



HAL
open science

Rifting jurassique sur la bordure occidentale du Dôme de Barrot (Alpes occidentales françaises) : évolution géodynamique d'un secteur de la marge nord-téthysienne

Pierre Yves Delpech

► To cite this version:

Pierre Yves Delpech. Rifting jurassique sur la bordure occidentale du Dôme de Barrot (Alpes occidentales françaises) : évolution géodynamique d'un secteur de la marge nord-téthysienne. Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1988. Français. NNT: . tel-00800216

HAL Id: tel-00800216

<https://theses.hal.science/tel-00800216>

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.

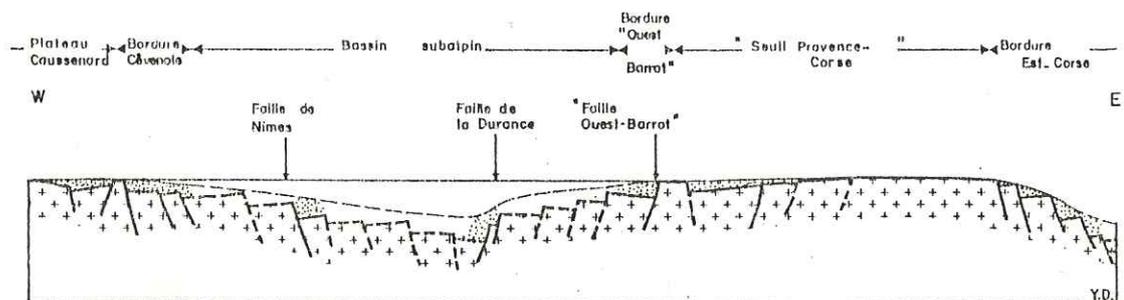
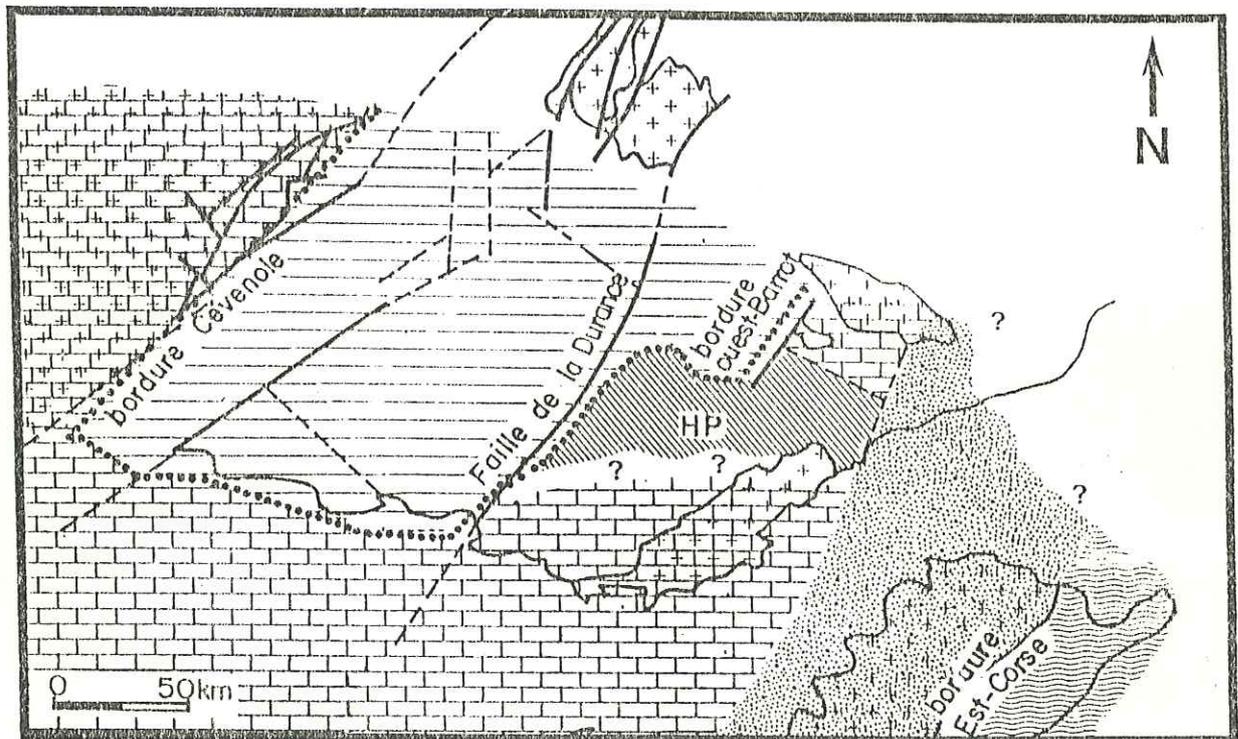
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

RIFTING JURASSIQUE SUR LA BORDURE OCCIDENTALE DU DOME DE BARROT

(Alpes occidentales françaises).

Evolution géodynamique
d'un secteur de la Marge nord-téthysienne.

Pierre-Yves DELPECH



7 Septembre 1988

Laboratoire de géodynamique de Villefranche sur Mer
Université Pierre et Marie CURIE - PARIS 6

THESE de DOCTORAT de L'UNIVERSITE PARIS 6

spécialité

Géodynamique

présentée par

Pierre-Yves **DELPECH**

**RIFTING JURASSIQUE
SUR LA BORDURE OCCIDENTALE
DU DOME DE BARROT.**

(Alpes occidentales françaises).

**EVOLUTION GEODYNAMIQUE
D'UN SECTEUR DE LA MARGE NORD-TETHYSIENNE.**

(N° 88-35)

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS 6

soutenue le 7 Septembre 1988 devant le jury composé de:

Mr Gilbert BOILLOT	(Université Paris 6)	Président
Mr Gérard DARDEAU	(Université de Nice)	Rapporteur
Mr Marcel LEMOINE	(Université Paris 6)	Rapporteur
Mr Robert CAMPREDON	(Université de Nice)	Examineur
Mr Michel COUSIN	(Université Paris 6)	Examineur
Mr Claudio EVA	(Université de Gênes)	Examineur
Mr Michel SEGURET	(Université de Montpellier)	Examineur

Libération

Les psychiatres
le croyaient guéri :
il prend en otage
une fillette dans le train

Dans les montagnes magiques du Dieu Cousin

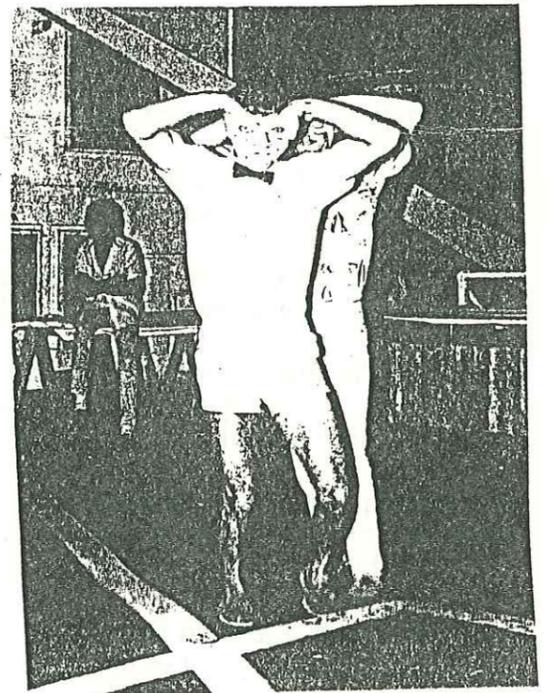
Une
marche forcée de
la rigolade

les cartes
étaient truquées

L'EROTISME
des chers Maîtres
« L'âge et le sexe apparaissent comme
des critères déterminants, notent les rap-
porteurs.

Depuis 27 ans, PY
Delpech a quitté
son royaume du BARROT
pour se réfugier à
Monaco.
Libération a repris le
chemin de son exil
depuis son ancienne
capitale jusqu'à sa nouvelle
demeure. Lire pages 20 et 21.

Un étrange individu tourne autour de Villefranche



LIBERATION. — Vous vivez
faites-vous en attendant de travailler? Que
E. D. — Je ne manque pas d'occupations. J'ai écrit
un livre. Sur la beauté. Qui ne se contente pas de
donner des conseils, mais qui raconte un peu mon
aventure et témoigne de mes expériences.
LIBERATION. — Vous y écrivez que vous passez
l'aspirateur chez vous, que vous vous tapez les
vaisselles et repassez les pantalons de Carlo...
E. D. — Je ne vois pas pourquoi c'est si drôle. Là
aussi, vous pensez que je devrais ne pas le faire...
J'aime bien me détendre en travaillant dans ma
maison et, au risque de vous étonner, je vais vous
dire que cela m'éclaire les idées de m'occuper de
mon ménage.

Alors comme ça,
les décollements vous font rougir ?

APRES JEAN-MARIE LE PEN, COUSIN EN RAJOUTE DANS LES INSULTES :

“ Delpech melba ! ”

Remerciements

Cette étude sur le rifting jurassique a été réalisée au sein du laboratoire de Géodynamique sous-marine de l'Université P. et M. CURIE, dans le cadre d'un contrat avec la D.G.R.S.T.

Quant à la partie géophysique, elle a été effectuée au Centre Scientifique de Monaco avec l'aide financière et logistique du Laboratoire de Détection et de Géophysique du C.E.A.

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma reconnaissance à toutes les personnes qui ont contribué à son aboutissement, par leur appui scientifique ou leur soutien moral, ainsi qu'à celles qui ont accepté de le juger.

Mr **G. Boillot**, professeur à l'Université P. et M. CURIE et directeur du laboratoire de Villefranche. Il est le promoteur de cette étude, qu'il a d'ailleurs toujours suivie avec beaucoup d'intérêt;

Mr **G. Dardeau**, ingénieur de recherche à la faculté de Nice et spécialiste du Jurassique des Alpes Maritimes; il m'a fait bénéficier de sa grande expérience dans ce domaine autant sur le terrain que pendant les discussions sur ce sujet.

Mr **M. Lemoine**, directeur de recherche, qui m'a apporté son aide et ses connaissances "téthysiennes", et n'a pas hésité à passer quelques journées sur le terrain;

Mr **R. Campredon**, maître de conférence, pour son soutien amical et matériel pendant toute la durée de ce travail; il m'a conseillé efficacement lors de mes premières sorties sur le terrain pour les zones intéressantes à prospecter.

Mr **M. Cousin**, maître de conférence, pour ses suggestions et conseils judicieux (et complices !), sa connaissance de la géologie de terrain, toujours donnés dans une ambiance amicale... et aussi pour son courage et sa patience lors de la correction des premières épreuves;

Mr **C. Eva**, directeur du laboratoire de géophysique et président de l'université de Gênes, toujours disponible malgré ses nombreuses responsabilités et avec qui nous avons eu des discussions très fructueuses;

Mr **M. Séguret**, maître de conférence à l'Université de Montpellier, il m'a fait découvrir et apprécier la géologie de terrain, et a accepté de venir juger le travail de l'un de ses "anciens étudiants";

Mme **N. Bethoux**, ingénieur de recherche et "Chef" (!)..., qui m'a initié à la sismologie; qu'elle accepte aussi toute ma reconnaissance pour son accueil, sa sympathie et les conditions de travail dans lesquelles s'est effectué mon séjour au Centre Scientifique de Monaco;

Mr **B. Massinon**, directeur du Laboratoire de Détection et de Géophysique du C.E.A, qui m'a accepté temporairement dans son équipe et qui a toujours manifesté un grand intérêt pour les études concernant la sismotectonique du Sud-Est de la France;

Mr **J.P. Rehault**, maître de conférence, qui m'a fait partager, depuis le début de mon 3^{ème} cycle, ses connaissances sur la mer ligure et les zones avoisinantes.

J'adresse mes sincères remerciements à l'ensemble de l'équipe du Groupe d'Etude de la Marge Continentale pour son soutien amical lors de mon séjour à Villefranche sur mer; je pense plus particulièrement à Mme **L. Droz**, Mrs **G. Bellaiche**, **J. Mascle** et **D. Mougnot**.

Je remercie chaleureusement l'ensemble du personnel technique et administratif du laboratoire de géodynamique en particulier **J. Corbelle** pour la frappe de la bibliographie, et **Mc Intosh** pour le soutien logistique.

Que Mrs R. Mouterde et M. Roux acceptent ma reconnaissance pour des déterminations de faune et pour m'avoir donné quelques renseignements et conseils très utiles. Je remercie aussi T. Dumont de m'avoir accompagné sur son "terrain de chasse" pour me montrer les objets téthysiens tels qu'ils se présentent dans la zone briançonnaise.

Je tiens à exprimer toute ma sympathie aux personnes du C.S.M. et du musée océanographique de Monaco que j'ai cotoyées pendant mon séjour à "l'étranger" en tant que V.S.N.A, aux chercheurs du L.D.G., en particulier M. Nicolas avec lequel j'ai pu discuter longuement sur la sismotectonique de la France et à mes amis (ies) étudiants (tes), déjà partis ou qui partiront après moi, de l'ensemble des laboratoires du C.E.R.O.V, du laboratoire de géodynamique de Paris VI, ainsi que ceux des laboratoires de géologie de Montpellier.

Enfin, je n'oublierais pas les encouragements de ma mère, mon épouse Dominique et de mon fils Nicolas (!), qui m'ont permis de mener à bien cet ouvrage.

Sommaire

Résumé:.....3
 Introduction:.....5

Première Partie:.....9

Chapitre I : Les zones de faciès au Lias-Dogger dans le Sud-Est de la France: essai de synthèse bibliographique:.....9
 - A - Le domaine téthysien:.....12
 - B - Le bassin subalpin et ses bordures:.....17
 - C - Conclusion:.....29

Chapitre II - La série-type du domaine étudié: lithologie et milieu de dépôt:.....31
 - A - Analyse des données:.....34
 - B - Interprétation et résultats:.....48
 - C - Conclusion:.....53

Chapitre III : Variations lithologiques:.....55
 - A - Description des séries:.....58
 - B - Représentation spatiale des variations des épaisseurs et des faciès:.....77
 - C - Conclusion:.....91

Chapitre IV : Indices de tectonique synsédimentaire:.....93
 - A - Secteur de Guillaumes-Chateauneuf d'Entraunes:.....95
 - B - Secteur de Villetalle:.....104
 - C - Secteur de Daluis-Champ gras:.....115
 - D - Conclusion générale sur ces 3 secteurs:.....126

Chapitre V: Reconstitution paléogéographique du domaine du haut-Var:.....127
 - A - Les éléments de référence: rappels:.....129
 - B - Reconstitution d'un bloc basculé contemporain du rifting téthysien sur la bordure occidentale du Dôme de barrot:.....133
 - C - Conclusion:.....137

Deuxième partie:.....139

Chapitre VI : Les mécanismes au foyer:.....139
 - A - Rappels sur le calcul des mécanismes au foyer:.....141
 - B - Résultats et interprétations:.....146
 - C - Conclusion:.....170

Chapitre VII: Caractéristiques géologiques et géophysiques de l'arc alpin occidental: contribution à l'interprétation de la partie sud de cet arc:	173
- A - Géométrie de l'arc alpin occidental:.....	175
- B - Conclusion et interprétation géodynamique :.....	181
 Troisième partie:	183
Chapitre VIII: Synthèse des données, Conclusion et Modèle:	183
- A - Synthèse des données:.....	185
- B - Une marge continentale transformante ?.....	189
- C - Conclusions générales:.....	194
 Bibliographie:.....	197
Liste des figures:.....	207

Résumé

La géologie:

L'interprétation d'un secteur des Alpes occidentales externes en terme de paléomarge continentale téthysienne nous a amené à considérer le secteur du haut-Var sous deux angles différents:

-d'une part son évolution stratigraphique et structurale locale.

-d'autre part son incorporation dans le schéma général du bassin subalpin et du domaine téthysien.

L'analyse des variations latérales de faciès permet de reconstituer un schéma du secteur du haut-Var cohérent à condition de placer un accident de direction N 20°-30° à vergence Ouest ayant joué en faille normale au cours du Lias et du Dogger et limitant un domaine de bassin à l'Ouest et une plate-forme à l'Est. Les manifestations tectonosédimentaires observées suggèrent, outre les déformations dues à la tectonique distensive, l'existence d'une halocinèse précoce le long du faisceau de failles N 20°-30°. Ainsi au Jurassique, la région du Dôme de Barrot serait limitée à l'Ouest par cette faille "Ouest-Barrot", et correspondrait au symétrique de la marge cévenole par rapport au bassin subalpin. C'est donc plus à l'E et au SE qu'il faut rechercher les blocs basculés de la marge téthysienne proprement dite.

La géophysique:

La néotectonique de la région Sud des Alpes Occidentales et de la mer ligure, évaluée grâce au calcul de 20 mécanismes au foyer de séismes récents nous permettent de localiser les zones de concentration de la déformation. Ces résultats, associés à d'autres données géophysiques, nous permettent de constater la présence d'une bande étroite à comportement crustal anormal, orientée N 120°-130° et qui s'étend depuis le massif du Pelvoux jusqu'à Savone (Ligurie occidentale), en passant au NE du massif de l'Argentera. Cette zone est considérée comme un grand linéament structural issu d'orogénèses antérieures et qui fonctionnerait actuellement en décrochement dextre.

La géodynamique:

La confrontation des données paléogéographiques mésozoïques d'une part, et des résultats géophysiques et structuraux d'autre part, nous incite à envisager l'existence d'une zone transformante à jeu dextre au Jurassique.

Dans ce schéma, le secteur étudié appartiendrait à la bordure orientale du bassin subalpin intramarge tout en ayant un regard sur la marge transformante téthysienne située plus au Nord.

Mots-clé:

Alpes occidentales; Dôme de Barrot; Rifting téthysien; Marge passive; Tectonique synsédimentaire; Halocinèse; Marge transformante; Mécanisme au foyer.

Abstract

The geology:

In the external domain of the western Alps, the haut-Var area is interpreted like a segment of the tethyan continental margin; two evolutions can be distinguished:

- its local structural and stratigraphic evolution;
- its incorporation in the subalpin and the tethyan domains.

The lateral variations of facies lead us to envisage the existence of a N 20°-30° trending palaeofault. These manifestations of the synsedimentary tectonics also suggest the existence of an early halokinesis which occurred along this palaeofault.

The region of the Dôme de Barrot would be limited westernly by this "Ouest-Barrot" fault; this one would be the symmetric of the cevenol margin referring to subalpine basin.

The geophysics:

The neotectonic of the Southern part of western Alps and of the Ligurian sea, evaluated with the computation of twenty focal mechanisms, demonstrate an important tectonic activity in some places. These results, associated to another geophysical results, allow us to consider a narrow area oriented N 120°-130° stretching from the Pelvoux external massif to Savone. This structure would be interpreted as an right strike-slip zone, enhanced by a palaeogeographic boundary.

The geodynamics:

The confrontation of the mesozoic palaeogeographic results on one hand and the geophysical and structural results in the other hand, allow us to imagine the existence of a transform area with right strike slip movement during the Jurassic period.

Introduction

La géologie des Alpes occidentales a considérablement progressé au cours des dix dernières années grâce aux résultats de la géologie marine et de la tectonique des plaques. Ces nouveaux concepts ont été utilisés avec profit comme fil directeur pour reconstituer, la géométrie et l'évolution de la paléomarge téthysienne. Un exemple devenu classique est celui de la transversale de Grenoble à Briançon (Alpes occidentales médianes) réinterprétée en termes de "blocs basculés" par **Marcel Lemoine** et son équipe.

Cette étude s'inspire de la même démarche pour analyser les manifestations tectonosédimentaires liées au rifting téthysien dans un secteur des Alpes Maritimes (à l'Ouest du Dôme de Barrot).

- A - Cadre géologique de l'étude:

Le secteur d'étude appartient à l'arc alpin (fig. I-1). Par convention on qualifie d'interne ce qui se trouve à l'intrados de l'arc et d'externe ce qui se trouve à son extrados.

1 - Le domaine interne:

Il est caractérisé par des grands chevauchements et des charriages, des plis synschisteux polyphasés et un métamorphisme important.

On constate que les unités structurales majeures correspondent à des zones paléogéographiques différentes créées lors de la distension mésozoïque: les nappes des zones internes sont constituées de matériel issu de l'océan téthysien (ophiolites) et d'une partie de la marge adjacente (domaines ligure, Piémontais, Valaisan, Briançonnais et Subbriançonnais).

2 - Le domaine externe (fig. I-2):

Il est représenté par un socle qui affleure actuellement au niveau des massifs cristallins externes et d'une couverture plissée, dont l'essentiel constitue les chaînes subalpines.

Le secteur d'étude, localisé dans la vallée du haut-Var à l'Ouest du Dôme de Barrot, appartient aux chaînes subalpines du sud.

3 - Le bassin du Sud-Est:

Du point de vue paléogéographique, la couverture occidentale du Dôme de Barrot appartenait au Jurassique-Crétacé à la bordure orientale d'un vaste bassin sédimentaire intra-marge (cf: infra): le bassin du Sud-Est. (Notons d'ailleurs que 3 termes différents sont utilisés: bassin du Sud-Est, bassin subalpin ou bassin dauphinois).

- B - Buts de cette étude:

L'étude du rifting jurassique de la marge nord-téthysienne au niveau du Dôme de Barrot (fig.1-2) (Alpes occidentales françaises), sera abordée suivant deux approches différentes:

- une approche tectono-sédimentaire ayant comme support une analyse de terrain détaillée dans les formations carbonatées du Lias-Dogger. L'objectif est la reconstitution paléogéographique et structurale, au Jurassique, de cette région du haut-Var, en la situant par rapport au bassin subalpin.

- une approche géodynamique à partir de données géophysiques et structurales actuelles, notamment de sismologie.

Les données océanographiques nous permettront d'établir des comparaisons ou des parallèles entre objets "terrestres" et objets "marins", chaque fois qu'il y aura lieu de le faire.

Conformément aux objectifs précédemment définis, ce mémoire est divisé en trois parties distinctes:

* la **première partie** qui décrira plus particulièrement le secteur du haut-Var à l'Ouest du Dôme de Barrot. On distinguera:

- les données issues de la bibliographie concernant la série jurassique (et plus particulièrement le Lias et le Dogger) de la partie Sud Est de la France (**chapitre I**); d'ordre stratigraphique, sédimentologique et structurale, ces données sont intégrées dans une carte synthétique précisant la disposition et les limites des différents domaines à cette époque;

- la définition d'une série-type, la plus représentative de la tranche de temps sélectionnée, à savoir le Lias et plus sommairement le Dogger (**chapitre II**). La succession verticale des dépôts permettra de définir l'évolution séquentielle de cette série au Jurassique;

- l'analyse comparée des coupes de terrain (**chapitre III**), visant à reconstituer les variations latérales d'épaisseur et de faciès et d'élaborer des cartes de zonation;

- la reconnaissance des manifestations tectono-sédimentaires concrétisant l'âge et l'importance des différentes phases tectoniques (**chapitre IV**).

- A l'issue de ce travail de terrain, une première interprétation paléogéographique du secteur du haut-Var au Jurassique inférieur-moyen sera proposée (**chapitre V**).

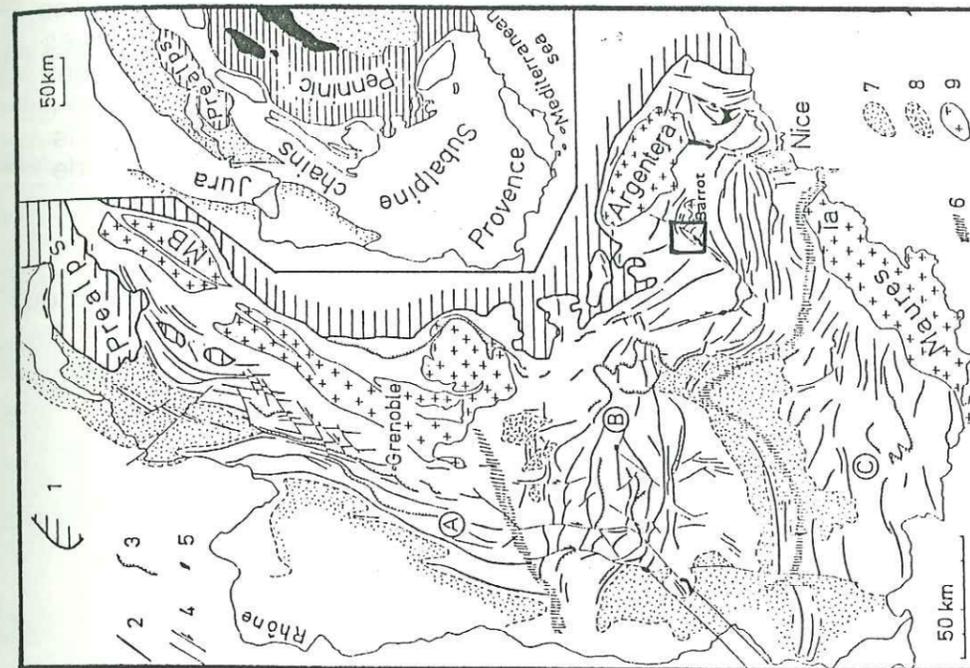


Fig. I-2: Schéma structural de la zone alpine externe (Lemoine, 1983b).
 1-limite des zones internes; 2-plis anticlinaux; 3-chevauchements; 4-décrochements (orientés); 5-diapirs; 6-limites paléostratigraphiques; A-domaine des plus alpins néogènes, B-domaine des plus néogènes et provençaux, C-domaine des plus provençaux; 7-bassins tertiaires post-tectoniques; 8-bassin néo-crétacé post-tectonique du Dévoluy; 9-massifs cristallins.
 □ secteur étudié

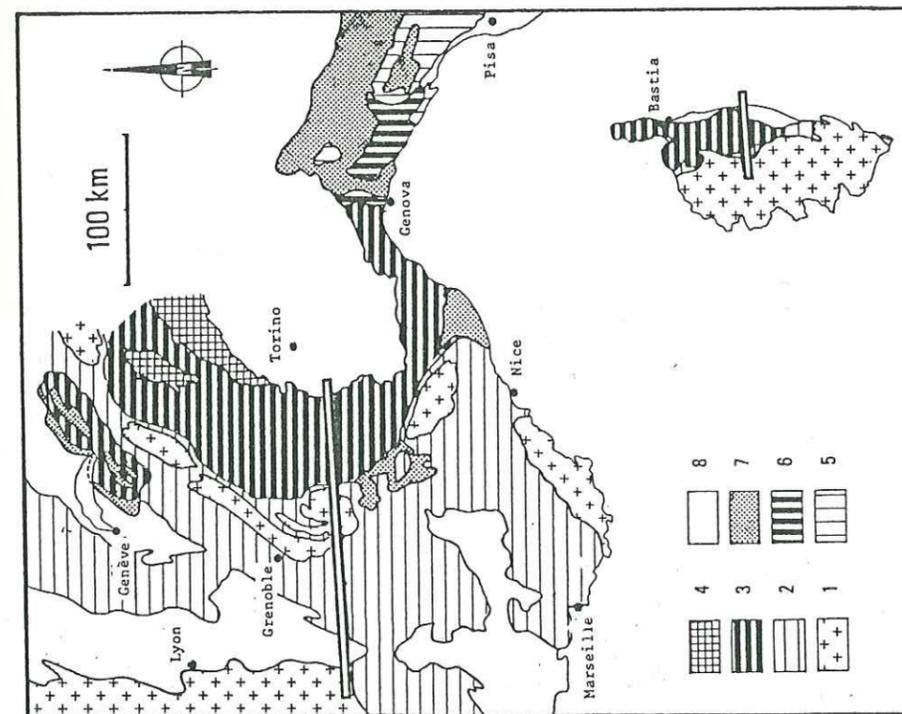


Fig. I-1: Carte structurale des Alpes occidentales, de la Corse et des Apennins septentrionaux (Amaudric du Chaffaut et al., 1984).
 1- massifs cristallins externes (socle européen); 2- Couverture externe (chaînes subalpines); 3- Ensemble penninque; 4- Austro-alpin et zone Sesia (socle apulien); 5 et 6- Domaine apennin; 7- Flyschs à Helminthoïdes; 8- Terrains post-tectoniques.
 a et b- Transversales de la marge téthysienne, au niveau: a- du domaine alpin médian (fig. I-4 et I-5); b- de la Corse orientale (fig. I-6).

*Dans la **deuxième partie**, la démarche sera inverse: en utilisant les données de la sismologie (**chapitre VI**) et en tenant compte des résultats de diverses campagnes géophysiques et de données structurales (**chapitre VII**), nous allons voir s'il existe une corrélation possible entre la déformation actuelle et l'évolution de la marge téthysienne au Jurassique. En postulant que les grands traits structuraux actuels sont issus d'orogénèses antérieures, il est envisageable de retrouver les traces de grands linéaments actifs au cours de l'histoire mésozoïque.

*La **troisième partie (chapitre VIII)**, qui s'étendra à l'ensemble du bassin du Sud-Est et dans laquelle nous proposerons, d'après les données précédentes une reconstitution géodynamique de ce domaine au cours de l'extension téthysienne.

1 ère PARTIE

(Chapitres I à V)

Chapitre I : Les zones de faciès au Lias-Dogger dans le Sud-Est de la France:
essai de synthèse bibliographique:

- A - Le domaine téthysien:.....12
 - 1 - Le domaine alpin médian:.....12
 - 2 - Le bloc corso-sarde:.....14
 - 3 - Conclusion:.....16
- B - Le bassin subalpin et ses bordures:.....17
 - 1 - Le bassin subalpin:.....17
 - 1-a - *La sédimentation jurassique dans le bassin dauphinois:*.....17
 - 1-b - *Le canevas structural:*.....19
 - 1-c - *Conclusion:*.....19
 - 2 - La bordure cévenole et les Causses:.....21
 - 3 - La plate-forme provençale:.....21
 - 3-a - *Le horst de Provence:*.....21
 - 3-b - *La plate-forme provençale:*.....23
 - 3-c - *Les faciès de l'arc de Nice:*.....24
 - 3-d - *Conclusion:*.....24
 - 4 - La bordure orientale:.....24
 - 4-a - *Un domaine de faciès intermédiaire:*.....26
 - 4-b - *Le Dôme de Barrot et ses bordures Nord et Sud:*.....28
 - 4-c - *Le faisceau de failles de Rouaine:*.....28
- C - Conclusion:.....29

Résumé:

Les nombreuses données bibliographiques nous permettent d'établir la géométrie du bassin subalpin et de ses bordures au Jurassique; on distingue:

- le domaine téthysien proprement dit, constitué par la marge continentale occidentale à regard Est de la Téthys ligurienne, qui se retrouve d'ailleurs au niveau de la Corse orientale. Outre ses caractéristiques propres, elle présente un intérêt méthodologique pour la suite de cette étude.

- le bassin subalpin caractérisé par ses séries jurassiques très épaisses, contrôlées par des failles normales synsédimentaires de direction principale N 20°-30°; on le considère comme un bassin intra-marge;

- la bordure cévenole qui limite à l'Ouest le bassin subalpin grâce à un faisceau de failles normales à vergence Est;

- la plate-forme provençale limitée au Nord par le horst provençal à dépôts réduits ou absent, à l'Ouest par la faille de la Durance, à l'Est par le bloc corso-sarde épisodiquement émergé.

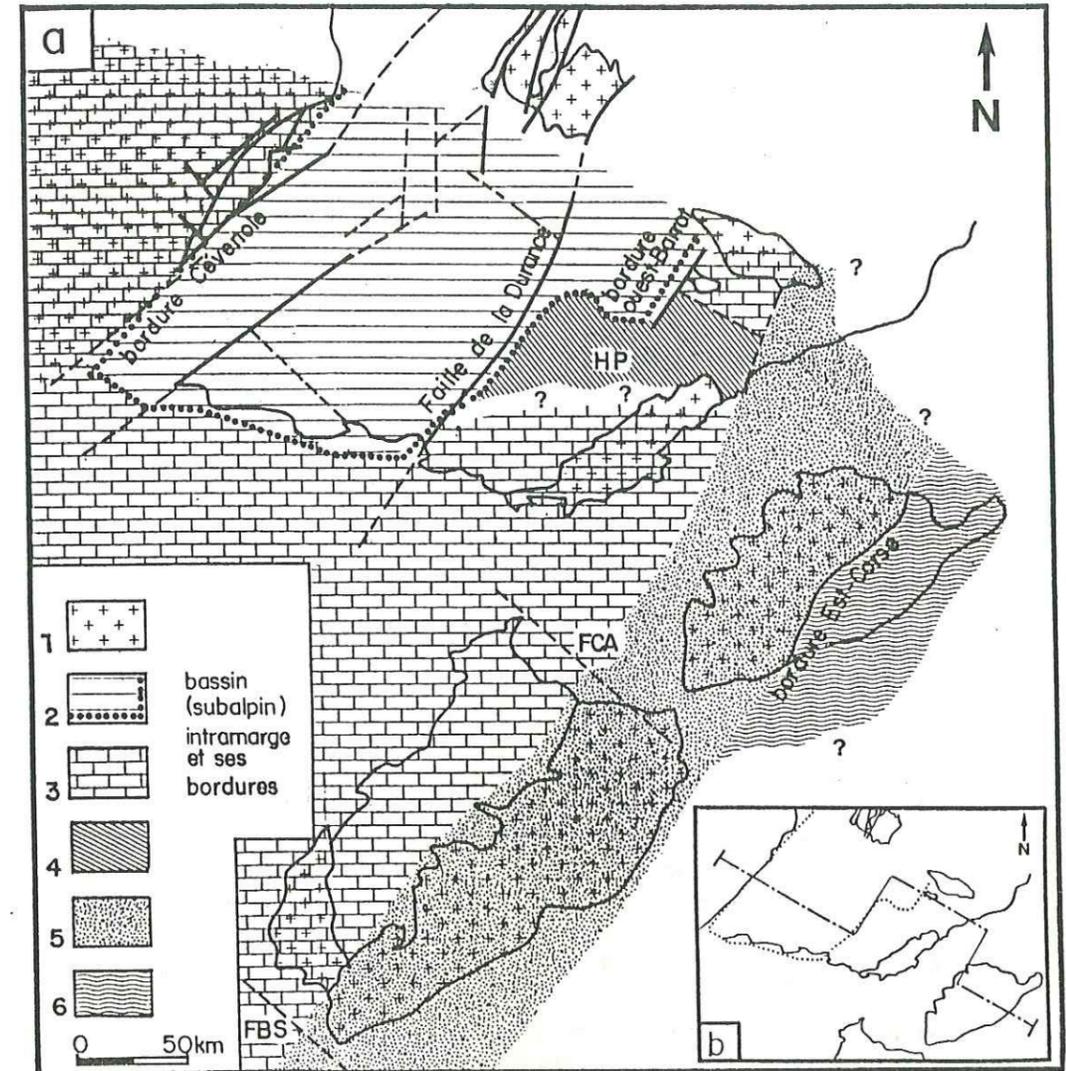


Fig.I-3:a: Principales zones de faciès entre l'Hettangien et le Bathonien entre la Bordure cévenole et la Bordure est-corse au Lias-Dogger: 1 - Socle cristallin; 2 - Bassin du Sud-Est (= bassin subalpin ou dauphinois): a - limites du bassin subalpin proprement dit au Jurassique; b - séries épaisses dominantes avec localement des séries plus réduites de haut-fond. 3 - Plate-forme carbonatée plus ou moins subsidente. 4 - Plate-forme carbonatée à séries très réduites ou absente (la réduction de la série est de plus en plus significative vers l'Est). 5 - Terres émergées avec des indices locaux d'immersion temporaire. 6 - faciès synrift (calcaires hémipelagiques et bréchiqués) de la bordure est-corse. F.C.A: Faille Cassidagne-Asinara; F.B.S: Faille nord Baléares- sud Sardaigne; H.P: Horst de Provence.

Nota: Il n'a pas été tenu compte pour dessiner les limites de ce bassin et ses bordures de la tectonique tertiaire: ce n'est donc pas une carte paléogéographique. On notera cependant que les raccourcissements majeurs s'étant manifestés dans cette région suivant une direction essentiellement N-S, les largeurs relatives des zones de faciès suivant une transversale NW-SE n'ont probablement subi que des modifications mineures.

b: Localisation de la coupe de la figure V-5.

Le secteur étudié, de par sa situation, semble être une zone charnière entre les domaines téthysien au Nord, subalpin à l'Ouest, corso-sarde émergé à l'Est et le horst provençal au Sud. A l'issue des données bibliographiques, on postulera le fonctionnement précoce (jurassique) d'un faisceau de faille de direction N 20°-30° qui aurait contrôlé la structuration du bord oriental du bassin du Sud Est au Jurassique.

La compilation des données bibliographiques concernant la partie Sud-Est de la France nous a permis d'élaborer un schéma où sont reportées les principales zones de faciès du Lias au Dogger (fig.1-3).

Nous avons distingué sur cette figure deux domaines bien distincts de par leur évolution géodynamique au Jurassique.

* la Téthys ligure proprement dite, c'est à dire les zones hautes ou les bassins appartenant soit à la marge continentale européenne, soit au domaine à croûte océanique; elle correspond actuellement au domaine alpin occidental;

* la région du bassin subalpin et de ses bordures, domaine que l'on peut d'ailleurs considérer comme un bassin intra-marge par rapport à la Téthys ligure.

Aussi, dans la suite de ce chapitre, nous analyserons successivement:

- la marge téthysienne occidentale, au niveau des actuels massifs cristallins externes de Belledonne-Pelvoux d'une part et de la Corse orientale d'autre part. L'étude bibliographique de cette marge reconstruite par **Marcel Lemoine** et son équipe, présente à la fois un intérêt régional et un fil directeur pour reconnaître les paléo-marges continentales passives dans les chaînes plissées;

-le bassin subalpin et ses bordures; cela revient à étudier une transversale WNW-ESE depuis la bordure cévenole jusqu'au massif émergé corso-sarde. Notons immédiatement que le secteur du haut-Var, étudié dans la première partie de ce travail est situé sur le bord oriental du bassin subalpin.

Nous allons donc étudier dans le détail l'ensemble de ces données, afin de redessiner région par région cette carte de faciès de la figure 1-3.

- A - Le domaine téthysien (sensu stricto):

1- Le domaine alpin médian:

Les Alpes occidentales sont caractérisées par la disposition des principales unités lithologiques et structurales selon un certain nombre de zones concentriques, dont le style tectonique diffère d'Est en Ouest. Cette zonation coïncide avec des domaines paléogéographiques créés lors de la distension mésozoïque (fig.1-4). Les sédiments datant de la période jurassique sont fréquemment plissés, charriés, métamorphisés du fait des déformations engendrées par la phase de compression alpine, ou tout simplement recouverts par des dépôts plus récents (Crétacé à Cénozoïque). On peut néanmoins dans les Alpes occidentales médianes observer directement des paléostructures jurassiques ainsi que les manifestations tectono-sédimentaires associées.

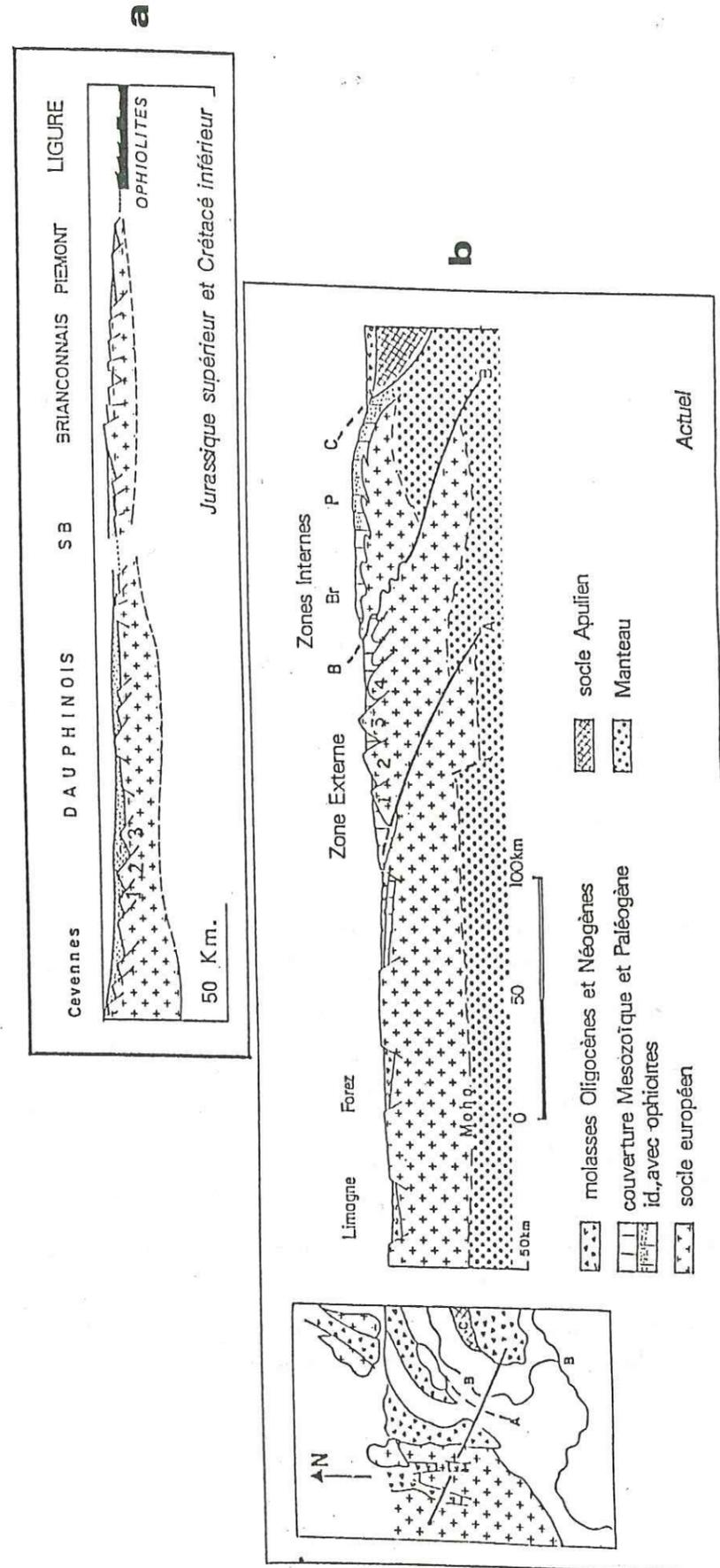


Fig.1-4: Reconstitution de la paléomarge européenne de la Téthys ligure au mésozoïque (a) et sa remobilisation au cours de la compression alpine (b) (Lemoine, 1988). Blocs cristallins: 1- La Mure; 2- Taillefer; 3- Rochail; 4- Empanis.

Les figures I-4 et I-5 illustrent notamment:

-le dispositif géométrique en blocs basculés que l'on peut observer encore intact dans les unités occidentales.

-les structures distensives décamétriques à hectométriques parfaitement visibles sur le "dos" du bloc Rochail-Grandes Rousses (Lemoine et al., 1986).

-Les paléofailles qui limitent ces blocs et au pied desquelles s'accumulent des olistolites, comme par exemple au col d'Ornon; on constate que ces mégabrèches à blocs décamétriques sont mis en place principalement au Domérien-Toarcién (Barfety et Gidon, 1981).

-Les variations latérales d'épaisseur entre l'axe des demi-grabens et le sommet des blocs basculés (Lemoine, 1983b; Bas, 1985).

-Les dispositifs en on-laps et les discordances intra et post rifting, les principaux mouvements étant enregistrés au Lias inférieur et au Toarcién supérieur (Barfety et Gidon, 1983); à l'échelle régionale la discordance post-rift est d'âge Bathonien-Callovien (Barfety et Mouterde, 1980).

En ce qui concerne le prolongement des blocs crustaux vers le Sud, on peut constater, dès le Trias moyen-supérieur, des différences notables d'épaisseur entre le Sud, caractérisé par 500 à 1000 m d'évaporites triasiques dans le centre du bassin dauphinois et le Nord (Pelvoux) où ces mêmes formations salifères sont absentes. Ces différences, qui vont persister au Lias et au Dogger suggèrent une subsidence différentielle de part et d'autre d'une zone frontière entre bassin téthysien et bassin subalpin.

2- Le bloc Corso-Sarde:

L'ensemble Corso-Sarde présente d'Est en Ouest trois domaines bien distincts:

-la Corse alpine constituée d'unités structurales superposées appartenant notamment au domaine ligure à ophiolites et à sa marge continentale adjacente (Amaudric du Chaffaut et al., 1984).

-les massifs cristallins Corso-Sardes représentés par un socle ancien épisodiquement immergé au Mésozoïque (Durand-Delga, 1974).

-la couverture mésozoïque et cénozoïque de la Sardaigne occidentale. Au Jurassique on y reconnaît une série carbonatée de plate-forme plus ou moins subsidente, comparable à celle de la Provence.

Par analogie avec ce qui est établi dans le domaine médian des Alpes occidentales, l'évolution et la géométrie de la marge téthysienne au niveau de la Corse alpine ont pu être interprétées en termes de blocs basculés (Amaudric du Chaffaut et al., 1984). Cette interprétation est notamment argumentée par:

-l'existence d'une plate-forme carbonatée au Trias et au Lias inférieur; il est à noter que les dépôts du Lias présentent des faciès épicontinentaux du même type que ceux du revers oriental de l'Argentera-Mercantour (Guillaume, 1962; Durand-Delga, 1974), tels que des calcaires dolomitiques à horizons crinoïdiens ou à passées bréchiques.

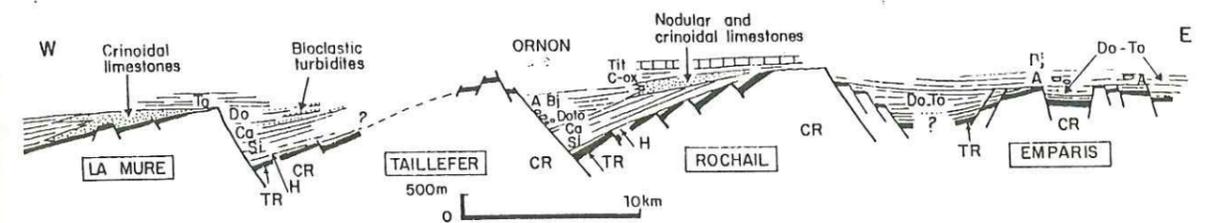


Fig.I-5: Reconstruction palinspatique au Jurassique supérieur des 4 blocs basculés crustaux situés à l'Est de Grenoble (Lemoine et al., 1986).
CR: socle cristallin (et dépôts permo-carbonifères associés); TR: Trias; H: Hettangien; Si: Sinémurien; Ca: Carixien; Do: Domérien; To: Toarcién; A: Aalénien; Bj: Bajocien; C-Ox: Callovien-Oxfordien; Tit: Tithonique.

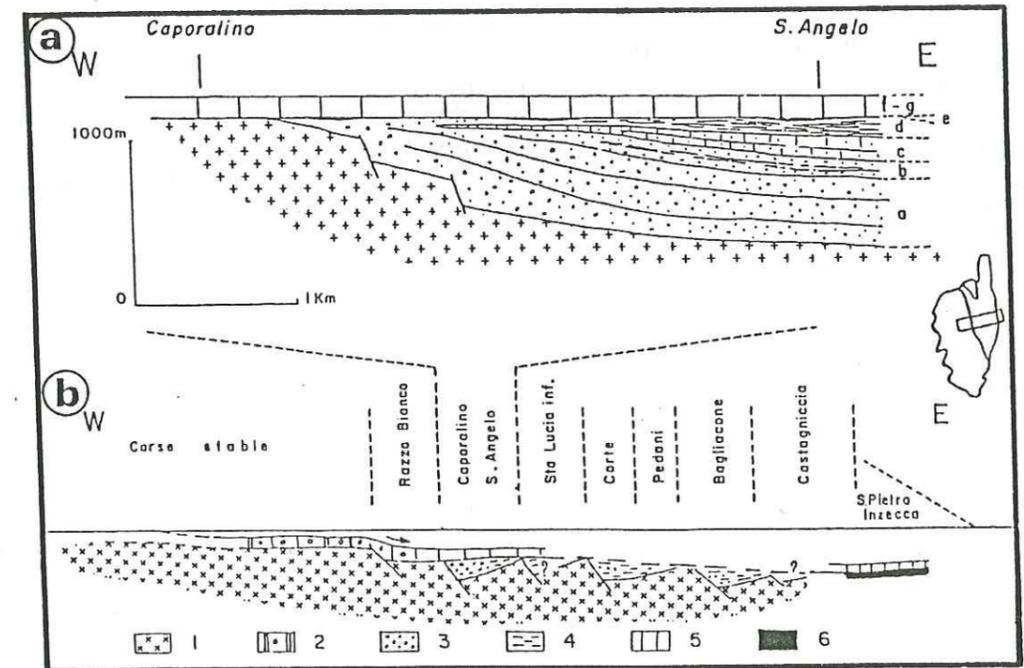


Fig.I-6: Reconstitution palinspatique de la série de Caporalino-San Angelo à la fin du Malm (a) et son interprétation en termes de blocs basculés (b) (Amaudric du Chaffaut, 1980).

Lias-Dogger: a: brèches à éléments de socle; b: flysch gréseux;
c: brèche à ciment calcaire; d: pélites noires;
Oxfordien: e: jaspes (radiolarites);
Malm: f: conglomérats à ciment calcaire; g: marbres noduleux.

1: croûte continentale; 2: sédiments de plate-forme; 3: brèches de talus; 4: sédiments hémipélagiques; 5: calcaires pélagiques; 6: croûte océanique.

-l'individualisation de hauts-fonds et de bassins contrôlant la répartition des formations détritiques du Lias supérieur-Dogger, ainsi que les nombreuses discordances qui affectent la série sédimentaire.

-l'apparition des faciès pélagiques au Malm, conséquence d'une subsidence post-rift, et synchrone de l'ouverture du bassin océanique (radiolarites sur ophiolites, datées du Malm inférieur).

Les reconstitutions paléogéographiques, basées sur les zonations de faciès (**Monleau, 1986**), impliquent une direction SW-NE (donc cévenole) pour la structuration de ces blocs basculés (l'ensemble Corso-Sarde étant replacé dans sa position initiale, avant la dérive oligo-miocène). Cette direction SW-NE coïncide avec les alignements de dolérites tardi-hercyniennes (**Durand-Delga, 1976**); la fracturation du rifting téthysien correspond donc à la remobilisation des ces structures plus anciennes.

3- Conclusion:

La collision alpine qui a surélevé le socle permet d'observer les relations socle-couverture jurassique et d'interpréter cette zone en termes de blocs basculés de marge continentale passive (marge téthysienne) et ceci aussi bien au niveau du domaine alpine médian, qu'au niveau de la marge corso-sarde. Il apparaît d'autre part que ces deux domaines structurés longitudinalement suivant une orientation NNE-SSW sont décalés par une direction transverse.

- B - Le bassin subalpin et ses bordures occidentales et orientales:

1 - Le bassin subalpin:

Ce domaine est caractérisé par une puissante série sédimentaire depuis le Trias jusqu'au Cénozoïque (**Baudrimont et Dubois, 1977; Arthaud et al., 1980; Debrand-Passart et al., 1984**).

En raison de l'influence modérée de la tectogénèse alpine, les affleurements correspondant aux dépôts jurassiques sont très localisés. Aussi les reconstitutions paléogéographiques sont uniquement basées sur ces observations ponctuelles et sur des résultats de forages; elles mettent cependant en évidence une sédimentation jurassique importante, des variations notables d'épaisseur et une structuration du substratum.

1-a- La sédimentation jurassique dans le bassin dauphinois:

A l'intérieur même de ce grand bassin subsident, deux types de séries caractérisent des zones de dépôt différentes:

- les séries épaisses (fig. I-7) en général complètes d'un point de vue stratigraphique et puissantes de par leur développement (zones de grabens ou fonds de demi-grabens). Dans ces secteurs la série jurassique débute par un Lias calcaire assez hétérogène et épais (500 m) (**Gariel, 1961**) constitué, à l'Hettangien, de calcaires oolithiques, de dolomies et de niveaux d'anhydrite traduisant une faible profondeur d'eau et un milieu marin restreint; au Sinémurien, l'ouverture vers la mer ouverte est plus nette avec des calcaires fins à silex et à polypiers, évoquant une sédimentation de mer peu profonde néritique (**Riche et al., 1961**). Le dernier ensemble du Lias calcaire, constitué de calcaire argileux à silex (Carixien), introduit l'épisode marneux très riche en ammonites, typique d'un milieu marin ouvert, qui commence au Domérien et se poursuit jusqu'à l'Aalénien, avec une puissance de près de 1300 m (**Bodelle, 1964; Baudrimont et Dubois, 1977**).

Au sein de ces colonnes sédimentaires épaisses apparaissent localement des blocs de toutes tailles et de natures diverses, ennoyés dans le complexe du Lias marneux; ces indices d'effondrement et de glissement trahissent l'existence de zones hautes et de pentes (**Riche et al., 1961; Bodelle, 1964; Artru, 1972; Guiomar, 1984**).

- les séries réduites (fig. I-8) bien datées par la présence d'ammonites phosphatées (par exemple zone à *Prodactylioceras Davoei* (**Bodelle, 1964**) ou zone à *Margaritus et Spinatus* (**Coadou et Beaudoin, 1972**)); cette faune montre que les séries d'épaisseur réduite ne sont pas forcément issues de zones émerives mais de secteurs balayés par les courants où les conditions de dépôt ne sont pas favorables (**Beaudoin, 1972; Allouc, 1985**). Elles ont une épaisseur inférieure à la centaine de mètres (**Mouterde et al., 1961**) qui contraste avec la puissance des

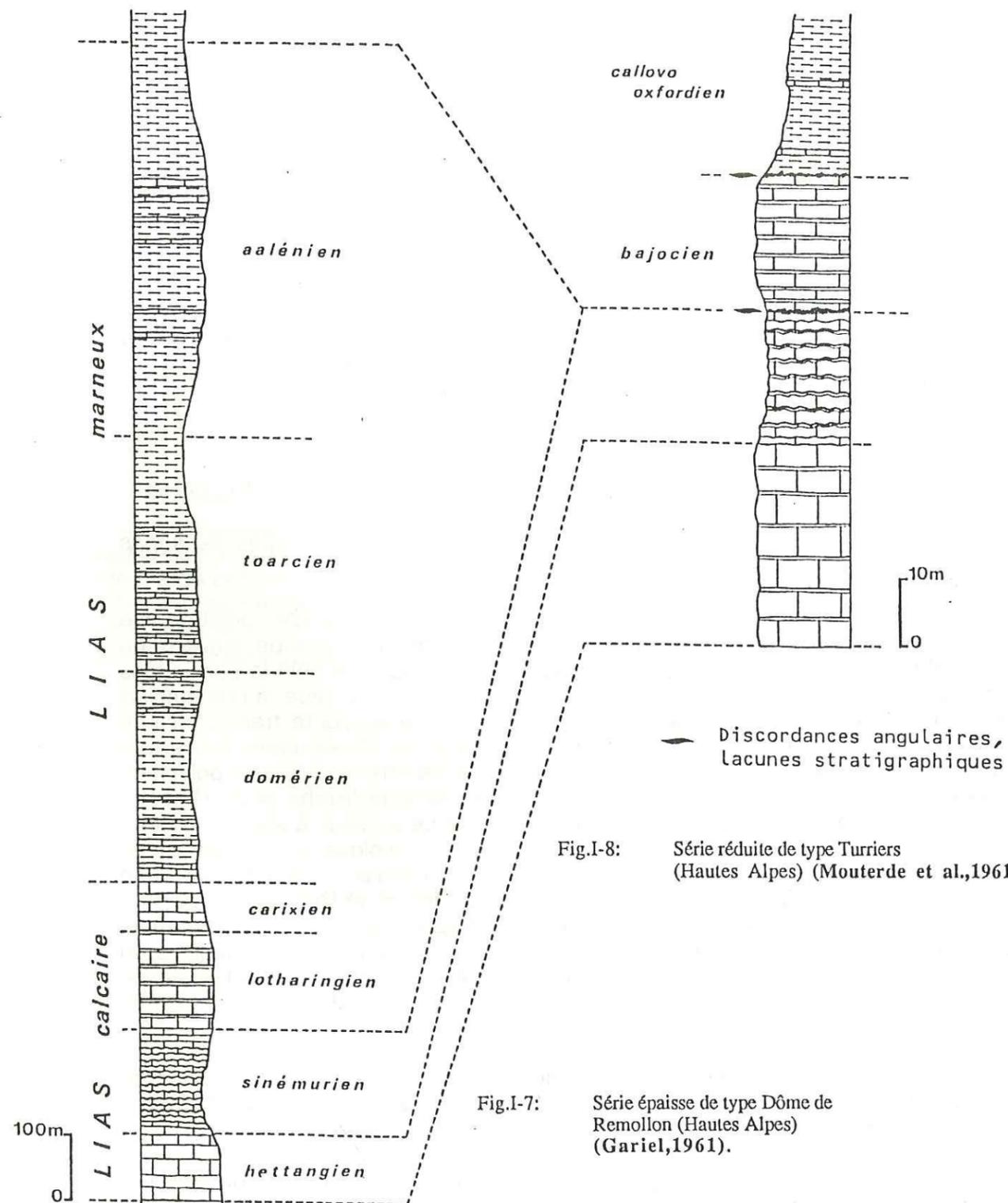


Fig.I-8: Série réduite de type Turriers (Hautes Alpes) (Mouterde et al.,1961).

Fig.I-7: Série épaisse de type Dôme de Remollon (Hautes Alpes) (Gariel,1961).

Nota : Les échelles des hauteurs ont un rapport de 10 entre elles.

séries qui l'encadrent (près de 2000 m). Elles peuvent être interprétées comme des séries de sommet de blocs basculés, à l'image de ce que l'on connaît dans le domaine alpin médian.

1-b- Le canevas structural :

Les corrélations chronostratigraphiques effectuées à partir des différentes colonnes sédimentaires permet d'individualiser un certain nombre de linéaments structuraux actifs au Jurassique que **Baudrimont et Dubois (1977)** ont schématisés dans le bassin vocontien (fig.I-9).

* Les failles orientées NNE-SSW (cévenoles) sont le mieux représentées en particulier au Nord du bassin (où l'on observe très nettement l'effet d'une tectonique synsédimentaire (**Lemoine et al.,1981**)). Cette direction est aussi visible dans la partie méridionale du bassin où l'on retrouve les effets d'une tectonique précoce d'âge jurassique (**Artru,1972**).

* Le secteur situé au Nord de Sisteron révèle l'existence de bassins losangiques subsidents limités par des seuils où percent des diapirs salifères (**Arnaud et al.,1978a**) (fig.I-10). Dans cette région, les directions NW-SE (transverses) sont repérées par la géophysique selon des lignes d'enfoncement du moho (**Henri-Labrouste et al.,1968**).

Cette mosaïque parfaitement cohérente permet d'expliquer certaines directions paléogéographiques aberrantes: par exemple, le seuil dauphinois (fig.I-9) interprété comme une dorsale unique et s'étirant du Dôme de la Mure au massif des Maures, serait la résultante de petits réseaux linéamentaires dont les directions sont toutes autres, à savoir N 30 et N 130 (**Arnaud et al.,1978**) ce qu'une cartographie à petite échelle ne peut représenter (**Baudrimont et Dubois,1977**).

*Le rôle qu'auraient joué au Jurassique les failles de direction NNW-SSE et ENE-WSW est beaucoup plus hypothétique; leur activité au cours du tertiaire, voire du Crétacé est par contre bien connue.

1-c- Conclusion :

Les principales corrélations chronostratigraphiques témoignent d'un diachronisme quant à l'activité tectono-sédimentaire des failles séparant haut-fonds et bassins. Certaines fractures sont scellées à partir du Domérien (**Arnaud et al.,1978b**), d'autres sont affectées de mouvements différentiels jusqu'au Callovien inférieur, période à laquelle il semble se produire un affaissement généralisé du tréfond (**Artru,1972,1967 ; Coadou et Beaudoin,1975**).

Nous constatons que ces failles ne sont pas disposées et initialisées au hasard mais qu'elles semblent guidées par une architecture, d'orientation privilégiée N 20°-30° et N 120°-130°. Ce canevas structural est soit observé localement, soit déduit de la répartition des différentes colonnes sédimentaires; il est d'autre part reconnu dans le bâti hercynien et tardi-hercynien (**Arthaud et Matte,1975**).

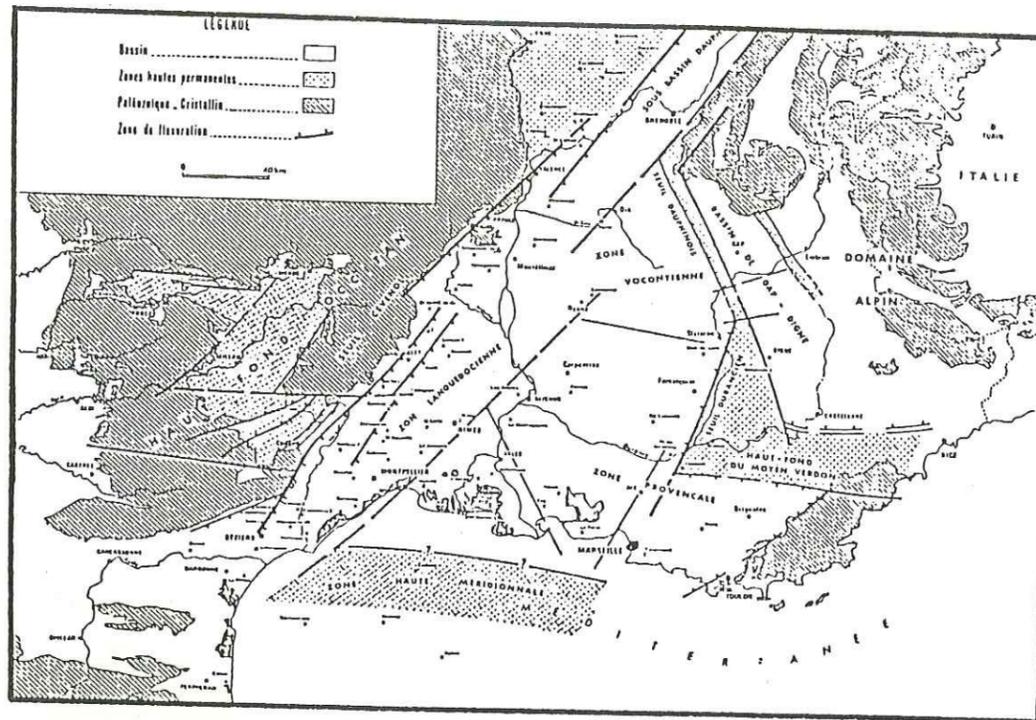
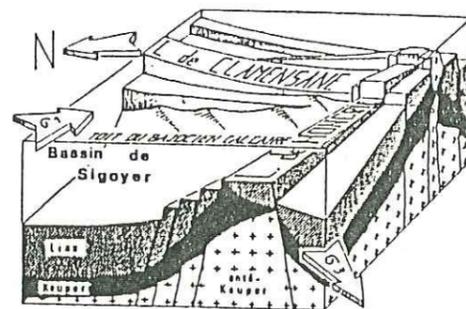
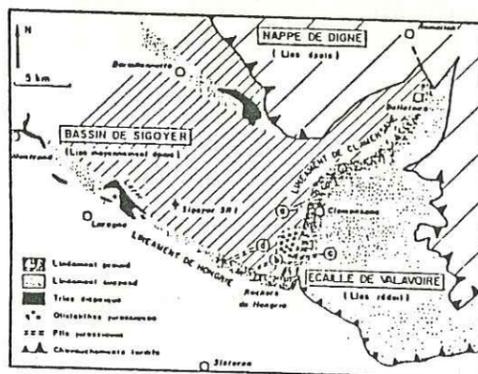


Fig.I-9: Cadre structural du bassin du Sud-Est (Baudrimont et Dubois,1977).



Tectonogramme schématique montrant la disposition des accidents synsédimentaires au Dogger.

Fig.I-10: Les orientations structurales dans la région de clamensane (Arnaud et al.,1978a). Dans ce secteur apparaissent 2 directions de failles: N 30° et N 130°. Celles-ci semblent contrôler la sédimentation au cours de la distension jurassique. D'autre part, ce type de réseau structural laisse suggérer que la dorsale dauphinoise (voir figure ci-dessous) correspondrait en fait à la succession de petits systèmes comme celui de la région de Clamensane. Noter de plus la présence de diapirs salifères aux abords de certaines failles (voir chap.IV).

2- La bordure cévenole et les Causses:

La bordure cévenole (bordure orientale du massif central) est fracturée suivant 4 directions: les accidents cévenoles (N 10° à N 30°), varisques (N 50° à 70°), pyrénéo-provençaux et vellaves (N 110° à N 140°), et régordanes (N 160°). Les failles de direction cévenole sont dominantes et contrôlent l'architecture de cette marge (Samana,1967). Associées aux autres directions, elles délimitent une géométrie en petits bassins (fig.I-11, "pseudo-bassins" de Elmi,1983,1984).

Ce canevas structural permet d'imaginer une mosaïque de blocs basculés limités par des fractures transverses ou obliques.

Les premières distensions apparaissent dès le Keuper; certain rejet de faille (70 m) étant cicatrisé par les dépôts rhétiens (Colongo et al.,1979).

L'activité tectono-sédimentaire se ralentit au Toarcien supérieur pour pratiquement s'annuler au Dogger (Elmi,1983), période de sédimentation régulière et continue; l'épaississement des couches et l'approfondissement du bassin se font vers l'Est, les petits bassins étant, au contraire, à pendage Ouest (Elmi,1983,1984).

Vers l'Ouest (môle occitan- Delfaud,1973), le bassin caussenard (appellation mésozoïque) montre une nette tendance au confinement; les dépôts sont essentiellement représentés par des calcaires plus ou moins dolomitiques jusqu'au sommet du Jurassique, avec des épaisseurs très faibles entre Sinémurien et Bathonien (Elmi,1984).

3- La plate-forme provençale :

La fosse dauphinoise où règne une puissante accumulation sédimentaire est limitée au SSE par la bordure provençale, région qui se comporte du Lias au Crétacé inférieur comme un large haut-fond; les dépôts y sont peu épais et révèlent de nombreuses lacunes stratigraphiques.

Nous englobons dans ce paragraphe toute la zone méridionale du SE de la France depuis la faille de la Durance jusque dans la région niçoise.

On distingue dans ce domaine une répartition des faciès et des épaisseurs qui permettent de le différencier en trois sous-domaines: le horst de haute-Provence, la plate-forme provençale proprement dite et le secteur oriental (région de Nice et massif corso-sarde).

Notons que la partie Sud du bassin subalpin (au niveau de la Camargue) n'est pas très bien défini au Jurassique, ceci en raison du manque d'affleurements.

3-a- Le horst de Provence:

La branche sud de l'arc de Castellane, orientée E-W, correspond, au Jurassique, à une ride mouvante (Mouterde et al.,1961; Assenat,1972; Assenat et al.,1972; Jautee,1979; Dardeau et al.,1980) séparant deux lithotopes foncièrement opposés:

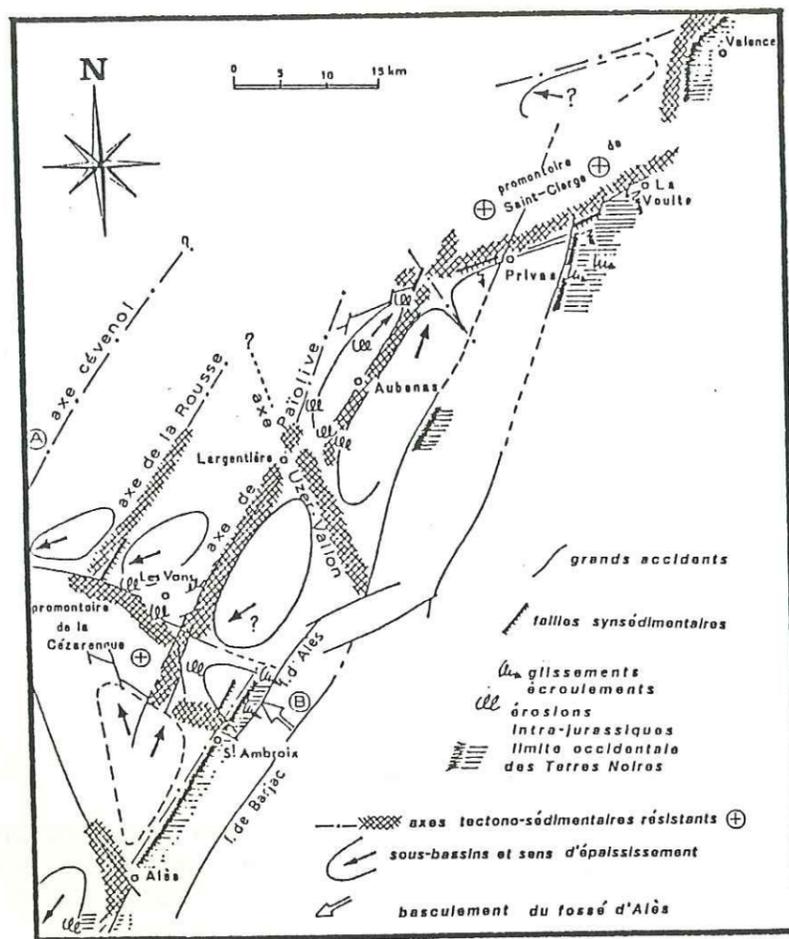


Fig.I-11:

Grands traits paléotectoniques de la paléogéographie jurassique de la bordure Vivaro-Cévenole (Elmi, 1983). Cette région est segmentée par 2 directions principales de failles qui permettent la formation de petits bassins indépendants les uns des autres. Le basculement de chacun d'eux s'effectue vers l'Ouest alors que l'approfondissement général se fait vers l'Est.

- au Nord, une zone à caractère dauphinois marquée par une sédimentation pélagique abondante, monotone et continue ;

- au Sud, une plate-forme plus ou moins subsidente, recouverte de dépôts marins, néritiques et diversifiés: la plate-forme provençale.

Cette ride, limitée à l'Ouest par la faille de la Durance, est caractérisée par des dépôts marins, réduits, néritiques, fréquemment affectée par des discontinuités (Assenat, 1972; Jautee, 1978); elle se déplace progressivement du Nord vers le Sud, pendant le Lias-Dogger pour constituer ce que l'on nomme le horst de Provence. D'ailleurs vers l'Est, conformément à sa dénomination de "môle provençal", cette province se caractérise par l'importance des dépôts dolomitiques typiques d'un domaine de plate-forme carbonatée, avec une subsidence faible et une mer peu profonde (Corroy, 1960; Dardeau, 1983). Les calcaires du Bajocien reposent généralement directement sur les dépôts hettangiens voire même sur ceux du Rhétien (Ginsburg, 1959).

Au niveau de cette bordure septentrionale, les cartes de répartition de faciès établies par Assenat (1972) depuis le Lias inférieur jusqu'au Bajocien inférieur, révèlent des limites de faciès orientées N 20°-30°, N 50°-60° et N 170°. Si ces orientations correspondent aux limites d'affleurement (chevauchements élémentaires néogènes constituant l'arc de Castellane), on peut supposer que cette zonation se calque sur des accidents anciens (Roux, 1972), éventuellement jurassiques.

En ce qui concerne la limite méridionale, si son orientation n'est pas définie avec certitude, il apparaît que le passage vers la plate-forme provençale s'effectue à la faveur d'effondrement de panneaux crustaux, vers le Sud, instabilité qui se caractérise pendant tout le Lias par des biseautages et des lacunes stratigraphiques (Arnaud et Monleau, 1979).

3-b- La "plate-forme" provençale :

Au Jurassique, la plate-forme provençale est le lieu d'une sédimentation très contrastée. On parvient toutefois à établir une évolution approximative dans l'épaisseur et la nature des dépôts.

Dans sa partie occidentale, (massif de la Sainte-Victoire par exemple), ce domaine présente la colonne stratigraphique liasique la plus complète avec une puissance de 250 m (Fabre-Taxy, 1961); les dépôts sont caractéristiques d'une sédimentation néritique. En progressant vers l'Est, les épaisseurs diminuent à la faveur de panneaux crustaux associés à des accidents de direction cévenole (Arnaud et Monleau, 1979), et préparent la remontée vers le massif corso-sarde émergé (Monleau, 1986). Ces dépôts correspondent à un domaine de plate-forme carbonatée avec une subsidence faible et une mer peu profonde.

A partir du Bajocien supérieur, les faciès sont de type bassin avec des profondeurs marines plus accusées.

3-c - Les faciès de l'arc de Nice :

Située à l'extrémité orientale du horst provençal, la série jurassique de la région niçoise semble confirmer la remontée du socle vers l'Est.

En effet, les coupes levées par Gèze (1960) et Dardeau (1978b,1983), démontrent que ce secteur du SE se comporte comme une aire haute pendant pratiquement tout le Jurassique.

En effet, les dépôts carbonatés du Bathonien supérieur recouvrent directement les sédiments rhétiens (fig.I-14); de même, les dépôts datés du Malm sont soit réduits, soit composés de calcaires et de dolomies, avec au sommet du Jurassique, un encroûtement ferrugineux (Dardeau,1978b, 1983).

Pour la période qui nous intéresse (Lias-Dogger), ce secteur de l'arc de Nice se comporte comme une zone haute à série réduite probablement liée à une tendance à l'émersion.

3-d- Conclusion :

La frontière septentrionale du horst de haute-Provence, jalonnée par des failles d'extension et des flexures ayant joué au Lias-Dogger, se situe approximativement à l'emplacement actuel de la branche sud de l'arc de Castellane (Goguel,1960; Assenat,1972; Jautee,1979; Carrère,1981); cette bordure pourrait, à la lumière de l'environnement structural, être découpée selon un réseau de failles N 10-30 et N 120-140. L'actuel décrochement, à l'Ouest de l'arc de Nice orientés NNE-SSW (Pérez,1975), ferait partie intégrante de ce réseau.

Si la limite méridionale présente des variations de faciès permettant le passage entre le Horst de Provence et la plate-forme immédiatement au sud (Arnaud et Monleau,1979), les directions de failles normales jurassiques ne sont pas claires.

Enfin le massif Corso-Sarde, certainement émergé pour partie au Mésozoïque (Gèze,1960; Durand-Delga,1974; Monleau,1986), joue le rôle de horst séparant l'océan ligurien et sa marge occidentale à l'Ouest du bassin intramarge du Sud-Est et de ses bordures à l'Est.

4 - La bordure orientale:

Au vu de la figure I-3, la bordure la plus orientale du bassin du SE est localisée au niveau du massif du Mercantour et du Dôme de Barrot.

A l'issue de l'analyse bibliographique précédente, on serait tenté de rechercher dans le massif de l'Argentera-Mercantour (fig.I-12) une structure en blocs basculés, structure si bien exprimée au niveau du domaine alpin médian.

Or, aucun vestige de couverture jurassique sur le massif cristallin proprement dit ne permet d'identifier d'éventuels remplissages de demi-graben.

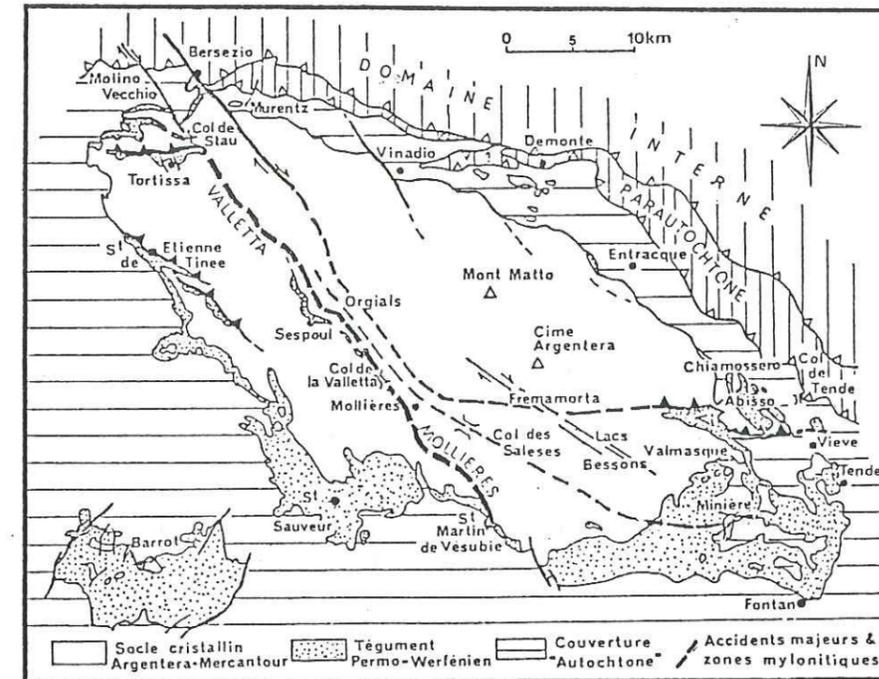


Fig.I-12: Schéma structural simplifié du massif de l'Argentera-Mercantour (Vaslet,1978).

