



HAL
open science

Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine briançonnais: les Préalpes médianes au Lias - Alpes

Gilles Borel

► **To cite this version:**

Gilles Borel. Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine briançonnais: les Préalpes médianes au Lias - Alpes. Tectonique. Université de Lausanne, 1997. Français. NNT: . tel-00769814v2

HAL Id: tel-00769814

<https://theses.hal.science/tel-00769814v2>

Submitted on 3 Jan 2013

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

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

Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine briançonnais: les Préalpes médianes au Lias

Thèse de doctorat
présentée à la Faculté de Sciences
de l'Université de Lausanne
par Gilles Borel

Jury de thèse:

Prof. Gérard M. Stampfli (directeur)
Dr. Michel Septfontaine (requérant FNRS)
Dr. Thierry Dumont (Grenoble)
Dr. Aymon Baud (Lausanne)

Octobre 1997

Imprimatur
Université de Lausanne
Faculté des Sciences

Vu le rapport présenté par le jury d'examen, composé de

MM M. le Prof. Gérard STAMPFLI, directeur de thèse, MM. les Drs
Michel SEPTFONTAINE, Thierry DUMONT, Aymon BAUD, experts, M. le Prof.
Peter VOGEL, président.

le Conseil de Faculté autorise l'impression de la thèse de Monsieur

Gilles BOREL, licencié ès sciences de l'Université de Neuchâtel.

intitulée Dynamique de l'extension mésozoïque
.....
..... du domaine briançonnais:
.....
..... les Préalpes médianes au Lias

Lausanne, le 3 octobre 1997.

pour *Le doyen de la Faculté des Sciences:*
Professeur Peter VOGEL
P. Vogel

RÉSUMÉ

L'objet de cette étude, les Préalpes médianes, comprend les deux lobes montagneux situés de part et d'autre de la vallée du Rhône, au nord des Alpes. Les roches sédimentaires qui les composent sont pour la plupart des calcaires associés à des marnes et des argiles. Elles proviennent de la marge nord d'un océan disparu appelé Téthys et se sont déposées sur un micro-continent - le "Briançonnais" - depuis la période du Trias, il y a 245 millions d'années, jusqu'à l'ère tertiaire, il y a quelque 40 millions d'années. Ces terrains ont été pris, au début du Tertiaire, dans la collision entre la plaque apulo-adriatique et la plaque européenne. De cette collision entre continents est sortie la chaîne des Alpes.

Cette étude a permis de préciser la répartition dans le temps et dans l'espace des unités lithostratigraphiques du Jurassique inférieur. L'approche multidisciplinaire (sédimentologie, stratigraphie et géologie structurale) donne la possibilité de faire la distinction entre déformations paléotectoniques lors du dépôt des sédiments et structures dues à la collision alpine.

Elle a permis d'établir les faits suivants: [i] La zone de lacunes des Préalpes médianes plastiques, si elle existe effectivement dans l'espace, est déplacée dans le temps. Elle est le résultat d'une érosion au Callovo-Oxfordien. [ii] Les lignes isopiques sont parallèles les unes aux autres d'une extrémité à l'autre de la nappe. [iii] Le domaine de sédimentation des Préalpes médianes est une mer épicontinentale dont la physiographie du fond est plane. [iv] La "brèche dolomitique" (auct.) du Sinémurien n'est pas une brèche, mais le résultat de la dolomitisation et de l'altération d'entroques; de même les Quartzites décrites sont des entroques silicifiées. [v] De nouvelles coupes géologiques sont proposées. Elle tiennent compte des longueurs déterminées sur un nouveau profil palinspastique. [vi] L'analyse de l'histoire de la subsidence montre un lien direct entre l'enregistrement sédimentaire dans le bassin des Préalpes médianes et des phénomènes tectoniques dans son soubassement. Ces phénomènes sont les conséquences d'événements thermiques dans la lithosphère qui préparent à l'ouverture de la Téthys alpine. Dès lors, l'aire de sédimentation des Préalpes médianes devient le bassin frangeant de cet océan. L'étude géodynamique intègre les données préalpines, en les comparant à d'autres séries briançonnaises, dans les modèles les plus récents de la tectonique des plaques.

ABSTRACT

The Préalpes Médianes nappe, located in the Alpine front, is composed by sedimentary rocks, deposited in the northern margin of a vanished ocean named Tethys. These rocks are mainly limestones associated with marls and clays. The sediments were deposited on the "Briançonnais" terrane from Triassic, 245 millions years ago, to Tertiary, 40 millions years ago. In the beginning of Tertiary, this terrane implicated in the collision between the Apulo-Adriatic Plate and the European Plate. This collision creates the Alps.

This study precises the temporal and spatial distribution of Lower Jurassic lithostratigraphic units. A multi-disciplinary approach - Sedimentology, Stratigraphy and Structural Geology - permitted to distinguish between synsedimentary paleotectonics and structures due to the Alpine collision. The analysis of the subsidence shows a strong link between the sedimentary record in the Préalpes basin and tectonics in the basement. These movements are consequences of thermal events in the lithosphere associated with the opening of the Alpine Tethys. During Late Liassic, the sedimentary realm of the Préalpes Médianes evolved as a rim basin of the northern passive margin of this ocean.

The geodynamic study integrates data of the Préalpes and from other Briançonnais regions, in updated models of the plate tectonics.

AVANT-PROPOS

Cette étude s'inscrit dans une recherche initiée en 1990 par le Musée géologique de Lausanne intitulée: "Modèle géodynamique du bassin des Préalpes médianes du Trias à l'Eocène". Cette étude porte sur les roches d'âges Rhétien à Toarcien de la nappe des Préalpes médianes, à l'exclusion des klipptes de Suisse centrale et de Savoie. Elle est présentée sous forme d'une trilogie comprenant: [i] un volet stratigraphique et sédimentologique axé sur les environnements de dépôt, [ii] un volet paléotectonique qui permet de poser un regard nouveau sur cette période et offre une approche nouvelle des coupes tectoniques, enfin [iii] un volet géodynamique qui intègre les données préalpines, en les comparant à celles de bassins avoisinants, avec les modèles les plus récents de la tectonique des plaques.

L'intérêt de cette étude est de montrer qu'une approche multidisciplinaire permet de dégager des solutions originales que des recherches spécifiques, certes plus poussées, mais sectorielles ne sont pas à même de proposer. Il faut constater que cette "perméabilité" entre disciplines débouche sur un enrichissement de la connaissance d'une région apparemment aussi connue que les Préalpes.

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE 1 INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE	1
1.2. NOMENCLATURE UTILISÉE	2
1.3. BREF HISTORIQUE DE LA RECHERCHE DANS LES PRÉALPES	3
1.4. HISTOIRE DES PRÉALPES MÉDIANES	3
1.5. INTÉRÊT POUR LA RECHERCHE DANS LES PRÉALPES	4
1.6. ETUDES CADRES	4
1.7. ETUDES CONNEXES MENÉES DANS LE CADRE DE LA THÈSE	7
1.8. PROBLÉMATIQUE LIASIQUE	8
Etat des connaissances	10
Le Lias: entre Trias et Dogger	13
1.9. BUTS ET MÉTHODOLOGIE	15

PREMIÈRE PARTIE

LES FORMATIONS LIASIQUES

CHAPITRE 2. STRATIGRAPHIE ET ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT	17
2.1. INTRODUCTION	17
2.1.1. Le contexte préalpin et les facteurs limitants de l'approche lithostratigraphique et sédimentologique	17
2.1.2. Les études spécifiques antérieures	18
2.1.3. L'approche par formations	20
2.2. REVUE DES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES PROPOSÉES PAR METTRAUX (1989)	20
2.2.1. La formation de Plan Falcon	20
2.2.2. La formation du Col de Tompey	21
2.2.3. La formation du Bois de Luan	22
2.2.4. La formation de la Grande Bonavau	24
2.2.5. La formation de Heiti	27
2.2.6. La formation des Brasses	30
2.2.7. La formation d'Arvel	31
2.2.8. La formation du Creux de l'Ours	33
2.2.9. La formation de Rossinière	33
2.2.10. Résumé de l'évolution	34
2.3. SYNTHÈSE DES CARACTÉRISTIQUES DOMINANTES DU LIAS PRÉALPIN	34
2.3.1. Faciès dominants	34
2.3.1.1. Le faciès échinodermique	34
2.3.1.2. Le faciès à spongiaires	41
2.3.2. Tentatives de corrélation au sein des formations	41
2.3.3. Microfaciès et Microfaunes	42
2.3.4. Milieux de dépôt	42
2.3.5. Détritisme	42
2.3.6. Les karsts des Médiannes rigides	43
2.3.7. La série de Geblu sur Matringe	43
2.4. DATATIONS ET PALÉOBIOGÉOGRAPHIE	44
2.4.1. Le passage Sinémurien - Pliensbachien dans les Préalpes médianes	45
2.4.2. Synthèse	46
CONCLUSIONS DU CHAPITRE 2	49

DEUXIÈME PARTIE
PALÉOTECTONIQUE ET STRUCTURATION
DE L'AIRE DE SÉDIMENTATION LIASIQUE

3. PALÉOTECTONIQUE.....	51
3.1. INTRODUCTION	51
3.2. INVENTAIRE DES OBJETS PALÉOTECTONIQUES.....	51
3.2.1. <i>Les preuves indirectes ou la sédimentologie au secours de la tectonique</i>	51
3.2.1.2. Cachetage.....	51
3.2.1.3. Dépôts de pente.....	52
3.2.2. <i>Les failles normales de croissance, géométrie et développement</i>	52
3.2.3. <i>Carte structurale de la nappe des Préalpes médianes</i>	55
3.3. LES FAILLES NORMALES MAJEURES.....	55
3.3.1. <i>La faille "Château d'Oche-Corbeyrier"</i>	57
3.3.2. <i>La faille bordière frontale</i>	61
3.3.3. <i>La faille "Rianda-Stockhorn"</i>	62
3.3.4. <i>conclusions</i>	63
3.4. LES DISCORDANCES ANGULAIRES	64
3.4.1. <i>Les discordances mesurables</i>	65
3.4.2. <i>Les discordances non mesurables</i>	66
3.4.3. <i>conclusions</i>	66
4. STRUCTURATION ET ÉVOLUTION DE L'AIRE DE SÉDIMENTATION LIASIQUE DES PRÉALPES.....	67
4.1. INTRODUCTION	67
4.2. LES CARTES ISOPAQUES	67
4.2.1. <i>Conception des cartes</i>	67
4.2.2. <i>Conception assistée par ordinateur</i>	68
4.2.3. <i>conclusions</i>	68
4.3. ÉTABLISSEMENT D'UN PROFIL PALINSPASTIQUE AU TOARCEN	68
4.3.1. <i>Epaulement toarcien de la marge: modélisation et implication</i>	70
4.3.1.1. <i>Conception du modèle</i>	70
4.3.1.2. <i>description</i>	72
4.3.1.3. <i>implications</i>	72
4.3.2. <i>Profil palinspastique au Toarcien</i>	72
4.3.2.1. <i>description</i>	74
4.3.2.2. <i>Discussion et comparaison avec quelques modèles antérieurs</i>	75
4.4. <i>CHRONOLOGIE DE LA DÉFORMATION</i>	77
5. LES COUPES GÉOLOGIQUES	81
5.1. INTRODUCTION	81
5.2. POSITION ACTUELLE DES PRINCIPALES LIMITES DES SECTEURS PALÉOTECTONIQUES	82
5.2.1. <i>Sur carte</i>	82
5.2.2. <i>Sur coupes</i>	83
Les longueurs palinspastiques.....	83
Hohmad-Turmen (fig. 5-3).....	84
Molésou-Gummfluh (fig. 5-4).....	85
Caux-Tours d'Aï (fig. 5-5).....	85
Locum-Cornettes de Bise (fig. 5-6, 5-7).....	85
Monts d'Hermone-Roc d'Enfer (fig. 5-8).....	85
5.3. NOUVELLES COUPES.....	87
5.3.1. <i>Sarse-Grande Eau</i>	87

5.3.2. <i>Locum-Cornettes de Bise</i>	88
5.3.3. <i>Monts d'Hermone-Roc d'Enfer</i>	88
5.4. CONCLUSIONS	90
CONCLUSIONS DE LA DEUXIÈME PARTIE.....	91

TROISIÈME PARTIE

ÉVOLUTION DYNAMIQUE DU DOMAINE BRIANÇONNAIS

6. COURBES DE SUBSIDENCE ET IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES.....	93
6.1. INTRODUCTION.....	93
6.2. CADRE GÉOLOGIQUE	93
6.2.2. <i>Position palinspastique</i>	93
6.2.3. <i>Cadre paléotectonique</i>	94
6.3. CALCUL DES DIAGRAMMES DE SUBSIDENCE.....	96
6.4. ANALYSE ET DISCUSSION DES COURBES DE SUBSIDENCE.....	97
6.5. PHASES PALÉOTECTONIQUES ET INTERPRÉTATIONS GÉODYNAMIQUES	99
6.6. TAUX DE SUBSIDENCE TECTONIQUE.....	100
6.7. CONCLUSIONS	101
7. COMPARAISON ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU BASSIN DES PRÉALPES AVEC LES BASSINS AVOISINANTS AU MÉSOZOÏQUE	105
7.1. INTRODUCTION.....	105
7.2. COMPARAISON AU SEIN DU DOMAINE BRIANÇONNAIS	105
7.3. CHOIX DE L'OUTIL DE CORRÉLATION	106
7.4. CHOIX DES POINTS DE COMPARAISON HORS BRIANÇONNAIS	107
7.5. DONNÉES	107
7.6. DISCUSSION	114
7.7. CONCLUSIONS	118
8. CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	119
Remerciements.....	121
BIBLIOGRAPHIE	123
PLANCHES.....	133
ANNEXES	153

CHAPITRE 1

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1. Cadre géographique et géologique

Au front de l'arc alpin, venant chevaucher le bassin molassique sur une trentaine de kilomètres, les Préalpes sont formées par une série de klippes tectoniques qui s'étirent sur plus de 150 km, des Mythen en Suisse centrale à la klippe des Annes en France, au sud du lac Léman. Elles se composent de plusieurs unités tectoniques d'origines paléogéographiques diverses. Les principales unités reconnues sont, de haut en bas de l'empilement du bâti préalpin (fig. 1-1): La Nappe Supérieure (elle-même divisée en quatre différentes nappes, Caron 1972, Trümpy 1980); la nappe de la Brèche (Lugeon 1896, Steffen et al. 1993, Dall'Agnolo 1997); la nappe des Préalpes médianes, la plus importante en taille; la nappe du

Niesen (McConnel 1951, Lombard 1971, Homewood et al. 1984, Caron et al. 1989) qui affleure dans les Préalpes romandes; la Zone submédiane (Weidmann et al. 1976) et enfin les unités ultrahelvétiques formées de plusieurs nappes et de mélanges tectoniques (Badoux 1963, Homewood 1977, Jeanbourquin et al. 1992, Lempicka Münch et Masson 1993, Lempicka Münch 1996). Ces dernières se trouvent aussi bien au front des Préalpes, sous les Préalpes médianes, que dans les régions les plus internes (Trümpy 1980).

