaires à Ammonites	10 m	?	50 - 100 m
Jurassique moy. (DOGGER)	Oxfordien inf. Bathonien	Marnes noires et marno-calc. à Cancellophycus	80 m	?	300 m
	Bajociens j2-3				250 - 300 m
Jurassique inf. (LIAS)	ID	Facies provençal et intermédiaire	200 - 300 m	?	10 - 50 m
Trias	Rhétien t10	Dolomies	20 m		
	Keuper t7-9	Dolomies et gypses	vu la déformation tectonique intense de cet ensemble, il est difficile d'en définir son épaisseur		

A4 : Tableau des variations d'épaisseur dans le bassin tertiaire de Digne-Valensole.

Période	Etage	Lithologie	Epaisseurs			
			Thoard	Puimisson	Lithologie	Etage
Néogène	Pliocène terminal à Miocène sup.	Marnes fluviatiles m5-p (1)	0 (W) - 250 (E) m	40 m	Travertins de Ségris pU	Mio-Pliocène indifférencié
		Conglomérats fluviatiles m5-p (2)	plus de 1000 m			
		Conglomérats continentaux m5-p (3)	plus de 600 m			
	Miocène moy.	Marnes et grès continentaux m3-5 (1)	500 m	60 m	Marnes blanches de Puimisson pM	
		Molasse marine à Cérithes m3-5 (2)	650 m			
	Miocène inf.	Molasse marine marno-sableuse m2	3ème membre : 250 - 300 m	250 m	Argiles rouges de Moustiers m-pR	
2ème membre : 250 - 350 m						
Molasse grés-conglomératique (traces de pattes d'oiseaux) m1-2		1er membre : 200 - 300 m				
Couche saumâtre m1		environ 10 m				
Néogène Paléogène non différenciés	Oligo-Miocène non différencié	Conglomérats polygéniques des Tourniaires et d'Alnac g-mC	lambeaux pincés	?	"Sables bleutés" gS	Oligocène
		Formation continentale des Tourniaires g-m	100 m			
Paléogène	Oligocène inf.	Molasse grise g1-2G	100 m	0 - 20 m ?	Brèches et argillites rouges e-g	Oligocène - Eocène sup. ?
		Molasse rouge gréseuse g1-2R	350 m			
	Oligocène basal - Eocène sup.	Molasse rouge bréchiq. e7-gBr	0 - 120 m			
	Eocène sup.	Calcaires, grès, brèches à nummulites e7	0 - 3 m			

Période	Etage	Lithologie	Epaisseurs	
			Gréoux	
Néogène	Mio-Plio-Quaternaire	Marnes et lentilles conglomératiques h, h1, h2, Rh	260 m et plus	
		Marnes et calc. lacustres m4	15 m (Gréoux) à 50 m (Monpezat)	
	Miocène sup. et moy.	sables argileux de Vinon m2-3c	?	

A5 : Variations d'épaisseur dans les régions d'Allos et Entrevaux.

Période	Etage	Lithologie	Epaisseurs		Lithologie	Etage	Période
			Allos	Entrevaux			
Tertiaire Paléogène	Oligocène g	Grès d'Annot	250 - 600 m	200 - 350 m	Grès d'Annot	Oligocène g	Tertiaire Paléogène
	Eocène	"Marnes bleues" e7	150 m	plus de 200 m	"Marnes bleues" e6-g	Oligocène (Priabonien) et Eocène	
		Calcaires et conglomérats e1	30 - 40 m	40 - 130 m	Calcaires e5-6		
Crétacé	Crétacé sup. c2-6	Calcaires Marneux	500 - 600 m	0 - 150 m	"Conglomérats d'Argens" eC	Crétacé sup.	
	Crétacé moy. n6-c2a (c1)	Argiles noires	200 m	?	Calcaires argileux		Santonien c5
	Crétacé inf. n1-4	Calcaires marneux	120 - 200 m	?	Calcaires argileux à silex		Coniacien Turonien c3b-4
	Jurassique sup.	Portlandien Kimméridgien j7-9	calcaires	80 - 100 m	plus de 250 m		Marno-calcaires c2-3a
Oxfordien j3-5		"Terres noires"	250 - 300 m	30 - 100 m	Calcaires argileux c1-3a		
Jurassique moy. et inf.	Bathonien - Pliensbachien l5 - j1-2	Calcaires silteux	80 - 100 m	80 m	Grès verts glauconieux	Vraconien n7d	Crétacé moy. et inf.
	Lotharingien - Hettangien l2-4	Calcaires	85 m	300 - 400 m	Marnes noires n6-C1	Cénomanién Albien Gargasien	
				80 - 100 m	Calcaires argileux	Barrémien n4	
Jurassique inf. et Trias	Hettangien - Anisien t3b-l1	Calcaires dolomitiques	visible sur une hauteur de 8 m	150 - 200 m	Calcaires et marnes	Hauterivien n3	
				200 - 250 m	Calcaires argileux et marnes	Valanginien n2	
				60 m (E) à 150 m (W)	Calcaires argileux	Berriasien n1	
				100 m	Calcaires lithographiques	Tithonique j9	Jurassique sup.
				50 - 200 m	"Terres noires"	Callovo-Oxfordien j3-6	
				40 m	Calcaires argileux à Cancellophycus	Bathonien Bajocien j1-2	Jurassique moy. et inf.
				?	Calcaires	Pliensbachien Sinémurien Hettangien l1-6	
				20 m	Dolomies ocrees et calcaires	Rhétien t10	Trias sup.
				plus de 30 m	Cargneules	?	
				50 - 400 m	Gypses	?	
				40 - 50 m	Calcaires et dolomies	Muschelkalk t3-5	Trias moy.
				10 - 40 m	Gypses et cargneules	Muschelkalk t3G	
				plus de 10 m	Pélites et dolomies	Scythien t1b	Trias inf.
				30 - 40 m	Quartzites	Scythien t1a	