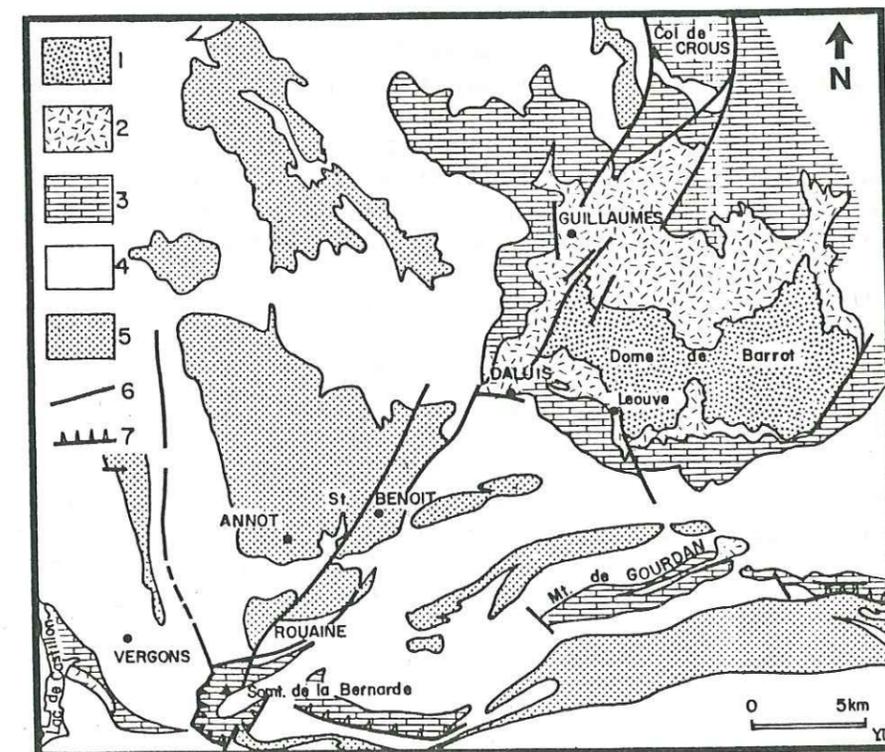


Fig.I-13: Carte géologique simplifiée de la région du Dôme de Barrot. 1- Permien; 2- Trias; 3- Jurassique; 4- Crétacé; 5- Tertiaire; 6- Failles principales; 7- Chevauchements. Ce schéma montre que le secteur étudié, compris entre Daluis et Guillaumes, s'insère dans la zone de décrochement sénestre qui passe par le bassin synclinal d'Annot et de Saint Benoit et se prolonge vers le col de Crous.

De plus, les données bibliographiques ne font pas apparaître le caractère dominant des directions N 30° si bien représentées dans le bassin du Sud-Est, sur la bordure cévenole et dans le domaine alpin médian (Pelvoux). Les failles majeures ont au contraire une orientation NNW-SSE (fig.I-12) (faille de Bersezio par exemple- **Horrenberger et al.,1978**); nous n'avons d'ailleurs aucun élément pour admettre ou non que ces failles ont fonctionné pendant la distension téthysienne.

Par contre l'alignement du massif suivant la direction N 120°, c'est à dire transverse par rapport à la direction cévenole, se moule parfaitement sur la limite qui, sur la figure I-3, sépare le domaine alpin médian des ensembles plus méridionaux. Une interprétation sur la signification de cette coïncidence sera proposée dans la troisième partie.

Quoiqu'il en soit, c'est plus au Sud au niveau du Dôme de Barrot (fig.I-13), que les manifestations tectono-sédimentaires liées au rifting téthysien ont pu être identifiées.

4-a- Un domaine de faciès intermédiaire:

La situation intermédiaire de la région du Dôme de Barrot, entre le bassin dauphinois à l'Ouest et au Nord-Ouest et le domaine à sédimentation réduite au Sud et à l'Est, confère à ce secteur une appartenance mixte; ceci entraîne des variations notables et rapides de faciès et d'épaisseurs.

D'Ouest en Est, il y a passage d'un faciès de bassin, autour de l'actuel Dôme de Barrot (subsidence moins importante que dans le bassin subalpin), à des formations de plate-forme localisées à l'Est de la Tinée et de la Vésubie (**Bertrand,1896; Faure-Muret,1955**) et datées avec précision par **Dardeau (1983)**. Plus à l'Est, dans la région de Tende, la série jurassique ne présente que des faciès calcaréo-dolomitique (**Franchi,1894; Guillaume,1962a, 1962b; Lanteaume, 1968**).

Vers le S et le SE, s'étendent le domaine provençal et la région niçoise, ce qui implique, d'après l'analyse des faciès et des épaisseurs, une remontée générale du bassin en direction du massif Corso-Sarde. On sait que cette limite se déplace progressivement vers le Sud en fonction du temps (**Aubouin et Mennessier,1960**).

A l'intérieur même de ce domaine du Barrot, les différents types de dépôts ainsi que leur succession dans l'espace suggèrent l'existence d'une morphologie comportant des seuils et des bassins. Les orientations structurales de ces sillons et de ces zones hautes sont assez mal définies puisqu'elles semblent varier au cours du Jurassique, notamment pour tout le secteur situé à l'Est du faisceau de failles de Rouaine (**Dardeau,1983**).

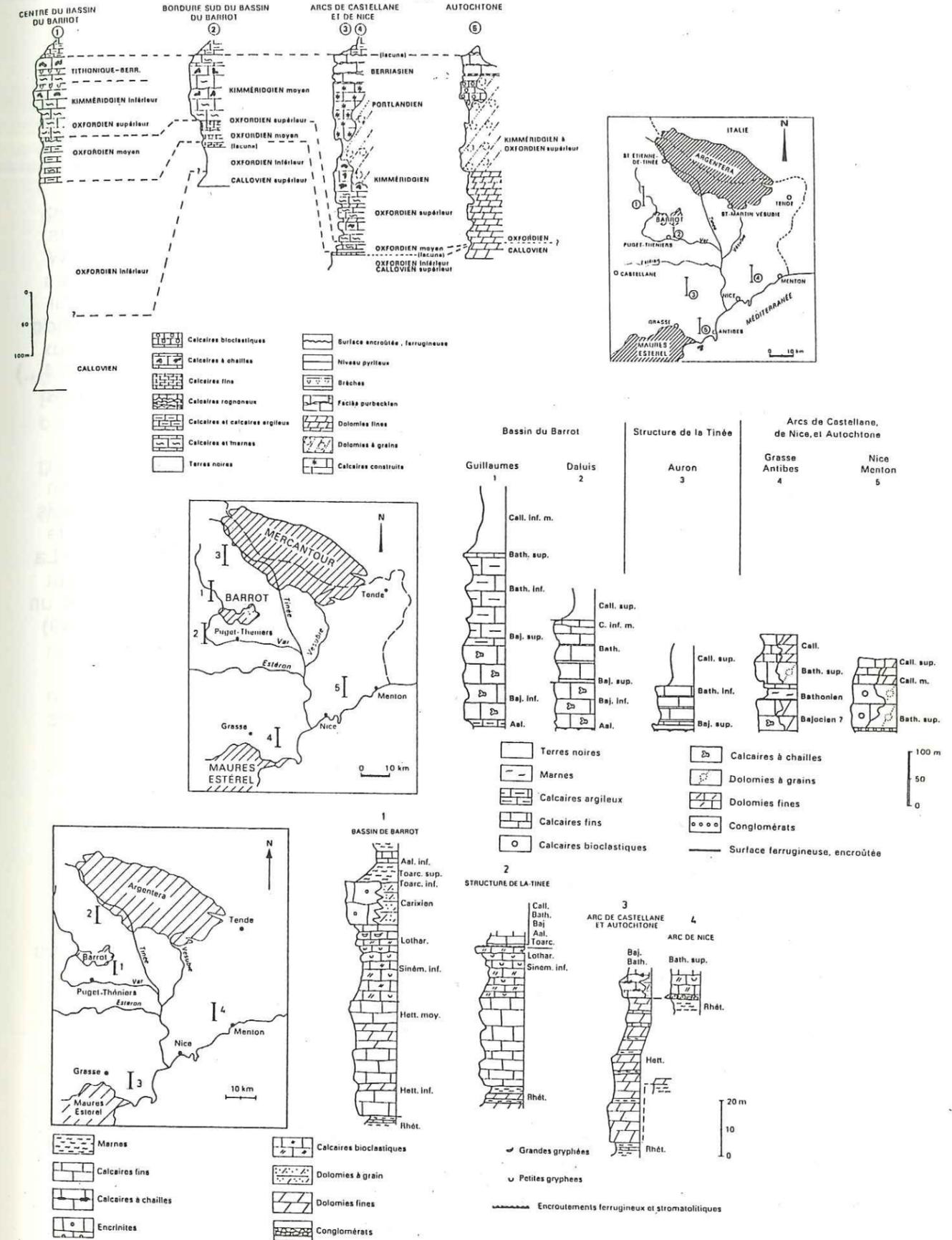


Fig.I-14: Coupes stratigraphiques du Lias, Dogger et Malm dans la région niçoise (Dardeau,1983).

4-b - Le Dôme de Barrot et ses bordures Nord et Sud:

Le Dôme de Barrot est entièrement constitué par des formations permienes: ce sont des pélites rouges parfois entrecoupées de passées gréseuses ou conglomératiques contenant une proportion variable de matériel volcanique (**Bordet, 1945, 1950; Faure-Muret, 1955; Vinchon, 1984**).

De nombreux indices suggèrent un contrôle structural de la sédimentation; en effet, sous cette apparente monotonie stratigraphique, des analyses sédimentologiques démontrent l'existence de chenaux orientés NW-SE et NE-SW (**Traore, 1976**); il est, dès lors possible d'envisager un contrôle structural de ces chenaux par la présence de paléofailles comme cela est démontré par ailleurs sur la marge portugaise actuelle (**Boillot et al., 1974**) ou en Méditerranée (**Maldonado et Stanley, 1979**). A l'appui de cette hypothèse rappelons que de nombreux auteurs (**Bordet, 1945, 1950; Faure-Muret, 1955; Boucarut, 1971; Biancotti, 1974...**) estiment que la localisation des accumulations détritiques serait étroitement liée à l'activité d'un réseau de failles en distension.

La région située entre le Dôme de Barrot et l'Argentera-Mercantour (région de Roya, Auron...) est constituée par un empilement de plusieurs nappes. Selon **Fallot et Faure-Muret (1949)** le déplacement de la couverture s'est effectué depuis le NNE vers le SSW sur une vingtaine de kilomètres; au niveau du socle, le raccourcissement est évalué à environ 6 km (**Faure-Muret et Fallot, 1956**). La province d'origine ainsi que le mode de mise en place de ces nappes restent encore hypothétique: **Fallot et Faure-Muret (1949)** et **Bordet (1949)** envisagent un glissement par gravité depuis le massif de l'Argentera tandis que **Goguel (1949)** propose un déplacement horizontal de la couverture accompagné d'un raccourcissement de socle, interprétation reprise par **Graham (1981)**.

Quelque soit le mécanisme invoqué pour expliquer la tectonique de ce secteur, on comprendra qu'il est difficile, d'y retrouver les traces et à fortiori les directions d'éventuelles paléofailles jurassiques.

La limite méridionale du Dôme de Barrot correspond à un plissement de la couverture au dessus du socle et de son tégument non déformé.

4-c- Le faisceau de failles de Rouaine:

La retombée occidentale du Dôme de Barrot (fig. I-13) est marquée par une série d'accidents orientés NE-SW (**Bordet et Lemoine, 1948**). Ils se prolongent vers le Nord en direction du col de Crous, par les failles de la tête de Méric, et vers le sud par les failles d'Ourges et de Rouaine en bordure des synclinaux d'Annot et de Saint Benoit. Ces accidents ont été actifs pendant le Crétacé supérieur et le Néogène (**Pairis, 1971a, 1971b**); le dernier mouvement observé correspond à un décrochement sénestre (**Beaudoin et al., 1975**). "Ces failles se relaient dans le Tertiaire, le Crétacé, le Jurassique, le Trias et le Permien; leur unité ne fait pas de doute: ils constituent un trait saillant de la tectonique que l'on peut suivre sur près de 30 km et dont les premiers mouvements sont antérieurs au Tertiaire" selon l'expression de **Bordet (1950)**.

Il faut noter que cette zone d'accidents présente également un rejet vertical important avec un soulèvement relatif du compartiment oriental (Dôme de Barrot); de plus, si les directions cévenoles (N 30°) dominent à l'Ouest du Var, ce sont au contraire des directions obliques ou transverses qui sont les plus apparentes à l'Est (**Bordet, 1950**).

Au SE du Dôme de Barrot, le contact couverture jurassique/pélites rouges permienes est un contact par faille assimilé à une flexure profonde (**Vernet, 1965**).

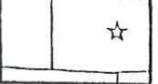
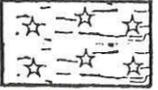
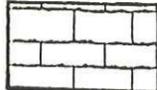
- C - Conclusion:

A l'issue de cette analyse bibliographique, on admettra comme hypothèse de travail, le fonctionnement précoce (jurassique) du faisceau de failles de Rouaine. De direction cévenole, cette faille aurait contrôlé la formation de blocs basculés à regard ouest pendant le rifting téthysien.

On accordera, de plus, à priori, à cette zone d'accidents la signification de limite orientale du bassin du Sud-Est proprement dit.

Dans les chapitres qui vont suivre (première partie: chapitres II à V), on s'attachera à justifier cette affirmation.

Légende commune des figures des chapitres II et III:

	schistes, marnes		calcaires massifs à débris d'entroques (encrinites) (faciès P)
	calcschistes		encrinites dolomitisées et ferruginisées (faciès P1)
	marno-calcaires		bancs microconglomératiques
	calcaires noduleux à patine grise		dolomie litée en petits bancs
	calcaires en plaquettes		brèche dolomitique
	calcaires à chailles		remplissage de sable dolomitique dans dolomie massive
	chaille stratiforme		dolomie massive
	calcaires à oolites		
	"calcaires flammés" (à litages de sable dolomitique)		
	calcaires en gros bancs à surface oxydée		

Légende figure II-1:

- idem avec en plus:
-  niveau érosif
-  discontinuité: diastème, surface

Chapitre II - La série-type du domaine étudié: lithologie et milieu de dépôt.

- A - Analyse des données:.....34
 - 1 - Présentation synthétique de la série-type:.....34
 - 1-a - Caractères généraux:.....34
 - * Les lithofaciès.....34
 - * Tendances séquentielles:.....34
 - 1-b - Terminologie et représentation:.....34
 - 2 - L'Hettangien:.....35
 - 2-a - La formation "a":.....35
 - 2-b - La formation "b":.....37
 - 2-c - La formation "c":.....39
 - 3 - Le Sinémurien "d":.....41
 - 4 - Le Pliensbachien (Lias moyen) "e":.....42
 - 4-a - Le calcaire à entroques:.....42
 - 4-b - La carapace ferrugineuse:.....43
 - 5 - Le Toarcien supérieur "f" et l'Aalénien "g":.....44
 - 6 - Le Bajocien "h":.....45
 - 7 - Le Bathonien "i":.....45
 - 8 - Le Callovo-Oxfordien:.....46
- B - Interprétation et résultats:.....48
 - 1 - Les discontinuités:.....48
 - 1-a - La discontinuité Hettangien/Sinémurien:.....48
 - 1-b - La discontinuité Sinémurien/Lias moyen:.....48
 - 1-c - La discontinuité Lias moyen/Lias supérieur:.....49
 - 2 - Environnements de dépôt et mégaséquences:.....49
 - 2-a - L'Hettangien: "a", "b", "c":.....49
 - 2-b - Le Sinémurien: "d" et le Lias moyen "e":.....50
 - 2-c - Le Toarcien sup. "f", l'Aalénien "g", le Bajocien "h" et le Bathonien "i":.....50
- C - Conclusion:.....53

Résumé:

La détermination de niveaux-repères a permis de découper la série-type en plusieurs formations lithostratigraphiques. Ce découpage nous a permis de mettre en évidence:

- cinq unités lithostratigraphiques définies pour le Lias calcaire (formations " a ", " b ", " c " de l'Hettangien, " d " du Sinémurien et " e " du Lias moyen); elles correspondent à des dépôts caractéristiques de milieu supratidal à infratidal; chacune d'elles est séparée de la suivante par une discontinuité plus ou moins bien marquée. On peut y distinguer une mégaséquence transgressive (Hettangien) et 2 mégaséquences régressives (Sinémurien et Lias moyen).

- une importante discontinuité sépare les calcaires du Lias inférieur moyen des dépôts marno-calcaires du sommet du Lias et du Dogger.

- quatre unités lithostratigraphiques depuis les marno-calcaires du Toarcien supérieur au Bathonien; elles sont typiques d'une sédimentation de domaine pélagique; le passage entre chaque formation est progressive, constituant une mégaséquence transgressive.

Chapitre II - La série-type du domaine étudié: lithologie et milieu de dépôt.

Cette région présente une succession de formations carbonatées d'une puissance de près de 200 m comprenant le Lias et la majeure partie du Dogger, et un ensemble marneux de près de 200 m de puissance couronné par les calcaires massifs du Malm supérieur.

Pour cette étude le cadre chronostratigraphique était de valeur inégale: en domaine de bassin, les séries sont généralement bien datées par une faune caractéristique (ammonites); dans le domaine de bordure les coupures paléontologiques sont plus difficiles à établir d'où une confusion systématique entre unités lithostratigraphiques plus ou moins précises et chronostratigraphiques rarement accessibles.

Pour cette raison, nous établissons une série-type (la série de Villetalle (fig. II-1) située à l'Ouest du Dôme de Barrot: 44°04'34"N, 6°50'E), laquelle a été découpée en unités lithostratigraphiques, sans tenir compte a priori des limites d'étage qui les séparent. Elle contribuera tout d'abord à établir l'environnement sédimentaire de ce secteur à l'échelle régionale, puis servira de base à l'examen des variations latérales d'épaisseur et de faciès.

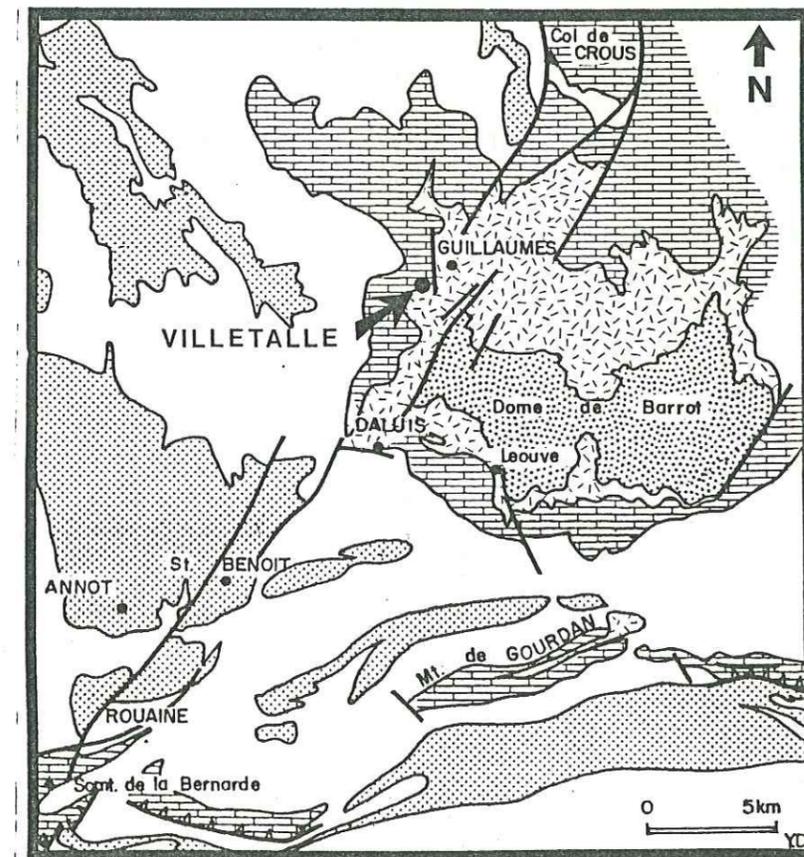


Fig.II-1: Localisation de la série-type: la série de Villetalle à l'Ouest du Dôme de Barrot.

- A - L'analyse des données:

1 - Présentation synthétique de la série-type: la série de Villetalle:

1-a - Caractères généraux:

- Les lithofaciès:

Les lithofaciès sont variés et relativement reconnaissables sur le terrain. On peut parfois se heurter à une recristallisation qui a affecté calcaire et dolomie au cours de la phase alpine. L'interprétation de la dynamique sédimentaire de la période Hettangien-Sinémurien (fig.II-2) s'effectuera grâce à la combinaison de 7 lithofaciès élémentaires (voir planche p 30).

Dans la suite de l'étude (chap. III), nous remarquerons que, dans la plupart des cas, les variations latérales affectent moins le lithofaciès des formations définies que leur épaisseur respective.

- Tendances séquentielles:

Le découpage d'une succession lithologique en séquences peut s'effectuer à différentes échelles; on appellera séquence élémentaire un ensemble de bancs présentant une évolution progressive d'un faciès à un autre, liée à une évolution progressive des conditions de dépôt. Un groupement de séquences élémentaires formera un ensemble.

Une suite d'ensembles formera une mégaséquence.

Toutes les séquences élémentaires observables ici sont des séquences régressives (fig.II-2).

Les ensembles peuvent avoir un caractère transgressif, régressif ou ne pas montrer de variations notables.

A l'échelle de la série du Lias et du Dogger, l'évolution mégaséquentielle globale correspond à une évolution générale transgressive.

N.B:

Pour chacun des ensembles et niveaux définis dans ce chapitre, les interprétations en terme de milieu de dépôt ont été effectuées dans la plupart des cas grâce au mémoire **Elf Aquitaine (1977)**.

Quant aux âges et leurs zones correspondantes, ils respectent la classification établie par le **Groupe français d'Etude du Jurassique (1980)**.

1-b - Terminologie et représentation:

La série a pu être subdivisée verticalement en 9 formations (ou ensembles lithologiques) désignées par des lettres minuscules ("a" à "i"). Certains bancs ou faisceaux caractéristiques reconnus comme des repères fiables seront désignés

par une lettre grecque suivie par la lettre minuscule désignant l'ensemble en question (exemple: repère "βb" = "deuxième banc repère de l'ensemble b").

2 - L'Hettangien (30 m):

La formation calcaire de l'Hettangien est annoncée dans la majorité des cas, (cette observation est générale pour l'ensemble des Alpes occidentales) par des argiles verdâtres à jaunâtres du sommet du Rhétien; accumulées sur une épaisseur de 80 cm environ, elles surmontent une alternance de calcaire dolomitique gréseux et de niveaux schisteux noirs.

Au dessus de ce niveau-repère débutent les calcaires dolomitiques de l'Hettangien.

L'étude des macrofaciès et microfaciès permet de distinguer 3 ensembles lithologiques "a", "b" et "c", eux mêmes subdivisés en plusieurs niveaux "1", "2" ...

2-a - La formation "a" (10 m):

* Niveau "a1":

- macrofaciès:

Calcaire en petits bancs, 5 à 10 cm d'épaisseur en moyenne, avec interlits argileux affectés de fentes millimétriques subverticales remplies de sable dolomitique. A l'intérieur des bancs calcaires, fines passées de sable dolomitique sous forme de laminations rectilignes; birdseyes et ferruginisations ocellées; les éléments figurés sont souvent oxydés.

- microfaciès:

Calcaire mudstone à packstone bioclastique (biomicrite). Petits débris de lamellibranches, de gastéropodes, pellets algaires; ces éléments figurés sont liés par une micrite ou une microsparite selon les cas.

- milieu de dépôt:

Les birdseyes, les ferruginisations ocellées ainsi que l'importance de la fraction dolomitique, évoquent un dépôt en milieu supratidal.

* Discontinuité "D1": Variation brutale de faciès: passage franc entre des petits bancs dolomitiques et des calcaires mudstones.

* Niveau "a2": (repère "αa")

- macrofaciès:

Calcaire en petits bancs (10 à 15 cm d'épaisseur) avec apparition vers le sommet de minces interlits de sable dolomitique.

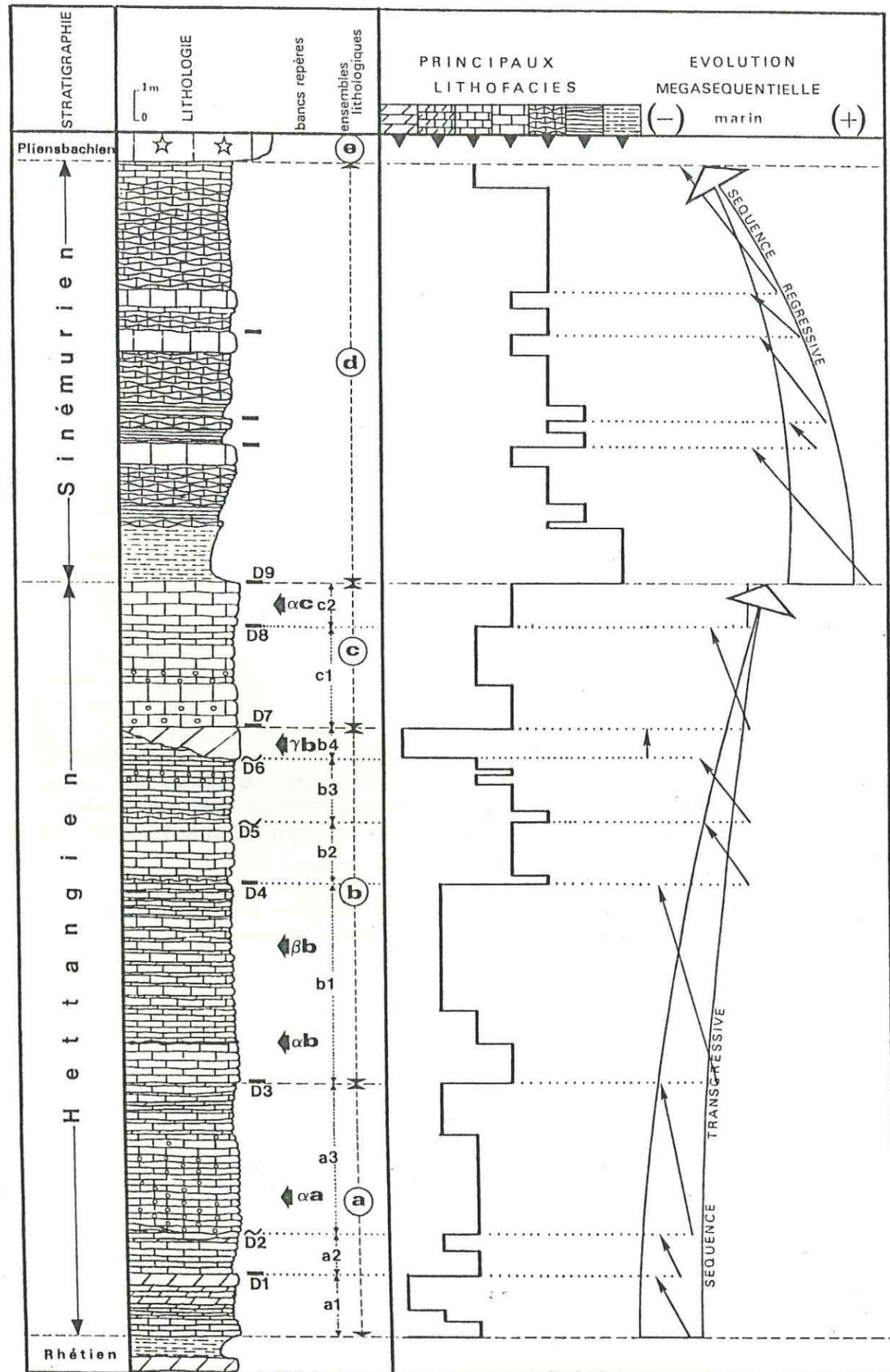


Fig.II-2: Courbe lithostratigraphique du Lias inférieur.
(lithologie: légende p 30).

- *microfaciès*:

Calcaire wackestone à packstone bioclastique (biomicrite). Petits débris de lamellibranches, gastéropodes...

- *milieu de dépôt*:

La diminution de la fraction dolomitique suggère un dépôt en zone supratidale à intertidale

* Discontinuité " D2 ": surface d'érosion: discordance érosive des calcaires oolithiques du niveau " a3 " sur les calcaires mudstones du niveau " a2 ".

* Niveau " a3 ":

- *macrofaciès*:

Calcaire oolithique en petits bancs, 10 à 20 cm d'épaisseur. Parfois banc de calcaire mudstone avec laminations de sable dolomitique.

Au dessus des calcaires oolithiques, calcaire en petits bancs (10 à 30 cm) à interlits de sable dolomitique. Quelques petits chailles apparaissent au sommet.

- *microfaciès*:

Calcaire grainstone oolithique (oosparite à oomicrosparite). Les oolithes sont de petite taille et bien arrondies; les grains sont homogènes et homométriques. Les oolithes et les quelques débris de lamellibranches et gastéropodes sont liés par une microsparite drusique en mosaïque.

Calcaire mudstone à wackestone; quelques rares oolithes et autres débris bioclastiques.

- *milieu de dépôt*:

L'homogénéité, homométrie ainsi que la matrice sparitique de ce calcaire implique l'existence d'une énergie forte et d'un vanage important; parallèlement la quasi-absence d'éléments figurés et la texture de ce calcaire pourrait être significatif d'un dépôt en milieu plus calme; le milieu de sédimentation reste de type intertidal à infratidal.

La microsparite drusique en mosaïque indique que le dépôt est transgressif (Dunham,1962; Purser,1972).

* Discontinuité " D3 ": surface de ravinement, soulignée par une fine croûte oxydée surmontée par une fine passée de sable dolomitique bioclastique; parmi les nombreux bioclastes brisés qui constituent les éléments figurés de ces quelques niveaux sus-jacents, on constate l'accumulation de débris de polypiers ou hexacoralliaires.

2-b - La formation " b " (15 m):

* Niveau " b1 ":

- *macrofaciès:*

Succession de petits bancs (épaisseur 10 cm) de calcaires à chailles et bioclastiques comportant des polypiers, limités au sommet par un chaille stratiforme de 1 à 2 cm d'épaisseur (repère " αb ").

Au dessus, c'est l'ensemble des "calcaires flammés" (noté " βb "), dénomination utilisée par **Schneegans (1938)** en raison de la structure lenticulaire des passées de sable dolomitique ("wavy bedding" à "lenticular bedding"). Dans la région étudiée les bancs de calcaire noir sont épais de 5 cm, avec des passées de 1 à 2 cm de sable dolomitique (fig.IV-3).

Il faut préciser que ce type de dépôt montre une grande étendue géographique même si l'épaisseur et la linéarité de ces alternances sont quelque peu modifiées selon les secteurs.

- *microfaciès:*

.Calcaire packstone à wackestone bioclastique (biomicrite à lamellibranches, gastéropodes, débris d'échinodermes); quelques petits chailles à la base.

.Dolomicrosparite bioclastique (mêmes organismes que précédemment mais moins nombreux) et clastes arrondis de dolomie.

- *milieu de dépôt:*

En ce qui concerne la base de ce niveau " $b1$ ", la texture de la roche et la présence de tous ces organismes brisés, en particulier des polypiers, suggère un dépôt en milieu à dominante plus marine que précédemment. Si la profondeur de dépôt est la même (inter à infratidal), la communication avec le milieu marin se précise.

Les calcaires flammés se forment certainement dans le même type de milieu que précédemment, à savoir intertidal à infratidal; les arrivées périodiques de sable dolomitique pourraient résulter de l'érosion de zones dolomitiques.

* Discontinuité " $D4$ ": quelques bancs noduleux à surface très légèrement oxydée marquent nettement le passage à un autre type de lithologie.

* Niveau " $b2$ ":

- *macrofaciès:*

Les bancs de calcaires noirs bioclastiques sont relativement épais (20 cm). Les quelques éléments figurés sont soulignés par une fine couche d'oxydation.

- *microfaciès:*

Calcaire wackestone bioclastique puis packstone bioclastique (biomicrite à lamellibranches, gastéropodes, polypiers et oolithes). Notons que ces oolithes sont moins homogènes que celles observées dans le niveau " $a2$ ", tant par leur taille que par leur forme.

- *milieu de dépôt:*

Ce calcaire se forme toujours dans le même environnement sédimentaire: inter à infratidal.

* Discontinuité " $D5$ ": surface d'érosion: calcaire très bioclastique à la base qui érode les bancs sous-jacents.

* Niveau " $b3$ ":

- *macrofaciès:*

Si les bancs calcaires sont plus minces que dans le niveau précédent, le contenu faunistique est plus riche et plus varié; quelques bancs contiennent essentiellement des oolithes.

- *microfaciès:*

Calcaire wackestone bioclastique puis packstone bioclastique (biomicrite à lamellibranches, gastéropodes, polypiers et oolithes). Notons que ces oolithes sont moins homogènes que celles observées dans le niveau " $a2$ ", tant par leur taille que par leur forme.

- *milieu de dépôt:*

Ce calcaire se forme toujours dans le même environnement sédimentaire: inter à infratidal.

* Discontinuité " $D6$ ": surface d'érosion: le niveau " $b4$ " (niveau repère " γb " entame nettement la formation sous-jacente qui, selon les sites, peut-être différente (voir chap. III).

* Niveau " $b4$ ":

De par son faciès, son mode de dépôt et ses variations latérales (chap. III- § B-3), il pourrait représenter un ensemble à lui tout seul; mais par souci de facilité dans l'interprétation, nous l'avons placé au sommet de cette formation " b ".

- *macrofaciès:*

C'est une dolomie massive dont l'épaisseur peut varier très rapidement; sa base qui érode les calcaires sous-jacents, montre une microbrèche, plus ou moins développée selon les secteurs (voir chap. III- § A-5).

- *microfaciès:*

Dolomicrosparite à dolosparite.

- *milieu de dépôt:*

La base érosive de la dolomie, son faciès ainsi que sa répartition dans cette région suggère un dépôt lié à une resédimentation de roches érodées sur une aire plus haute.

2 -c - La formation " c ":

* Niveau " $c1$ ":

- *macrofaciès:*

Calcaire oolithique et bioclastique en bancs d'épaisseur variable, 10 à 40 cm à patine grise et cassure noire; quelques interlits de sable dolomitique subsistent.

- *microfaciès*:

Calcaire packstone à grainstone oolithique et bioclastique (oobiomicrosparite). Les lamellibranches et gastéropodes brisés sont toujours présents alors qu'apparaissent des radioles, des tests d'échinodermes, et des fragments de dasycladacées.

Les oolithes sont de forme irrégulière; forme étroitement liée à la nature du nucléus (fragments de coquille...).

Autour des oolithes on observe une calcite en frange granulaire et au centre des plages cristallines une calcite en mosaïque.

- *milieu de dépôt*:

L'apparition de ces oolithes, et de nouvelles espèces d'organismes (échinodermes, dasycladacées...) suggère l'installation d'un nouveau type de milieu de dépôt où l'influence marine est clairement mise en valeur; dépôts caractéristiques d'une zone infralittorale. L'analyse des ciments sparitiques suggère une évolution régressive caractéristique de séquences d'accrétion.

* Discontinuité " D8 ": variation de faciès; c'est à partir de cette discontinuité " D8 " que la surface des bancs présente une fine couche d'oxydation.

* Niveau " c2 ":

- *macrofaciès*:

Gros bancs de calcaire noir (50 cm à 1 m) avec une fine couche rougeâtre d'oxydes au sommet des bancs; un joint marneux très peu épais sépare ces bancs calcaires.

Outre les organismes déjà cités, apparaissent parfois quelques débris d'articles de crinoïdes.

- *microfaciès*:

Calcaire grainstone bioclastique à la base de ce niveau " c2 ", wackestone bioclastique au sommet (biomicrite à biomicrosparite). Les radioles et tests d'échinodermes sont plus nombreux et des débris de crinoïdes apparaissent.

- *milieu de dépôt*:

Le léger changement faunistique (échinodermes) peut s'interpréter par une ouverture plus grande vers le domaine marin franc, même si la profondeur de dépôt n'a pas varié considérablement (infratidal). Les gros bancs calcaires seraient représentatifs d'une plate-forme interne relativement profonde et présentent chacun une évolution positive de type transgressif.

* Discontinuité " D9 ": surface oxydée et passage franc des bancs calcaires bioclastiques à des marnes grises.

3 - Le Sinémurien (s.l.) * " d " (16 m):

- *macrofaciès*:

Il débute par un passage marneux dont l'existence et l'épaisseur sont variables suivant les secteurs; la morphologie devient donc une succession de petits ressauts constitués par du calcaire grisâtre.

Au dessus se succèdent des bancs décimétriques (5 à 10 cm d'épaisseur) de calcaire-marneux à surface ondulée, ce qui laisse apparaître un faciès "noduleux".

La faune comprend, outre les lamellibranches typiques de cet étage, à savoir les Gryphées (*Gryphaea arcuata*), des ammonites (*Arietites***), ainsi que des gastéropodes, radioles et tests d'oursins.

- *microfaciès*:

C'est une biomicrite ou calcaire noir mudstone à packstone bioclastique. Les éléments figurés sont souvent brisés et toujours sédimentés au sein d'une boue (micrite) noire. Nous y observons généralement des débris de lamellibranches, de gastéropodes, des débris d'oursins, des crinoïdes...

- *milieu de dépôt*:

Les calcaires noduleux typiques de cet étage, les lumachelles à Gryphées (*Gryphaea arcuata*) et les ammonites (*Arietites*) confirment que ce milieu marin est en relation avec la mer ouverte; cet environnement sédimentaire de type subtidal devient de moins en moins profond vers le haut de cet ensemble.

Le passage d'une séquence à l'autre se distingue par sa diminution en marnes; chaque séquence est régressive, de même que l'évolution générale de cette formation.

Aussi l'évolution sédimentaire de cet ensemble suggère un comblement par saccade (petites séquences klupféliennes) et dépôt sous faible profondeur d'eau en ce qui concerne le sommet de cette formation " d ".

* Discontinuité " D10 " (entre " d " et " e "):

La surface des derniers bancs de cette formation " d " est recouverte par un fin liseré rougeâtre d'oxydation; cette observation ainsi que le passage brutal entre calcaires noduleux et encrinites suggèrent une discontinuité par érosion ou non dépôt.

*Zone à *Semicostatum*- Sinémurien inférieur (Dardeau, 1983).

**Détermination échantillon VTA1 par R.Mouterde. Ariétidé- Sinémurien s.l. - Sinémurien inférieur. Zone à *Bucklandi* ou à *Semicostatum*.

4 - Le Pliensbachien (Lias moyen) " e " (15 m):

Le Pliensbachien est représenté sur le terrain par la barre massive des calcaires à entroques. D'un point de vue datation, la faune y est rare et les datations ne sont possibles que par encadrement stratigraphique: les premiers sédiments au dessus de cet ensemble sont datés du Toarcien supérieur (marnes noires); ce calcaire à entroques serait par conséquent du Lias moyen voire éventuellement du Toarcien inférieur-moyen. En général, cette formation correspond à une barre en saillie dans la topographie (d'une épaisseur moyenne de 15 m) et les calcaires qui la constituent favorisent le développement des chênes (aisément reconnaissable dans la végétation!).

Nous allons successivement étudier le calcaire à entroques, puis la croûte ferromanganifère qui le recouvre.

4-a- Le calcaire à entroques:

- macrofaciès:

Dans cet ensemble à patine claire le litage y est peu apparent; par endroit on observe des stratifications obliques et des surfaces de ravinement surmontées par une brèche intraformationnelle à débris d'encrines remaniés.

A la base de la série, la granulométrie est homogène avec des grains de taille millimétrique. En montant dans la série, la dimension des crinoïdes augmente progressivement; la roche formée est hétérogène du fait de la taille variable des grains; on y trouve parfois des articles de crinoïdes entiers ainsi que de nombreux petits clastes dolomitiques beiges, verdâtres ou jaunâtres.

- microfaciès:

Calcaire grainstone à débris d'échinodermes ou biomicrosparite à biosparite. Le calcaire formé est parfois fortement recristallisé et la forme des grains n'apparaît plus nettement. La phase de liaison est une calcite drusique à cristaux hétérogène. On y reconnaît quelques rhomboèdres de dolomie qui ont certainement pour origine les hautes teneurs en magnésium des ossicules d'échinodermes (Roux et Plaziat, 1978; Bas, 1985).

La fraction détritique n'est pas très importante; néanmoins à la partie sommitale de cette formation, la quantité de lithoclastes de quartz ou de dolomie augmente.

- milieu de dépôt:

D'après les interprétations paléobathymétriques concernant des gisements paléogènes, ce faisceau d'encrinites suggère une mise en place en milieu marin sous la zone d'influence de la houle, c'est à dire à 200 mètres de profondeur environ (Roux et Plaziat, 1978; Bas, 1985); par contre, les stratifications obliques seraient compatibles avec une profondeur de dépôt plus faible.

Les apports de matières nutritive (courants indispensables) ont des conséquences directes sur la taille et l'existence même des crinoïdes; si les ressources trophiques sont insuffisantes, les crinoïdes s'adaptent en diminuant

leur taille ce qui permet d'établir des corrélations entre courants marins et taille de l'individu (Bourbon et al., 1980).

Aussi nous avons vu que la dimension des crinoïdes variait de la base au sommet de cette formation " e "; parallèlement, on observe une nette hétérométrie des grains et une augmentation de la proportion en lithoclastes dolomitiques.

Ces variations biologiques ainsi que les apports allochtones, (si l'on peut considérer ces lithoclastes dolomitiques comme tels), suggèrent une remontée progressive du fond sous-marin ou un comblement sédimentaire au début du Lias supérieur (?).

4-b- La carapace ferrugineuse:

Le toit des encrinites (formation " e ") est marqué par un "hard-ground" ferrugineux, indiquant une nette discontinuité dans la série sédimentaire. La surface encroûtée est constituée par un placage blanchâtre et noir, dans lequel une ammonite a été trouvée (la détermination stratigraphique étant impossible en raison du mauvais état de conservation du fossile).

Cette surface couronne non seulement cette formation "e" mais fossilise également des petites failles (chap IV-§B) issues d'une tectonique synsédimentaire d'âge Lias moyen-supérieur. On peut observer localement des assemblages stromatolithiques en "bouses de vache", correspondant à des constructions algaires de type LLH-C (hémisphéroïdes reliés entre eux mais à distance- Logan et al., 1964) de 15 à 20 cm de diamètre.

- microfaciès:

L'analyse microscopique de cet encroûtement révèle une micrite de texture mudstone et une biomicrite de texture wackestone d'allure stromatolithique à lamines d'oxydes métalliques.

- milieu de dépôt:

Cette carapace ferrugineuse est interprétée ici comme une absence de sédimentation en milieu immergé, lié à de forts courants sous-marin. Par contre selon Logan et al., (1964), les constructions algaires notées ci-dessous sont très répandues dans les environnements protégés alternativement immergés et exondés.

Quoiqu'il en soit, il est fort probable que cette formation des calcaires à entroques ait été placée en position de haut-fond relatif entre la fin du Lias moyen et le début du Lias supérieur.

Il s'avère aussi que ces fonds durcis caractérisent plutôt les marges continentales maigres" (Allouc, 1985).

Nous noterons enfin que la présence d'une ammonite a été découverte sous ce fond durci (datation impossible), ce qui implique l'influence d'une mer ouverte.

* Discontinuité " D11 " (entre " e " et " f "): elle correspond en fait à la carapace ferrugineuse décrite précédemment. Le passage aux calcaires de l'Aalénien " g " se concrétise par l'apparition des premiers bancs calcaires.

5 - Le Toarcien supérieur " f " (6 m) * et
l'Aalénien " g " ** (11 m):

C'est à partir du Toarcien supérieur qu'apparaissent les faciès marneux et marno-calcaires qui caractérisent la sédimentation du Jurassique moyen et du début du Malm. Comme le montre la figure II-2, le passage des formations carbonatées du Lias inférieur-moyen aux ensembles marno-calcaires est presque instantané.

- *macrofaciès:*

Cet ensemble " f " est constitué par des marnes noires à ammonites présentant une augmentation de la fraction calcarigène vers le haut de la série.

Dans la partie supérieure, assimilée à la formation " g ", les bancs calcaires se débitent en "miches calcaires"; on y trouve des bélemnites et des ammonites ***.

On constate localement au sein de ces 2 formations de nombreux indices de déformation tectonosédimentaires (chap. IV).

- *microfaciès:*

Calcaire wackestone ou plus rarement packstone bioclastique (biomicrite). On y distingue de nombreux éléments divers noyés dans une matrice micritique: des spicules de spongiaires, des tests d'échinodermes, des foraminifères benthiques (*rotalidés*), des débris de pentacrinés, des microfilaments, des lithoclastes dolomitiques et des accumulations de matière organique sont reconnaissables.

Vers le haut de la formation " g ", le grain du calcaire devient plus fin. Les éléments sont moins variés et correspondent à des microfilaments, des spicules de spongiaires, des lithoclastes dolomitiques et des foraminifères.

- *milieu de dépôt:*

La reprise de la sédimentation marneuse et le matériel faunistique contenu dans ces formations sédimentaires (ammonites, bélemnites, spicules, microfilaments...) témoignent d'un environnement pélagique franc et d'une profondeur de dépôt plus grande, succédant à un épisode tectonique important.

Au dessus, les alternances décimétriques de marnes noires et de calcaires argileux, sans indices notables de déformation synsédimentaire, témoigne d'un retour au calme tectonique sans variation importante du contenu faunistique; cette faune est de nature pélagique caractéristique d'une mer ouverte de 400 à 500 m de profondeur (Bas, 1985). Toutefois l'accumulation de nombreux débris observés dans certaines lames minces suggère la proximité d'un talus ou d'une pente.

* **Discontinuité " D13 "** (entre " g " et " h "): changement de faciès.

*Pleydellia sp.-Toarcien supérieur (Dardeau, 1983).

**Leioceras ou Haplopleuroceras sp.- (Dardeau, 1983).

***Haplopleuroceras: Aalénien supérieur ou Bajocien inférieur. Détermination par R.Mouterde.

6 - Le Bajocien " h " (40 m):

- *macrofaciès:*

La formation consiste en une succession régulière de bancs calcaires épais de 20 à 40 cm. La patine est de teinte plutôt rouille, couleur dominante et caractéristique depuis la formation " f ", certainement en raison de la présence d'oxyde de fer. De plus les chailles sont systématiques.

Ces caractères permettent de repérer facilement cet ensemble. La macrofaune est peu diversifiée (ammonites et bélemnites); elle reste typique d'un milieu pélagique.

- *microfaciès:*

Calcaire packstone à spicules ou biomicrite à spicules de spongiaires de grosse taille. Ils constituent environ 50 % de la roche, associés à quelques coquilles de lamellibranches brisés et disposés parallèlement à la stratification, des microfilaments, des foraminifères et peut-être quelques clastes détritiques (quartz, muscovite) et dolomitiques. On constate que certains spicules sont épigénisés en calcédoine.

L'arrangement des spicules ne paraît pas aléatoire, car ils sont alignés en lit parallèlement à la stratification, soit disposés en amas concentriques. Ils peuvent être disposés de façon anarchique ou remplir des terriers.

- *milieu de dépôt:*

Ce calcaire wackestone à spicules d'éponge, ammonites, bélemnites et microfilaments est caractéristique d'une sédimentation calme de milieu pélagique. La présence des ammonites ainsi que les phénomènes d'épigénisation ne permet pas d'envisager une profondeur de dépôt très importante (certainement au dessus de l'A.C.D.; peut-être 500m).

En revanche la teinte rouille, due certainement à la présence de pyrite ou d'oxydes de fer, ainsi que les accumulations de matière organique vues en microfaciès, suggèrent une sédimentation dans un bassin sans doute mal oxygéné par moment.

* **Discontinuité " D14 "** (entre " h " et " i "): variation de faciès.

7 - Le Bathonien " i " (60 m):

Cette deuxième formation calcaire de la corniche du Dogger, caractérisé par la disparition des chailles, diffère de la précédente par son irrégularité dans le litage et par sa patine grise.

- *macrofaciès:*

En général, cet ensemble est caractérisé par la présence des *zoophycos* (*cancellophycus*) dont les empreintes en "coups de balai" couvrent, parfois, en totalité la surface des bancs. La lithologie est plus irrégulière, présentant soit des calcaires argileux, soit des calcaires massifs en bancs de 1 m d'épaisseur.

On y rencontre des ammonites, des lamellibranches, des spongiaires et des cancellophycus typiques. Les joints marneux s'épaississent vers le haut de la série de sorte qu'il n'y a pas de limite nette avec la formation des "terres noires" sus-jacentes.

- *microfaciès:*

Calcaire mudstone à wackestone à spicules, microfilaments et foraminifères (biomicrite). On remarque que la taille des éléments figurés contenus dans les calcaires du Bathonien est statistiquement plus faible qu'au Bajocien.

Dans cet ensemble "i", la granulométrie très fine s'apparente à une micrite contenant des spicules de petite taille (diminution de la taille par rapport aux précédents), des microfilaments, quelques foraminifères. Cette boue consolidée associée à ces quelques organismes constitue un calcaire mudstone.

- *milieu de dépôt:*

Les spicules d'éponges et surtout l'abondance des microfilaments dénotent une sédimentation de milieu marin franc: domaine pélagique, voisin de celui du Bajocien.

Comme chez les crinoïdes, la taille des spicules d'éponges est un précieux indicateur bathymétrique; la variation des dimensions de ces spicules peut indiquer une modification du milieu et suggérer un approfondissement de faible ampleur (Bas,1985).

* Discontinuité " D15 ": changement de faciès.

8 - Le Callovo-Oxfordien:

La formation correspondant à cet étage est surtout connue sous l'appellation de "Terres Noires", formation très bien représentée dans tout le bassin sub-alpin.

Ces Terres Noires fossilifères et recouvrent haut-fonds et bassins sans distinction (Artru,1968); on y observe toutefois quelques variations de faciès en domaine de bordure, notamment dans la région du sud-est (Dardeau,1983).

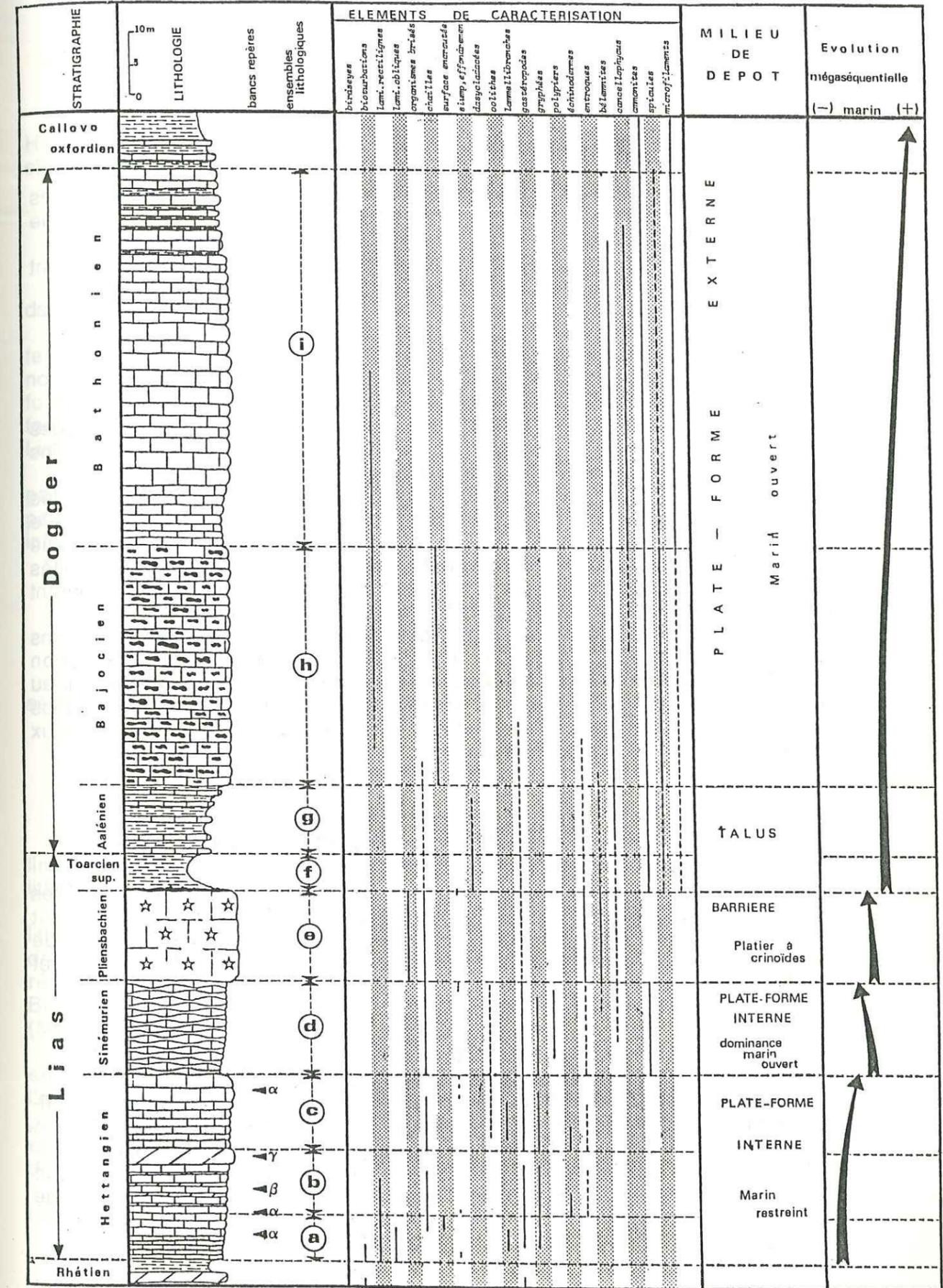


Fig.II-3: Evolution mégaséquentielle du Lias-Dogger dans la région étudiée. (lithologie: légende p 32). Pointillés: faiblement représenté. Trait continu: caractéristique de la portion de série considérée.

- B - Interprétations et résultats:

Un bref rappel sur les milieux de dépôt de chacune des formations décrites précédemment nous permettra d'interpréter la série Lias-Dogger en terme d'évolution mégaséquentielle.

Les différentes phases tectonosédimentaires seront de ce fait directement déduites des cycles et discontinuités observés dans cette série (fig.II-3).

1 - Les discontinuités:

Nous constatons que dans cette série-type les discontinuités lithologiques correspondent soit à des érosions, soit à des niveaux d'oxydations plus ou moins développés, soit à une variation franche du faciès.

C'est dans le Lias calcaire (de l'Hettangien au Lias moyen) que les discontinuités sont les plus nettes et les plus importantes. Si il en existe dans le Bajocien et le Bathonien (surfaces oxydées avec condensation de faune), elle n'ont pas la même signification; en effet au Lias, les différentes discontinuités limitent des dépôts de nature très différentes, alors qu'au Dogger, elles séparent des épisodes sédimentaires dans un même contexte sédimentaire.

Nous ne retiendrons ici que les discontinuités les plus significatives; notons d'ailleurs qu'elles sont annoncées par la présence de liserés d'oxydation rougeâtres au sommet des derniers bancs de chaque formation; parallèlement au niveau de ces 3 discontinuités nous observons un à-coup de subsidence; nous sommes ainsi tentés d'établir une relation de cause à effet entre ces niveaux oxydés et les épisodes de subsidence.

Les 3 discontinuités majeures retenues sont:

1-a - La discontinuité Hettangien/Sinémurien "c" / "d":

C'est au sommet des bancs calcaires du niveau "c2" (fig.II-2), que les niveaux oxydés apparaissent; les marnes grises du Sinémurien se trouvent immédiatement au dessus. Nous proposons donc l'effet d'un à-coup de subsidence pour expliquer ce passage rapide entre calcaires hettangiens et marnes sinémuriennes.

1-b - La discontinuité Sinémurien/Lias moyen "d" / "e":

Comme cela est représenté sur la courbe lithostratigraphique de la figure II-1, le sommet consiste en une succession, sur 1 m d'épaisseur, de bancs calcaires à litage rectiligne et à surface rougeâtre (affleurement net au ravin de Coni-Guillaumes). De plus le contact avec les encrinites suggère d'interpréter cette discontinuité comme un à-coup de subsidence. Contrairement au passage

Hettangien/Sinémurien, cette discontinuité entre Sinémurien et Pliensbachien s'accompagne d'une lacune stratigraphique (Dardeau, 1983- cf. chap.II-§A3).

1-c - La discontinuité Lias moyen /Lias supérieur "e" / "f":

C'est la plus spectaculaire (cf. chap.IV-§B) et certainement la plus répandue dans les domaines alpins et subalpins.

Le sommet des calcaires à entroques "e" est recouvert d'une croûte ferromanganifère (cf. chap.IV-§B); au dessus, le contenu faunistique des marnes noires du Toarcien supérieur est très différent de la faune reconnue dans les formations précédentes "c"; enfin les premiers petits bancs calcaires de la formation "g" (Aalénien), montre une discordance angulaire entre Lias moyen et Lias supérieur.

Dans le cas de cette discontinuité, l'épisode de subsidence est important: passage d'un milieu infralittoral à circalittoral bathyal; cette modification paléogéographique s'accompagne d'une lacune du Domérien et du Toarcien inférieur.

2 - Environnements de dépôt et mégaséquences:

L'étude détaillée de la série-type a permis de définir 4 mégaséquences sédimentaires:

2-a - L'Hettangien: "a", "b" et "c": mégaséquence transgressive:

La sédimentation hettangienne présente des faciès extrêmement variés limités par des discontinuités nettes, d'où la nécessité de distinguer les 3 unités lithologiques décrites ci-dessus.

C'est au cours de cette période que s'observent les moindres variations lithologiques; ces modifications sont très locales et enregistrent des déformations de faible ampleur. Parallèlement, ce type dépôt, que l'on peut observer dans la région Barrot-Argentera, est à rapprocher de ce qui a été décrit dans le Briançonnais (Dumont, 1983) et dans certains secteur du bassin du Sud-Est (Mouterde, 1984).

Les différents lithofaciès de l'ensemble "a" résultent d'une sédimentation en milieu restreint sous forme de petites séquences négatives de comblement, à l'échelle de quelques bancs. En effet birdseyes parfois ferruginisés, bioturbations, passées de sable dolomitique formant localement des bancs décimétriques et enfin le calcaire oolithique témoignent d'un milieu de dépôt de faible profondeur de type supratidal à intertidal.

Dans cet environnement les passées de sable dolomitique pourraient être issues d'une érosion liée à l'émersion temporaire de zones hautes dolomitiques.

L'apparition de calcaire à hexacoralliaires (en débris), noté " α b ", confère à cet ensemble " b " un cachet plus marin que la formation précédente " a " (milieu intertidal à infratidal).

On note d'ailleurs dans cette formation une influence marine de plus en plus nette, marquée par la prédominance des calcaires souvent très bioclastiques (polypiers, articles de crinoïdes...).

Cependant, cet épisode à caractère transgressif se termine par une succession de bancs calcaires à surface oxydée rougeâtre certainement déposés sous une faible épaisseur d'eau. Le sommet de la série hettangienne se caractérise par un milieu de dépôt calme et peu profond (milieu restreint de faible énergie).

En fait cette formation hettangienne se situe à une époque de transition entre le Trias à faciès de carbonates de plate-forme déposés en milieu très peu profond de type supralittoral à rares invasions marines (**Baud et Mégard-Galli, 1975**) et le Sinémurien dont la lithologie et la faune montrent une tendance nettement hémipélagique.

*2-b - Le Sinémurien " d " et le Lias moyen " e " :
mégaséquences régressives :*

Comme le montre la figure II-2, un très net changement de l'environnement sédimentaire apparaît au début du Sinémurien; la lithologie et la faune changent subitement et témoignent d'une influence plus nette d'un domaine marin ouvert avec approfondissement du milieu de dépôt (ammonites...).

Les derniers bancs à surface oxydée de la formation " d " ainsi que le passage rapide entre calcaire noduleux du Sinémurien et encrinites du Lias moyen suggère l'existence d'une discontinuité (non dépôt ou érosion ?).

Si la paléobathymétrie ne varie pas de façon notable, le lithofaciès ainsi que la faune montrent une évolution nette vers le milieu marin franc; aussi la discontinuité décrite entre ces 2 séquences régressives peut-être associée à un à-coup de subsidence.

Au sommet des encrinites, l'absence de sédimentation, soulignée par le dépôt de la croûte ferromanganifère, suggère l'existence d'un événement tectonique majeur.

*2-c - Le Toarcien supérieur " f ", l'Aalénien " g ", le Bajocien
" h " et le Bathonien " i " : mégaséquence transgressive :*

La période du Lias supérieur à l'Aalénien se caractérise par un changement radical à la fois des lithofaciès et du contenu faunistique. La phase tectonique qui est liée à ces changements entraîne une subsidence de la marge: les dépôts deviennent pélagiques, la paléobathymétrie atteignant maintenant 400 à 500 m.

Remarquons que l'Aalénien est représenté par une augmentation progressive de la fraction calcarigène depuis les marnes noires du Toarcien

supérieur; cette alternance de bancs calcaires peu épais (10 cm) avec des interlits marneux donne à l'ensemble un aspect en miches calcaires.

Au Bajocien l'environnement sédimentaire correspond à un domaine de mer ouverte: dépôts pélagiques. La sédimentation devient plus calme et plus régulier; toutefois on note des indices de déformation au niveau de la lame mince et au niveau des affleurements (chap. IV).

Enfin au Bathonien les conditions de dépôt sont identiques que précédemment, milieu pélagique de 400 à 500 m de profondeur, avec en plus un retour au calme très net.

ETAGE	LITHOLOGIE	MICROFACIES	MILIEU DE DEPOT
BATHONNIEN	Bancs décimétriques à métriques de calcaires noirs à patine grise. Le litage est irrégulier. Les surfaces de bancs sont souvent recouvertes par les cancellophycus; toutefois, ceux-ci ne sont pas pour autant un marqueur spécifique à cet étage puisqu'ils peuvent apparaître dès le bajocien. Faune: bélemnites, ammonites...	Micrite à spicules d'éponges (petits spicules), foraminifères, microfilaments.	Milieu calme franchement marin de type bassin et de profondeur supérieure à la précédente.
BAJOCIEN	Bancs décimétriques de calcaires noirs à patine roussâtre. Les chailles que contiennent ces calcaires sont caractéristiques de cet étage. Faune: bélemnites, ammonites...	Biomicrorite à spicules d'éponges. Quelques rares bioclastes ou autres débris des séries sous-jacentes.	Milieu calme franchement marin de type bassin.
TOARCIEN sup. ALENIEN	-Marnes noires à ammonites. -Alternances de marnes noires et de calcaires marneux. On observe souvent une discordance angulaire avec les séries sous-jacentes et localement des slumps et des blocs ennoyés dans cette formation.	Biomicrorite noire de type wackestone à packstone. Nombreux débris d'échinodermes lamellibranches, polypiers, spicules, lithoclastes dolomitiques.	Sédimentation hémipélagique de pente ou de bas de pente à la limite circalittorale bathyale.
PLIENSCHACHIEN	Carapace ferrugineuse. -Calcaire massifs à crinoïdes pratiquement sans stratification apparente. -Evolution interne avec un calcaire à grains petits et homogènes à la base vers un calcaire à grains hétérogènes et à extraclastes dolomitiques au sommet. Quelques tiges d'encrines et bélemnites.	Structures stromatolithiques. Microsparite à sections d'articles de crinoïdes. Grains dolomitiques beiges, gris ou verdâtres au sommet de la formation. La taille des crinoïdes augmente positivement vers le haut.	Arrêt de la sédimentation; paléobathymétrie d'une centaine de mètres (dans notre cas). Sédimentation de haute énergie dans un milieu de type platier à crinoïdes. Milieu infralittoral
STENMURIEN	Bancs décimétriques noduleux de calcaires noirs bioclastiques. Ces calcaires contiennent des gryphées, ammonites... Un faisceau de petits bancs décimétriques noirs à débris d'entroques avant le début des calcaires à crinoïdes.	Biomicrorite. Le pourcentage d'organismes varie positivement de la base au sommet de la formation.	Faciès hémipélagique typique, milieu marin assez profond et calme. Milieu infralittoral
HEFFACHIEN	Bancs centimétriques à métriques de calcaires dolomitiques et de dolomies claires. Nombreux interlits de sable dolomitique. Plusieurs niveaux constituent des horizons repères: <ul style="list-style-type: none"> o faisceau oolithique o niveau à polypiers o banc dolomitique o faisceau calcaire à surface oxydées 	Micrite à biosparite et tous les intermédiaires ainsi que certains équivalents dolomitiques. Nombreux organismes brisés et extraclastes dolomitiques. En fait le pourcentage de dolomie varie beaucoup d'un banc à un autre.	Tendance marine mais grande instabilité. La région oscille entre une position à sédimentation supratidale et un niveau infratidal.

Fig.II-4: Tableau résumant les caractéristiques lithologiques et leur interprétation en termes d'environnement de dépôt.

- C - La dynamique sédimentaire:

Les différents termes ainsi superposés présentent tout d'abord des sédiments déposés dans des environnements typiques de milieu littoral peu profond, (Lias calcaire: du calcaire dolomitique " a " au calcaire crinoïdien " e ").

On constate que, pendant cette première période (Lias inférieur-moyen) l'enfoncement et le comblement sont bien deux phénomènes distincts:

- Dans un premier temps, la tectonique distensive abaisse le niveau de référence.

- Dans un deuxième temps, il y a sédimentation et comblement de cette zone affaissée.

De plus l'enfoncement semble être annoncé par le dépôt d'oxydes de fer en surface des bancs de la formation précédente.

Les sédiments déposés après l'épisode liasique suggèrent un net approfondissement de cette zone.

La discontinuité qui sépare le Lias calcaire du Lias marneux-Dogger, peut être significatif d'un premier épisode de rifting (rifting téthysien polyphasé ?).

Les dépôts marno-calcaires pourraient suggérer une uniformisation des faciès, relation que nous tenterons de faire dans le chapitre suivant.

Chapitre III : Variations lithologiques:

- A - Description des séries (secteur du haut-Var):.....	58
1 - Guillaumes:.....	61
2 - Bouchanière:.....	63
3 - Villetalle:.....	65
4 - Villeplane:.....	67
5 - Champ-Gras:.....	69
6 - Le ravin de Mian:.....	71
7 - Daluis:.....	73
8 - L'anticlinal du Gourdan:.....	75
9 - Conclusion:.....	76
- B - Représentation spatiale des variations d' épaisseur et de faciès:.....	77
1 - Formation " H a " - Hettangien:.....	79
2 - Formation " H b " - Hettangien:.....	81
3 - Formation " H c " - Hettangien:.....	83
4 - Formation " S " - Sinémurien:.....	85
5 - Formation " P " - Lias moyen (Pliensbachien):.....	87
6 - Formation " To " - Toarcien supérieur:.....	89
- C - Conclusion:.....	91

Résumé:

Les variations de faciès et d'épaisseurs entre les séries de 8 sites étudiés et la série-type présentée dans le chapitre précédent nous permettent de diviser le secteur du haut-Var en 2 domaines:

-une partie Nord et Ouest (Guillaumes, Villetalle, Villeplane, Champ-gras) où les dépôts sont bien représentés;

-une partie Sud et Est (Bouchanière, ravin de Mian, Daluis, anticlinal du Gourdan) où les séries sont incomplètes.

Les isopaques et isopiques déterminés pour chaque formation définissent une zone de bassin au Nord et à l'Ouest et une zone de haut-fond relatif au Sud et à l'Est. Cette zonation semble d'ailleurs s'articuler suivant une direction N 20°-30° parallèle à la bordure du Dôme de Barrot; une direction transverse secondaire N 110°-120° pourrait influencer la dynamique sédimentaire au Lias-Dogger.

Chapitre III: Variations lithologiques

Nous avons montré dans le chapitre précédent, que la série jurassique du haut-Var présentait une superposition de termes caractérisant une séquence globalement transgressive pendant le Lias et le début du Dogger. Ces dépôts sont entrecoupés par des discontinuités traduisant des événements tectoniques généraux, que l'on retrouve dans les Alpes occidentales, ou locaux, montrant alors des variations au sein même de la région étudiée.

Dans ce chapitre nous allons décrire un certain nombre de séries présentant des variations stratigraphiques ou sédimentologiques par rapport à la série-type vue précédemment.

Ces variations latérales concernent:

-l'épaisseur des séries, pouvant aller jusqu'à la disparition de certains ensembles lithologiques;

-les faciès au sein même d'une unité lithostratigraphique.

L'analyse de détail montre qu'il existe beaucoup de caractéristiques sédimentaires communes à l'ensemble de ces séries du haut-Var, caractères qui ont déjà été décrits dans la série-type (chap. II)

Nous insisterons dans le texte sur les points particuliers qui s'en différencient; la numérotation utilisée sur les figures se rapporte à ces points particuliers. La description des séries de chacun des sites étudiés utilise les mêmes critères lithologiques (formations " Ha ", " Hb "... et repères " α , β ..." lithostratigraphiques) définis et figurés dans la série-type.

- A - Description des séries (secteur du haut-Var):

Dans cette zone, les déformations engendrées par la phase de compression alpine sont relativement faibles (Tempier, 1979) (chap. I- § B-2-b-2); ceci nous permet d'apprécier directement, lorsque les affleurements sont d'assez bonne qualité, l'épaisseur et la lithologie du Jurassique inférieur-moyen. Sept séries sont donc décrites depuis Guillaumes au Nord jusqu'à Daluis au Sud (fig. III-1).

Le paragraphe 8 concerne la série de l'anticlinal du Gourdan situé à une vingtaine de kilomètres au SE de Daluis (fig. II-1); sa ressemblance avec la série de l'anticlinal de Gourdan nous a incité à la décrire dans ce chapitre.

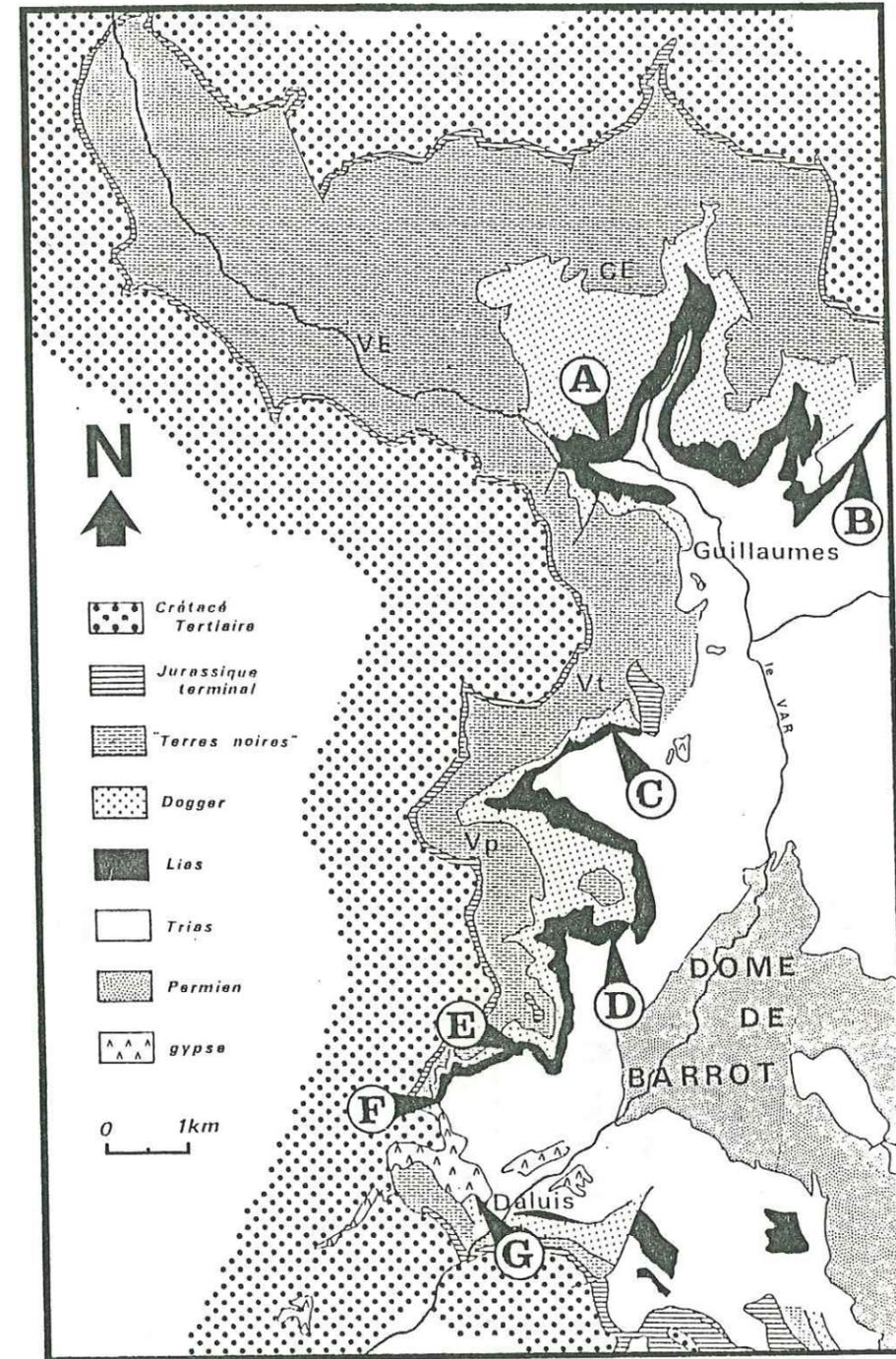
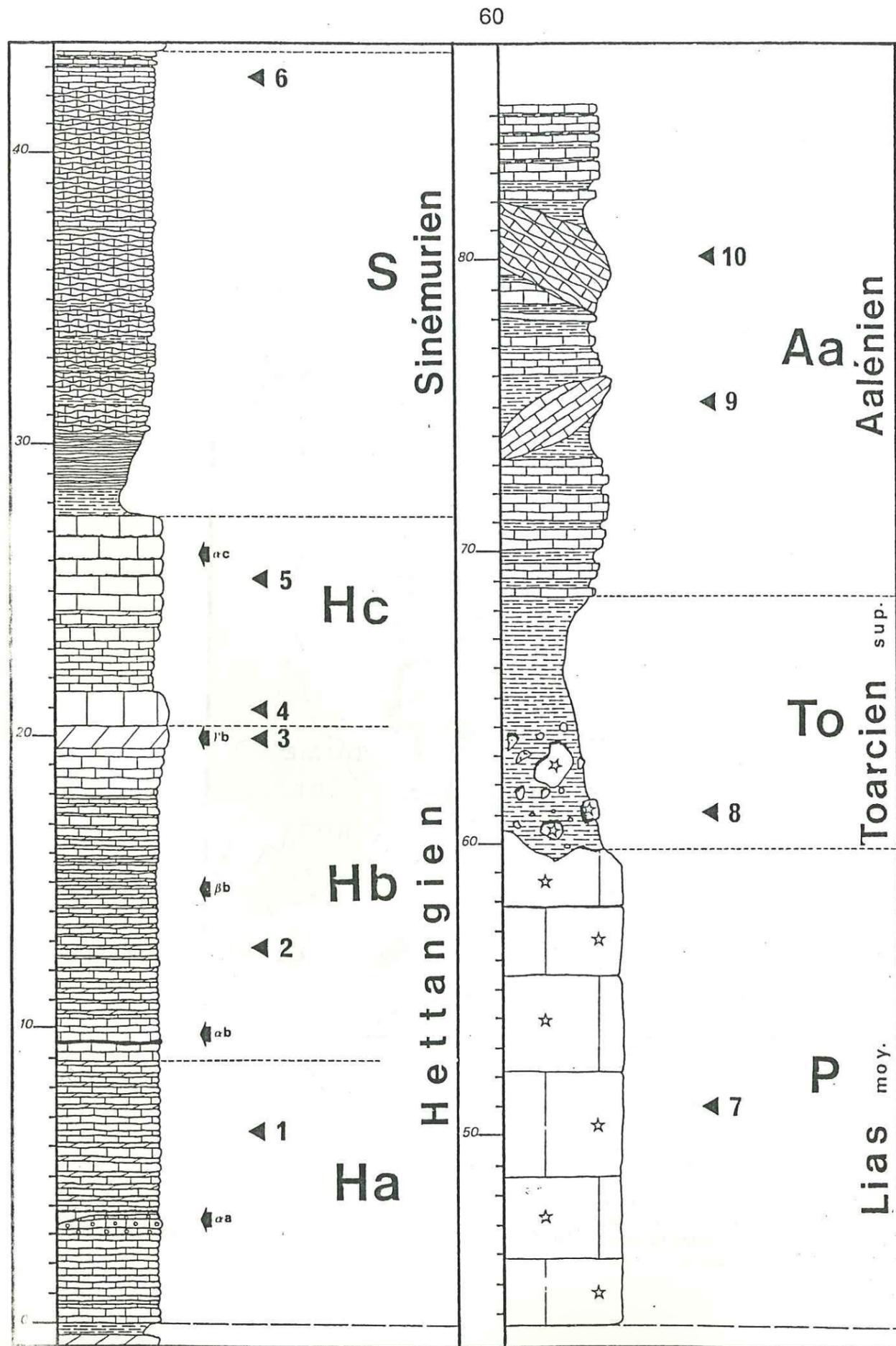


Fig.III-1: Localisation des différentes séries étudiées.
 A - Guillaumes- Chateaufeuf d'Entraunes (fig.III-2)
 B - Bouchanière (fig.III-3)
 C - Villetalle (fig.III-4)
 D - Villeplane (fig.III-5)
 E - Champ-gras (fig.III-6)
 F - ravin de Mian (fig.III-7)
 G - Daluis (fig.III-8).
 La coupe de l'anticlinal du Gourdan (coupe H de la fig.III-9) est localisée plus au SE (voir fig.II-1).