La nappe des Préalpes médianes est composée de roches sédimentaires carbonatées associées à des marnes et des argiles, déposées entre le Trias et l'Eocène en marge nord d'un océan appelé Téthys alpine. Cette unité tectonique a été subdivisée par

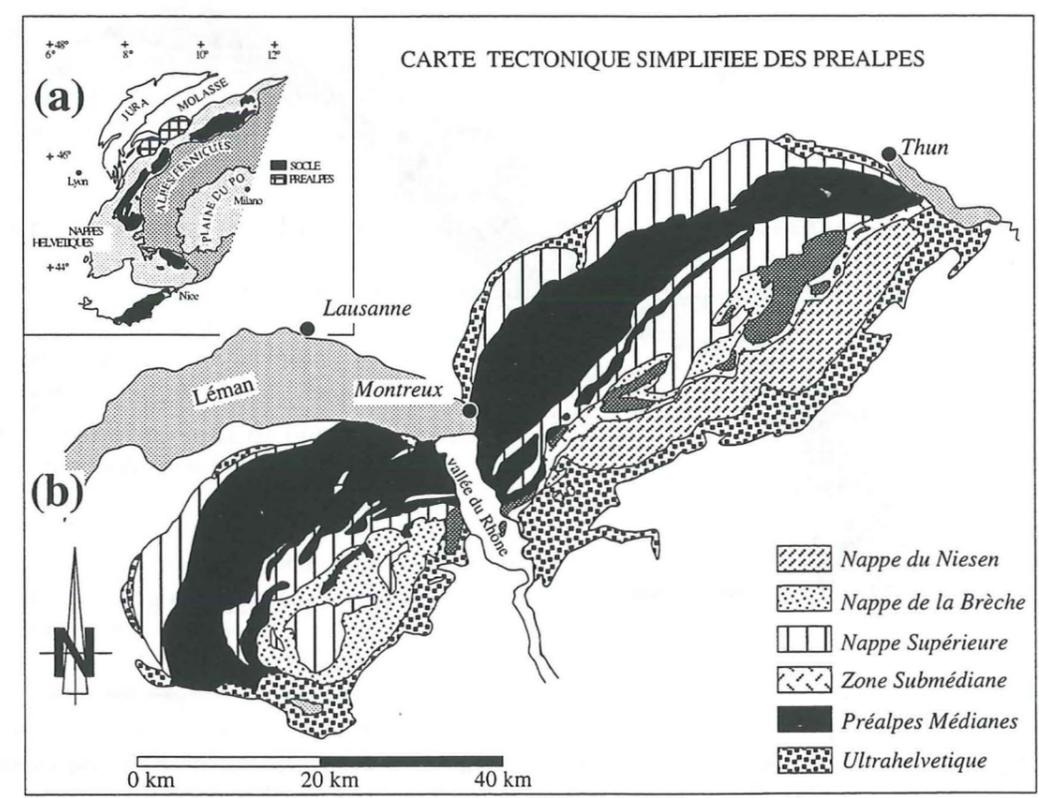


Figure 1-1. (a) Situation des Préalpes par rapport à l'arc des Alpes occidentales. (b) Carte tectonique des Préalpes avec la répartition spatiale des nappes qui composent le bâti préalpin.

Lugeon et Gagnebin (1941), en Préalpes médianes plastiques et Préalpes médianes rigides selon des critères macrotectoniques. Traditionnellement, les Médianes rigides décollées dans les niveaux de base du Trias moyen forment la partie radicale de la nappe, alors que les Médianes plastiques se situent dans une position plus avancée sur l'avant-pays (fig. 1-6). Le plan de décollement de ces dernières se situe dans les roches du Trias supérieur. Si la série stratigraphique des Médianes plastiques montre une certaine continuité, ce n'est pas le cas de celle des Médianes rigides où de très importantes lacunes de temps ont été reconnues dans l'enregistrement sédimentaire (tab. 1-1). L'absence actuelle de sédiments d'âge liasique m'a conduit à délaisser les Médianes rigides lors de l'approche sur le terrain. Il en sera cependant régulièrement fait mention au cours de l'exposé.

La nappe pennique de Siviez-Michabel a été reconnue comme la patrie des Médianes rigides et la

nappe des Pontis comme celle des Médianes plastiques (Ellenberger 1952, Baud et Septfontaine 1980, Sartori 1990, Escher et al. 1993).

1.2. Nomenclature utilisée

On distingue de part et d'autre de la vallée du Rhône, en amont du lac Léman, un lobe chablaisien au SW et un lobe romand au NE. De même, pour situer géographiquement les objets discutés dans ce travail, le terme "externe" est utilisé pour caractériser des zones qui se situent vers l'extérieur de la chaîne (NW), et "interne" dans le cas contraire. Cinq secteurs ont été définis perpendiculairement à la chaîne du NW au SE: le secteur A comprend les écaïlles frontales et la partie externe de la masse principale (Badoux 1965a); le secteur B comprend la partie centrale de la masse principale (Badoux 1965a); soit St-Jeoire-Rocher d'Ombre-Billiard-Nicodex-Riandati-Tinière-Rossinière-Stockhorn; le secteur C corres-

Nappe des Préalpes Médianes

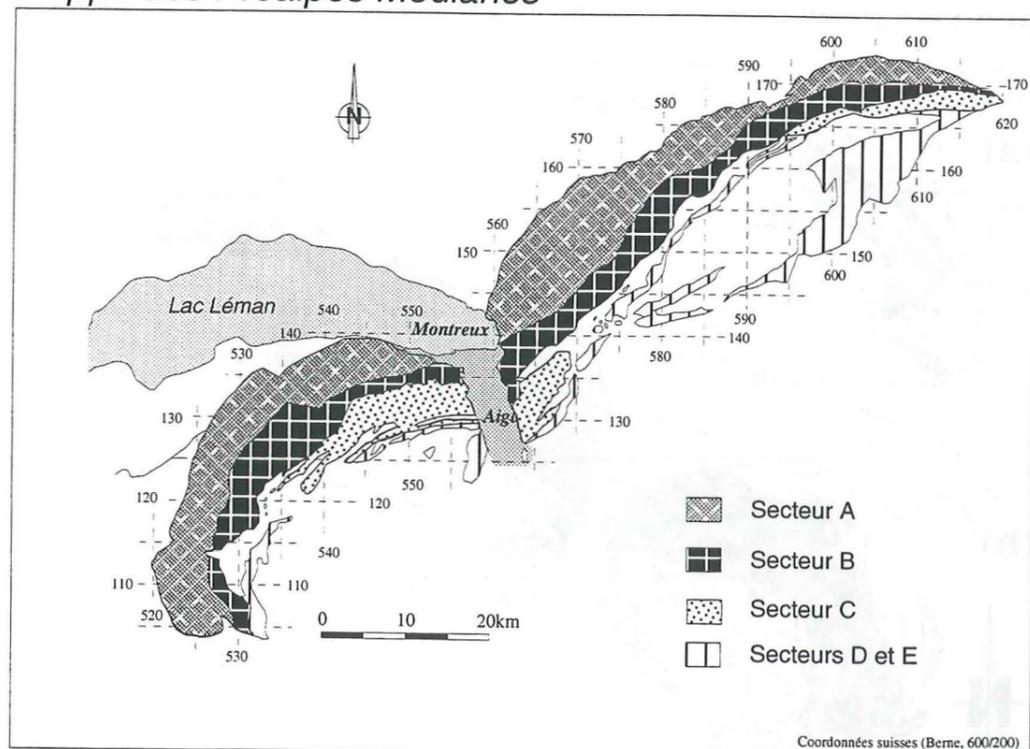


Figure 1-2. Carte du contour de la nappe des Préalpes médianes, l'extension géographique des cinq secteurs A à E. A: écaïlles frontales et partie externe de la masse principale (Badoux 1965a). B: partie centrale de la masse principale (Badoux 1965a). C: partie interne de la masse principale (Badoux 1965a). D: à cheval entre les Médianes plastiques et rigides (auct.), correspond pro parte à la chaîne des Gastlosen. E: englobe les Médianes rigides au SE du secteur D.

pond à la partie interne de la masse principale (Badoux 1965a): Geblu-Verne-Leysin-Heitberg; le secteur D est à cheval entre les Médianes plastiques et rigides (auct.), il correspond pro parte à la chaîne des Gastlosen; le secteur E englobe les Médianes rigides au SE du secteur D (fig. 1-2).

Toutes les orientations (N, W, S, E) sont données par rapport à la position actuelle de la nappe, y compris lorsque la discussion porte sur la paléogéographie et paléotectonique. Une carte du contour de la nappe des Préalpes médianes, ainsi que la localisation géographique des lieux-dits mentionnés dans la présente étude, est disponible en annexe (VI, VII).

La Téthys alpine est le terme plus général utilisé pour nommer l'océan qui s'ouvre au Jurassique au sud de la plaque européenne. Il est préféré au terme plus régional d'océan liguro-piémontais. Le qualificatif "alpine" permet de distinguer cet océan de ceux plus anciens - Paléotéthys et Néotéthys - qui s'ouvrent plus à l'E.

Le terme horizon de condensation est défini en tant qu'intervalle de temps où la sédimentation est réduite, voire nulle; il se distingue en particulier par sa position dans la colonne stratigraphique. Un intervalle de temps peut être composé de plusieurs niveaux de condensation, et pas nécessairement par le ou les mêmes. Les niveaux de condensation sont datés par ammonites.

Le terme plate-forme est utilisé dans le sens de plate-forme carbonatée de type bahamien à tranche d'eau faible et à microfaune endémique.

1.3. Bref historique de la recherche dans les Préalpes

Evoquer les Préalpes d'un point de vue géologique, c'est parler d'une des régions du globe qui a suscité un nombre incroyable d'études et de recherches. Cette évocation ne peut être que partielle et même lacunaire. En effet, comment connaître et tenir compte de l'apport de plus de 1'500 articles, thèses, monographies, comptes-rendus de société, guides d'excursion, etc.

Rappelons que des grands noms de la géologie se sont confrontés aux Préalpes: de Saussure (1779, 1796), Razumowski (1784), de la Harpe

(1855), Renevier (1868, 1891), Schardt (1881-1882), Bertrand (1893), Lugeon (1896, 1901, 1902) ou encore Peterhans (1926a).

Au début du XVIIIe siècle, elles sont devenues un objet d'investigations géologiques. Puis, au cours de la deuxième moitié du XIXe siècle, le développement de la géologie moderne va intensifier l'étude des Préalpes. Cette évolution va culminer avec la découverte et la compréhension de la tectonique des nappes par H. Schardt, relayée par M. Lugeon. A partir de cette découverte, grâce à de nombreuses études de détail, il a été possible de faire de grands pas dans la compréhension de l'arrangement spatio-temporel de l'arc alpin. Deux historiques détaillés relatant les recherches dans les Préalpes sont à noter: celui de Bailey (1935) "Tectonic essays, mainly Alpine" et celui de Masson (1976) "Un siècle de géologie des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique".

Le lecteur se référera avec bonheur, pour ce qui est des études antérieures à l'année 1910, à la production de MM. Schardt, Favre, Gilliéron ou Lugeon, en particulier (Favre 1859, 1867, Gilliéron 1885, Schardt 1894, Lugeon 1896, Schardt 1897, 1898, Lugeon 1902, 1909), ou pour une bibliographie complète antérieure à l'année 1900 au travail de Jeannot (1912-1913) ou de Mosar et Borel (1995) qui contient actuellement 920 références. Les excellentes monographies de Peterhans (1926a), Lugeon et Gagnebin (1941), Badoux et Mercanton (1962), Badoux (1962) permettent de se familiariser avec la problématique préalpine.

1.4. Histoire des Préalpes médianes

Les roches sédimentaires préalpines ont enregistré jusqu'à aujourd'hui une histoire complexe: les Préalpes médianes font partie d'un ensemble paléogéographique appelé le Briançonnais qui se situait au Mésozoïque sur la marge nord de la Téthys alpine. Il est classiquement admis, d'un point de vue paléotectonique, que cette région subit une extension liée à la fracturation de la plaque européenne, dès le Lias inférieur. Elle mène à la mise en place du plancher océanique durant le Dogger.

Selon le scénario de Stampfli (1993, 1994), Mosar et al. (1996), Stampfli et Marchant (1997), le domaine paléogéographique des Préalpes est le bas-

sin frangeant de la Téthys alpine (Stampfli et Marthaler 1990). Dans un premier temps, rattaché à la plaque ibérique et à la Corse, il s'en détache pour dériver et être intégré comme terrain exotique dans le prisme d'accrétion piémontais. Il participe ensuite à la collision qui donnera naissance aux Alpes. Cette histoire peut être résumée par quelques temps forts (tab 1-1).

1.5. Intérêt pour la recherche dans les Préalpes

Depuis le siècle passé, les études ont révélé le caractère particulier de la nappe des Préalpes médianes: de par sa position au front de l'arc alpin, elle a échappé aux grandes déformations et au métamorphisme alpin qui oblitérent la signature du passé. Elle occupe, de ce fait, une position clé sur la marge européenne de la Téthys alpine. Ses roches conservent l'enregistrement des événements qui l'ont entraînée de son lieu de sédimentation à sa position tectonique actuelle (fig. 1-4, 1-5). Son étude permet de contraindre l'histoire géodynamique de cette por-

tion du domaine téthysien. Des progrès considérables ont été accomplis dans la modélisation et dans la quantification à toutes les échelles des mécanismes régissant les déformations et les remplissages des bassins sédimentaires. Une approche nouvelle, plus quantitative est maintenant possible et nécessaire.

1.6. Etudes cadres

Dans le foisonnement de publications, les études citées ci-dessous sont représentatives des résultats obtenus et des idées sur la géologie des Préalpes médianes.

[i] En géologie structurale, paléotectonique et palinspastique ce sont les contributions de: (Rabowski 1920), Trümpy (1960, 1980), Badoux et Mercanton (1962), Baud et Masson (1975), Plancherel (1979), Baud et Septfontaine (1980), Mosar (1989, 1991), Mettraux et Mosar (1989), Stampfli (1993), Stampfli et Marchant (1997) (fig. 1-3, 1-4, 1-5). Le style de déformation tectonique alpine des Préalpes médianes est illustré par la fig. 1-6.