A6 : Variations d'épaisseur pour la région comprise entre les Mées, Mirabeau et Gaubert dans le bassin de Digne-Valensole.

Période	Etage	Lithologie	Epaisseurs	
			Les Mées - Mirabeau	Gaubert
Quaternaire		Cailloutis grossiers Fu	?	
Néogène	Mio-Pliocène	Marnes rouges mpM	20 - 100 m	?
		Conglomérats m-pSA	?	
		Conglomérats m-pA	?	
		Conglomérats m-pA(M)	plusieurs 10 aines de m	
	Conglomérats de Valensole m-p	800 m		
	Miocène	Marnes jaunâtres m2S Marnes grises m2	# 1000 m (forages Les Mées - Mirabeau)	# 1000 m (forages les Mées - Mirabeau)

A7 : Variations d'épaisseur relevées sur le site de Gréoux-les-Bains, au Sud du bassin de Digne-Valensole.

Période	Etage	Lithologie	Epaisseurs
Néogène	Mio - Plio - Quaternaire	Marnes et lentilles conglomératiques H, H1, H2, Rh	200 m et plus
	Miocène sup. et moy.	Marnes et calc. lacustres m4	15 m (Gréoux) à 50 m (Monpezat)
		sables argileux de Vinon m2-3c	?
Crétacé	Hauterivien et Valanginien n3	Marno-calcaires et marnes	275 m
		Calcaires et marnes	300 m
Jurassique	Berriasien Portlandien j9-n1	Calcaires	500 m
	Portlandien séquanien j7-9	Calcaires	300 m
	Argovien Bathonien j2-6	Marno-calcaires	250 m
	Bajocien jD	Dolomie	80 - 180 m
Lias	Hettangien I2	Dolomies	200 m
Trias	Rhétien I1	Calcaires et marnes	20 - 30 m

A8 : Variations d'épaisseur dans le bassin de Valensole, depuis Thoard au Nord jusqu'à Gréoux au Sud.

M. a	Période	Etage	Thoard		Les Mées - Mirabeau		Gaubert		Pulmoisson		Gréoux-Les-Bains		
			Lithologie	Epaisseurs	Lithologie	Epaisseurs	Lithologie	Epaisseurs	Lithologie	Epaisseurs	Lithologie	Epaisseurs	
1,45	Néogène	Pliocène terminal à Miocène sup.	Marnes fluviales m5-p (1)	0 (W) - 250 (E) m	Marnes rouges mPM	20 - 100 m	Conglomérats de Valensole m-p	?	Traverins de Ségnés pU	40 m	Marnes et lentilles conglomératiques h, h1, h2, Rh	260 m et plus	
			Conglomérats fluviaux m5-p (2)	plus de 1000 m	Conglomérats m-pSA	?			Marnes blanches de Pulmoisson pM	60 m			
11,3		Miocène moy.	Conglomérats continentaux m5-p (3)	plus de 600 m	Conglomérats m-pA(M)	?	Marnes et grès jaunes continentaux m2-3 Grés et marnes m2-3M	# 1000 m (forages Les Mées - Mirabeau)	Agiles rouges de Moutiers m-pR	250 m	Marnes et calc. lacustres m4	15 m (Gréoux) à 50 m (Monpezat)	
			Marnes et grés continentaux m3-5 (1)	500 m	Conglomérats de Valensole m-p	800 m			Conglomérats de Valensole m-PC	Plus de 200 m Epaisseur qui augmente d'Est en Ouest			
		Miocène inf.	Molasse marine à Céretes m3-5 (2)	650 m	Marnes jaunes m2S Marnes grises m2	# 1000 m (forages Les Mées - Mirabeau)			Calcaires d'Aguines m2	300 m	Marnes et grés calc. lacustres m4	15 m (Gréoux) à 50 m (Monpezat)	
			Molasse marine marno-sableuse m2	3ème membre : 250 - 300 m 2ème membre : 250 - 350 m 1er membre : 200 - 300 m									
23	Néogène Paléogène non différenciés	Oligo-Miocène non différencié	Molasse gréseuse (traces de parties d'oiseaux) m1-2	environ 10 m	Marnes jaunâtres m2S Marnes grises m2	# 1000 m (forages Les Mées - Mirabeau)			Sables bleutés gS	?	sables argileux de Vinon m2-3c	?	
			Couche saumâtre m1										
27	Paléogène	Oligocène inf.	Conglomérats polygéniques des Tournières et d'Alzac g-mC	lameaux pincés	Molasse grise g1-2G								
			Formation continentale des Tournières g-m	100 m									
		Oligocène basal - Eocène sup.	Molasse rouge g1-2R	100 m	Molasse rouge gréseuse g1-2R								
			Molasse rouge gréseuse g1-2R	350 m									
			Molasse rouge bréchique e7-gBr	0 - 120 m									
												Brèches et argilles rouges e-g	0 - 20 m ?