1 - la série de Guillaumes- Chateauneuf d'Entraunes:

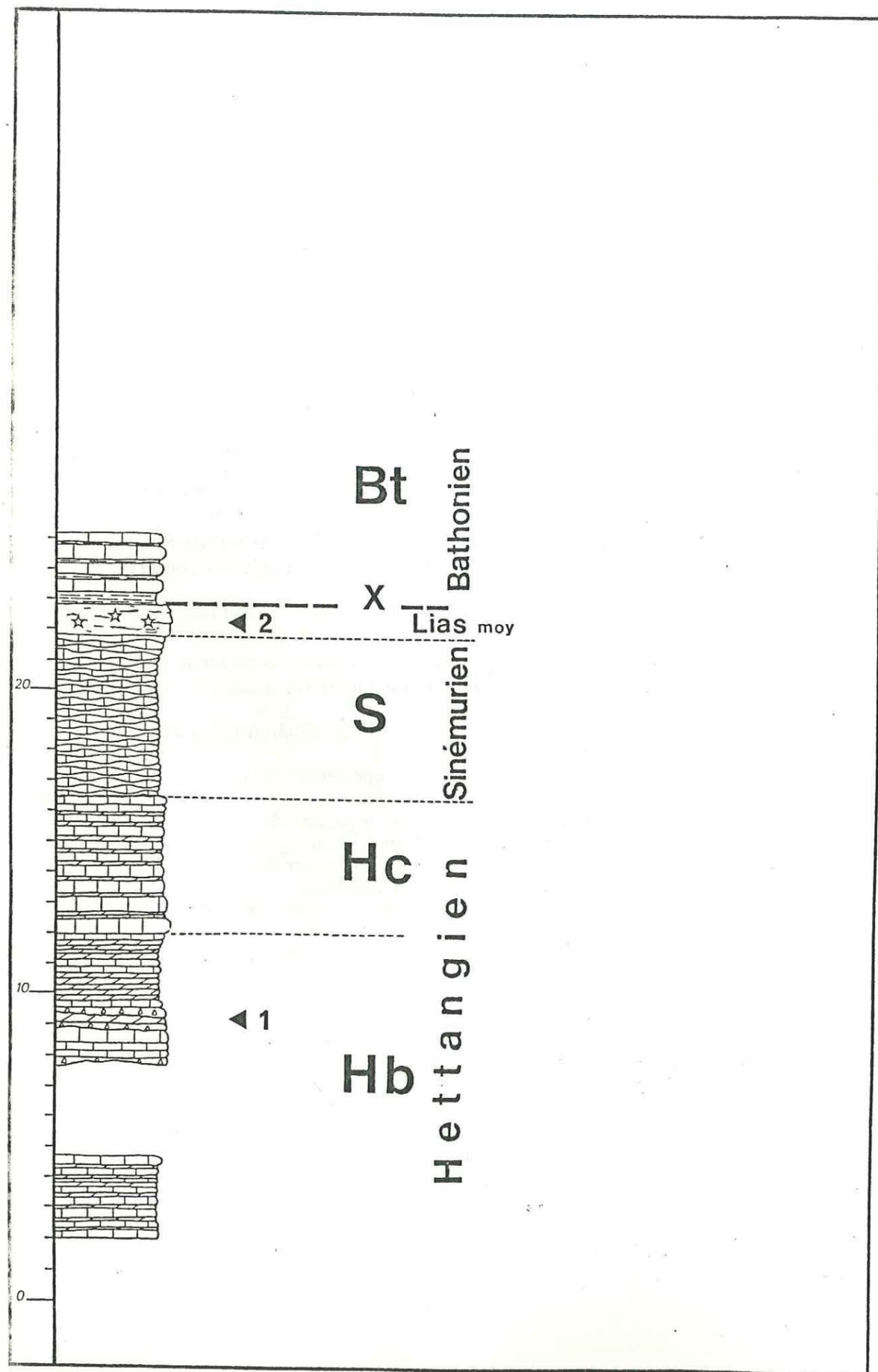
La série stratigraphique, tant au Lias qu'au Dogger, est bien représentée et montre sensiblement la même lithologie et les mêmes caractères que ceux de la série-type.

Néanmoins ce secteur se singularise par:

- des manifestations tectonosédimentaires importantes dès l'Hettangien et bien marquées au Toarcien- Aalénien (chap. IV-§ A);
- la resédimentation de dépôts détritiques dolomitiques;
- des caractères marins francs précoces;
- des séries plus complètes.

Fig. III-2: Caractères particuliers de la série de Guillaumes- Chateauneuf d'Entraunes:

- 1 - Brèche à éléments ocre dolomitiques centimétriques (très variable en taille).
- 2 - C'est dans cette zone que la formation " Hb " présente des phénomènes d'extension particulièrement nets: le sable dolomitique se trouve en interlit dans les niveaux micritiques noirs et se dépose aussi dans des fissures perpendiculaires à la stratification.
- 3 - Le banc repère "γb", est représenté par un banc dolomitique massif de 80 cm d'épaisseur environ, épaisseur faible par rapport au niveau dolomitique équivalent observé dans les autres séries.
- 4 - Gros banc calcaire mudstone représenté uniquement à Guillaumes dont la forme en amande peut résulter d'un glissement synsédimentaire antérieur au dépôt de la formation "Hc".
- 5 - Le niveau repéré "α c" sur la série-type présente à Guillaumes un caractère marin franc: nombreux polypiers, hexacoralliaires... dont la taille est supérieure à ceux des autres secteurs.
- 6 - Les surfaces oxydées des petits bancs du sommet du Sinémurien sont plus nombreuses et montrent une oxydation plus intense dans cette série. Notons que la dynamique sédimentaire du Sinémurien n'est pas représentée par une succession de séquences régressives comme c'est le cas à Villetalle par exemple.
- 7 - La barre d'encrinites, bien développée, comprend 3 parties: à la base de cette barre, un calcaire à grains homogènes et petits, la partie médiane à grains grossiers contenant des extraclastes dolomitiques; et le sommet qui révèle le même faciès et microfaciès que la base. Cette partie sommitale est uniquement représentée sur le site de Guillaumes.
- 8 - Dans la région de Guillaumes (RN 202) et sur la route de Châteauneuf d'Entraunes, la formation " P " ne présente pas à son sommet de surface ferruginisée. Par contre on note l'existence de nombreux blocs de calcaire à entroques de taille centimétriques à métriques légèrement ferruginisés sur certaines faces, resédimentés dans les marnes noires du Toarcien. (fig. IV-5) (Dardeau, 1983).
- 9 - Dans cet ensemble " Aa ", des blocs de calcaires de l'Aalénien, dont l'un de forme lenticulaire (fig. IV-6), sont noyés dans les marno-calcaires de l'Aalénien; leur pendage témoigne de glissements synsédimentaires. En lame mince, nous observons une parfaite identité de faciès entre ce bloc et les bancs qui l'encadrent.
- 10 - Blocs décimétriques constitués par les calcaires à gryphées typiques de la formation " S " (représenté sur la fig. III-2) et par des calcaires hettangiens. Ces blocs sont recouverts en discordance par le sommet de l'Aalénien.



2 - la série de Bouchanière:

Ce secteur est à proximité de la zone de décrochement Rouaine- Daluis, qui se prolonge vers le col de Crous (fig. III-1). De ce fait, les affleurements discontinus ne permettent pas d'établir une coupe avec certitude. Les niveaux repérés sur la série-type n'apparaissent pas tous ici et les corrélations stratigraphiques ne sont pas aisées.

Une très nette réduction d'épaisseur de la série jurassique, avec absence de certains termes, caractérise ce secteur.

Les encrinurites, peu épaisses, présentent un faciès oxydé et dolomitisé; le ressaut morphologique, caractéristique de cette barre massive, observé sur la route de Chateauneuf-d'Entraunes, s'efface progressivement vers l'Est (vallon du Colombier).

Au dessus on trouve l'ensemble des calcaires marneux à *Cancellophycus* et bélemnites du Bathonien, formation d'ailleurs épaisse dans ce secteur.

En dépit des réserves imposées par le cadre structural, il semble que cette série (anté-Bathonienne) présente des caractères typiques d'une zone haute moins subsidente que le secteur précédent.

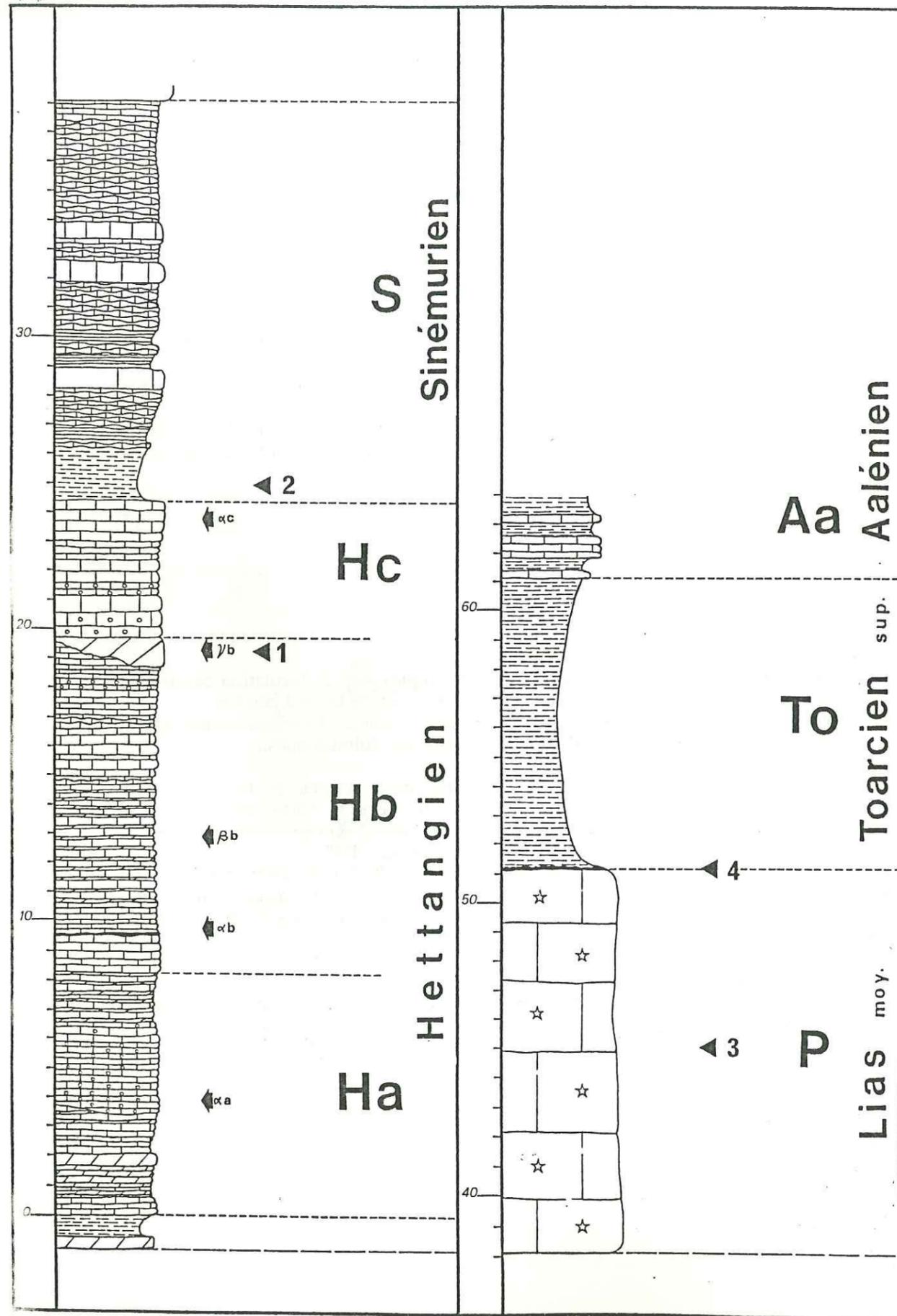
Fig. III-3: Caractères particuliers de la série de Bouchanière:

-1- Présence de microbrèches à éléments dolomitiques dans la formation calcaire; la matrice de cette microbrèche étant assimilable à un sable dolomitique beige à jaunâtre. Les bancs sont des calcaires wackestone noirs à nombreux bioclastes: lamellibranches, tests et radioles d'échinodermes, débris de crinoïdes, petits extraclastes dolomitiques...

-2- Barre d'encrinurites repérée en "P" sur les autres coupes. Réduite ici à 1 m d'épaisseur, le faciès du calcaire à entroques est rougeâtre et fortement dolomitisé (recristallisation). A l'intérieur de cette masse d'aspect "cargneule" on peut retrouver quelques morceaux sains de calcaires à entroques; nous noterons ce faciès "P1". La forte dolomitisation observée est peut-être liée à la présence d'échinodermes; on sait en effet que chez les formes actuelles, le squelette de ces animaux est en calcite magnésienne; aussi dans les roches anciennes et dans certaines conditions cette calcite magnésienne perd son magnésium au cours de la diagénèse (Roux et Plaziat, 1978).

- X - Discordance Lias moyen / Bathonien:

Une surface ferrugineuse recouvre les encrinurites du Lias moyen. La réduction d'épaisseur importante de la série jurassique dans ce secteur, liée à sa situation sur une zone haute (fig. III-10 à III-15), suggère une absence de sédimentation entre le Lias supérieur et le Bathonien.



3 - la série de Villetalle:

La série synthétique du secteur de Villetalle est la plus représentative du domaine du haut-Var; nous l'avons donc choisie afin d'établir la série-type décrite dans le chapitre II.

Cependant des variations de détail apparaissent dans ce secteur et qui concernent en particulier:

- l'épaisseur des séries du Lias et du Dogger,
- la répartition et la localisation des surfaces d'érosion,
- le faciès de certaines formations, notamment celui des encrinites du Lias moyen.

En fait, les discordances, les niveaux-repères, observé sur ce site, sont toujours présents dans les autres secteurs, lorsque la série stratigraphique jurassique est complète.

Fig. III-4: Caractères particuliers de la série de Villetalle:

- 1 - Discordance érosive d'un matériau dolomitique sur une oobiosparite; le banc de dolomie (microbiosparite recristallisée), noté " γb ", d'une épaisseur de 1 m dans cette coupe, se modifie latéralement, soit pour s'amincir (coupe de Guillaumes), soit pour s'épaissir (coupes de Villeplane, Champ gras et du ravin de Mian).

- 2 - Marnes grisâtres introduisant les calcaires noduleux typiques de l'ensemble "S". Le premier petit banc calcaire est constitué de sable dolomitique; il y aurait donc dans les marnes une fraction faible dolomitique issue de l'érosion de haut-fonds proches.

- 3 - Calcaire à entroques qui se présente ici sous 3 faciès:

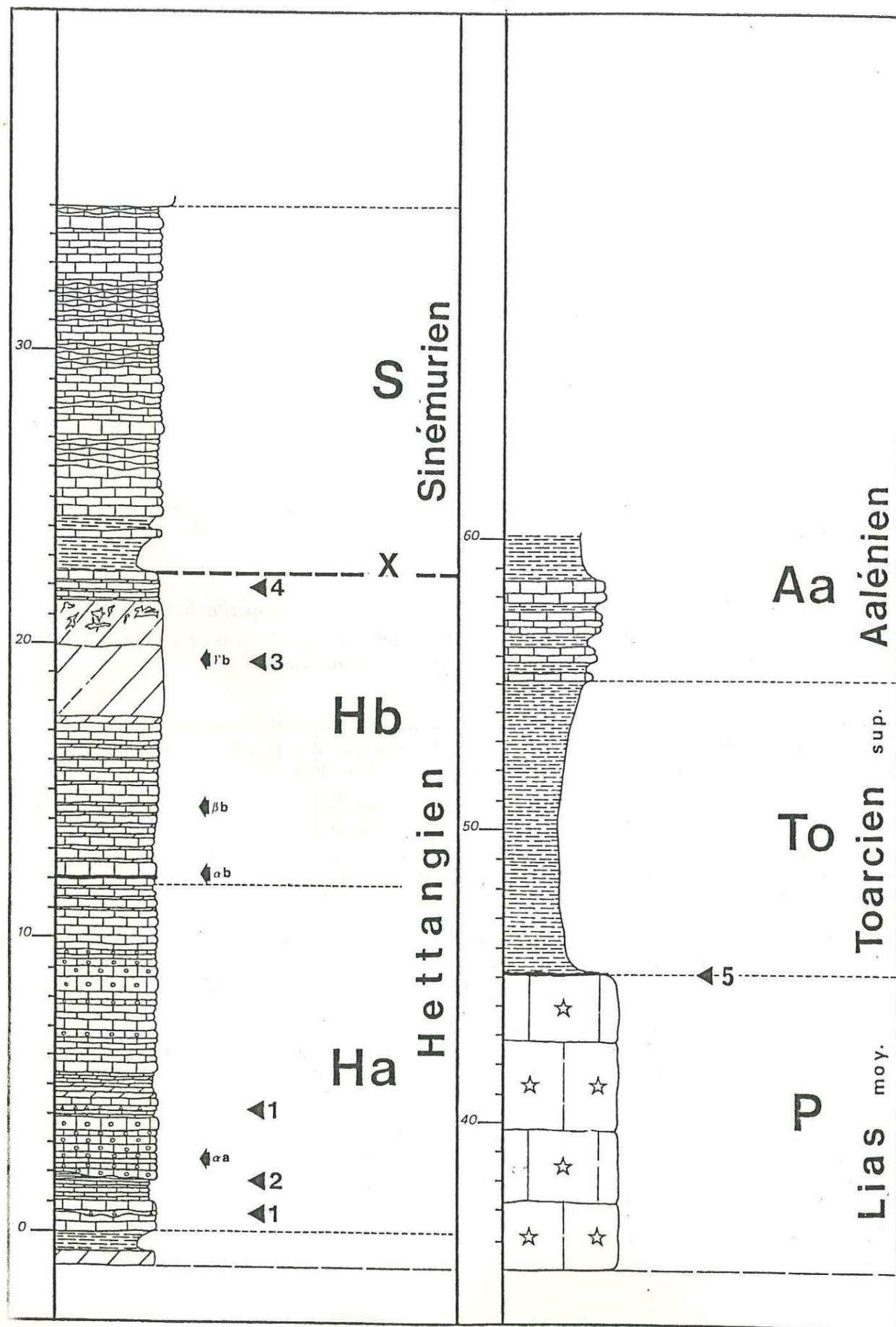
-le faciès "P", correspondant à la barre d'encrinites formant le ressaut morphologique caractéristique dans l'ensemble de la région et représenté ici; ce calcaire est constitué de grains homométriques à la base, alors que vers le sommet la granulométrie devient plus hétérogène avec l'apparition de nombreux extraclastes dolomitiques, de quelques bélemnites et lamellibranches, et d'articles de crinoïdes entiers.

-latéralement, ces encrinites se présentent sous d'autres faciès:

. des encrinites à patine jaunâtres à roussâtres, fortement oxydées et dolomitisées, notées "P1". (On observe aussi ce faciès à Bouchanière et au ravin de Mian).

. le faciès "P2", correspondant à un calcaire à entroques grossier et très hétérogène comportant de nombreux lithoclastes dolomitiques (chap.IV-§B1). La présence de petits chailles à la base, la surface d'érosion sur laquelle il repose ainsi que sa morphologie d'ensemble en font un calcaire resédimenté provenant d'une aire plus haute soumise à l'érosion.

- 4 - Surface encroutée qui recouvre la formation "P". On constate l'existence de perforations remplies par des oxydes directement issus de la croûte ferromanganifère. Cette surface recouvre non seulement la surface structurale de la formation mais aussi les petites failles qui affecte cette barre d'encrinites.



4 - la série de Villeplane:

La série liasique de ce secteur, voisine de celle de Villetalle et donc de la série-type, soit: est représentée par des formations calcaires jusqu'au Lias moyen puis par un ensemble plus marneux.

Cependant des variations apparaissent et notamment dans l'Hettangien; on y observe en effet plusieurs manifestations synsédimentaires:

- nombreux horizons microbréchiques à éléments dolomitiques (triasiques ?);
- épaissement du repère " γb " dolomitique au sommet de la formation " Hb ", (4 m au lieu de 1 m à Villetalle ou Guillaumes);
- l'absence de la formation " Hc ".

Fig. III-5: Caractères particuliers de la série de Villeplane:

- 1 - Petits niveaux bréchiques (ép. 10 à 15 cm) en discordance de ravinement sur les calcaires sous-jacents. Ils sont constitués par des éléments dolomitiques anguleux centimétriques resédimentés dans une matrice dolomitique fine.

- 2 - Calcaire packstone oolithique (riche en oolithes à la base) (repère " αa ") noir, en discordance de ravinement sur une biomicrite.

- 3 - Dolomie massive grise légèrement granulaire.

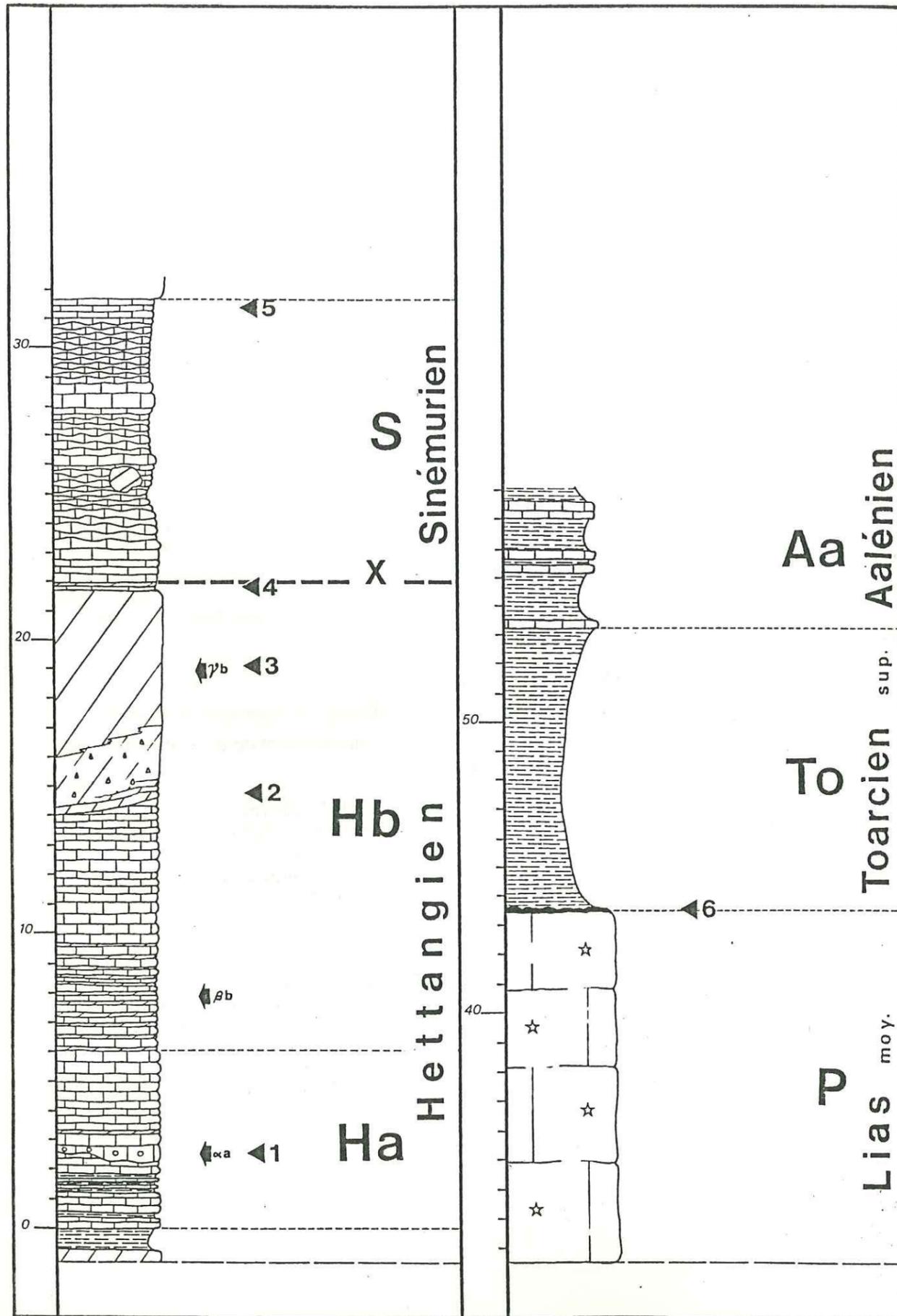
Au sommet de ce niveau " γb ", remplissage beige, correspondant à une microsparite jaunâtre, au sein de la dolomie grise; ce niveau repère " γb ", constitué uniquement de dolomie est ici très épais (4 m) par rapport aux séries vues précédemment.

- 4 - Sommet de l'ensemble des calcaires flammés " Hb ": alternance de calcaire mudstone noir avec de fines passées de sable dolomitique; celles-ci sont légèrement ondulées alors que dans les séries précédentes ces interlits dolomitiques étaient linéaires. Ceci peut résulter de phénomènes liés à des conditions hydrodynamiques particulières en relation possible avec l'absence de la formation " Hc ", ou d'une variation latérale de faciès de ce même ensemble.

- X - Discordance Hettangien " Hb " / Sinémurien:

Le passage des bancs calcaires aux marnes grises du Sinémurien n'est pas caractérisé par une surface ferrugineuse ou une surface ravinée. Seules les surfaces très légèrement oxydées (couleur jaunâtre à rougeâtre) des bancs calcaires sous-jacents décrits en - 4 -, pouvaient annoncer une discontinuité stratigraphique.

- 5 - Surface encroutée au sommet des encrinites, qui présente localement de petites failles synsédimentaires recouvertes d'un enduit ferrugineux; ce qui permet de généraliser l'observation effectuée à Villetalle.



5 - la série de Champ-Gras:

C'est encore dans l'Hettangien qu'apparaissent les variations lithologiques les plus caractéristiques.

Si la lithologie de la base (formation "Ha" et début de la formation "Hb") n'est pas très différente de celle des secteurs précédents, on constate qu'il y a à Champ-Gras une augmentation des niveaux d'érosion et des apports détritiques dolomitiques (sommet de la formation "Hb"). En effet le niveau "γb" ne mesurait que 3 m d'épaisseur à Villeplane, il atteint ici 7 m, ce qui laisse supposer la proximité de l'aire dolomitique érodée.

L'absence de l'ensemble "Hc" ainsi qu'un bloc dolomitique (Trias ?) remanié dans les calcaires noduleux témoignent d'une tectonique synsédimentaire liasique intra-sinémurienne.

Fig. III-6: Caractères particuliers de la série de Champ-Gras:

-1- Calcaire grainstone oolithique (banc repère "αa") d'une épaisseur de 50 cm seulement (voir autres coupes).
Base du banc en discordance de ravinement sur le calcaire mudstone noir sous-jacent.
Au dessus dépôt d'une micrite noire sans aucun élément figuré, quelques linéations ferrugineuses apparaissent.

-2- Sur 1 m d'épaisseur on distingue de bas en haut:
.un calcaire micritique à spicules d'éponges disposé en petits bancs de 10 cm d'épaisseur.
.une dolomie fine avec un contact basal ravinant surmonté par une microbrèche dolomitique.
.microbrèche à petits grains et nombreux filons remplis par du sable dolomitique beige.

-3- Au dessus de cet ensemble microconglomératique, dépôt de dolomie massive grise de texture sparitique (repère "γb").

-4- Petits bancs (5 cm) de calcaire packstone alternant avec un liseré de sable dolomitique.

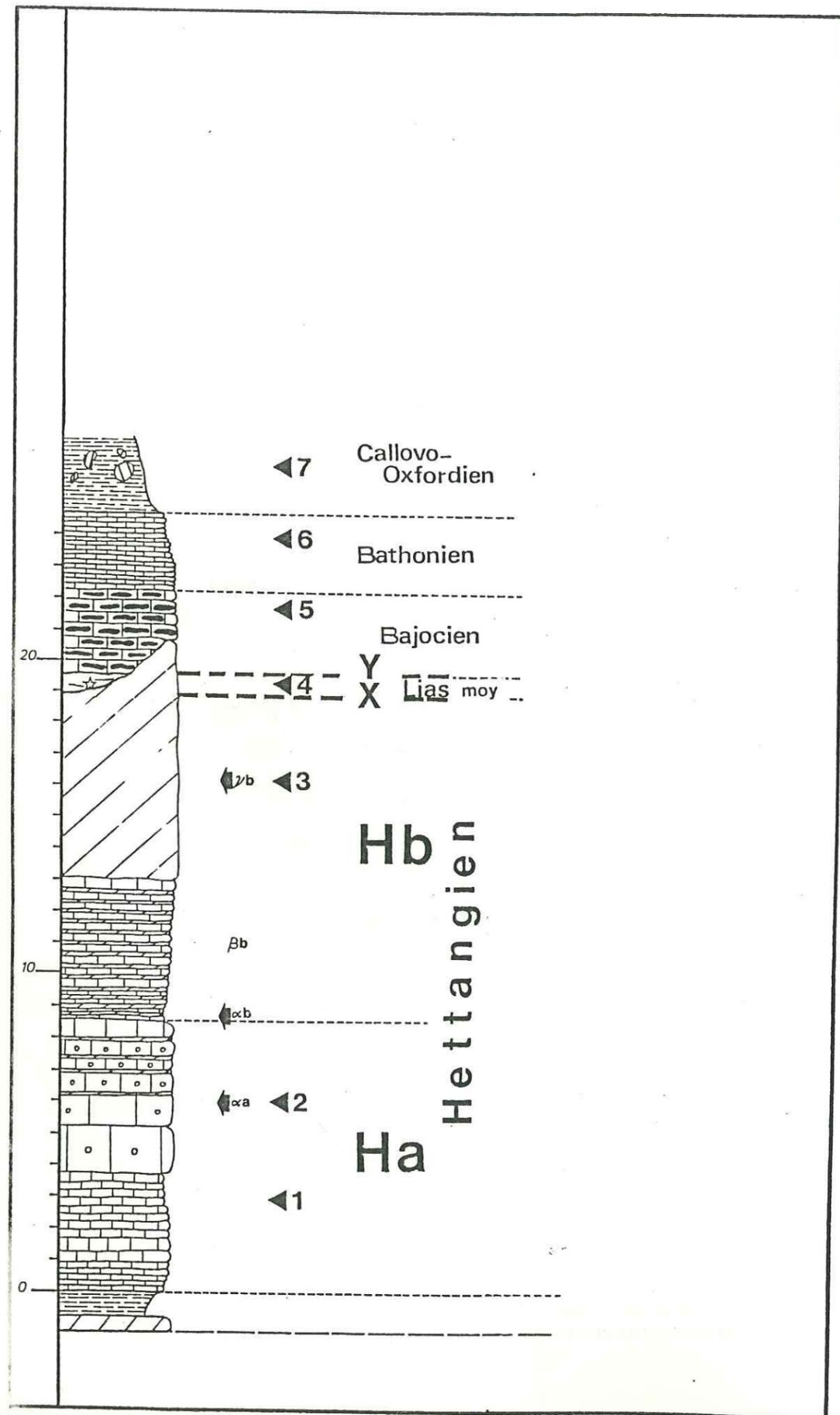
-X- Discordance Hettangien "b" / Sinémurien:
Le passage franc à des bancs calcaires packstone (ep. 15 à 30 cm) correspond à la limite entre les 2 formations "Hb" et "S". La faune est variée: polypiers, entroques, brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes.

Deux centimètres au dessus de ce contact débutent les bancs noduleux typiques de la formation "S". On trouve un bloc décimétrique de dolomie beige (Trias ?) resédimenté dans les calcaires noduleux.

-5- Petits bancs centimétriques (5 à 10 cm d'épaisseur) de calcaire packstone noir. La faune variée identique à (-4-) s'enrichit en débris de crinoïdes.

La surface des bancs est oxydée
Noter au sein de la formation "S" des éléments de dolomie massive de faciès identique à celui du sommet de la formation "Hb" (dolomie décrite en -3-).

-6- Carapace ferrugineuse assez épaisse (1 cm) qui couronne la formation "P" des calcaires à entroques. Mêmes remarques et observations que pour les coupes précédentes.



6 - la série du ravin de Mian:

Les formations "Ha" et "Hb" de l'Hettangien sont bien représentées malgré de légères variations de faciès par rapport à la série-type.

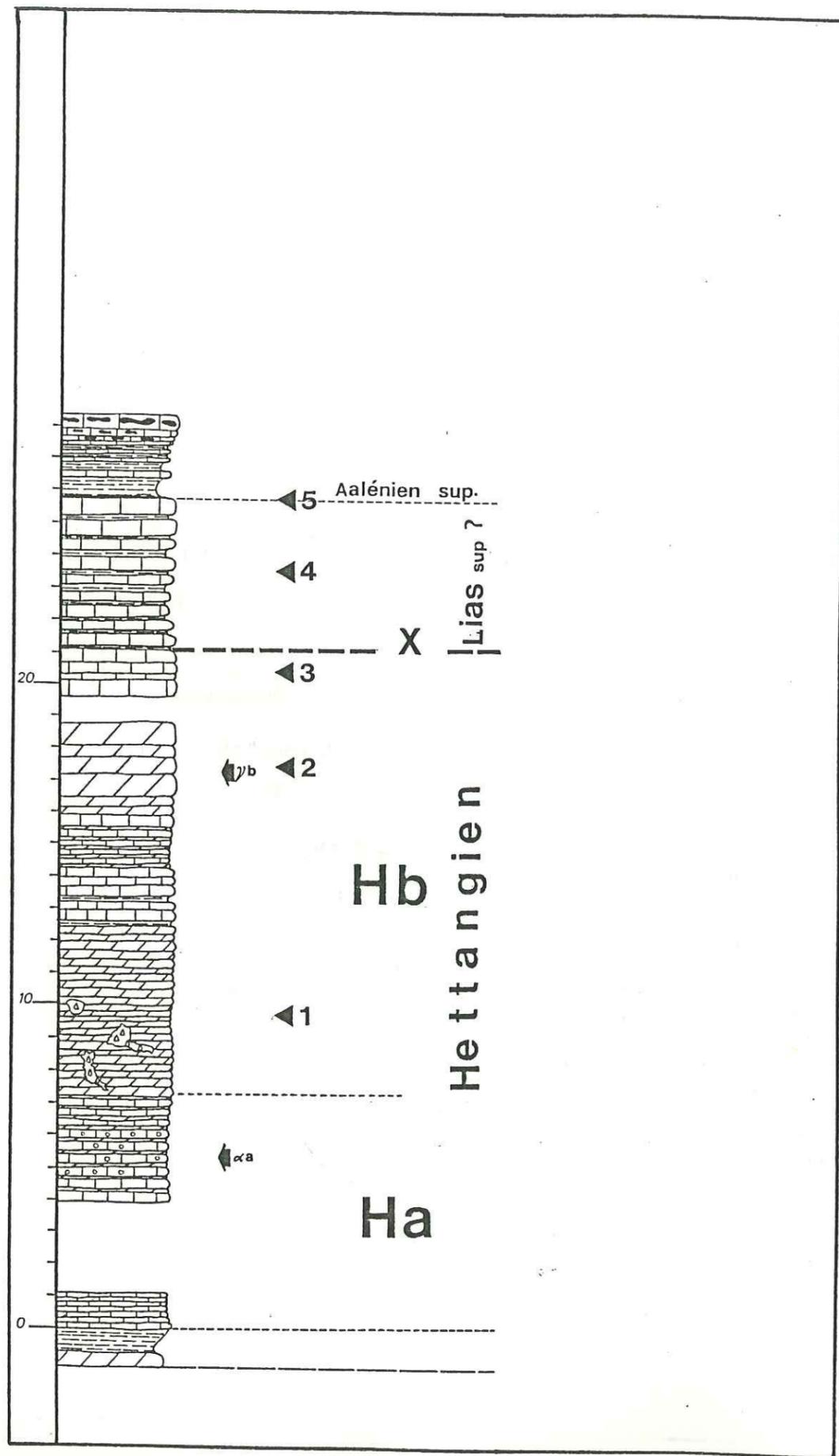
Les bancs oolithiques, repérés en "αa", sont représentés par des bancs massifs, faciès apparemment très localisé; au dessus, on retrouve la barre dolomitique "γb" observée à Champ-Gras.

Le caractère particulier de cette série réside dans la très faible épaisseur du Lias moyen-supérieur et du Dogger: 5 m seulement pour les encrinetes du Lias moyen (faciès "P1"), et les dépôts calcaires du Bajocien et Bathonien.

Ce secteur est donc une zone structuralement active à partir du Lias moyen (voir halocinèse chap. V).

Fig. III-8: Caractères particuliers de la série du ravin de Mian:

- 1- Calcaire micritique noir avec nombreuses ferruginisations. Au dessus calcaire mudstone/wackestone contenant quelques rares petits lamellibranches complètement oxydés.
- 2- Calcaire grainstone oolithique en gros bancs à la base; ceux-ci s'amincissent vers le haut avec apparition de passées de sable bioclastique. La disposition des oolithes (par ailleurs de grande dimension: 1 mm) correspond à une stratification "flaser". Au sommet, dernier banc (50 cm) de calcaire wackestone, contenant lamellibranches côtelés et niveaux internes d'oxydation. La sommet de l'ensemble "Ha" est raviné par un horizon de sable dolomitique jaunâtre. Le calcaire à "flammes dolomitiques" qui succède est une micrite azoïque.
- 3- Dolomie massive grise de plusieurs mètres de puissance (repère "γb"). Chailles décimétriques noirs à la base. Vers le sommet, apparition de quelques liserés ferrugineux.
- X - Discontinuité Hettangien "Hb" / Lias moyen: La surface, qui sépare la formation "b" de l'Hettangien et le Lias moyen, correspond à un contact érosif oblique à la stratification.
- 4- Calcaire à entroques fortement oxydé et dolomitisé, noté "P1" à Villetalle recouvert par un mince enduit ferrugineux.
- Y - Discontinuité Lias moyen / Bajocien: Compte-tenu de l'épaisseur très faible des calcaires bajociens et bathoniens, il est probable que cette lacune stratigraphique soit en fait liée à une absence de sédimentation; d'ailleurs, les bancs bajociens sont en onlap sur la dolomie massive de l'Hettangien.
- 5- Bancs calcaires roussâtres de 25 à 30 cm d'épaisseur. De gros chailles apparaissent (dimensions: 10 cm / 1 m de long). Interlits marneux ondulés séparent les bancs calcaires.
- 6- Calcaire marneux gris en petits bancs (5 à 10 cm d'épaisseur) ravinant localement la formation sous-jacente.
- 7- Blocs de gypse de couleur jaunâtre dans les marnes noires. Notons que les "Terres Noires" sont de puissance très réduite à cet endroit.



7 - la série de Daluis:

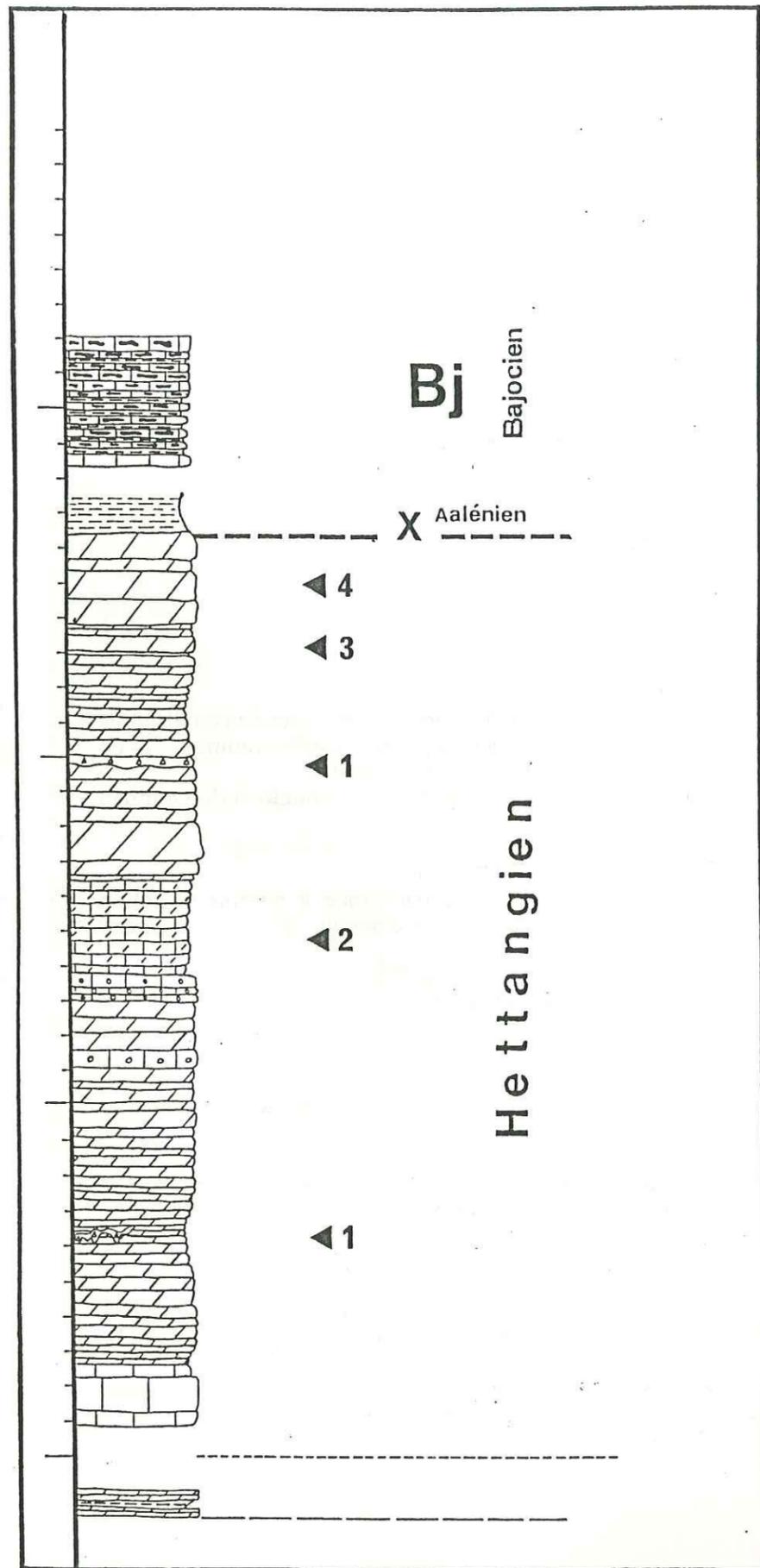
D'importantes variations lithologiques mettent en évidence l'originalité de la série de Daluis par rapport aux autres séries du domaine du haut-Var. En effet, on ne retrouve dans cette série que 2 des niveaux repères précédemment observés: les oolites de l'horizon " αa " ainsi que le faisceau dolomitique " γb " représenté par des bancs décimétriques; on peut par contre noter l'absence des calcaires flammés (la formation " **Hb** " présente une variation de faciès locale), de la troisième formation hettangienne " **Hc** ", des calcaires à gryphées du Sinémurien et des calcaires à entroques (formations " **S** ", " **P** ").

Au dessus la succession lithologique, surface condensée et dépôts marneux et marno-calcaires qui la surmonte, est identique à celle que l'on observe dans la série-type au décalage temporel près: en effet, la surface ferrugineuse est ici datée de l'Aalénien supérieur (Dardeau, 1983).

Pour cette raison la formation marno-calcaire située entre Hettangien et Aalénien supérieur peut-être rapportée (sous réserve) au Lias supérieur: ceci impliquerait une variation importante de faciès par rapport à la série-type.

Fig. III-8: Caractères particuliers de la série de Daluis:

- 1- Petits bancs (15 à 20 cm) de calcaire mudstone gris.
Existence de quelques filons bréchiqes perpendiculaires à la stratification ou disposés en petites poches. Les éléments de la brèche grise, cimentés par un sable dolomitique fin de couleur claire, sont de même faciès que le calcaire mudstone environnant. Notons que ce même type de dépôts s'observe dans l' Hettangien de l'anticlinal du Gourdan (§8).
- 2- Calcaire dolomitique gris en gros bancs (50 à 80 cm).
En lames minces, on observe un calcaire wackestone à packstone à nombreux débris d'organismes: lamellibranches, gastéropodes, radioles et tests d'oursin, alternant avec des passées de sable dolomitique jaunâtre.
- 3- Bancs calcaires noirs avec quelques petits chailles noirs.
En lame mince, calcaire wackestone noir à spicules d'éponge.
- X -Discontinuité Hettangien " b " / Lias supérieur (?):
Cette discontinuité est mise en évidence par les variations du microfaciès et du contenu faunistique des formations sous-jacentes et sus-jacentes.
- 4- Calcaire en gros bancs (calcaire wackestone à filaments ou spicules d'éponge) (50 cm) alternant avec des passages marneux noirs épais (20 cm). Renferme quelques chailles de petite taille et arrondis.
- 5- La surface encroutée:
encroûtement ferrugineux (couleur rouille à noirâtre) avec de très nombreux fossiles: ammonites phosphatées datées de l'Aalénien supérieur (zone à concavum) (Dardeau, 1983), bélemnites, gastéropodes...
Cette carapace ferrugineuse est surmontée directement par 2 m environ de marnes noires à petits bancs calcaires datés du Bajocien inférieur (Dardeau, 1983).



8 - la série de l'anticlinal du Gourdan:

La coupe de l'anticlinal du Gourdan située à une vingtaine de kilomètres au SE de Daluis confirme les variations de faciès observés dans la série de Daluis.

En effet, il n'est plus possible ici de retrouver tel ou tel horizon-repère et donc de différencier au sein de cette série, telle ou telle formation.

La dominante dolomitique de la base de cette série, attribuée à l'Hettangien (**Dardeau, 1983**), ainsi que de nombreux niveaux de microbrèches et des figures de courant (laminites) évoquent une sédimentation typique de haut-fond; cette zone aurait la même dynamique que celle prévue pour le secteur de Daluis et appartiendrait à une même province paléogéographique.

Fig. III-9: Caractères particuliers de la série de l'anticlinal du Gourdan:

- 1 - Nombreux niveaux et filons de microbrèche dans une dolomie assez massive à grain fin et homogène.
Conglomérat constitué par des éléments dolomitiques à grains fins et anguleux resédimentés dans un sable dolomitique; on y observe de nombreuses traces de matière organique.

- 2 - Calcaire dolomitique avec quelques petits lamellibranches (gryphées hettangiennes (**Dardeau, 1983**)).

- 3 - Dolomie plus massive comportant de nombreuses linéations évoquant des constructions stromatolithiques.

- 4 - Dolomie blanche massive.

- X - Discontinuité Hettangien / Aalénien:

Surface ondulée et légèrement ferruginisée séparant la dolomie massive hettangienne de la formation marneuse datée de l'Aalénien au dessus de laquelle apparaissent les calcaires à chailles du Bajocien (**Dardeau, 1983**). Cette surface ravinée pourrait résulter de l'érosion de la partie sommitale de l'Hettangien placée sur une zone haute.

Notons que cette discontinuité est du même âge que celle observée à Daluis (fig. III-8).

9 - Conclusion:

Les séries du Lias-Dogger présentent une relative homogénéité depuis Guillaumes jusqu'à Champ-gras. Toutes les formations sont représentées ou presque; les variations latérales sont progressives et ne concernent que des points de détail.

Les séries du ravin de Mian, de Daluis et de l'anticlinal du Gourdan par contre s'en distinguent nettement par l'absence systématique de dépôts entre l'Hettangien et le Lias supérieur (un peu de Lias moyen au ravin de Mian).

Durant le Lias, les dépôts de la vallée du haut-Var présentent des caractères dauphinois, alors que les zones de Daluis et de l'anticlinal du Gourdan s'apparentent plutôt aux dépôts de type provençal.

D'un point de vue chronologique, les différentes discordances notées dans les séries précédentes mettent en évidence une prédominance de lacunes stratigraphiques ou d'érosions entre le sommet de l'Hettangien et la base du Lias moyen et entre le Lias moyen et le Bajocien voire même le Bathonien.

- B - Représentation spatiale des variations d'épaisseurs et de faciès:

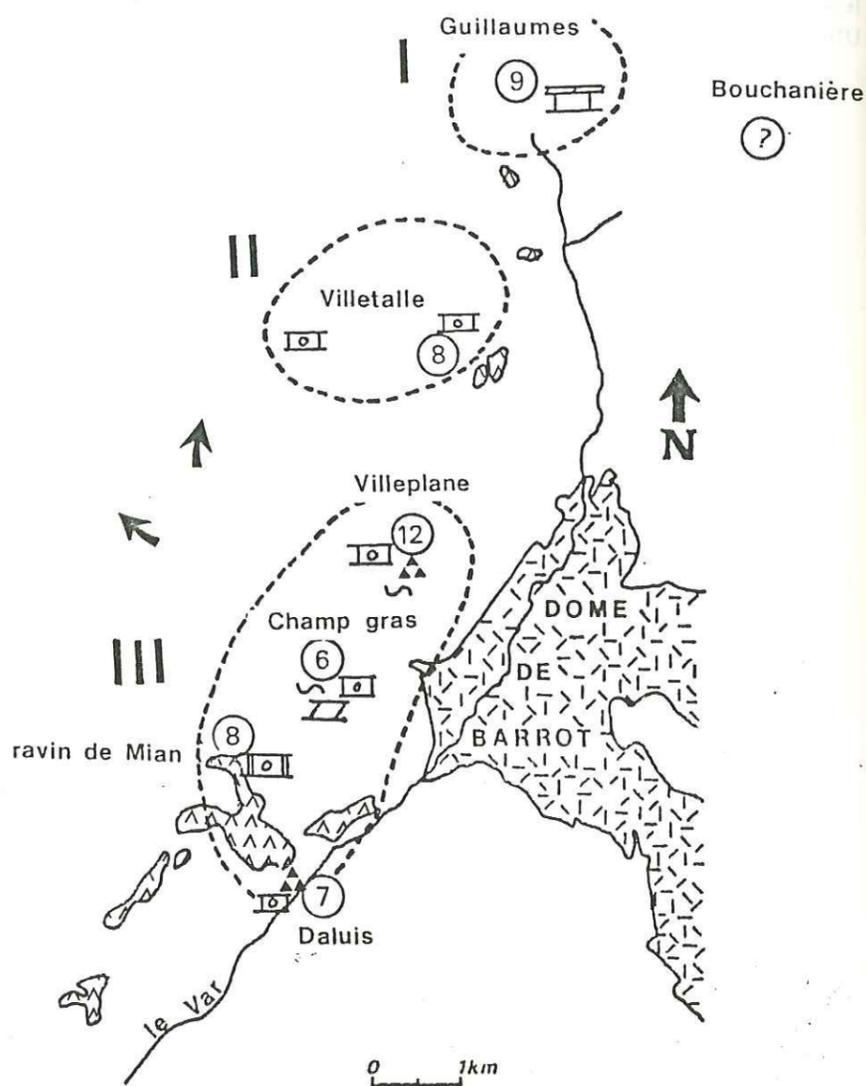
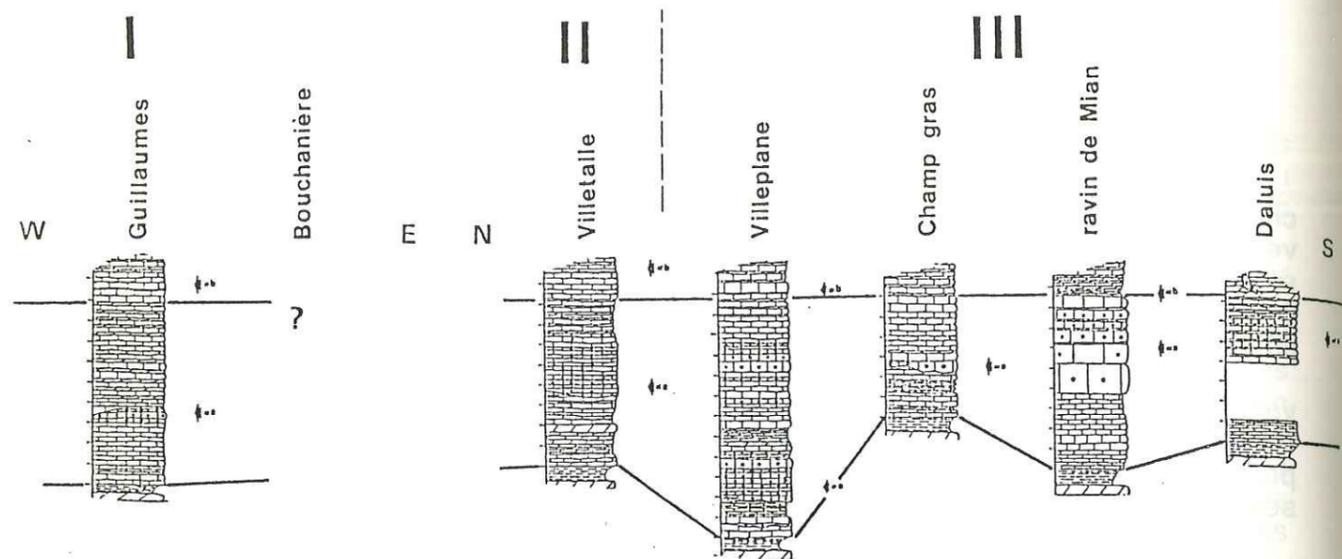
Dans le chapitre II, la série liasique a été subdivisée en plusieurs formations chacune d'elles étant caractéristique d'un milieu de sédimentation; l'enchaînement vertical de ces milieux de dépôt a permis d'établir la succession dans le temps de séquences transgressives et régressives.

La description de chacune des 8 séries montre une assez bonne corrélation lithostratigraphique dans l'ensemble du domaine étudié.

Le paragraphe suivant a pour objectif de représenter dans l'espace les variations latérales d'épaisseur et de faciès pour chacune de ces formations. Les cartes ainsi établies sont un support indispensable pour reconstituer l'évolution paléogéographique et structurale du bassin de sédimentation du haut-Var et de ses bordures.

N.B:

Dès à présent, précisons que la région du haut-Var a été peu affectée par les raccourcissements de la tectonique tertiaire; les figures ci-après donnent donc une bonne image de la géométrie du bassin.



1 - Formation " Ha " (Hettangien):

Typique d'une sédimentation de faible profondeur, cette formation " Ha ", appartenant à l'Hettangien, montre de petites variations de faciès; en effet, présente dans toute la région du haut-Var, on remarque l'existence de nombreux niveaux d'érosions ainsi que des horizons de microbrèches, au sein de dépôts dolomitiques ou oolithiques; les séries qui présentent de telles successions sont regroupées dans la zone III, que l'on peut supposer être une zone "haute" (relativement par rapport aux autres secteurs).

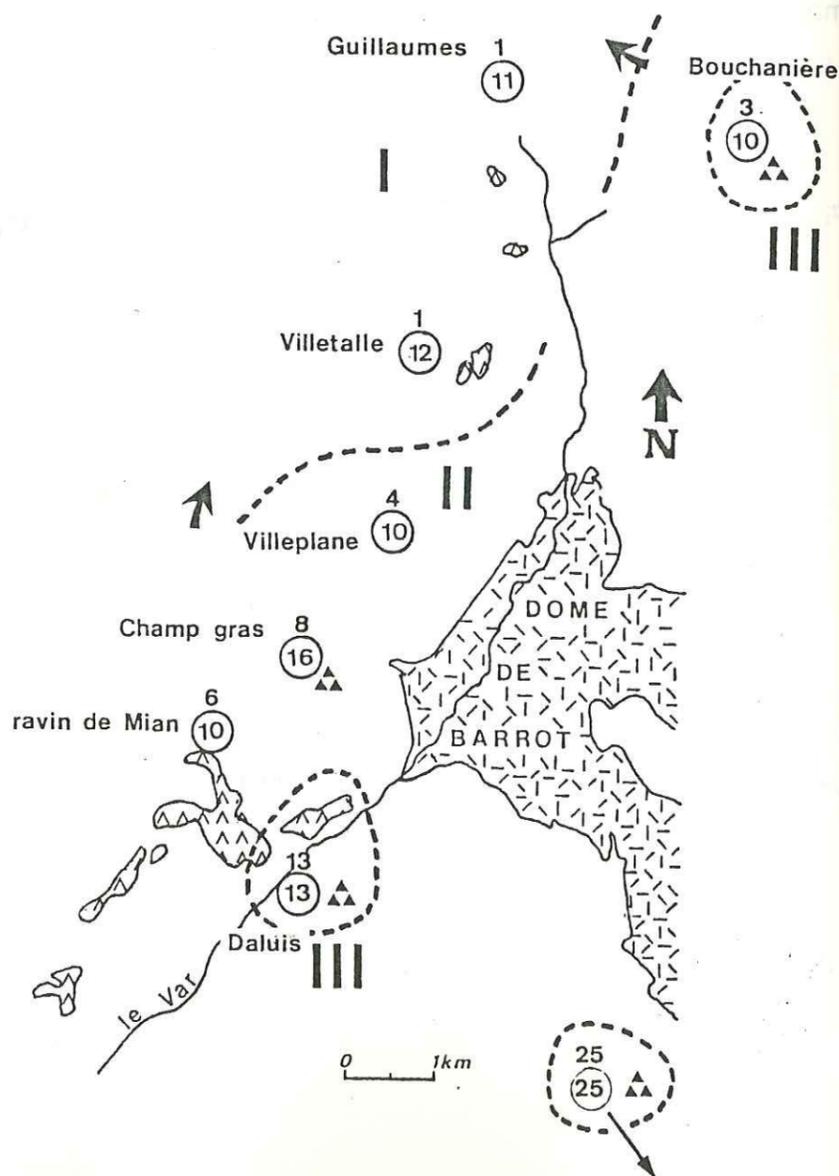
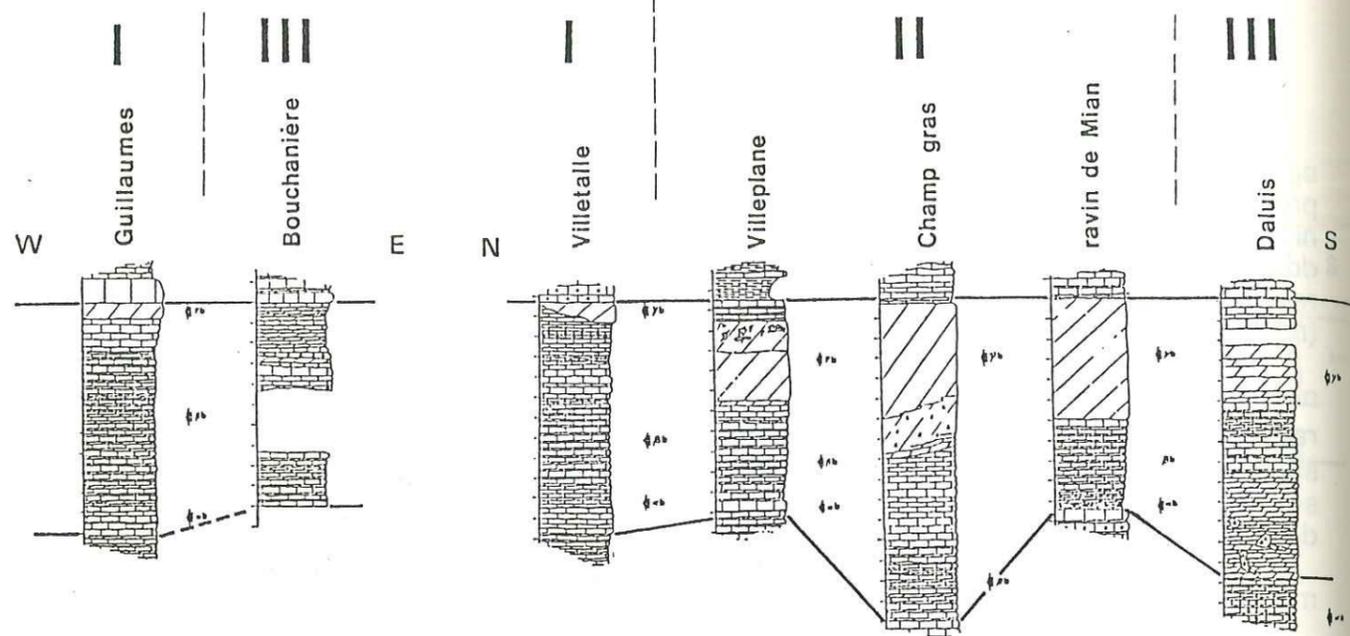
Vers le Nord, la série de Guillaumes- Chateauneuf d'Entraunes révèle des alternances timides de calcaires mudstone et de sable dolomitique à contact basal ravinant sur les niveaux oolithiques repérés "αa"; dans ce secteur (zone I), la sédimentation suppose une légère pente et une épaisseur de la tranche d'eau sensiblement plus importante que dans la zone III. (Cette sédimentation annonce déjà celle de la formation " Hb " qui va lui succéder).

La zone II intermédiaire est caractérisée par des calcaires oolithiques sans microbrèches, ni niveaux d'érosion.

Les variations latérales observées dans la formation " Ha ", bien que peu marquées, semblent indiquer un léger approfondissement vers le NW.

Fig. III-10: Répartition des épaisseurs et des faciès de la formation " Ha " de l'Hettangien:

- ⑧ épaisseur de la formation (en m)
- ▲ brèche ou microbrèche syngénétique
- ~ érosion
- ▩ alternance calcaire mudstone noir/ sable dolomitique
- calcaire oolithique
- ▨ calcaire oolithique en gros bancs ou massif
- ▤ dolomie
- ↗ sens apparent d'inclinaison du substratum
- - - limites de domaine paléogéographique



2 - Formation " Hb " (Hettangien):

La formation " Hb " de l'Hettangien correspond à l'ensemble des calcaires flammés constitués par des alternances de calcaire micritique noir et de sable dolomitique jaunâtre (zone I et II). Or on constate que cet ensemble passe latéralement vers l'Est et le Sud (Bouchanière, Daluis, anticlinal de Gourdan) à de la dolomie franche plus ou moins bien litée (zone III).

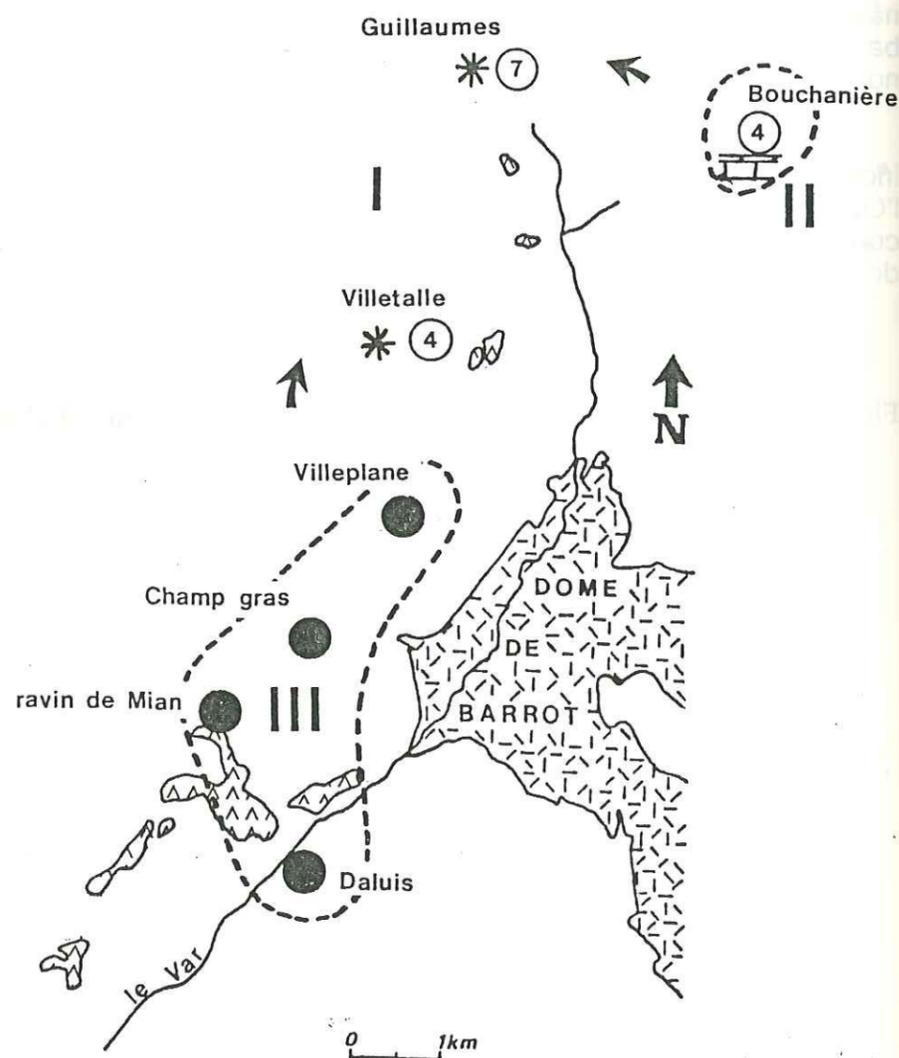
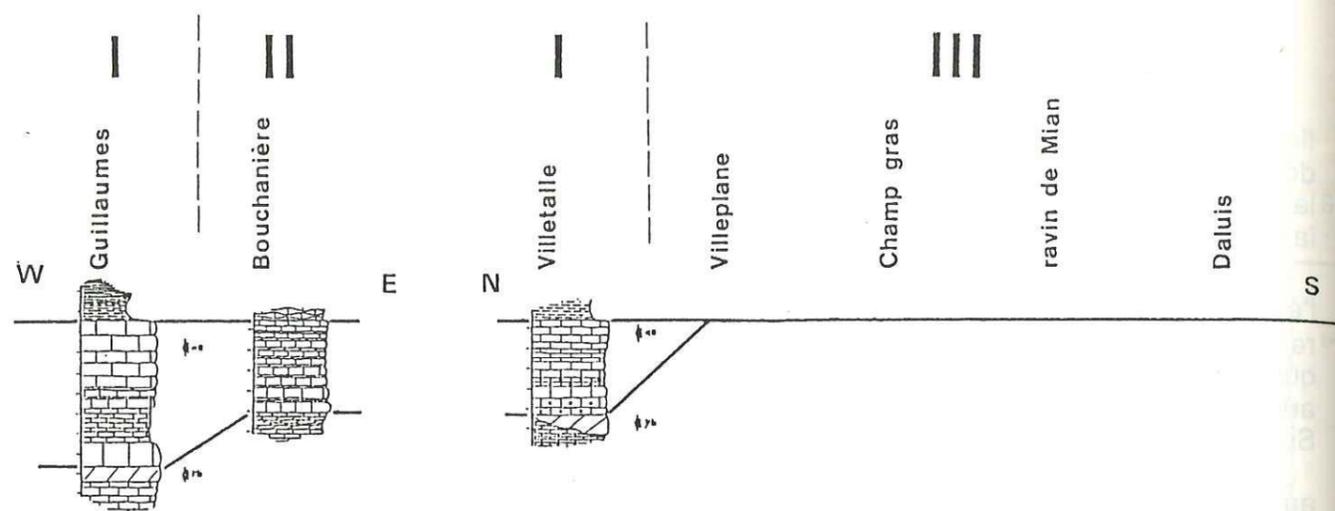
Parallèlement, de façon à étayer cette observation, nous avons noté l'épaisseur du niveau repère " γb " (interprété comme un sable dolomitique resédimenté et rediagenésé) ou à défaut, l'ensemble dolomitique (dolomie franche) qui lui serait équivalent; il s'avère que l'épaisseur de ce niveau dolomitique augmente progressivement vers l'Est (de Guillaumes, à Bouchanière) et vers le Sud (de Guillaumes, à Daluis).

Notons d'ailleurs que la série de l'anticlinal de Gourdan, située 12 km plus au SE présente ce même faciès uniquement dolomitique avec de nombreuses brèches de remplissage de filons; les éléments de cette brèche sont de même nature que la roche encaissante et probablement liée à un démantèlement des bancs sans remaniement important (formation " Hb " de l'anticlinal de Gourdan notée en bas à droite de cette carte).

Le développement de ces différents faciès dolomitiques est un précieux indicateur de paléoenvironnement à savoir que les calcaires flammés localisés à l'Ouest et au Nord se forment sous une plus grande épaisseur d'eau et correspondent à des faciès plus distaux que la dolomie franche bien litée, typique de zone haute, située au Sud et à l'Est.

Fig. III-11: Répartition des épaisseurs et des faciès de la formation " Hb " de l'Hettangien:

- 8 épaisseur du niveau repère " γb " (en m)
- 9 épaisseur de la formation (en m)
- ▲▲ brèche ou microbrèche synsédimentaire
- ↘ sens apparent d'inclinaison du substratum
- limites de domaine paléogéographique



3 - Formation " Hc " (Hettangien):

Le sommet de l'Hettangien est caractérisé par des calcaires bioclastiques (formation " c ") bien représentés dans les coupes de Guillaumes et Villetalle (zone I). Le contenu faunistique de ces calcaires, notamment les hexacoralliaires, évoque un environnement marin franc.

Vers l'Est à Bouchanière (zone II), cette formation présente encore des caractères comparables à ceux de la formation " Hb " (lits de sable dolomitique dans les calcaires flammés).

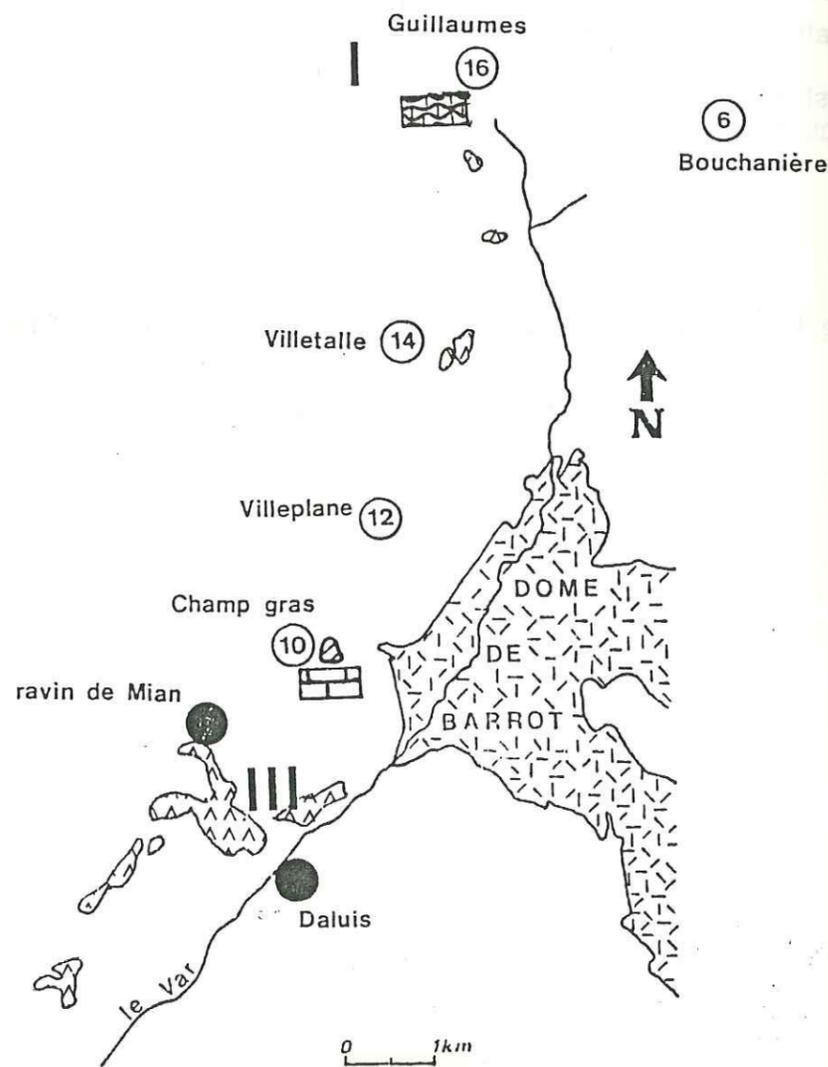
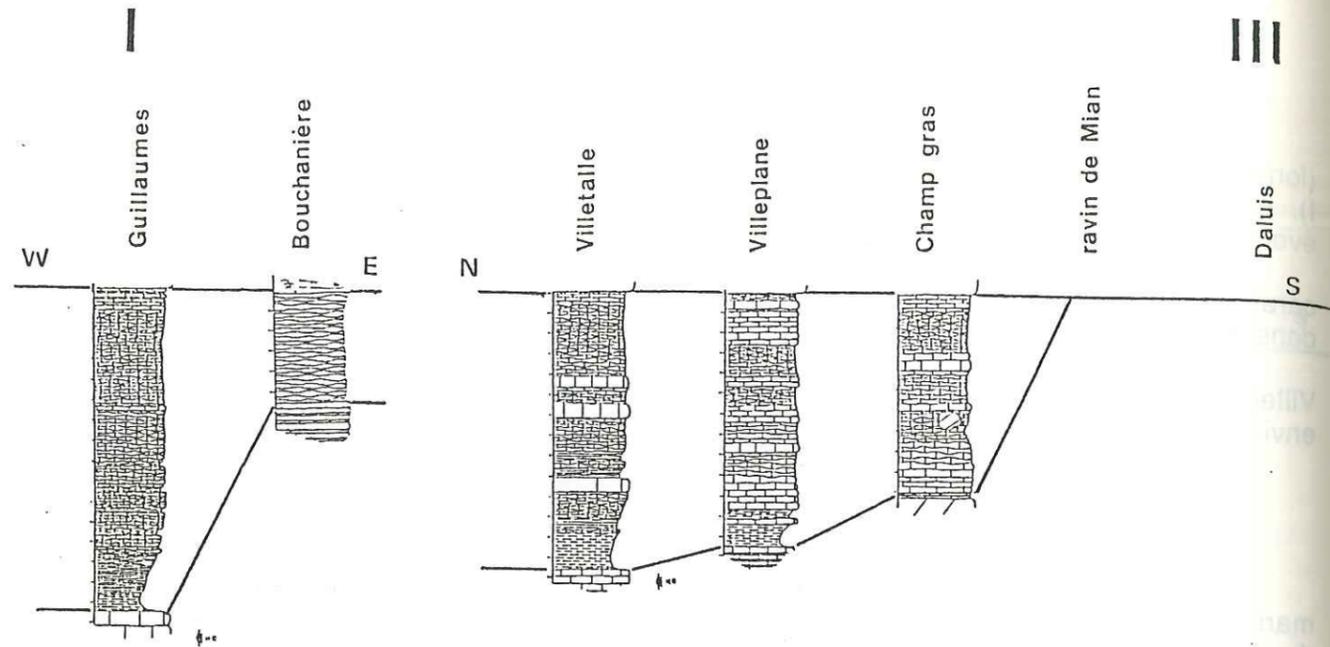
Une lacune de cette formation caractérise les séries méridionales, de Villeplane à Daluis (zone III); (une variation latérale de faciès pourrait être envisagée).