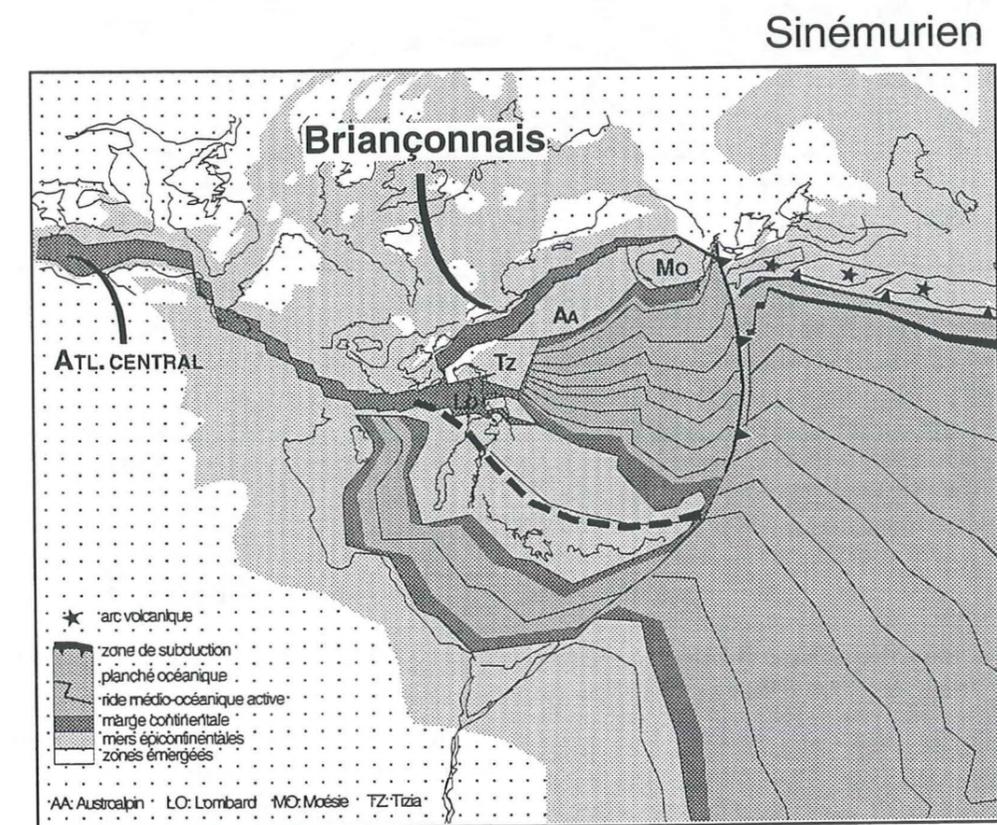
Epoques	Evénements tectoniques
Eocène	Fermeture océanique, le Briançonnais se détache de son substratum et entre comme terrain exotique dans le prisme d'accrétion de la Téthys alpine
Crét. sup.	Tensions qui vont détacher le Briançonnais de la plaque ibérique et la flexuration pré-collision
Malm - Crét. inf.	Tensions qui vont détacher la plaque ibérique de la plaque européenne, rifting du domaine valaisan, le Briançonnais est en marge sud
Dogger	Expansion océanique de la Téthys alpine, le Briançonnais évolue en bassin frangeant de cet océan
Lias - Dogger	Rifting de la Téthys alpine, le Briançonnais est en marge nord
Trias - Lias	Fracturation de la plaque européenne

Tableau 1-1. Temps forts de l'histoire du Briançonnais selon le scénario de Stampfli (1993).

[ii] En stratigraphie et sédimentologie, nous citons pour le Trias: Baud (1972, 1984, 1987), Mégard-Galli et Baud (1977); pour le Lias: Peterhans (1926a), Thury (1973), Mettraux (1989), Mettraux et Mohr (1989), Dommergues et al. (1990); pour le Dogger: Septfontaine et Lombard (1976), Furrer et Septfontaine (1977), Furrer (1977), Septfontaine (1979, 1983); pour le Malm: Weiss (1949), Heinz et Isenschmid (1988); pour le Crétacé inférieur: Boller (1963); pour le Crétacé "moyen": Python Dupasquier (1990), Caron et Dupasquier (1989), Dupasquier et al. (1989); pour le Crétacé supérieur: Guillaume (1986).

Les cartes géologiques suivantes ont été consultées: Simmenthal et Diemtighal (Rabowski 1912), Thun-Stockhorn (Beck et Gerber 1925), Monthey

(Badoux et al. 1960), Gurnigel (Tercier et Bieri 1961), Montreux (Badoux 1965a), Thonon-Châtel (Badoux 1965b), Les Mosses (Lombard et al. 1974), Les Diablerets (Badoux et al. 1990), Chatel-St.-Denis (Weidmann 1993), Samoëns (Plancherel in prep.) ainsi que des cartes de travaux de diplôme et de thèse en particulier dans le Chablais où les cartes officielles au 1:50'000 ne permettent pas de reporter dans le détail toutes les observations de terrain: Norbert (1951), Boissieu De (1953), Escher (1953), Frutiger (1953), Barraud (1954), Botteron (1955), Bauchau (1958), Fiechter (1958), Ayrton (1959), Mautner (1963), Girod (1995a), Rappaz et al. (1996). Dans les Préalpes romandes, les travaux de Aepli (1968), Marthaler (1974), Mauro (1986), Marchant (1987) Pasquier (1989) ont été utilisés.



Modifié d'après Stampfli et al. in press

Figure 1-3. Reconstruction paléogéographique au Jurassique inférieur. L'Europe est fixe dans sa position actuelle. Le Briançonnais est sur la marge N de la future Téthys alpine, il est situé au sud de la Côte d'Azur actuelle (modifié d'après Stampfli et al. in prep.)

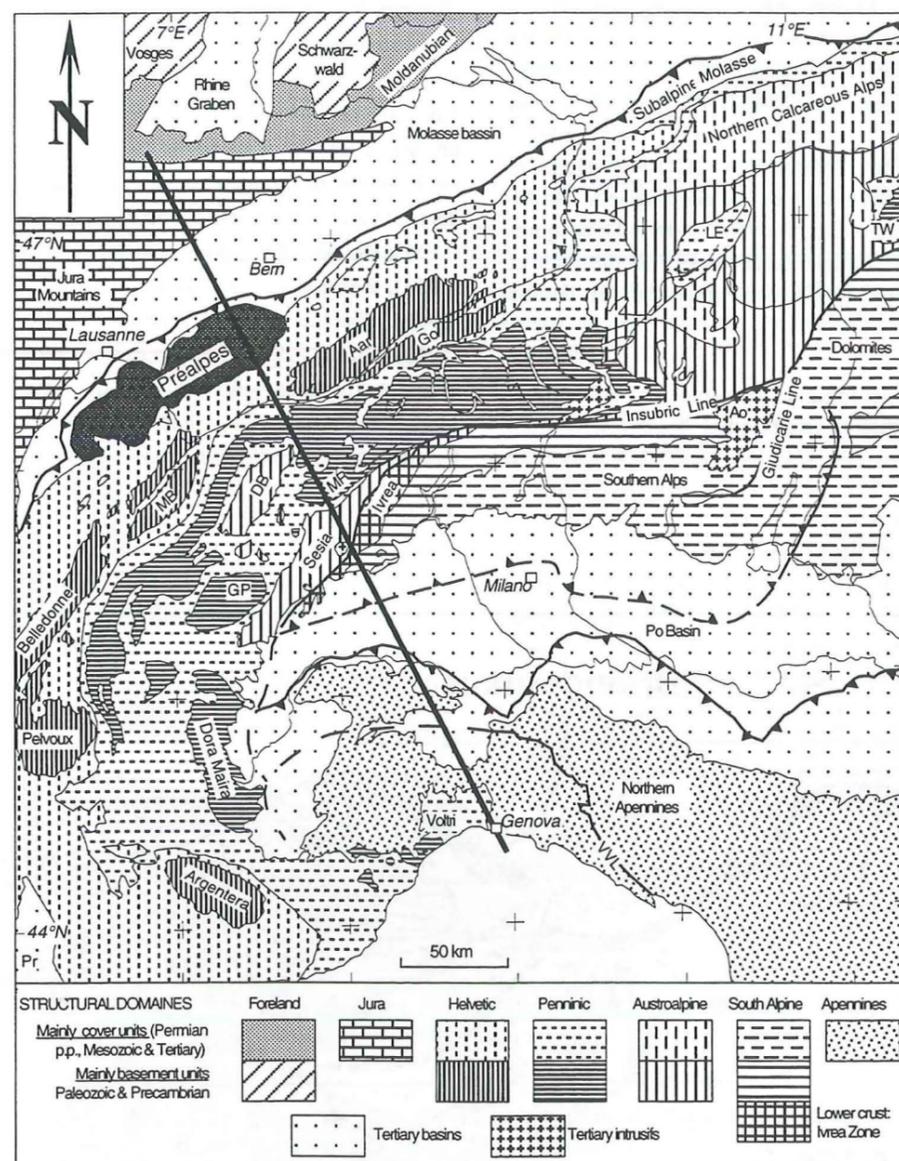


Figure 1-4. Carte géologique des Alpes occidentales, position de la coupe lithosphérique de la fig. 1-5 (modifié d'après Marchant 1993).

[iii] En géodynamique, l'évolution de la marge européenne a fait l'objet ces dernières années de plusieurs tentatives de synthèse, dont nous citerons: Trümpy (1960, 1976), Funk (1985), Lemoine et Trümpy (1987), Wildi et al. (1989), Stampfli et Marthaler (1990), Favre et Stampfli (1992), Loup (1992), Stampfli (1993), Marchant (1993), Stampfli et Marchant (1997) qui offrent une approche solide de l'histoire de la marge européenne de la Téthys.

[iv] Concernant les techniques d'étude et modèles récents appliqués aux bassins sédimentaires, nous nous appuyons sur les travaux de Vail et al. (1977), de Van Hinte (1978), McKenzie (1978), Wernicke (1985), Wilgus et al. (ed., 1988), Einsele et Bayer (1991), Kuznir (1994), Schlager (1992).

Il faut ajouter les monographies régionales de Chaix (1913), Peterhans (1926a), Revertera (1926),

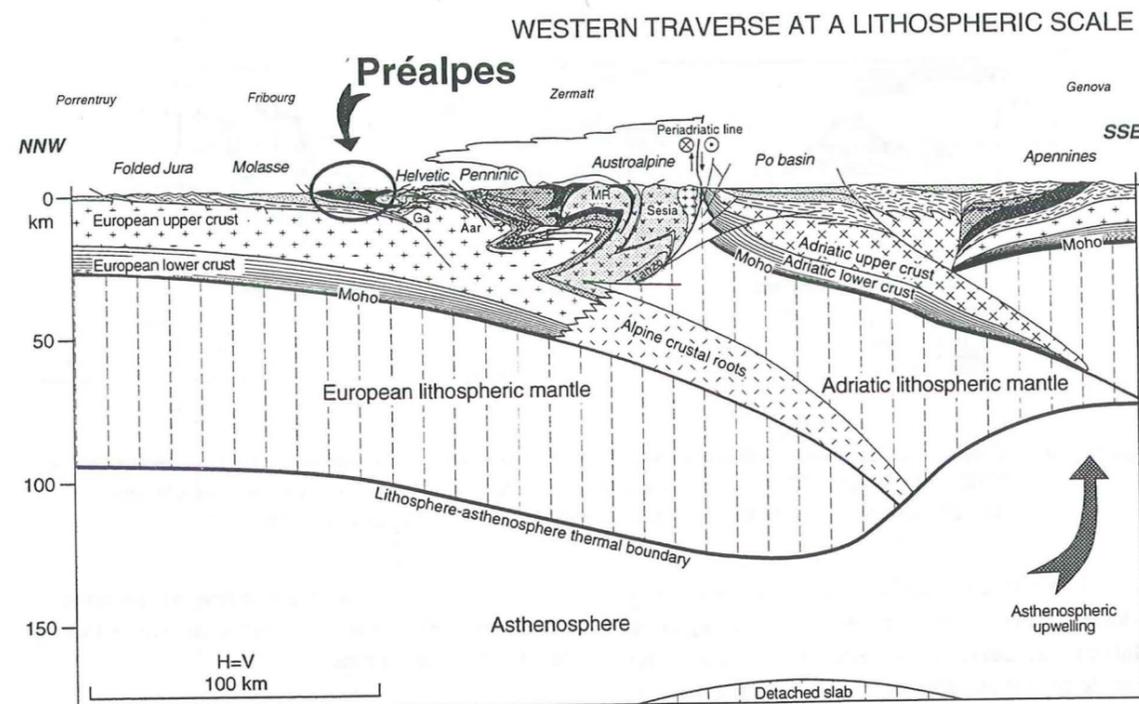


Figure 1-5. Coupe lithosphérique des Alpes occidentales. Les Préalpes sont placées à l'échelle de la collision alpine (modifié d'après Marchant 1993). Il s'agit de garder en mémoire le rapport d'échelle des objets qui sont discutés dans la suite de l'exposé.

Schumacher (1926), Campana (1943), Chenevart (1945), Chatton (1947), Pugin (1952), Spoorenberg (1952), Umiker (1952), Twerenbold (1955), Chamot (1961), Von Der Weid (1961), Botteron (1961), Gross (1966), Spicher (1966), Gisiger (1967), Page (1969), Andrey (1974), Steffen et al. (1993).

Il faut aussi mentionner les travaux liés au projet: Mosar (1994), Mosar et al. (1996), Septfontaine (1995).

Sur la base de ces nombreux travaux, 23 formations formelles ou informelles ont été reconnues dans les Préalpes médianes. Elles sont représentées en fonction du temps sur le tableau 1-2

1.7. Etudes connexes menées dans le cadre de la thèse

Des études menées dans le cadre du projet en collaboration avec M. Septfontaine et J. Mosar ont permis la mise au point d'une approche multidisciplinaire sur laquelle repose ce travail.

[i] Mosar et Borel (1992), ont proposé une évaluation des contraintes tectoniques nécessaires pour engendrer la déformation de la nappe des Préalpes médianes. Basée sur l'analyse des couples failles/stries sur des systèmes de failles en trois localités des Préalpes (Vallée du Rhône, Montbovon et Weissenburgbad), cette étude montre deux types de réponses aux contraintes tectoniques. La première est décrochante sur des failles verticales associées à des zones de décrochements sénestres N-S et dextres WNW-ESE (fig. 1-7).

La seconde est liée aux chevauchements associés aux développements des plis. La contrainte principale calculée pour développer ces failles est subhorizontale et perpendiculaire aux axes de plis. Les deux réponses sont contemporaines à post-plissement, les décrochements se développent dans des zones de transfert comme les relais en échelons. Il en découle qu'une partie des structures actuelles comme l'arc de cercle quasi parfait que forme le lobe chablaisien des Préalpes ne peut s'expliquer par cette seule contrainte. Il est raisonnable d'imaginer qu'une part de cette géométrie est héritée, antérieure à cette contrainte.

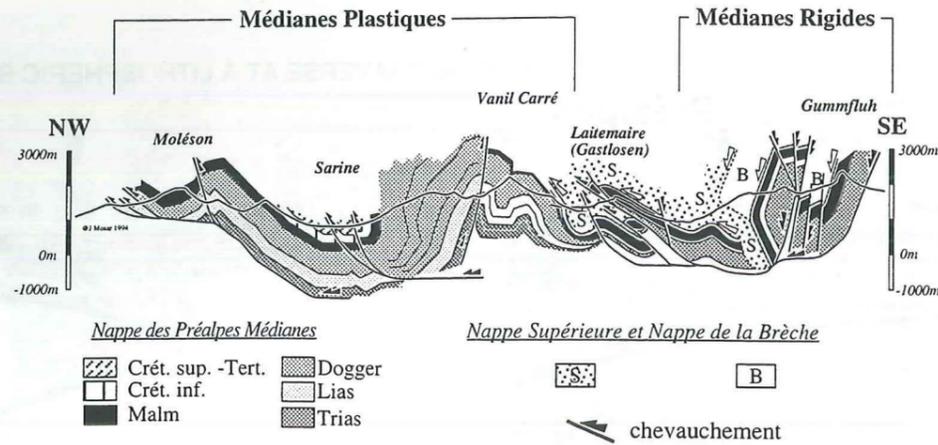


Figure 1-6. Coupe tectonique au travers de la nappe des Préalpes médianes romandes. Le style tectonique des Médianes rigides est fait d'écailles imbriquées. Celui des Médianes plastiques montre une succession de plis chevauchant sur des rampes (modifié d'après Mosar et al. 1996).