A9 : Variations d'épaisseur sur le front S-W e l'arc de Castellane.

1) Séries à faciès provençaux (Moustiers - Sainte-Marie) et mixtes (Taulanne).

M.a.	Période	Etage	Lithologie	Epaisseurs
65	Crétacé supérieur	Turonien c3	Calcaires bioclastiques	50 - 150 m
		Cénomanién sup. c2b	Marnes grises	50 - 100 m
		Cénomanién moy. c2a	Marnes et grès	100 - 150 m
		Albien - Cénomanién inf. n7-c1	Marnes noires	150 m
96	Crétacé inférieur	Barrémien Hauterivién sup. n3b-4	Calcaires lités glauconieux	50 m
		Hauterivién n3a	Marnes à Bélemnites	10 - 40 m
		Valanginién inf. n2c	Marnes	20 m
		Valanginién moy. n2b	Calcaires en boules	50 - 150 m
		Valanginién sup. n2a	Marnes	10 - 20 m
		Berriasien n1	Calcaires lités à Berriaselles	20 - 50 m
135	Jurassique sup. et moy.	Berriasien - Portlandien j9-n1	Calcaires blancs	300 - 500 m
		Portlandien j9	"Calcaires tithoniques"	200 m
		Kimméridgien j7-8	Calcaires belges à silex	30 - 150 m
		"Argovien" j5-6	Calcaires verdâtres	qqs m - 20 m
		Callovién j3	Marnes grises	20 - 60 m
		Bajocién j1S	Calcaires roux à silex	25 m
180	Lias	Aalénien - Toarcién 17-9	Calcaires à Entroques	5 - 15 m
		Lias indifférencié L	Calcaires noirs, dolomitiques	30 m
205	Trias	Rhétien t10	Dolomies, schistes, grès et lumachelles	20 m
		Keuper t7-9	Dolomies et argillites	100 m
		Keuper tG - tK	Gypses et cargneules	?

NB : les épaisseurs sont celles fournies par la notice de la feuille de Moustiers-Sainte-Marie à 1/50 000.

A 10 : Variations d'épaisseur sur le front SW de l'arc de Castellane.

2) Séries à faciès dignois réduit (la Tuilière).

M.a.	Période	Etage	Lithologie	Epaisseurs
65	Crétacé supérieur	Coniacien Turonien c3-4	Calcaires à Echinides et Spongiaires	200 m
		Cénomanién c2	Marnes et calc. marneux	150 m
		Cénomanién inf. Albien n7-c2	Marnes noires	500 m
		Aptien sup. n6	Marnes grises	100 m
96	Crétacé inférieur	Bédoulien Barrémien n4-5	Calcaires lités gris	80 - 120 m
		Hauterivién n3	Marno-calcaires	250 - 300 m
		Valanginién n2	Marnes à Ammonites	200 - 250 m
		Berriasien n1	Calcaires lités et marnes	100 - 150 m
		Portlandien j9	"Calcaires tithoniques"	40 - 50 m
135	Jurassique supérieur et moyen	"Argovien" j5-6	Calcaires verdâtres	qqs m - 20 m
		Oxfordien à Bathonien j2-4 ou j3-4	"Terres noires"	100 - 500 m
		Callovién à Aalénien j2-3, j2, j1-2, 19-j1	Calcaires marneux à Cancelliphyucus	50 - 150 m
		Lias sup. 17-9	Encrinites et calc. à Entroques	qqs dm - 40 m
180	Lias	Carixien 15	Calcaires massifs à silex	50 m
		Sinémurien 13-4	Calcaires marneux à Gryphées	30 - 50 m
		Hettangien 11-2	Calcaires massifs noirs	40 m
		Rhétien t10	Dolomies, schistes, grès et lumachelles	20 m
205	Trias	Keuper t7-9	Dolomies et argillites	100 m
		Keuper tG - tK	Gypses et cargneules	?

NB : Les épaisseurs sont celles fournies par les auteurs de la notice de la feuille de Moustiers-Sainte-Marie à 1/50 000.

A 11 : Variations d'épaisseur sur le front S-E de l'arc de Castellane.
 1) Série à faciès provençaux (Saint-Vallier) et mixtes (Saint-Auban, Caille).