En conclusion, nous remarquons pour ces 3 périodes de l'Hettangien:

- des séries complètes dans la zone I
- c'est aussi dans cette zone I qu'apparaissent précocement les faciès marins les plus francs; on met ainsi en évidence, dans certains cas, un léger diachronisme dans l'apparition des différentes formations de l'Hettangien.
- les variations latérales de faciès suggèrent l'existence de zones relativement plus hautes vers l'Est et le Sud.
- enfin, les lacunes, notamment de la formation " Hc ", observées à l'Est et au Sud, correspondent à une absence de dépôt, voire une érosion probablement liée à une tendance à l'émersion de ces zones hautes.

Fig. III-12: Répartition des épaisseurs et des faciès de la formation " Hc " de l'Hettangien:

- ⑧ épaisseur de la formation (en m)
- absence de dépôt
- * calcaire à hexacoralliaires, polypiers...
- ▬ alternance calcaire mudstone noir/ sable dolomitique
- ↗ sens apparent d'inclinaison du substratum



4 - Formation " S " (Sinémurien):

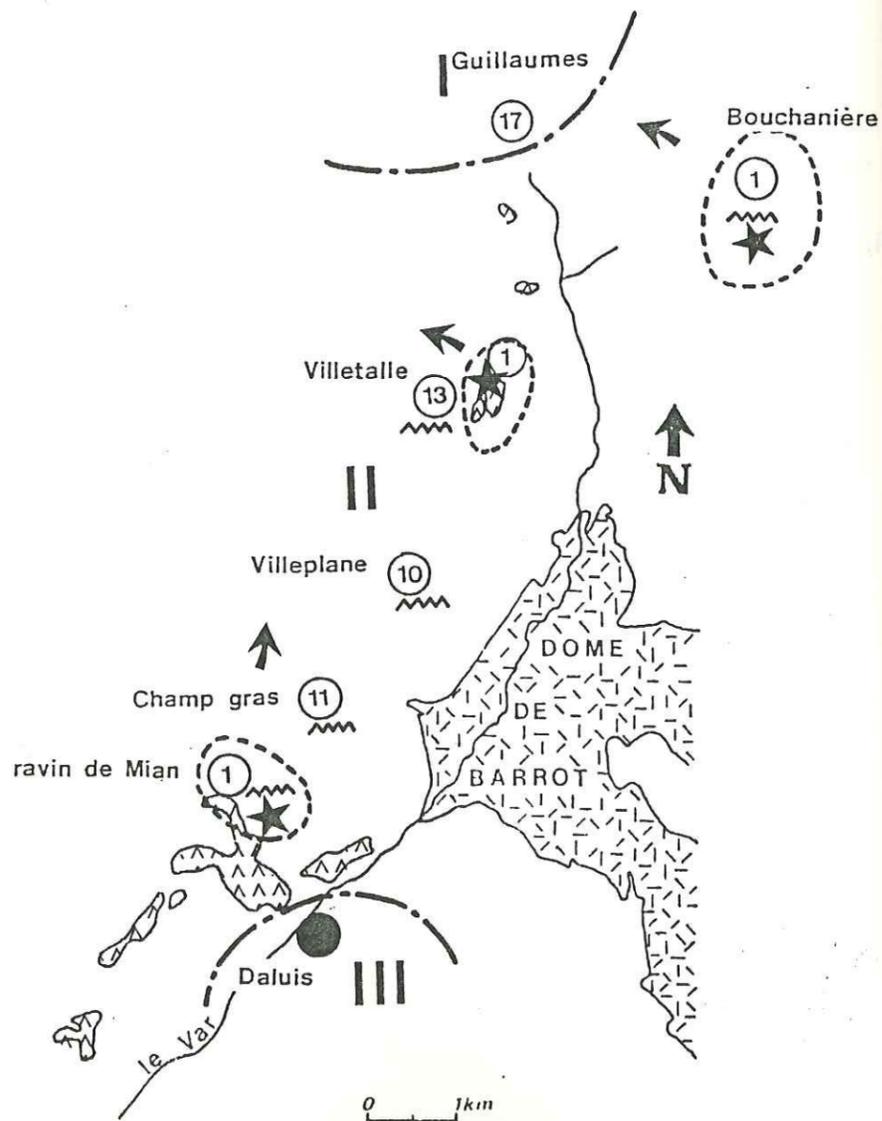
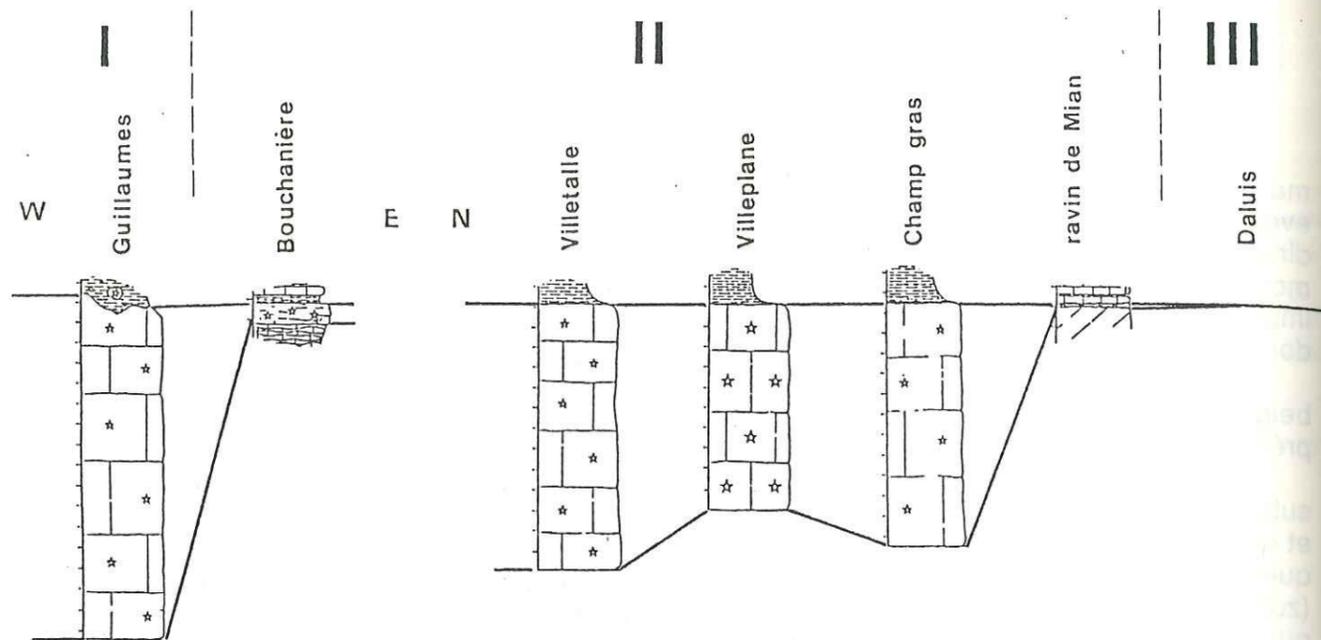
Pour ce qui est de la formation " S " (calcaire noduleux plus ou moins marneux), la juxtaposition des séries étudiées montre pratiquement la même évolution latérale que celle observée pour les formations de l'Hettangien; une diminution de l'épaisseur, du Nord vers le Sud, est associée à une légère modification de faciès: près de Guillaumes, (zone I), la fraction marneuse est importante, tandis qu'à Champ-Gras, (zone II), la composante carbonatée est dominante.

De plus, on trouve, dans cette série de Champ gras, un bloc dolomitique beige résédimenté dans les calcaires noduleux du Sinémurien, ce qui laisse présager la proximité d'un haut-fond.

La disposition des dépôts sinémuriens suggèrent dans l'ensemble une subsidence plus marquée au NW (zone I), qu'au SE (Daluis- Champ gras) (zone III) et qu'à l'Est (Bouchanière) où persistent les caractères de haut-fond relatif. A noter que les variations latérales d'épaisseur observées sur le site même de Villetalle (zone II) suggèrent un net développement des séries vers le NW (chap. IV-§ B), ce que l'on observe d'ailleurs sur la transversale Guillaumes-Bouchanière.

Fig. III-13: Répartition des épaisseurs et des faciès du Sinémurien:

- ⑧ épaisseur de la formation (en m)
- absence de dépôt
- ▒ calcaire noduleux sinémurien à dominante marneuse
- ▤ calcaire noduleux sinémurien à dominante calcaire
- ⊙ bloc dolomitique



5 - Formation "P" (Lias moyen):

C'est dans la zone I (série de Guillaumes) que les encrinites, constituant la formation du Lias moyen, présentent une épaisseur maximale ainsi qu'une série continue sans surface d'érosion, ni hard-ground.

Dans la zone II, on observe:

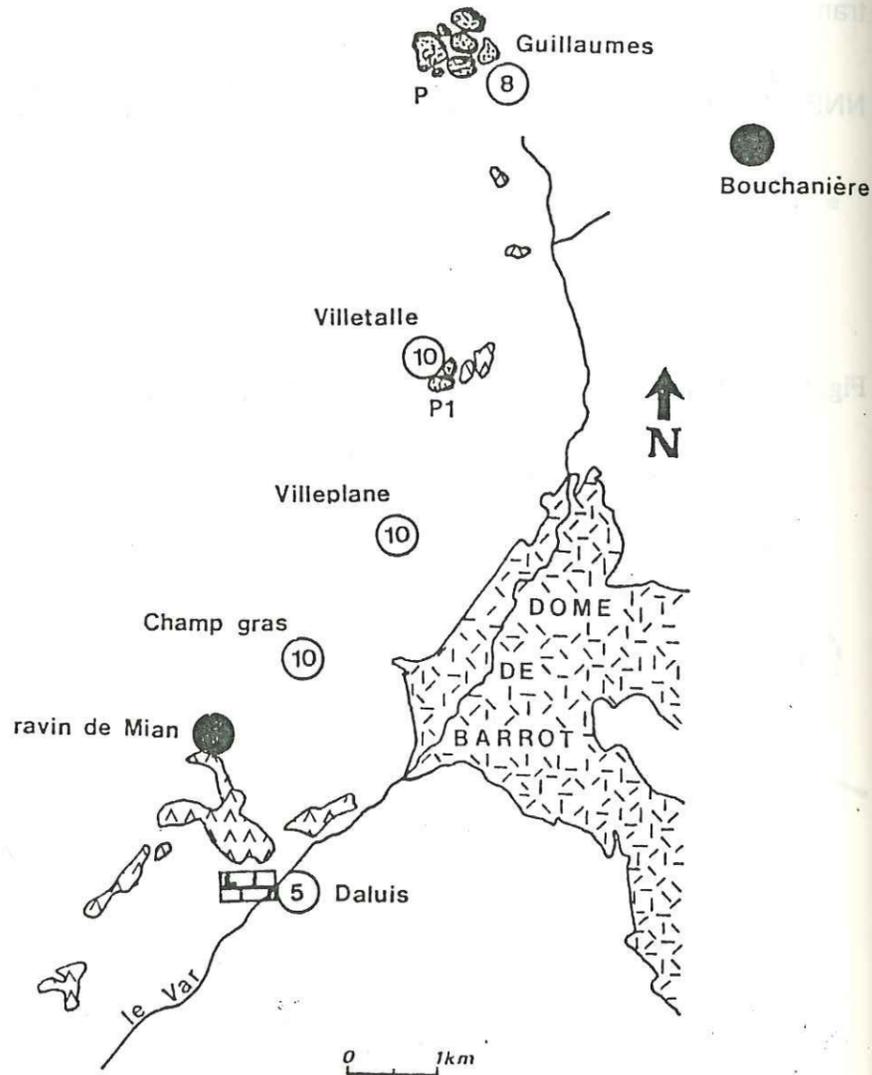
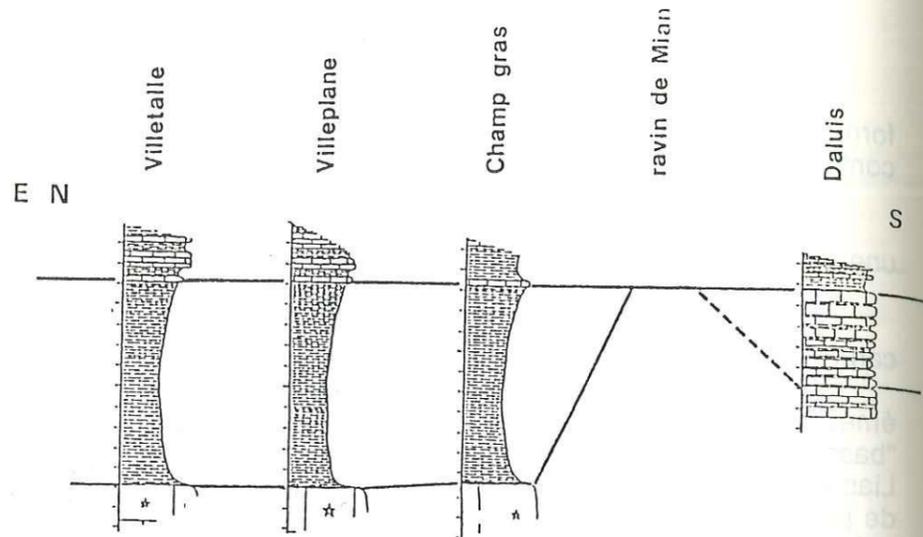
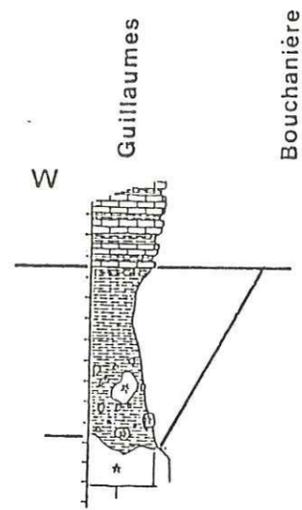
- un faciès particulier des encrinites, noté P1, et caractérisé notamment par une oxydation et une dolomitisation partielle;
- la présence au sommet de cette formation d'une croûte ferromanganifère;
- localement à Villetalle, un troisième faciès d'encrinites, noté P2, caractérisé par une resédimentation (chap. IV- § B).

Etant donné sa situation intermédiaire entre un haut-fond probablement émergé au SE (Daluis: absence d'encrinites et de hard-ground: zone III) et un "bassin" de sédimentation au NW (Guillaumes: zone I), cette zone représente au Lias moyen un talus, siège d'une sédimentation sous faible profondeur d'eau avec de possibles émergences temporaires. L'existence d'une pente est confortée par la présence localisée d'encrinites P2 qui suppose une resédimentation donc un transport.

La répartition de ce faciès noté P1 pourrait suggérer l'existence d'un axe NNE-SSW passant par la bordure occidentale du Dôme de Barrot.

Fig. III-14: Répartition des épaisseurs et des faciès du Lias moyen:

- ⑧ épaisseur de la formation (en m)
- absence de dépôt
- ⋈ surface ferromanganifère
- ★ (dans un cercle) faciès encrinites oxydées et dolomitisées (P1)
- ↗ (dans un cercle) sens apparent d'inclinaison du substratum
- - - limites de domaine paléogéographique



6 - Formation " To " (Toarcien supérieur):

La phase Toarcien supérieur (passage très rapide entre séries carbonatées du Lias inférieur-moyen et séries marneuses du Lias supérieur-Dogger) est l'une des phases tectonosédimentaires les plus généralisées dans les Alpes occidentales et le bassin du SE; elle se concrétise dans le secteur du haut-Var par des slumps, des glissements synsédimentaires, voire même des olistolites de calcaire appartenant aux séries sous-jacentes et resédimentés dans les marnes noires du Toarcien supérieur. Ces blocs proviennent obligatoirement d'une aire plus haute, de la zone II en l'occurrence (voir § précédent).

A Daluis une formation à dominante carbonatée à minces interlits marneux noirs est surmontée par une surface condensée de l'Aalénien supérieur; par déduction on pourrait attribuer cet ensemble au Lias supérieur (voir § A-7).

Il s'agirait donc d'une variation de faciès notable par rapport à la série-type du haut-Var, ce qui est conforme à l'image d'un haut-fond au SE, tel qu'il se dessine depuis l'Hettangien.

Fig. III-15: Répartition des épaisseurs et des faciès de la formation du Toarcien supérieur:

- épaisseur de la formation (en m)
- absence de dépôt
- bloc resédimenté de Lias moyen
- bloc resédimenté de Lias moyen oxydé (faciès P1)
- calcaire

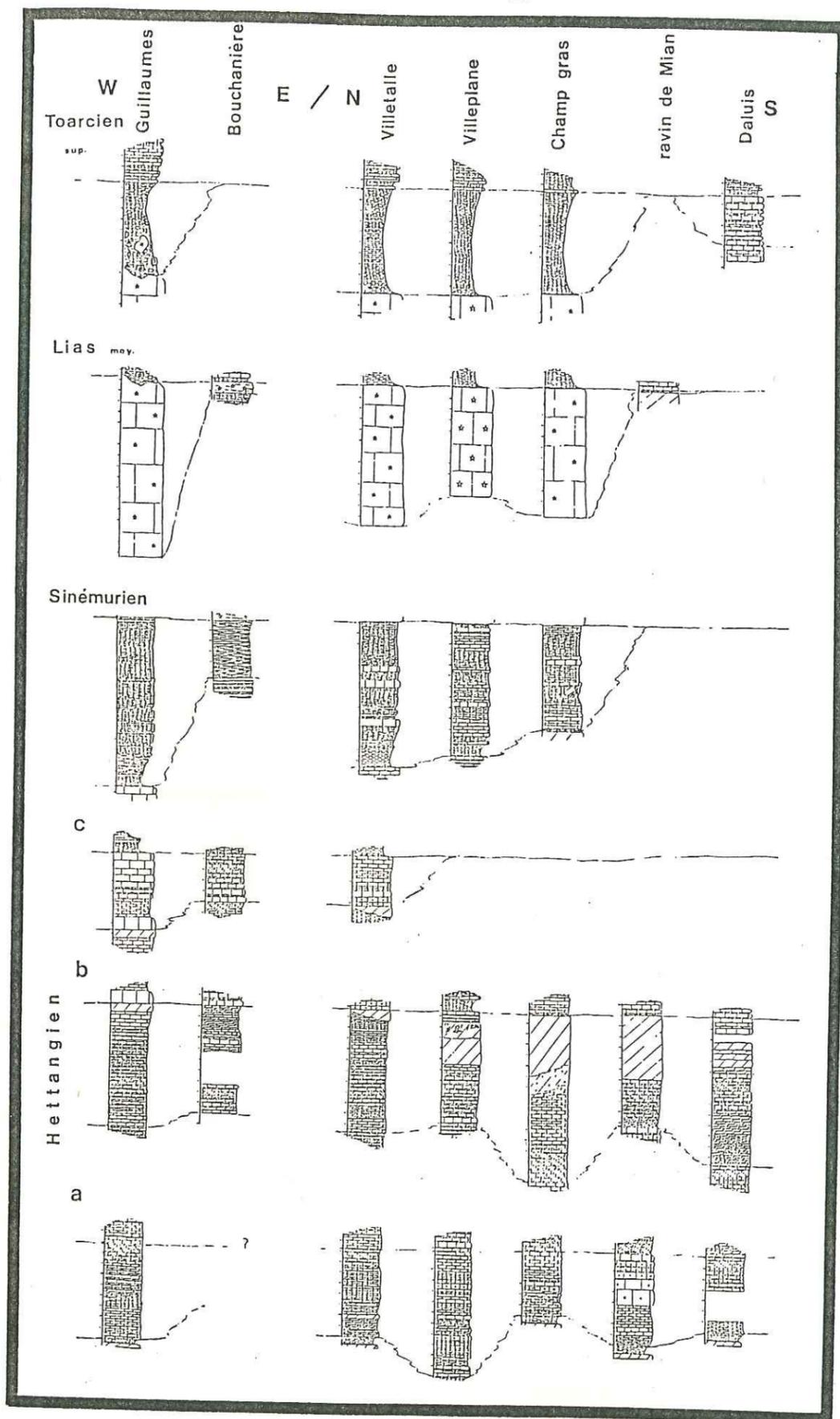


Fig.III-16: Schéma général de corrélation des coupes du Lias effectuées dans la région du haut-Var.

- C - Conclusion:

La représentation cartographique des faciès et des épaisseurs des 8 séries étudiées fait ressortir les points suivants:

1 - une zonation entre des séries relativement complètes au Nord à caractère de bassin et des séries réduites au Sud et à l'Est typiques de haut-fonds.

2 - cette zonation implique des variations latérales qui évoluent dans le même sens pendant toute la durée du Lias, à savoir:

.à l'Hettangien, un développement vers le Sud d'une composante dolomitique au détriment de la fraction calcaire (niveau "γb").

.à partir de la fin de l'Hettangien, la multiplication des surfaces d'érosion et des lacunes, toujours vers le Sud, et corrélativement une diminution sensible de l'épaisseur totale de la série.

3 - ce dispositif implique un épaissement de la tranche d'eau du Sud vers le Nord et de l'Est vers l'Ouest, donc une pente, ce qui est en accord avec les indices de remaniements synsédimentaires particulièrement bien développés dans les séries septentrionales.

4 - les limites approximatives entre séries de haut-fonds à l'Est et au Sud et celles de bassin à l'Ouest et au Nord semblent s'orienter suivant une direction privilégiée N 20°-30° longeant la bordure occidentale du Dôme de Barrot. Une direction secondaire N 110°-120° permet d'isoler les secteurs de Daluis et du ravin de Mian des autres sites étudiés.

Chapitre IV : Indices de tectonique synsédimentaire:

- A - Secteur de Guillaumes-Chateauneuf d'Entraunes:.....	95
1 - Vue d'ensemble du secteur de Guillaumes-Chateauneuf d'Entraunes:.....	97
2 - La déformation des calcaires flammés (Hettangien):.....	97
3 - Le passage formation " b " à la formation " c " (Hettangien):.....	97
4 - Le conglomérat toarcien:.....	99
5 - Les blocs effondrés et les olistolites :.....	99
5-a - les blocs de calcaire à entroques (Lias moyen):.....	99
5-b - le bloc de calcaire aalénien:.....	99
5-c - les olistolites de calcaire hettangien et sinémurien:.....	103
6 - Biseau et faille synsédimentaire dans le Toarcien supérieur.....	103
7 - Conclusion:.....	103
- B - Secteur de Villetalle:.....	104
1 - Partie orientale de Villetalle:.....	104
1-a - La surface d'érosion:.....	104
1-b - Les réductions d'épaisseurs du Lias vers l'Est:.....	107
1-c - Influence d'une halocinèse précoce:.....	107
1-d - Conclusion:.....	107
2 - Partie médiane de Villetalle:.....	109
2-a - La faille synsédimentaire d'âge Sinémurien:.....	109
2-b - La fracturation dans les encrinites et la surface ferromanganifère:.....	109
2-c - La série du Lias supérieur et du Dogger:.....	111
2-d - Conclusion:.....	111
3 - Partie occidentale de Villetalle:.....	112
4 - Conclusion:.....	113
- C - Secteur de Daluis-Champ-gras:.....	115
1 - Secteur de Champ-gras:.....	116
1-a - Faille synsédimentaire ou flexure sur le flanc SE de la colline cotée 1098:.....	116
1-b - Panorama du flanc oriental de la colline cotée 1081:.....	117
1-c - Panorama du versant méridional de la colline cotée 1081:.....	119
1-d - Conclusion:.....	119
2 - Secteur du ravin de Mian:.....	121
2-a - Le flanc nord du diapir de gypse:.....	121
2-b - "L'olistolite" de calcaire hettangien:.....	123
3 - Conclusion sur le secteur de Champ gras:.....	124
- D - Conclusion générale sur ces 3 secteurs:.....	126

Résumé:

La description des différents phénomènes tectonosédimentaire démontre l'importance de l'activité tectonique dans ce secteur pendant le Lias.

La zone de Guillaumes se caractérise par de nombreux glissements synsédimentaires (blocs effondrés, olistolites, slumps, etc), alors que le secteur de Villetalle se distingue par des discordances angulaires érosives particulièrement nettes. Les zones de Champ-gras et du ravin de Mian sont très perturbées, associant à la fois d'importantes érosions, des failles synsédimentaires cachetées, des onlaps, etc.

D'un point de vue chronologique, c'est au Lias supérieur-Aalénien que l'on dénombre le maximum d'indices de tectonique synsédimentaire, et ceci dans l'ensemble de la région, indépendamment des sites suspectés comme zones hautes ou comme bassin. Une tectonique timide se produit à l'Hettangien et au Sinémurien. Au Dogger, les mouvements amorcés au Lias se poursuivent, en réutilisant les failles formées antérieurement.

D'un point de vue spatial, la répartition et la géométrie des déformations tectonosédimentaires étayent les cartes tracées au chapitre précédent.

Chapitre IV : Indices de tectonique synsédimentaire:

Chacune des 8 séries décrites dans le chapitre précédent correspond à une succession lithostratigraphique typique de chaque secteur; cependant, dans la plupart des cas, nous observons quelques variations latérales d'épaisseur et de faciès par rapport à la série-type; ces variations sont liées à des érosions très localisées, à des jeux de failles synsédimentaires, etc, autant de manifestations tectonosédimentaires qui attestent de mouvements brefs et saccadés pendant le rifting téthysien dans cette région.

Pour chaque secteur présentant une telle activité tectonique, nous avons réalisé un (ou des) panorama (s) sur lequel (lesquels) sont figurés les différents étages stratigraphiques ainsi que la localisation des affleurements étudiés dans le détail.

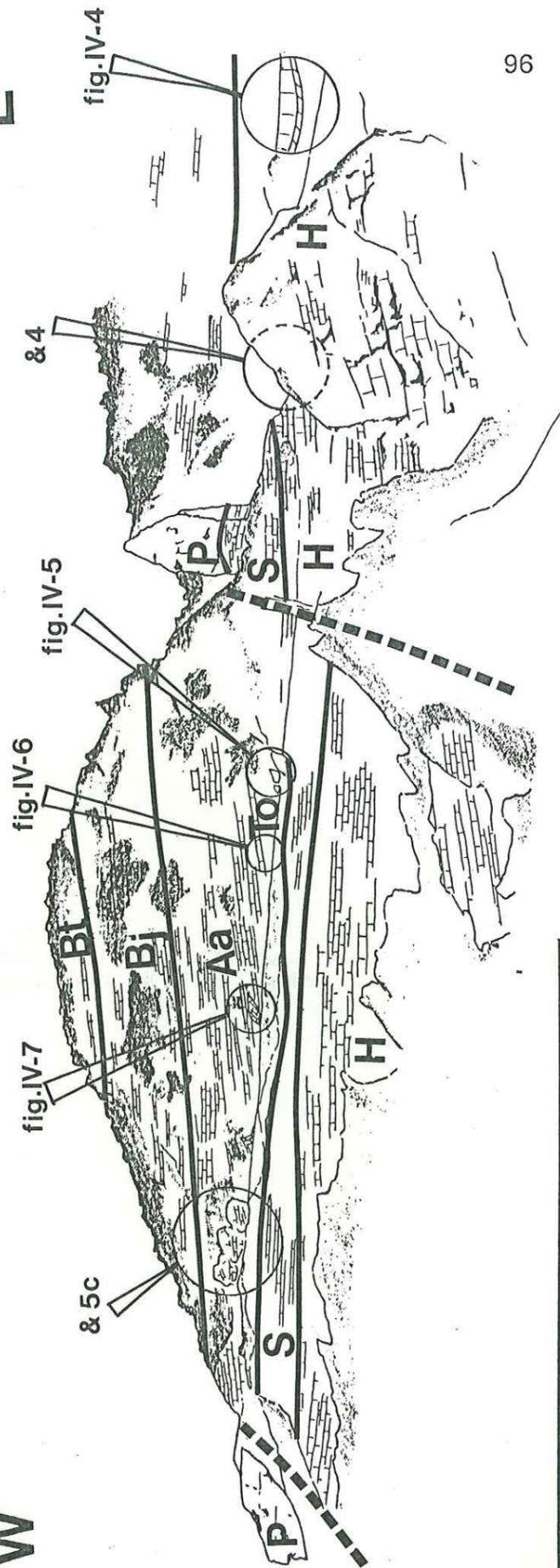
- A - Secteur de Guillaumes- Chateauneuf d'Entraunes:



Fig.IV-1: Localisation de la série de Guillaumes-Chateauneuf d'Entraunes (série A), située à l'Ouest du village de Guillaumes.

W

E



96

Fig.IV-2-a: Panorama du secteur de Guillaumes-Chateauneuf d'Entraunes (RN 202). Sont repérés dans un cercle les affleurements ponctuels où l'on peut observer les effets de l'activité tectonosédimentaire liasique et de la base du Dogger, chacune de ces observations sera étudiée en détail dans les paragraphes suivants.

H: Hettangien; S: Sinémurien; P: Lias moyen (ou Pliensbachien); To: Toarcien supérieur; Aa: Aalénien; Bj: Bajocien; Bt: Bathonien.

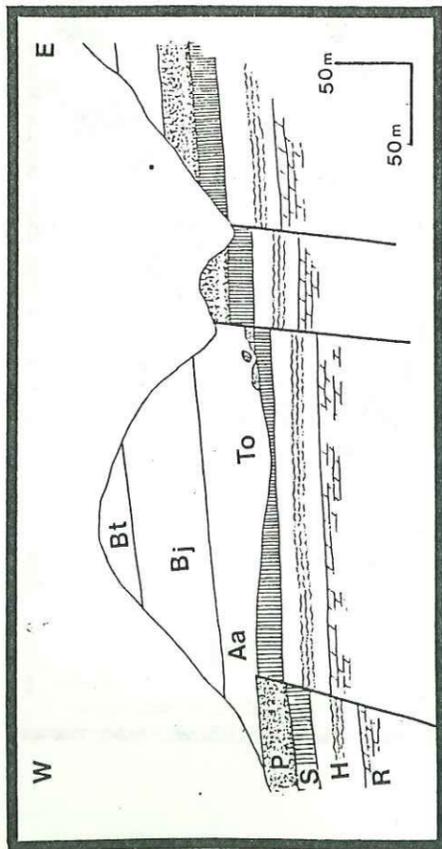


Fig.IV-2-b: Représentation schématique de ce panorama.

97

Comme l'a montré la coupe de Guillaumes (série A) dans le chapitre III, ce secteur révèle de nombreux indices de déformations directement liés à l'activité tectonique au cours du Lias et du Dogger.

Un panorama (fig. IV-2-a), de la rive gauche du Var, à l'Ouest du village de Guillaumes (fig. IV-1), montre les principales déformations qui affectent les dépôts du Lias et du Dogger dans ce secteur.

1 - Vue d'ensemble du secteur de Guillaumes- Chateauneuf d'Entraunes:

Dans la partie droite du panorama (fig. IV-2-a), la série liasique est complète avec l'Hettangien, H, le Sinémurien, S et le Lias moyen, P; le Dogger se situe à l'arrière plan.

A l'Ouest de la faille notée F, les calcaires noduleux du Sinémurien S, sont érodés et recouverts en par les marnes et marno-calcaires du Toarcien supérieur, To, et de l'Aalénien, Aa. Les calcaires à entroques, P, représentés à l'Est et à l'Ouest par une barre massive, sont absents au centre de ce panorama; ils ne sont représentés que par des blocs centimétriques à métriques noyés dans les marnes noires du Toarcien supérieur.

Les diverses manifestations tectonosédimentaires observés dans ces marno-calcaires seront détaillées dans les paragraphes suivants.

Vers l'Ouest, les encrinites, P, réapparaissent selon leur puissance habituelle, surmontées par les marnes et calcaires du Lias supérieur et du Dogger.

2 - Déformation des calcaires flammés (Hettangien):

Dans le chapitre II, nous avons évoqué le principe de sédimentation de ces calcaires flammés: le matériel dolomitique est considéré comme allochtone et provient de l'érosion de zones avoisinantes.

Dans ce secteur, le matériau allochtone dolomitique se dépose horizontalement sur le calcaire micritique sombre et s'infiltré dans des fentes verticales ou subverticales créées postérieurement au dépôt calcaire (fig. IV-3-a et IV-3-b). Ces fissures verticales résultent d'une extension avec σ_1 vertical.

3 - Le passage formation " Hb " à la formation " Hc " (Hettangien):

Le banc noté " 3 " sur la figure IV-4 correspond au niveau repère noté " by " dans la série de Guillaumes (voir fig. III-2).

Si la base de ce banc repose simplement sur les calcaires flammés de l'Hettangien, le banc sus-jacent, noté 4, remplit une petite synforme contemporaine de la sédimentation du banc 4.

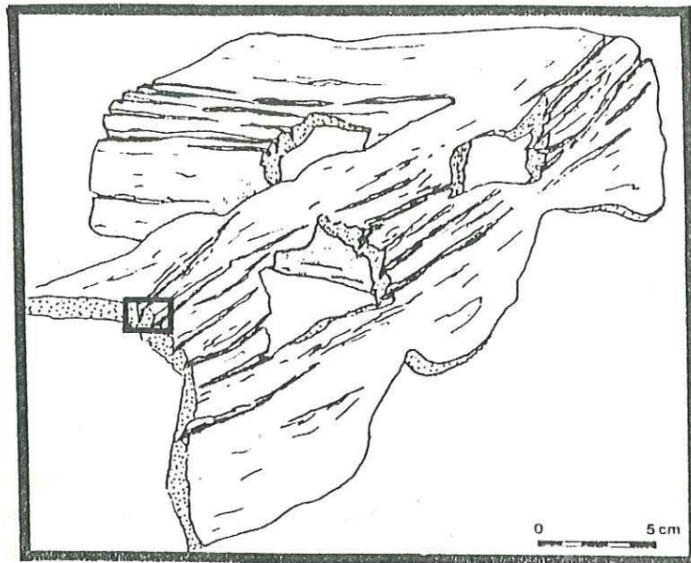


Fig.IV-3-a: Représentation de la géométrie d'un dépôt de sable dolomitique (formation des calcaires flammés).
Dans ce schéma, le calcaire mudstone n'est pas figuré; il faut donc se l'imaginer de part et d'autre de ce liseré de sable dolomitique.

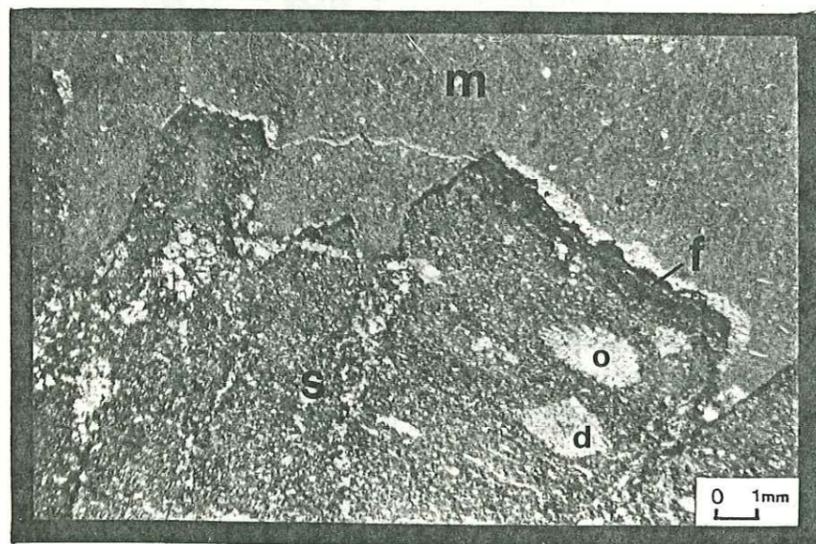


Fig.IV-3-b: Photo de détail montrant le contact entre le sable dolomitique (noté s) et le calcaire micritique noir (noté m). L'interface entre les 2 lithologies est soulignée par un liseré ferruginisé (noté f).
(Le liseré blanc situé au dessus de f n'est qu'un artéfact créé lors de la préparation de la lame mince).
o: radiole d'échinoderme; d: grain dolomitique.

Ceci démontre qu'une phase distensive intervient entre les ensembles " Hb " et " Hc " de l'Hettangien.

4 - Le conglomérat toarcien:

Dans le ravin de Coni, les bancs calcaires de l'Hettangien sont recoupés de façon sécante par la base d'un conglomérat; ce poudingue est constitué de blocs et de galets, plus ou moins arrondis, de calcaire de Lias inférieur à moyen, noyés dans des marnes noires toarciennes (débris flow). Le microfaciès révèle une hétérométrie et une différence nette de la nature des constituants.

La cartographie de ce corps conglomératique révèle une direction N 20° environ, c'est à dire une orientation structurale régionale majeure; le creusement, qui a permis la mise en place de ces conglomérats, aurait été favorisé par l'existence d'une faille.

Nous pouvons donc supposer l'existence d'un filon sédimentaire créé au Toarcien supérieur et en relation avec les failles d'extension orientées N 20°-30° reconnues dans cette région.

5 - Blocs effondrés et olistolites:

La fréquence de blocs carbonatés du Lias resédimentés dans les marnes noires du Toarcien supérieur et dans les marno-calcaires de l'Aalénien confirme l'activité tectonosédimentaire de cette zone.

5-a - Les blocs de calcaire à entroques (Lias moyen):

Dans le secteur de Guillaumes, aussi bien que dans le secteur de Chateaufort d'Entraunes, le sommet des encrinites ne présente pas de surface ferruginisée, surface que nous avons pu identifier dans toutes les autres séries (chap. III); ce critère peut rendre compte d'un milieu de sédimentation différent.

En revanche, on observe des blocs de calcaire à entroques centimétriques à métriques (décrit par Dardeau, 1983) et dont certaines faces sont ferruginisées (visible sur la coupe de Chateaufort d'Entraunes), noyés dans les marnes noires du Toarcien supérieur (fig. IV-5).

5-b - Le bloc de marno-calcaire aalénien:

Dans le même contexte tectonosédimentaire, on observe un bloc métrique de marno-calcaire Aalénien en forme d'amande au sein de ces même marno-calcaires.

Comme le montre la fig.IV-6, les bancs sous-jacents et sus-jacents à ce bloc sont parfaitement rectiligne. Les microfaciès ont révélé une texture et un contenu faunistique identiques pour les différentes zones de prélèvement (banc inférieur/slump/banc supérieur).

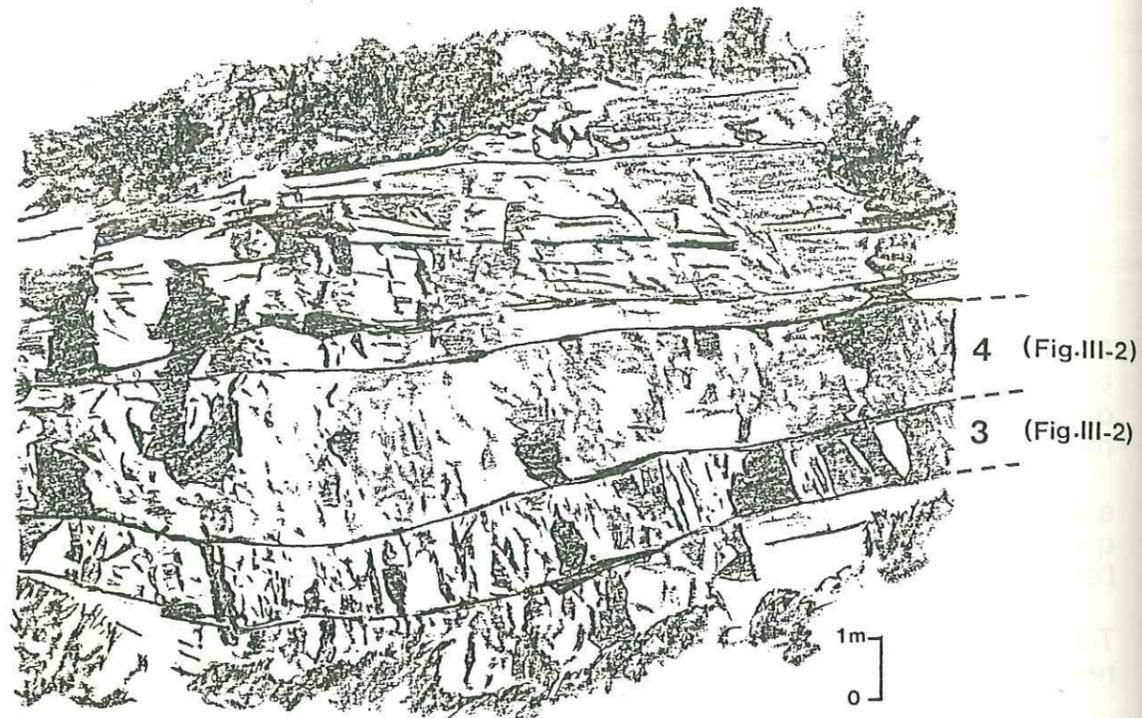


Fig.IV-4: Passage de la formation " Hb " à la formation " Hc " de l'Hettangien (cf fig. II-2).

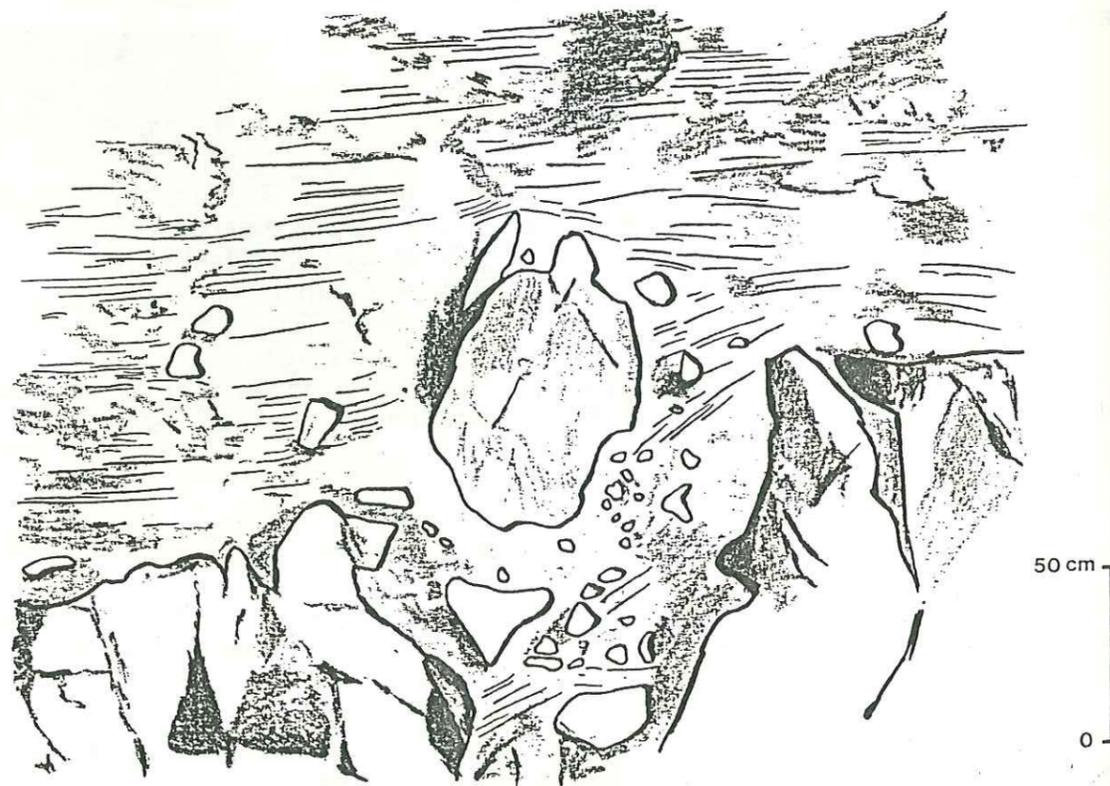


Fig.IV-5: Blocs et galets (métriques à millimétriques) de calcaire à entroques resédimentés dans les marnes noires du Toarcien supérieur. Les deux affleurements calcaires en bas à gauche et à droite pourraient être en place et résulter d'une érosion datant du Lias moyen-supérieur. La direction d'éboulement d'après l'affleurement pourrait être SE-NW.

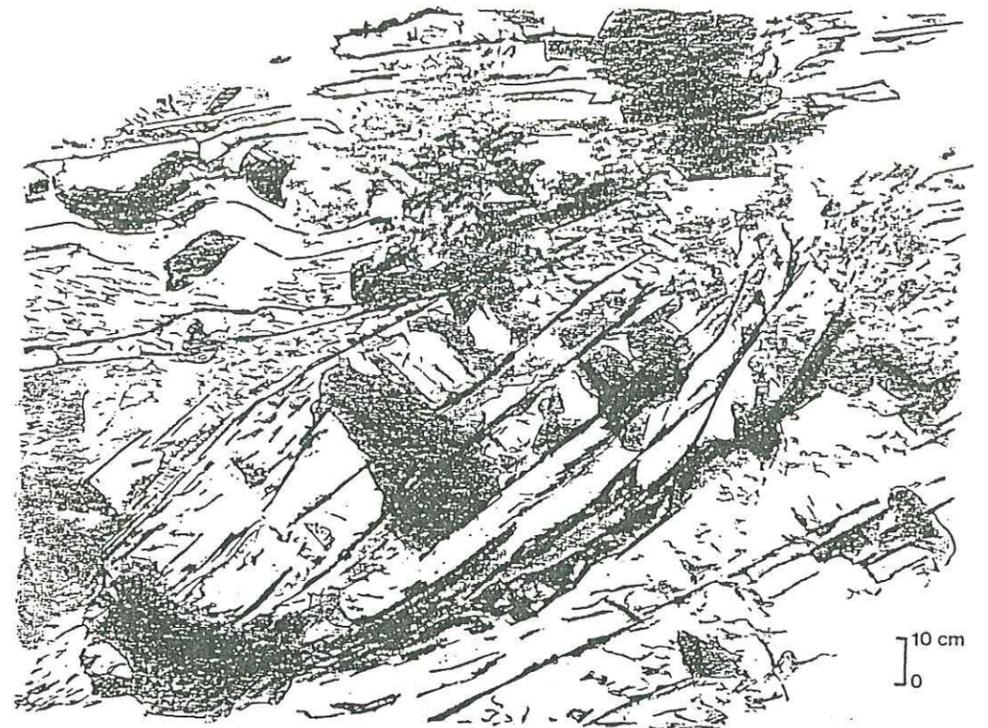


Fig.IV-6: Bloc de calcaire d'âge Aalénien dans les marno-calcaires aaléniens.

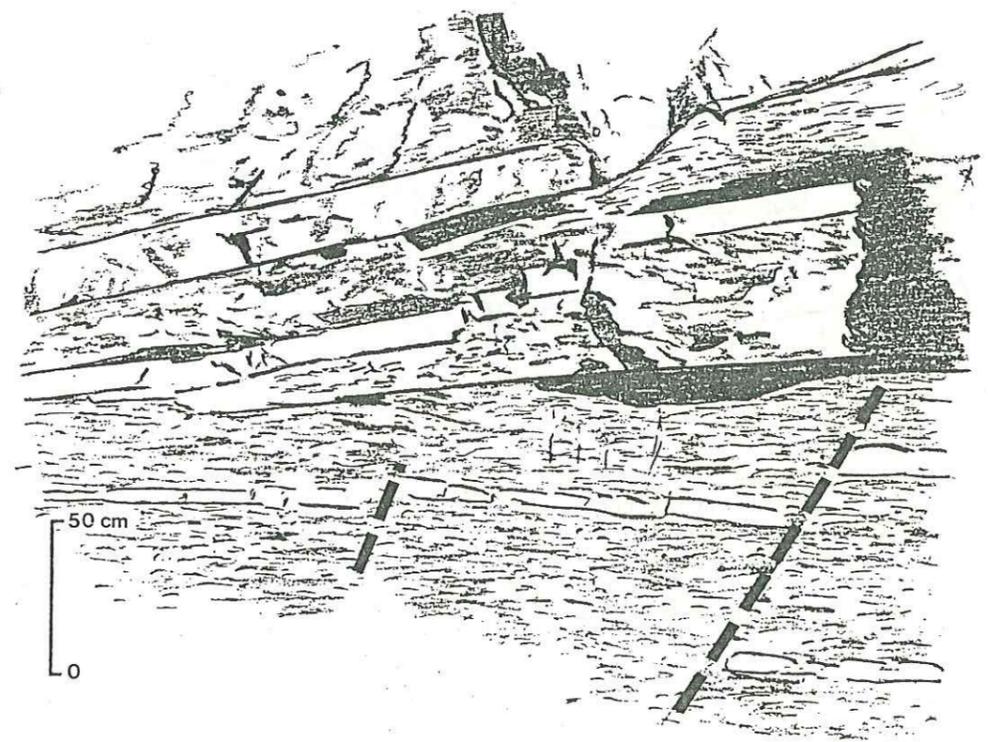


Fig.IV-7: Biseau et failles synsédimentaires dans les marno-calcaires du Toarcien supérieur.

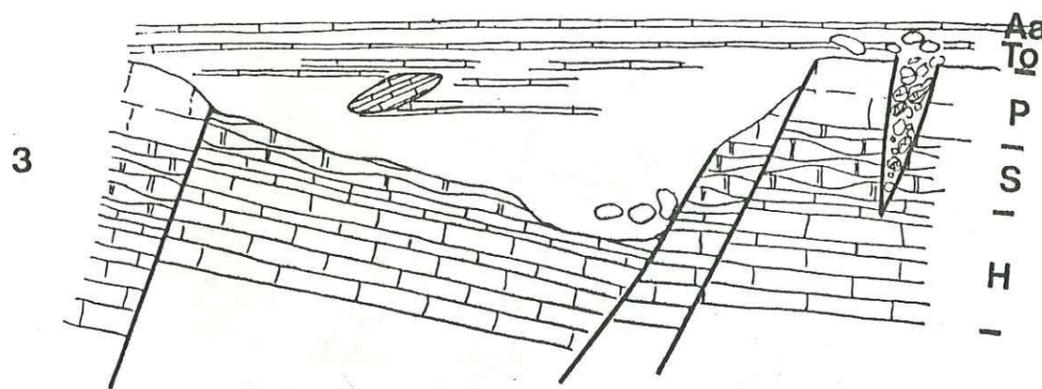
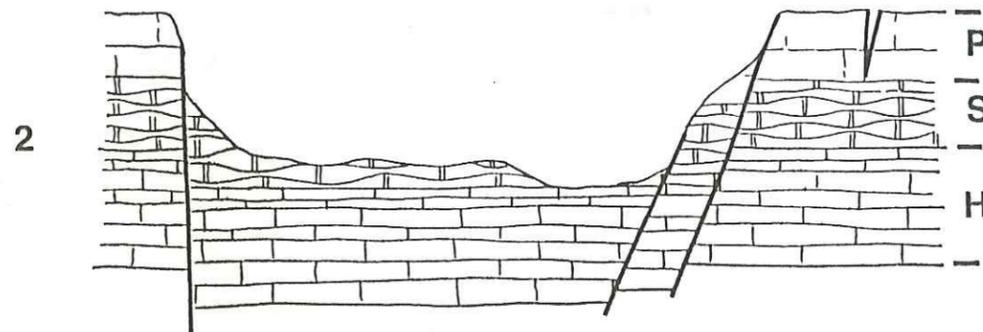
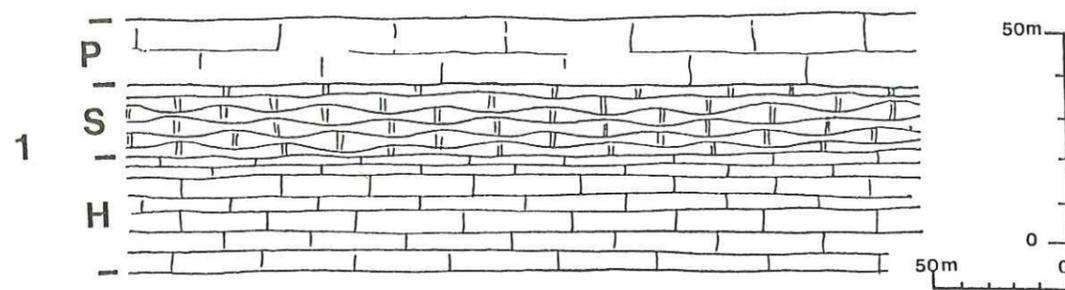


Fig.IV-8: Essai d'interprétation sur l'évolution de la zone représentée sur le panorama de la fig.IV-2-a.
 Stade 1: les encrinites du Lias moyen sont sédimentées;
 Stade 2: failles normales, d'âge syn-lias moyen ou anté-toarcien supérieur, qui favoriseront le développement d'un chenal.
 Stade 3: Sommet de l'Aalénien: basculement plus ou moins important des panneaux et sédimentation qui cache les déformations antérieures.

Toutefois ce bloc s'avère être constitué de bancs calcaires avec très peu d'interlits marneux, contrairement aux dépôts qui l'entourent; aussi ceci laisse supposer l'existence d'une aire moins subsidente où les marnes ne se sont pas déposées, ce que l'on observe d'ailleurs dans les séries de type Daluis ou Bouchanière. On peut donc penser à un glissement d'un bloc issu de cette zone plus haute, en direction d'un bassin de réception.

D'autres blocs du même type apparaissent plus haut dans la série.

5-c - Les olistolites de calcaires hettangien et sinémurien:

Cette fois-ci nous observons un mélange de calcaire Sinémurien et Hettangien qui constitue un espèce d'olistostrome. Sans bien distinguer les contours (taille décimétrique des éléments constitutifs), ces olistolites sont emballés dans les dépôts du Toarcien supérieur-Aalénien. Ces masses calcaires sont scellées par les bancs calcaires du Bajocien (fig.IV-2-a).

6 - Biseau et failles synsédimentaires dans le Toarcien supérieur:

Le schéma de la figure IV-7 fait apparaître le caractère synsédimentaire de quelques petites failles, à rejet centimétrique, scellées par l'un ou l'autre banc sus-jacent. L'ensemble fait d'ailleurs apparaître un système en onlap, s'ouvrant vers la droite du schéma, c'est à dire vers l'Est.

Dans ce même ordre d'idée, des mesures de pendages, au sein des bancs calcaires de l'Aalénien jusqu'au Bathonien, ont été effectuées; leur projection sur un canevas stéréographique a révélé une rotation anti-horaire des orientations des plans, et donc l'existence d'onlaps dans ces formations calcaires.

7 - Conclusion:

Les différentes déformations synsédimentaires évoquées précédemment font ressortir 2 phases tectoniques d'importance inégale:

- l'une à l'Hettangien, de faible intensité mais de répartition régionale (voir chap.III), soulignée par les modalités de la sédimentation des sables dolomitiques.

- la deuxième au Lias supérieur, caractérisée par l'importance des manifestations tectono-sédimentaires et notamment par les remaniements (blocs, olistolites, mass flow, etc).

La position et la forme des blocs remaniés dans les marnes et dans les marno-calcaires seraient compatibles avec un sens de glissement approximativement de l'Est vers l'Ouest.

Enfin la rotation antihoraire des biseaux intraformationnels suggère une rotation des contraintes au moins pendant le Dogger.

Tous ces éléments nous seront très précieux afin d'établir l'évolution géodynamique de cette région du haut-Var.

Si nous essayons d'interpréter le panorama de la figure IV-2, il nous faut considérer cette zone comme une chenalisation post-Lias moyen localisée entre deux failles normales. Celles-ci pourraient être orientées N 20°, parallèlement au corps conglomératique du ravin de Coni (fig.IV-8).

- B - Secteur de Villetalle:

A Villetalle, les niveaux d'érosions, les variations latérales d'épaisseur (liées ou non à des érosions), les discordances internes et les failles synsédimentaires sont particulièrement nettes. Par le biais de ces phénomènes, l'ensemble des formations du Lias et du Dogger forme un éventail sédimentaire caractéristique d'un remplissage de demi-graben (fig.IV-9 et IV-11).

Nous allons passer en revue ces manifestations tectonosédimentaires d'âge Jurassique depuis l'Est vers l'Ouest, en divisant le secteur de Villetalle en 3 zones (fig.IV-10): la partie orientale (§1), la partie médiane (§2) et la partie occidentale (§3), chacune présentant un type particulier de déformation synsédimentaire.

N.B:

Au cours des paragraphes suivants nous utiliserons souvent les représentations stéréographiques afin de mettre en évidence les discordances angulaires. Nous n'avons représenté sur ces graphiques qu'un seul pendage par formation, qui correspond au pendage moyen de plusieurs mesures.

D'autre part, ce sont des pendages bruts pour lesquels nous n'avons pas tenu compte de la tectonique tertiaire; en fait seules les variations relatives entre chaque formation nous intéressent.

1 - la partie orientale du secteur de Villetalle:

Le schéma de la figure IV-12 représente la zone située en haut à droite du panorama de la figure IV-9; nous y retrouvons le contact **P2/P**.

D'un point de vue stratigraphique, les faciès des calcaires hettangiens et sinémuriens, ainsi que ceux du Dogger sont partout identiques malgré leur réduction d'épaisseur vers l'Est. Par contre, on peut distinguer 3 faciès différents pour les calcaires du Lias moyen:

- . la barre d'encrinites représentée par la lettre **P**, qui correspond au calcaire à entroques décrit dans la série type (chap. II).

- . le faciès **P1**, qui est un calcaire à entroques dolomitisé, ferruginisé, oxydé; (il est représenté sur la figure IV-12); quelques blocs de ce même calcaire sont emballés dans les marnes sus-jacentes.

- . le faciès **P2**, dont l'expression morphologique est très peu marquée. La texture de cette roche est hétérogène, grossière et contient de nombreux clastes dolomitiques.

1-a - La surface d'érosion:

La morphologie et le pendage de la barre massive d'encrinites notées **P** sont bien visibles dans le panorama (fig.IV-9); or cette formation est tronquée par une surface d'érosion, oblique à la stratification précisée par l'alignement des petits clastes dolomitiques au sein des calcaires à entroques; cette surface érosive est soulignée par un enduit ferrugineux,

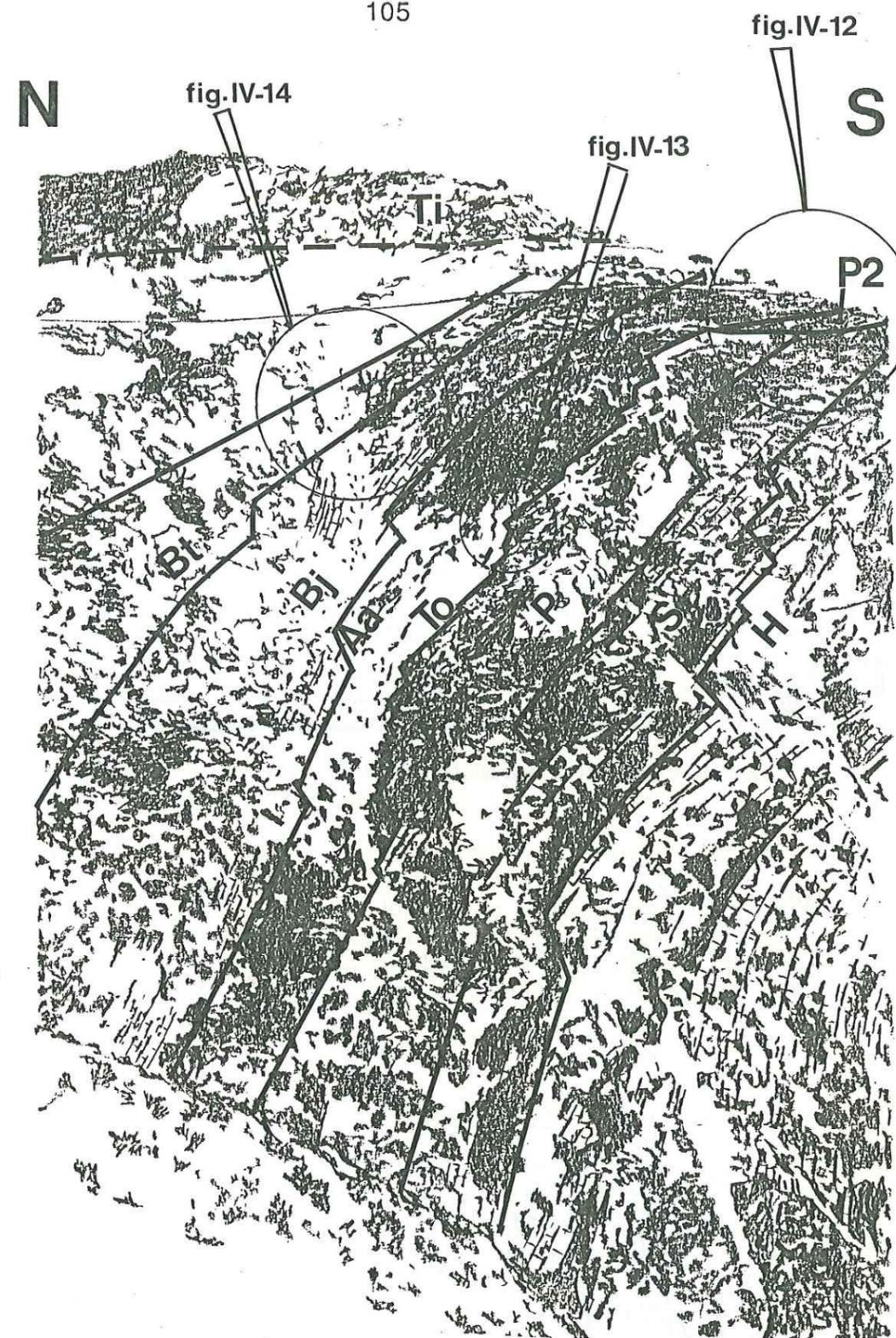


Fig.IV-9: Panorama du secteur médian de Villetalle. On constate un biseautage net de l'ensemble Lias-Dogger, formations qui sont affectées par des petites failles normales, scellées au plus tard à la fin du Bathonien.

H: Hettangien; S: Sinémurien; P: Lias moyen (ou Pliensbachien); P2: Encrinites remaniées postérieures à P; To: Toarcien supérieur; Aa: Aalénien; Bj: Bajocien; Bt: Bathonien; Ti: Tithonique-Kimméridgien.

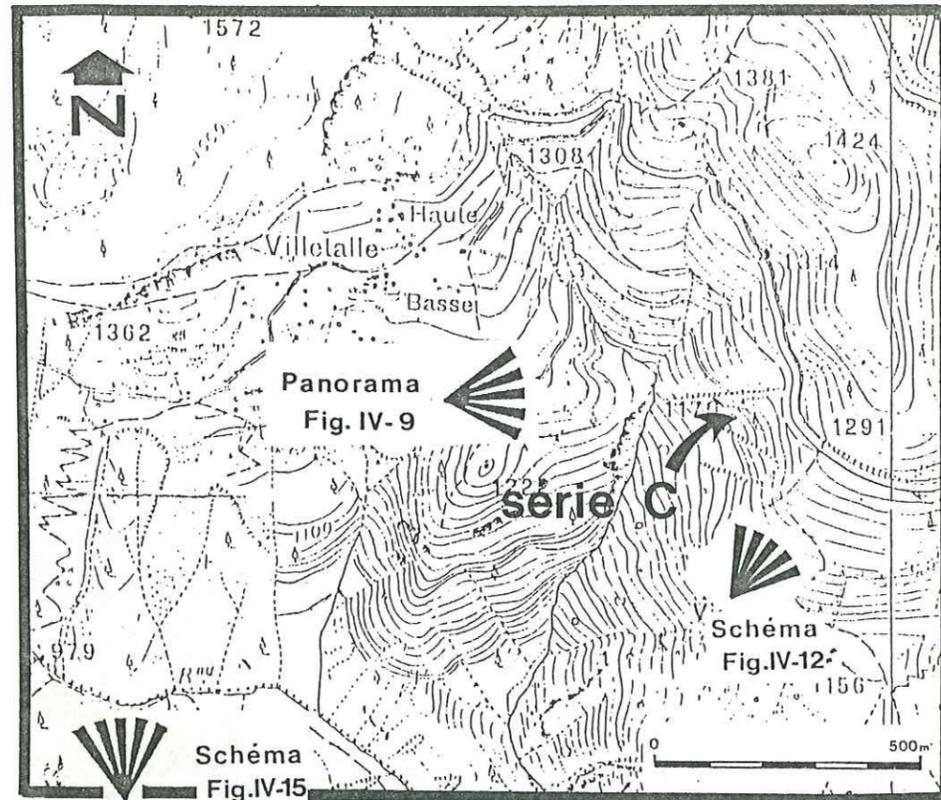


Fig.IV-10: Localisation de la série de Villetalle (série C) située au SW du village de Guillaumes.

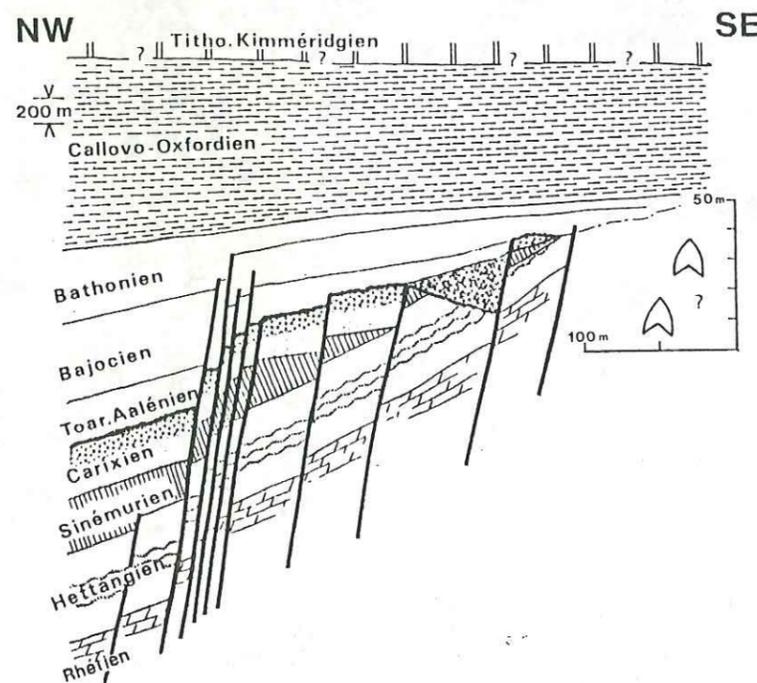


Fig.IV-11: Représentation schématique des diverses discordances angulaires, érosions et failles synsédimentaires observées dans le secteur de Villetalle (parties orientale et médiane de Villetalle).

En progressant vers l'Est, cette surface d'érosion recoupe successivement les calcaires noduleux du Sinémurien, **S**, et les calcaires flammés de l'Hettangien, **H**.

Cette surface d'érosion est scellée par le calcaire à entroques, notée **P2**, dont l'extension vers l'Est est limitée par ce que nous avons interprété comme étant une faille (**F1**). Nous avons envisagé l'existence d'une faille synsédimentaire d'âge Lias inférieur qui limiterait une zone haute (à l'Est de **F1**), d'une zone balayée par les courants et érodée. on pourrait aussi interpréter cette morphologie comme résultant d'une loupe de glissement, dont le vide aurait été comblé par ces encrinities **P2**.

Précisons que les petits blocs d'encrinities **P1** (fig.IV-12) sont emballés par les marnes noires du Toarcien supérieur; leur position au dessus des encrinities peut donc de ce fait s'expliquer.

1-b - Les réductions d'épaisseurs du Lias vers l'Est:

Vers l'Est (fig.12), les séries liasiques se réduisent en épaisseur:

- Entre **F1** et **F2**, les calcaires du Sinémurien, **S**, sont réduits à 4 m d'épaisseur environ.

- A l'Est de **F2**, les dolomies du sommet du Rhétien affleurent, limitant approximativement la base de l'Hettangien, **H**; son épaisseur serait d'une vingtaine de mètres (les différentes formations de l'Hettangien n'ont pu être définies en raison du manque d'affleurements). Les calcaires noduleux du Sinémurien sont réduits à 2 m, surmontés par les encrinities de faciès **P1**. Cette faille **F2**, serait aussi d'âge lias inférieur.

Au dessus, l'épaisseur des dépôts du Toarcien supérieur et du Dogger est faible par rapport au développement habituelle de ces formations. On arrive très rapidement aux calcaires massifs du Jurassique terminal (fig. IV-11); le contact stratigraphique discordant de ces calcaires sur les dépôts du Lias et du Dogger (fig. IV-11) n'est pas démontré du fait de la mauvaise qualité des affleurements; malgré tout, d'après le contexte sédimentaire de la région du haut-Var, cette hypothèse reste envisageable.

1-c - Influence d'une halocinèse précoce:

A 500 m vers l'Est, affleurent les gypses du Trias; or c'est justement dans cette direction que la réduction maximale de la série jurassique est observée. Nous pourrions donc suggérer l'intervention de remontées évaporitiques le long d'une faille pendant tout le jurassique pour expliquer ces anomalies sédimentaires observée dans la partie orientale du site de Villetalle.

1-d - Conclusion:

Dans cette zone, la disposition des affleurements démontre l'importance des érosions qui ont affectées les dépôts liasiques.

- Des érosions et non dépôts particulièrement nets apparaissent au sein de l'Hettangien et du Sinémurien.

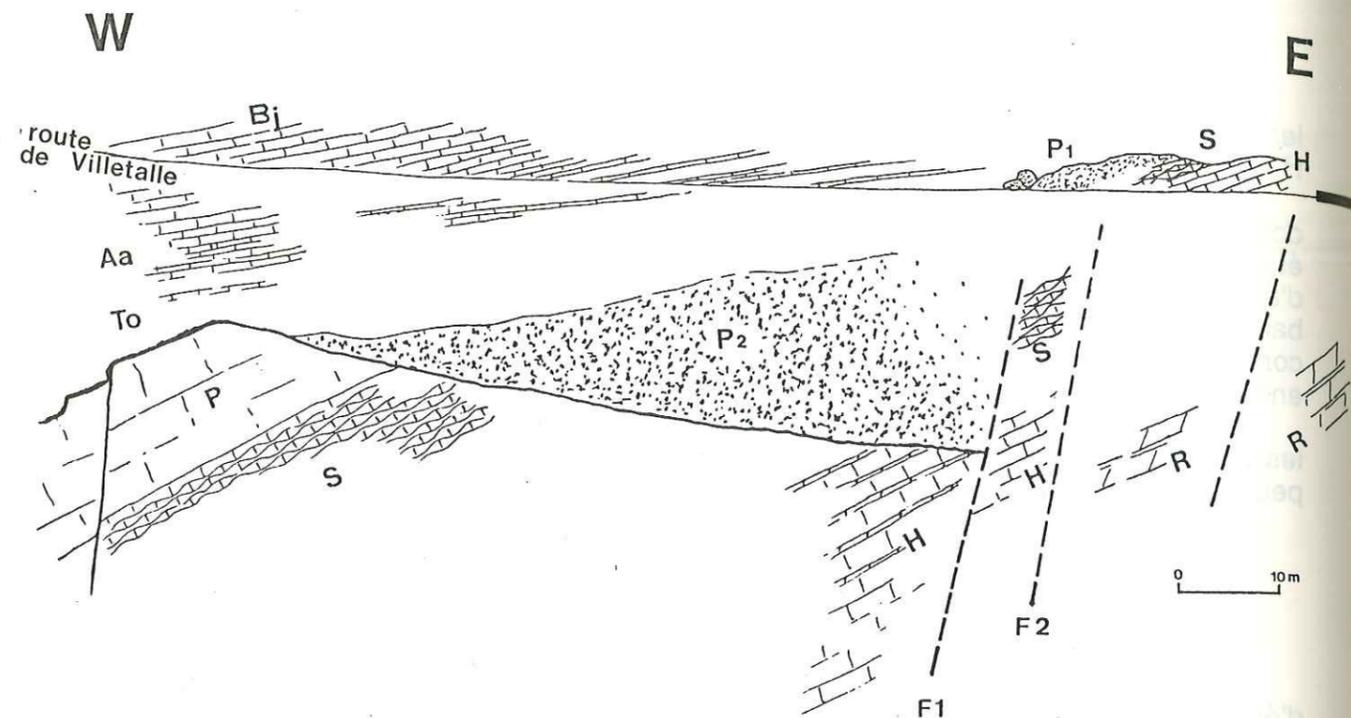


Fig.IV-12: Schéma de la partie orientale du secteur de Villetalle (localisée en haut à droite du panorama IV-9). Cette zone se caractérise tout particulièrement par des érosions ou non dépôts typiques de zones hautes.

R: Rhétien; H: Hettangien; S: Sinémurien; P: Lias moyen (ou Pliensbachien); P1: encrinites (faciès dolomitisé et oxydé); P2: encrinites remaniées postérieures à P; To: Toarcien supérieur; Aa: Aalénien; Bj: Bajocien.

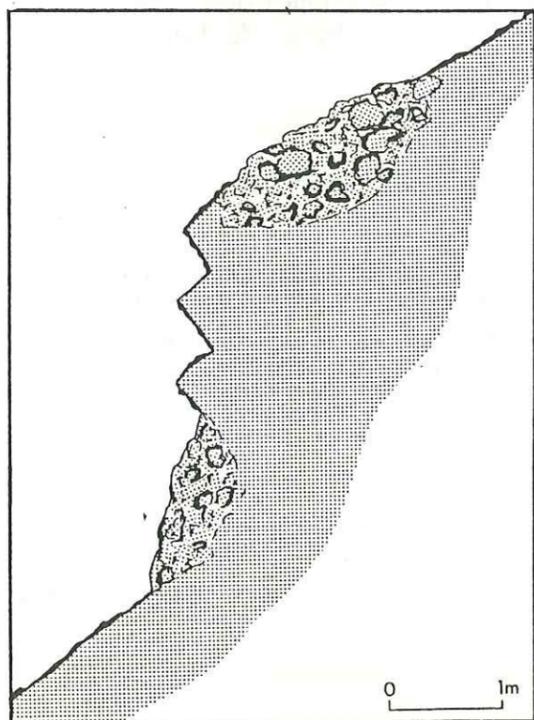


Fig.IV-13:

Détail en un point de la barre des calcaires à entroques. Il y a remaniement de galets (centimétriques à décimétriques) de calcaires à entroques dans une matrice constituée de ce même matériau.

- La principale érosion peut-être datée par encadrement stratigraphique: post-calcaires à entroques P, anté Toarcien supérieur; nous avons donc un diachronisme entre les calcaires à entroques P et les encrinites appelées P2.

- Enfin la réduction d'épaisseur des calcaires du Dogger et des Terres Noires du Callovo-Oxfordien pourrait être lié à une halocinèse précoce.

2 - Partie médiane du secteur de Villetalle:

Vers le NW, la série s'épaissit progressivement, par l'intermédiaire de discordances angulaires synsédimentaires, pour présenter finalement une série complète, la série de Villetalle notée " C " (fig.IV-10) et décrite dans le paragraphe III-3.

Ainsi d'Est en Ouest, nous observons un éventail intra-Dogger (fig. IV-9 et IV-11), lié à ces discordances angulaires successives.