[ii] Une seconde étude de tectonique plus locale (Mosar et Borel 1993) propose que la région de Maltraix au-dessus de Villeneuve est une zone formée de plusieurs plans de chevauchement superposés, qui monte latéralement depuis les séries du Lias au Col de Chaude jusque dans les niveaux du Crétacé supérieur à Maltraix et Roche. Ce passage se fait essentiellement à la hauteur de Maltraix à la faveur d'une rampe latérale (fig. 1-8). La position de cette rampe est déterminée par un amincissement en direction du SE des formations calcaires et marneuses du Dogger biseauté par les calcaires du Malm. Les unités des Calcaires noduleux et massifs du Malm sont elles aussi fortement amincies sur la zone de seuil formée par l'arête Maltraix-Aveneyre. Ce même phénomène s'observe dans les Calcaires plaquetés du Néocomien qui s'amenuisent et disparaissent vers le SE. C'est la formation de l'Intyamon qui au SSE de Maltraix vient reposer directement sur les Calcaires massifs. La structure de Maltraix correspond donc à une ancienne zone surélevée où peu de sédiments se sont déposés du Lias supérieur au Crétacé inférieur. Sur le versant méridional de ce seuil des amincissements existent aussi mais avec un biseautage vers le NW. Les remplissages au S du seuil sont moins importants qu'au N, où l'épaisseur cumulée des formations du Dogger et du Néocomien indiquent un remplissage continu et important. Il est admis que dans les Préalpes médianes de telles situations sont liées à l'activité persistante de structures paléotectoniques actives lors de la sédimentation.

C'est donc une structure d'origine paléotectonique qui prédéfinit la structuration ultérieure lors de la "déformation" alpine.

[iii] Devant la nécessité d'avoir une connaissance aussi vaste que possible des recherches menées par le passé nous avons mis sur pied deux bases de données, l'une bibliographique (Mosar et Borel 1995) accessible sur internet, <http://www-sst.unil.ch>, l'autre des profils levés dans les Préalpes médianes romandes.

Dans la première figurent actuellement 920 références sur la géologie des Préalpes. L'un des points forts est le recensement de tous les travaux de diplôme soutenus dans les universités suisses jusqu'en 1995. Couplée à cette base bibliographique, la seconde recense plus de 770 profils stratigraphiques levés dans les Préalpes romandes compilés par âge sur des cartes.

1.8. Problématique liasique

L'image classique qui se dégage du Lias préalpin est résumée par Weidmann (1992): "Comme tous les anciens auteurs l'ont relevé, les terrains liasiques montrent des variations latérales considérables: faciès et épaisseurs changent de manière complexe et les fossiles sont rares. D'où une certaine confusion dans la nomenclature, la définition et la datation des unités lithologiques".

Stratigraphie et Formations des Préalpes médianes

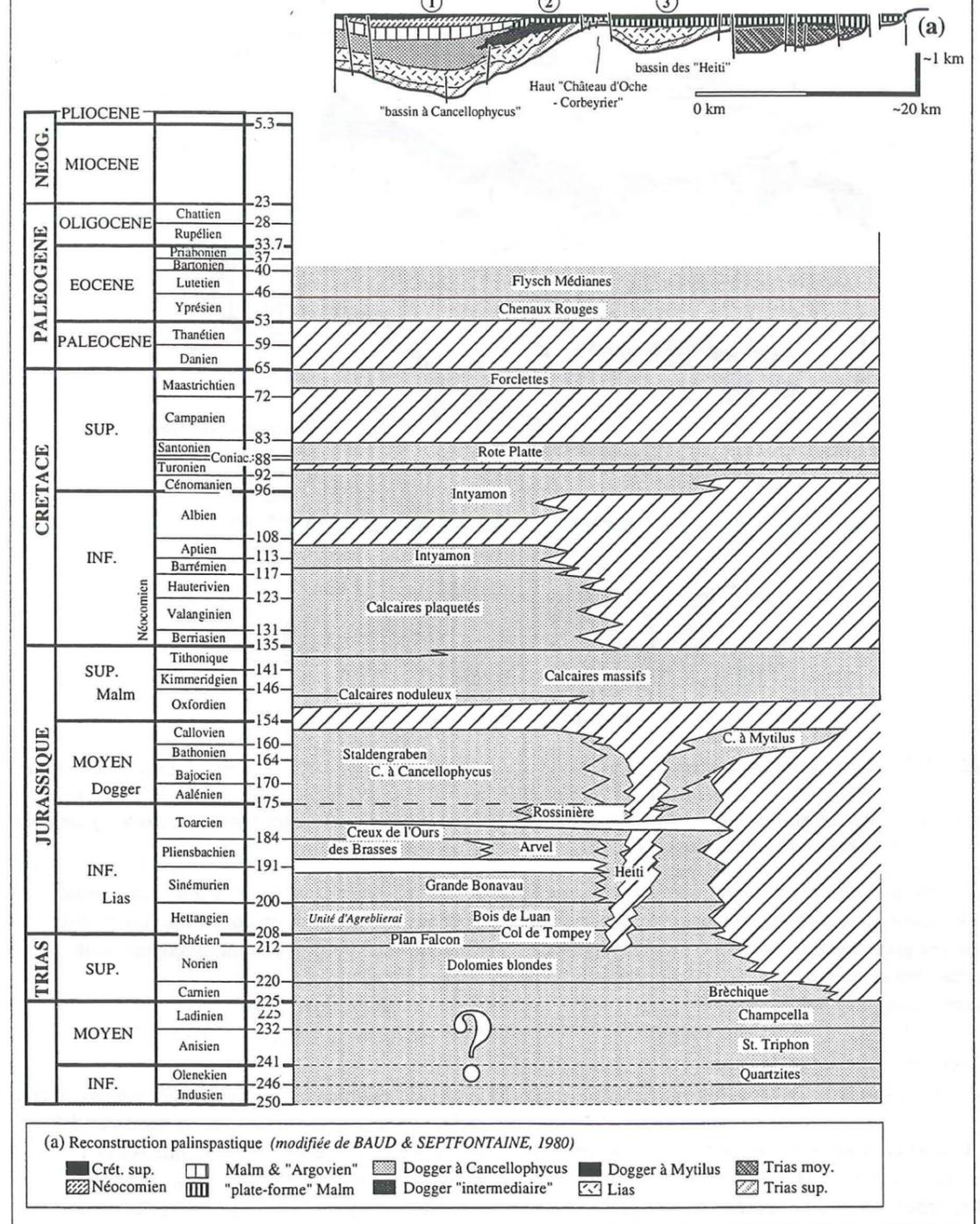


Tableau 1-2. Répartition spatio-temporelle des formations reconnues dans les Préalpes médianes. Les lacunes sédimentaires (érosion et/ou non-dépôt) sont figurées en hachuré oblique. L'échelle du temps d'après Odin et Odin (1990) est linéaire. Reconstruction paléopastique (a) simplifiée et modifiée des Préalpes médianes de Baud et Septfontaine (1980). (b) Périodes-clés de l'histoire dynamique des Préalpes médianes. Tableau modifié de Borel (1995) et Mosar et al. (1996).

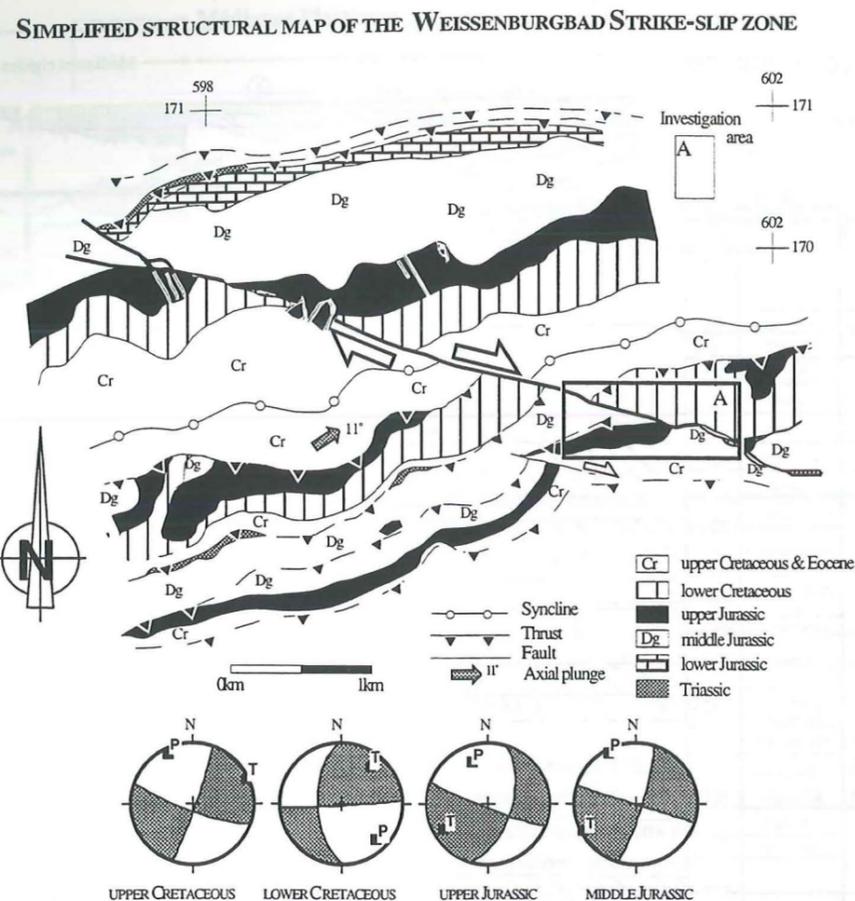


Figure 1-7. Carte géologique simplifiée de la région du décrochement de Weissenburgbad. Le déplacement est dextre le long d'une faille majeure orientée N110E. Les stéréogrammes (hémisphère inférieur, aire égale) représentent les solutions simplifiées des couples failles-stries avec les secteurs de compression (P) et de tension (T).

Le but premier de ce travail est de tirer, à partir de ce "chaos", des éléments qui permettent une interprétation géodynamique de la période liasique dans les Préalpes médianes. Pour atteindre cet objectif, les principales interrogations ont été:

Peut-on reconnaître la structuration paléotectonique malgré la tectonique alpine?

Quand et comment s'opère la transition entre la paléogéographie et la paléotectonique du Trias et celle, beaucoup plus contrastée, du Dogger?

Comment s'enregistre l'extension tectonique téthysienne, puis son expansion thermique? Pour cela, il s'agit d'analyser ce que recouvrent des termes à forte connotation dynamique comme, par exemple, "brèche dolomitique" ou "quartzite".

Enfin, l'histoire qui se révèle dans l'étude des Préalpes médianes, corrobore-t-elle les modèles les plus récents de l'évolution géodynamique de la Téthys alpine?

ETAT DES CONNAISSANCES

[i] Le premier problème évoqué par Weidmann (1992) concerne les variations de faciès et d'épaisseurs. Il n'en demeure pas moins que Jeannet (1918), puis Peterhans (1926), et leurs successeurs ont reconnu, de manière générale, des faciès néritiques et des faciès profonds, ainsi que l'absence localisée de certaines formations. Ils admettent que ces lacunes sont générées par des courants marins suffisamment puissants pour interdire le dépôt de sédiments et même, par endroit, éroder le fond marin. A partir de ces faits, les auteurs ont proposé des modèles d'évo-

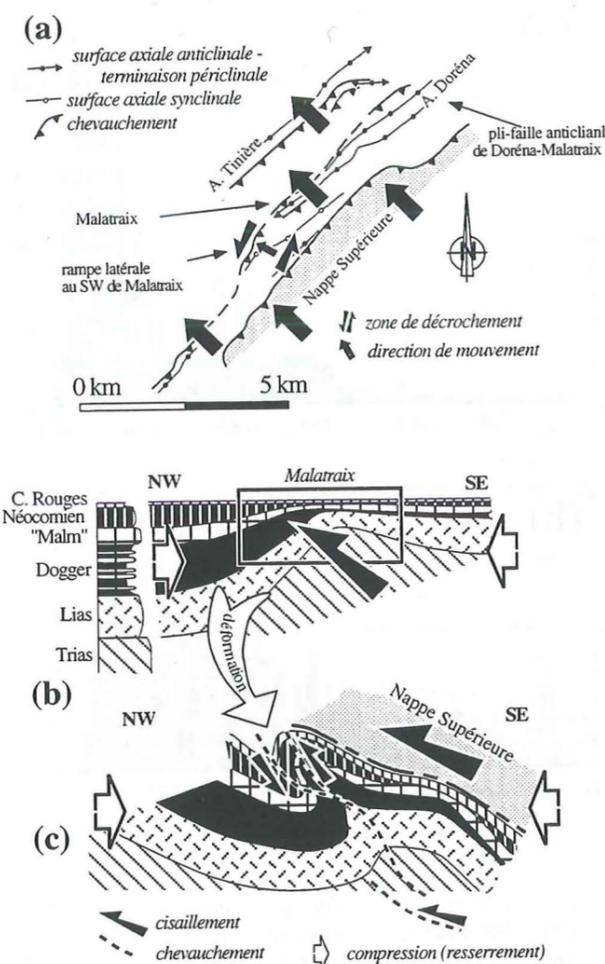


Figure 1-8. (a) Carte tectonique simplifiée de la structure de Malatraix et des terrains avoisinants. Il faut noter, au niveau de Malatraix, le chevauchement lié au "fault-propagation fold" de Dorena-Rossinière, avec sa rampe latérale oblique à la direction générale. (b) Modèle simplifié de la structure paléotectonique de Malatraix et de son rôle lors de l'inversion tectonique associée au développement des plis et chevauchements des Médianes plastiques. La position du chevauchement basal de la Nappe Supérieure sur les Médianes plastiques est aussi illustrée. Le volume de roches, surtout d'âge crétacé, compris entre ces deux surfaces est le lieu de formation de nombreux plis métriques à décacmétriques dont les axes de plis s'arrangent sur des surfaces (grand cercle en projection stéréographique) qui définissent la surface et la direction du mouvement général.

lution pour le bassin des Préalpes médianes. Peterhans en 1926, influencé par Argand et sa tectonique embryonnaire, voit des rides géanticlinales qui structurent le bassin en haut-fonds à lacunes et dépressions à sédimentation complète. Toutefois Peterhans démontre également (1926, p.249-250) l'origine tectonique de l'absence de certaines formations.

Dans les années 1950 et 1960, suite à un intense travail de cartographie mené par les Universités de

Fribourg et Lausanne, Badoux affine le modèle de Peterhans et fait intervenir une tectonique "souple et compensée" (Badoux et Mercanton 1962, p.182) pour générer les dépôts reconnus dans les Préalpes médianes. Au cours du temps, les zones néritiques et bathyales se déplacent. Le Lias inférieur voit se développer des dépôts profonds dans le secteur C, puis dès le Lias moyen, c'est le secteur A qui les recueille. C'est un basculement de la partie méridionale du bassin qui déplace les lignes isopiques et rejette les dépôts bathyaux vers les zones frontales.