M.a.	Période	Etage	Lithologie	Epaisseurs
83	Crétacé supérieur	Santonien	Grès de Pimpinier	50 - 100 m
		c5a et c5b	Calcaires	150 m
		Coniacien	Sables ligniteux	0 - 30 m
		c4s et c4	Calc. marneux	130 m
		Turonien sup.	Calcaires roux bioclastiques	50 - 150 m
		c3b		
		Turonien inf.	Calcaires marneux à Exogyres	100 - 200 m
		c3a		
96	Crétacé inférieur	Cénomarien sup.	Marnes grises	50 - 180 m
		c2c		
		Cénomarien moy.	Grès roux	50 - 200 m
		c2b		
		Cénomarien inf.	Marnes et calcaires	100 - 300 m
		c2a		
		Vraconien	Grès glauconieux	0 - 100 m
		c1b		
		Albien	Marnes noires glauconieuses	10 - 200 m
		Gargasien		
c1a, n6-c1a				
135	Jurassique supérieur	Bédoulien	Calcaires gris glauconieux	?
		Barrémien		
		Hauterivien sup.	Marnes à Belemnites	10 - 50 m
		n3b-4, n3b-5		
		Hauterivien	Marnes à Térébratules	42 - 63 m incomplète sur notre terrain
		n3a		
		Valanginien sup.		
		n2c		
		Valanginien moy.	Calcaires en boules	de 150 à 200 m, elle passe de 20 à 30 m dans le Sud-Est de la feuille
		n2a		
154	Jurassique moy.	Valanginien inf.	Marnes	10 - 30 m
		n2a		
		Berriasien	Calcaires	fp : qqm - 20 m fm : 50 - 80 m
		n1		
		Jurassique dolomitique	Calcaires dolomitiques	?
		JD		
		Purbeckien	Calcaires blancs et marnes vertes	20 - 50 m
		nP		
		Berriasien	Calcaires blancs de Provence	200 - 400 m
		Portlandien		
J2-n1				
Portlandien	"Calcaires tithoniques"	100 - 250 m		
J2				
Kimméridgien	Calcaires belges lités	50 - 150 m		
J6-8				
Oxfordien sup.	Calcaires	5 - 20 m		
Argovien				
J5				
Oxfordien sup.	Calcaires en plaquettes	100 - 150 m		
Callovien				
J3-5c				
Callovien	Calcaires marneux feuilletés	20 - 50 m		
J3				
Oxfordien sup.	"Terres noires"	Tambalonne = 20 - 30 m Tellon = qqm		
Bathonien				
J2-4, J3-4, J4, J4-5				
180	Lias	Bathonien	Calcaire massif à Rhychonelles	20 - 40 m
		J2c		
		Callovien	Calcaires marneux à Cancellophycus	faibles épaisseurs
		Aalénien		
J1, J1-2, J1-3, J2-3, J2				
Bajocien	Calcaires roux à silex	70 m		
J1S				
205	Trias	Lias dolomitique	Calcaires dolomitiques	Destourbes = 50 - 60 m
		ID		
		Aalénien	calcaires bioclastiques	0 - 30 m
Toarcien				
I5-6				
Rhétien	Dolomies, schistes, grès et lumachelles	20 - 30 m		
I1				
205	Trias	Keuper	Dolomies et argillites	80 - 110 m
		t3		
		Keuper	Gypses et cargneules	?
		tG et tK		
Muschelkalk	Calcaires à encrines et dolomies	80 m		
t2				
Muschelkalk	Gypses inférieurs	40 m		
t2G				

A12 : Variations d'épaisseur sur le front S-E de l'arc de Castellane.
 2) Séries d'affinités dignoise, mais réduite (Castillon).

M.a.	Période	Etage	Lithologie	Epaisseurs
83	Crétacé supérieur	Santonien	Calcaires à Spongiaires	200 m
		Coniacien		
		c4-5, c5		
		Coniacien	Calcaires à silex	70 m
		c4b		
		Turonien	Calcaires à silex	50 m
		c3s		
		Coniacien inf.	Calcaires à Inocerames	150 - 200 m
		Turonien inf.		
		c3M, c3-4a		
114	Crétacé inférieur	Cénomarien	Calcaires marneux et marnes	100 m
		c2bc, c2		
		Cénomarien inf.	Marnes noires	500 m
		Albien		
		c1-2a		
		Gargasien	Marnes grises à Ammonites	100 m
135	Jurassique supérieur et moyen	Bédoulien	Calcaires gris	80 - 100 m
		Barrémien		
		n4-5		
		Hauterivien	Calcaires et marnes	200 - 250 m
		n3		
		Valanginien	marnes et calc. de transition	300 - 500 m
n1				
Valanginien	Marnes à Ammonites	150 - 250 m		
n2				
Berriasien	Calcaires marneux	100 - 150 m		
n1				
18a	Lias	Portlandien	"Calcaires tithoniques"	50 - 70 m
		J2		
		Kimméridgien	Calcaires belges lités	50 - 150 m
		J6-8		
		Oxfordien sup.	Calcaires verdâtres	5 - 20 m
		ou Argovien		
		J5		
		Oxfordien sup.	Calcaires en plaquettes	100 - 150 m
		Callovien		
		J3-5c		
Callovien	Calcaires marneux feuilletés	20 - 50 m		
J3				
Oxfordien sup.	"Terres noires"	La Baume - St-Julien 400 - 500 m Crénon - Castillon 200 - 250 m La Blache 150 - 200 m La Bernarde 50 m		
Bathonien				
J2-4, J3-4, J4, J4-5				
Bathonien	Calcaire massif à Rhychonelles	20 - 40 m		
J2c				
Callovien	Calcaires marneux à Cancellophycus	50 - 150 m		
Aalénien				
J1, J1-2, J1-3, J2-3, J2				
205	Trias	Lias indifférencié	Calcaires	50 m
		I2-4		
		Carixien	Calcaires à silex	10 - 20 m
		I4a		
		Sinnémurien	Calcaires marneux à Gryphées	20 m
I3				
Hettangien	Calcaires noirs	Castillon = 10 - 15 m Crénon = 50 m		
I2				
Rhétien	Dolomies, schistes, grès et lumachelles	20 - 30 m		
I1				
205	Trias	Keuper	Dolomies, argillites	80 - 110 m
		t3		
		Keuper	Gypses et cargneules	?
		tG et tK		
Muschelkalk	Calcaires à Encrines et dolomies	80 m		
t2				
Muschelkalk	Gypses inférieurs	40 m		
t2G				