Dans cette zone, plusieurs indices de tectoniques synsédimentaires peuvent être décrits:

2 -a - La faille synsédimentaire d'âge Sinémurien:

Dans la partie basse du vallon nous observons un décalage dans les bancs sommitaux de l'Hettangien, H, qui n'affecte pas la barre d'encrinites; ce jeu de faille est d'âge Sinémurien.

2-b - La fracturation dans les encrinites et la surface ferromanganifère:

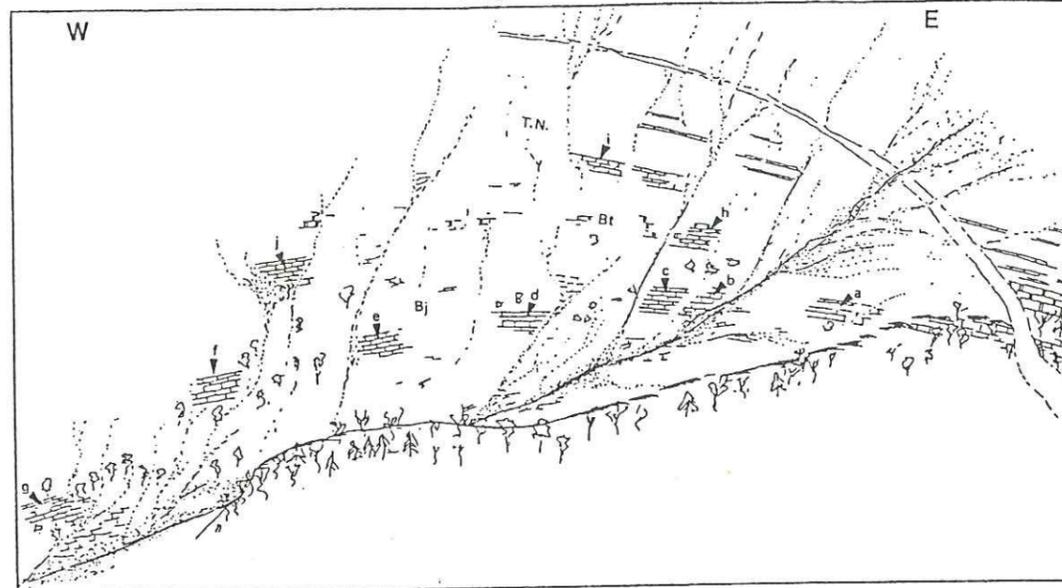
C'est là certainement l'un des plus beaux exemples de la tectonique synsédimentaire liasique dans ce secteur.

En effet, cette barre de calcaire à entroques est découpée par un système de petites failles dont le rejet n'excède pas 1 m. Or le caractère synsédimentaire de ces petits accidents est confirmée par la présence d'un encroûtement ferromanganifère d'un centimètre d'épaisseur en moyenne; cet encroûtement recouvre non seulement le sommet de cette barre calcaire mais aussi les miroirs de faille qui la segmentent; sur ces miroirs apparaissent des perforations remplies par des oxydes directement issus de cette croûte ferro-manganifère.

Ainsi entre la phase tectonique qui découpe la barre d'encrinites et le dépôt des marnes noires du Toarcien supérieur, se dépose un enduit métallique qui scelle la tectonique cassante antérieure; cette surface ferromanganifère correspond en fait à un dépôt du Domérien ou du Toarcien inférieur (?).

Notons que cet encroûtement métallique apparaît presque partout dans cette région du haut-Var, de même que les petites failles synsédimentaires qui affectent la barre des encrinites (petites failles observables aussi à Villeplane).

En suivant cet encroûtement, nous avons pu identifier des indices de tectonique intra-encrinites:

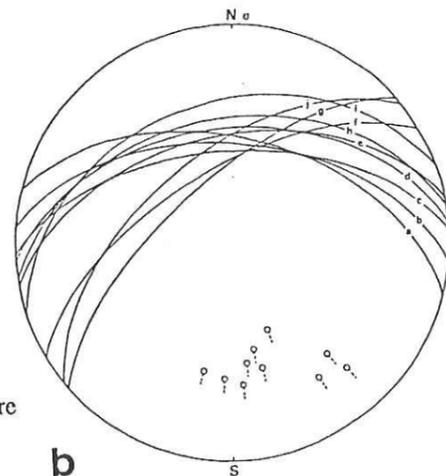


a

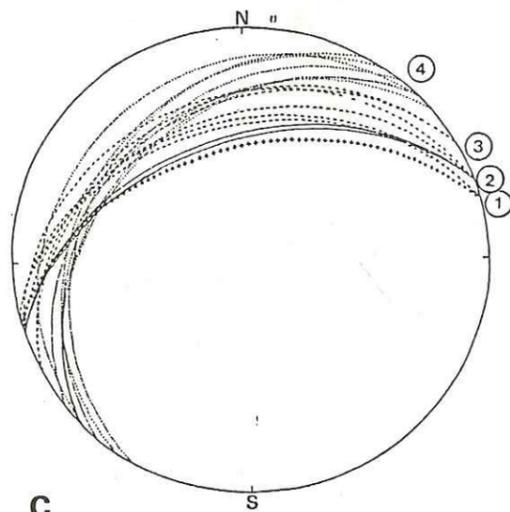
Fig. IV-14: Eventail dans les formations calcaires du jurassique moyen dans le secteur de Villetalle.
a - Panorama du secteur étudié.

Bj: Bajocien
Bt: Bathonien
T.N.: Terres Noires

b - Pendages des bancs calcaires du Bajocien, du Bathonien et du Callovien reportés sur un diagramme stéréographique; on s'attachera plus particulièrement à la variation des pendages les uns par rapport aux autres, soit dans un même groupe de bancs (a à f, par exemple), soit entre Bajocien et Callovien (b, h et i).



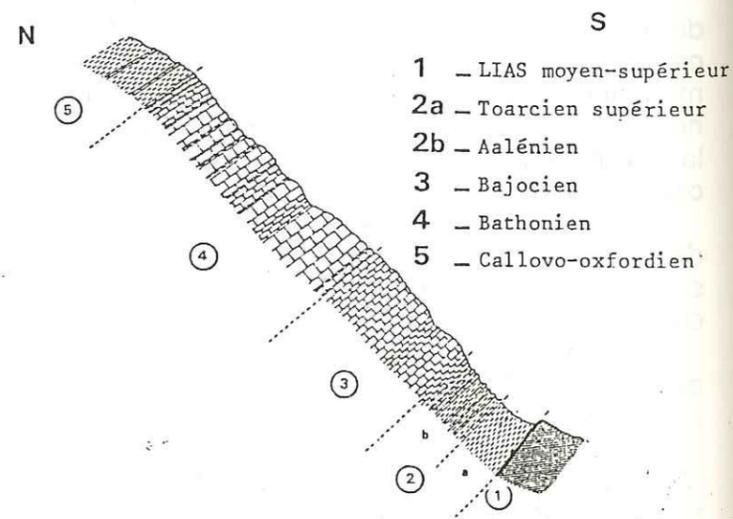
b



c

c - Diagrammes stéréographiques montrant l'évolution des pendages depuis le Lias supérieur jusqu'à la fin du Dogger.

Comme sur le diagramme précédent, l'évolution des pendages se fait selon une rotation anti-horaire depuis le Lias supérieur jusqu'à la fin du Dogger.



- 1 - LIAS moyen-supérieur
- 2a - Toarcien supérieur
- 2b - Aalénien
- 3 - Bajocien
- 4 - Bathonien
- 5 - Callovo-oxfordien

.en effet, quelques glissements peuvent apparaître provoquant un mélange de blocs de calcaire centimétrique à entroques dans une matrice constituée de ce même matériau (fig. IV-13).

.d'autre part, un petit graben apparaît entièrement ferruginisé. Ici la dalle du fond montre un glissement en arc de cercle semblable aux structures de distensions nées par gravité.

.Enfin les directions et les pendages des plans de failles mesurées sur cette barre d'encrinites, et reconstruits pour une structure Lias moyen horizontal, donnent les 3 types de failles normales suivantes:

- . 55 N 30
- . 140 S 80
- . 170 N 60

Ces plans de failles sont à lier à la tectonique distensive syn-Lias moyen; l'existence de stries sur ces plans (non observés malheureusement) aurait pu permettre de déterminer l'état de contrainte à cette époque.

2-c - La série du Lias supérieur et du Dogger:

Le panorama (fig. IV-14) montre particulièrement bien un épaissement rapide d'Est en Ouest des formations du Bajocien et du Bathonien.

Le canevas stéréographique confirme la subsidence différentielle d'Est en Ouest (pendages d'un même groupe de bancs repérés sur la figure IV-14 par les lettres "a" à "f") ainsi qu'une rotation anti-horaire des pendages suivant une même verticale c'est à dire entre Bajocien et Callovien (pendages "c", "h", "i" par exemple). On observe d'ailleurs dans ces formations quelques indices nets de déformation synsédimentaire: flexuration des bancs bajociens près d'une zone de failles synsédimentaires, ou bloc de calcaire resédimenté dans les dépôts calcaréo-marneux du Bathonien. L'ensemble de ces manifestations tectono-sédimentaires sont scellées par les derniers bancs du Bathonien.

D'autre part le long de 2 coupes perpendiculaires N-S et E-W, un relevé systématique de pendages montre un épaissement des séries vers le NW, par le biais de biseautages intraformations (pendages de plus en plus faibles vers le haut de la série stratigraphique). De plus, les directions mesurées dans ces différents ensembles lithologiques et reportées sur un diagramme stéréographique, montre une rotation anti-horaire entre le Lias moyen et le Callovo-Oxfordien.

2-d - Conclusion:

Sur le site de Villetalle, nous avons mis en évidence les indices tectono-sédimentaires suivants:

- Plusieurs phases de tectonique cassante affectent le Sinémurien, le Lias moyen et le Dogger; la plus caractéristique et la plus importante étant celle du Lias moyen.

- La disposition des formations lithologiques évoque un dispositif en demi-graben ouvert en direction du NW; cet éventail s'établit à la faveur de rejets de failles à regard NW et d'un biseautage et d'onlaps intra-formations.

- Enfin, la variation anti-horaire de l'orientation des pendages de chaque formation peut suggérer une inclinaison différente du substratum suivant les époques; une rotation du champ de contrainte entre le Lias moyen et le Callovien serait alors envisageable.

3 - La partie occidentale du secteur de Villetalle:

A l'Ouest du secteur précédent, les affleurements de calcaires du Lias et du Dogger sont très discontinus, en particulier à cause des éboulis. Toutefois on parvient à faire quelques observations locales intéressantes concernant la tectonique synsédimentaire d'âge Lias-Dogger.

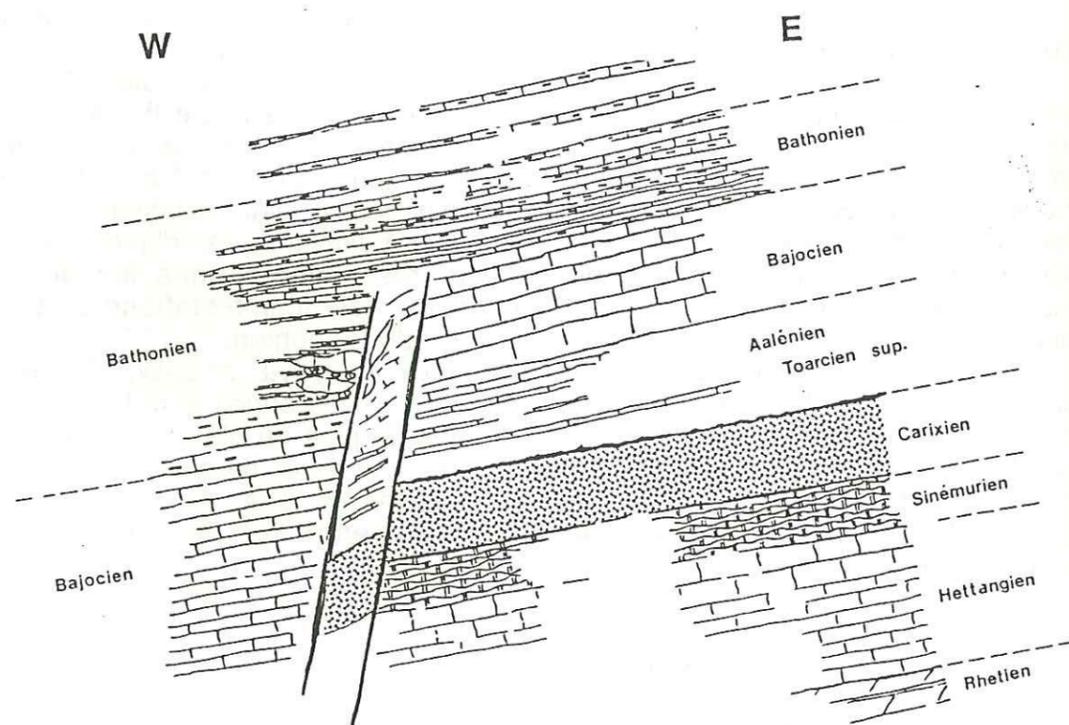


Fig.IV-15: Failles synsédimentaires et blocs effondrés résultant d'une tectonique d'âge Bathonien. (secteur ouest de la zone de Villetalle).

En ce qui concerne le Lias, il n'apparaît pas de variations dans l'épaisseur et le faciès de la série; on observe quelques petites failles synsédimentaires recouvertes d'une croûte métallique du même type que celle observée précédemment.

Par contre, des indices de tectonique synsédimentaire apparaissent au Dogger. De part et d'autre d'une faille synsédimentaire (fig.IV-15), les dépôts du Dogger ne présentent pas la même épaisseur et le faciès varie légèrement. En effet, les calcaires du Bajocien, **Bj**, représentés par les calcaires à chailles typiques, passent d'une épaisseur de 20 m à l'Est à 40 m dans le compartiment ouest. Le rejet de la faille peut être estimé à une cinquantaine de mètres environ. Le jeu synsédimentaire de cette faille est compensé par une accumulation plus importante de sédiments dans le compartiment ouest pendant le Bajocien mais aussi au Bathonien.

Outre la différence d'épaisseur, les calcaires bathoniens changent de faciès (fig.IV-15). A l'Est, des calcaires marneux en petits bancs (Bathonien) surmontent directement les calcaires à chailles du Bajocien; à l'Ouest, des gros bancs calcaires, appartenant au Bathonien, font la transition avec les calcaires bajociens.

Dans cette formation du Bathonien, des blocs de taille variée (centimétriques à métriques) de calcaire roussâtre du Bajocien sont emballés dans les calcaires marneux; les plus gros d'entre eux (représentés sur la figure IV-15) ont une forme en amande parallèle à la stratification.

Cet affleurement montre l'importance de la tectonique synsédimentaire d'âge Bajocien-Bathonien. On notera que les derniers bancs du Bathonien scellent les déformations antérieures.

4 - Conclusion sur le site de Villetalle:

Les manifestations tectonosédimentaires observées à Villetalle mettent en évidence plusieurs faits:

- Tout d'abord, on assiste à plusieurs épisodes tectoniques:

. au Sinémurien; les déformations sont peu intenses et restent très localisées; le Lias inférieur ne semble donc pas très perturbé dans ce secteur;

. entre le Lias moyen et le Toarcien supérieur où plusieurs styles de déformations sont confrontés: érosions, très nettes dans la partie orientale (§ 1), tectonique cassante conservée par une surface ferrugineuse (§ 2 et 3);

. enfin au Bajocien- Bathonien, période de déformation plus ample et plus généralisée telle que subsidence différentielle en différents points, slump et blocs effondrés, etc, malgré toutefois une reprise locale des failles liasiennes.

- La disposition d'ensemble suggère l'existence d'une zone haute à l'Est, soumise à des érosions et des non-dépôts, tandis qu'un comblement continu et progressif s'effectue vers l'Ouest.

- Enfin, l'orientation des pendages depuis l'Hettangien jusqu'au Callovien montre une rotation horaire des plans de stratification jusqu'au Toarcien supérieur- Aalénien puis une rotation anti-horaire jusqu'au Callovien. Outre l'indication de variation des contraintes que suggère cet élément, il indique un basculement du substratum vers le NW.

- C - Secteur de Daluis- Champ gras:

Les séries de Champ gras (" E "), du ravin de Mian (" F ") et de Daluis (" G ") présentées dans le chapitre précédent ont montré que d'importantes variations d'épaisseur et de faciès affectaient ce secteur. En effet, sur une superficie relativement faible, on passe fréquemment d'une série presque complète (type Champ gras " E ") à une série réduite (type ravin de Mian " F ").

Ces 3 séries sont positionnées sur la carte topographique au 1/10000 de la figure IV-16. L'étude de ce secteur commencera au NNE près de la série " E " (Champ-gras), pour progresser vers le SSW et terminer près de la série " F " (ravin de Mian).

Aucune corrélation banc par banc ne pourra être effectuée plus au Sud, puisque le diapir de gypse de Daluis sépare la série " F " (ravin de Mian) de la série " G " (Daluis).

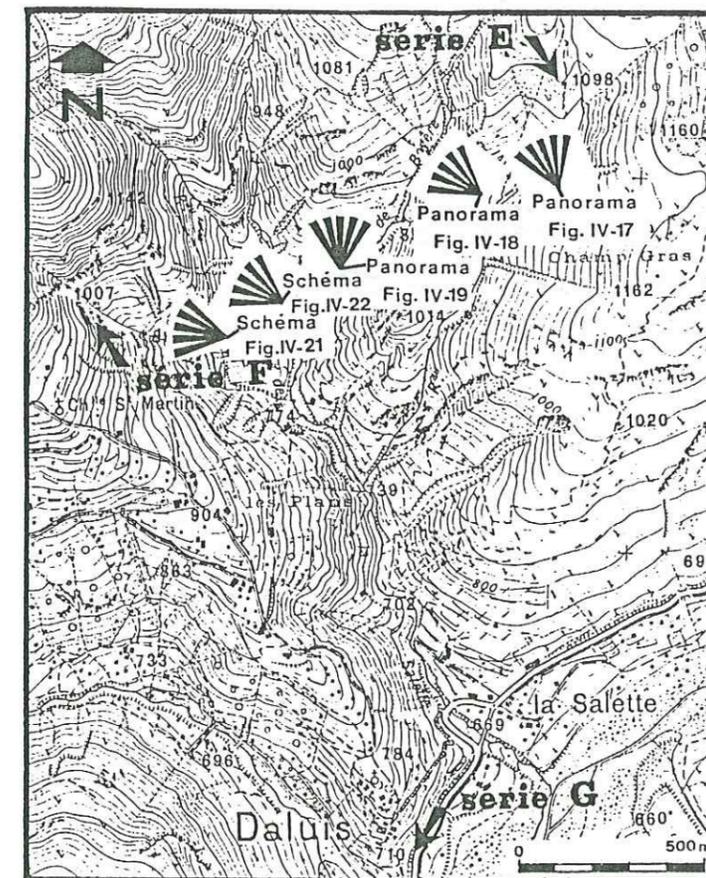


Fig.IV-16: Localisation des séries de Champ-gras (série E), du ravin de Mian (série F) et de Daluis (série G) et des différentsaffleurements représentant des indices de tectonique synsédimentaire dans le secteur de Champ-gras - Daluis.

1 - Le secteur de Champ-gras:

1-a - Faille synsédimentaire sur le flanc SE de la colline cotée 1098:

La partie droite du panorama (fig. IV-17), où les termes stratigraphiques sont bien représentés, correspond à la série de Champ-Gras (cf. chap. III). Les calcaires à entroques du Lias moyen, **P**, sont bien exprimés dans la morphologie.

Dans la partie central du panorama, nous retrouvons cette même barre d'encrinites mais d'épaisseur réduite (4 à 5 m); cette variation d'épaisseur est aussi valable pour le Sinémurien, **S**, et pour l'Hettangien, **H**, uniquement constitué de calcaire dolomitique (avec de nombreuses brèches synsédimentaires).

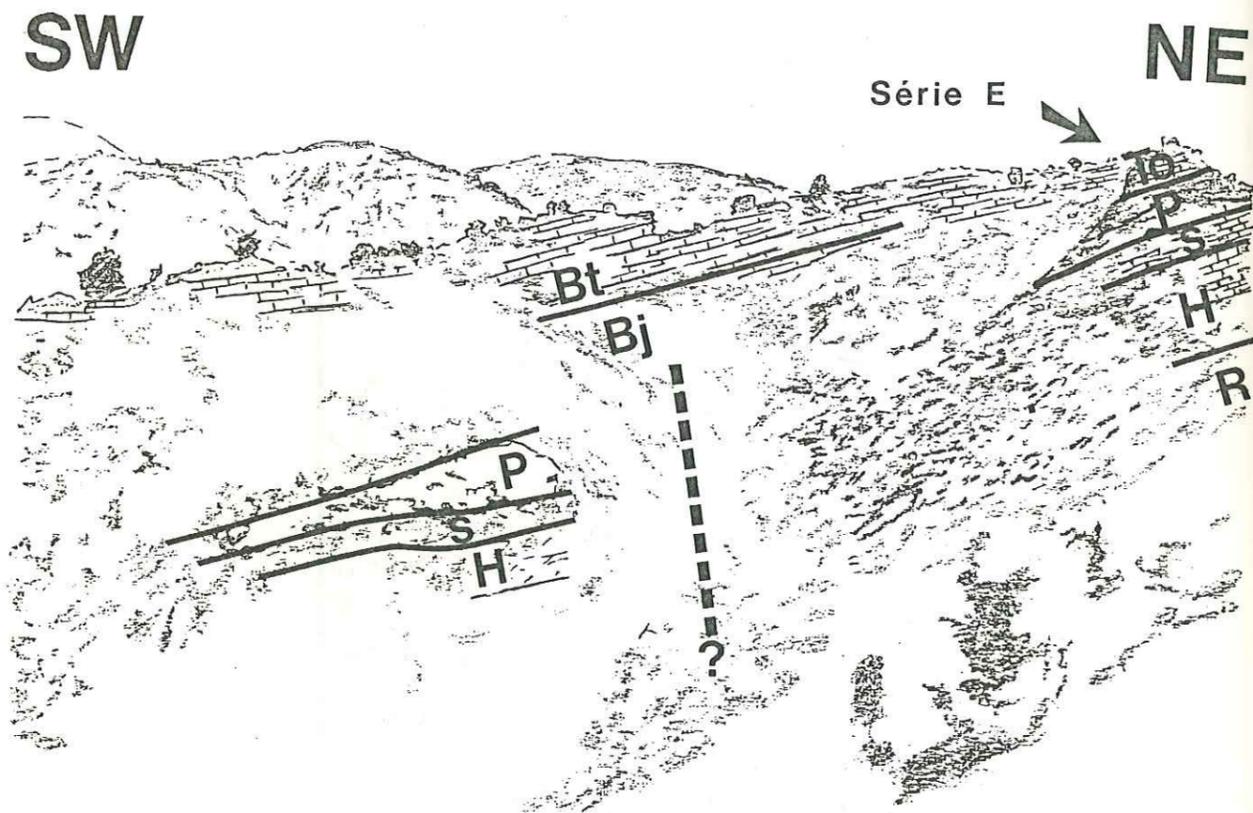


Fig. IV-17: Panorama du versant sud-oriental de la colline cotée 1098. La série "E" (Champ-gras) décrite dans le chapitre III se situe en haut à droite de ce panorama.
R: Rhétien; H: Hettangien; S: Sinémurien; P: Lias moyen (ou Pliensbachien); To: Toarcien supérieur; Aa: Aalénien Bj: Bajocien; Bt: Bathonien.

N.B: L'effet de perspective écrase la série "E" par rapport aux affleurements situés au centre du dessin. En fait la succession géologique est de plus en plus réduite du NE vers le SW. Le passage entre les affleurements situés dans la partie droite du dessin et ceux situés à gauche s'effectue soit par une faille synsédimentaire, soit par une flexure.

Cartographiquement, ces 2 affleurements ne sont pas en continuité; nous devons faire intervenir une faille synsédimentaire ou une flexure importante entre ces 2 zones. Les bancs du Bajocien scellent ces déformations contemporaines du Lias.

Vers le SW, les dépôts hettangiens, représentés en tout et pour tout par 5 m de dolomie, sont recouverts par les Terres-Noires du Callovo-Oxfordien (cf. fig. IV-18).

On observe donc une réduction progressive du NE vers le SW des sédiments du Lias et du Dogger, par faille ou par flexure pour ce qui est du Lias, puis par érosion ou biseautage pour le Dogger. Cette variation d'épaisseur est représentée sur le schéma interprétatif de la figure IV-20.

1-b - Panorama du flanc oriental de la colline cotée 1081:

La première anomalie qui ressort du panorama de la fig. IV-18 se situe au niveau du contact de base des Terres Noires du Callovo-Oxfordien; en effet elles reposent du SSW vers le NNE, successivement sur le Bathonien, **Bt**, (série stratigraphique normale), sur le Toarcien, **To**, sur le Lias moyen, **P** et enfin sur l'Hettangien, **H**. Dans cette partie du panorama, on peut observer, sur la section orientée W-E, une rapide remontée de la barre dolomitique de l'Hettangien; cette remontée se traduit par une flexuration des marnes noires du Callovien. Immédiatement vers l'Est, des bancs calcaires contenant de gros chailles apparaissent; le microfaciès et le faciès suggèrent un âge Bajocien pour ces bancs calcaires, qui semblent inclus dans les Terres Noires et que nous proposons d'interpréter comme un olistolite. Le contact est donc le résultat d'une importante érosion post-bathonienne ou anté-callovienne.

A la base de la série, la barre massive du Lias moyen, **P**, vient se superposer, vers le Nord, au terme "b" de l'Hettangien (dolomie massive; cf. coupe "E" de Champ-gras, chap. III); nous mettons en évidence une deuxième phase d'érosion que l'on peut dater de la fin du Sinémurien.

Notons que de nombreuses petites failles synsédimentaires (rejet de l'ordre du mètre) affectent cette barre des calcaires à entroques.

Ainsi nous constatons que la série stratigraphique, complète au Sud, est extrêmement réduite au Nord, cette réduction étant induite par 2 surfaces d'érosion successives: l'une anté-Lias moyen et l'autre anté-Callovien.

Si nous précisons que la réduction de la série liasique vers le SW décrite dans le paragraphe précédent (§ 1-a et fig. IV-17) rejoint l'amincissement observée dans la partie NNE du panorama (fig. IV-18), nous pouvons imaginer l'existence d'une zone haute persistante au cours du Lias et du Dogger.

La présence d'une masse gypseuse sous cette zone à série jurassique réduite, nous suggère de faire intervenir une remontée évaporitique pendant la période fin-Sinémurien à début-Callovien.

Un schéma reconstitutif de ces panorama est représenté sur la figure IV-20.

SSW

NNE | W | E

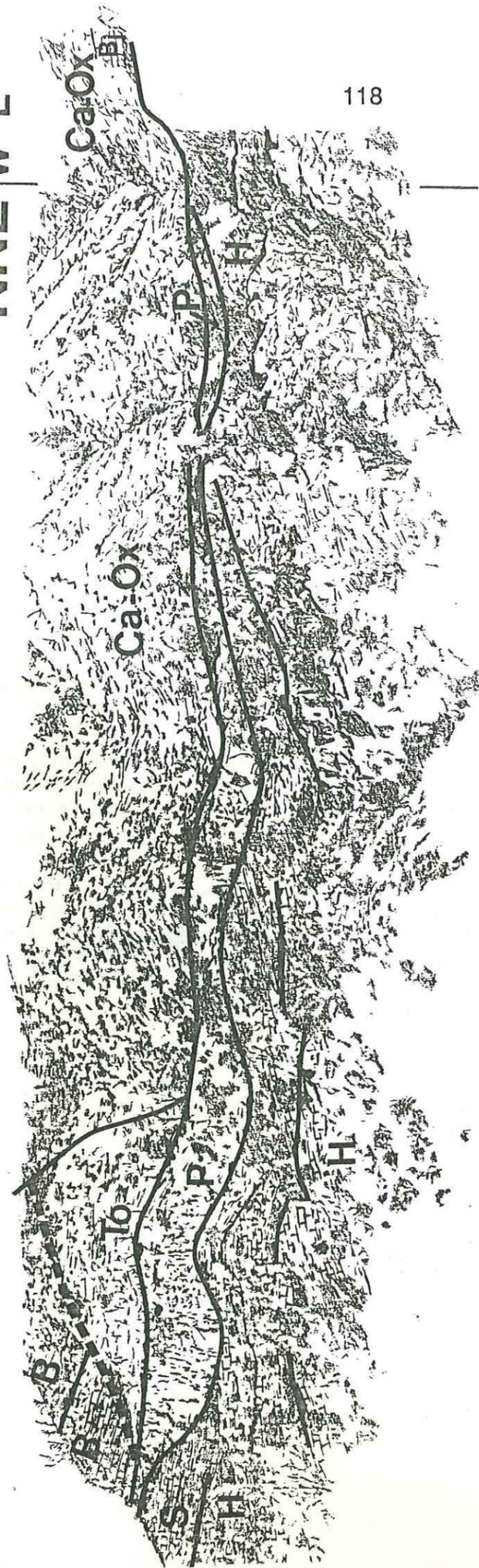


Fig. IV-18: Panorama du versant oriental de la colline cotée 1081. D'importantes réductions de séries apparaissent dans ce secteur. Le maximum de réduction semble situé vers le NE (à relier avec la fig. IV-17).
 H: Hettangien; S: Sinémurien; P: Lias moyen (ou Pliensbachien); To: Toarcien supérieur; Bj: Bajocien; Bt: Bathonien; Ca-Ox: Callovo Oxfordien.

119

1-c - Panorama du versant méridional de la colline cotée 1081:

Les calcaires hettangiens sont dans tous les cas partout représentés; par contre les calcaires du Sinémurien et les encrinites du Lias moyen sont localement inexistantes, ce qui est le cas sur le flanc de la colline 1081 (fig. V-19).

A l'extrémité Ouest de ce panorama, au dessus de la barre des calcaires hettangiens, on trouve les marnes noires du Toarcien supérieur.

En progressant vers l'Est, les calcaires noduleux du Sinémurien, **S**, apparaissent et le sommet de cette formation, couronnée par une mince croûte d'oxydes, est surmonté directement par les marnes noires du Lias supérieur.

Dix mètres plus à l'Est, les calcaires à entroques du Lias moyen, réduits en épaisseur (5 m tout au plus), s'intercalent entre les 2 formations précédentes.

Enfin plus à droite, les calcaires à entroques, plus épais, sont décalés par rapport aux niveaux précédents.

Ces différents compartiments, décrits précédemment et représentés sur la figure IV-19, sont séparés les uns des autres par des failles normales synsédimentaires à regard est.

Au dessus, les marnes noires du Toarcien supérieur et les marno-calcaires de l'Aalénien comblent les dépressions avec quelques rejeux des failles précédemment décrites. Ces déformations sont scellées par les premiers bancs du Bajocien.

Les affleurements ne permettent pas ici de préciser si il y a eu:

- . une tectonique liasique continue, c'est à dire des mouvements de blocs associés à des érosions successives,
- . ou une tectonique d'âge Lias moyen (post-encrinites **P**) suivi d'une érosion de l'ensemble.

1-d - Conclusion:

Dans ce secteur, tout ou partie de l'Hettangien est normalement représenté selon son faciès régional décrit dans le chapitre III.

Toutefois les affleurements observés nous amènent à considérer plusieurs épisodes tectoniques:

- une phase anté-Lias moyen qui érode le Sinémurien et une partie de l'Hettangien.
- une phase Lias supérieur qui érode les encrinites et qui montre un jeu de faille d'âge liasique pendant le dépôt des marnes noires du Toarcien.
- une phase fin-Bathonien ou anté-Callovien, représentée par une érosion de grande ampleur.

En fait ce secteur se caractérise:

- par des jeux de failles, datées du Lias, scellées en discordance par le Dogger;
- par des phases d'érosion intervenant successivement au Lias et au Dogger.

Enfin, quelques relevés de pendages, effectués sur le versant SE de la colline cotée 1098 (§ 1-a) et reportés sur un canevas stéréographique, montrent une rotation anti-horaire des directions des bancs depuis l'Aalénien.

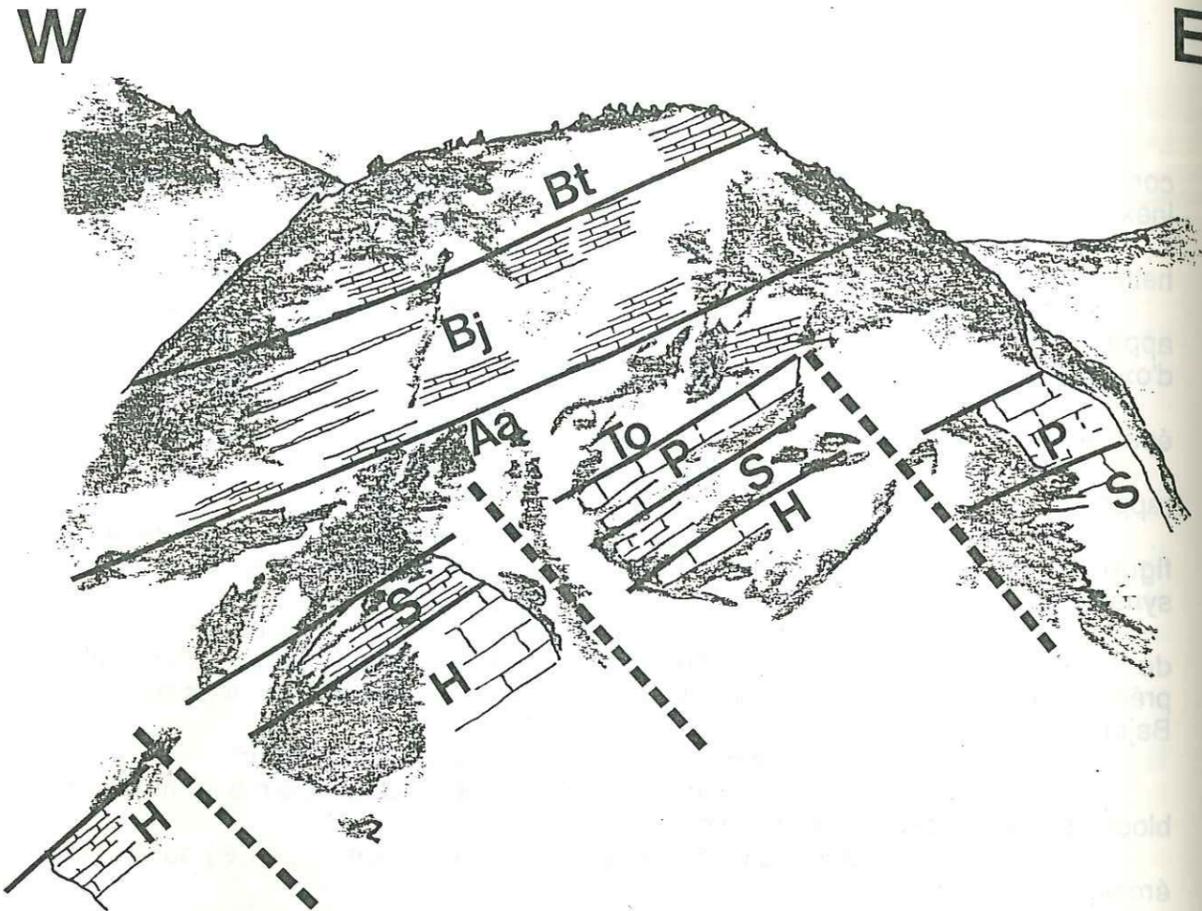


Fig. IV-19: Panorama du versant méridional de la colline cotée 1081:
La série liasique se complète d'Ouest en Est à la faveur de failles normales synsédimentaires anté-Aaléniennes.

H: Hettangien; S: Sinémurien; P: Lias moyen (ou Pliensbachien); To: Toarcien supérieur; Aa: Aalénien; Bj: Bajocien; Bt: Bathonien.

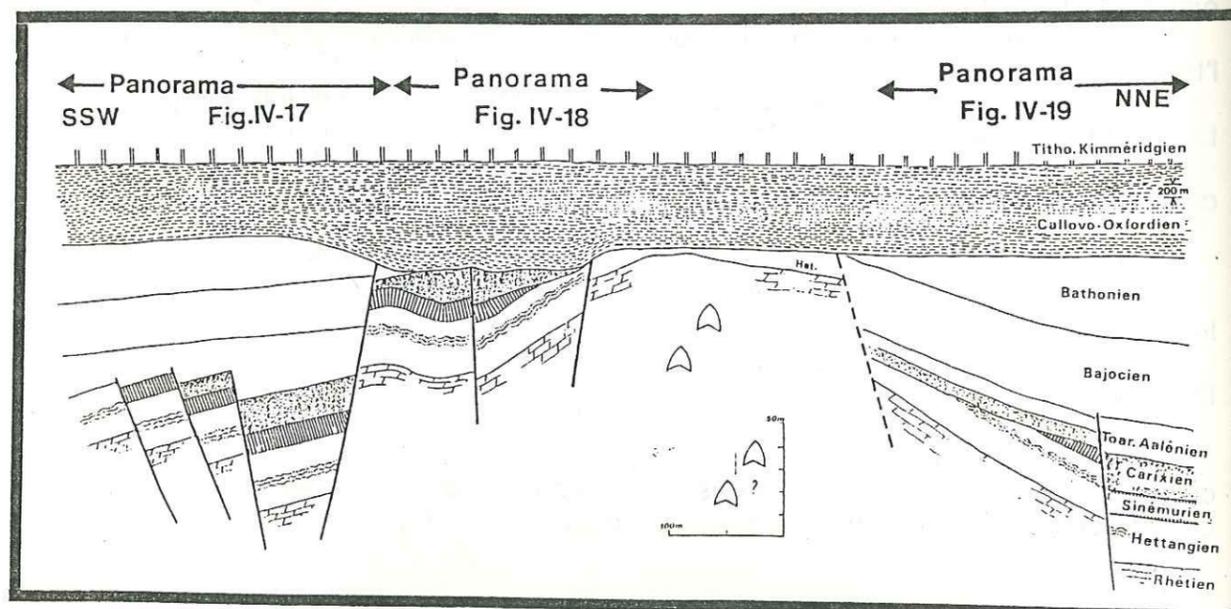


Fig. IV-20: Schématisation des 3 panoramas précédents du secteur de Champ-gras.

2 - Le secteur du ravin de Mian:

2-a - le flanc nord du diapir de gypse:

Le ravin de Mian se situe sur la retombée N du diapir de gypse de Daluis. Cette masse gypseuse, présente un allongement principal WNW-ESE, et sépare le secteur de Champ-gras et du ravin de Mian, du secteur de Daluis.

Les séries jurassiques du ravin de Mian sont très incomplètes (fig. IV-21-a) par rapport à la série type décrite dans le chapitre II.

Les formations "a" et "b", de l'Hettangien, sont bien représentées, tandis que les dépôts sus-jacents révèlent de nombreuses lacunes stratigraphiques par érosion ou non-dépôt (?).

Au Sud du ravin de Mian (fig. IV-21-a), la barre d'encrinites, réduite à 60 ou 70 cm d'épaisseur est biseautée vers le Nord; elle repose directement sur les calcaires flammés de l'Hettangien. Ces encrinites, oxydées et dolomitisées, ont le même faciès que celles observées dans la partie orientale de Villetalle; elles avaient été décrites sous le terme d'encrinites P1.

Au dessus les calcaires du Bajocien, à grosses chailles, affleurent à la fois sur les encrinites et sur l'Hettangien; les calcaires marneux du Bathonien présentent des bancs en éventail et ravinent les bancs sous-jacents; l'épaisseur de ces formations est de 5 m.

Plus au Nord, sur l'autre rive du ravin (fig. IV-21-a), la barre des calcaires graveleux hettangiens est décalée par de petites failles synsédimentaires en marches d'escalier, le tout recouvert par une mince couche d'oxydes de fer. Au dessus les marnes noires du Toarcien supérieur et les marno-calcaires de l'Aalénien sont aussi affectés par certaines de ces failles. Les bancs calcaires du Bajocien scellent ces petits accidents synsédimentaires. Le Dogger est ici beaucoup plus épais qu'en rive sud du ravin.

Immédiatement au dessus, l'épaisseur des Terres noires est anormalement faible (50 cm environ), puissance qui augmente progressivement vers le Nord, en s'éloignant du diapir.

Ainsi quelques faits majeurs caractérisent cette zone:

- tout d'abord, érosion des sédiments du Lias inférieur-moyen.
- ensuite, à partir du Bajocien, épaissement de la série vers le Nord selon un dispositif en éventail.

Ces observations confèrent au diapir de Daluis le rôle de zone haute persistante dès le Lias, sur laquelle la série jurassique s'amincit rapidement. Encore une fois, nous constatons que c'est à proximité des affleurements actuels de gypse qu'apparaissent les anomalies sédimentaires jurassiques.

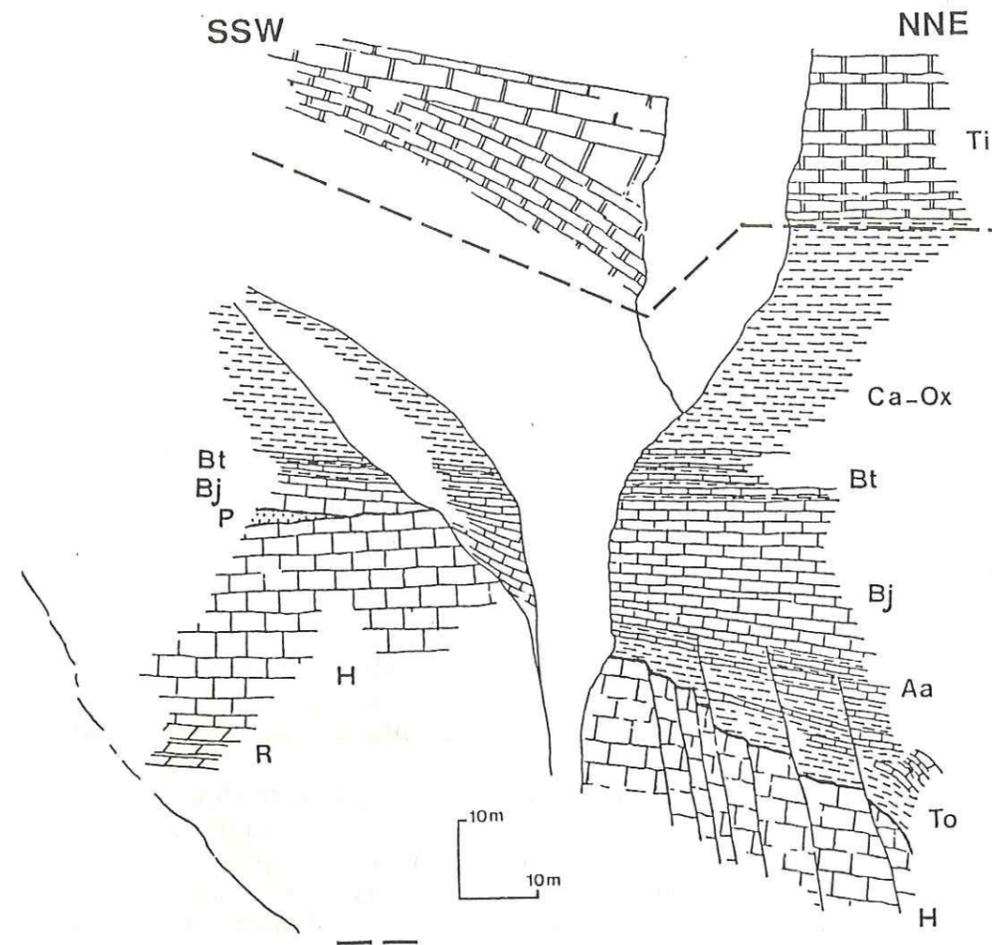


Fig.IV-21-a: La série jurassique de part et d'autre du ravin de Mian; localisée sur le flanc Nord du diapir de Daluis.
 R: Rhétien; H: Hettangien; S: Sinémurien; P: Lias moyen (ou Pliensbachien); To: Toarcien supérieur; Aa: Aalénien; Bj: Bajocien; Bt: Bathonien; Ca-Ox: Callovo-Oxfordien. Ti: Tithonique-Kimméridgien.

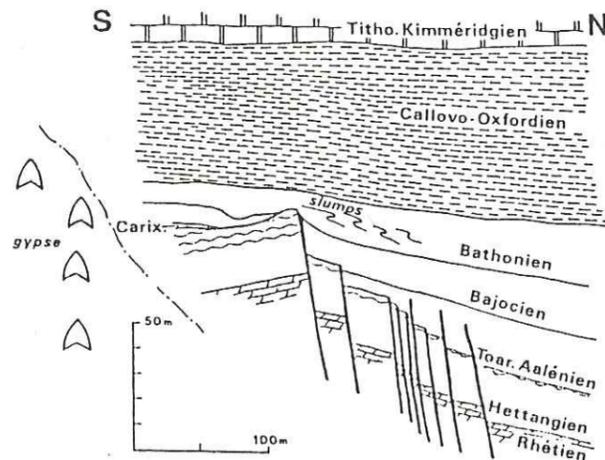


Fig.IV-21-b:

Schéma d'agencement des formations stratigraphiques jurassiques sur le versant nord du diapir de Daluis. Interprétation de la figure 21-a.

2-b - "L'olistolite" de calcaire hettangien:

Deux cents mètres au Nord du ravin de Mian, affleurent, au milieu des Terres Noires, des bancs verticaux de calcaire graveleux jaunâtres à roussâtres; la comparaison avec le faciès et le microfaciès de la formation hettangienne observée de part et d'autre du ravin de Mian, nous permet de donner à cet affleurement un âge Hettangien.

A la base, des argiles seraient identifiées comme des argiles du Rhétien. Au dessus de ces calcaires hettangiens, on trouve successivement: un banc (40 cm) de calcaire bajocien à petits chailles surmonté par un enduit ferrugineux, puis des petits bancs (5 à 10 cm) de calcaire marneux sur 1 m environ, attribué au Bathonien.

Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer la position de ce massif calcaire:

- La série réduite:

Présentant une même succession stratigraphique que celle vue dans la série " F " (ravin de Mian), ce massif calcaire pourrait être un prolongement de l'affleurement du ravin de Mian et déformé par la tectonique alpine; de façon à donner à ce bloc sa forme allongée et redresser les couches à la verticale, il faut imaginer la présence d'accidents récents (tertiaires ou actuels) liés à la phase alpine. Il serait toutefois difficile d'interpréter cet affleurement comme le prolongement des séries du ravin de Mian puisque l'épaississement des séries se fait vers le Nord. Dans cette hypothèse, l'incohérence des pendages des Terres Noires sous-jacentes à ce massif calcaire serait le résultat d'un glissement récent de ces marnes noires callovo-oxfordiennes.

- L'olistolite de calcaire hettangien coiffé par des bancs de calcaire bajocien et bathonien:

L'intense réduction de la série du Lias et du Dogger nous permet de supposer que les sédiments se sont déposés sur un haut-fond. Le pendage vertical interne de cet olistolite et de sa couverture bajocienne et bathonienne diffère de celui, subhorizontal (20° à 30° de pendage), des Terres Noires sus-jacentes.

Nous proposons donc d'interpréter ce bloc caractéristique d'une série réduite de flanc de diapir, comme un bloc destabilisé et noyé dans les dépôts callovo-oxfordiens.

La qualité des affleurements ne permet pas de mettre en évidence ces accidents actuels ni d'observer des contacts stratigraphiques nets; de ce fait, les deux hypothèses sont envisageables. Néanmoins, le contexte tectono-sédimentaire serait à priori favorable au glissement d'un bloc de série jurassique pendant la sédimentation des Terres Noires.

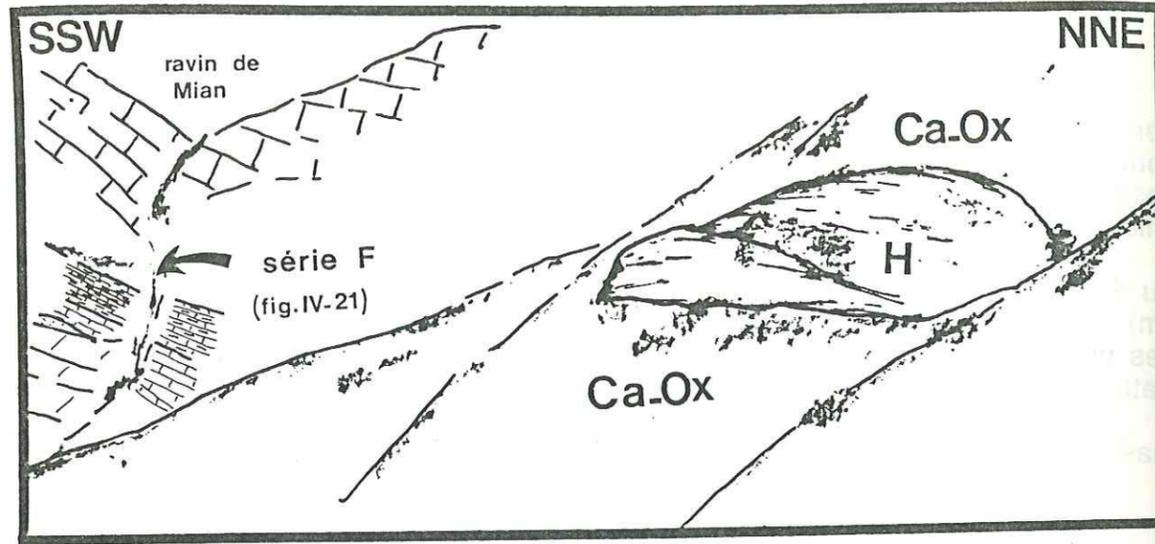


Fig.IV-22: Panorama de la zone située à 200 m au Nord du ravin de Mian. Notons que le massif de calcaire hettangien est noyé dans les Terres Noires du Callovo-Oxfordien.
 H: Hettangien; Ca-Ox: Callovo Oxfordien.
 N.B: L'effet de perspective écrase la série du ravin de Mian par rapport aux affleurements situés à droite du dessin.

3 - Conclusion sur le secteur de Champ-Gras:

Ce secteur présente de très nombreuses variations d'épaisseur liées essentiellement à des phénomènes d'érosion. On distingue plusieurs épisodes tectoniques:

- Une phase anté- Lias moyen:

D'ampleur très modeste, elle apparaît sous la forme d'une érosion partielle ou complète du Lias inférieur.

- Une phase Toarcien supérieur-Aalénien:

Elle découpe la série sous-jacente et décale des petits blocs le long de failles synsédimentaires; les parties hautes sont soumises à l'érosion tandis que les zones basses sont conservées.

- Une phase fin Bathonien ou anté Callovien:

On observe un net décapage des dépôts du Bathonien à l'Hettangien.

Le caractère tectonique synsédimentaire de ce secteur correspond essentiellement à une succession d'érosions qui affectent tout ou partie des dépôts calcaires du Lias et du Dogger.

De plus nous constatons que les anomalies sédimentaires (séries réduites par érosion, non dépôt, olistolites, etc) se localisent à proximité des diapirs de gypse cartographiés dans le secteur (alignés NW-SE ou NNE-SSW).

Considérés jusqu'à maintenant comme entièrement lié à la phase alpine, ces diapirs de gypse résulteraient en fait d'une réactivation de dômes salifères mis en place au cours de la distension jurassique (cf. chap. V).

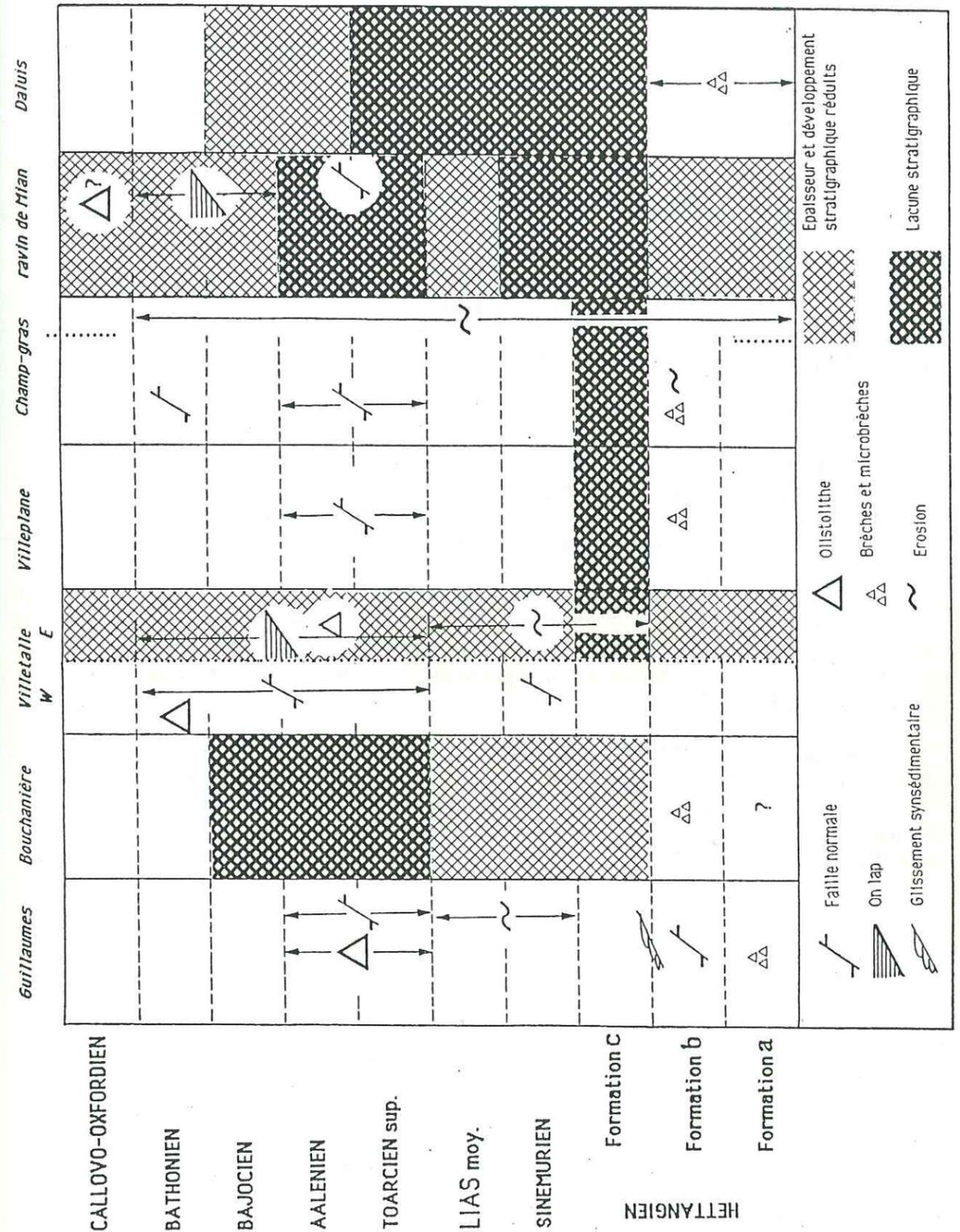


Fig.IV-23: Répartition spatiale et temporelle des manifestations tectonosédimentaires dans la région du haut-Var.

- D - Conclusions générales sur l'étude de 3 secteurs de la vallée du haut-Var:

La synthèse des différentes manifestations synsédimentaires observées dans la région du haut-Var permet de préciser la répartition spatiale et temporelle de ces déformations (fig. IV-23).

Nous constatons ainsi que 4 secteurs, Bouchanière, Villetalle Est, le ravin de Mian et Daluis, sont typiques de haut-fond avec, réductions d'épaisseur, voire même lacunes, onlaps, niveaux d'érosion.

D'autre part l'amincissement des termes de ces séries se produit à proximité des masses de gypses observables actuellement et selon des directions N 20°-30° et N 120°-140° (voir chapitre V). Dans ces zones, les différentes déformations se poursuivent pendant tout le Jurassique (Hettangien à Callovien).

Ailleurs les dépôts sont comparables à la série-type. On peut y observer localement les effets de la tectonique synsédimentaire jurassique (olistolites ou blocs effondrés, failles synsédimentaires cachetées...).

D'autre part la distribution temporelle des événements montre une légère activité tectonique à l'Hettangien, époque à laquelle se différencie déjà la zone de Guillaumes au NW par rapport au ravin de Mian au SE.

L'épisode distensif commun à tous les sites visités se situe au Lias supérieur-début du Dogger, suivi par un autre épisode de distension au Bajocien-Bathonien mais d'extension moins importante.

Ces différents épisodes distensifs semblent accompagnés par une rotation des contraintes observée dans les Alpes occidentales médianes (**Grand et al., 1987**), matérialisée sur le terrain par des discordances angulaires intraformationnels en rotation horaire jusqu'au Toarcien supérieur-Aalénien et anti-horaire jusqu'au Callovien.

Ainsi, dès l'Hettangien s'installent des zones pérennes typiques d'aires hautes. Localisées sur un axe NNE-SSW (cf. chap. III), elles dominent une zone de bassin relatif où la distension et la subsidence sont bien matérialisées par des failles normales et des glissements synsédimentaires, en particulier au Toarcien supérieur- Aalénien puis plus légèrement au Bajocien-Bathonien.

Chapitre V: Reconstitution paléogéographique du domaine du haut-Var:

- A - Les éléments de référence: rappels:.....	129
1 - D'après l'imagerie sismique des marges continentales actuelles:.....	129
2 - D'après la reconstitution de la marge téthysienne:.....	131
1-a- La bordure ardéchoise:.....	132
1-b- Les Alpes occidentales médianes:.....	132
3 - Conclusion:.....	132
- B - Reconstitution d'un bloc basculé contemporain du rifting téthysien sur la bordure occidentale du Dôme de Barrot:.....	133
1 - La direction structurale principale:.....	133
2 - Le sens du basculement:.....	134
3 - La répartition des faciès:.....	134
4 - L'influence de l'halocinèse précoce:.....	136
- C - Conclusion:.....	137

Résumé:

A la lumière des structures reconnues en domaine marin grâce aux profils sismiques, nous interprétons le domaine du haut-Var comme un demi-graben actif pendant la période Lias-Dogger. Les observations structurales et sédimentaires notées dans ce secteur permettent de localiser la partie profonde du demi-graben au NW (Guillaumes) et le sommet du bloc basculé suivant au SE (Daluis); la faille listrique qui limite ces 2 domaines correspondrait à l'actuel accident de la bordure occidentale du Dôme de Barrot, de direction cévenole N 20°-30°.

Le long de cet accident, les soubressauts successifs liés au rifting provoquent des mouvements halocinétiques qui sont enregistrés dans les sédiments du Lias et du Dogger. Ces phénomènes semblent d'ailleurs mettre en évidence à Daluis une direction structurale transverse N 110°-120°.

Dans le schéma global élaboré au chapitre I, cette structure serait le symétrique de la bordure cévenole par rapport au bassin subalpin.

Nous avons vu successivement la série lithologique qui caractérise le secteur du haut-Var par rapport aux autres régions des Alpes occidentales (chap. II), puis les variations latérales de faciès observées dans ce secteur (chap. III), et enfin les nombreux indices de tectonique synsédimentaire que l'on y observe (chap. IV).

Cet ensemble de données, comparé à des objets étudiés et observés soit à terre, soit en domaine marin (chap. V-§A), nous permettra d'en déduire une reconstitution géométrique régionale au Lias et au Jurassique moyen.

Les nombreuses campagnes océanographiques effectuées au cours de la dernière décennie ont permis, d'établir, puis de perfectionner peu à peu les modèles d'évolution des marges continentales passives. Aussi, en s'appuyant sur la connaissance de ces structures sous-marines, l'évolution mésozoïque de la marge téthysienne a pu être envisagée avec un regard nouveau (Lemoine, 1975).

Aussi avant d'interpréter notre secteur en terme de "bloc basculé", nous ferons quelques rappels sur l'évolution et la géométrie des marges continentales passives actuelles, ainsi que sur la géométrie des structures les plus connues reconstituées en domaine terrestre.

- A - Les éléments de référence: rappels:1 - D'après l'image sismique des marges continentales actuelles:

Les modèles classiques d'ouverture océanique et d'évolution d'une marge continentale passive, comportent plusieurs stades, que l'on peut décrire de la façon suivante:

-Le stade pré-rift, souvent représenté par le dépôt de carbonates de plate-forme;

-le stade du "rifting", qui correspond à la dislocation de la plate-forme carbonatée et donne naissance à des horsts et grabens, parmi lesquels le motif "bloc basculé" semble le mieux représenté.

-le stade de l'expansion océanique, le "spreading", caractérisé par l'apparition de la croûte océanique; il semble d'ailleurs que l'activité des failles nées lors du rifting cesse et qu'il y ait une subsidence de l'ensemble de la marge continentale au cours de cette période.

Au sein même d'une structure de demi-graben (ou de bloc basculé), on peut distinguer 3 types de séries correspondant au 3 stades d'évolution énoncés précédemment (fig. V-1):

-une série anté-rift;

-une série syn-rift;

-une série post-rift;

La série anté-rift (a) peut correspondre soit au socle lui-même, soit à des sédiments calcaires déposés sous faible profondeur d'eau. En général, la réponse acoustique de ces dépôts est élevée (réflecteur sismique chaotique) ce qui permet de bien distinguer le sommet de cette formation anté-rift et donc de bien définir la géométrie de la structure.

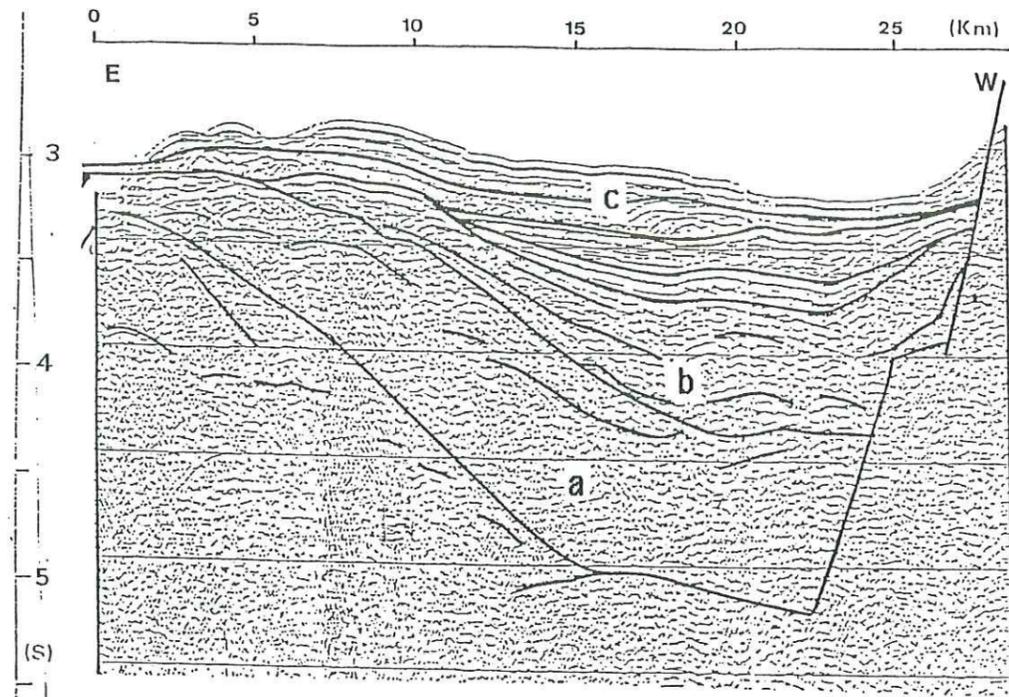


Fig.V-1: Bloc basculé de la marge orientale sarde (Gonçalves de Souza et Thommeret, 1985). Nous distinguons parfaitement les séquences: anté-rift (a), syn-rift (b) et post-rift (c).
Remarque:
Ce profil a été volontairement inversé afin de faciliter les corrélations et interprétations avec nos données de terrain.

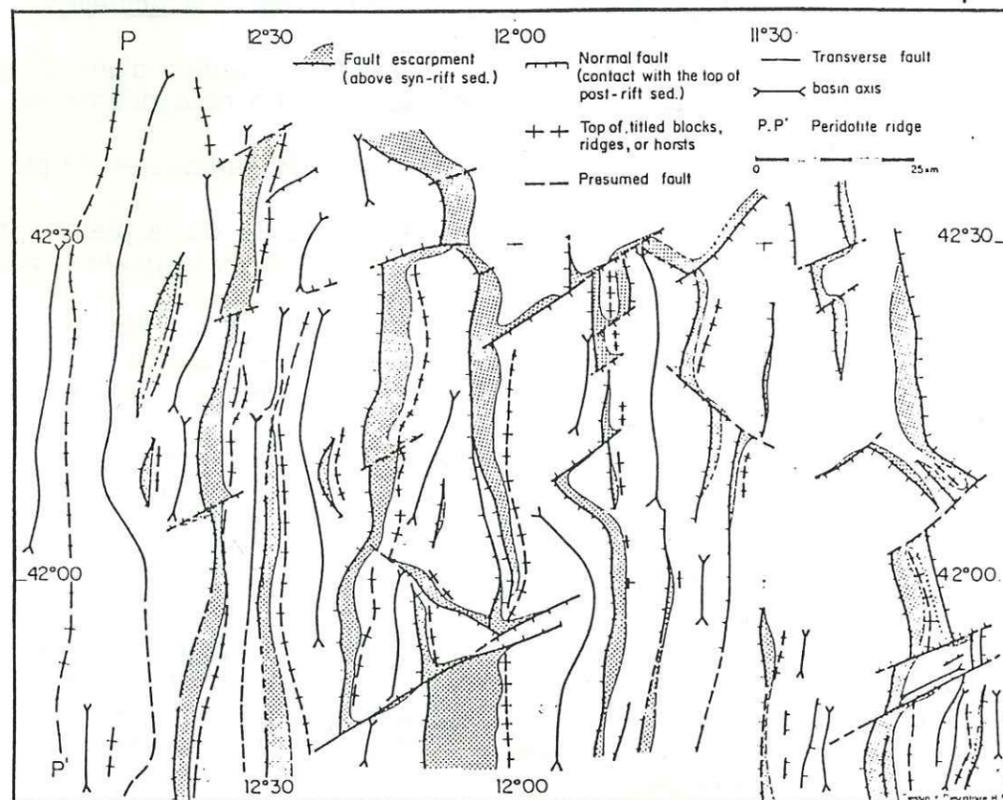


Fig.V-2: Carte bathymétrique de la marge de la Galice (Thommeret et al., 1988). Nous y observons des segments de failles de direction méridienne: ils correspondent aux failles listriques des blocs basculés; quant aux structures orientées NE-SW ou NW-SE, ce sont des failles transverses qui servent de relais aux failles méridiennes. La largeur de la faille listrique est ici aussi d'environ 25 km.

la série syn-rift (b), comble le fond des demi-grabens. Elle est présente principalement en bas de marge et disparaît lorsqu'on remonte la pente continentale. En fait, elle s'est déposée en concordance sur le "socle acoustique" et continue à se déposer pendant le basculement des blocs, ce qui confère à cette série sa géométrie en éventail; celle-ci peut d'ailleurs montrer le caractère continu (ou par saccades successives) du basculement du substratum.

la série post-rift (c), recouvre en général l'ensemble de la marge; aucune déformation majeure n'affecte cette série qui scelle tous les mouvements antérieurs des blocs basculés. Le premier réflecteur acoustique observé se nomme "post break-up unconformity"; il est synchrone du début de l'accrétion océanique.

En ce qui concerne la géométrie de ces blocs, elle peut être très variable; dans le cas de la figure V-1, nous observons un bloc basculé typique de par sa forme et son remplissage.

La répartition cartographique de ces structures en demi-graben nous permet d'observer, outre les failles de détachement le long desquelles il y a basculement des blocs, des structures transverses qui servent de relais aux failles listriques (fig.V-2).

2 - D'après la reconstitution de la marge téthysienne:

Les accidents tectoniques engendrés par le rifting d'une marge continentale passive sont tous, mis à part quelques très rares exceptions, des failles normales, dont certaines peuvent avoir une composante en décrochement. Elles peuvent avoir des rejets extrêmement variables, depuis quelques mètres seulement (alors non décelable à cette échelle sur les profils sismiques), jusqu'à quelques milliers de mètres.

Ces failles délimitent un certain nombre de horsts et de grabens de dimensions transversales variables (décamétriques à pluri-kilométriques). Les exemples les plus remarquables sont des blocs basculés majeurs, larges de plusieurs kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres limités par de grandes failles normales de rejet pluri-hectométriques à pluri-kilométriques: la géométrie et la dimension de ces blocs basculés est alors comparable à celle que les profils sismiques montrent dans les marges passives actuelles.

Dans certains secteurs privilégiés ces structures, nées pendant le rifting peuvent être encore directement observées, ou reconstituées.

On peut les observer par exemple en bordure de la chaîne alpine (Ardèche, Cévennes), ainsi que dans les massifs cristallins externes (Dauphinois) à l'Est de Grenoble; dans ces secteurs épargnés par la tectonique compressive alpine, dans la zone externe notamment, ces failles s'organisent suivant des directions dominantes: un système NNE-SSW (direction cévenole), et un système sensiblement perpendiculaire NW-SE.

2-a - La bordure ardéchoise:

La bordure vivaro-cévenole ou ardéchoise (cf. chap. I) est très largement découpée par plusieurs familles de failles N 10°-30°, N 50°-70°, N 110°-140° et N 160° (Elmi, 1983) où dominant, pendant tout le jurassique, les accidents orientés NNE-SSW (direction cévenole).

La tectogénèse jurassique a créé quelques grands escarpements de faille (500 à 800 m de rejet pour certaines failles), la bordure vivaro-cévenole au Jurassique s'apparente à un ensemble de petits bassins subsidés (fig. I-11) (Colongo et al., 1979; Elmi, 1983, 1984) dont l'inclinaison est variable selon les bassins; les nombreuses failles transverses qui segmentent cette bordure sont responsables, selon leur importance relative, du sens de pendage du monoclinial crustal de chaque bassin.

2-b - Les Alpes occidentales médianes:

A la latitude de Grenoble, les escarpements et vallées actuels correspondent à d'anciennes failles liasiques exhumées (chap. I) (Lemoine et al., 1981, 1986). Issues d'un canevas structural tardi-hercynien NNE-SSW et NW-SE, connu ailleurs en Europe (Arthaud et Matte, 1975), ces anciennes structures s'organisent selon:

- . des escarpements orientés NNE-SSW à pendage Est et de rejet vertical de plus de 1000 m dès la fin du Lias (fig. I-5);
- . des failles transverses orientées NW-SE qui décalent (comme par exemple la faille du Taillefer) le socle cristallin et le Trias de près de 700 m.

On peut aussi y reconnaître des structures de moindre dimension (décamétrique à hectométrique) mais qui présentent homotétiquement la même géométrie; nous pouvons, à ce titre, citer les horsts et blocs basculés observés sur le dos du bloc des Grandes Rousses (Lemoine et al., 1986).

3 - Conclusion:

Ces quelques rappels sur la géométrie des blocs basculés ou des bassins associés nous permettent de garder à l'esprit quelques points essentiels:

-Une marge continentale passive est découpée, aussi bien par des accidents de grandes dimensions (faille listrique de la marge sarde ou faille d'Ornon), que par des structures plus modestes (demi-grabens des Grandes-Rousses); ces dernières sont d'ailleurs très difficilement identifiables sur les profils sismiques.

-Dans tous les cas de figures, il existe toujours un système de failles associées (plus ou moins perpendiculaires) qui permet le jeu différentiel des blocs pendant la distension; il semblerait toutefois que l'une des 2 failles domine sur l'autre, selon l'orientation des contraintes.

- B - Reconstitution d'un bloc basculé liasique contemporain du rifting téthysien sur la bordure occidentale du Dôme de Barrot::

Nous allons maintenant comparer la structure et la géométrie du bassin de sédimentation du haut-Var à celle des blocs basculés ou des structures d'extension des marges actuelles induites par le rifting.

Il faut immédiatement émettre une réserve; en effet les affleurements d'âge Jurassique se répartissent sur une bande étroite (5 km de large au maximum) le long de la bordure occidentale du Dôme de Barrot; la reconstitution géométrique de la structure finale dans les trois dimensions présente donc une part non négligeable d'interprétation.

Si l'on souhaite transposer le secteur du haut-Var à l'une des structures évoquées dans le paragraphe, il est nécessaire de développer 3 points essentiels: la direction principale de la structure, le sens de basculement et la cohérence entre la répartition de faciès observée et celle évoquée lors de la reconstitution.

Précisons que dans cette région située à l'Ouest du Dôme de Barrot, la phase alpine, représentée ici par des plis décakilométriques à kilométriques d'axe N 140° à N 160° (Tempier, 1979) perturbe peu la couverture sédimentaire. En fait la compression NE-SW a provoqué un déplacement en masse, du socle et de sa couverture légèrement plissée, le long de l'accident Rouaine-col de Crous de même direction (Beaudoin et al., 1975; Campredon et Giannerini, 1982).

1 - La direction structurale principale:

Plusieurs arguments convergent pour tracer une paléostructure de direction N 20°-30° qui se superpose à l'actuel accident Rouaine-col de Crous:

- les cartes de répartition des faciès établies dans le chapitre III font ressortir, entre séries de haut-fonds à l'Est et au Sud et celles de bassin à l'Ouest et au Nord, une direction privilégiée approximativement orientée N 20°-30° (direction cévenole) qui longe la bordure occidentale du Dôme de Barrot; une direction transverse secondaire (N 110°-130°) apparaît également dans le secteur méridional;

- les nombreux indices de remaniement tectonosédimentaire observés dans le Lias et le Dogger démontrent une activité tectonique importante le long de cette paléostructure (cf. chap. IV);

- dans la région de Rouaine s'observent aussi des différences de faciès et d'épaisseur au Jurassique de part et d'autre de cet accident (et paléoaccident) Rouaine-col de Crous (Assenat, 1972; Carrère, 1981);

- les diapirs visibles actuellement tout le long de ce faisceau d'accidents N 30°, sont en partie le résultat d'une halocinèse précoce d'âge Jurassique (cf. chap.IV-§B et §C);

- enfin, l'expression morphologique et tectonique, d'âge Crétacé supérieur et Tertiaire d'une part (Paris,1971,a,b) et actuelle d'autre part (Beaudoin et al.,1975) particulièrement saillante de Rouaine au col de Crous (voir même plus au Nord), démontre l'importance de ce linéament.

Tous ces éléments concourent pour faire de cette zone d'accidents de direction N 20°-30° (direction cévenole) la bordure d'un éventuel bloc basculé. Dans cette reconstitution le secteur de Daluis est séparé des autres sites étudiés par cette faille N 20°-30° (fig.V-3).

2 - Le sens de basculement:

Si nous évoquons l'image d'un bloc basculé, il est nécessaire de donner, avec les éléments disponibles, une polarité à ce panneau crustal dissymétrique;

- or le secteur de Daluis avait valeur au Lias d'une zone haute alors que les autres secteurs (Guillaumes notamment) présentaient des séries plus complètes de bassin ou de bordure, ce qui implique un jeu de faille normale à pendage Ouest.

- ces observations vont dans le même sens que la répartition des faciès et des épaisseurs du Jurassique dans la région de la Bernarde (Carrère,1981) et de Vergons au Sud de Rouaine (Assenat, 1972); à savoir un affaissement du compartiment occidental.

- enfin le dénivelé vertical actuel (sommet des sédiments permien considéré par exemple comme repère), au niveau de la bordure occidentale du Dôme de Barrot correspond approximativement à 1500 m; il est bien entendu qu'une partie au moins de ce rejet est attribuable aux déformations tertiaires; le rejet restant correspond alors à un décalage d'âge Jurassique, s'échelonnant entre le Lias et le Malm; ceci conduit à envisager un compartiment crustal effondré à l'Ouest.

3 - La répartition des faciès:

Cette géométrie envisagée dans les 2 paragraphes précédents doit respecter la répartition des faciès et des épaisseurs observées sur le terrain.