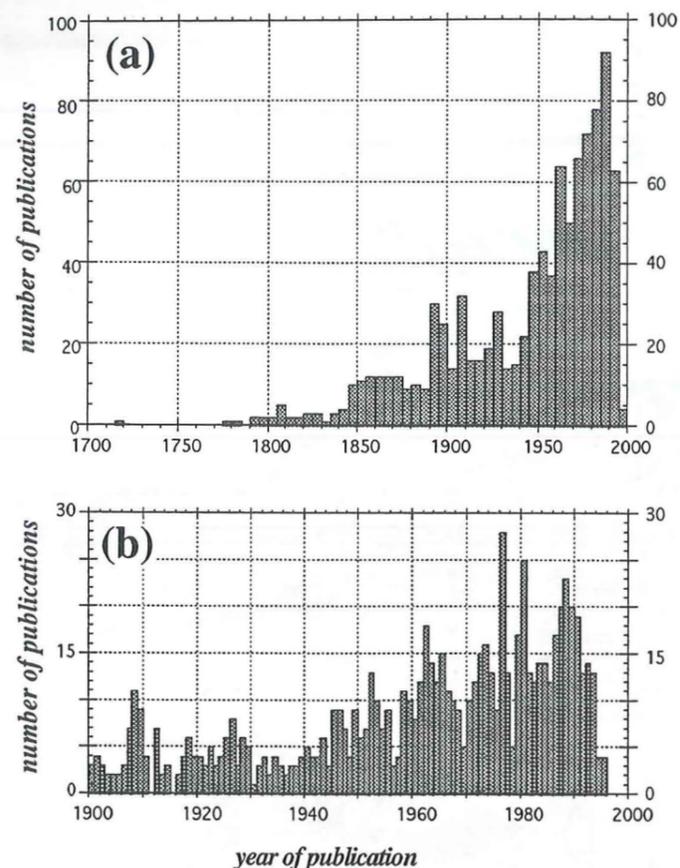


Figure 1-9. Nombre de publications dédiées aux Préalpes par année: (a) pour toutes les références de la base de données auxquelles s'en ajoutent 118 provenant de Jeannet (1912-13). (b) Histogramme élargi de (a) pour les références postérieures à 1900. Le pic de 1976 correspond à la publication du volume "Géologie des Préalpes" en l'honneur du Professeur H. Badoux (*Eclogae geol. Helv.* 69/2).

Au début des années 1970, la théorie de la tectonique des plaques ne tarde pas à être appliquée dans les Préalpes. Un style plus cassant transparaît chez Plancherel et Weidmann (1972) qui montrent l'existence localisée de brèches intraformationnelles; la tectonique distensive en blocs basculés déploie ses effets (Baud et Masson 1975, Baud et al. 1979).

Cette nouveauté trouve son expression en 1980 chez Baud et Septfontaine (1980), où la structuration du bassin est commandée par de nombreuses failles normales subverticales (26) parallèles à la chaîne d'orientation générale NE-SW qui découpent l'aire de dépôt en "mini-blocs" basculés (fig. 1-10). Mettraux et Mosar (1989) complètent ce dispositif en attribuant les brèches intraformationnelles de Plancherel et Weidmann (1972b) à un second jeu de failles N-S, qui accentue les rapides changements de faciès et d'épaisseurs des séries sédimentaires lia-

siques et complète cette tectonique cassante en touches de piano. Mettraux (1989) et Mettraux et Mosar (1989) s'inscrivent dans cette lignée qui fait intervenir un démantèlement des plate-formes carbonatées du Trias au cours du Lias (fig. 4-7).

[ii] Le second problème évoqué par Weidmann (1992) concerne la difficulté à dater les niveaux liasiques. En effet, comme se plaisent à le relever tous les auteurs qui se sont confrontés au Lias préalpin: les "bons" fossiles sont rares, en particulier dans les calcaires spathiques et les calcaires siliceux. Le Rhétien et le Toarcien sont les principaux points d'accrochage tant par la nature de leurs dépôts (marnes noires et argiles) que par leur relative abondance en fossiles marqueurs, bien que la plupart des zones d'ammonites du Lias soient représentées dans les Préalpes médianes. Toutefois, à l'exception de l'intervalle Sinémurien supérieur à Carixien bien repré-

senté, la répartition spatiale des gisements d'ammonites ne permet de contraindre la série stratigraphique qu'à l'échelle régionale. La rareté des fossiles marqueurs au sein des formations n'autorise, à l'échelle de la nappe, qu'un découpage temporel au niveau de l'étage ou au mieux, du sous-étage mais pas à la zone d'ammonite. C'est pourquoi à cette échelle de temps, il n'est pas possible de mettre en évidence, par exemple, un diachronisme dans une transgression marine. De tels phénomènes s'expriment à une échelle de temps plus fine. Cette large maille chronologique a toujours laissé une place non négligeable aux hypothèses pour les tentatives de corrélations entre unités lithostratigraphiques et pour les reconstructions géohistoriques.

Monique Mettraux (1989), dans une étude sur le Lias sur des Préalpes romandes, a défini onze unités lithostratigraphiques pour le Lias. Ce travail a servi de base à la présente étude, il y sera souvent fait mention. C'est en effet dans ce cadre qu'a commencé ce travail à l'automne 1992.

L'année 1993 marque un tournant, les travaux de Stampfli (1993, 1994), puis Mosar (1994), Mosar et al. (1996), Stampfli et Marchant (1997) offrent un nouveau cadre géodynamique à l'échelle de la Téthys alpine, basé sur le modèle de rifting à cisaillement simple de la lithosphère (Wernicke 1985). Au nord du

domaine briançonnais se trouve une zone de relais entre la marge à blocs (Helvétique au N) et la marge flexurale vers le SW (Briançonnais-Corse-Sardaigne). D'un point de vue géodynamique, ce domaine représente le bassin frangeant ("rim basin") de la Téthys alpine.

En 1995, Borel (1995) montre la relation entre la sédimentation dans le domaine briançonnais et les événements géodynamiques qui rythment l'évolution du domaine téthysien. Septfontaine (1995) reconnaît une structure paléotectonique avec des discordances angulaires progressives de plus de 90° durant le Dogger dans le secteur B des Préalpes médianes chablaisiennes. Il propose que dès le Lias supérieur la marge N-téthysienne soit en compression.

La suite de l'exposé développe cette vision nouvelle de l'évolution tectonique synsédimentaire du bassin des Préalpes médianes, en particulier au Lias. Il s'agit d'analyser comment la fracturation continentale qui aboutira à l'ouverture de la Téthys alpine au Dogger, s'enregistre sur sa marge nord.

LE LIAS: ENTRE TRIAS ET DOGGER

Inscrite dans un continuum, la période du Lias ne peut être abordée indépendamment des épisodes immédiatement antérieur et postérieur (fig. 1-10).

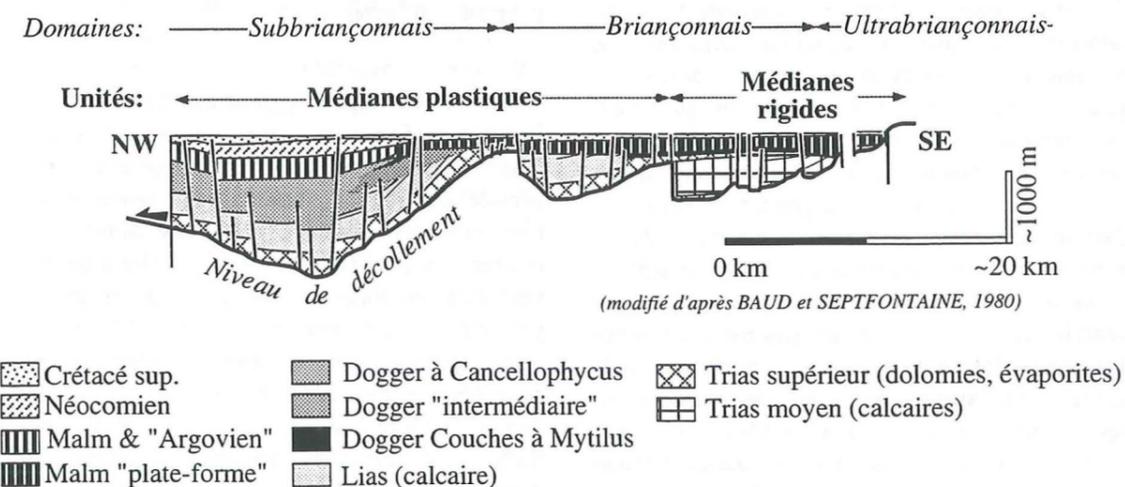


Figure 1-10. Profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes (simplifié d'après Baud et Septfontaine 1980). C'est le profil de référence actuellement admis. Le niveau de décollement est sous les dépôts du Trias moyen dans les Médianes rigides et dans les dépôts du Trias supérieur dans les Médianes plastiques.

Caux	Tinière	Tour d'Ai	
NW			Aalénien
Fm. du Staldengraben, membre A			
Couches de Rossinière			Toarcien
Couches du Creux de l'Ours			
Couches du Petit Liençon	Couches d'Arvel	Couches de Heiti	Pliensbachien
Couches de la Grande Bonavau	Couches du Chauderon		Sinemurien
Couches d'Agreblierai	Lacune	Couches du Bois de Luan	Hettangien
Couches du Col de Tompey			
Couches de Plan Falcon			Rhétien
SE			

Figure 1-11. Tableau modifié et complété des unités lithostratigraphiques du Rhétien au Toarcien proposé par Mettraux (1989). La «zone de lacune» (auct.) schématisée au centre de la figure est strictement intra-liasique.

Dans cette étude, le dernier étage du Trias - le Rhétien - est intégré dans l'évolution liasique, ainsi le "substratum" est donc constitué du Norien. Les études de Baud (1972, 1977, 1984, 1987) et Mégard-Galli et Baud (1977) posent le cadre initial paléogéographique et paléotectonique de cette étude. Sur la plate-forme européenne, de manière générale, la série triasique voit son épaisseur augmenter de 400 à 500 m au NW à plus de 1000 m en direction du SE. Ce sont successivement des grès (quartzites), des calcaires et des dolomies plus ou moins bréchiques, puis des dolomies et des évaporites qui se déposent jusqu'au Norien. Ces dépôts sont caractéristiques d'environnements margino-littoraux à lagunaires à l'Anisien. Les premiers signes d'extension ne tardent pas, ce sont des brèches largement recensées au Carnien. L'extension continue de se marquer durant le Norien où la production de carbonates de la plate-forme compense la subsidence. A cette époque, des tremblements de terre sont attestés par des brèches thixotropes. Il est admis (Baud et Septfontaine 1980) que la série triasique sous les Médiannes plastiques est équivalente à celle visible dans les Médiannes rigides. Dans cette dernière sous-unité, le Jurassique transgresse sur des termes triasiques de plus en plus anciens en direction du SE.

Sur le terrain, les affleurements triasiques dans les Préalpes médianes plastiques sont généralement constitués par quelques mètres de dolomies

noriennes, à l'exception de la coupe des Dranses en Chablais où une centaine de mètres affleurent. Le chevauchement préalpin se situant dans les niveaux du Trias supérieur dans les Préalpes médianes plastiques, les dolomies sont remplacées par quelques niveaux de cornieule. Les contraintes en particulier paléogéométriques qu'apportent les roches triasiques sont de ce fait limitées. Enfin, les dépôts quaternaires comblent les dépressions où les roches triasiques pourraient affleurer.

Les roches d'âge Dogger affleurent bien dans les Préalpes médianes; les connaissances sur la stratigraphie, la sédimentologie et la tectonique de cette période sont très complètes. Le cadre biochronostratigraphique est excellent grâce aux foraminifères (Furrer et Septfontaine 1977). Il autorise à poser de véritables isochrones qui permettent d'appréhender la géométrie et la répartition des corps sédimentaires étape par étape. Une compréhension approfondie de cette période s'est donc révélée indispensable, en particulier parce que c'est la situation prévalant au Bathonien qui est utilisée pour définir les limites des domaines de sédimentation (seuil N-briançonnais) (Septfontaine et Lombard 1976, Septfontaine 1983). Le Dogger offre une grande variété de faciès sédimentaires; c'est la période la plus contrastée. Sa richesse en environnements de dépôts est sans égal dans les Préalpes médianes.

1.9. Buts et Méthodologie

Pour répondre aux questions évoquées ci-dessus, il s'agit de:

[i] Étendre l'approche par formations à l'ensemble de la nappe en reconsidérant la nomenclature utilisée, sur la base d'une analyse fine tant en lames minces que sur le terrain.

[ii] Axer l'approche des corps sédimentaires sur la géométrie, afin de positionner dans le temps et l'espace les objets tectoniques qui structurent l'aire de sédimentation.

[iii] Établir des diagrammes géohistoriques pour les Préalpes médianes.

[iv] Intégrer l'ensemble des points évoqués ci-dessus dans un modèle d'évolution géodynamique des marges passives à l'échelle de la tectonique des plaques.

LES MÉTHODES DIRECTES

[i] Sur le terrain, les saisons 1993 à 1996 ont été consacrées à une triple approche: tectonique alpine, sédimentologie et paléotectonique, et distinction des apports respectifs dans l'agencement actuel des Préalpes médianes. Ainsi, l'accent a été mis sur le levé de coupes lithologiques et sédimentologiques, la cartographie de détail et surtout l'étude des relations entre les unités lithologiques et leurs limites (pour distinguer entre contacts tectoniques et sédimentaires).

[ii] 30 jours ont été consacrés, sur le terrain, au domaine briançonnais hors des Préalpes, en Vanoise, dans la région de Briançon, dans le massif d'Ambin, en Haute-Ubaye et en Ligurie.

[iii] En laboratoire, l'étude des microfaciès a été faite sur lames minces. Les lames minces sont déposées à l'institut de Géologie et Paléontologie de l'Université de Lausanne, les échantillons au Musée géologique cantonal de Lausanne. J'ai pu bénéficier des lames minces de ma collection de diplôme déposées à l'Institut de Géologie de Neuchâtel, de l'ensemble des lames minces de Peterhans (1926) déposées à l'Institut de Géologie de Lausanne, ainsi que de celles du rapport Blanc et Bersier (1971), de celles de Plancherel et Weidmann (1972), et enfin de la col-

lection de M. Septfontaine, toutes déposées au Musée de Géologie de Lausanne.

LES MÉTHODES INDIRECTES

[i] L'analyse de la tectonique alpine pour en extraire par rétrodéformation la paléotectonique.

[ii] La revue critique des cartes géologiques a mis en évidence des contacts anormaux, aberrations entre limites sédimentaires et pendages des couches, etc. et a permis de planifier les campagnes de terrain.

[iii] A partir de l'importante recherche bibliographique, il s'est agi de faire un tri dans les idées et une réévaluation de la nomenclature.

Combinées aux données de terrain, ces investigations ont permis de construire des diagrammes de subsidence, des cartes isopaques des formations reconnues, ainsi qu'une esquisse de rétrodéformation de la nappe des Préalpes médianes.