NB : Les épaisseurs sont celles fournies par les auteurs de la notice de la feuille de Castellane à 1/50 000.

NB : Les épaisseurs sont celles fournies par les auteurs de la notice de la feuille de Castellane à 1/50 000.

Légende

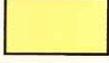
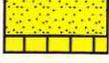
Bassins paléogène et néogène de l'autochtone et du parautochtone

-  marnes fluviatiles (Miocène sup. à Pliocène terminal)
-  conglomérats fluviatiles duranciens (idem)
-  conglomérats continentaux d'origine subalpine (idem)
-  marnes et grès continentaux (Miocène moy. à Miocène sup.)
-  molasse marine (Miocène)
-  brèches et argillites (Eocène sup.-Oligocène)

-  "Conglomérats de Valensole" indifférenciés
-  Eocène - Oligocène durancien indifférenciés

Couverture mésozoïque et cénozoïque

CENOZOÏQUE : PALEOGENE de la Nappe de Digne

-  grès d'Annot (Oligocène)
-  série grise (Oligocène sup.)
-  molasse rouge et série saumon (Stampien sup.)
-  grès de Senez (Sannoisien marin)
-  marnes bleues (Priabonien à Sannoisien)
calcaires nummulitiques (Priabonien)
-  poudingues d'Argens (Eocène continental)

Substratum

-  tégument (Trias inférieur et moyen)
-  socle

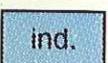
MESOZOÏQUE :

-  Crétacé supérieur
-  Crétacé inférieur et moyen

Jurassique (Dogger et Malm) :

- | | | |
|--|---|--|
|  Ecailles à faciès provençal |  Ecailles à faciès mixte |  Ecailles à faciès dauphinois |
|--|---|--|

Jurassique (Lias) et Trias supérieur :

- | | | |
|--|---|--|
|  Ecailles à faciès provençal |  Ecailles à faciès mixte |  Ecailles à faciès dauphinois |
|  Jurassique indifférencié |  ind. |  ind. |

Trias :

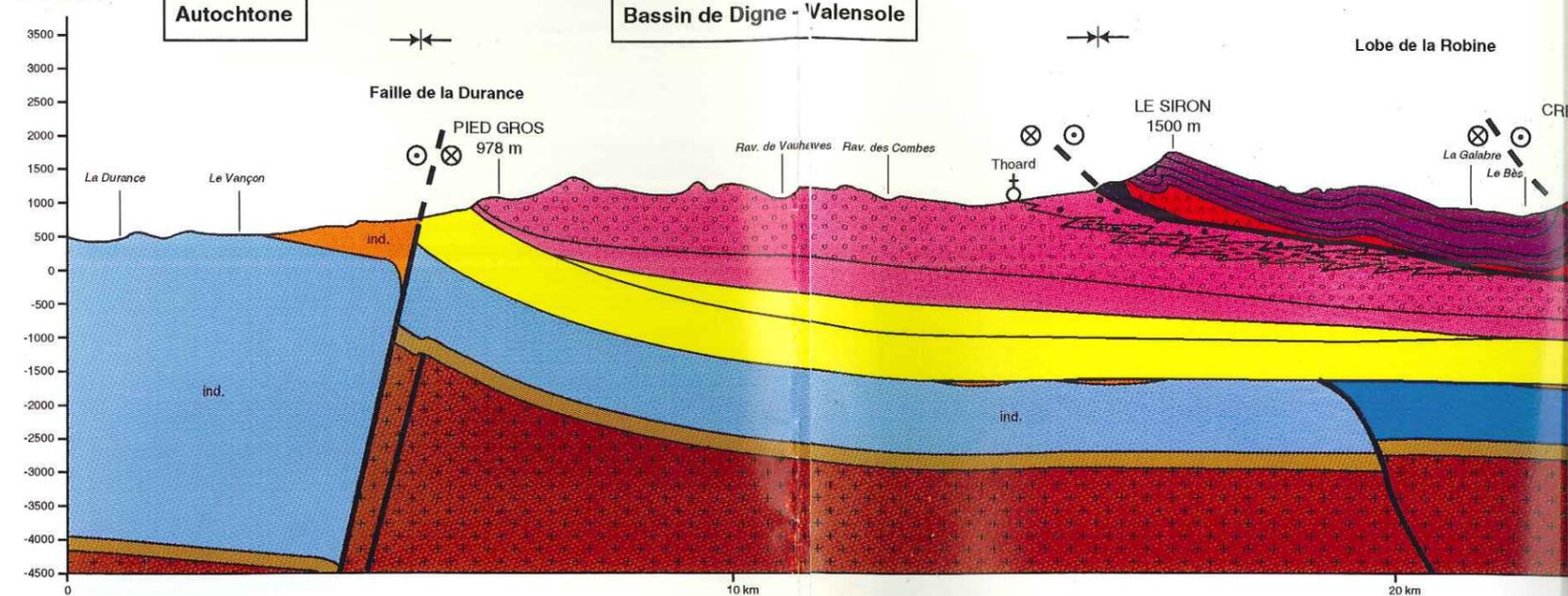
-  gypses (Keuper)