Les conclusions des chapitres III et IV nous amènent à considérer un axe de haut-fond orienté N 20°-30° dans le secteur du haut-Var ce qui suggère l'existence d'un bloc basculé penté vers l'Est; l'emplacement de la faille listrique, faille à regard occidental, correspondrait pratiquement à elle-seule au secteur étudié, avec:

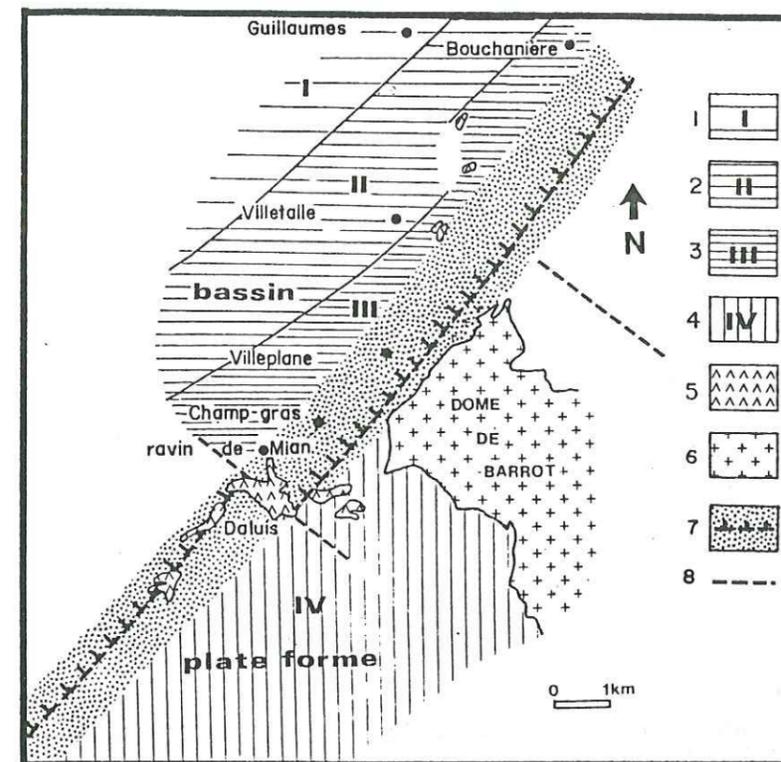


Fig.V-3: Répartition des faciès dans la région du haut-Var située à l'Ouest du Dôme de Barrot. Faciès de bassin: 1- faciès de fond de graben (Guillaumes); 2- faciès de pente (Villetalle); 3- faciès de pente à séries réduites; 4- zone haute à séries très réduites; 5- faciès de plate-forme; 6- Gypses du Trias; 7- Socle permien du Barrot; 8- faille listrique supposée "Ouest Barrot"; 9- Failles transverses possibles.

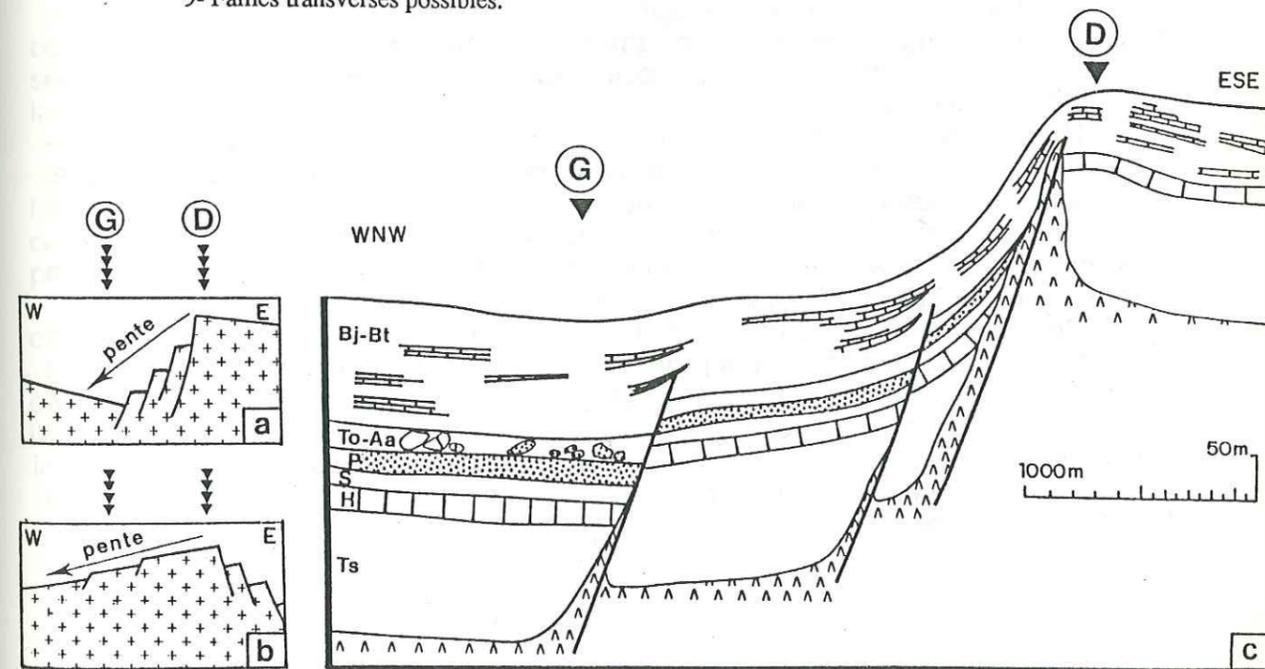


Fig. V-4: Coupes interprétatives des structures jurassiques de la région du haut-Var, située à l'Ouest du Dôme de Barrot. G, D: projections sur les coupes ci-dessus des séries des sites de Guillaumes (G) et de Daluis (D).
3-a et 3-b: Dans l'hypothèse d'une structure en demi-graben, la pente mise en évidence entre Daluis et Guillaumes peut représenter le regard de la structure faillée (3a) ou son revers.
3-c: Reconstitution du site du haut-Var d'après les observations de terrain (solution 3-a).

.Bouchanière, Villetalle Est, Villeplane ... situés sur une partie haute de la faille;
 .Guillaumes étant localisé dans le bassin, au pied de cette faille (fig.V-4).

En ce qui concerne les réductions d'épaisseur au Sud du secteur (ravin de Mian), l'hypothèse de faille transverse est envisageable mais cette structure serait considérée comme secondaire. Par contre elle aurait favorisé l'ascension des évaporites triasiques (voir § suivant).

Enfin, la région située au SE, de part son homogénéité d'après les faciès (séries de Daluis et de l'anticlinal de Gourdan), pourrait appartenir à une zone de haut-fond relatif et correspondant éventuellement au "nez" du bloc basculé oriental suivant.

4 - Influence de l'halocinèse précoce:

Dans un secteur compris entre Rouaine et le col de Crous, affleurent des montées diapiriques de Trias évaporitique qui percent par places la couverture sédimentaire d'âge Jurassique à Crétacé. En raison de l'âge Crétacé supérieur et Tertiaire des principaux mouvements de cette zone de décrochement (Pairis, 1971a, 1971b; Beaudoin et al., 1975; Campredon et Giannerini, 1982), ces extrusions étaient jusqu'alors considérées comme engendrées par la phase de compression alpine.

Or les observations de terrain effectués dans le secteur du haut-Var, montrent que l'amincissement des différents termes de la série jurassique se produit à proximité des masses de gypse actuelles, en particulier près du ravin de Mian et à Champ-Gras.

Nous envisageons donc d'associer ces manifestations tectono-sédimentaires et ces réductions de séries à un phénomène d'halocinèse précoce, mécanisme débutant au moins à l'Hettangien, comme cela a déjà été observé dans d'autres secteurs des Alpes occidentales (Samec, 1986). Notons que les évaporites triasiques sont bien représentées dans la région, ce qui est un paramètre indispensable pour ces mouvements halocinétiques.

Bien que le mécanisme initiateur des structures diapiriques soit encore un sujet largement discuté, il est très probable qu'il existe une relation de cause à effet entre la localisation des failles et celle des structures salifères (Murray-Grover, 1968); elles se disposent selon des orientations structurales préférentielles intimement liées au canevas préexistant (Rehault, 1981; Le Cann, 1987), même si de récentes modélisations démontrent que la gravité est le mécanisme principal (Talbot et Jackson, 1987).

- C - Conclusion:

L'étude de terrain dans le secteur du haut-Var ainsi que les données bibliographiques nous amènent à proposer:

-l'existence d'un bloc basculé à regard Est limité par une faille de direction N 20°-30° (direction cévenole); cette faille est localisée sur l'actuel faisceau structural Rouaine-col de Crous;

-à Daluis, une faille transverse de direction N 120°-130°, uniquement repérée par la présence d'un dôme d'évaporites triasiques, en partie, contemporain de la distension téthysienne, sert de relais entre les failles de ce "faisceau cévenol". Observable sur une distance très faible d'après nos données, nous ne pouvons définir avec certitude l'existence, la continuité et l'importance de cette faille; plus au SE, aux abords du Mont Vial, Dardeau et de Graciansky (1987) ont montré une structure de direction identique.

-un regard occidental à cette faille "Ouest Barrot" vers le bassin subalpin et non vers la Téthys; en fait tout se passe comme si la bordure occidentale du Dôme de Barrot représentait au Lias et au Dogger le symétrique de la bordure cévenole par rapport au bassin dauphinois. En effet, vers l'Est (secteur de l'arc de Nice et du Sud du massif de l'Argentera), les séries jurassiques (en particulier liasiques et du Dogger) sont réduites et présentent des caractères typiques de zones hautes (Guillaumes, 1962a; Dardeau, 1983, 1984a).

Cette dernière observation est primordiale car le bassin dauphinois est alors considéré comme un bassin intra-marge. La marge téthysienne proprement dite serait donc plus à l'Est, au delà de cette zone haute, comme le suggère d'ailleurs la carte de zonations de faciès établie au début de ce travail (fig.I-3).

Nous sommes donc en mesure de proposer une coupe schématique depuis la bordure cévenole à l'Ouest jusqu'à la marge téthysienne à l'Est (fig.V-5). Dans cette reconstitution, les données apportées par l'étude du secteur du haut-Var prennent une place importante puisqu'elles démontrent:

- la pérennité des directions structurales N 20°-30° (direction cévenoles).

- le rôle structural joué par cette région, considérée comme un seuil entre un bassin intra-marge à l'Ouest et le domaine téthysien proprement dit à l'Est.

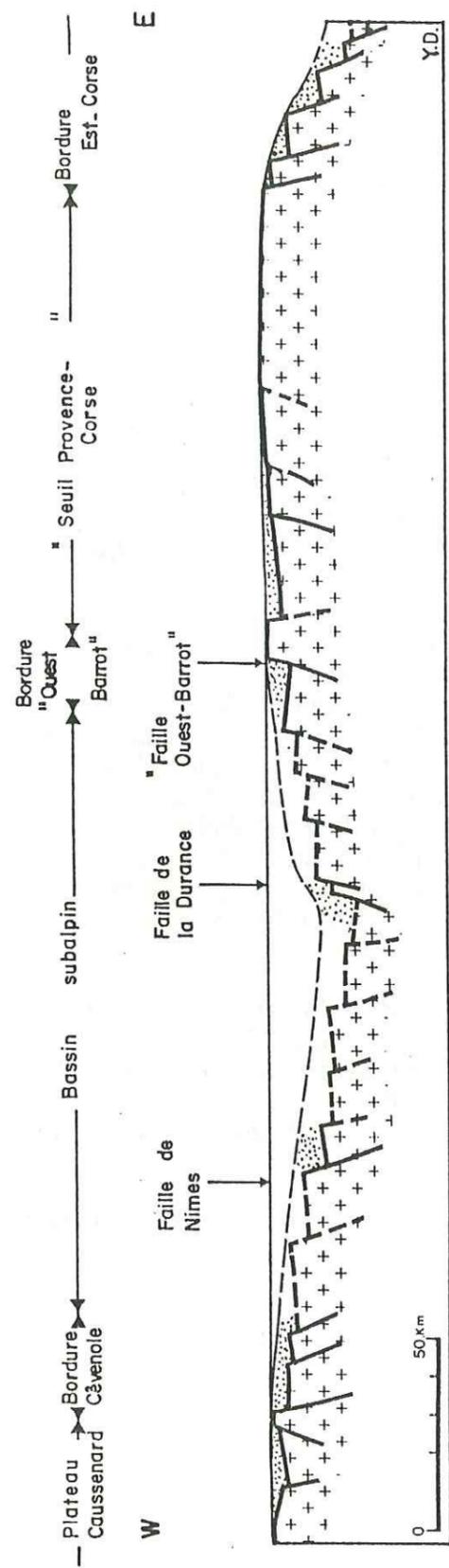


Fig. V-5: Coupe paléozoïque du bassin subalpin depuis la bordure cévenole à l'Ouest, jusqu'à la marge téthysienne corse à l'Est.
 Le bassin subalpin correspondrait au Jurassique à un bassin intramarge, isolé du domaine téthysien proprement dit par une zone haute que nous avons appelé "seuil du Sud-Est". Dans ce schéma nous constatons que le secteur étudié ("faille Ouest Barrot" à regard ouest) est le symétrique de la bordure cévenole par rapport au bassin subalpin.

2 ème PARTIE

(Chapitres VI à VII)

Chapitre VI : Les mécanismes au foyer: interprétation structurale:

- A - Rappels sur le calcul des mécanismes au foyer:.....	141
1 - La théorie:.....	141
2 - Le calcul graphique:.....	143
- B - Résultats et interprétations:.....	146
1 - La mer ligure:.....	147
1-a - Les directions de failles.....	147
1-b - Le système de contraintes.....	154
1-c - Etude de la crise de 1985.....	154
2 - Etude de 2 séismes localisés en Ligurie occidentale:.....	156
3 - Le sud des Alpes Occidentales:.....	158
3-a - La région de Cunéo:.....	158
3-b - Les autres secteurs du sud des Alpes occidentales:.....	164
3-b-1: Le secteur de la zone d'Ivrée:.....	164
3-b-2: Les secteurs situés au S et à l'W de l'Argentera:.....	166
- C - Conclusion:.....	170
1 - Résumé:.....	170
1-a - La mer ligure:.....	170
1-b - Le sud des Alpes occidentales:.....	170
2 - Interprétation structurale d'après les données desismologie:.....	171

Résumé:

Le calcul de 20 mécanismes au foyer de séismes apparus entre 1981 et 1987, en mer ligure et dans le sud des Alpes Occidentales a permis de proposer un schéma de la néotectonique de cette région.

La carte de répartition de l'activité sismique révèle une concentration des séismes sur le revers Nord du massif de l'Argentera-Mercantour suivant une ligne orientée N 120° et sur la marge continentale NW de la mer ligure.

Dans le secteur de Cuneo (NE de l'Argentera), la décomposition des mécanismes au foyer a permis de proposer un mouvement dextre le long d'un linéament crustal orienté N 120°; le poinçonnement du bloc Apulo-Adriatique, bloqué à l'WNW (Alpes occidentales médianes), serait remplacé par un échappement du matériel vers le SE (extrusion latérale).

Le domaine liguro-provençal, soumis à une contrainte compressive orientée SE-NW, se referme progressivement.

Ces 2 mouvements correspondent aux réponses géodynamiques de 2 régions voisines, toutes deux soumises à la convergence Afrique/Europe.

Le bilan et la description de la sismicité instrumentale de la France et des régions limitrophes (Massinon, 1979) montrent dans les Alpes et en Méditerranée une activité très importante si l'on en juge le nombre de séismes enregistrés ces quinze dernières années. Même si ces événements sont en général de faible magnitude, cette sismicité dessine nettement l'arc alpin depuis le Valais et la Haute-Savoie jusqu'aux Appenins ligures.

Avant d'aborder l'étude sismologique et interprétative du secteur sud des Alpes occidentales, nous allons faire quelques rappels sur la notion de mécanismes au foyer.

- A - Rappels sur le calcul des mécanismes au foyer:1 - la théorie:

Les sismogrammes fournissent deux données essentielles:

- les temps d'arrivée des différentes phases qui se propagent dans la croûte terrestre (**Pg, Sg**) et le long du Moho (**Pn, Sn**) ou sous la croûte (**P, S**); l'ensemble de ces données permettent de localiser le foyer.

- les amplitudes et les périodes de ces phases, qui conduisent au calcul de la magnitude.

Ce qui nous intéresse pour la détermination des mécanismes au foyer, ce sont la nature et l'amplitude du premier mouvement de chaque phase; ainsi, le premier mouvement d'une onde peut-être soit une compression (mouvement du foyer vers la station d'enregistrement), soit une dilatation (mouvement de la station vers le foyer).

Sur les enregistrements, ces compressions et ces dilatations se distinguent selon que l'impétus est dirigé vers le haut ou vers le bas (fig.VI-1). La distribution de ces premiers mouvements relevés sur les différentes stations d'enregistrement tout autour de l'épicentre permet d'obtenir le sens et le type de déplacement qui se produit au plan de faille (fig.VI-1).

Or les signes de premières arrivées se répartissent en quadrants de même polarité; le modèle de force qui est déduit de l'émergence de ces ondes provenant du foyer est un double couple, c'est à dire deux couples perpendiculaires (fig.VI-2).

En fait le principe de calcul d'un mécanisme au foyer consiste à rechercher deux plans orthogonaux, dont l'un représente le plan de faille, à partir de la répartition dans l'espace des compressions et des dilatations (fig.VI-3).

L'un des critères majeurs pour la détermination d'un mécanisme au foyer consiste à repérer les stations où l'amplitude du premier mouvement est très faible, à proximité desquelles les plans nodaux doivent passer (Stauder, 1962) (fig.VI-3).

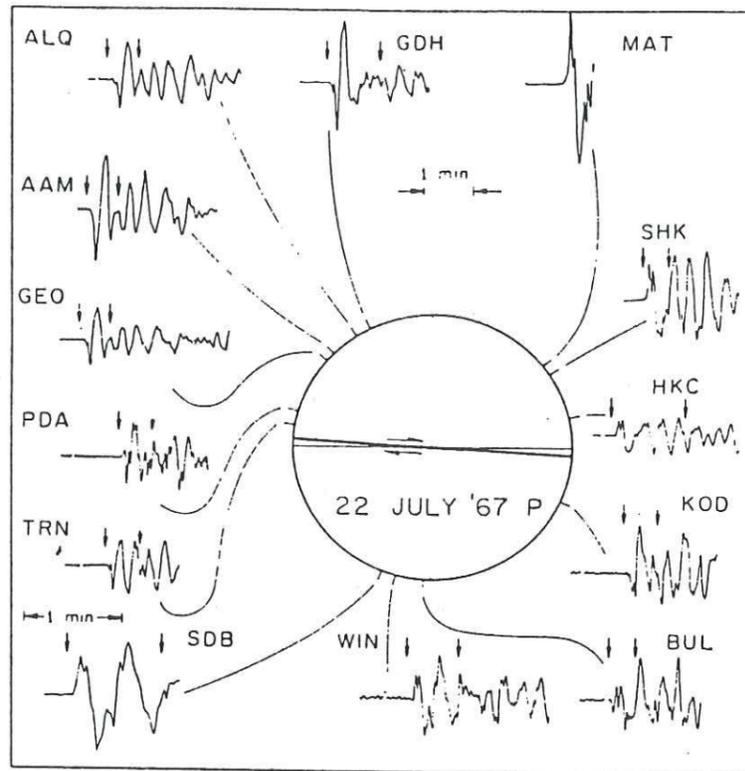


Fig. VI-1: Sismogrammes d'ondes P enregistrés dans diverses stations; celles-ci sont localisées sur la demi-sphère d'après leur azimut, le foyer étant au centre (Hanks et Wyss, 1972). Chaque flèche correspond à la première arrivée d'une phase, laquelle permet de déduire la polarité du mouvement: compression ou dilatation. On distinguera 4 quadrants opposés deux à deux où l'impétus aura un signe différent.

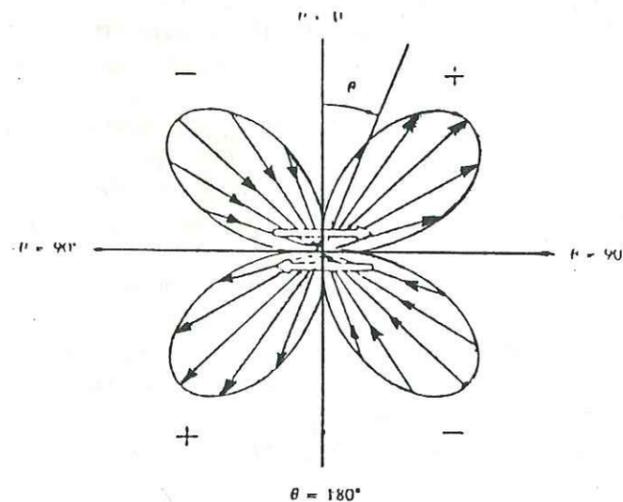


Fig. VI-2: Diagramme de radiation de la composante radiale du déplacement due à 2 couples perpendiculaires (un seul couple est ici représenté selon la ligne $\theta=90^\circ$) (Antoine, 1982). Le diagramme est représenté pour un plan d'azimut constant. L'amplitude du mouvement de déplacement radial est proportionnel à la variation de l'angle θ ; nous constatons que l'amplitude du mouvement est maximale à 45° des plans nodaux ($\theta=0^\circ$, $\theta=90^\circ$, $\theta=180^\circ$ et $\theta=270^\circ$) et minimale sur ces axes.

En sismologie, les termes de compression et dilatation s'appliquent au mouvement apparent à la station et présentent en cela une ambiguïté avec la terminologie utilisée en géologie, puisque à l'épicentre le mouvement est opposé; ainsi, les axes de Tension (T) et Pression (P), positionnés à 45° des plans nodaux sont situés respectivement dans le quadrant des compressions et des dilatations (fig. VI-3 et VI-5).

En microtectonique, on considère que σ_2 (contrainte principale moyenne) est toujours dans le plan de faille et dans la direction de la strie. σ_1 (contrainte principale majeure) et σ_3 (contrainte principale mineure) sont respectivement à 30° et 60° du plan de faille (cas de faille normale) ou à 60° et 30° du plan de faille (cas de faille inverse).

Ainsi par analogie entre sismologie et microtectonique nous obtenons les relations suivantes:

- l'axe de Pression (P), situé dans le quadrant des dilatations, correspond, à 15° près, à la contrainte principale majeure (σ_1).
- l'axe de Tension (T), situé dans le quadrant des compressions, correspond, à 15° près, à la contrainte principale mineure (σ_3).

2- le calcul graphique:

Nous utiliserons la projection hémisphérique de Schmidt (projection "à aires égales") pour effectuer le calcul graphique des mécanismes au foyer. L'hypocentre du séisme est placé au centre tandis que les différentes phases sont localisées sur l'ensemble de la surface hémisphérique utilisée, en fonction de sa position par rapport à l'épicentre (utilisation de la demi sphère inférieure)

Nous utiliserons deux phases lesquelles constitueront les premières arrivées sur les sismogrammes lorsque le foyer se situe dans la croûte:

- les ondes **Pg**, qui sont des ondes directes ou réfléchies sur le Moho.
- les ondes **Pn** qui sont réfractées au niveau du Moho.

Les ondes **Pn** sont réfractées au Moho sous un angle limite noté λ (λ ne dépend que des vitesses de propagation V_1 et V_2 de part et d'autre de la discontinuité de Mohorovicic, selon la relation: $\sin \lambda = V_1/V_2$). Pour ces phases **Pn**, l'angle d'incidence au foyer ne varie pas, quelque soit la distance épacentrale: i est alors noté λ .

Sur le canevas, ces phases **Pn** se placent sur un cercle appelé "cercle critique" dont le rayon vaut $\sqrt{2} * (\lambda/2)$.

Par contre pour les ondes **Pg**, l'angle d'incidence au foyer i varie; sur le graphique, la distance séparant le centre du cercle et la phase **Pg** sera égale à $\sqrt{2} * \sin(i/2)$. (Godefroy, 1978).

Calculer le mécanisme au foyer d'un séisme pour lequel on ne dispose que de données concernant les Pn est possible; cependant la précision azimutale des traces horizontales des plans nodaux en sera affectée.

On estime qu'un mécanisme "bien calé" ou "bien contraint" a des plans nodaux pouvant varier jusqu'à 5° en azimut et 10° en pendage. En fait l'amplitude du premier mouvement permet de repérer la position de la station (azimut et angle d'incidence du rai) par rapport aux plans nodaux; par exemple dans l'azimut des plans nodaux, l'amplitude théorique est nulle, les variations d'amplitude pouvant être représentées par des tailles différentes des symboles + (Tension) et - (Pression) (Antoine,1982).

On constate que pour bien définir un mécanisme au foyer, une bonne couverture azimutale est souvent plus utile qu'un nombre important de phases.

Dans tous les cas, une critique objective des solutions obtenues, par rapport au contexte géologique ou à d'autres données disponibles, s'imposera.

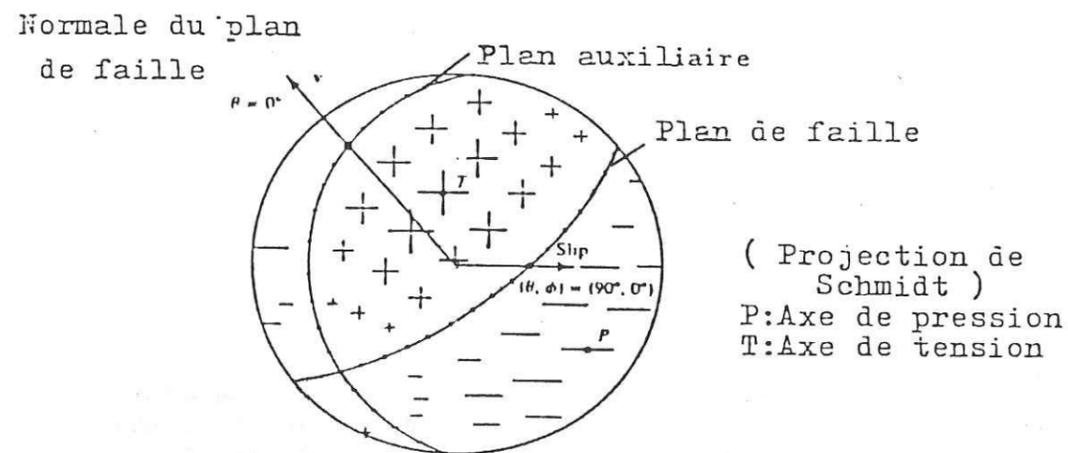


Fig.VI-3: Projection du modèle de radiation sur une demi-sphère centrée sur le foyer (Antoine,1982). Les deux plans nodaux correspondent l'un au plan de faille, l'autre au plan auxiliaire. Les symboles + et - de tailles différentes représentent la variation (suivant θ et ϕ) des mouvements centripètes ou centrifuges.

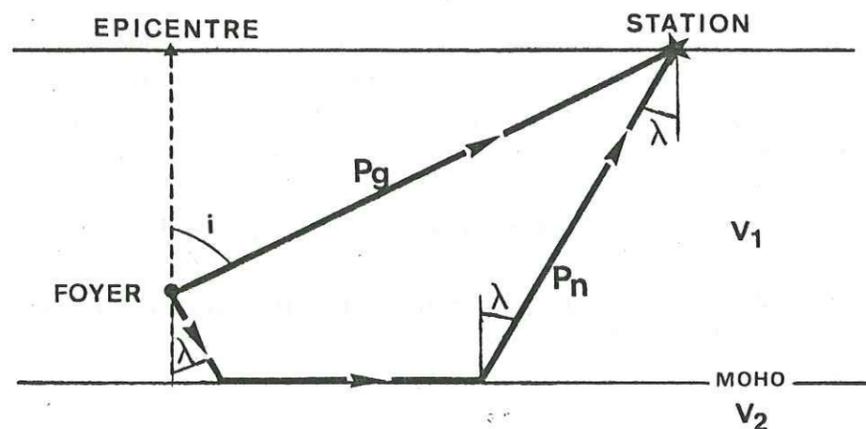


Fig.VI-4: Propagation des phases émises à partir d'un foyer situé dans la croûte.
 - Phase **Pg** qui se propage directement depuis la source jusqu'à la station sismologique selon un angle d'incidence au foyer i .
 - Phase **Pn** qui se réfracte sur la discontinuité de Mohorovicic et arrive au récepteur selon un angle d'incidence λ , lequel dépend étroitement du contraste de vitesse entre croûte et manteau supérieur.
 ($\sin \lambda = V_1/V_2$).

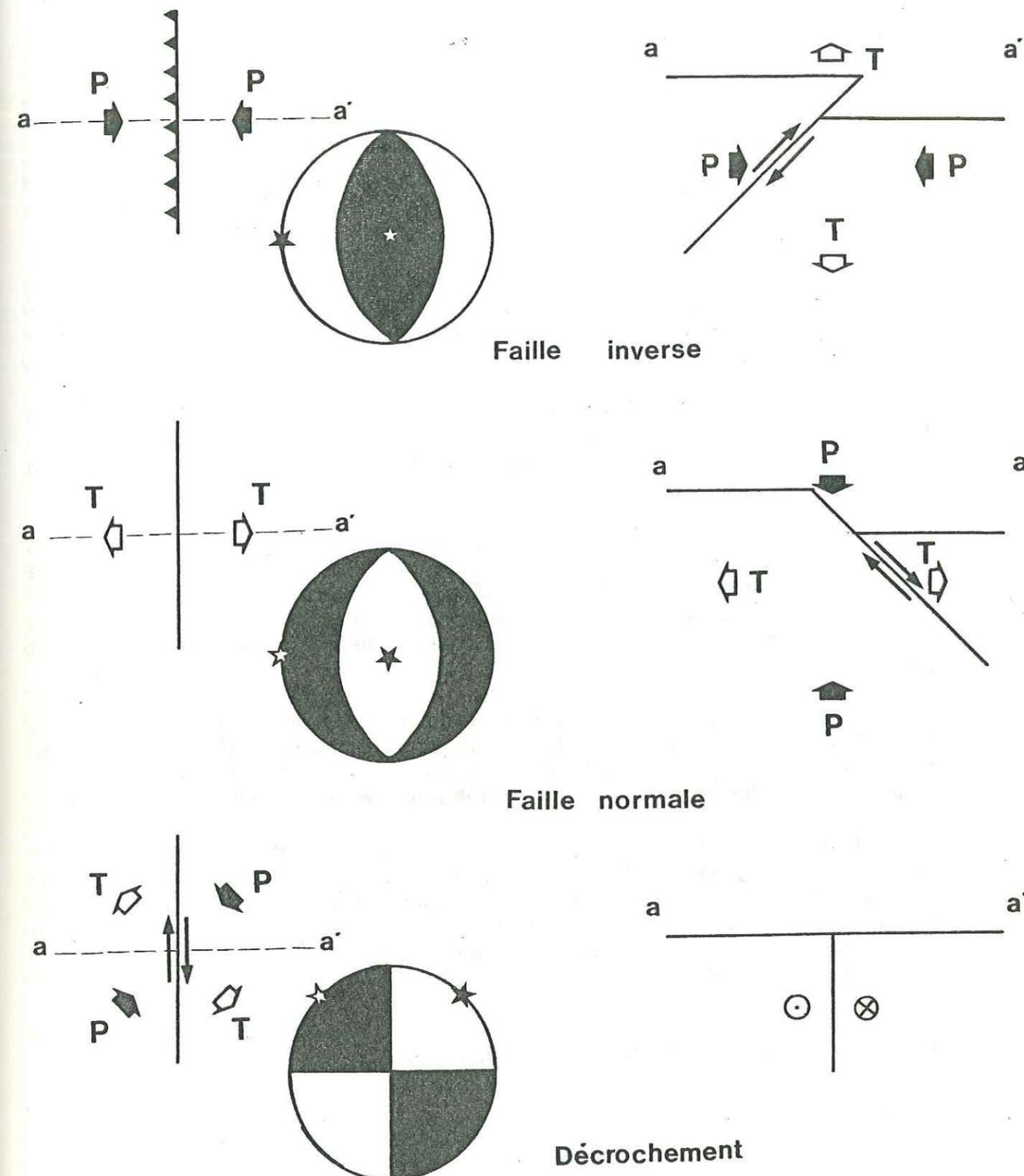


Fig.VI-5: Représentation des mécanismes au foyer sur demi-sphère inférieure de Schmidt. Les zones noires (en compression) et blanches (en dilatation) sont déterminés par le sens de première arrivée de l'onde (voir fig.VI-1).
 P : Pression
 T : Tension
 ☆ : axe des Pressions
 ★ : axe des Tensions

- B - Résultats et interprétations:

Dans le but d'établir un modèle de la dynamique générale actuelle du Sud-est de la France (sud est de l'arc alpin) et de la mer ligure, nous nous sommes intéressés aux séismes enregistrés entre 1981 et 1987.

Nous avons pris en compte les séismes localisés dans le sud des Alpes occidentales et en mer ligure. La magnitude de ces séismes est dans tous les cas supérieure ou égale à 3.0; en effet, comme nous l'avons vu dans le paragraphe (VI-A) la magnitude du séisme doit être suffisamment importante pour que la lecture des amplitudes du premier mouvement soit possible dans toutes les stations du réseau.

La position de l'épicentre par rapport au réseau sismologique utilisé, (problème de la couverture azimutale) étant une limite aux traitements que l'on veut effectuer, on constate que le manque de stations sismologiques (ou leur mauvaise position azimutale par rapport à l'épicentre) ne permettait pas auparavant de déterminer avec certitude des mécanismes au foyer.

Aussi l'installation de nouvelles stations au cours des dernières années nous ont permis de prendre en compte un nombre plus important de séismes de magnitude relativement faible (magnitude supérieur ou égale à 3.0) et d'en déduire des solutions focales bien contraintes.

De façon à avoir une bonne répartition azimutale des stations d'enregistrement par rapport à la source, nous avons utilisés les sismogrammes de divers réseaux: l'I.P.G.S.¹, le S.E.D.², le L.G.I.T.³, l'I.G.G.⁴ et le L.D.G.⁵.

En moyenne, pour chaque mécanisme au foyer, une trentaine de stations ont été utilisés et ont permis de bien contraindre les vingt mécanismes au foyer présentés ici.

Précisons que le réseau de l'I.G.G. étant le plus proche et le mieux situé par rapport à notre domaine d'étude, tous les séismes considérés ici ont été relocalisés par cet institut; certaines de ces relocalisations corroborent d'ailleurs celles déjà effectuées en mer ligure par **Rehault et Bethoux (1984b)**.

Les résultats numériques sont consignés dans les tableaux I et II. En plus des données de localisation et des résultats des calculs focaux, nous avons distingué deux classes de solutions focales selon la cohérence des lectures et leur répartition; certaines solutions sont fiables, notées ++ dans le tableau VI-II et soulignées sur la figure VI-8, les autres sont moins bien contraintes et sont notées + dans le tableau VI-II.

Dans un premier temps, nous allons détailler nos résultats et essayer de les interpréter d'après leur contexte géologique local.

1: Institut de Physique du Globe de Strasbourg (réseau niçois).

2: Service Sismologique Suisse de Zürich.

3: Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique (Grenoble).

4: Institut de Géophysique de Gênes.

5: Laboratoire de Détection Géophysique / C.E.A.

Ensuite nous prendrons en ligne de compte les résultats obtenus par d'autres auteurs (tabl. VI-III et VI-IV) de façon à les corrélés avec nos résultats et les utiliser par la suite en vue de l'élaboration d'un modèle de déformation (chap. VIII).

Pour chaque région nous avons défini un modèle crustal régional qui nous paraissait adapté à la géologie régionale et qui ne concerne que les phases **Pg**; tandis qu'un modèle unique et simple est utilisé pour les phases **Pn**.

Nous allons tout d'abord interpréter ces mécanismes au foyer suivant la région qu'ils représentent, suivant l'activité sismique correspondant à des répliques, ou indépendamment les uns des autres.

Dans certains cas nous essaierons, selon le contexte géologique, de déterminer le plan de faille qui a joué et qui a provoqué le séisme.

1 - La mer ligure:

Entre 1983 et 1986, sept secousses localisées en mer ligure et de magnitude supérieure ou égale à 3.0 ont été enregistrées. Ces séismes se situent dans la partie Nord du bassin, au NW de l'axe du rift. Les trois mécanismes au foyer issus de la bibliographie correspondent à 3 secousses au centre du bassin (séismes n° I, II et III - fig. VI-8).

Nous constatons une très nette asymétrie du bassin ligure, tant morphologique (la largeur de croûte étant plus importante du côté SE vers la Corse (**Rehault et al., 1984a**), que d'un point de vue activité sismique (**Rehault et Bethoux, 1984b**). Les séismes enregistrés depuis 1983 confirment cet état de fait.

Toutefois ils se répartissent en deux groupes: l'un situé à la limite croûte continentale/croûte continentale amincie (séismes n° 1,2,3), l'autre sur la marge proprement dite typiquement continentale (séismes n° 4,5,6,7). Parallèlement, la profondeur des foyers de chacun de ces séismes varient en fonction de sa localisation; en effet, alors qu'une profondeur de 15 à 20 km est estimée pour les séismes 1, 2 et 3, celle-ci diminue progressivement vers le haut de la marge, passant de 10 km (séisme n° 4), à 1 km (séisme n° 7).

Il doit donc exister une relation étroite entre la profondeur du foyer et les caractéristiques crustales du site.

1-a - les directions de failles:

On observe en mer ligure une pérennité des directions de faille (fig. VI-10) qui représentent justement les orientations structurales ayant joué lors du rifting (**Rehault, 1981**). Deux orientations principales apparaissent, aussi bien au niveau des solutions focales "bibliographiques" (**Bossolasco et al., 1972**), qu'au niveau de celles calculées ici (fig. VI-10), à savoir N 20°-40° et N 110°-130°.

N°	Date	Heure	Magnitude	Latitude	Longitude	Profondeur	PLAN A	PLAN B	axe P	axe T	
8	4/1/81	04 h 09 20.3	3.5	44.26	7.31	5 (IGG)	050 E 84	145 W 52	104-21	000-31	++
16	2/9/82	21 h 45 25.0	3.3	44.00	7.20	4 (Bet)	055 W 60	020 E 35	185-69	331-13	++
7	4/12/83	17 h 34 51.9	3.5	43.86	7.76	1 (IGG)	010 W 54	120 E 65	160-46	063-07	+
19	22/12/83	18 h 12 21.5	3.5	44.32	6.75	3 (IGG)	176 E 57	100 W 70	226-08	322-39	+
14	12/1/84	08 h 24 46.4	3.6	44.66	7.35	10 (Bet)	005 E 20	108 W 85	215-37	358-46	++
12	21/2/85	18 h 00 34.5	3.2	44.37	7.42	14 (IGG)	157 W 65	105 E 37	227-15	109-60	++
1	4/10/85	13 h 17 22.3	4.1	43.63	8.09	12 (Bet)	035 E 71	134 W 66	085-03	353-31	++
2	4/10/85	15 h 22 11.2	3.9	43.64	8.09	13 (Bet)	030 W 45	005 E 48	107-01	204-77	+
3	5/10/85	15 h 58 40.6	3.1	43.62	8.04	16 (IGG)	040 E 77	135 W 70	088-04	356-24	++
9	17/1/86	18 h 48 03.9	3.3	44.38	7.33	10 (IGG)	030 W 33	165 E 65	218-63	092-17	+
20	17/1/86	20 h 27 18.9	3.6	44.30	6.40	2 (IGG)	010 E 43	167 W 49	013-78	268-03	++
10	11/3/86	07 h 46 37.8	3.6	44.40	7.32	5 (IGG)	067 W 79	161 E 70	203-22	295-06	+
4	1/5/86	00 h 28 02.1	3.9	43.46	7.42	10 (IGG)	028 W 64	112 W 78	162-09	067-27	++
13	17/7/86	07 h 35 34.1	3.2	44.53	7.26	1 (IGG)	045 W 45	165 E 63	206-55	101-11	++
17	18/8/86	11 h 37 11.9	3.2	44.11	7.13	6 (IGG)	155 W 75	155 E 15	065-60	245-30	++
6	20/10/86	20 h 29 11.3	3.0	43.93	7.71	2 (IGG)	023 W 79	115 E 80	159-15	069-01	++
5	29/10/86	08 h 13 33.9	3.0	43.89	8.27	5 (IGG)	024 W 84	115 E 81	159-11	250-02	++
18	9/5/87	06 h 00 16.9	3.4	44.23	6.77	2 (IGG)	050 E 47	160 W 70	025-47	280-14	++
15	28/5/87	23 h 00 53.6	3.4	44.63	7.11	2 (IGG)	055 W 70	135 W 64	004-04	096-33	++
11	15/6/87	21 h 27 18.1	3.3	44.41	7.31	10 (IGG)	042 W 35	095 W 67	043-59	165-18	++

Tableau VI-I: Données relatives aux séismes dont on a calculé les solutions focales (voir tableau VI -II).
 (IGG): Institut de Géophysique de Gênes.
 (Bet): Bethoux et al.,1986.

N°	Date	Heure	Magnitude	Latitude	Longitude	Profon. (ref.)	PLAN A	PLAN B	axe P	axe T
I	19/7/63	05 h 45 29.1	5.6	43.33	8.15	14 BE	176 E 53	040 W 50	108-04	197-62
II	19/7/63	05 h 46 04.3	6.0	43.34	8.16	31 BE	176 E 53	040 W 50	108-04	197-62
III	22/4/81	04 h 26 21.6	4.5	43.31	8.23	2 BE	145 90	055 W 68	098-15	192-15
IV	5/4/59	10 h 48 00.0	5.3	44.53	6.78	? ME	170 W 70	066 E 54	033-30	294-05
V	7/4/66	19 h 58 04.4	4.4	44.25	7.42	5 BE	110 E 45	135 W 48	205-02	225-87
VI	22/11/69	07 h 49 15		44.34	6.75	? ME	166 W 60	110 E 42	231-10	127-60
VII	3/4/72	22 h 19 16.0	3.5	44.43	7.05	11 ME	038 W 47	123 W 84	178-23	070-35
VIII	7/5/72	09 h 17 20.0	3.3	44.77	6.78	? ME	000 W 50	130 E 52	160-60	063-04
IX	19/5/72	14 h 55 23.0	3.8	44.43	7.5	6 ME	090 N 40	158 W 70	219-09	110-50
X	19/6/72	04 h 09 51	3.8	44.38	6.35	? ME	019 W 60	123 E 70	070-06	163-38
XI	29/12/72	00 h 14 17	3.6	44.41	7.23	? ME	115 E 48	162 W 54	229-07	129-64
XII	17/12/73	11 h 42 04	3.5	44.89	6.93	? FR	010 E 44	060 W 58	203-62	308-08
XIII	8/2/74	20 h 12 18	4.5	44.22	6.55	? ME	015 90	105 W 40	316-33	071-33
XIV	7/6/76	00 h 08 78	3.3	44.70	6.70	? FR	018 90	108 W 80	065-08	332-04
XV	9/10/76	00 h 35 10	3.6	44.65	6.85	1 FR	177 E 70	110 W 40	304-54	060-18
XVI	6/2/77	16 h 01 31	4.0	44.52	7.34	10 ME	120 W 48	101 E 44	200-03	090-80
XVII	24/6/77	05 h 51 49	3.6	44.52	7.32	9 ME	138 W 48	105 E 48	032-02	126-75
XVIII	16/9/77	18 h 27		44.60	6.78	3 FR	186 W 29	006 E 61	093-76	276-15
XIX	23/9/77	22 h 34 11	3.6	44.37	7.38	8 ME	134 E 70	124 E 22	220-24	046-65
XX	6/10/78	18 h 11		44.50	6.82	5 FR	168 E 60	019 E 34	223-69	090-14
XXI	4/12/79	08 h 47 39	3.5	44.40	7.30	4 ME	112 E 64	165 W 39	041-16	161-64
XXI	10/10/80	21 h 42 50	3.3	44.48	7.06	8 ME	117 W 49	133 E 42	215-04	324-82

Tableau VI-II: Données concernant des séismes étudiés par d'autres auteurs.
 BE: Bethoux et al.,1986.
 ME: Ménard et Fréchet,1988.
 FR: Fréchet, 1978.

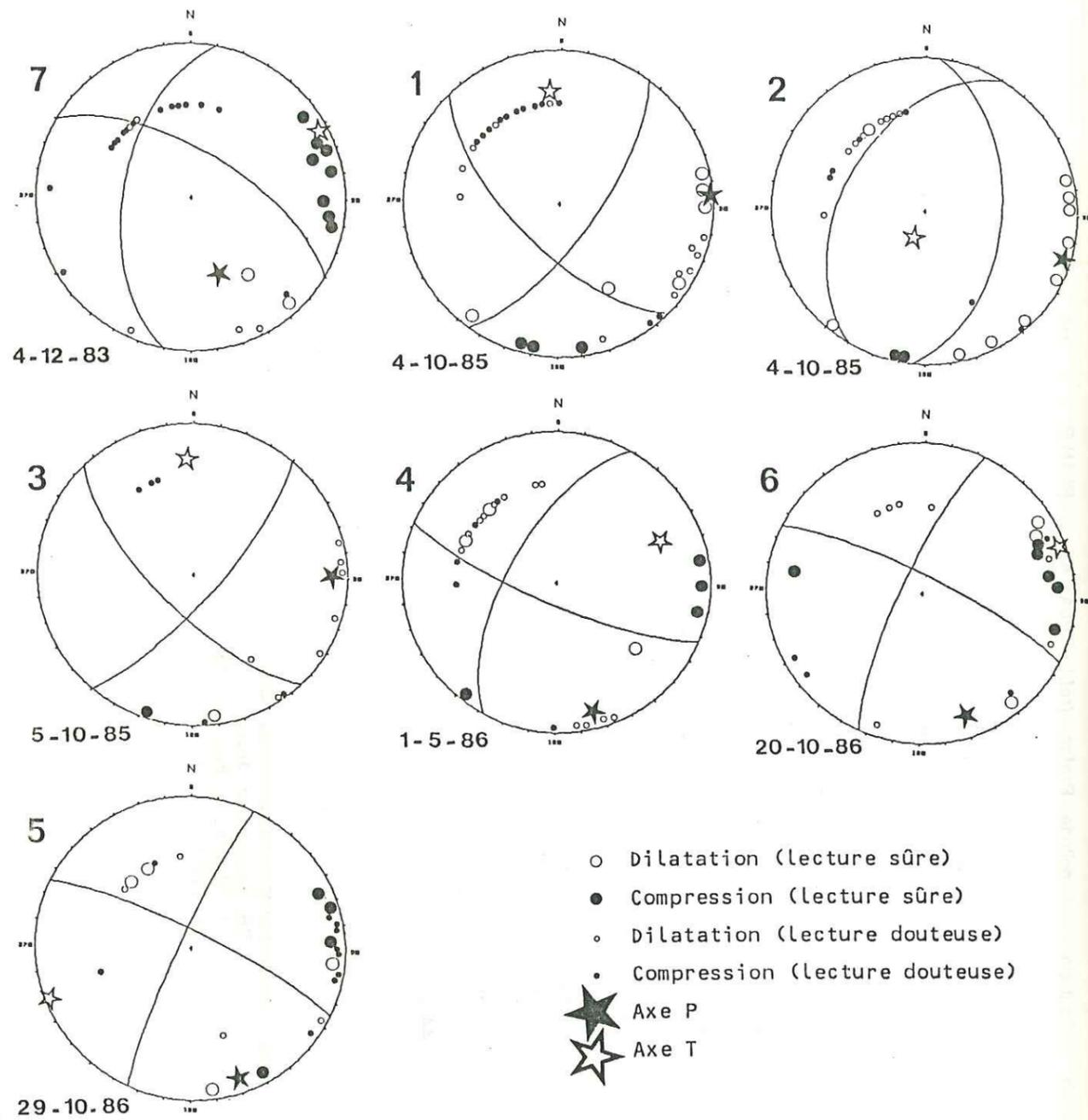


Fig.VI-6: Solutions focales de séismes récents localisés en mer ligure.

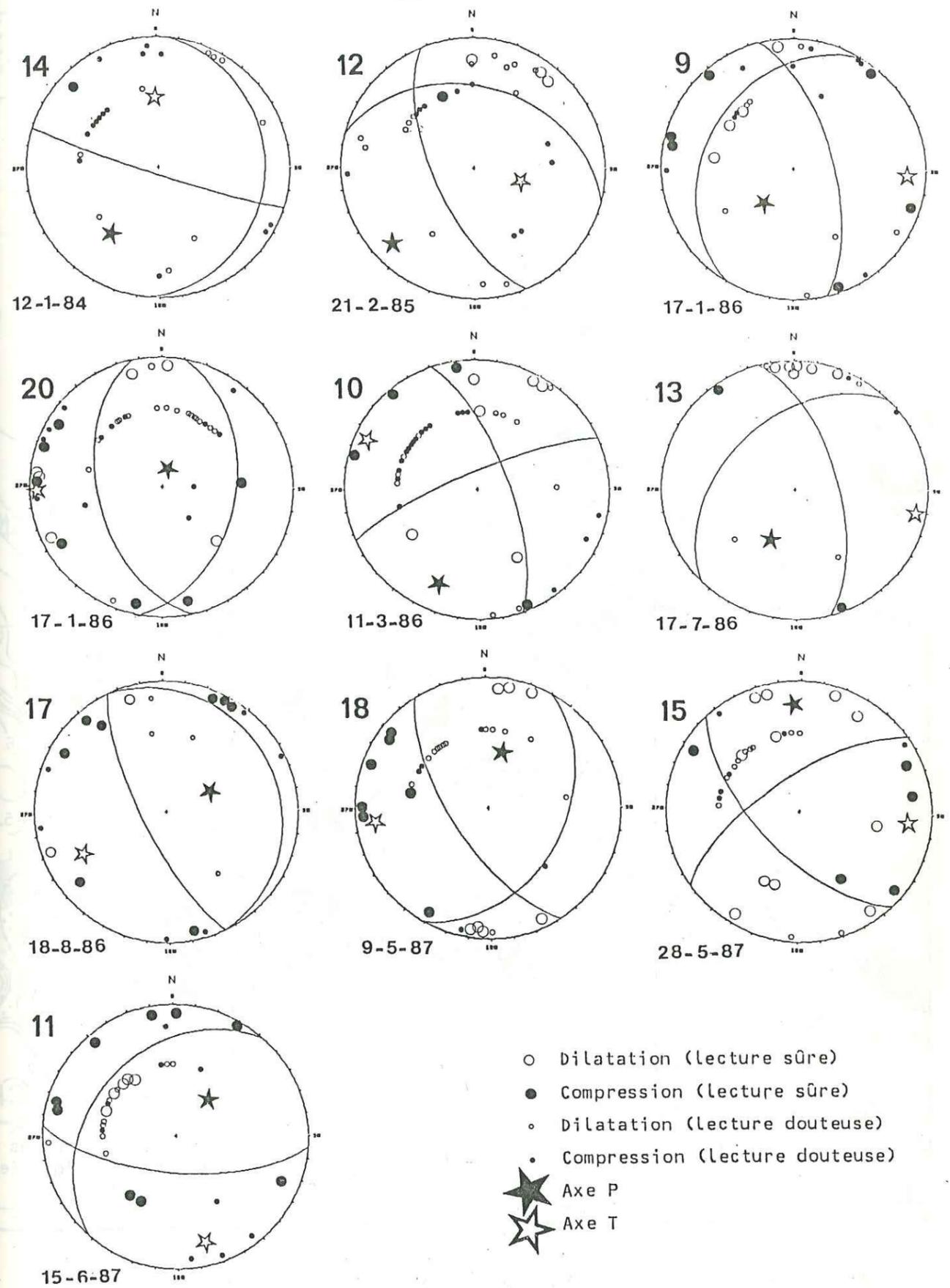
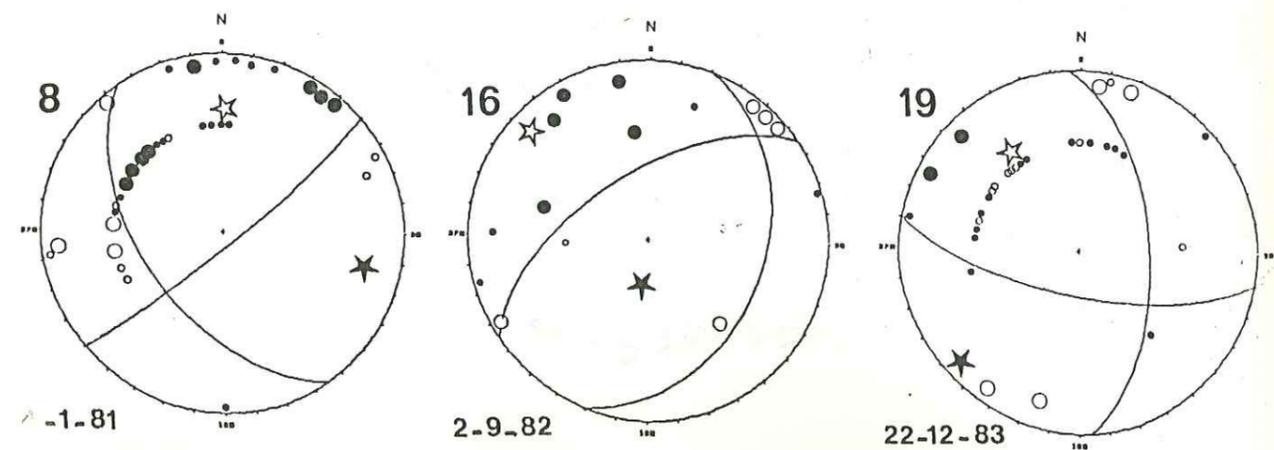


Fig.VI-7: Solutions focales de séismes récents localisés dans le sud des Alpes Occidentales.

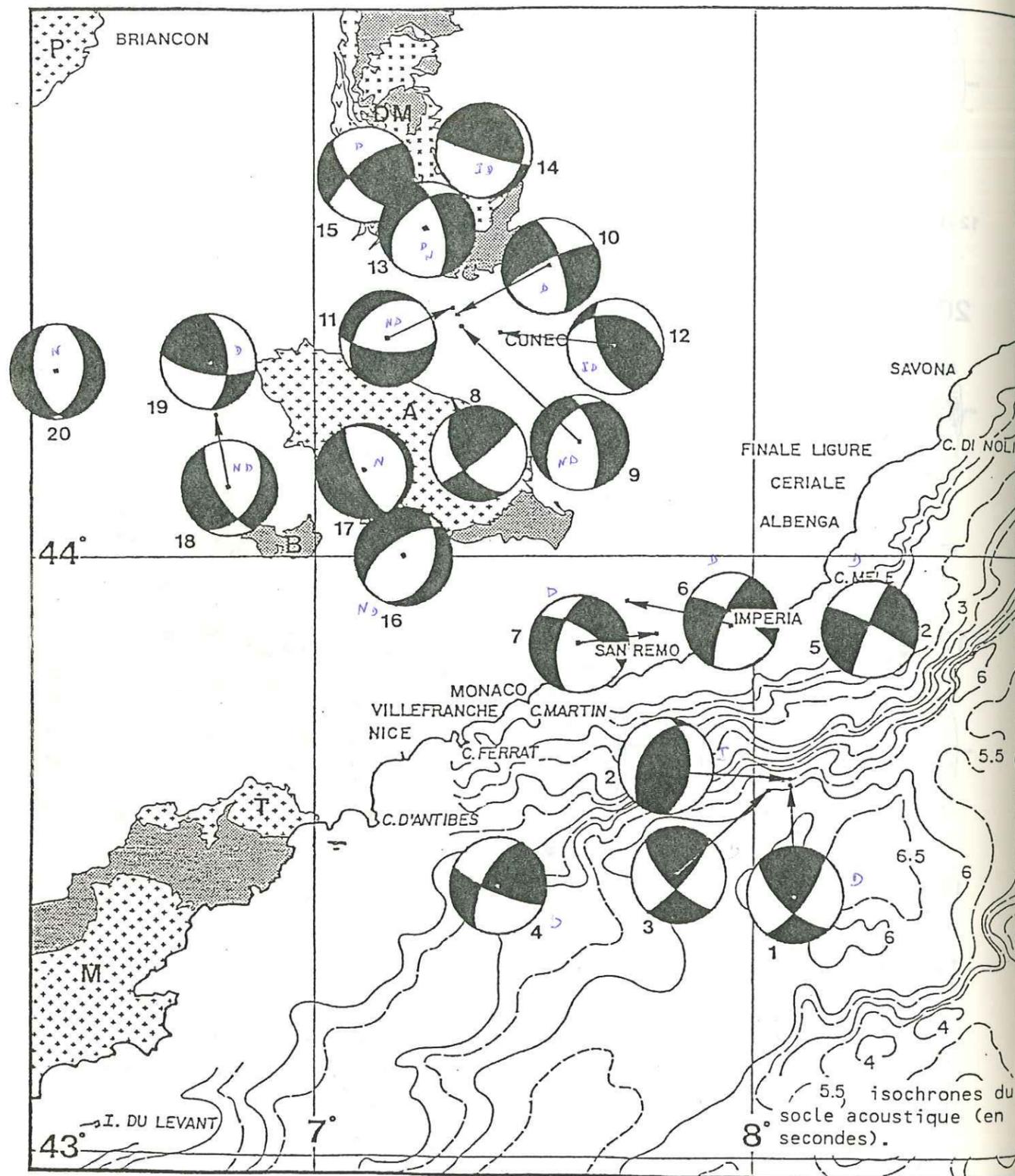


Fig.VI-8: Carte des mécanismes au foyer calculés dans cette étude, dans le sud des Alpes Occidentales et en mer ligure. (Chaque numéro renvoie au tableau I). Notons la concentration des séismes de magnitude supérieure à 3.0 dans le secteur situé entre l'Argentera et Dora-Maira.

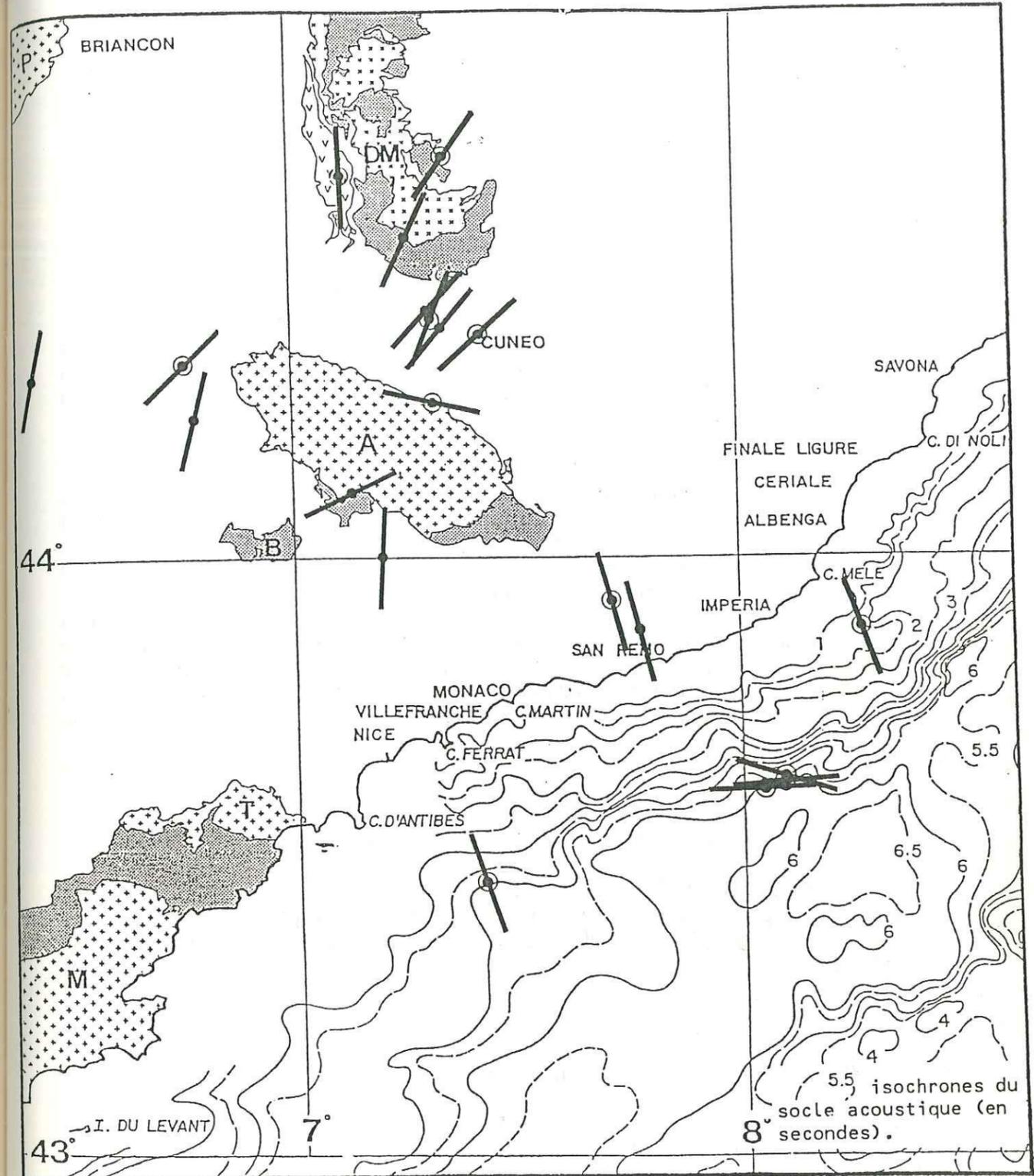


Fig.VI-9: Carte des axes de contraintes majeures (axes P), déduits des mécanismes au foyer calculés dans cette étude.

-  direction axe P, d'après nos mécanismes au foyer.
-  direction axe P' (projection horizontale de l'axe P)

Nous constatons une certaine homogénéité des directions de P qui se groupent par secteur:
 -en mer ligure, en domaine de croûte amincie et en domaine de croûte continentale.
 -dans les Alpes, au niveau d'une ligne orientée NW-SE entre Dora-Maira et Argentera.

1-b - le système de contraintes:

L'état de contrainte, déduit des mécanismes au foyer est conforme à la géotectonique du secteur. Sur le canevas de répartition des contraintes (fig. VI-11a), nous retrouvons l'aire correspondant aux Tensions communes (en noir) à N 20°-30° tandis que l'aire des Pressions communes se situe à N 120°-130°; cette disposition révèle une tectonique principalement en décrochement.

La surface des Tensions se positionne entre 25° et 65° d'inclinaison (position intermédiaire entre une faille inverse pure et une faille décrochante pure); ceci nous incite à considérer une légère composante en faille inverse, ce qui, au total, donne des mouvements en transpression.

Toutefois, en considérant les solutions focales l'une après l'autre, deux faits majeurs contrastent avec l'homogénéité des directions de failles. En effet, on constate que les mécanismes au foyer en faille inverse sont plus nombreux au centre du bassin (essais 1,2,3 et I,II,III) et inexistant sur la marge continentale Nord (solutions n° 4,5,6,7) où prédominent les mécanismes en décrochement (fig. VI-8).

De même nous constatons une nette différence au niveau de ces décrochements quant à leur mouvement; en effet si les séismes 1 et 3 présentent des jeux décrochants avec une faible composante de faille inverse, d'où des mouvements transpressifs, les séismes 4,5,6,7 révèlent des jeux décrochants où la composante associée est normale, d'où des mouvements en transtension.

De plus, l'orientation des contraintes varie notablement entre le secteur à croûte amincie et le domaine de croûte continentale typique, le changement de direction des contraintes s'opérant malgré une parfaite concordance des orientations de faille; d'une direction N 80°-100° au pied du domaine à croûte amincie, l'axe P passe à une orientation N 160°-180° sur la marge continentale (fig. VI-9).

1-c - étude de la crise de 1985:

Le mode de déformation sur la marge nord occidentale peut être appréhendée par l'étude d'un séisme suivie de deux répliques de magnitude élevée. Nous allons donc détailler les caractéristiques des secousses 1,2 et 3 et les interpréter.

* Mécanisme n° 1:

04-10-1985 13^H17 (océan ligure):

Directions des failles et de l'axe P:

N 35° : faille dextre (inverse)

N 130° : faille senestre (inverse)

axe P : N 85° (horizontal)

Ces directions de failles sont bien reconnues en mer ligure; elles qui ont guidées l'extension et qui jouent maintenant en sens contraire, d'où une solution focale en composante de faille inverse. Les 2 failles peuvent jouer indifféremment; le jeu décrochant est évident dans les 2 cas et implique un réajustement de blocs dans le plan horizontal (2 dimensions) sous l'effet de la contrainte principale E-W.

La légère composante inverse indique un mouvement à caractère transpressif.

* Mécanisme n° 2:
04-10-1985 15H22 (océan ligure):

Directions des failles et de l'axe P:
N 30° : faille inverse (dextre)
N 5° : faille inverse (sénestre)
axe P : N 107° (horizontal)

Ce mécanisme au foyer représente le jeu complémentaire du précédent. En effet, après réajustement de blocs dans les 2 dimensions horizontales, il y a blocage de l'ensemble et sous la persistance de la compression (toujours E-W) il y a réajustement dans la 3^{ème} dimension (verticale).

D'autre part, la direction N 30°, connue, sera donc préférée à la N 5°; on peut constater dès lors qu'il y a eu inversion de pendage entre le jeu normal au cours de l'extension et le jeu inverse observé actuellement.

* Mécanisme n° 3:
05-10-1985 15H59 (océan ligure):

Directions des failles et de l'axe P:
N 40° : faille dextre (inverse)
N 135° : faille sénestre (inverse)
axe P : N 88° (horizontal)

Mêmes directions de failles que pour le séisme du 04-10-1985 à 13H17. On envisage donc un et un seul épisode; après le réajustement en faille inverse, il y a à nouveau rejeu dans le plan horizontal par coulissage entre blocs (possibilité de décrochement dans le cas des 2 failles).

En définitive, nous constatons que la néotectonique de la mer ligure semble homogène et relativement simple; le réajustement successif de petits blocs, selon des mouvements décrochants ou en faille inverse le long de directions de failles N 20°-30° et N 120°-140°, indique une déformation à caractère transpressif; ceci pourrait être un argument en faveur de l'hypothèse de la fermeture du bassin ligure.

2 - Etude de 2 séismes localisés en Ligurie occidentale:

Dans la période considérée (1981-1987), deux séismes, de magnitude supérieure ou égale à 3.0, ont été enregistrés dans cette région; un au Nord de Vintimille en décembre 1983 et de magnitude 3.5, l'autre au Nord-Est du précédent en octobre 1986 et de magnitude 3.0 (fig. VI-12).

Respectivement 34 et 20 stations ont été utilisées pour l'élaboration de ces mécanismes au foyer.

* Mécanisme n° 6:
20-10-1986 20H29 (Ligurie occidentale)

Directions des failles et de l'axe P:
N 23°: faille sénestre (normale)
N 115°: faille dextre (normale)
axe P: N 159 (subhorizontal).

* Mécanisme n° 7:
04-12-1983 17H34 (Ligurie occidentale)

Directions des failles et de l'axe P:
N 10°: faille sénestre (normale)
N 120°: faille dextre (normale)
axe P: N 160° (inclinaison 45°).

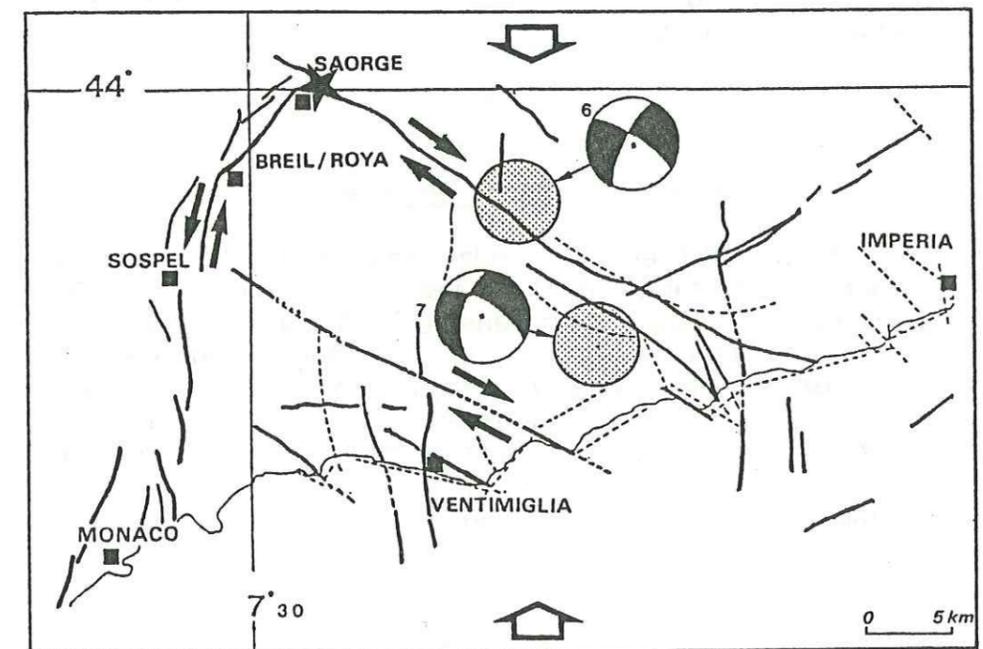


Fig. VI-12: Carte sismotectonique de la Ligurie occidentale.

-  Localisation des séismes n° 6 (20-10-1986 - magnitude 3.0) et n° 7 (04-12-1983 - magnitude 3.5).
-  Crise sismique de Décembre 83- Janvier 84, étudiée par Hoang et al. (1987).
-  Direction locale de la compression.

Nous constatons que ces deux solutions focales présentent des mécanismes à dominante décrochante et à composante de faille normale; le mouvement est donc un mouvement transtensif. Dans les deux cas la direction de l'axe de Pression est identique, orientée à N 160°, semblable à celle que nous avons déterminée sur la marge continentale.

D'un point de vue géologique, deux grands accidents caractérisent cette région:

- celui de Breil-Sospel-Monaco, qui sépare les arcs de Nice et de la Roya; cet accident, orienté N 30°, est assimilé à un décrochement sénestre (Wazi-Vouar, 1981).

- le linéament N 120°, qui s'étend de Saorge à Taggia, est considéré comme un décrochement dextre (Campredon, comm. orale).

Ces mouvements sont confirmés par Hoang et al. (1987) qui, à partir de la crise sismique de décembre 1983-janvier 1984, a calculé un mécanisme composite mettant ainsi en évidence les jeux respectifs des failles N 30° et N 120°.

Sur la carte sismotectonique établie par l'I.G.G. (fig. VI-12), nous constatons que les directions N 110°-120° prédominent; les deux séismes considérés se situent à la jonction de ces accidents N 120° et d'accidents N 0 à N 20°.

Ainsi, d'après ce contexte géologique, si l'on choisit comme plan nodal celui qui a une direction N 120°, on confirme le jeu dextre de ces grands accidents et ceci dans les deux cas.

3 - Le sud des Alpes Occidentales:

Entre 1981 et 1987, treize séismes localisés dans le sud des Alpes Occidentales (entre 44.00 °N et 44.66 °N de latitude et entre 6.40 °E et 7.50°E de longitude) et de magnitude supérieure à 3.0, ont été enregistrés.

Dans cette région, la répartition cartographique de la sismicité (fig. VII-4) (Bossolasco et Eva, 1970; Capponi et al., 1980) permet de distinguer 2 types de zones: une zone sismique (entre les massifs cristallins de l'Argentera et de Dora-Maira, § 3-a) et des zones de sismicité plus diffuse (Dora-Maira, § 3-b et le Sud-Ouest de l'Argentera, § 3-c); on peut constater qu'il n'existe pas de zones asismiques dans la région étudiée.

3-a - la région de Cuneo:

Cette région est caractérisée par une activité sismique importante (fig. VII-4).

C'est dans ce secteur que nous recensons nous aussi la plus forte concentration de secousses sismiques: 5, entre 1981 et 1987, dont nous avons calculé les mécanismes au foyer, 7, entre 1966 et 1980, dont les mécanismes sont issus de la bibliographie.

Parmi les cinq mécanismes calculés (fig. VI-8), 1 est en faille inverse, 2 en faille normale et 2 en décrochement; bien entendu ils ne correspondent pas à des

mouvements purs et présentent des composantes normales, inverses ou décrochantes selon les mécanismes.

* Mécanismes n° 8 et 10 (décrochants):

.8: 04-01-1981 (Cuneo)

Directions des failles et de l'axe P:

N 53° : faille dextre (normale)

N 138° : faille sénestre (normale)

axe P : N 100° (subhorizontal)

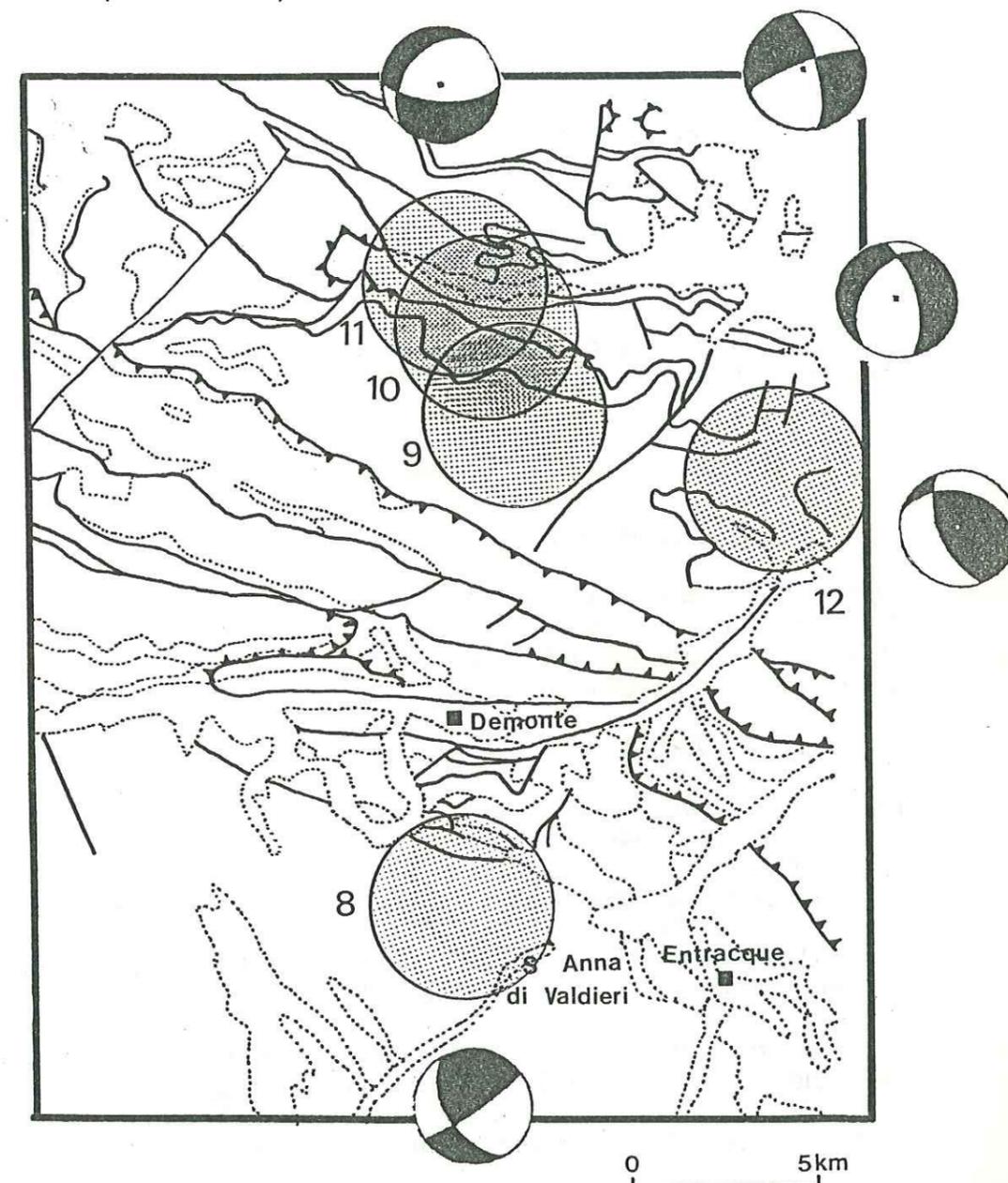


Fig. VI-13: Localisation des séismes de la région située au NE du massif de l'Argentera Mercantour (séismes n° 8 à 12).
en trait plein: failles et chevauchements
en pointillés: limites lithologiques (cristallin/sédimentaire) ou d'étages stratigraphiques.