PREMIÈRE PARTIE

Les formations liasiques

CHAPITRE 2

STRATIGRAPHIE ET ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT

2.1. Introduction

Cette étude n'est pas une étude détaillée de la stratigraphie de la période du Lias des Préalpes médianes. L'étude sédimentologique qui a été menée a pour but de caractériser l'évolution du bassin des Préalpes médianes dans le temps et dans l'espace, d'un point de vue dynamique et environnemental. Elle est centrée sur l'analyse des faciès, des environnements de dépôt et sur la nature des limites entre les corps sédimentaires ou les formations. Elle est basée sur les principes développés chez Scholle et al. (1983), Collinson et Thompson (1989), Tucker et Wright (1990), Schlager (1992), Wright et Burchette (1996). Les mécanismes en jeu pour expliquer l'évolution des environnements de dépôt sont discutés au chapitre 3, leurs implications géodynamiques au chapitre 6.

Etant donné l'absence d'une microfaune utilisable comme outil de datation, l'échantillonnage a été mené dans le but de définir les environnements de dépôt et pour discerner entre elles les formations de même nature pétrographique.

2.1.1. Le contexte préalpin et les facteurs limitants de l'approche lithostratigraphique et sédimentologique

[i] L'approche stratigraphique des roches sédimentaires qui ont subi une histoire complexe comme celles de la nappe des Préalpes médianes se heurte à une difficulté majeure: la nature sédimentaire ou tectonique des contacts entre les formations. Les contacts sédimentaires entre formations peuvent être rangés dans deux grandes familles: les passages progressifs et les passages tranchés.

Dans le premier type, on distingue le passage par accentuation de l'un des caractères existants, soit un passage entre deux faciès très semblables, et le passage par "envahissement progressif" d'une formation de nature sédimentaire différente dans une autre.

Le second type peut être subdivisé en non-dépôt caractérisé soit par des hardgrounds, surfaces durcies perforées et corrodées, et érosion à base irrégulière qui se signale par des remaniements des dépôts sous-jacents, conglomérats, brèches etc. Les contacts tectoniques sont liés à la déformation alpine. Les discordances angulaires sont liés à des mouvements paléotectoniques.

La majeure partie des limites sédimentaires entre faciès de nature très différente est reprise tectoniquement lors du plissement alpin. C'est pourquoi, la nature des contacts entre les strates au sein d'une formation, ou comme limite entre deux formations, est le point central de l'étude de terrain. Ses enjeux sont considérables; elle sous-tend toutes les implications stratigraphiques (lacunes), les hypothèses paléotectoniques (position et âge des failles) et les conclusions géodynamiques (relations à distance).

[ii] Le pouvoir de résolution de la biochronologie est le facteur limitant pour l'identification des lacunes de temps significatives. Dans les Préalpes médianes, il est faible et permet de poser quelques jalons et de dater quelques limites de formations. La rareté des fossiles index au sein même des formations ne permet pas de distinguer entre une lacune mineure ou majeure. Les datations à disposition sont discutées au point 2.4. et résumées sur la figure 2-14. En l'absence d'arguments de quantification du temps, la sédimentation est considérée généralement continue.

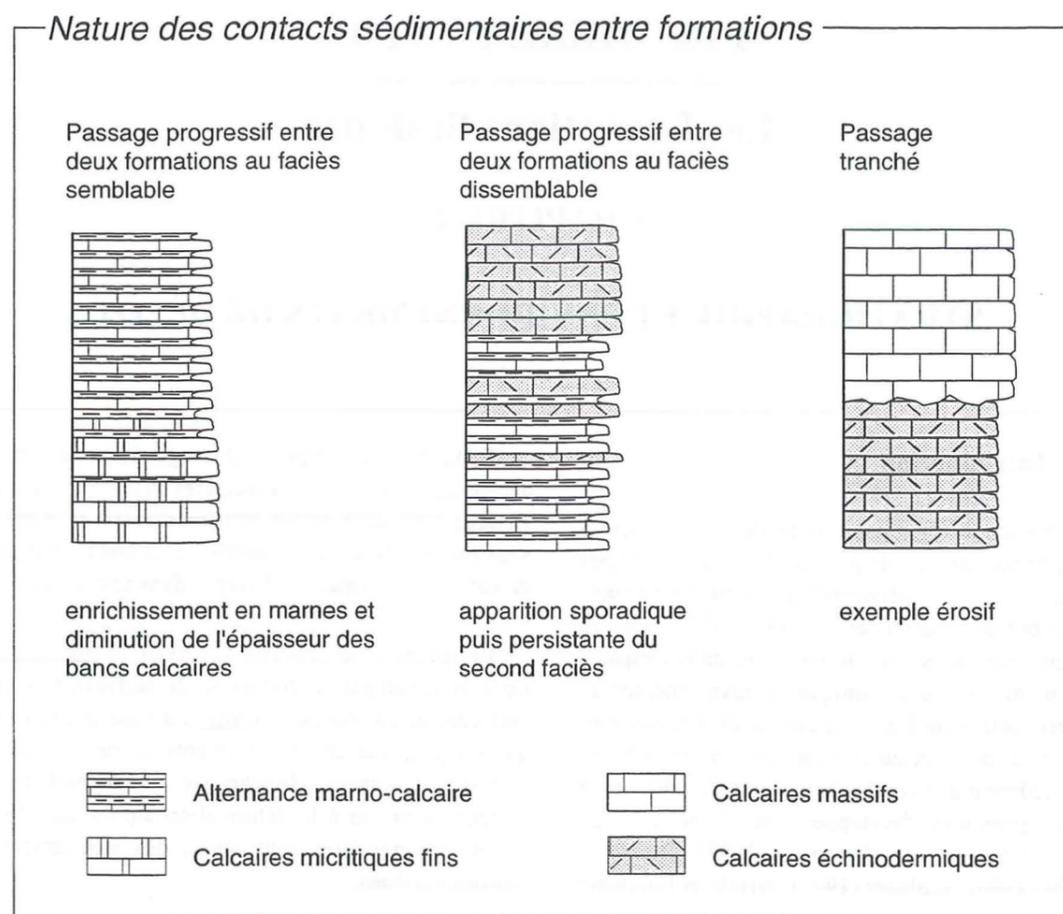


Figure 2-1. Illustration des trois types de contacts sédimentaires rencontrés dans le Lias préalpin.

Toutefois, l'analyse sédimentologique montre que les structures sédimentaires les plus fines sont conservées dans certaines formations. Cette conservation implique une induration rapide avant le dépôt de la strate sus-jacente, donc de longues périodes de non-dépôt.

D'autres facteurs sont limitants pour cette étude: la continuité restreinte des affleurements et la déformation tectonique alpine qui rendent impossibles des corrélations de détail d'une coupe à l'autre dans le secteur A au style tectonique fait d'écaillés. L'importante couverture végétale dans ces zones de basse altitude ajoute une difficulté supplémentaire.

2.1.2. Les études spécifiques antérieures

Les roches liasiques ont été approchées dans une multitude de travaux, mais elles n'ont fait l'objet

d'une étude spécifique qu'à quelques reprises dont Favre (1859), Peterhans (1926a), Thury (1973) et Mettraux (1989). Le travail de Jeannet (1912-1913) peut y être assimilé bien qu'il couvre l'ensemble de la série stratigraphique des Préalpes médianes.

De nombreux auteurs ont fait des descriptions précises des roches liasiques dont Chatton (1947), Pugin (1952), Umiker (1952), Von Der Weid (1961), Gisiger (1967), Thury (1973), Andrey (1974) pour les Romandes, Chaix (1913), Peterhans (1923, 1924, 1925, 1926b), Badoux et Trümpy (1953, 1962), Badoux et Mercanton (1962) pour le Chablais, qui, à l'évidence, a été quelque peu délaissé depuis une trentaine d'années. Il va sans dire que nombre de travaux de diplôme ont eu pour thème la stratigraphie des Préalpes, ils sont référencés in Mosar et Borel (1995).

		Zones d'ammonites		Jeannet (1913)	Peterhans (1926)	Badoux (1965)	Mettraux (1989)	Ce travail	
						NW SE	NW SE	NW SE	
L I A S	Toarcien	sup.	Levesquei	Lias supérieur, Aalénien compris	Lias supérieur, Aalénien compris	Lias sup. et Dogger à Cancellol. et supérieur spathiques	Staldengraben A	Rossinière	Brasses II* Rossinière
			Thoursense						
	Variabilis								
	inf.	Bifrons							
		Falcifer							
	Pliensbachien	Domérien	Spinatum	Lias moyen	Domérien	Lias moyen et Lias moyen spathique	Petit Liençon	Arvel	Brasses I* Arvel
			Margaritus						
		Carixien	Davoei						
	Sinemurien	sup. Lotharingien	Raricostatum	Lias moyen	Lias inférieur	Lias inférieur spathique	Grande Bonnavau	Chauderon	Grande Bonnavau
			Oxynotum						
Obtusum									
inf.		Turneri							
		Semicostatum							
		Bucklandi							
Hettangien	sup.	Angulata	Hettangien	Hettangien	Hettangien	Agreblierai	Bois de Luan	Bois de Luan	
	moy.	Liasicus							
	inf.	Planorbis							
Rhétien			Rhétien	Infralias Rhétien	Rhétien	Plan Falcon	Plan Falcon	Plan Falcon	
Norien				Trias supérieur	Dolomies Blondes	Dolomies Blondes	Dolomies Blondes	Dolomies Blondes	

Tableau 2-1. Tableau synoptique des unités lithostratigraphiques utilisées et de leur position chronologique proposée par différents auteurs. *Formations formellement définies par Septfontaine (1983). La Formation des Brasses est subdivisée en Brasses I et II, explications dans le texte § 2.2.6.

2.1.3. L'approche par formations

Le principal avantage de l'introduction d'une nomenclature par formations est d'affranchir le géologue d'un cadre chronostratigraphique trop contraignant, surtout lorsque certaines formations couvrent plus d'un étage stratigraphique; celle de Heiti existe sur près de 35 millions d'années!

Dans les Préalpes, maintes descriptions des unités utilisées dans ce travail ont été faites depuis plus d'un siècle (§1.6 et ci-dessus). Si l'approche par formations a pris le pas sur l'approche chronostratigraphique, le découpage est longtemps resté le même. Cette manière de faire permet une approche dynamique à grande échelle; les milieux de dépôts étant conditionnés par l'évolution géodynamique de la marge N-téthysienne, comme il en sera question plus loin.

Dans une étude récente, Mettraux (1989) a introduit, en lieu et place de Formations, onze unités lithostratigraphiques informelles qui couvrent la période comprise entre le Rhétien et le Toarcien. Elles reprennent des unités chronostratigraphiques établies dans des travaux antérieurs, par exemple Von Der Weid (1961) ou Badoux (1965a). Dans le présent travail, nommées "formations", ces unités définies pour le lobe romand sont discutées et étendues à l'ensemble de la nappe. Comme il n'est pas possible d'appliquer aux séries liasiques des Préalpes les caractéristiques exactes définissant une Formation, les différentes subdivisions employées, dans la suite de ce travail, sont informelles. Elles s'orthographient formation (f.) et non Formation (F.) au sens de l'"International Stratigraphic Guide" (Salvador 1994) quand bien même Septfontaine (1983) a introduit, pour le Lias préalpin, la Formation des Brasses et a popularisé l'unité des "Heitischichten" ou couches de Heiti. Ces dernières unités sont utilisées de la même manière que celles décrites ci-dessous (§ 2.2.5 et 2.2.6)

2.2. Revue des unités lithostratigraphiques proposées par Mettraux (1989)

Il est apparu souhaitable d'apporter quelques modifications au cadre lithostratigraphique proposé par Mettraux (1989) pour les seules Médianes

romandes de l'ouest (fig. 1-11). Les investigations dans le lobe chablaisien et dans la chaîne du Stockhorn les requièrent. Ces modifications sont faites dans un but simplificateur, il s'est agi de regrouper certaines unités dans des formations compréhensives (le détail est discuté plus loin).

Les localités types des formations sont celles de Mettraux (1989), les coordonnées géographiques correspondent à la base de chaque coupe de référence. Un tableau synoptique des unités lithostratigraphiques utilisées et de leur position chronologique est proposé avec une synonymie axée sur les travaux les plus marquants. Une synonymie complète pour les Médianes romandes est disponible chez Mettraux (1989). Les formations sont décrites dans l'ordre chronologique croissant, en partant du Rhétien.

Des cartes isopaques par formation, aux coordonnées actuelles, ont été établies sur le lobe romand, elles sont présentées en annexe (II). La densité de mesures fiables dans le lobe chablaisien est insuffisante (environ 40 sites) pour réaliser de telles cartes. Les valeurs utilisées proviennent majoritairement de la compilation effectuée par Mettraux (1989) pour le même exercice. Des données complémentaires sont le fruit de la présente étude. La mise au point des cartes isopaques a mis en lumière de nombreux artefacts liés à la conception même des cartes. Et, en fin de compte dans le cas des Préalpes médianes, l'apport à la compréhension de l'évolution de l'aire de sédimentation que représente l'interprétation de telles cartes est faible, ce constat est discuté au § 4.1.

2.2.1. La formation de Plan Falcon

Synonymie: Couches de Plan Falcon (565.03/135.08, 1580 m, Mettraux 1989), niveaux a à e, Jeannet (1912-1913).

Répartition géographique: la localité type se situe au-dessus de Corbeyrier, (photo I-1). A cet endroit, les couches rhétiennes affleurent dans leur plus grande épaisseur (200 m); la meilleure description se trouve chez Jeannet (1912-1913) qui a reconnu cinq membres (a à e) dont l'étendue et l'épaisseur sont variables. Ces mêmes membres sont rarement distinguables ailleurs dans la nappe où la formation est moins épaisse. Constante dans ses caractéristiques sédimentologiques, cette formation se retrouve sur l'ensemble de la nappe, à quelques exceptions près

(zone "Château d'Oche-Corbeyrier"). De par sa position stratigraphique, cette formation n'affleure que dans le coeur des anticlinaux profondément entaillés par l'érosion. Sa nature essentiellement marneuse la rend aisément reconnaissable sur le terrain, bien que mal affleurante sous une importante couverture végétale. Par ailleurs, elle sert souvent de plan de décollement aux mouvements tardifs cénozoïques, avec pour conséquence son absence localisée, flanc E de l'anticlinal de la Tinière.

Limites: faisant suite à la F. des Dolomies blondes du Norien (§ 1.8), sa limite inférieure, rarement visible, est un passage continu. Elle est placée à l'apparition des premières marnes sombres et des premiers macrofossiles dans les dolomies du Norien. Le niveau à *Ostrea haidingeriana*, Emm. marque le passage, également progressif, à la formation sus-jacente du Col de Tompey.

Lithologie et figures sédimentaires: il s'agit d'une alternance de strates décimétriques (de 5 à 100 cm) de marnes noires, de calcaires marno-dolomitiques, de dolomies, de calcaires lumachelliques et oolitiques. D'une grande variété faunique, ces couches contiennent gastéropodes, oursins, brachiopodes, lamellibranches, coraux, ophiures, poissons, vertébrés dont des restes d'Ichtyosaure visibles au Musée géologique de Lausanne (Mettraux 1989). Les figures sédimentaires remarquables sont des petits "cycles" de marnes et de bancs bioclastiques (lumachelliques) granoclassés à base érosive, à lamines obliques de très faible angle, formés par des séquences de tempêtes retravaillées par les vagues dans un milieu proximal à tendance émergitive, (Aigner 1985, Mettraux 1989, Seilacher et Aigner 1991, Myrow et Southard 1996).