Nappe de l'Autapie

-  nappe indifférenciée

Coupe I : La Durance - Thoard - La Javie - Blégiers - Nappe de l'Autapie - Entraunes

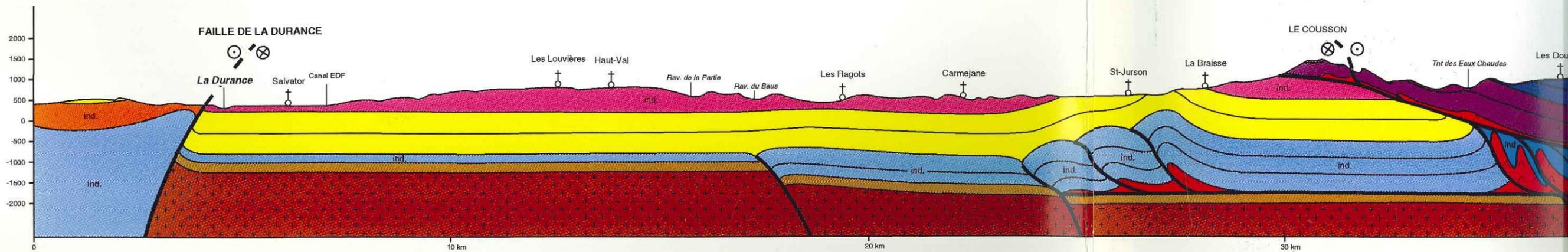
OUEST



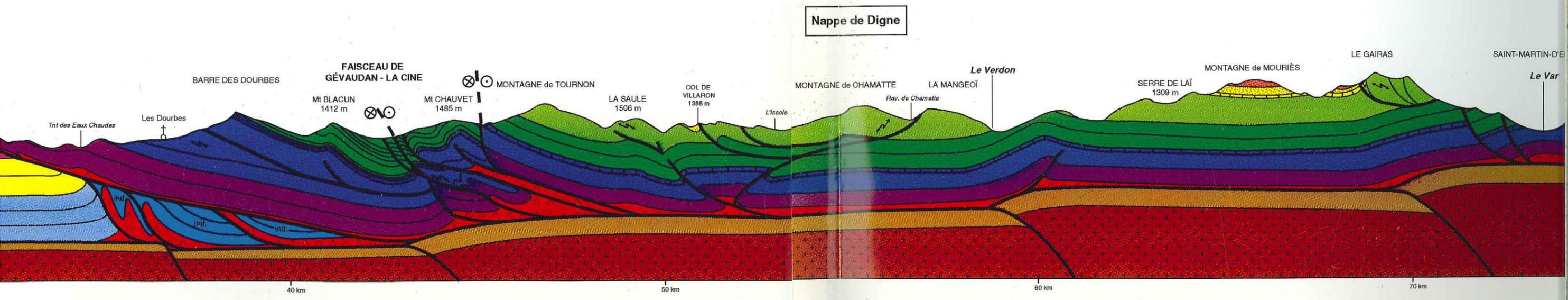
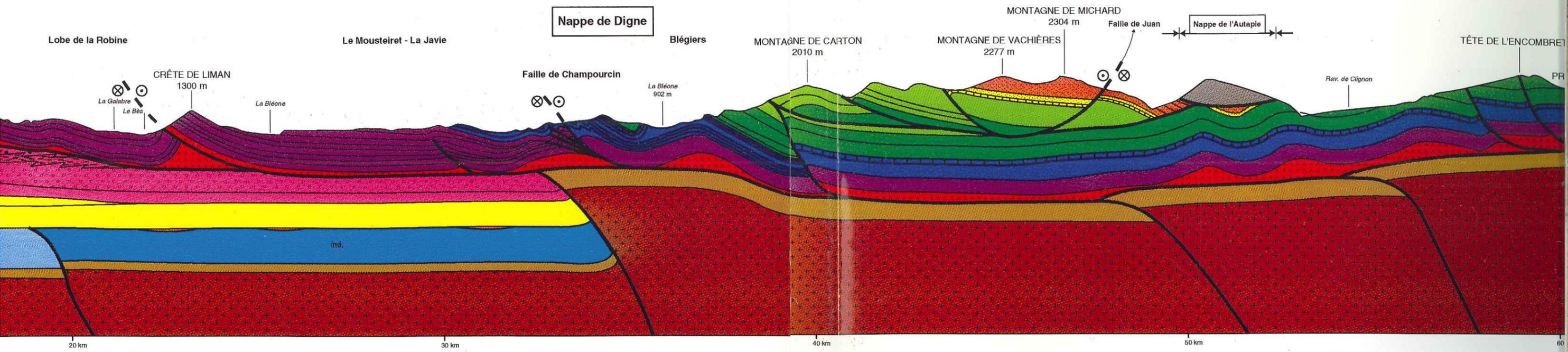
Coupe II : La Durance - Le Cousson - Tartonne - St Martin d'Entraunes