.10 : 11-03-1986 (Cuneo):

Directions des failles et de l'axe P:
 N 160° : faille dextre (inverse)
 N 60° : faille sénestre (inverse)
 axe P : N 23° (subhorizontal)

Les solutions focales révèlent des mouvements décrochants à composante normale (transtension). La direction des failles est assez proche (N 55° et N 140°-160°). L'axe P par contre n'a pas la même orientation: N 23° pour le n° 10 et N 100° pour le n° 8.

Ces 2 séismes ont été localisés à 5 km de profondeur.

* Mécanisme n° 12 (en faille inverse):
 21-02-1985 (Cuneo):

Directions des failles et de l'axe P:
 N 160° : faille (inverse) dextre
 N 105° : faille inverse (sénestre)
 axe P : N 40° (subhorizontal)

Jeu en faille inverse dont le foyer serait situé à 14 km de profondeur. Notons au passage le caractère légèrement décrochant du mouvement.

* Mécanisme n° 9 et 11 (en faille normale):

.9 : 17-01-1986 (Cuneo):

Directions des failles et de l'axe P:
 N 30° : faille (normale) sénestre
 N 160° : faille (normale) dextre
 axe P : N 23° (inclinaison 61°)

.11 : 15-06-1987 (Cuneo):

Directions des failles et de l'axe P:
 N 90° : faille (normale) sénestre
 N 44° : faille (normale) dextre
 axe P : N 50° (inclinaison 63°)

Une direction de faille est commune: N 30-40; la projection sur un plan horizontal de l'axe P est orientée NNE-SSW à NE-SW.

Or ces deux mécanismes qui présentent une légère composante décrochante (pendage axe P à 60°), nous amène à proposer pour la formation de ces failles normales le résultat d'un mouvement plus ample en décrochement, comme le montre les modèles expérimentaux (Faugère et al., 1986).

L'étude de ces 5 mécanismes au foyer nous permet d'insister sur quelques points:

- au point de vue des directions de faille, il paraît y avoir une prépondérance des failles orientées N 160°-170°, ainsi qu'un groupement autour de N 30°-60° (fig. VI-14a), orientations structurales confirmées par la répartition spatiale des alignements de microséismes (Ménéroud et Pérez, 1984).

On constate d'ailleurs que les directions N 55° correspondent à des accidents tectoniques connues en géologie et à l'orientation des cours d'eau dans la région de Cuneo.

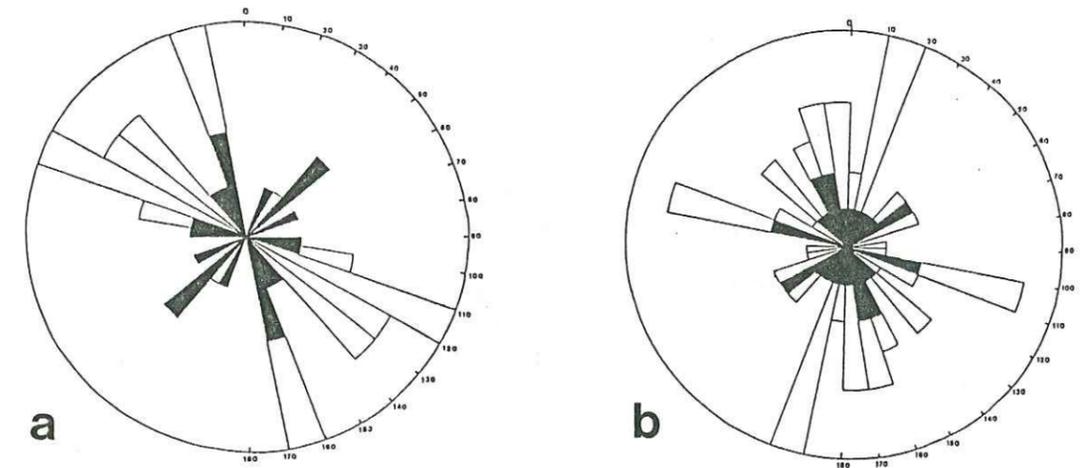


Fig. VI-14: Distribution de l'orientation des failles dans le sud des Alpes occidentales.
 a - dans la région de Cuneo.
 b - dans les autres secteurs des Alpes.

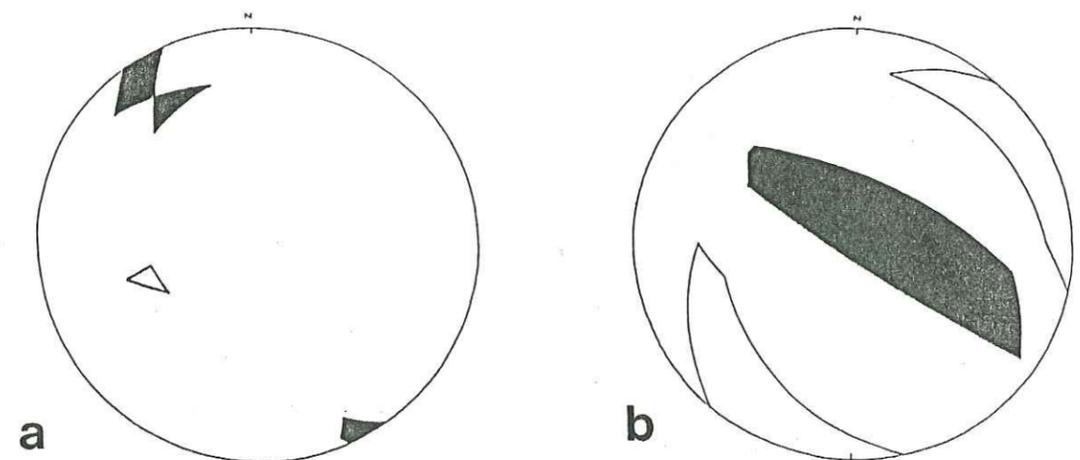


Fig. VI-15: Représentation des zones de Pression (en blanc) et de Tension (en noir) de l'ensemble des mécanismes au foyer de séismes localisés dans la région de Cuneo.
 a - canevas correspondant aux séismes récents.
 b - canevas correspondant aux séismes "bibliographiques".

- les solutions focales nous donnent des mécanismes assez différents les uns des autres: failles normales, failles inverses, décrochements; toutefois ces cinq solutions montrent une composante du mouvement, plus ou moins importante, en décrochement; or on remarque que:

. le long des plans de faille d'orientation N 60°, le jeu est sénestre.

. le long des plans N 130°, le jeu est plutôt dextre.

De plus si on considère uniquement que cette composante décrochante, on constate que les jeux de faille sont parfaitement cohérents entre eux et expriment un mouvement dextre le long d'une direction privilégiée N 120°-130° (fig. VI-16). En fait on peut interpréter ces mécanismes comme l'expression de mouvements secondaires (**Moody et Hill, 1956; Faugère et al., 1986**) intégré dans un mouvement de plus grande ampleur et que nous attribuons à une zone de décrochement orientée NW-SE dextre qui s'intègre dans le contexte compressif général des Alpes Occidentales (voir chap. VII).

- enfin au niveau des contraintes, nous constatons que les axes P s'orientent selon une direction NNE-SSW à NE-SW, c'est à dire radialement à l'arc alpin dans cette région.

Sur le canevas qui représente les aires communes de Pression et Tension, il apparaît une orientation N 140°-160° (horizontale) pour l'axe T et N 60°-80° (à 45° de pendage) pour l'axe P, et ce qui démontre le caractère décrochant non négligeable de l'ensemble des mouvements.

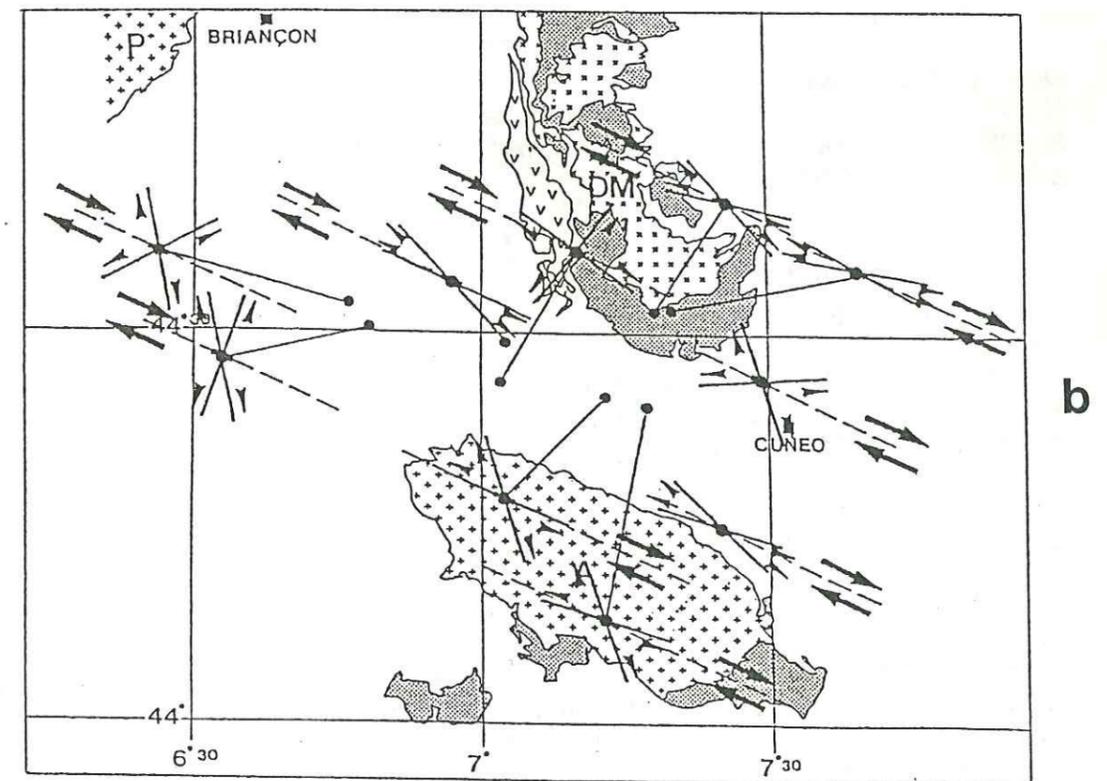
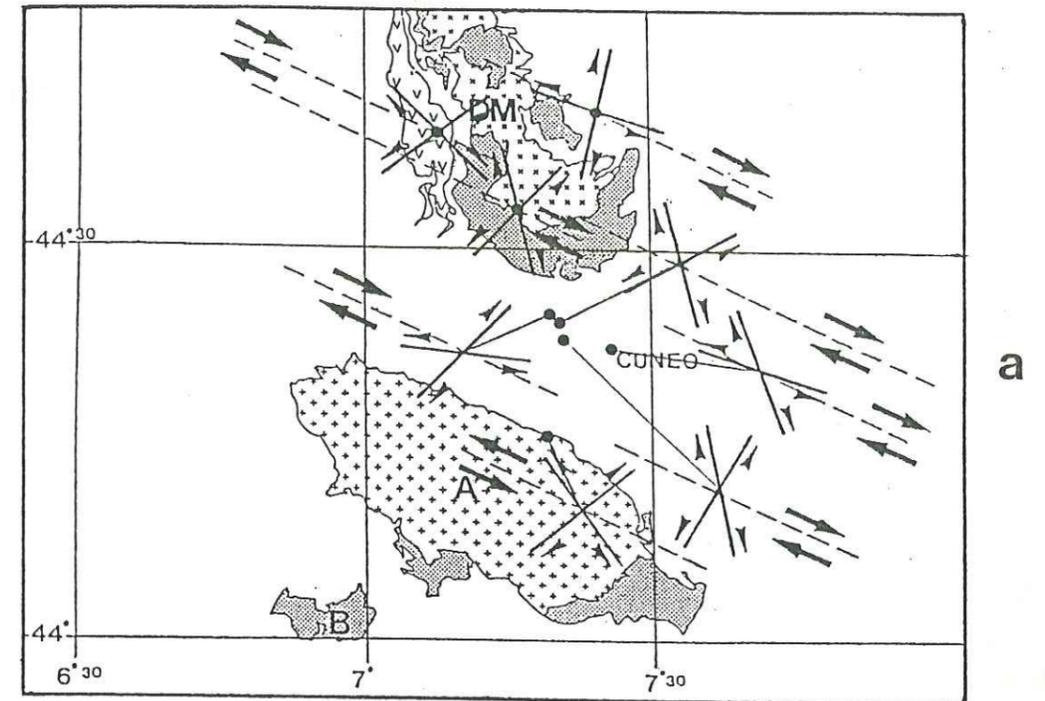
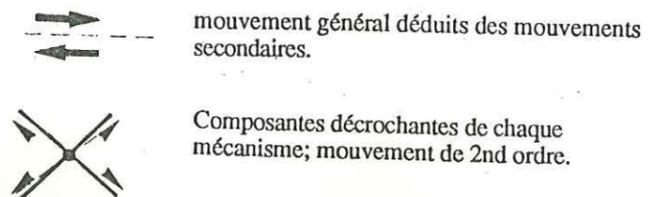


Fig.VI-16: Composantes décrochantes des mécanismes au foyer du secteur de Cuneo, d'après les solutions focales calculées (fig.VI-16-a) et celles issues de la bibliographie (fig.VI-16-b). Chacun de ces décrochements de second ordre sont en fait l'expression d'un mouvement plus général dextre orienté N 110°-120°.



3-b - Les autres secteurs du Sud des Alpes Occidentales:

3-b-1: secteur de la zone d'Ivrée:

Cette zone est représentée par une sismicité beaucoup plus diffuse mais malgré tout effective; la preuve en est la crise sismique du 28 mai 1987 au cours de laquelle une centaine de secousses ont été enregistrées, la plus forte atteignant une magnitude de 3.4 (événements n° 15).

Les 3 solutions focales présentent 3 types de mécanismes:

* Mécanisme n° 13:

17-07-1986 (Ivrée)

Directions des failles et de l'axe P:

N 45°: Faille normale (sénestre)

N 165°: Faille normale (dextre)

axe P: N 26° (inclinaison 55°)

* Mécanisme n° 14:

12-01-1984 (Ivrée)

Directions des failles et de l'axe P:

N 05°: Faille inverse (dextre) (chevauchement plat)

N 108°: Faille inverse (sénestre) (faille vertical)

axe P: N 35° (inclinaison 37°)

* Mécanisme n°15:

28-05-1987

Directions des failles et de l'axe P:

N 55°: Faille inverse (sénestre)

N 135°: Faille inverse (dextre)

axe P: N 4° (subhorizontal)

La variété des solutions focales s'opposent à la relative homogénéité des directions de failles (NW-SE et NE-SW) ainsi qu'à la constance de la direction des axes P.

D'un point de vue tectonique, cette région est très perturbée; il est donc inutile d'essayer de faire des corrélations entre chacun de ces événements sismiques; toutefois une décomposition en terme de mouvements secondaires (fig.VI-16), révèle un même mouvement principal; aussi peut-être faut-il relier ces mouvements à ceux observés sur le revers NE de l'Argentera, et voir par là un même régime de déformation (voir chap. VII).

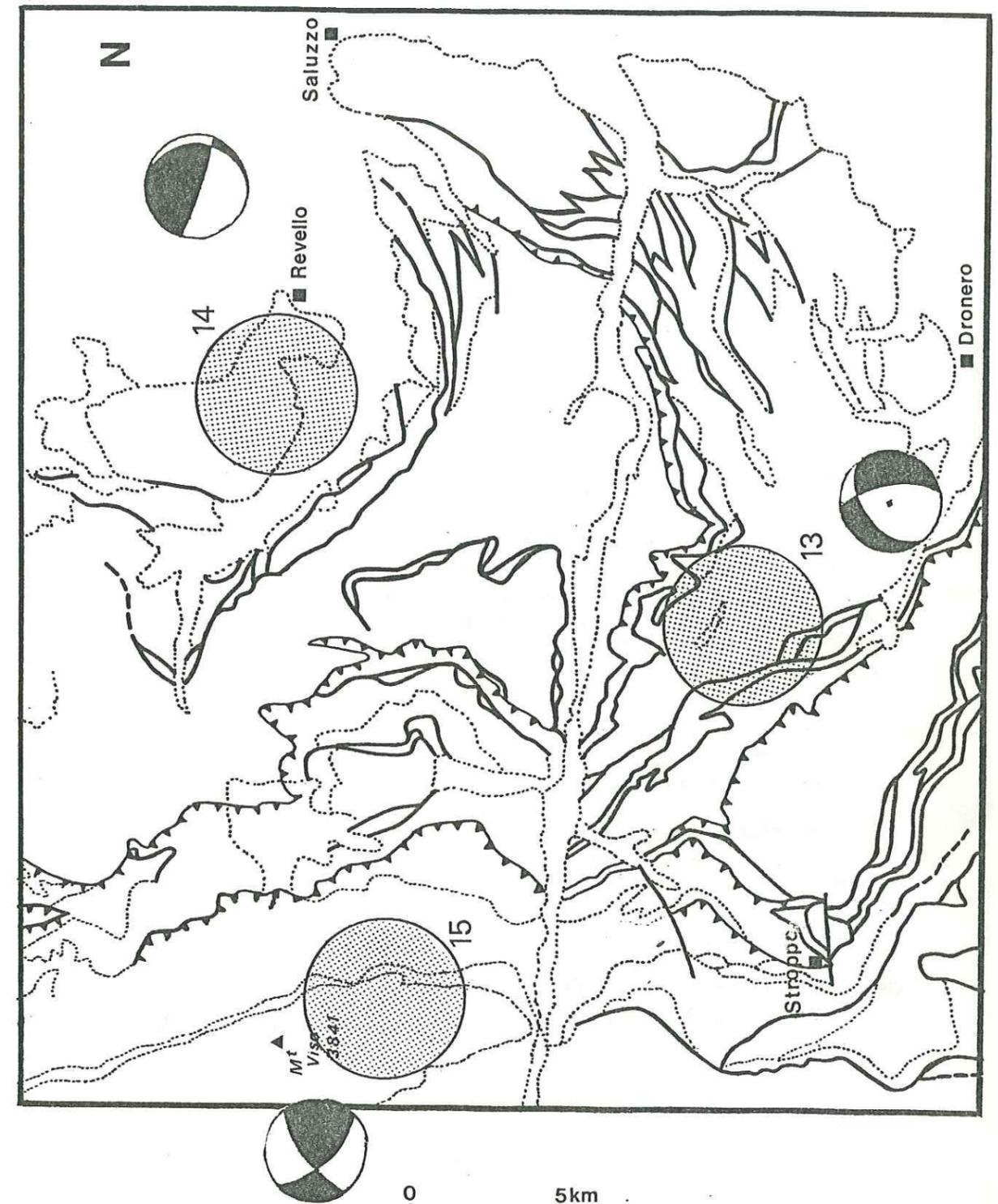


Fig.VI-17: Localisation des séisme du secteur sud du massif de Dora-Maira (séismes n° 13 à 15).
en trait plein: failles et chevauchements
en pointillés: limites lithologiques (cristallin/sédimentaire) ou d'étages stratigraphiques.

Le séisme n° 14 a été modélisé; la solution focale présentée donne une distribution des amplitudes et une forme des ondes calculées aux différentes stations, tout à fait cohérente avec les séismogrammes réels (Bertil et al., 1987). La profondeur estimée (toujours grâce à la modélisation du signal) étant de 10 km, nous pouvons confirmer l'existence de chevauchements plats crustaux comme le montre Ménard (1979) ou Bayer (1987).

3-b - 2: La région située au Sud et à l'Ouest de l'Argentera:

La sismicité diffuse qui caractérise cette région fait toutefois apparaître certains grands accidents ou paléoaccidents connus dans ce secteur.

* Mécanisme n° 16:
02-09-1982 (la Bollène Vésubie)

Directions des failles et de l'axe P:
N 55°: Faille normale (sénestre)
N 20°: Faille normale (dextre)
axe P: N 5° (inclinaison 69°)

Ce secteur est réputé pour son activité sismique, puisque de nombreux séismes ont été décrits dans la littérature.

Ce séisme se localise sur l'accident crustal "Var-Vésubie" orienté N 30°, dont le jeu était décrochant au Tertiaire et normal actuellement (Dubar, 1987). Il est parallèle aux couloirs de "Saorge-Sospel-Monaco" à l'Est, et "Rouaine-col de Crous" à l'Ouest.

* Mécanisme n° 17:
18-08-1986 (Tinée)

Directions des failles et de l'axe P:
N 155°: Faille normale
N 155°: Faille normale
axe P: N 65° (inclinaison 60°)

Le massif du Mercantour est affecté dans sa partie occidentale par une série de failles et de plis orientés N 150° à 160°. Il est fort probable que la faille la plus verticale corresponde au réajustement de ces compartiments faillés (voir chapitre II).

* Mécanisme n° 18:
09-05-1987 (St Etienne de Tinée)

Directions des failles et de l'axe P:
N 50°: Faille normale (sénestre)
N 160°: Faille normale (dextre)
axe P: N 25° (inclinaison 47°)

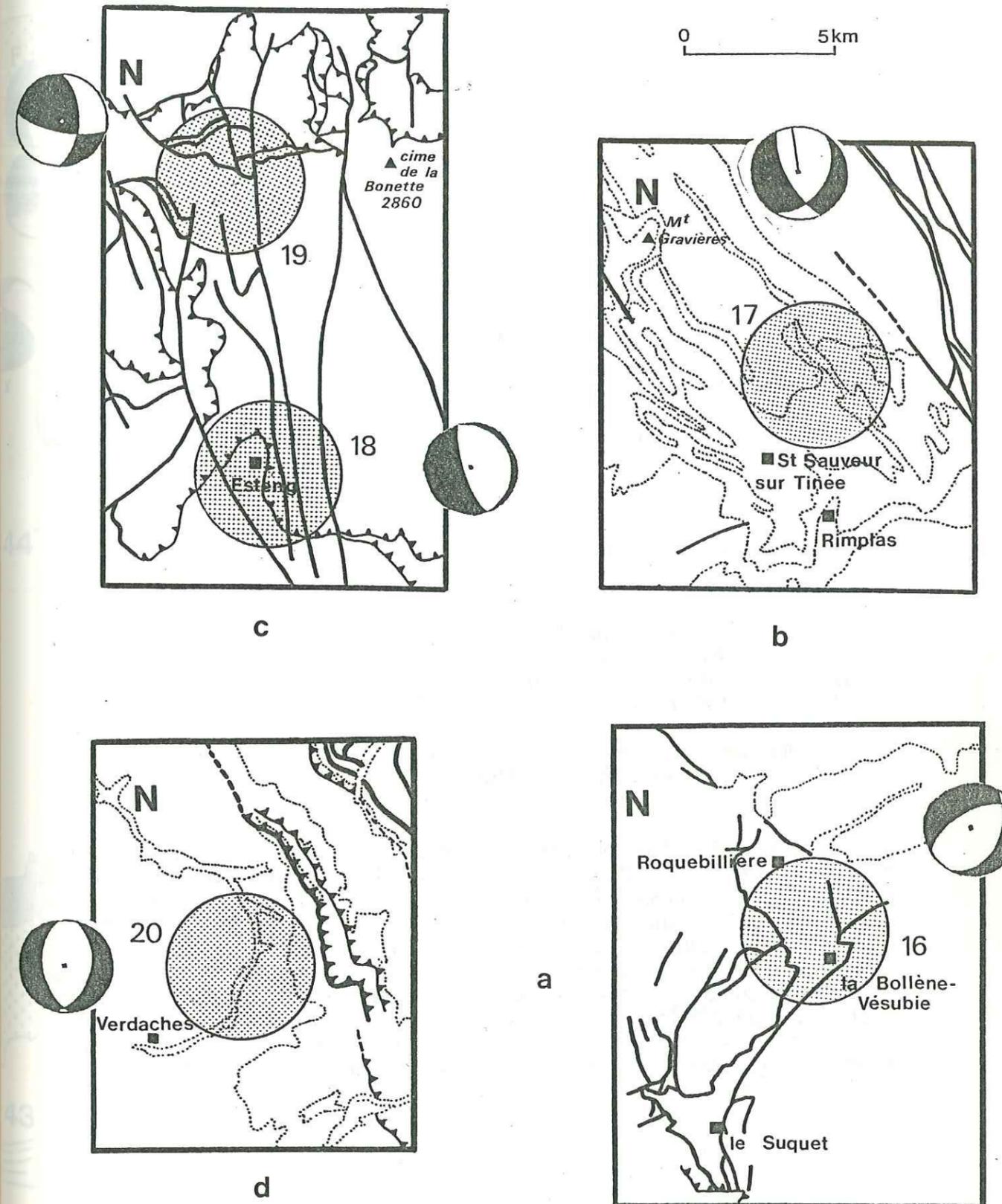


Fig.VI-18: Localisation des séismes de la région située au S (a), au SW (b) et à l'W (c) du massif de l'Argentera Mercantour (séismes n° 16 à 20).
en trait plein: failles et chevauchements
en pointillés: limites lithologiques (cristallin/sédimentaire) ou d'étages stratigraphiques.

La faille normale orientée N 160° limite le complexe des grès d'Annot dans la région de St Etienne de Tinée. On observe dans le secteur un fort plongement du substratum avec des dépôts importants; la composante décrochante est à raccorder à l'accident N 30° de Rouaine-col de Crous qui se réoriente vers le Nord à N 160°.

* Mécanisme n° 19:
22-12-1983 (Haute Tinée)

Directions des failles et de l'axe P:
N 176°: Faille dextre (inverse)
N 100°: Faille sénestre (inverse)
axe P: N 46° (subhorizontal)

Le contexte géologique est le même que précédemment; cependant la composante décrochante le long de ce système de faille N 160° est mieux exprimé.

* Mécanisme n° 20:
17-01-1986

Directions des failles et de l'axe P:
N 10°: Faille normale (sénestre)
N 167°: Faille normale (dextre)
axe P: N 13° (inclinaison 78°)

Faille normale située près du bassin de Digne et certainement associée à un enfoncement du substratum vers l'Ouest.

Les axes P et P' (P' étant la projection de P sur le plan horizontal) sont tous orientés N-S à ENE-WSW, donc en bon accord avec l'orientation des axes P calculés pour les secteurs plus au Nord. Or sur les 5 mécanismes au foyer cités précédemment, 4 ont une composante de faille normale. Aussi ce type de déformation peut-être imputé à une réaction particulière de l'ensemble de cette région soumise à la compression alpine. Notons que les directions des plans nodaux sont compatibles avec les directions de failles connues dans ces régions: N 30° à 50° pour le linéament Vesubie-Var (séisme n° 16), N 150° à N 160° pour les failles et plis de la limite occidentale de l'Argentera (failles de camp des fourches...) (séismes n° 17,18,19), N 160°-170° pour la partie orientale du bassin de Digne (n° 20).

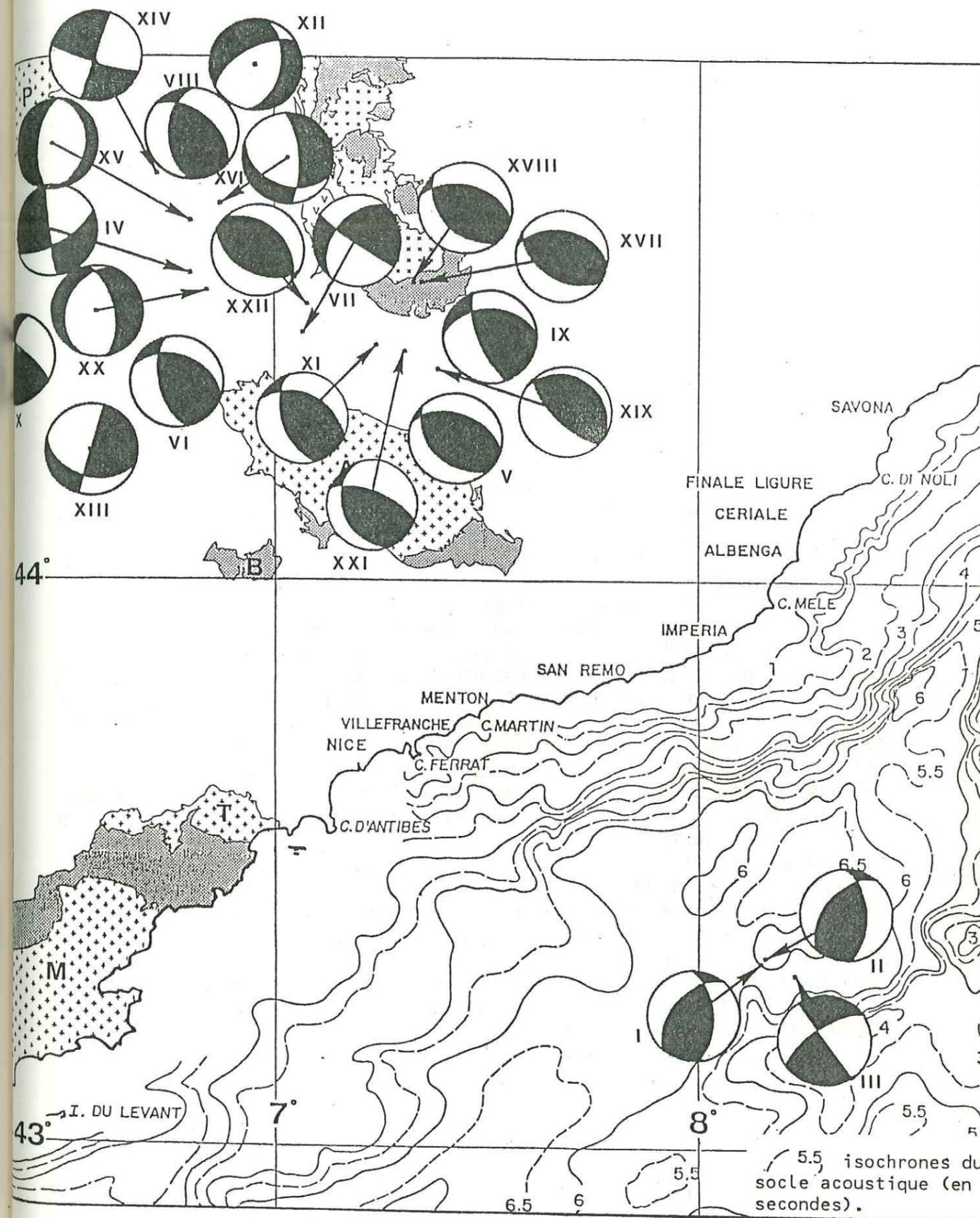


Fig.VI-19: Carte des mécanismes au foyer issus de la bibliographie (cf. planche VI-II). Notons la forte proportion de séismes de magnitude supérieure à 3.0 dans la région située entre les massifs de l'Argentera et de Dora-Maira.

- C - Conclusion:

Le calcul des 20 mécanismes au foyer présentés dans ce chapitre, qui s'ajoutent d'ailleurs aux autres solutions focales déterminées par d'autres auteurs (fig. VI-19), permet de formuler quelques hypothèses concernant la néotectonique de la mer ligure et du sud des Alpes occidentales.

1 - Résumé

1-a - La mer ligure:

Elle est caractérisée par une forte dissymétrie tant morphologique que du point de vue de l'activité sismique; on constate que la marge est plus large au SE du rift (**Rehault, 1981**) et que l'activité sismique se cantonne à un dièdre situé au NW de l'axe du bassin entre le cap d'Antibes et le cap Mele.

Les axes de contrainte déduits des solutions focales montrent qu'un net régime de compression s'exerce dans la partie la plus profonde de ce bassin. La réorientation de ces axes Pression (§ B-1-b) semble liée aux caractéristiques crustales particulières de cette région: d'une croûte océanique ou continentale amincie ou intrudée, il y a un passage brutal au domaine continental, surtout vers le NW (**Bethoux et al., 1988**). On constate que cette transition rapide est associée à un pendage très fort du Moho (**Rehault et Bethoux, 1984b**).

Ainsi la différence d'épaisseur et de nature de croûte pourrait expliquer la réorientation des axes de contrainte entre le bassin profond et la marge continentale. Ce régime compressif, ainsi que certains indices de raccourcissement observés sur la marge (blocs basculés verticalisés ou inversés (**Mauffret et al., 1980**)) seraient compatibles avec un début de fermeture du bassin ligure; cette fermeture du bassin débiterait dans sa partie nord entre 2 accidents transverses, N 120°-130° (du Cap d'Antibes et du Cap Mele), qui limiteraient latéralement la déformation et justifieraient donc la concentration de la sismicité dans ce secteur. Par l'intermédiaire de ces axes structuraux transverses (N 120°-130°) coulissants, on peut imaginer que la fermeture du bassin s'effectue par panneaux; ultérieurement la déformation se propagera certainement vers les "panneaux" voisins. Les chevauchements et les imbrications de blocs crustaux observés sur le talus continental, et l'existence d'une discontinuité crustale franche (croûte océanique/ croûte continentale) où se localisent les déformations (activité sismique), laissent suggérer une future subduction.

1-b - le sud des Alpes occidentales:

La répartition des axes de Pression montre que la partie sud des Alpes occidentales (entre le Mont Viso et la côte liguro-provençale) est soumise à un régime de contraintes unique (axes P homogènes en direction - fig. VI-9), comme le décrit aussi **Bergerat (1985)**. Toutefois, on constate que les régions, considérées

l'une après l'autre, révèle une bonne homogénéité de la direction des axes de Pression.

- Entre Dora-Maira et l'Argentera-Mercantour, la distribution de la sismicité suggère la présence d'une limite structurale active.

De plus les mécanismes au foyer déterminés dans cette étude ainsi que les mécanismes au foyer issus de la bibliographie montrent un mouvement cohérent le long d'une direction privilégiée NW-SE (fig. VI-16), même si la réponse locale par rapport au mouvement général dans cette zone est complexe (solutions focales différentes). Aussi cette zone de transition est interprétée comme une large zone de décrochement à mouvement dextre (**Bethoux et al., 1988**).

- De part et d'autre de cette limite structurale les contraintes engendrées par le poinçonnement alpin produisent une sismicité plus diffuse; dans les chaînes subalpines méridionales, à l'ouest et au sud de l'Argentera, la déformation est très localisée (sismicité diffuse); située entre deux domaines en compression (mer ligure et arc alpin), il y a écrasement de cette zone suivant les hétérogénéités existantes, fractures que l'on corrèle d'ailleurs bien entre plans nodaux et tectonique régionale.

En fait, les mécanismes au foyer disponibles, la répartition de la sismicité et les déformations actuelles (mouvements verticaux) nous permettent de constater la coexistence de 2 systèmes de déformation.

Le premier affecte les zones externes et exprime un phénomène de poinçonnement frontal (**Pavoni, 1975; Tapponnier, 1977**). Il se traduit par une direction de déplacement radiale par rapport à la chaîne, c'est à dire un chevauchement crustal à vergence NW induisant une déformation de l'avant-pays, une surrection du domaine chevauchant et une accentuation des rétrostructures dans les zones internes.

Le second affecte essentiellement les zones internes et exprime un phénomène d'expulsion latérale qui se traduit par un déplacement longitudinal dans la chaîne, selon la courbure de l'arc occidental. Une déformation complexe doit accompagner ce déplacement vers le SE, ce qui expliquerait la diversité des solutions focales obtenues.

2 - Interprétation géodynamique d'après les données de la sismologie:

Le modèle que nous essaierons d'élaborer devra prendre en compte les mécanismes au foyer (d'après les séismes considérés ici et ceux tirés de la littérature) et la répartition cartographique de la sismicité.

Aussi une première interprétation géodynamique de cette région nous permet de suggérer que la réorientation des contraintes entre le bassin ligure et la branche sud des Alpes occidentales serait le résultat de la présence de 2 poussées perpendiculaires:

- l'une E-W à SE-NW, que l'on nommera "poussée directe" et agissant sur le bassin ligure;

- l'autre N-S à NE-SW, "poussée indirecte" (résultante du poinçon alpin- voir développement au chapitre VII), et s'exerçant sur la branche sud de l'arc alpin occidental.

Nous constatons que ces 2 poussées, même si elles n'ont pas la même direction, se décompose toutes deux selon des composantes décrochantes dextres le long de la suture (ou paléosuture- voir chapitre VIII) NW-SE évoquée précédemment.

Dans le chapitre suivant, nous apporterons des éléments géophysiques et géologiques complémentaires afin de prévoir une géodynamique plus précise de cette région à travers la tectonique globale.

Chapitre VII: Caractéristiques géologiques et géophysiques de l'arc alpin occidental: contribution à l'interprétation de la partie sud de cet arc.

- A - La géométrie de l'arc alpin occidental:.....175
 - 1 - La géométrie des grands ensembles géologiques:.....175
 - 2 - La structuration profonde de l'arc alpin occidental:.....178
- B - Conclusion et interprétation géodynamique:.....181

Résumé:

Les diverses campagnes de sismique réfraction, de gravimétrie et de magnétisme mettent en évidence:

-une superposition crustale au niveau de l'arc alpin occidental médian;

-une bande linéaire NW-SE à comportement crustal anormal qui passe au NE du massif de l'Argentera-Mercantour.

Ce linéament, considéré comme un cisaillement lithosphérique, a pu guider le chevauchement crustal médian et donc être étroitement lié à la répartition des différentes unités structurales constituant l'arc alpin occidental.

Aux conclusions faites au chapitre précédent, nous allons apporter quelques éléments supplémentaires issus de la bibliographie afin d'avoir un maximum de données cohérentes et utilisables en vue de l'élaboration d'un modèle géodynamique.

- A - La géométrie de l'arc alpin occidental:1 - La géométrie des grands ensembles géologiques:

Le schéma structural des zones externes (fig.I-1) montre une asymétrie au niveau de l'arc alpin occidental; en effet, les massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux orientés NNE-SSW situés à l'extrados de l'arc sont perpendiculaires à l'allongement du massif de l'Argentera-Mercantour.

D'autre part, les différentes zones paléogéographiques s'incurvent et se ressèrent brusquement vers le sud au droit de l'Argentera; la zone briançonnaise, bien développée à la latitude de la Vanoise (30 à 40 km de largeur), se retrécit progressivement pour n'atteindre près de Demonte sur le revers N de l'Argentera que 2 ou 3 km (fig.VII-1). Dans la vallée de la Stura, les contacts tectoniques et les couches se verticalisent et basculent même vers le NNE (**Faure-Muret et Suter,1949; Sturani,1963; Gidon, 1972; Réau,1977**).

Au niveau des massifs de Belledonne, Grandes Rousses, Pelvoux, le raccourcissement dû à la tectogénèse tertiaire provoque un soulèvement du socle; par contre, immédiatement au sud dans la partie septentrionale du bassin du Sud-Est, les épaisses séries sédimentaires n'apparaissent pas avoir été affectées par de tels phénomènes orogéniques. En fait le bassin subalpin, dont le début de la subsidence commence dès le Trias (voir chap.I) reste "bassin" malgré la compression alpine.

Quant aux massifs cristallins internes (fig.VII-1), l'arc qu'ils dessinent est moins prononcé que celui des massifs externes et montre dans son prolongement vers le sud, un ennoyage rapide; parallèlement le corps d'Ivrée, révélé par la géophysique présente cette même caractéristique à savoir un allongement NNE-SSW avec, au sud une légère inflexion vers le SE.

Enfin, **Dewey et al. (1973)** font remarquer l'absence d'ophiolites sur le revers nord de l'Argentera, alors que celles-ci sont bien représentées dans les Alpes plus au nord, dans le Queyras notamment (**Lemoine,1980; Lagabrielle et al.,1985**).

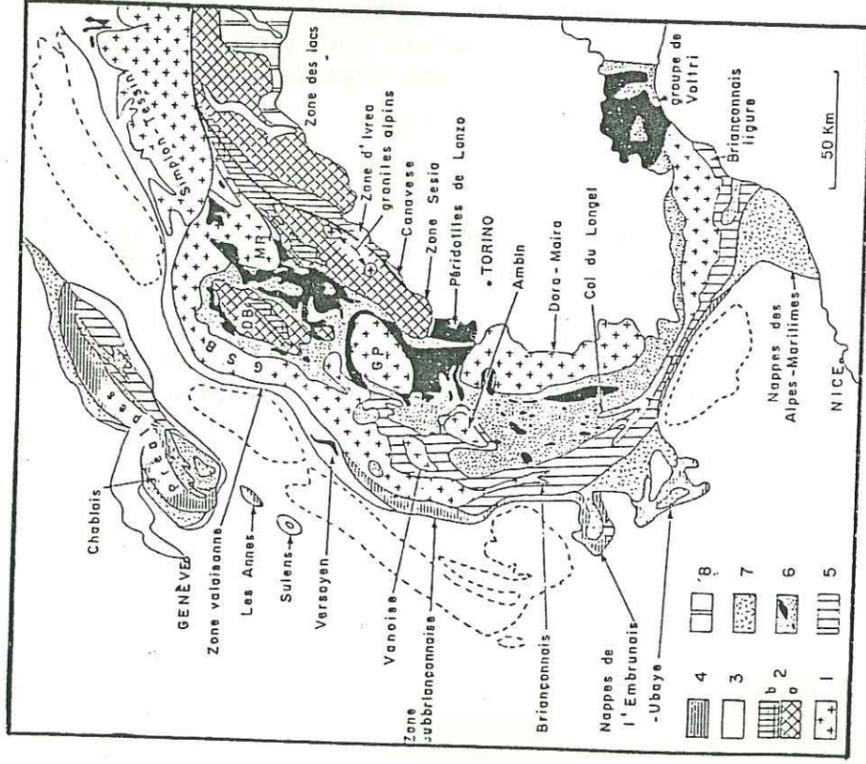


Fig. VII-1:

Schéma structural des zones internes des Alpes occidentales (Lemoine, 1988).
 1- socle européen (Valaisan, Briançonnais, Piémontais); 2- socle austro et sud-alpin (2a- zones Sesia et des lacs, série d'Arolla; 2b- zone d'Ivrée ou I-DK, II-DK et série Valpelline); 3- zone valaisane; 4- zone subbriançonnaise; 5- zone briançonnaise; 6- zone piémontaise (ophiolites en noir); 7- flyschs néocrétacés internes; 8- couverture sud-alpine;
 DB: Dent Blanche; GP: Grand Paradis; GSB: Grand Saint Bernard; MR: Mont Rose.

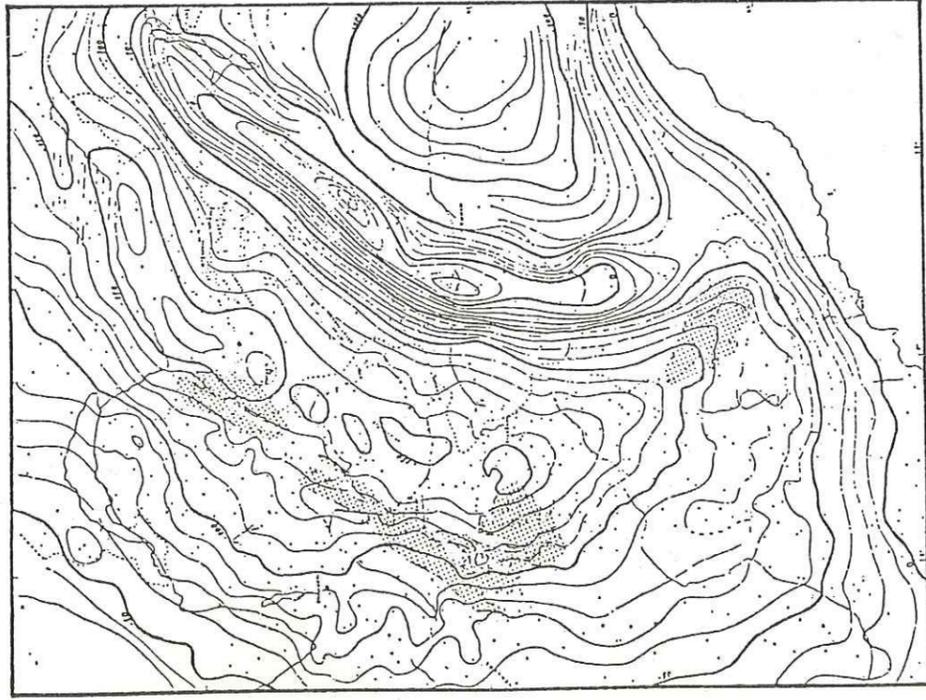


Fig. VII-3:

Carte des anomalies de Bouguer exprimées en mgal (Coron, 1959).
 Le déficit de masse maximal correspond, d'après cette carte, à une bande orientée grossièrement NNE-SSW passant par l'Aar, la Vanoise et le Pelvoux.
 Par contre une anomalie positive se développe depuis la faille insubrienne au Nord jusqu'au Sud de Dora-Maira.
 En effet on passe de -150 mgal à l'ouest (à l'aplomb du briançonnais) à +40 mgal au droit de Dora-Maira.
 Dans la partie Sud de l'arc alpin, un réajustement isostatique s'établit très rapidement au droit du massif de l'Argentera-Mercantour. Parallèlement, les isanomalies se réorientent vers le SE jusqu'à Impéria (Guillaumes, 1969 in Recq, 1974).

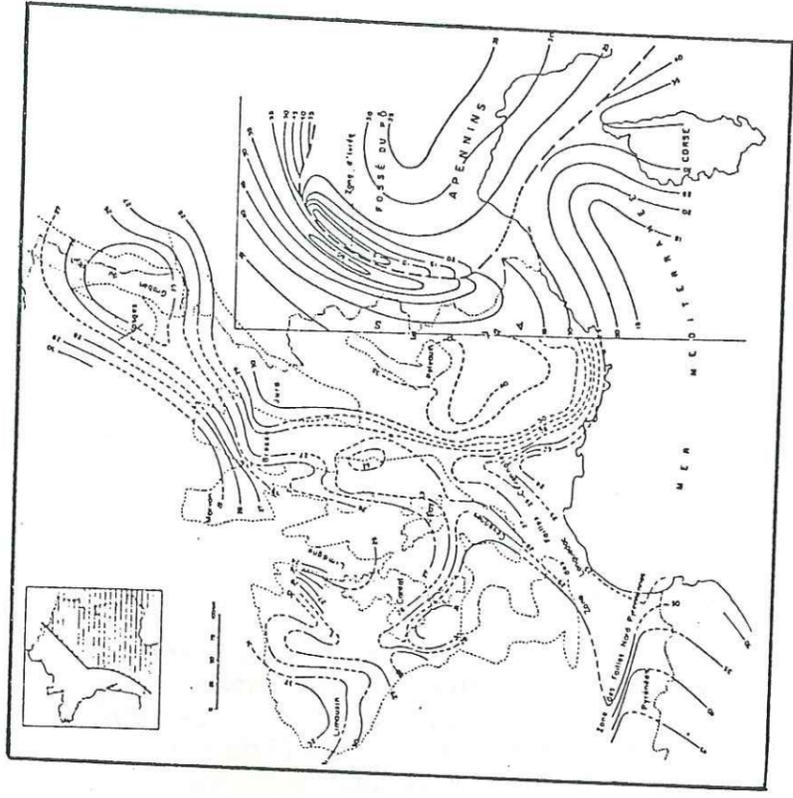


Fig. VII-2:

Carte des isobathes (en km) de la transition croute-manteau (Hirn, 1980) ET (Morelli et al. 1977, pour la partie orientale).
 Alors que l'épaississement crustal frontal des Alpes occidentales médianes est bien défini (Choudhury et al., 1971; Ménard, 1979), le contact entre zones internes et externes au niveau du massif de l'Argentera-Mercantour reste mal expliqué.
 Les isobathes au nord de la zone d'Ivrée présentent une interruption brutale (Laubscher, 1985); au sud, en dehors du rift ligure, les courbes s'entrecroisent de la même façon.

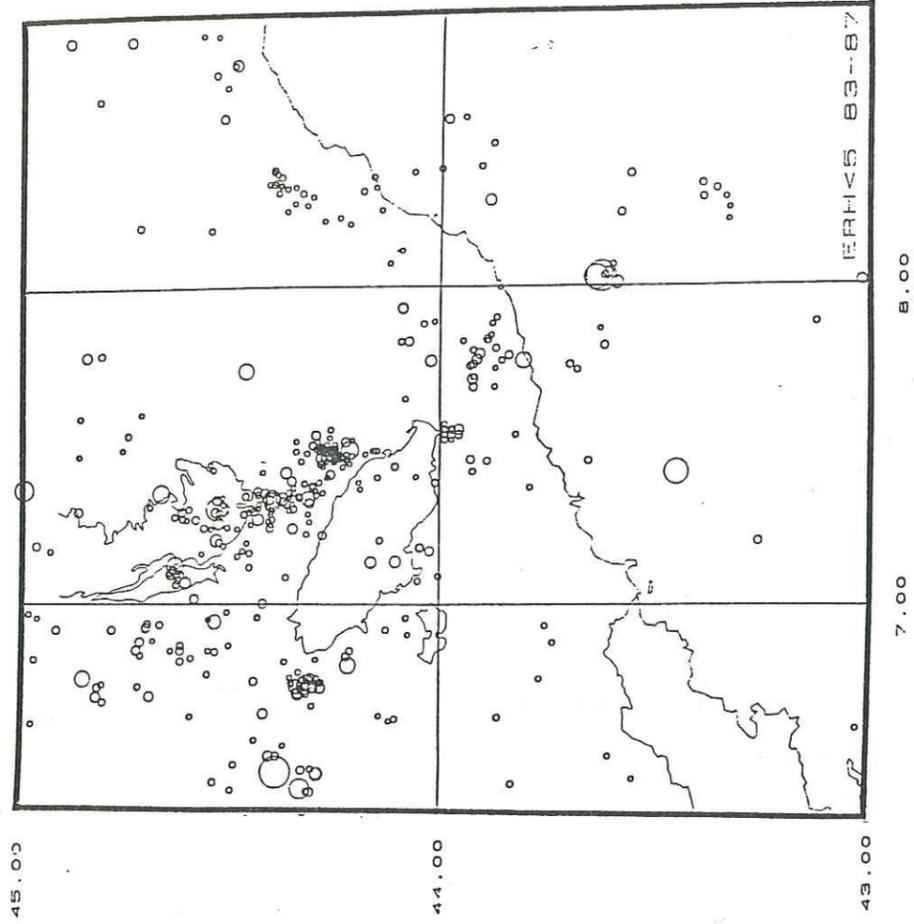


Fig. VII-4:

Carte des séismes récents au niveau de la partie méridionale des Alpes occidentales (d'après les données de l'Institut de Géophysique de Gênes).
 Sur cette carte une concentration de séismes apparaît au Sud de Cuneo (revers Nord de l'Argentera) et au NE d'Impéria.
 Cette forte activité sismique est à relier aux anomalies géophysiques notées précédemment (fig. VII-1 à VII-3).

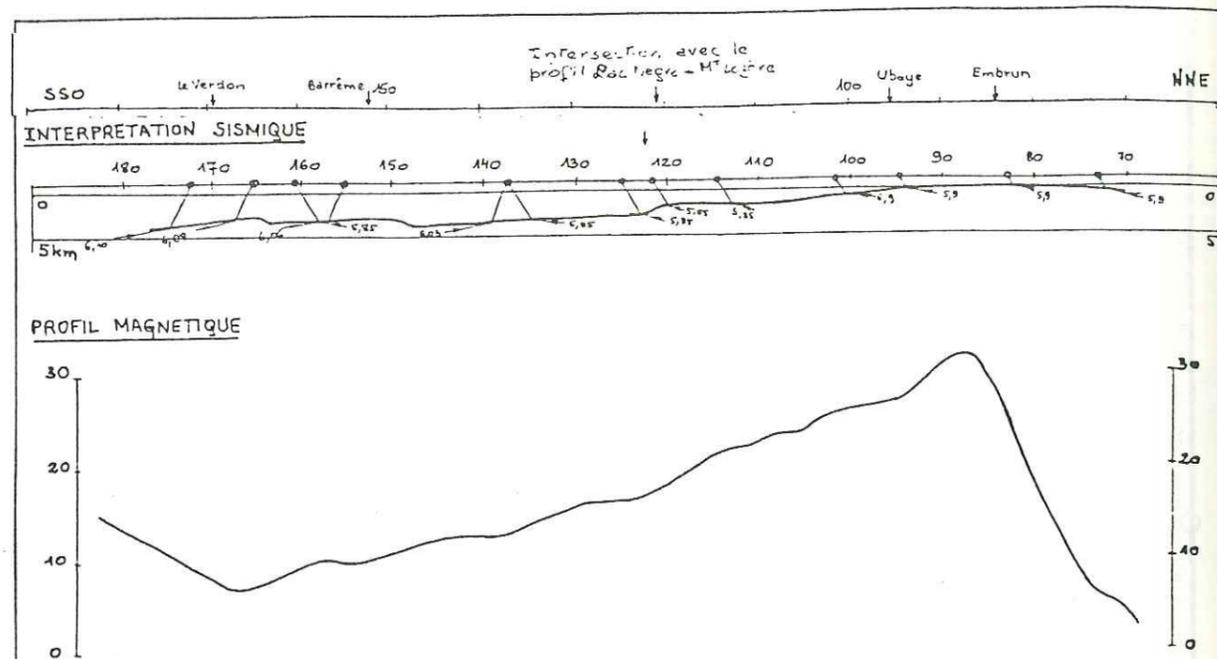
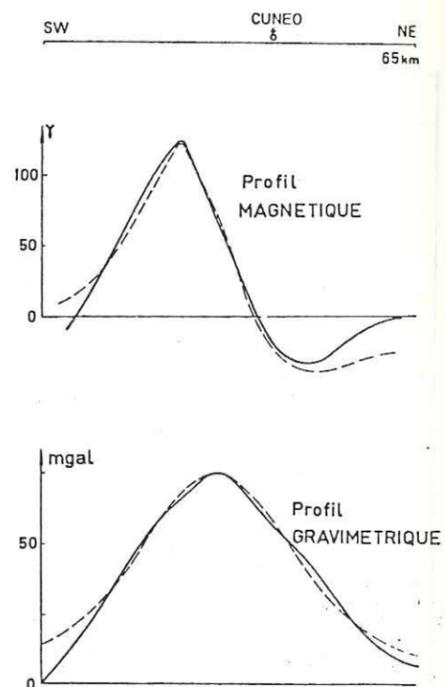


Fig. VII-5a: Interprétations géophysiques du profil Mont Cenis-Le Revest (Ménard, 1979). Dans la région d'Embrun, on observe une remontée de socle ainsi qu'une forte anomalie magnétique. Selon Debeglia (1984) un socle plus basique serait la cause de cette anomalie.

Fig. VII-5b: Anomalies magnétiques et gravimétriques de la région de Cuneo (Froidevaux et Guillaumes, 1979).

La limite massif cristallin externe (Argentera - Mercantour) et subbriançonnais est caractérisée par de très nettes anomalies, que l'on pourrait raccorder à celle observée au niveau d'Embrun.



2 - La structuration profonde de l'arc alpin occidental:

Les campagnes de sismique réfraction effectuées entre 1960 et 1970 ont révélé un épaississement crustal sous les massifs cristallins externes médians ainsi que sous les zones internes (fig. VII-2). Cet épaississement crustal peut-être attribué à une déformation par écaillage de la croûte et à la superposition d'un lambeau de manteau supérieur (Choudhury et al., 1971; Mattauer et Tapponnier, 1978; Ménard, 1979; Ménard et Thouvenot, 1984).

Ceci implique l'existence de plans de chevauchement préexistants puisque leur remobilisation est d'un point de vue énergétique, la solution la plus économique et la plus logique. Aussi comme le suggère la figure I-4, le découpage du socle pendant la distension téthysienne a pu faciliter le rejeu ultérieur en compression et engendrer les chevauchements successifs.

Alors que toutes les données géophysiques convergent vers un modèle de redoublement crustal au niveau de la zone d'Ivrée, les limites septentrionale et méridionale de ce chevauchement crustal sont encore mal définies.

L'étude de la déformation intracontinentale du système himalayen a permis à Mattauer (1986) de constater qu'un chevauchement intracontinental est accompagné, latéralement, par des accidents décrochants. C'est ainsi que dans la région himalayenne, l'épaississement crustal, est limité par deux couloirs décrochants qui sont représentés par une activité sismique très intense (Mattauer, 1986).

Or nous pouvons comparer cette géométrie et observer ces mêmes caractéristiques dans le secteur étudié.

En effet, la carte d'isobathes de la transition croûte-manteau (Henri-Labrouste et al., 1968; Morelli et al., 1977; Hirn, 1980) montre une interruption nette des courbes d'égale profondeur au niveau du revers nord de l'Argentera (fig. VII-2).

De plus les plus fortes anomalies gravimétriques (fig. VII-3) (Coron, 1959) se localisent au front des zones internes présentant un allongement NNE-SSW des isanomales; elles se réorientent progressivement vers le SE à proximité du massif de l'Argentera-Mercantour, au droit duquel l'équilibre gravimétrique se rétablit très rapidement. Parallèlement, une anomalie positive, l'anomalie d'Ivrea, de même direction que la précédente, s'observe à l'Est du massif de Dora-Maira; près de Cuneo, celle-ci se réoriente vers le SE, et se prolonge jusqu'à Impéria (Guillaume, 1969 in Recq, 1974). Dans ce secteur, cette anomalie serait corrélable avec une discontinuité profonde (Blanc et al., 1970).

Dans un secteur compris entre le Mercantour et le Pelvoux, les anomalies magnétiques indiquent la présence d'un socle plus basique qu'aux alentours (fig. VII-5 a et b), coïncidant avec un domaine de socle plus rapide (Debeglia, 1984).

Dans ce secteur les études de sismicité naturelle dans le sud de l'arc alpin (Eva et al., 1974) suggèrent l'existence de zones de sismicité non négligeables, à savoir:

- la région du Canavèse jusqu'aux vallées de la Maira et de la Stura.
- la vallée de la Stura jusqu'à la mer ligurienne.

La carte sismique (fig.VII-4) montre une concentration d'évènements sismiques au Nord du massif de l'Argentera-Mercantour; ces séismes affectent la région jusqu'à Savone, vers le SE; l'importante activité sismique régionale corroborent donc bien les données géophysiques précédentes.

Tous ces arguments géophysiques nous amènent à imaginer deux modèles pour expliquer le rôle géodynamique la limite méridionale:

- l'un consiste à faire s'amortir la flèche de chevauchement vers le SSW jusqu'à éventuellement s'annuler (**Ménard, 1979**).

- l'autre consiste à interrompre le chevauchement vers le sud par une discontinuité mécanique (faille décrochante par exemple) (**Ménard, 1979; Ricou, 1981, 1984**).

En ce qui concerne le segment SE de l'arc des Alpes Occidentales, nous adopterons ce modèle de cisaillement crustal qui nous semble expliquer la plupart des résultats géophysiques ainsi que la géométrie d'ensemble de l'arc alpin.

Ce couloir de décrochement situé sur le revers nord de l'Argentera-Mercantour ne correspondrait pas à un simple décrochement mais à un mouvement transpressif.

Notons d'ailleurs que l'évolution de ce chevauchement crustal médian vers le Nord des Alpes Occidentales correspondrait aussi à une telle structure décrochante (**Laubscher, 1985**).

- B - Conclusion et interprétation géodynamique:

Toutes les déformations répertoriées dans le chapitre précédent et dans celui-ci sont induites par la convergence Afrique/Europe (**Philip, 1983, 1987**).

Toutefois, dans le détail, nous constatons que chaque région réagit différemment à ce système de contrainte général (voir aussi chap.VI).

Les arguments géologiques et géophysiques énoncés précédemment nous suggèrent de différencier une région médiane se situant au niveau de Grenoble-Briançon et une région méridionale correspondant à la région Provence-Barrot-Argentera.

Ainsi, la géométrie d'ensemble de cet arc alpin occidental ainsi que les données géophysiques disponibles dans cette région laissent supposer une répartition hétérogène des unités structurales et de leurs déformations.

Nous proposons donc de placer dans cette région un cisaillement crustal dont le mouvement est transpressif pendant la compression alpine (fig.VII-6).

Ce linéament permet d'expliquer:

- la géométrie d'ensemble de l'arc alpin; les différentes zones paléogéographiques se retrécissent, et certaines unités semblent même disparaître le long de cette structure qui borde au NE le massif de l'Argentera.

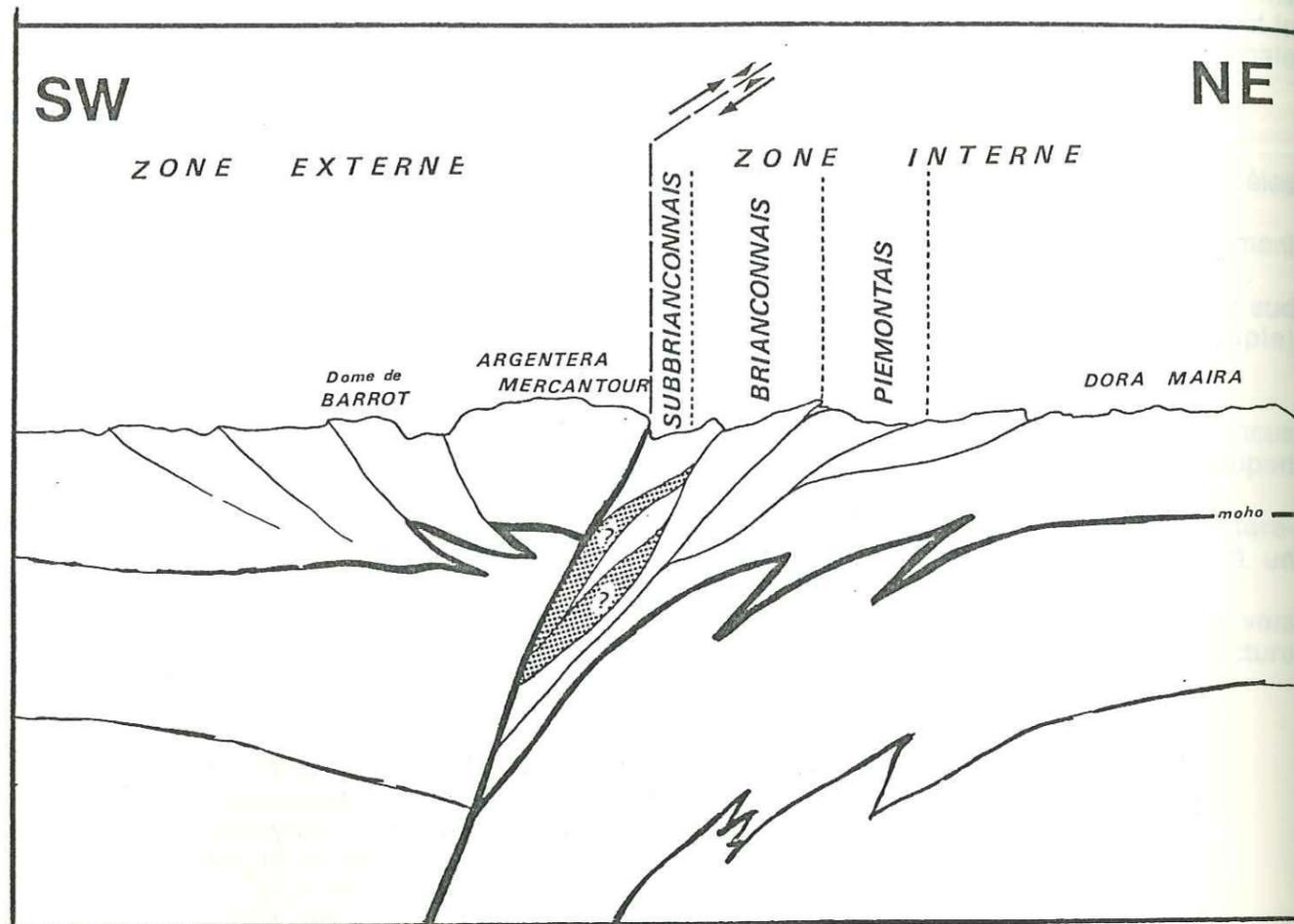
- le raccourcissement différentiel et donc le découplage entre un "bloc nord" (Alpes occidentales médianes) et un "bloc sud" (région Provence-Argentera).

La convergence des blocs au niveau médian de l'arc des Alpes Occidentales suggère, dans un premier temps (l'une des premières phases de la compression alpine), un "bourrage" de l'ensemble quant au déplacement vers le NW. Les anciennes failles normales, héritées de la distension téthysienne, sont reprises en failles inverses ou en chevauchements (**Masclé et al., 1986**). Ce déplacement d'ensemble vers le NW serait guidé au sud par une zone cisailante sénestre (**Mattauer, 1980; Rehault, 1981; Ricou, 1982, 1984; Bergerat, 1985**). Plus précisément, au fur et à mesure que s'accroît le chevauchement crustal, il y a augmentation du volume de matériau soumis à la surrection, force qui s'oppose à l'énergie de pesanteur qu'il faut vaincre. Aussi cette énergie ne pouvant augmenter indéfiniment, il peut alors y avoir modification du système de déformation.

Au Sud, la Provence et la région de l'Argentera-Mercantour semblent se comporter comme un "môle résistant", profondément enraciné, qui ne subit que très faiblement les raccourcissements tertiaires orientés E-W.

Si ce cisaillement lithosphérique dextre, de direction N 110°-120° contrôle les déplacements et les déformations propres à la convergence tertiaire, il serait normal de voir par là le résultat d'une paléostructure héritée de distensions antérieures; il est donc raisonnable de rechercher ce type de linéament sur des anomalies ou discontinuités lithosphériques, telles que des paléosutures océaniques ou des variations dans l'épaisseur des plaques héritées de leur histoire ancienne.

On suppose donc qu'il existait déjà un décrochement qui aurait été remobilisé: c'est l'hypothèse que nous avons adoptée dans le chapitre suivant afin de reconstruire l'évolution de la distension mésozoïque.



 Ophiolites

Fig. VII-6: Modèle de cisaillement et de subduction au niveau de la vallée de la Stura. La lithosphère de la plaque Apulienne résorbée au niveau de cette suture profonde sous la plaque Europe serait responsable du resserrement et de l'empilement des différentes zones internes, ayant somme toute une allure de prisme d'accrétion. On peut d'ailleurs se demander si des lambeaux de croute océanique téthysienne ne subsisteraient pas dans ce complexe d'empilement sédimentaire et crustal; ceci expliquerait les anomalies magnétiques et gravimétriques enregistrées dans cette région.

3 ème PARTIE

(Chapitre VIII)

Chapitre VIII: Synthèse des données, Conclusion et Modèle:

- A - Synthèse des données:.....185
 - 1- Le canevas structural mésozoïque dans le Sud-Est:.....185
 - 2 - Les données géophysiques obtenues dans l'arc alpin occidental:.....187
- B - Une marge continentale transformante?:.....189
 - 1 - Hypothèse d'une marge continentale passive NW-SE à regard NE:.....189
 - 1-a- Les blocs basculés à regard NE:.....189
 - 1-b- Le "horst briançonnais de la Stura":.....189
 - 1-c- Discussion:.....189
 - 2 - Une comparaison possible: la marge de Côte d'Ivoire- Ghâna:.....191
 - 3 - Les contraintes cinématiques:.....192
- C - Conclusions générales:.....194

Résumé:

L'ensemble du bassin du Sud-Est ainsi que les massifs cristallins externes médians sont segmentés par des failles orientées N 20°-30° (dites cévenoles) et des failles N 120°-140° transverses; ces failles selon l'époque et l'état de contrainte du moment, ont pu jouer différemment, que ce soit au Mésozoïque (distension téthysienne), ou au Tertiaire (compression alpine).

Or la géométrie actuelle des Alpes occidentales n'est pas fortuite: en effet, si l'on constate un certain nombre d'anomalies au niveau de cet arc alpin, il semble nécessaire d'en chercher l'origine dans les phases tectoniques antérieures.

Ainsi, la zone de décrochement mise en évidence avec les données géophysiques semble être, d'après:

-les quelques observations géologiques effectuées dans la partie sud de l'arc alpin occidental,

-la comparaison avec une marge décrochante (marge de Côte d'Ivoire-Ghana),

-la cinématique au Mésozoïque, assimilable à une structure décrochante transtensive associée à l'ouverture de la Téthys ligurienne.

- A - Synthèse des données:

A l'issue de cette étude à la fois géologique et géophysique, nous pouvons apprécier l'importance des paléostructures jurassiques dans la tectonique compressive tertiaire.

Certaines structures distensives jurassiques sont héritées de structures plus anciennes, le plus souvent tardi-hercyniennes. Tel est le cas des accidents de direction N 10°-30° (direction cévenole), dont certains ont guidé l'orientation de nombreux bassins houillers ou permien.

De la même manière le découpage tectonique jurassique de la zone alpine occidentale par des failles normales ou décrochantes a, de toute évidence, joué un rôle déterminant lors des compressions du Crétacé supérieur et du Tertiaire. D'une façon générale, la forme en arc des Alpes Occidentales n'est pas le seul résultat de la tectonique tertiaire, mais elle est certainement héritée pour partie des structures créées par le rifting téthysien au Jurassique.

1 - Le canevas structural mésozoïque dans le Sud-Est:

- Au Jurassique, la partie sud du Massif-Central se caractérise par des faciès de plate-forme déposés sous faible profondeur d'eau; à l'Est et à l'Ouest se sont créés des bassins subsidents (**Arentz et al., 1975**).

- La limite orientale de ce vaste ensemble cristallin est découpé par un système de failles N 30° à N 50° et N 120°-140° pour former des bassins losangiques à regard NW dans la plupart des cas avec un approfondissement progressif vers l'Est (**Elmi, 1983, 1984**) (localisation sur carte fig. VIII-1 en (A)).

- Plus au nord, dans le bassin de Bresse, les forages pétroliers ont mis en évidence des seuils et bassins structuraux non seulement au niveau des sédiments tertiaires mais aussi au niveau des dépôts jurassiques (**Delpech, 1984**). Ces seuils sont orientés N 30° à N 50° (B).

- Immédiatement à l'Est, les grandes failles normales à regard Est d'âge Jurassique et de direction N 30° sont relativement bien conservées et limitent les différents ensembles des massifs cristallins médians occidentaux, comme par exemple la grande faille d'Ornon (C2) (**Lemoine et al., 1986**).

L'ensemble Belledonne-Pelvoux étant issu d'une succession de chevauchements, de rétrocharriages, etc..., il est difficile d'estimer la largeur originelle de cette zone externe médiane; bien qu'approximatif, on peut garder à l'esprit la valeur 2 comme coefficient de contraction (**Debelmas et Lemoine, 1964**). Quoiqu'il en soit le raccourcissement de cette zone médiane (transversale Grenoble-Briançon) pendant la phase compressive alpine serait plus important que le raccourcissement au niveau d'une transversale Cévennes-Corse.

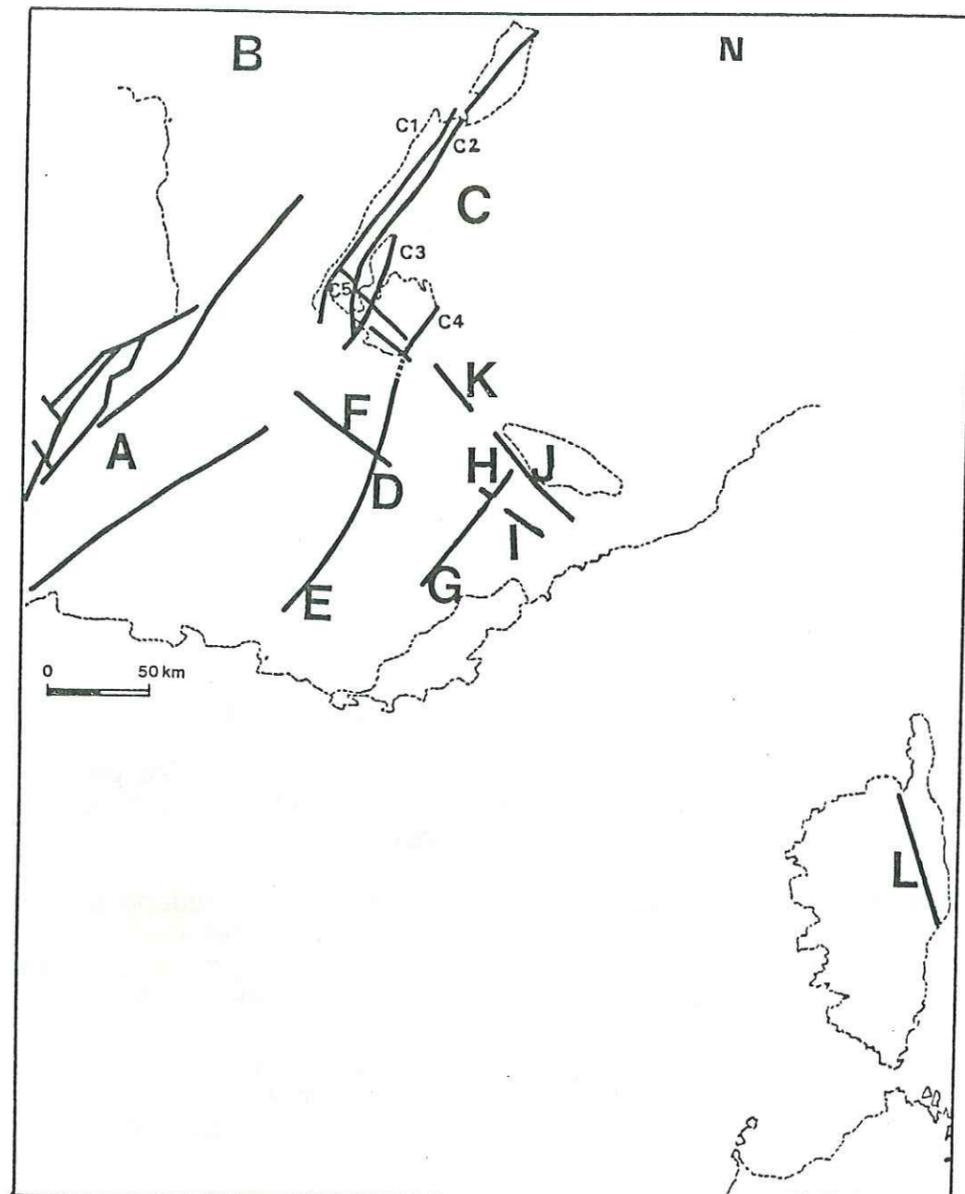


Fig.VIII-1: Paléofailles jurassiques reconnues dans le bassin du SE:

- A: Marge ardéchoise (Elmi,1983).
 B: Bassin de Bresse (Debrand-Passart et al.,1984; Delpech,1984).
 C: Massifs de Belledonne-Pelvoux (Lemoine et al.,1986).
 C1: accident médian de Belledonne
 C2: faille d'Ornon
 C3: accident du bloc Grandes-Rousses - Rochail
 C4: accident du bloc Est Pelvoux
 C5: faille transverse du Taillefer
 D: Linéament de Clamensane (Bodelle,1964; Artru,1972).
 E: Faille d'Aix en Provence (Guiomar,1984).
 F: Seuil de Barcillonette (Riche et al.,1961; Artru,1972).
 G: Haut-fond de la Bernarche (Carrère,1981).
 H: Failles du haut-Var (Delpech et al.,1988).
 I: Faille du Mont Vial (Dardeau et de Graciansky,1987).
 J: Haut-fond de la Tinée (Dardeau,1983).
 K: Seuil de St Julien (Artru,1972).
 L: Marge Est Corse (Amaudric du Chaffaut,1984).

- Le prolongement méridional de la faille de l'Est Pelvoux (C4) (la continuité structurale de cette faille vers le Sud n'est pas démontrée (Gidon,1985)), le linéament de Clamensane N 30° (D) révèle des indices de tectonique synsédimentaire et des réductions d'épaisseur (Bodelle,1964; Artru,1972). La vergence de cette faille (ou ces failles) n'a pas été évaluée.

- Le linéament de Clamensane se poursuit vers le SSW vers la faille d'Aix en Provence (E) à regard Ouest (?) (Guiomar,1984).

- Ces directions structurales N 30° sont reliées entre elles par des failles transverses N 120°-140°, comme celle de Barcillonette (F) (Riche et al.1961; Artru,1972; Arnaud et al.,1978b).