Microfaciès: selon les strates ce sont des mudstones à wakestones bioclastiques. Les niveaux de tempêtes sont des packstones.

Milieu de dépôt: La régression eustatique amorcée au Carnien (Haq et al. 1987) se termine au moment où se déposent les premières marnes. Les dépôts marins de cette formation sont liés à la transgression du Jurassique inférieur sur la vaste plateforme du Norien, dont les limites dépassent largement l'aire de dépôt des Préalpes médianes. Localement, Dumont décrit une succession similaire dans la nappe de Peyre-Haute en Briançonnais

(Tricart et al. 1988) et à Rochebrune (Dumont 1984) en position pré-piémontaise. Les tempêtes régissent les sédiments qui s'accumulent dans une mer très peu profonde de 0 à 20 m (Fürsich 1995) riche de vie. Si les coraux sont présents, ils ne construisent pas de récifs, dans le piémontais des patch-rifs sont signalés. La grande variété de faciès liée à ce type d'environnement est un indicateur de l'empreinte eustatique. En effet, le moindre changement de bathymétrie dans cette gamme de tranches d'eau se traduit par un changement lithologique.

Éléments de datation: le foraminifère *Glomospirella* sp. indique un âge Rhétien (Haas 1887, Zaninetti et al. 1986). Martini et al. (in press) décrivent *Hoyenella inconstans* qui donne un âge Norien-Rhétien aux bancs dolomitiques de la base de la formation que la présence d'*Avicula contorta* (Jeannet 1912-1913) confirme. L'étude palynologique (Mettraux et Mohr 1989) a montré que la limite supérieure de la f. de Plan Falcon est au-dessous de la limite Rhétien-Hettangien, donc le niveau à *Ostrea haidingeriana*. est d'âge Rhétien.

Épaisseur: plus de 200 m vraisemblablement 250 m au maximum dans la région de Plan Falcon. Sur le reste de la nappe la formation mesure en moyenne 20 à 30 mètres. Elle est localement absente (§ 3.2.2). Dans la région de Luan, dépôt-centre de la formation, les variations d'épaisseur sont significatives, de 0 à 250 m sur quelques centaines de mètres perpendiculairement à l'axe de la chaîne. Cette disposition est le reflet de l'activité d'une faille normale, discutée au chapitre 3.

2.2.2. La formation du Col de Tompey

Synonymie: couches du Col de Tompey, 565.10/135.16, 1690 m (Mettraux 1989), niveaux hb et hc (Jeannet 1912-1913).

Répartition géographique: faisant suite à la f. de Plan Falcon, cette unité doit son individualisation à sa présence et à sa constance sur la totalité de la nappe. Deux unités sont individualisées: un paquet de bancs de grès glauconieux au-dessus d'un premier ensemble de marnes dolomitiques.

Limites: la limite inférieure est placée à la base des premières marnes au-dessus du niveau à *Ostrea haidingeriana*. La limite supérieure diachrone est placée à la brusque apparition sur les grès des pre-

miers bancs de calcaires micritiques dans les secteurs B et C ou oolitiques dans le secteur A.

Lithologie et figures sédimentaires: le premier membre est une succession de marnes dolomitiques beige clair à verdâtre qui s'enrichissent petit à petit en grès. Quelques minces bancs de calcaires marneux ou de calcaires gréseux s'y intercalent. La surface de ceux-ci est parfois parcourue de *Thalassinoides*. Le second membre se compose de grès calcaires, glauconieux parfois micacés, amalgamés en bancs décimétriques. La base des bancs gréseux est généralement érosive dans les marnes. Au sommet, les marnes ont disparu et les bancs sont amalgamés et plus calcaires.

Microfaciès des grès: packstones quartzitiques à glauconie et fragments d'huîtres à ciment calcaire. Les lithoclastes de quartz métamorphiques (Mettraux 1989) sont équigranulaires, anguleux et de petite taille. Ce microfaciès est constant d'une extrémité à l'autre de la nappe.

Milieu de dépôt: le milieu est très similaire à celui qui prévalut durant le reste du Rhétien. Dans la mer dont la profondeur d'eau n'a pas changé (0 à 20 m). Les vagues de temps calme, plus que dans les dépôts de la f. de Plan Falcon, retravaillent les dépôts de tempêtes.

La présence des grès sur l'ensemble de la nappe appelle quelques commentaires concernant leur origine: trois arguments plaident pour une source distante, [i] leur répartition uniforme sur l'ensemble de la nappe et au-delà (nappe de Peyre-Haute en Briançonnais), [ii] la petite taille des grains de quartz, [iii] aucun gradient granulométrique des grains permet de détecter la direction d'apport; quatre arguments plaident pour une source proche, [i] la faible maturité des grains, [ii] la présence de glauconie disséminée dans les bancs et non pas concentrée au sommet de l'un ou l'autre banc (Amorosi 1997), [iii] le diachronisme de ces dépôts perpendiculairement à la chaîne (Mettraux et Mohr 1989), [iv] il paraît difficile de répartir sur une telle surface dans une mer aussi peu profonde de manière quasi uniforme ces éléments détritiques.

Éléments de datation: Mettraux et Mohr (1989) ont montré par une étude palynologique que la formation était diachrone. Elle est à cheval sur la limite

Rhétien-Hettangien. Les grès cessent de se déposer dans la partie frontale de la nappe, très tôt dans l'Hettangien inférieur, alors qu'il continuent de s'accumuler dans les zones plus internes comme la région de Plan Falcon.

Épaisseur: le premier membre est épais de 0,5 m à 15 m, le second de 1 à 7 m. Les épaisseurs de deux membres évoluent de conserve: leur épaisseur maximale respectivement 15 et 7 m est atteinte à Luan comme pour la f. de Plan Falcon.

2.2.3. La formation du Bois de Luan

Synonymie: couches du Bois de Luan, 565.23/135.33, 1710 m, couches d'Agreblierai, 563.30/149.26, 1325 m (Mettraux 1989), niveaux hd et he (Jeannet 1912-1913), (photo I-1).

Mettraux (1989) a séparé en deux unités les couches venant au-dessus de la f. du Col de Tompey. Ces deux unités couvrent le même intervalle de temps, mais sont séparées dans l'espace. Les couches du Bois de Luan affleurent dans les secteurs A, B et C. Le secteur A voit les couches d'Agreblierai s'installer sur les grès de la f. du Col de Tompey.

Les investigations sur l'ensemble de la nappe montrent que la répartition de ces deux unités est plus complexe dans le temps et dans l'espace que celle admise par Mettraux (1989). De manière générale, les couches du Bois de Luan ont une extension plus grande, alors que les couches d'Agreblierai ont un caractère plus localisé. Bien qu'en tout endroit les deux membres ne soient pas présents, la physiographie du fond de la mer conditionne leur répartition. Le faciès le plus constant étant celui de l'unité du Bois de Luan, c'est le nom qui est gardé pour désigner cette formation. L'unité d'Agreblierai sensu Mettraux (1989) devient l'unité oolitique de la f. du Bois de Luan (tab. 1-2, 2-1 et fig. 1-11).

Répartition géographique: la formation affleure sur l'ensemble de la nappe, l'unité micritique se trouve uniquement dans le secteur A.

Limites: la limite inférieure correspond aux premiers calcaires sur les grès de la f. du Col de Tompey. La limite supérieure est parfois une surface durcie, corrodée et perforée dans les régions les plus externes du secteur A (Peterhans 1926). Au-dessus de cette

surface remarquable s'installent des calcaires spathiques. Dans le secteur B, si le passage reste brutal, aucun indice d'arrêt de sédimentation n'est visible. Dans le secteur C, le passage vers le haut est progressif à la f. de Heiti. Ce contraste de passage montre que la subsidence de l'aire de sédimentation se différencie plus nettement à l'amorce du Sinémurien que pendant le dépôt des formations antérieures, où les différences d'épaisseur des formations étaient le principal indice d'une subsidence différenciée. La répartition des faciès montre qu'une pente avec un approfondissement en direction du SE existe durant l'Hettangien.

L'unité micritique à joints dolomitiques du Bois de Luan

Lithologie: c'est un ensemble de bancs calcaires bioclastiques mamelonnés, décimétriques (10 à 20 cm) finement sableux à la base, plus micritiques et foncés à cassure gris foncé à brun vers le sommet de la série. Une altération dolomitique souligne les joints entre les bancs. A l'affleurement, la similitude avec les calcaires massifs du Malm a été maintes fois soulignée. A la localité type (coordonnées: 565.23/135.33, 1710 m), les bancs contiennent des nodules siliceux puis des silex vers le haut de l'unité, ils s'enrichissent alors d'interlits marneux pour devenir une alternance de calcaires et de marnes. A la base de l'unité, on trouve régulièrement un banc à huîtres. La richesse en gastéropodes et lamellibranches, ainsi que la fréquente bioturbation, sont caractéristiques de cette unité.

Microfaciès: mudstones à wackestones à bioclastes (spicules de spongiaires, crinoïdes, lamellibranches, gastéropodes).

Milieu de dépôt: une profondeur d'eau certainement supérieure à celle des dépôts de l'unité oolitique d'Agreblierai (ci-dessous), de 10 à 30 m, le milieu est calme car les tempêtes ne se marquent pas dans cette formation. Les conditions sont favorables au développement d'une riche macrofaune.

Éléments de datation: des ammonites *Psiloceras* et *Waehneroceras* (Jeannet 1912-1913, Peterhans 1926a) in Mettraux (1989) ont été reconnues, elles permettent d'attribuer un âge Hettangien.

Épaisseur: elle est très variable le long de la

nappe, de plus de 350 m dans le secteur C, elle est de 0 à 20 m au Rocher d'Ombre (secteur B), à Miribel ou dans la gorge du Chauderon en position frontale (secteur A).

L'unité oolitique d'Agreblierai

Lithologie: cet ensemble massif de calcaires oolitiques sans interlit marneux en bancs de 5 à 15 cm est reconnaissable à sa patine rousse et à sa cassure claire. Dans le secteur A (écailles frontales chablaisiennes et dans une petite zone au N de la masse principale, Gorge du Chauderon), les calcaires oolitiques se déposent sur quelques mètres de couches du Bois de Luan. Le premier banc d'oolites remanie des éléments de l'unité micritique, le contact est érosif. Dans les écailles frontales romandes, les calcaires se déposent généralement directement sur les grès de la f. du Col de Tompey. Cette différence peut s'expliquer par une faible ondulation du fond marin longitudinalement à la chaîne. Dans la localité type au lieu-dit Agreblierai (coordonnées: 563.30/149.26, 1325 m) les calcaires oolitiques s'installent dès l'Hettangien inférieur en contact stratigraphique sur la f. du Col de Tompey. Lamellibranches et gastéropodes sont fréquents dans les quelques bancs micritiques qui surmontent le premier "paquet" d'oolites (1 à 3 m).

Microfaciès: packstones avec au minimum 60% d'éléments figurés: oolites, oncoïdes, fragments de crinoïdes oolitiques et lithoclastes roulés.

Milieu de dépôt: peu profond, une dizaine de mètres, et de haute énergie. Le développement de calcaires oolitiques très sensibles à l'évolution de la bathymétrie atteste qu'elle reste faible, Mettraux (1989) signale des ciments ménisques attestant d'une émergence. Cet environnement voit son extension commandée par les variations du niveau marin. Des colonies de crinoïdes de plus petite taille, pour lesquelles on ne peut user du terme "prairies" existent déjà. Le Sinémurien plus favorable au développement des crinoïdes verra une explosion de ces prairies.

Éléments de datation: une ammonite *Psiloceras* a été trouvée par Andrey (1974) datant l'Hettangien inférieur in Mettraux (1989). Toutefois selon le Treatise of Paleontology, *Psiloceras* donne un âge Hettangien indifférencié.

Épaisseur: 30 m est le maximum, l'on n'en rencontre habituellement que 5 à 8 mètres.

REMARQUE

La f. du Bois de Luan est la première formation liasique franchement calcaire. Dans cet environnement de dépôt, peu profond, riche en macrofaune, on s'attend à trouver des foraminifères de plate-forme; ce qui n'est pas le cas. Les ammonites *Psiloceras* et *Waehmeroceras* indiquent un âge Hettangien indifférencié. Selon Mettraux (1989) seul l'Hettangien inférieur est attesté. Pour ma part, je pense que l'Hettangien supérieur est certainement représenté, en particulier dans le secteur C, où la formation a une épaisseur de 350 m et son passage à la formation sus-jacente est continu. Il est difficilement envisageable de déposer cette épaisseur dans le seul Hettangien inférieur, cela pour deux raisons: [i] un taux de sédimentation de 100 m/million d'années (m/m.a.) serait nécessaire dans le secteur C alors que dans le secteur B il ne serait que de 10 m/m.a.; [ii] si l'on admet la simultanéité des dépôts de la formation sur les secteurs A, B et C, la nécessaire signature sédimentaire (dépôts de pente) liée à un tel changement de taux est inexistante. La nature de la limite supérieure de la formation dans le secteur A peut justifier d'un arrêt de sédimentation qui pourrait toucher également une portion du secteur B avec pour corrolaire un taux de sédimentation supérieur à 10 m/m.a.

2.2.4. La formation de la Grande Bonavau

Synonymie: Couches de la Grande Bonavau, 563.17/149.15, 1460 m (Mettraux 1989), Formation spathique (Gisiger 1967), l'unité lithostratigraphique du Chauderon de Mettraux (1989) est incluse dans cette formation.

Von Der Weid (1961) repris par Mettraux (1989) a distingué trois membres dans cet ensemble de bas en haut: la Brèche dolomitique, la Brèche échinodermique et la Brèche à bélemnites. Cette distinction étant basée pour l'essentiel sur des différences d'altération superficielle. Le terme "Brèche dolomitique" a été repris jusqu'à aujourd'hui. Dans les dernières publications, l'acceptation du terme fait référence à celle de Von der Weid de 1961 qui, lui-même, reprend le terme sans le définir, en le mettant entre guillemets, indiquant par là que c'est effectivement le terme consacré pour décrire le faciès spathique (p.533). Mention est faite de la publication de

Chatton (1947) pour une possible origine de cette brèche. Chez Chatton on peut lire p.21: «c'est la brèche dolomitique de certains auteurs», le terme est donc antérieur à 1947. «Des calcaires spathiques, gris-foncé ou brunâtres (...) les calcaires sont parfois un peu bréchoïdes» (Jeannet 1912-1913, p.427); Schardt (1893 p.244) «Calcaires (...), parfois spathiques (brèche à échinodermes)» semble être la première mention de ce caractère.

Chatton en trois pages (p.21-23) démontre clairement la nature de ce faciès qui n'a rien d'une brèche¹. Pourtant dans la suite de son travail, il continue à utiliser le terme, ce qui m'amène à penser qu'à l'époque "brèche" a une valeur descriptive. Ainsi l'unique référence à Von der Weid (1961) occulte le travail de révision de Chatton et propulse une expression plus que centenaire au rang d'obsolète, dans les plus récentes publications traitant de près ou de loin du Lias des Préalpes. Ce terme, utilisé dans son plein sens de l'époque, a été gardé, quand bien même sa définition actuelle ne recouvre plus la réalité de terrain.