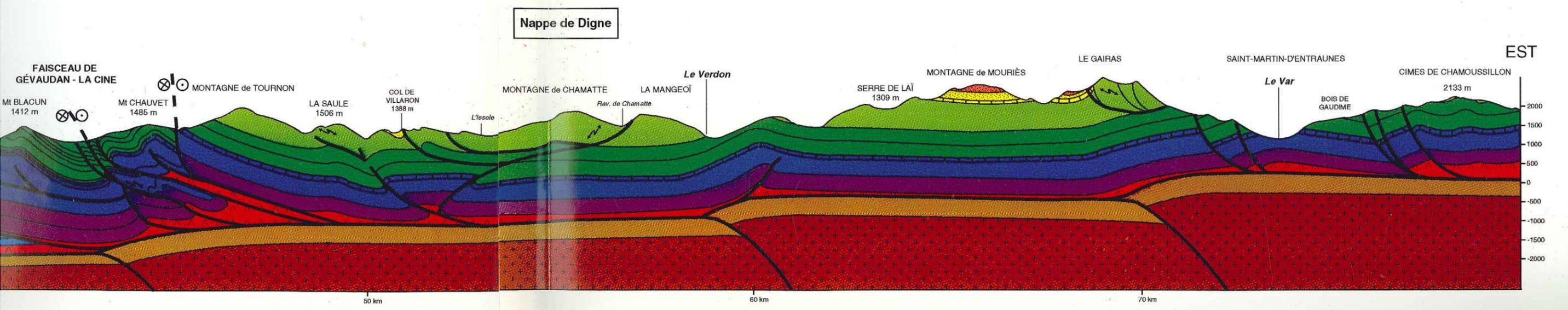
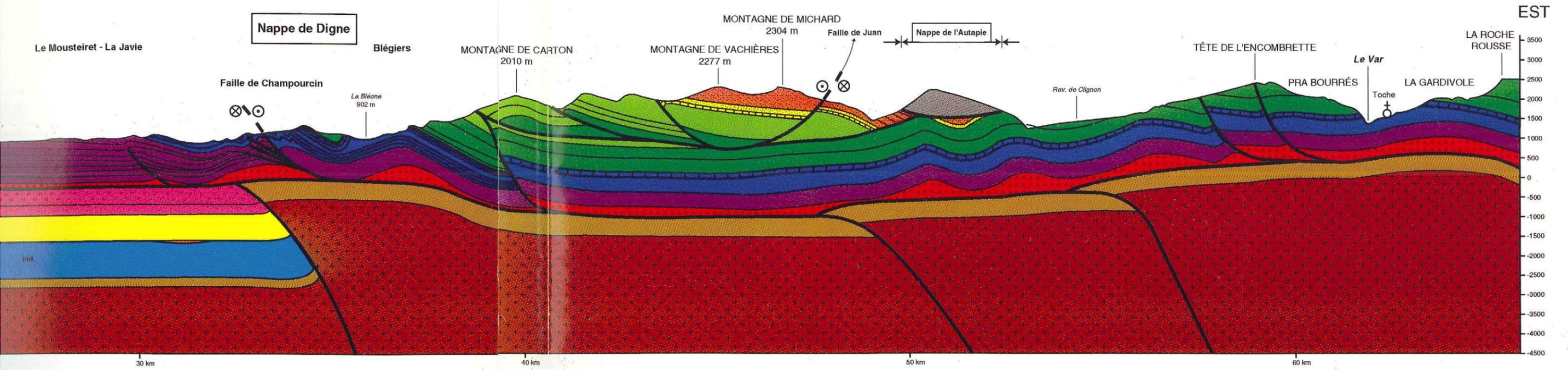
Bassin de Digne - Valensole