- Plus à l'Ouest, les séries de la Bernarde (à l'Est) et de Castillon-Vergons (à l'Ouest) révèlent l'existence d'un linéament d'âge au moins Jurassique (Carrère,1981). Ces failles sont réactivées au cours de la compression alpine et sont considérées actuellement comme des décrochements sénestres (Beaudoin et al.,1975) (failles d'Ourges et de Rouaine) (G).

- Vers le Nord, la bordure occidentale du dôme de Barrot est limitée par un système de failles orientées N 30°, où l'on observe des séries réduites et un approfondissement rapide vers l'Ouest (Delpech et al.,1988) (H). La direction N 120°-140° est aussi nettement repérée dans les dépôts d'âge Jurassique (Dardeau et de Graciansky,1987) (I).

- Le haut-fond de la Tinée, de direction N 140°, correspondant à l'alignement de séries réduites au Jurassique (Dardeau,1983,1984a) (J) limite la bordure Ouest de l'Argentera. Toutefois le déplacement tangentiel de ces sédiments au Tertiaire, 20 km vers le SW d'après Faure-Muret et Suter (1949), suggérerait de déplacer ce haut-fond vers le NE.

- Entre les deux massifs, Pelvoux et Argentera, dans la zone du Plan de Phasy on observe une transgression nette des Terres noires callovo-oxfordiennes sur le Trias dolomitique, ce qui peut suggérer l'existence d'une zone émergée (Artru,1972) (K).

- Enfin, les reconstitutions paléogéographiques sur le versant oriental de la Corse montre une morphologie de marge continentale d'âge Jurassique s'approfondissant rapidement vers l'Est (Amaudric du Chaffaut et al.,1984) (L).

2 - Les données géophysiques obtenues dans l'arc alpin occidental: rappels: (cf. chap.VI et VII)

Si la géométrie et l'extension des différentes zones paléogéographiques est inégale dans l'arc alpin occidental, la géophysique révèle elle aussi d'importantes anomalies gravimétriques, sismologiques, magnétiques...

En effet, les profils de sismique réfraction (Henri-Labrouste et al., 1968; Morelli et al., 1977; Ménard, 1979; Hirn, 1980), les anomalies gravimétriques (Coron, 1959; Blanc et al., 1970), les anomalies magnétiques (Debeglia, 1984; Froidevaux et Guillaumes, 1979) et enfin la répartition de la sismicité naturelle (Eva et al., 1974; Fréchet, 1978; Capponi et al., 1980; Ménard et Fréchet, 1988) montrent que la tectonique de socle est variable au sein même de l'arc alpin occidental.

Ces arguments géophysiques nous suggèrent d'imaginer un chevauchement crustal au niveau des Alpes occidentales médianes (latitude de Briançon), chevauchement limité au Nord (Laubscher, 1985) et au Sud (Ménard, 1979; Ricou, 1984; Bethoux et al., 1988) par une zone cisailante.

- B- Une marge continentale transformante ?:

1 - Hypothèse d'une marge continentale passive NW-SE

à regard NE:

1-a- Les blocs basculés à regard NE:

La répartition des faciès et des épaisseurs de la série jurassique ont amené Dardeau (1985) à envisager un dispositif distensif constitué d'un bloc basculé de direction NW-SE et regard NE (fig. VIII-3).

Cette géométrie nécessite d'avoir une largeur beaucoup plus faible du domaine paléogéographique au niveau du revers NE de l'Argentera qu'au niveau des Alpes occidentales médianes (latitude de Briançon).

De plus si cette reconstitution est en accord avec les directions principales reconnues dans le massif de l'Argentera (ce qui lui donne d'ailleurs son allongement NW-SE), les paléo-champs de contraintes, déterminés par Grand et al. (1987), ne sont favorables au développement de cette marge NW-SE que pour la période Trias-Lias inférieur.

Enfin ce modèle se heurte aux observations sédimentaires et structurales faites dans le secteur du haut-Var, qui privilégie une direction structurale N 20°-30°.

1-b- Le "horst briançonnais de la Stura":

Les observations de terrain effectuées sur 2 transversales, respectivement E-W (région de Briançon) et NE-SW (région de Cuneo) au niveau de la zone briançonnaise (Bourbon et al., 1976; Réau, 1977) suggèrent que des phénomènes de réduction définissent dans la province de Cuneo un "horst briançonnais" pérenne du Trias au Néocrétacé, orienté grossièrement NW-SE, avec des sens de paléopentes opposés et divergents. D'ailleurs vers le Sud dans le domaine externe, la formation tithonique présente à sa base des fragments de silex, de rares cailloux centimétriques de roches cristallines à composition granitique et une brèche à éléments calcaires étirés dont plusieurs ont une couleur rougeâtre caractéristique de zones émergées (Sturani, 1963).

Par contre, au niveau de Briançon le sens des pentes connues est, dirigé vers l'Est, c'est à dire en direction des zones internes et donc de l'océan téthysien (Lemoine et al., 1986).

1-c- Discussion:

La plupart des reconstructions effectuées dans le Sud de l'arc alpin occidental nécessite d'imaginer l'existence d'une structuration importante orientée grosso-modo NW-SE; toutefois, dans l'optique d'une reconstitution en termes de marge continentale passive, il est difficile d'ouvrir simultanément deux marges continentales perpendiculaires entre elles, l'une vers le SE, l'autre vers le NE.

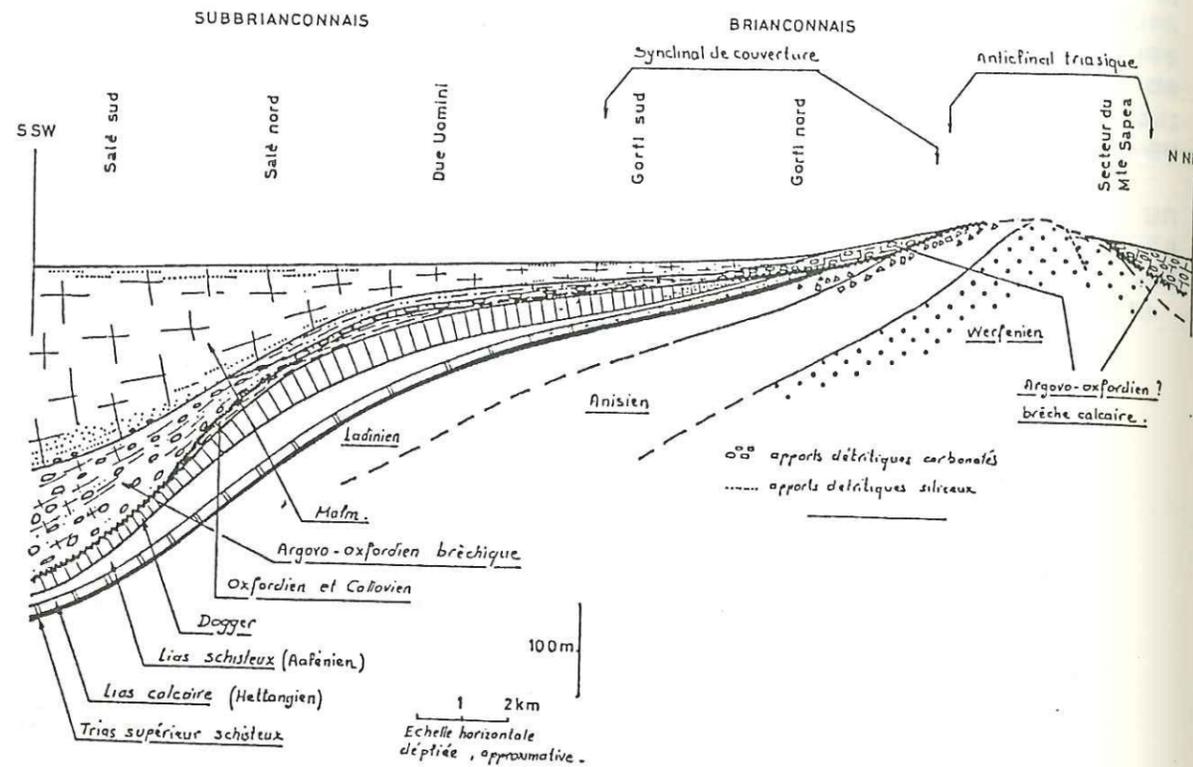


Fig.VIII-2: Coupe paléogéographique au Néocomien dans les séries subbriançonnaises et briançonnaises du Vallone dell'Arma (Réau,1977). jusqu'au Crétacé inférieur définissent une morphologie en demi-graben à pendage SW.

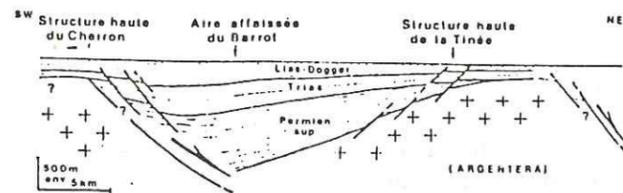


Fig.VIII-3: Coupe paléogéographique de la région Barrot-Argentera au Malm (Dardeau,1983). L'agencement des séries sédimentaires du Permien au Lias-Dogger évoquent une réduction d'épaisseur vers le NE, semblable aux observations effectuées par Bourbon et al. (1976) et Réau (1977).

Même si la détermination des tenseurs de contraintes, calculés pour la période Trias-Jurassique inférieur (Grand, 1987), est favorable à une première extension NE-SW (phase que nous pourrions appeler "phase de décompression"), puis à une extension NW-SE, il est indispensable de faire jouer la branche sud des Alpes occidentales en cisaillement et donc d'interpréter cette région comme une marge décrochante.

De par sa situation au sein de l'arc alpin occidental, la région Barrot-Argentera fait la "transition" entre une marge bien exprimée au Nord (à la latitude de Grenoble-Briançon) et une marge de même direction au Sud au niveau du massif corso-sarde (fig.I-3). La structuration interne de cette région Barrot-Argentera s'en trouve donc compliquée: on pourrait la représenter (à l'image de la marge cévenole, cf. chap.I-§B2) par un ensemble de bassins losangiques limités par des failles de direction N 20°-30°, N 110°-120° et même N 150°-160°. Cependant dans ce cas de figure, la faille "Ouest Barrot" devient la limite occidentale de ce puzzle de petits panneaux basculés (fig.V-5).

2 - Une comparaison possible: la marge de Côte d'Ivoire- Ghâna:

La marge de Côte d'Ivoire-Ghâna appartient à la marge septentrionale du golfe de Guinée; son évolution a été contrôlée par un décrochement actif au cours du Crétacé inférieur lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud.

Au niveau de la marge du Ghâna, les campagnes de sismique réflexion effectués par les compagnies pétrolières suggèrent l'existence d'une géométrie en "blocs basculés" associée au contexte cisailant de ce secteur (fig.VIII-4). Ce type de marge cisailante peut laisser apparaître au cours de leurs premiers stades de formation une tectonique de demi-graben très sédimentés et perpendiculaires ou obliques à la direction principale du décrochement (Mc Grew,1984).

Dans son prolongement occidental vers la Côte d'Ivoire, la marge de Côte d'Ivoire révèle l'existence d'une ride (la ride de Côte d'Ivoire) séparant le domaine océanique et un domaine continental aminci. Or sur cette ride, on constate que les sédiments reposent en on-lap, révélant d'ailleurs des dépôts des biseautages et des érosions synsédimentaires (fig.VIII-5) (Blarez,1986).

Ce bref rappel sur l'évolution structurale d'une marge transformante nous permet d'apprécier le fonctionnement de cette marge dans le temps; nous tiendrons compte de ces éléments lors de l'élaboration du modèle final puisqu'il semblerait qu'une certaine analogie soit envisageable.

En effet, nous constatons que si une tectonique de blocs basculés à regard NE apparaît dans le secteur Nord-Oriental de l'Argentera, il est envisageable de l'associer à une zone de cisaillement; d'autre part, le "horst briançonnais de la Stura" reconnu par Réau (1977) et Bourbon et al. (1976) (§B1b) pourrait être assimilé à une structure de même type que la ride de Côte d'Ivoire.

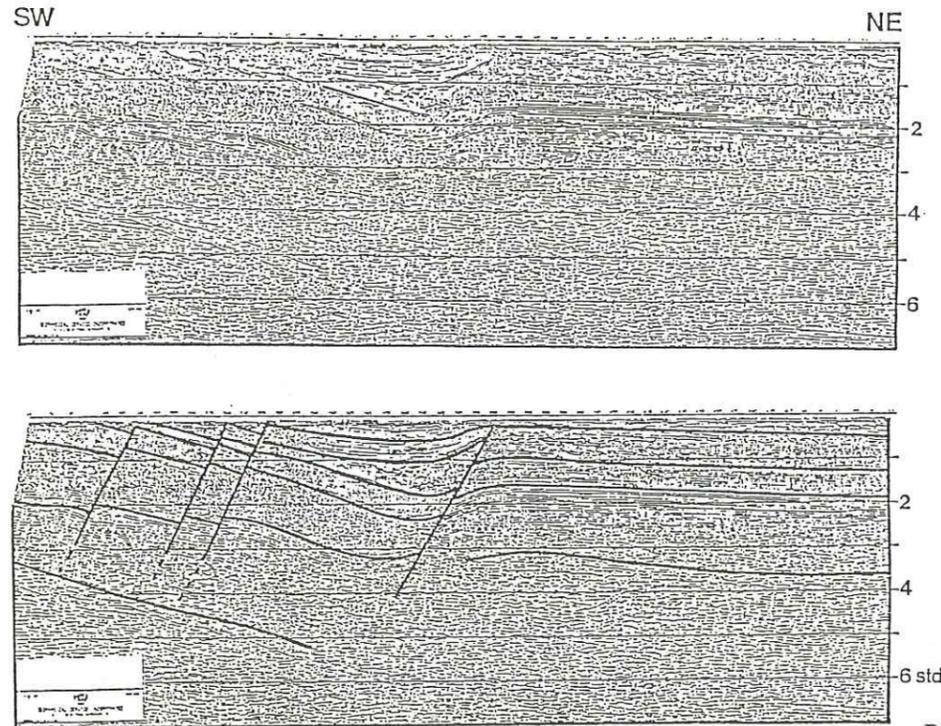


Fig. VIII-4:

Profil sismique multitrace traité du plateau continental ghanéen (Mc Grew, 1984). Ce profil montre une tectonique en demi-graben fortement sédimenté au niveau de la marge cisailante de Côte d'Ivoire-Ghana. Ainsi les zones de décrochement peuvent engendrer dans certaines conditions des demi-grabens.

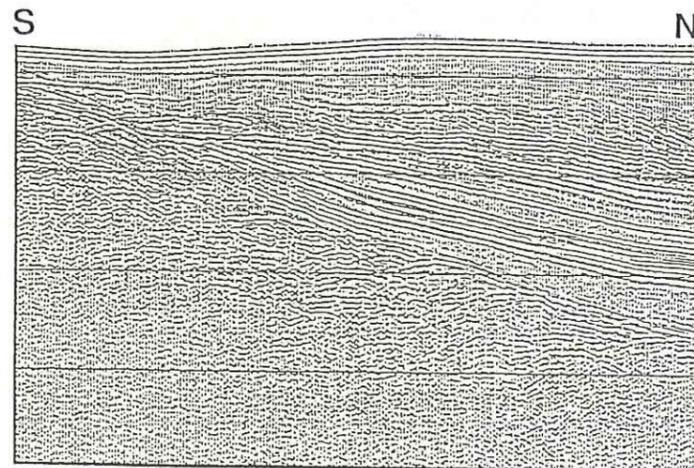
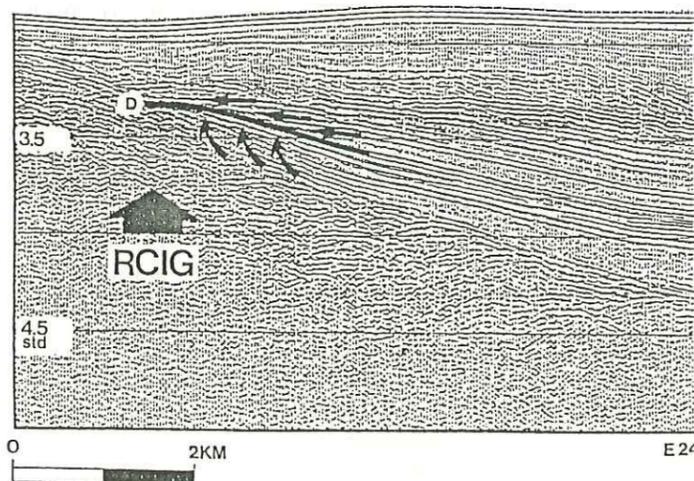


Fig. VIII-5:

Profil sismique perpendiculaire à la ride de Côte d'Ivoire-Ghana (Blarez, 1986). On constate l'existence de biseautages et de on-lap sur la pente de cette ride.



3- Les contraintes cinématiques:

Les anomalies magnétiques déterminées dans l'océan Atlantique ont permis de définir avec précision les mouvements relatifs des plaques Amérique central, Amérique du Nord, Europe et Afrique; aussi la détermination des déplacements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe étant dès lors possible, nous pouvons reconstruire l'évolution de la Téthys ligur.

Il est toutefois nécessaire de faire au préalable une hypothèse sur le bloc apulo-adriatique qui constituait la marge continentale méridionale de ce paléo-océan; on admet, par soucis de simplification que ce bloc apulien était un éperon septentrional de la plaque Afrique (Lemoine, 1988).

Par conséquent, l'ouverture de l'Atlantique Central devrait être contemporaine de celle de la Téthys ligur; il y a alors création d'une "croûte océanique atlantique" et d'une "croûte océanique téthysienne" à la même époque (Lemoine, 1982). En considérant le bloc Europe comme fixe, le mouvement de l'Afrique (et donc de l'Apulie), vers l'Est correspondra à un coulissement sénestre interprété comme une zone transformante (fig. VIII-6), dite de Gibraltar ou du Maghreb (Bouillin et al., 1986); le fonctionnement de ce coulissement sénestre, qui durera 60 millions d'années, accompagne l'ouverture simultanée de l'Atlantique central et de la Téthys.

Entre le Lias moyen et le Jurassique supérieur le déplacement de l'Afrique donc de l'Apulie par rapport à l'Europe fixe oscille entre E-W (N 90°) et NW-SE (N 135°) (Klitgord et Schouten, 1986; Savostin et al., 1986). Dès lors, le mouvement le long d'une direction structurale N 120°-130° (direction envisagée dans les paragraphes précédents) est possible.

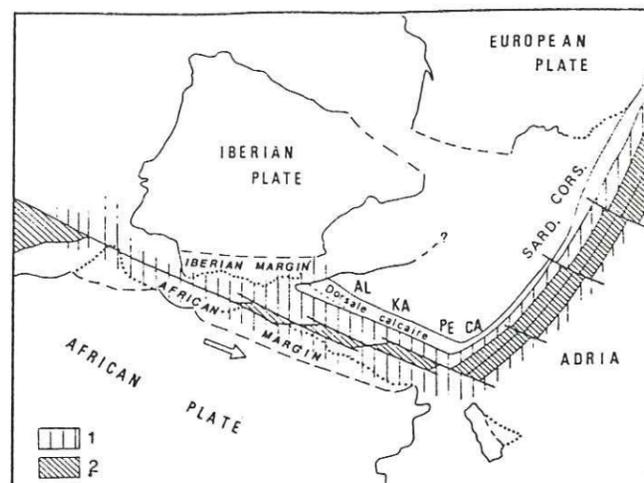


Fig.VIII-6: Représentation de la marge transformante nord-africaine qui relie le rift océanique téthysien et la dorsale médio-atlantique (Bouillin et al.,1986).
1: croûte continentale amincie; 2: croûte océanique; AL: Alboran; KA: Kabylie; PE: domaine péloritain; CA: Calabre.

Ma	EPOQUES	ATLANTIQUE CENTRAL	TETHYS LIGURE
- 45	Paléocène - Eocène	expansion	collision
- 65	Crétacé supérieur	expansion	fermeture
-110/-100	Crétacé inférieur	expansion	expansion
- 135	Malm	expansion	expansion
- 150	Dogger	début expansion	début expansion
- 175	Lias	rifting	rifting
- 190	Trias	période pré-océanique ou rifting ?	période pré-océanique ou rifting ?

Fig.VIII-7: Comparaison entre la géodynamique de l'Atlantique central et de la Téthys ligure (Lemoine,1983b).

- C - Conclusions générales:

A l'issue de cette étude, nous constatons que l'architecture préexistante hercynienne ou tardi-hercynienne contrôle étroitement les styles tectoniques successifs, distensif et compressif.

Que cela soit à l'échelle régionale (secteur du haut-Var) ou plus générale (partie sud des Alpes Occidentales), nous observons une constance des directions structurales dont le jeu peut bien entendu varier selon le champ de contraintes.

Nous distinguons:

- les directions cévenoles (N 20°-30°) qui segmentent le bassin subalpin entre la bordure cévenole et la Téthys corse; en effet les bordures du bassin subalpin (bassin subalpin) autant à l'Ouest (marge cévenole) qu'à l'Est (faille "Ouest Barrot) sont contrôlées par les directions structurales (N 20°-30°). Le domaine téthysien proprement dit réapparaît au niveau de la Corse selon une direction analogue.

- les directions transverses (N 110°-120°), identifiées comme faille de transfert au niveau de la marge téthysienne médiane (transversale Grenoble-Briançon), pourrait avoir un développement plus important au niveau du massif de l'Argentera; comme le suggère la figure I-3, elles auraient un rôle géodynamique primordiale, en ce sens qu'elle décaleraient la marge occidentale de la Téthys ligure, depuis le secteur médian (Mm) jusqu'à la marge corse (MC) (fig.VIII-8).

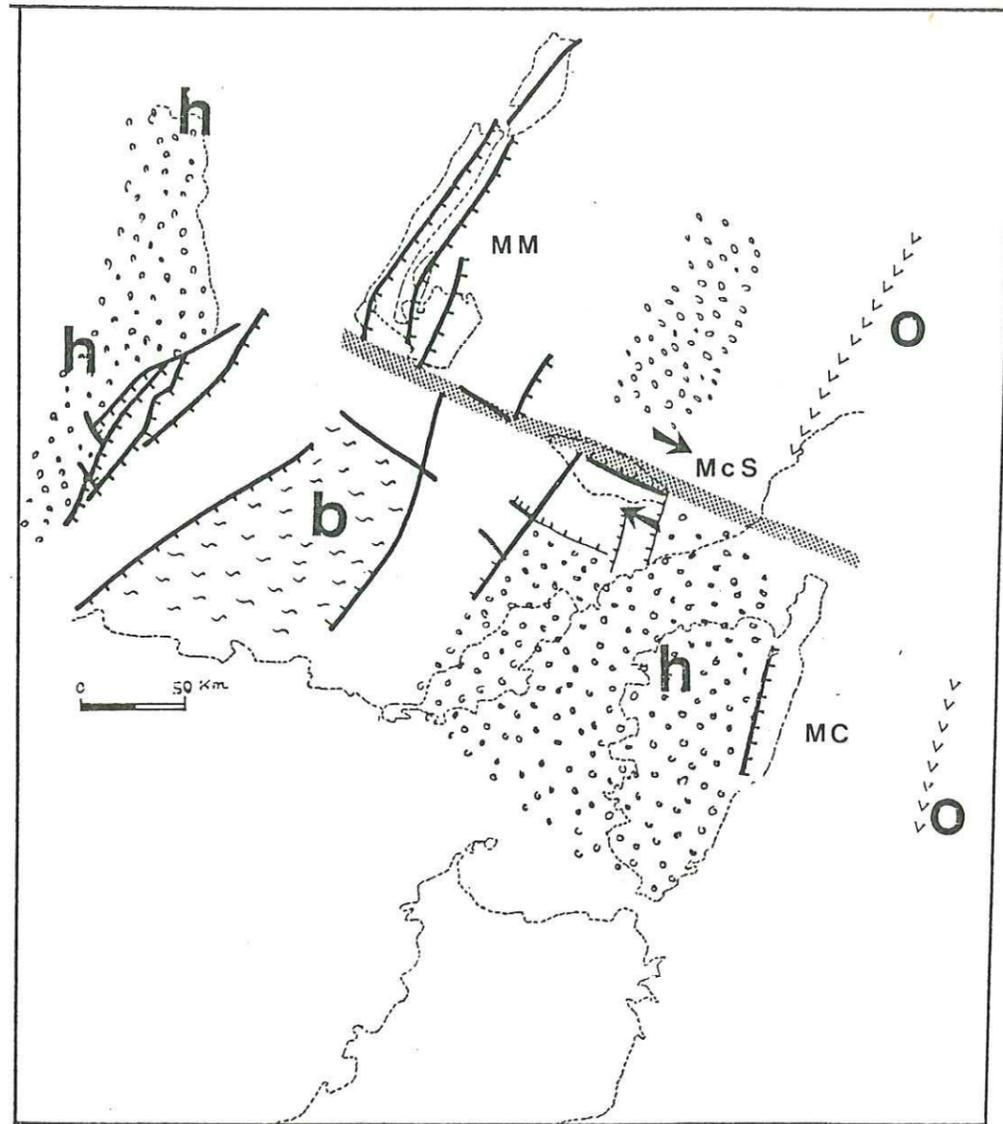


Fig.VIII-8: Schéma palinspatique du SE avec les principales structures ayant joué un rôle lors du rifting téthysien.

Un linéament à composante dextre, orienté N 110°-120°, pourrait séparer les massifs cristallins médians du bassin situé au sud; de même la ride océanique serait décalée de part et d'autre de cette ligne.

- h:** plate-forme carbonatée
- b:** bassin
- o:** ride océanique
- MM:** marge continentale passive médiane
- MC:** marge continentale passive corse
- McS:** marge cisailante de la Stura

Bibliographie

- Allouc, J.**, 1985. - Etudes sur la génèse et la signification pal ohydrologique des encroûtements sous-marins de Méditerranée. *Thèse d'Etat, Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière*, 450 p.
- Amaudric du Chaffaut, S.**, 1982.- Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. *Trav. Lab. Géol. Ecole Normale Sup. Paris*, 15, 1-135.
- Amaudric du Chaffaut, S., Bourbon, M., de Graciansky, P.C., et Lemoine, M.**, 1984.- Du Briançonnais à la Corse: modifications longitudinales d'une marge continentale passive de la Téthys Ligure. *Mem. Soc. Géol. It.*, 28, 269-283.
- Antoine, C.**, 1982. - Méthodologie du calcul de mécanismes au foyer de séismes proches; étude sismotectonique du NE du Massif Central (1961-1981). *Thèse Ingénieur, Institut de Physique du Globe de Strasbourg*, 102 p.
- Arentz, J., Bouroullec, J., Delfaud, J., et al.**, 1975. - Un modèle de plate-forme carbonatée: le Jurassique du haut-fond occitan (France-Sud). *IX  Congrès Intern. de Sédimentologie, Nice*, 13-20.
- Arnaud, D.H., Debelmas, J., Flandrin, J., Gidon, M., et Kerkhove, C.**, 1975. - Remarques et réflexions à propos de l'attribution au néogène d'une partie des cargneules et des gypses alpins. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, 18, 973-979.
- Arnaud, H., Barfety, J.C., Gidon, M., et Pairis, J.L.**, 1978a. - A propos de rh gmatisme des zones externes alpines au Sud de Grenoble. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 286, 1335-1338.
- Arnaud, H., Gidon, M., et Pairis, J.L.**, 1978b. - Les thèmes structuraux de la tectonique synsédimentaire jurassique du domaine Vocontien: données fournies par les chaînes subalpines de Gap   Sisteron. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, 217-220.
- Arnaud, M., et Monleau, C.**, 1975. - Le Lias et le Dogger inférieur du bord de mer varois. *Géol. Médit.*, II, 4, 147-158.
- Arnaud, M., et Monleau, C.**, 1979. - Etude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée: exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien). Analyse sédimentaire et reconstitution du milieu de sédimentation. *Thèse d'Etat, Univ. de Provence, fasc.I=344p., fasc.II=381 p.*
- Arthaud, F., et Matte, P.**, 1975. - Décrochements tardi-hercyniens du SW de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arthaud, F., Mégard, F., et Séguret, M.**, 1977. - Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bull. Centre Rech. Elf-Aquitaine*, 1, 1, 147-188.
- Arthaud, F., Ogier, M., et Séguret, M.**, 1980-81. - Géologie et Géophysique du Golfe du Lyon et sa bordure nord. *Bull. B.R.G.M.*, 1, 3, 175-193.
- Artru, P.**, 1967. - Le contrôle structural de la sédimentation argileuse dans les terres noires jurassiques, d'Embrun à la vallée du Rhône. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 20, 4, 211-222.
- Artru, P.**, 1972. - Les terres noires du bassin rhodanien. *Thèse d' tat. Univ. Lyon*, 181 p.
- Assenat, S.**, 1972. - Stratigraphie et variations de faciès du Jurassique inférieur de la région de Castellane (Alpes de Provence). *Thèse 3  cycle, Univ. C. Bernard, Lyon*, 81 p.
- Assenat, S., Cotillon, P., et 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. Sci. Paris*, 275, 2463-2466.
- Aubouin, J., et Mennessier, G.**, 1960. - Essai sur la structure de la Provence. In : *Livre à la mémoire du Prof. Fallot. Mem. Hors-série de la Soc. Géol. de France*, II, 45-98.
- Bally, A.W.**, 1981. - Thoughts on the tectonics in folded belts. In : *M.C. Clay K.R. et Price, J.J. (eds). Thrusts and nappes tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc., London*, 9, 13-32.
- Barfety, J.C., Gidon, M., et Kerkhove, C.**, 1968. - Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267, 394-397.

- Barfety, J.C., Gidon, M., Haudour, J., et Sarrot-Reynaud, J., 1970. - Nouvelles observations sur les conditions de la sédimentation du Trias et du Lias du Dôme de la Mure et de la chaîne de Belledonne méridionale. *Géol. Alp.*, 46, 5-16.
- Barfety, J.C., et Gidon, M., 1981. - Fonctionnement synsédimentaire liasique Venosc - Isère. *Bull. B.R.G.M.*, 1, 1, 11-22.
- Barfety, J.C., et Gidon, M., 1983. - La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au Sud de Bourg d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques. *Géol. alp.*, 59, 5-32.
- Barfety, J.C., et Gidon, M., 1984. - Un exemple de sédimentation sur un abrupt de faille fossile : le Lias du versant Est du massif du Taillefer (zone dauphinoise-Alpes occidentales). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 25, 3, 1-14.
- Bas, T., 1985. - Caractéristiques du rifting liasique dans un secteur d'une marge passive de la Téthys : le haut-fond de la Mure et le bassin de Beaumont (Alpes occidentales). *Thèse 3° Cycle, Univ. de Grenoble.*, 193 p.
- Baud, A., et Mégard-Galli, J., 1975. - Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briannonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. *9° Congrès Intern. de Sédimentologie, Nice*, 5, 45-52.
- Baudrimont, A.F., et Dubois, P., 1977. - Le bassin mésogéen du domaine péri-alpin (sud-Est de la France). *Bull. Centre Rech. Elf-Aquitaine*, 1, 1, 261-308.
- Bayer, ..., et al., 1987. - Premiers résultats de la traversée des Alpes Occidentales par sismique réflexion verticale (programme ECORS-CROPS). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II, 1461-1470.
- Beaudoin, B., 1972. - Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire, à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique Terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales. *Thèse d'Etat*, 144 p.
- Beaudoin, B., 1980. - Le bassin subalpin (au Mésozoïque). In: "Evolution géologique de la France". *Mém. B.R.G.M.*, 107, 284-291.
- Beaudoin, B., Campredon, R., Cotillon, P., et Gigot, P., 1975. - Alpes méridionales françaises: reconstitution du bassin de sédimentation. *9° Congrès Intern. de Sédimentologie, Nice, Excursion 7*, 237 p.
- Beaudoin, B., Campredon, R., Franco, M., et al., 1977. - Age et modalités de plissement des chaînes subalpines méridionales. *5° RAST, Rennes*, 49.
- Bergerat, F., 1985. - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. *Thèse d'Etat, Paris VI*, 347 p.
- Bernouilli, D., Lemoine, M., 1980. - Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. *26ème Congrès Int. géol. Paris, Colloque C5*, 168-179.
- Bertil, D., Bethoux, N., et Massinon, B., 1987. - Synthetic seismograms obtained at regional distances in a case of dipping mohorovicic discontinuity. *Terra Cognita*, 7, 2-3, 199.
- Bertrand, L., 1896. - Etude géologique du Nord des Alpes Maritimes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 56, IX, 214 p.
- Bertrand, J.P., 1975. - Données sur la sédimentologie du Jurassique français : faciès de bassin et de plate-forme dans le Sud-Est de la France. *9° Congrès Intern. Sédimentologie, Nice*, 5, 1, 73-79.
- Bethoux, N., Petit, F., Rehault, J.P., Massinon, B., et Montagner, J.P., 1986. - Several locations methods for underwater shots in the Gulf of Genoa (western Mediterranean): structural implications. *Tectonophysics*, 128, 357-379.
- Bethoux, N., Cattaneo, M., Delpech, P.Y., Eva, C., et Rehault, J.P., 1988. - Mécanismes au foyer de séismes en Mer Ligure et dans le Sud des Alpes Occidentales: résultats et interprétations. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, 71-77.
- Biancotti, A., 1974. - La tettonica della regione costante del lac des Mesches (extremo sud-orientale del massiccio dell'Argentera). *Atti Rend. Accad. Naz. linai*, LVI, 3, 389-396.
- Blanc, M., Coron, S., Guillaume, A., et Guillaume, S., 1970. - Nouvelles mesures de pesanteur en Ligurie : conséquences géologiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 270, D, 1766-1769.
- Blarez, E., 1986. - La marge continentale de Côte d'Ivoire-Ghana. Structure et évolution d'une marge continentale transformante. *Thèse de l'Université Paris VI*, 188 p.
- Bodelle, J., 1964. - Lacunes et réductions d'épaisseur du Lias moyen et supérieur au Nord Est de Sisteron. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, VI, 635-649.
- Bogdanoff, S., 1982. - Signification et âge des schistes de la Valetta, massif de l'Argentera-Mercantour; une coupure partiellement occultée. *9° RAST, Paris*, 63 p.
- Bogdanoff, S., et Prunac, M., 1976. - Tectonique des gneiss et migmatites du massif de l'Argentera (Alpes Maritimes) France et Italie. *4ème RAST, Paris*.

- Bogdanoff, S., et Schott, J.J., 1977. - Etude paléomagnétique et analyse tectonique dans les schistes rouges permien du Sud de l'Argentera. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIX, 4, 909-916.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A., Hennequin-Marchand, I., et al., 1974. - Le rôle des décrochements "tardi-hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'Ouest et au Nord de la péninsule ibérique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, XVI, 1, 75-86.
- Boillot, G., Biju-Duval, B., Lemoine, M., et Montadert, L., 1983. - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. *Masson (Ed.)*, 341 p.
- Bordet, P., 1943. - Sur les dislocations du Trias au Nord du dôme de Barrot. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 217, 485.
- Bordet, P., 1945. - Présence de tufs volcaniques dans les sédiments permien du dôme de Barrot. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 21-23.
- Bordet, P., 1946. - Les dislocations de la série permo-triasique aux environs de Roubion. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 224, 486.
- Bordet, P., 1949. - Sur l'allure des plis de couverture au SW du Massif de l'Argentera-Mercantour. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 228, 408.
- Bordet, P., 1950. - Le dôme permien de Barrot (Alpes maritimes) et son auréole de terrains secondaires. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, XLVIII, 228, 39.
- Bordet, P., 1963. - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Géol. Alp.*, 39, 173-198.
- Bordet, P., et Lemoine, M., 1948. - Les accidents tectoniques de la bordure sud ouest du Dôme de Barrot. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 226, 1102-1103.
- Bossolasco, M., et Eva, C., 1970. - The seismicity in Maritime Alps and adjacent areas. In: *XII° General Assembly of the European Seismological Comm., Luxembourg*, 21/29 Sept. 70, 101, 105-110.
- Bossolasco, M., Cicconi, G., Eva, C., et Pascale, V., 1972. - La rete sismica dell'Istituto Geofisico di Genova e primi risultati sulla sino-tettonica delle Alpi Maritime ed Occidentali et del Mar Ligure. *Riv. It. Geofis.*, 21, 5-6, 229-247.
- Boucarut, M., 1971. - Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). *Thèse d'Etat, Univ. Nice*, 487 p.
- Bouillin, J.P., Durand-Delga, M., et Olivier, P., 1986. - Betic-rifian and Tyrrhenian arcs : distinctive feature, genesis and development stages. In: *The origin of arcs, F.C. Wezel (ed)*, 281-304.
- Bourbon, M., Chenet, P.Y., Faure, P., Gidon, M., et Reau, J., 1976. - Importance et signification des érosions mésozoïques à la marge externe de la zone briannonnaise (Alpes du Sud). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 283, D, 1269-1272.
- Bourbon, M., de Graciansky, P.C., et Roux, M., 1980. - Indices bathymétriques fournis par les crinoïdes pédonculés sur le bord de la marge téthysienne (Briançonnais et sub-Briançonnais au Jurassique et au Crétacé). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 5, 713-718.
- Campredon, R., et Giannerini, G., 1982. - Le synclinal de Saint-Antonin (arc de castellane, chaînes subalpines méridionales): un exemple de bassin soumis à une déformation compressive permanente depuis l'éocène supérieur. *Géol. Alp.*, t 58, 15-20.
- Capponi, G., Eva, C., et Merlanti, F., 1980. - Some considerations on seismotectonics of the western Alps. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, XX, 79, 223-240.
- Carrère, V., 1981. - Etude structurale du linéament ligure: télédétection et données de terrain. *Thèse 3° Cycle, Univ. Paris VI*, 162 p.
- Choudhury, M., Giese, P., et de Visintini, G., 1971. - Crustal structure of the Alps: some general features from explosion seismology. *Boll. di Geof. Teorica ed Applicata*, XIII, 51-52, 211-240.
- Coadou, A., et Beaudoin, B., 1972. - Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 6, 236-238.
- Coadou, A., et Beaudoin, B., 1975. - Pulsations tectoniques et ruptures sédimentaires associées dans le bassin subalpin méridional (France) au Jurassique inférieur et moyen. *9° Congrès Intern. de Sédimentologie, Nice*, 4, 49-60.
- Cogne, J., Gèze, B., Goguel, J., Grolier, J., et al., 1966. - Les rifts et les failles de décrochement en France. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, VIII, 2, 123-131.
- Colongo, M., Elmi, S., et Spy-Anderson, F.L., 1979. - Changements dynamiques dans le comportement tectono-sédimentaire d'un secteur de la marge cévenole au passage Trias-Jurassique (région des Vars, Ardèche). *7° R.A.S.T. Lyon*, 122.
- Coron, S., 1959. - Grandes variations de pesanteur dans la région des Alpes occidentales. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 248, 22, 3193-3195.

- Corroy, G., 1960.** - L'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Provence. In: *Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot. Mém. Hors Série Soc. géol. Fr., II, 19-43.*
- Curnelle, R. et Dubois, P., 1985.** - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr. (8), II, 4, 529-546.*
- Dardeau, G., 1978a.** - Un dispositif seuil-bassin dans le Lias et le Jurassique des Alpes Maritimes; prolongement vers le Sud Est des structures du bassin de Gap-Digne. *C.R. somm. Soc. Geol. Fr., 4, 173-177.*
- Dardeau, G., 1978b.** - Stratigraphie et interprétation paléogéographique du Lias et du Dogger inférieur entre le Var et la Roya (Alpes Maritimes). *C.R. Acad. Sci. Paris, 286, 307-310.*
- Dardeau, G., 1980.** - Le Lias et la base du Jurassique moyen de la bordure Sud de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). *Geol. Méd., VII, 3, 211-216.*
- Dardeau, G., 1983.** - Le Jurassique des Alpes Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, Briançonnais et provençal. *Thèse d'Etat, Univ. de Nice, 391 p.*
- Dardeau, G., 1984a.** - 153-154; 202-203; 254-255, le Jurassique des Alpes du Sud (arc de Nice, bordures du Barrot et du Mercantour). In: *Mouterde, R., chapitre Lias, Synthèse géologique du S.E. de la France. Mém. B.R.G.M., Fr., 125.*
- Dardeau, G., 1984b.** - Distension jurassique. *C.R. Acad. Sci. Paris, 299, 5, 203.*
- Dardeau, G., 1985.** - Préfiguration de la courbure de l'arc alpin dès le rifting téthysien en bordure du domaine dauphinois (domaine externe des Alpes Occidentales françaises). *Bull. Soc. géol. Fr., 6, 1319-1324.*
- Dardeau, G., 1987.** - Inversion du style tectonique et permanence des unités structurales dans l'histoire mésozoïque et alpine du bassin des Alpes Maritimes, partie de l'ancienne marge passive de la Téthys. *C. R. Acad. Sci. Paris, 305, II, 483.*
- Dardeau, G., Gauthier, H., Marchand, D., et Montenat, C., 1980.** - Le Dogger et la base du Malm dans la partie est de l'arc de Castellane (région d'Aiglun, Alpes Maritimes). Précisions stratigraphiques, paléogéographiques et paléobiogéographiques. *Géol. Méd., VII, 3, 217-222.*
- Dardeau, G., de Graciansky, P.C., 1987.** - Evidence for Tethyan halokinesis in the Maritim Alps (France). *Terra Cognita, 7, 2-3, p. 86.*
- Debeglia, N., 1984.** - 52-57, Données géophysiques. In: *Feys, R., chapitre socle, Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M., Fr., 125.*
- Debelmas, J., 1961.** - Le Lias supérieur au Nord de Castellane et dans la haute vallée de l'Estéron (Basses Alpes). Découverte d'une lentille de minerai de fer oolithique dans l'Aalénien. In: *Colloque sur le Lias français. Mém. B.R.G.M., 4, 707-708.*
- Debelmas, J., et Lemoine, M., 1964.** - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. *Information Scientifique, 1, 33 p.*
- Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.-J., 1984.** - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B.R.G.M. Fr., n° 125, 615 p et n° 126.*
- Delfaud, J.** - Un élément majeur de la paléogéographie du Sud de la France au Jurassique moyen et supérieur: le Haut-fond Occitan. *C. R. Somm. S. G. F., 58-59.*
- Delorme, M., et Richez, M., 1984.** - Tectogénèse distensive d'âge liasique dans le massif de Peyre-Haute. *Travail d'Option, Ecole des Mines de Paris, Sciences de la Terre, 116 p.*
- Delpech, P.Y., 1984.** - Les blocs basculés de Bresse et des Limagnes. *D.E.A., Paris VI, 36 p.*
- Delpech, P.Y., Dardeau, G., et Lemoine, M., 1988.** - Tectonique synsédimentaire jurassique et halocinèse associée en bordure occidentale du dôme de Barrot (zone externe des Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris, 306, II, 553-556.*
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., et Bonnin, J., 1973.** - Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull., 84, 10, 3137-3180.*
- Dubar, M., 1987.** - Précisions sur la structure et le fonctionnement récent du fossé tectonique du Var inférieur d'après l'étude des déformations des terrasses quaternaires. *C. R. Acad. Sci. Paris, 304, II-3, 141-146.*
- Dumont, T., 1983.** - Le chaînon de Rochebrune au SE de Briançon: évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes occidentales. *Thèse 3° Cycle, Grenoble, 249 p.*
- Dunham, J.R., 1962.** - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *classification of carbonates rocks. Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem. ed, 1, 108-121.*
- Durand-Delga, M., 1974.** - La Corse. In: *Géologie de la France, J. Debelmas, Doin ed., II, 465-478.*

- Durand-Delga, M., 1976.** - Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Corse. *Bull. Soc. Sci. Historiques et Naturelles de la Corse, 622, 38-50.*
- Elf Aquitaine, 1977.** - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés; 1- éléments d'analyses; 2-éléments d'interprétation. , 1=173 p.; 2=231 p.
- Elmi, S., 1983.** - La structure du Sud-Est de la France: une approche à partir de la bordure vivaro-cévenole du Massif Central. *C.R. Acad. Sci. Paris, 296, 1615-1620.*
- Elmi, S., 1984.** - 143-146, 166-172, le Lias de la bordure vivaro-cévenole. In *Mouterde, R., chapitre Lias, : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M., Fr., 125.*
- Eva, C., Merlanti, F., et Bozzo, E., 1974.** - Geophysical evidence suggesting rotation and eastward displacement of the Ivrea body in western Liguria, Italy. *Mem. Soc. Geol. It., 13, 2, 113-119.*
- Fabre-Taxy, S., 1961.** - Le Lias de Provence. In: *Colloque sur le Lias français. Mem. B.R.G.M., 4, 77-84.*
- Fallot, P., et Faure-Muret, A., 1949.** - Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. *C.R. Acad. Sci. Paris, 228, 616.*
- Faugère, E., Brun, J.P., et Van Den Driessche, J., 1986.** - Bassins asymétriques en extension pure et en décrochement: modèles expérimentaux. *Bull. Centre Rech. Explor.-Product. Elf-Aquitaine, 10, 2, 13-21.*
- Faure-Muret, A., 1955.** - Le massif de l'Argentera Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mem. Serv. Carte Géol. Fr., 42, 336 p.*
- Faure-Muret, A., et Suter, G., 1949.** - Sur la tectonique du revers italien de l'Argentera. *C.R. Acad. Sci. Paris, 228, 406.*
- Faure-Muret, A., et Fallot, P., 1956.** - Sur les accidents alpins de la bordure orientale du massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Acad. Sci. Paris, 243, 1813-1817.*
- Ferrara, G., et Malaroda, R., 1969.** - Radiometric age of granitic rocks from the Argentera massifs (Maritime Alps). *Boll. Soc. Geol. It., 88, 2, 311-320.*
- Franchi, S., 1894.** - Relazione sui principali risultati del rilevamento geologico nelle Alpi Marittime eseguito nelle campagne 1891-92-93. *Boll. R. Com. Geol. Ital., 231-258.*
- Fréchet, J., 1978.** - Sismicité du S-E de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. *Thèse 3° Cycle, Univ. Grenoble, 159 p.*
- Froideveaux, P., et Guillaume, A., 1979.** - Contribution à l'analyse structurale des Alpes liguro-piémontaises par l'étude du champ magnétique terrestre. *Tectonophysics, 54, 139-157.*
- Gariel, O., 1961.** - Le Lias du dôme de Remollon (Hautes-Alpes). In: *Colloque sur le Lias français. Mem. B.R.G.M., 4, 697-706.*
- Gèze, B., 1960.** - Caractères structuraux de l'arc de Nice. In: *Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot. Mem. hors sér. Soc. géol. Fr., II, 289-300.*
- Gidon, M., 1972.** - Les chaînons Briançonnais et sub-Briançonnais de la rive gauche de la Stura entre le val de l'Arma (province de Cuneo, Italie). *Géol. Alp., 48, 87-120.*
- Gidon, M., 1982.** - Reprise de failles anciennes par une tectonique compressive; sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. *Géol. Alp., 58, 53-68.*
- Gidon, M., 1985.** - Les failles du dôme de Remollon: nouvelles données et essai d'interprétation. *Géol. Alp., 61, 75-84.*
- Gidon, M., et Kerckhove, C., 1968.** - Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes Internes françaises. *C. R. Acad. Sci. Paris, 267, 394-397.*
- Giese, P., Morelli, C., et Nicolich, R., 1978.** - Review of the crustal structure of the northern Apennines, the Ligurian Sea and Corsica. In: *Alps, Apennines, Hellenides, Closs, H., Roeder, D. and Schmidt, K. (eds), 221-225.*
- Ginsburg, L., 1959.** - Etude géologique de la bordure subalpine à l'Ouest de la basse vallée du Var. *Bull. Serv. Carte géol. Fr., LVII, 259, 36 p.*
- Godefroy, P., 1978.** - Nouvelles méthodes de détermination des mécanismes au foyer de séismes proches à foyer superficiel. *Thèse 3° Cycle, Univ. Paris VI, 94 p.*
- Goguel, J., 1949.** - A propos du glissement de la couverture au Sud-Ouest du massif de l'Argentera. *C.R. Acad. Sci. Paris, 228, 698-700.*
- Goguel, J., 1953.** - Les Alpes de Provence. *Act. Sc. Indust., 1195, Géologie régionale de la France, 123 p.*
- Goguel, J., 1960.** - Les problèmes des chaînes sub-alpines. In: *livre la mémoire du Prof. Paul Fallot. Soc. Géol. Fr., II, Mem. H.S., 301-307.*
- Gonçalves de Souza, K., et Thommeret, M., 1985.** - Etude de la Mer Tyrrhénienne d'après les données de sismique réflexion de la campagne Sithère. *DEA Paris VI, 88 p.*

- Graham, R.H.**, 1981. - Gravity sliding in the Maritime Alps. Thrust and nappe tectonics. *The Geological Society of London*, 335-352.
- Grand, T., Dumont, T., et Pinto-Bull, F.**, 1987. - Distensions liées au rifting téthysien et paléochamps de contrainte associés dans le bassin liasique de Bourg d'Oisans (Alpes Occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), III, 4, 699-704.
- Groupe Français d'Etudes du Jurassique**, 1980. - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Docum. Lab. Geol. Lyon*, H.S.5, 210 p.
- Guillaume, A.**, 1962a. - Nouvelles données sur la géologie de la couverture du massif de l'Argentera-Mercantour entre le Rio-Chiesa et le Val Gesso: conséquences paléogéographiques. *Arch. Sci. Genève*, 15, 3, 573-589.
- Guillaume, A.**, 1962b. - Nouvelles données sur l'unité du col de Tende entre ce col et le Gesso. Conséquences paléogéographiques. *Arch. Sci. Genève*, 15, 3, 591-615.
- Guiomar, M.**, 1984. - Paléostructures jurassiques de Clamensane liées au linéament d'Aix-en-Provence, olistolites et glissements sous-marins. *10° R.A.S.T. Bordeaux*, 279.
- Hanks, T.C., et Wyss, M.**, 1972. - The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters. *Bull. Seismological Soc. Am.*, 62, 2, 561-589.
- Haug, E.**, 1891. - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 3, 21, 1-197.
- Henri-Labrouste, Y., Baltenger, P., et al.**, 1968. - Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans le Sud-Est de la France. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266, 663-665.
- Henry, B.**, 1972. - Studies of microtectonics, anisotropy of magnetic susceptibility and paléomagnétisme of the permian Dôme de Barrot: paleotectonic and paleosedimentological implications. *Tectonophysics*, 17, 61-72.
- Hirn, A.**, 1980. - Le cadre structural profond (de la France) d'après les profils sismiques. In: *Géologie de la France. Mem. B.R.G.M. Colloque C7 du 26ème C.G.I.*, 107.
- Hoang Trong, P., Haessler, H., Holl, J.M., et Legros, Y.**, 1987. - L'essai sismique (Oct.83-Janv.84) de la moyenne vallée de la Roya (Alpes Maritimes): activité récente d'un ancien système de failles conjuguées? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, II, 419-424.
- Horrenberger, J.C., Michard, A., et Werner, P.**, 1978. - Le couloir de décrochement de Bersezio en Haute-Stura, Alpes externes, Italie. Structure de compression submériidienne. *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, 31, 1, 15-20.
- Jautee, E.**, 1978. - Stratigraphie sédimentologique et diagenèse du Lias et du Dogger Inférieur à faciès provençaux de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et L'artuby (Alpes de Haute-Provence). *Thèse de 3° Cycle, Univ. C. Bernard, Lyon I*, 58 p.
- Jautee, E.**, 1979. - Relations entre faciès et bathymétrie dans la plateforme carbonatée au Lias et du Dogger inférieur provençaux de l'arc de Castellane (Alpes de Haute Provence). *7° RAST, Lyon*, 261.
- Jautee, E.**, 1984. - 274-275, milieux confinés jurassiques. In *Mouterde, R., chapitre Lias, Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M., Fr.*, 125.
- Lagabrielle, Y., Lemoine, M., et Tricart, P.**, 1985. - Paléotectonique océanique et déformations alpines dans le massif ophiolitique du Pelvas d'Abriès (Alpes occidentales-Queyras-France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), I, 4, 473-479.
- Killian, W., et Guebard, A.**, 1902. - Etude paléontologique et stratigraphique du système jurassique dans les Préalpes maritimes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), II, 737-828.
- Klitgord, K.D., et Schouten, H.**, 1986. - Plate kinematics of the Central Atlantic. In: *Vogt P.R. and Tucholke, B.E. (eds), The Geology of North America. The western North Atlantic region: Geol. Soc. of Amer.*, M, 351-378.
- Laquine, A.**, 1929. - Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, XXXII, 173 p.
- Lanteaume, M.**, 1968. - Contribution à l'étude géologique des Alpes maritimes franco-italiennes. *Mem. serv. Carte Géol. Fr.*, 405 p.
- Laubscher, H.P.**, 1985. - The tectonics of the western on southern Alps: correlation between surface observations and deep structure. In: *Galson, D.A. & Mueller, S. (eds). European Geotraverse*, 93-101.
- Le Cann, C.**, 1987. - Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal. Relations avec la sédimentation et la tectonique: conséquences géodynamiques. *Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest 1987*, 296 p.
- Lemoine, M.**, 1975. - Mesozoic sedimentation and tectonic evolution of the Briançonnais zone in the western Alps. Possible evidence for an Atlantic type margin between the European craton and the Tethys. *9° Congrès Intern. de Sédimentologie*, 2, 4, 211-218.

- Lemoine, M.**, 1980. - Serpentinites, gabbros and opicalcites in the Piemont Ligurian domain of the western Alps: possible indicators of oceanic fracture zones and of associated serpentinite protrusions in the Jurassic Cretaceous Tethys. *Arch. Sci. Genève*, 33, 2/3, 103-115.
- Lemoine, M.**, 1982. - Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes occidentales; naissance et évolution d'une marge continentale passive. *Livre jubilaire Gabriel Lucas*, 7, 15 p.
- Lemoine, M.**, 1983a. - Rifting and early drifting mesozoic central atlantic and ligurian Tethys. *Init. Repts. of DSDP, LXXVI*, 885-895.
- Lemoine, M.**, 1983b. - La marge continentale européenne de l'Océan Téthysien dans les Alpes occidentales. *Série Documentation Interne, n°83-26, Inst. Dolomieu Grenoble*, 149 p.
- Lemoine, M.**, 1988. - L'histoire mésozoïque des Alpes occidentales: naissance et mort d'une marge continentale passive et de l'océan adjacent. *Livret-guide stage de terrain, documentation interne SNEA(P)*, 115 p.
- Lemoine, M., Gidon, M., et Barfety, J.C.**, 1981. - Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales: d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 292, D., 917-920.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., et al.**, 1986. - The continental margin of the mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Petr. Geol.*, 3, 179-199.
- Logan, B.W., Rezak, R., et Ginsburg, R.N.**, 1964. - Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journ. Geol. Chicago*, 72, 68-83.
- Maldonado, A., et Stanley, D.J.**, 1979. - Depositional patterns and late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: a comparison. *Mar. Geol.*, 31, 215-250.
- Masclé, G., Arnaud, H., Dardeau, G., Debelmas, J., Dubois, P., Gidon, M., de Graciansky, P.C., Kerckhove, C., et Lemoine, M.**, 1986. - Halocinèse précoce sur la marge téthysienne alpine: vers une réinterprétation des zones de gypse des Alpes. *C. R. Acad. Paris*, 302-II, 15, 963-968.
- Massinon, B.**, 1979. - Vue d'ensemble de la sismicité instrumentale en France de 1962 à 1976. *Rapport Interne LDG/CEA*
- Mattauer, M.**, 1980. - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre, *Hermann (ed)*, 483 p.
- Mattauer, M.**, 1986. - Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie; leurs relations avec les décrochements. *Bull. Soc. géol. Fr.*, II, 1, 143-157.
- Mattauer, M., et Tapponnier, P.**, 1978. - Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 287, 899-902.
- Mauffret, A., Rehault, J.P., Gennesseaux, M., Bellaiche, G., Labarbarie, M., et Lefebvre, D.**, 1980. - Western Mediterranean Basin evolution: from a distensive to a compressive regime. In: *Sedimentary basins of Mediterranean Margins. F.C. Wezel (ed.)*,
- Mc Grew, H.J.**, 1984. - Oil and gas developments in central and southern Africa in 1983. *Am. Ass. Petr. geol. Bull.*, 68, 10, 1523-1599.
- Ménard, G.**, 1979. - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. *Thèse 3° Cycle., Univ. de Grenoble*, 178 p.
- Ménard, G., et Thouvenot, F.**, 1984. - Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivréa. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXVI, 5, 875-884.
- Ménard, G., et Fréchet, J.**, 1988. - Mécanismes au foyer des séismes des Alpes occidentales et modèles de déformation actuelle de la chaîne. *Earth Planet. Sci. Lett. (sous presse)*.
- Ménéroud, J.P., et Pérez, J.L.**, 1984. - Une approche de l'étude de la néotectonique par l'analyse de la microsismicité. *Méditerranée*, 1-2, 123-130.
- Monié, P.**, 1981. - Etude géochronologique de l'Argentera-Mercantour méthode 40Ar-39Ar. *DEA, Montpellier*
- Monié, P., et Maluski, H.**, 1983. - Données géochronologiques du massif de l'Argentera. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, 247-257
- Monleau, C.**, 1986. - Le Jurassique inférieur et moyen de Provence, Sardaigne et Alpes Maritimes: corrélations, essai de synthèse paléogéographique. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, 27, 1, 3-11.
- Moody, J.D., et Hill, M.J.**, 1956. - Wrench fault tectonics. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, 1207-1246.

- Morelli, C., Giese, P., Carrozzo, M., et al., 1977. - Crustal and upper mantle structure of the northern Apennines, the Ligurian Sea, and Corsica, derived from seismic and gravimetric data. *Boll. Geol. Teor. Appl.*, XIX, 75/76, 199-260.
- Mouterde, R., 1984. - Lias. In *Debrand-Passard, S. et al., Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M., Fr.*, 125.
- Mouterde, R., Petiteville, P., et Rivoirard, R., 1961. - Stratigraphie du Jurassique inférieur au Sud de Gap ; les faciès dauphinois de la Durance et la série réduite de Turriers. In : *Colloque sur le Lias français. Mém. B.R.G.M., 4*, 709-713.
- Murray-Grover, E., 1968. - Salt structures of Gulf of Mexico basin. A review. In: *Diapirism and diapirs (Amer. Assoc. of Petrol. Geol.), Braunstein, J. and O'Brien, G.D (eds), mem.8*, 99-121.
- Pairis, J.L., 1971a. - Tectonique et sédiments tertiaires sur la marge orientale du bassin de Barrême. *Géol. Alp.*, 47, 203-214.
- Pairis, J.L., 1971b. - Effets de la tectonique "en coins" sur la marge orientale du synclinal d'Annot. *Géol. Alp.*, 47, 215-222.
- Pavoni, N., 1975. - Zur seismotektonik des Westtalpenbogens. *Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik, III, IV*, 185-187.
- Pécher, A., 1978. - Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement: exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal. *Thèse d'Etat, Grenoble*, 354 p.
- Pérez, J.L., 1975. - La zone limite entre l'arc de Nice et l'arc de la Roya (Alpes Maritimes). Observations structurales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, 6, 930-938.
- Philip, H., 1983. - La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. *Thèse d'Etat Montpellier*, 240 p.
- Philip, H., 1987. - Plio-Quaternaire evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Annales Geophysicae*, 5B, 3, 301-320.
- Prunac, M., 1975. - Analyse structurale dans les gneiss de l'Argentera-Mercantour (bordure sud ouest). 3° R.A.S.T. *Montpellier*, 312.
- Purser, B.H., 1972. - Subdivion et interprétation des séquences carbonatées. *Mem. B.R.G.M.*, 77, 679-698.
- Réau, J., 1977. - Les zones briançonnaise et subbriançonnaise dans le Vallone dell'Arma, province de Cuneo, Italie (étude stratigraphique et tectonique). *Thèse 3° Cycle, Univ. de Grenoble*, 103 p.
- Recq, M., 1974. - Contribution à l'étude de la zone de transit entre la structure océanique de la croûte terrestre entre Toulon et Gênes. *Thèse d'Etat Paris VI*.
- Rehault, J.P., 1981. - Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée occidentale). *Thèse d'Etat, Paris VI*, 132 p.
- Rehault, J.P., Boillot, G., et Mauffret, A., 1984a. - The western Mediterranean basin geological evolution. *Mar. Geol.*, 55, 447-477.
- Rehault, J.P., et Bethoux, N., 1984b. - Earthquake relocation in the Ligurian Sea (western Mediterranean) : geological interpretation. *Mar. Geol.*, 55, 429-445.
- Riche, P., Rivier, F., et Micholet, J., 1961. - Observations sur le Lias de la bordure subalpine méridionale. In: *Colloque sur le Lias français. Mém. B.R.G.M., 4*, 719-734.
- Ricou, L.E., 1981. - Glissement sénestre des nappes penniques le long de la bordure nord de l'Argentera ; son rôle dans le jeu de l'arc alpin. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 292, 1305-1308.
- Ricou, L.E., 1984. - Les Alpes occidentales : chaînes de décrochements. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7)XXVI, 5, 861-874.
- 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. Alp.*, 48, 187-199.
- Roux, M., et Plaziat, J.C., 1978. - Inventaire des crinoïdes et interprétation paléobathymétrique de gisements du Paléogène pyrénéen franco-espagnol. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XX, 3, 299-308.
- Samana, J.C., 1967. - Interprétation tectonique et sédimentologique d'une séquence négative du Bajocien de l'Ardèche. *C. R. Som. S.G.F.*, 4, 118-119.
- Samec, P., 1986. - Tectonique synsédimentaire d'âge jurassique et halocinèse associée dans le massif du Perron des Encombres, zone subbriançonnaise, Vallée de la Maurienne (Savoie). *Travail d'Option de Géologie, Ecole des Mines, Paris*, 91 p.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., et Roulet, M.J., 1986. - Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 1-35.

- Schneegans, D., 1938. - La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunnais entre les vallées de la Durance et de l'Ubaye. *Mem. Serv. Carte Géol., Fr.*, 334 p.
- Sibuet, J.C., Maze, J.P., Amortila, P., et Le Pichon, X., 1987. - Physiography and structure of the western Iberian continental margin off Galicia, from sea-beam and seismic data. *Init. Repts. Proc. Ocean. Drilling Program (pt A)*, 103, 77-97.
- Stauder, W., 1962. - The focal mechanism of earthquakes. *Advance on Geophysics*, 9, 1-76.
- Sturani, C., 1963. - La couverture sédimentaire de l'Argentera-Mercantour dans le secteur compris entre les Barricates et Vinadio (Haute Vallée de la Stura di Demonte). *Géol. Alp.*, 39, 83-124.
- Talbot, C. et Jackson, M., 1987. - Les remontées de sel. *Pour la Science*, 46-57.
- Tapponnier, P., 1977. - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, 3, 437-460.
- Tempier, C., 1972. - Les faciès calcaires du Jurassique provençal. *Trav. Lab. Sc. Terre.*, série B, 4, 361 p.
- Tempier, C., 1979. - Plis et chevauchements dans la couverture sédimentaire autochtone secondaire et tertiaire dans le Nord-Ouest des Alpes Maritimes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 288, 39-41.
- Thommeret, M., Boillot, G., Sibuet, J.C., 1988. - Structural map of the Galicia Margin. in *ODP Leg 103 Part B. (Sous presse)*.
- Traore, H., 1976. - Etude sédimentologique et géochimique de Dôme de Barrot (Alpes Maritimes, France). *Thèse 3° Cycle., Univ. de Grenoble*, 152 p.
- Trusheim, F., 1960. - Mechanism of salt migration in northern Germany. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 44, 9, 1519-1540.
- Van der Ende, C., 1970. - Secular variation in Permian red beds from the Dôme de Barrot (France). In : *Runcorn, S.K. Paleogeophysics., Acad. Press*, 101-110.
- Vaslet, D., 1978. - Analyse structurale de la terminaison sud est du massif de l'Argentera-Mercantour dans la région de Viève et de Tende (Alpes Maritimes). *Thèse de Spécialité, Univ. de Caen*, 295 p.
- Vaslet, D., Lanteaume, M., Campredon, R., et Gigot, P., 1977. - Rôle et importance des chevauchements impliquant le socle et la couverture à la terminaison sud-est du massif de l'Argentera-Mercantour. 5° R.A.S.T. *Rennes*, 454.
- Vernet, J., 1965. - Problèmes de structures tectoniques et de tectonogénèse dans les Alpes Maritimes (zones alpines externes). 90° *Congrès des Sociétés Savantes, Nice*, II, 65-74.
- Vernet, J., 1967a. - Le massif de l'Argentera. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, 43, 193-216.
- Vernet, J., 1967b. - Données récentes sur la tectonique du massif de l'Argentera. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 43, 217-243.
- Vernet, J., 1970. - Une hypothèse sur l'origine de la courbure des Alpes occidentales. *Géologie Alpine*, 46, 201-204.
- Vinchon, C., 1984. - 49-50, le Permien du Dôme de Barrot. In *Feys, R., chapitre socle, Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. B.R.G.M., Fr.*, 125.
- Wazi, N., 1981. - Etude structurale de la marge sud-occidentale du massif de l'Argentera-Mercantour dans le secteur situé entre Belvédère, Fontan et Sospel (Alpes Maritimes). *Thèse 3° Cycle Caen*, 217 p.
- Westphal, M., 1972. - Etudes paléomagnétiques de quelques formations permienues et triasiques dans les Alpes occidentales (France). *Tectonophysics.*, 17, 4, 323-335.

Liste des figures

CHAPITRE I:

Fig.I-1:	Carte structurale des Alpes Occidentales, de la Corse et des Apennins septentrionaux:5
Fig.I-2:	Schéma structural de la zone alpine externe5
Fig.I-3:	Principales zones de faciès entre l'Hettangien et le Bathonien entre la bordure cévenole et la bordure est-corse:11
Fig.I-4:	Reconstruction de la paléomarge européenne de la Téthys ligure au Mésozoïque et sa remobilisation au cours de la compression alpine:.....13
Fig.I-5:	Reconstruction palinspastique au Jurassique supérieur des 4 blocs basculés crustaux situés à l'Est de Grenoble:.....15
Fig.I-6:	Reconstitution palinspastique de la série de Caporalino-San Angelo à la fin du Malm et son interprétation en termes de blocs basculés:.....15
Fig.I-7:	Série épaisse de type dôme de Remollon (Hautes Alpes):.....18
Fig.I-8:	Série réduite de type Turriers (Hautes Alpes):.....18
Fig.I-9:	Cadre structural du bassin du Sud-Est:.....20
Fig.I-10:	Les orientations structurales dans la région de clamensane:.....20
Fig.I-11:	Grands traits paléotectoniques de la paléogéographie jurassique de la bordure Vivaro-Cévenole:.....22
Fig.I-12:	Schéma structural simplifié du massif de l'Argentera-Mercantour:.....25
Fig.I-13:	Carte géologique simplifiée de la région du Dôme de Barrot:.....25
Fig.I-14:	Coupes stratigraphiques du Lias, Dogger et Malm dans la région niçoise:.....27

CHAPITRE II:

Fig.II-1:	Localisation de la série-type:.....33
Fig.II-2:	Courbe lithostratigraphique du Lias inférieur:.....36
Fig.II-3:	Evolution mégaséquentielle du Lias-Dogger dans la région étudiée:.....47
Fig.II-4:	Tableau résumant les caractéristiques lithologiques et leur interprétation en termes d'environnement de dépôt:.....52

CHAPITRE III:

Fig.III-1:	Localisation des différentes séries étudiées:.....59
Fig.III-2:	Caractères particuliers de la série de Guillaume " A " :.....60
Fig.III-3:	Caractères particuliers de la série de Guillaume " B " :.....62
Fig.III-4:	Caractères particuliers de la série de Guillaume " C " :.....64
Fig.III-5:	Caractères particuliers de la série de Guillaume " D " :.....66
Fig.III-6:	Caractères particuliers de la série de Guillaume " E " :.....68
Fig.III-7:	Caractères particuliers de la série de Guillaume " F " :.....70
Fig.III-8:	Caractères particuliers de la série de Guillaume " G " :.....72
Fig.III-9:	Caractères particuliers de la série de Guillaume " H " :.....74
Fig.III-10:	Répartition des épaisseurs et des faciès de la formation " Ha " de l'Hettangien:.....78
Fig.III-11:	Répartition des épaisseurs et des faciès de la formation " Hb " de l'Hettangien:.....80
Fig.III-12:	Répartition des épaisseurs et des faciès de la formation " Hc " de l'Hettangien:.....82
Fig.III-13:	Répartition des épaisseurs et des faciès de la formation " S " du Sinémurien:.....84
Fig.III-14:	Répartition des épaisseurs et des faciès de la formation " P " du Lias moyen:.....86
Fig.III-15:	Répartition des épaisseurs et des faciès de la formation " To " du Toarcien supérieur:.....88
Fig.III-16:	Schéma général de corrélation des coupes du Lias effectuées dans la région du haut-Var :.....90

CHAPITRE IV:

Fig.IV-1:	Localisation de la série de Guillaume- Chateauneuf d'entraunes:.....95
Fig.IV-2a:	Panorama du secteur de Guillaume-Chateauneuf d'Entraunes (RN 202):.....96

Fig.IV-2b:	Représentation schématique du panorama de la figure IV-2a:.....	96
Fig.IV-3a:	Représentation de la géométrie d'un dépôt de sable dolomitique entre les bancs micritiques noirs:.....	98
Fig.IV-3b:	Microfaciès montrant le contact entre le sable dolomitique et le calcaire micritique noir:.....	98
Fig.IV-4:	Passage de la formation "Hb" à "Hc" de l'Hettangien:.....	100
Fig.IV-5:	Blocs et galets de calcaire à entroques resédimentés dans les marnes noires du Toarcien supérieur:.....	100
Fig.IV-6:	Bloc de calcaire d'âge Aalénien dans les marno-calcaires aalénien:.....	101
Fig.IV-7:	Biseau et faille synsédimentaire dans les marno-calcaires du Toarcien supérieur:.....	101
Fig.IV-8:	Essai d'interprétation du panorama de la fig.IV-2a:.....	102
Fig.IV-9:	Panorama du secteur médian de Villetalle:.....	105
Fig.IV-10:	Localisation de la série de Villetalle:.....	106
Fig.IV-11:	Représentation schématique des déformations synsédimentaires observées sur le site de Villetalle:.....	106
Fig.IV-12:	Schéma de la partie orientale du secteur de Villetalle:.....	108
Fig.IV-13:	Détail d'une partie de la barre des calcaires à entroques:.....	108
Fig.IV-14:	Eventail dans les formations calcaires du Jurassique moyen dans le secteur de Villetalle:.....	110
Fig.IV-15:	Failles synsédimentaires et blocs effondrés résultant d'une tectonique d'âge Bathonien:.....	112
Fig.IV-16:	Localisation des séries de Champ-gras, du ravin de Mian et de Daluis:.....	115
Fig.IV-17:	Panorama du versant sud-oriental de la colline cotée 1098:.....	116
Fig.IV-18:	Panorama du versant oriental de la colline cotée 1081:.....	118
Fig.IV-19:	Panorama du versant méridional de la colline cotée 1081:.....	120
Fig.IV-20:	Schématisme des 3 panoramas précédents:.....	120
Fig.IV-21a:	La série jurassique de part et d'autre du ravin de Mian localisée sur le flanc Nord du diapir de gypse de Daluis:.....	122
Fig.IV-21b:	Schéma d'agencement des formations stratigraphiques du ravin de Mian:.....	122
Fig.IV-22:	Panorama de la zone située à 200 m au Nord du ravin de Mian:.....	123
Fig.IV-23:	Répartition spatiale et temporelle des manifestations tectonosédimentaires dans la région du haut-Var:.....	125

CHAPITRE V:

Fig.V-1:	Bloc basculé de la marge orientale sarde:.....	130
Fig.V-2:	Carte bathymétrique de la marge de la Galice:.....	130
Fig.V-3:	Répartition des faciès dans la région du haut-Var:.....	135
Fig.V-4:	Coupes interprétatives des structures jurassiques de la région du haut-Var:.....	135
Fig.V-5:	Coupe palinspatique du bassin subalpin depuis la bordure cévenole jusqu'à la marge téthysienne:.....	138

CHAPITRE VI:

Fig.VI-1:	Sismogrammes d'ondes P enregistrées dans diverses stations:.....	142
Fig.VI-2:	Diagramme de radiation de la composante radiale du déplacement due à 2 couples perpendiculaires:.....	142
Fig.VI-3:	Projection du modèle de radiation sur une demi-sphère centrée sur le foyer:.....	144
Fig.VI-4:	Propagation des phases émises à partir d'un foyer situé dans la croute:.....	144
Fig.VI-5:	Représentation des mécanismes au foyer sur demi-sphère inférieure de Schmidt:.....	145
Fig.VI-6:	Solutions focales de séismes récents localisés en mer ligure:.....	150
Fig.VI-7:	Solutions focales de séismes récents localisés dans le sud des Alpes Occidentales:.....	151
Fig.VI-8:	Carte des mécanismes au foyer calculés dans cette étude, dans le sud des Alpes Occidentales et en mer ligure:.....	152
Fig.VI-9:	Carte des axes de contraintes majeures (axes P), déduits des mécanismes au foyer calculés dans cette étude:.....	153
Fig.VI-10:	Distribution de l'orientation des failles en mer ligure:.....	155
Fig.VI-11:	Représentation des zones de Pression et de Tension de l'ensemble des mécanismes au foyer de séismes localisés en mer ligure:.....	155

Fig.VI-12:	Carte sismotectonique de la Ligurie occidentale:.....	157
Fig.VI-13:	Localisation des séismes de la région située au NE du massif de l'Argentera Mercantour (séismes n° 8 à 12):.....	159
Fig.VI-14:	Distribution de l'orientation des failles dans le sud des Alpes occidentales:.....	161
Fig.VI-15:	Représentation des zones de Pression et de Tension de l'ensemble des mécanismes au foyer de séismes localisés dans la région de Cuneo:.....	161
Fig.VI-16:	Composantes décrochantes des mécanismes au foyer du secteur de Cuneo, d'après les solutions focales calculées et celles issues de la bibliographie:.....	163
Fig.VI-17:	Localisation des séismes du secteur sud du massif de Dora-Maira (séismes n° 13 à 15):.....	165
Fig.VI-18:	Localisation des séismes de la région située au S, au SW et à l'W du massif de l'Argentera Mercantour (séismes n° 16 à 20):.....	167
Fig.VI-19:	Carte des mécanismes au foyer issus de la bibliographie:.....	169

CHAPITRE VII:

Fig.VII-1:	Schéma structural des zones internes des Alpes occidentales:.....	176
Fig.VII-2:	Carte des isobathes (en km) de la transition croute-manteau:.....	176
Fig.VII-3:	Carte des anomalies de Bouguer exprimées en mgal:.....	177
Fig.VII-4:	Carte des séismes récents apparus dans la partie méridionale des Alpes occidentales:.....	177
Fig.VII-5a:	Interprétations géophysiques du profil Mont Cenis-Le Revest:.....	178
Fig.VII-5b:	Anomalies magnétiques et gravimétriques de la région de Cuneo:.....	178
Fig.VII-6:	Modèle de cisaillement et de subduction au niveau de la vallée de la Stura:.....	182

CHAPITRE VIII:

Fig.VIII-1:	Paléofailles jurassiques reconnues dans le bassin du SE:.....	186
Fig.VIII-2:	Coupe paléogéographique au Néocomien dans les séries subbriançonnaises et briançonnaises du Vallone dell'Arma:.....	190
Fig.VIII-3:	Coupe paléogéographique de la région Barrot-Argentera au Malm:.....	190
Fig.VIII-4:	Profil sismique multitrace traité du plateau continental ghanéen:.....	192
Fig.VIII-5:	Profil sismique perpendiculaire à la ride de Côte d'Ivoire-Ghana:.....	190
Fig.VIII-6:	Représentation de la marge transformante nord-africaine entre le rift téthysien et la dorsale médio-océanique:.....	184
Fig.VIII-7:	Comparaison entre la géodynamique de l'Atlantique central et de la Téthys ligure:.....	194
Fig.VIII-8:	Schéma palinspatique du SE avec les principales structures ayant joué un rôle lors du rifting téthysien:.....	196