OUEST



Echelle verticale et horizontale : 1/100 000

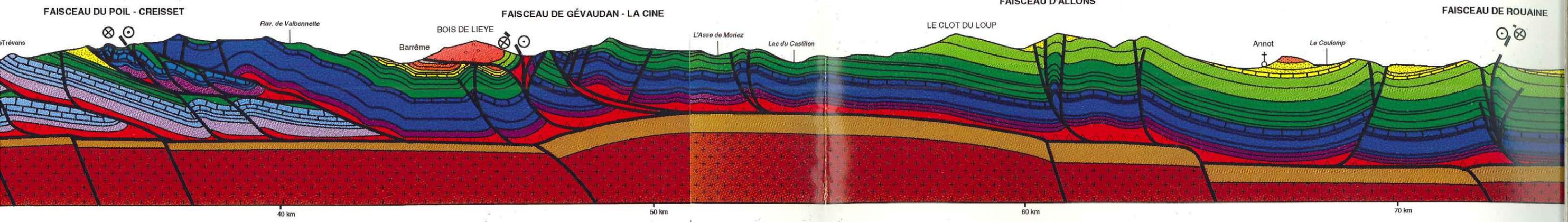




Failles frontales
normales et mixtes



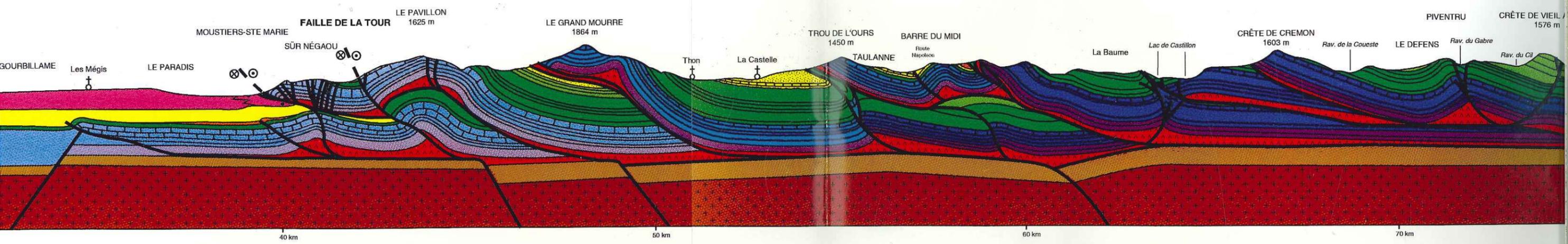
Nappe de Digne



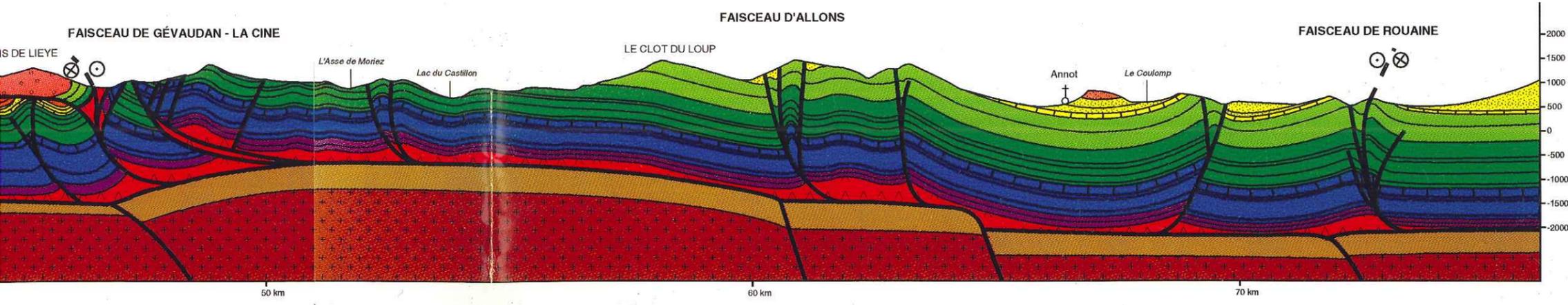
Système d'écailles frontales
provençales et mixtes



Nappe de Digne



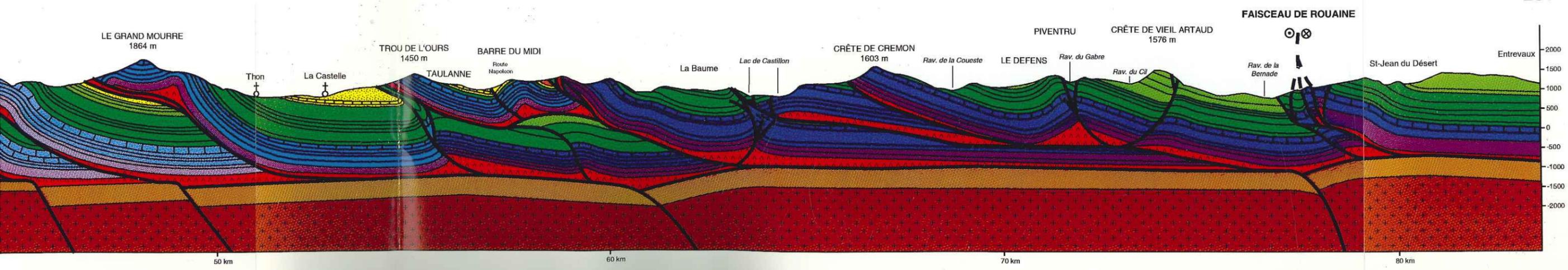
Nappe de Digne



EST

Système d'écaïlles frontales provençales et mixtes

Nappe de Digne



EST

Coupe V : Grand Plan de Canjuers - Blioux - Clavoune - Coste longue - Le verdon (la Foux d'Allos)