Répartition géographique: cette formation se dépose sur les secteurs A et B.

Limites: la limite inférieure est un passage tranché des calcaires oolitiques aux calcaires échinodermiques. La limite supérieure est le niveau le plus remarquable du Lias préalpin et correspond à l'envoyage de l'aire de sédimentation. Il se traduit par un horizon de condensation contenant nombre d'ammonites et bélemnites, voir ci-dessous: **Structures sédimentaires et milieu de dépôt.**

Lithologie: c'est une succession de calcaires échinodermiques en bancs amalgamés et mamelonnés de 10 à 20 cm d'épaisseur, à glauconie et altération dolomitique des entroques qui miment des gravillons dolomitiques. Tous les auteurs qui se sont attaqués de près ou de loin au Lias des Préalpes ont évoqué dans leurs descriptions la présence de gravillons dolomitiques. Ils sont mentionnés à la fin de l'Hettangien, ou plus communément dans le Sinémurien et perdurent jusqu'à la fin du Lias. Ils sont toujours signalés dans les calcaires échinodermiques. L'étude en lame mince montre que les gravillons, signalés dans le Lias

¹ J'arrive à la même conclusion que lui en son temps, il s'agit d'une altération météoritique qui désagrège la roche et individualise des nodules moins touchés.

inférieur et moyen, sont principalement des plaques d'échinodermes dolomitiques ou des imprégnations de limonite, mais pas des lithoclastes dolomitiques détritiques. Cette fréquente dolomitisation précoce est soulignée par l'altération météoritique, qui donne une patine jaune à ces entroques qui disparaît 3 à 4 cm à l'intérieur de la roche. Le magnésium nécessaire se trouve directement dans les entroques qui peuvent en contenir de 2 à 4%. Cette valeur est à mettre en relation avec les 0.02% à 0.2% que contiennent les coquilles de lamellibranches (Milliman 1974).

Microfaciès et microfaune: packstones bioclastiques à crinoïdes, piquants d'oursins, spicules de spongiaires, oolites, peloïdes, coprolites de crabes, microgastéropodes, quartz détritiques à enveloppe diagénétique, ciments synthaxiaux et absence de lithoclastes carbonatés. Les foraminifères recensés: *Planinivoluta* sp., *Nodosaria* sp. et petits valvulinidés sont tous des indicateurs de mer ouverte.

Le faciès "Quartzit" (Beck et Gerber 1925) ou Lias des Gorges du Chauderon (Badoux 1965a)

Ces auteurs ont relevé le caractère particulier du Lias au NW du Stockhorn et dans la région de Montreux. Beck et Gerber (1925) signalent un "Quartzit". Ces roches bien exposées le long du sentier qui part du Stockhorn pour descendre en direction du nord sont situées stratigraphiquement sous la F. du Staldengraben. Il s'agit d'une silicite très dure. L'analyse en lame mince montre sans ambiguïté qu'il s'agit à l'origine de calcaires échinodermiques dont les entroques ont subi une silicification totale. Les spicules de spongiaires et les radiolaires des formations adjacentes sont la source la plus probable de silice. Dall'Agnolo (1997) décrit dans l'Aptien de la nappe de la Brèche un phénomène similaire. Son étude en cathodoluminescence met en évidence la présence déminéralisée de radiolaires invisibles en lumière naturelle.

Badoux (1965a) décrit un faciès particulier du Lias qu'il nomme "Lias de la gorge du Chauderon". Dans un ensemble massif de calcaires siliceux à passées échinodermiques, il relève que certains sont ornés de silex bleus en lames. L'analyse en lame mince des échantillons pris dans la gorge du Chauderon et à la station de Valmont du "Montreux-Rochers-de-Naye" aboutit au même résultat que précédemment. Dans ce cas, il faut noter la dolomitisa-

tion précoce d'environ 5% des entroques, auxquels l'altération météoritique donne une couleur dorée.

Ces roches appartiennent à la f. de la Grande Bonavau du Sinémurien dans la région montreusienne, Thury (1973) les place dans le même âge en terre bernoise, une position stratigraphique plus élevée n'est toutefois pas à exclure. Sous le Stockhorn, ce faciès est en contact avec les calcaires du Dogger ce qui ferait plutôt pencher pour la f. de Rossinière du Toarcien.

Éléments de datation: des ammonites du Sinémurien ont été trouvées (Dommergues et Meister 1987, 1989, 1990, 1991, Dommergues et al. 1990). Le niveau condensé du sommet de la formation contient principalement des ammonites de la zone à *Raricostatum* du Sinémurien supérieur.

Structures sédimentaires et milieu de dépôt: ce sont des dunes sous-marines progradantes à stratifications obliques parfois entrecroisées. Chaque dune a sa granulométrie propre, fonction de la puissance des courants marins qui vannent le sédiment. Ces courants sont également attestés par la présence même des crinoïdes qui ont besoin de flux d'eau pour leur amener la nourriture et par le fait qu'aucun crinoïde en position de vie n'a été trouvé. Dans ce milieu subtidal de haute énergie, l'absence persistante de foraminifères de plate-forme (§2.3.4) incite à placer ces dépôts échinodermiques à une profondeur minimale de 50 à 80 m. Roux et al. (1988) proposent, en Briançonnais, pour des faciès similaires, des valeurs de 200 à 300 m. Dans les Préalpes médianes, l'évolution de la nature sédimentologique des dépôts au cours du Lias inférieur et moyen n'est pas compatible avec de telles valeurs; en particulier l'absence de dépôts de pente². Il n'en demeure pas moins que sans atteindre le domaine bathyal, les calcaires échinodermiques ne sont pas des dépôts de plate-forme type bahamienne; leur aire de sédimentation est, malgré sa profondeur, une puissante usine à carbonates. Au Sinémurien supérieur, le taux de sédimentation se réduit et finit pour former un horizon de condensation (§ 1.2). Les trois derniers bancs échinodermiques de la formation (30 à 80 cm) peuvent contenir plusieurs zones d'ammonites avant un hardground (fig. 2-14).

² Pour autant que l'on puisse en juger, il ne semble pas qu'il manque, sur le profil droit de la vallée du Rhône, des portions significatives de l'aire de sédimentation, dans lesquelles se trouveraient justement les dépôts de pente. Se reporter au § 4.2.2 et chapitre 5.

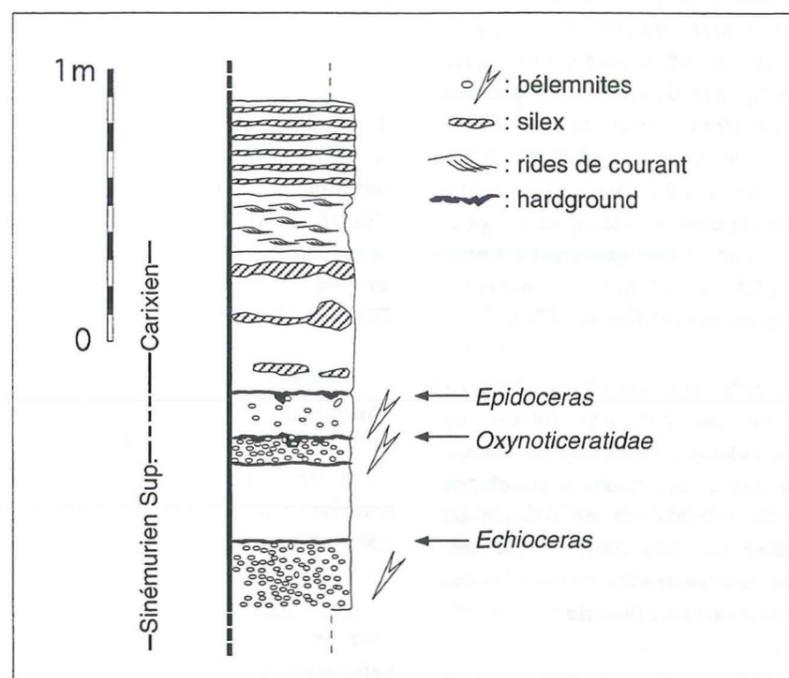


Figure 2-2. Profil de détail de la Fontaine aux Ammonites dans la f. de la Grande Bonnavau, Le Môle (fig. 2-22, n° 15). La base de l'affleurement (525.50/107.80) n'est plus visible. Les déterminations d'ammonites sont celles de Dommergues et Meister (1989). Pour plus d'informations se reporter à leur étude.

Cette évolution s'explique par un ennoyage de l'aire de sédimentation des crinoïdes qui l'amène au-dessous de leur seuil bathymétrique de vie et par là stoppe la production carbonatée. Dès lors, seules les transgressions marines s'enregistrent mais de manière variable en fonction des conditions locales. A ce propos Jacquin et Vail (1995 p.431) sont explicites: "The sedimentary record of a platform drowning is highly variable. Generally, there is a gradational interval between healthy carbonate factories and the drowning surface. Strata following the drowning surface can be highly condensed by sediment stravation and coeval to the peak of transgression (several depositional sequences can be merged towards that condensed interval). (...) there is no unconformity in the classical sense, but rather a highly condensed interval above the drowning surface."

Épaisseur: L'épaisseur maximale est atteinte proche de la Grande Bonnavau avec 72 m. Cette formation passant latéralement vers le SE à la f. de Heiti a une épaisseur minimale nulle. Elle se réduit aussi en direction du NW, où dans l'écaille B elle ne peut mesurer que 2,5 m (Chamby).

Dans la partie frontale de la nappe, où la f. du Bois de Luan se limite parfois aux couches oolitiques d'Agreblierai, quelques niveaux de la f. de la Grande Bonnavau contiennent des grains de quartz détritiques avec une enveloppe siliceuse diagénétique. Deux possibilités s'offrent pour expliquer leur provenance: [i] les grès de la f. du Col de Tompey riche en quartz de la même taille est érodée; dans les écailles frontales du secteur A, la f. du Bois de Luan qui sépare les grès des calcaires échinodermiques ne mesure souvent que 2 à 8 m; [ii] une source du même type que celle qui a alimenté la f. du Col de Tompey est active. L'arrondi des grains et leur enveloppe diagénétique sont révélateurs d'une remobilisation conséquente. La solution [i] est privilégiée et discutée au § 3.3.2.

Au Môle, Peterhans (1926), Lombard et Wernli (1977), Zaninetti (1977), Dommergues (1982) et Dommergues et Meister (1989) ont décrit et daté le gisement de la Fontaine-aux-Ammonites (Verniory 1954). Lors d'un passage récent sur cette coupe, j'ai du malheureusement constater que l'affleurement a été détérioré au point que sa base est invisible. La discussion porte en effet sur la présence ou non de la

f. du Bois de Luan sous les calcaires échinodermiques de la Grande Bonnavau qui sont représentés par la sous-unité supérieure à bélemnites (Von Der Weid 1961) du Sinémurien supérieur. Le levé de détail actuellement possible fait apparaître trois niveaux à bélemnites délimités par des hardgrounds, surfaces durcies (fig. 2-2). Le gisement est situé dans une zone avec une couverture végétale importante. Il est centré au pied d'une vaste zone de tassement d'un dénivelé de 5 à 8 m dont la source de la Fontaine-aux-Ammonites est le collecteur des eaux. Les différences d'une coupe à l'autre sur quelques mètres laissent supposer la présence d'un jeu de failles.

2.2.5. La formation de Heiti

Synonymie: Couches de Heiti, Heitischichten (Nicol 1956, Septfontaine 1983).

Limites: sa limite inférieure est un passage progressif par enrichissement en marnes et diminution de l'épaisseur des bancs calcaires avec la f. du Bois de Luan. La proportion de silice augmente progressivement. Ce passage est progressif uniquement dans les régions où la f. de Heiti surmonte la f. du Bois de Luan, ailleurs il est tranché (fig. 2-7 à 2-11). La f. de Heiti est surmontée par la f. de Rossinière (Rocher d'Ombre, Le Moëlle). La limite supérieure peut aussi correspondre à une limite d'érosion d'âge Dogger. En Chablais occidental, sur le profil Mont Gardy-Verne, la f. de Heiti est latéralement surmontée de manière successive, par la f. de Rossinière, par un niveau de résédiments gréseux du Dogger (équivalent latéral de la "Brèche cendrée"), par les Calcaires massifs du Malm, puis le conglomérat de base des couches à Mytilus (fig. 2-3). A la Roche-Palud en Chablais méridional, il se peut que le contact avec la f. du Creux de l'Ours sus-jacente soit un passage progressif sans lacune (voir ci-dessous).

Lithologie: cette série de bancs (5 à 20 cm) de calcaires siliceux et marneux alternant avec des calcschistes et des marnes foncées est épaisse de 50 à 300 m. Un faciès plus marneux existe dans le Chablais oriental en avant des Cornettes de Bise. Il peut atteindre 200 m, ou 500 m au maximum pour la formation. La partie supérieure contient des *Cancellophycus*. De rares bancs de 30 à 50 cm de calcaires silico-spathiques s'intercalent dans cette série monotone (photo II-1, II-2), témoins d'un milieu de dépôts moins profond. L'absence de fossiles mar-

queurs ne permet pas de dater ces coulées, sauf potentiellement dans un cas au Moëlle, voir ci-dessous. Cette formation est très semblable à la f. des Brasses bien que moins siliceuse. Quelques brèches synsédimentaires existent dans la f. de Heiti, liées à de petites failles listriques dont le rejet ne dépasse pas les 20 à 30 m dans le cirque de Luan (Mettraux et Mosar 1989) et à Combres (Girod 1995b), dont l'origine est à rechercher dans la compaction différentielle de la série mesurant plus de 200 m d'épaisseur dans ces localités.

Microfaciès: wackstones à spicules et radiolaires à rares foraminifères (*Planinivoluta* sp.).

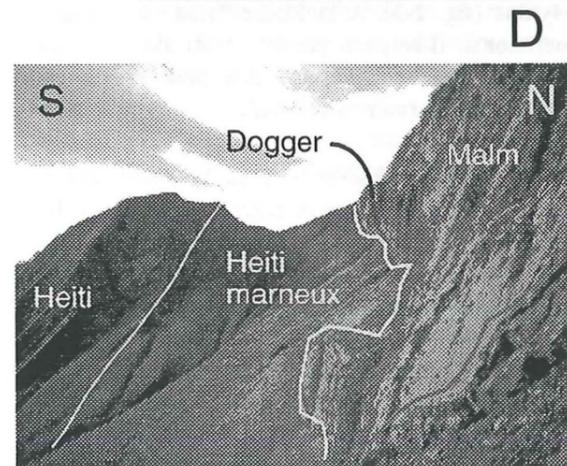
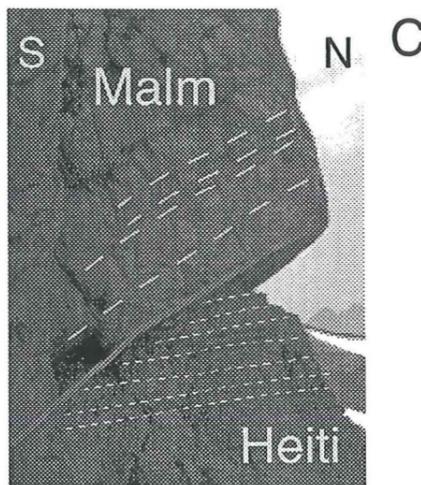
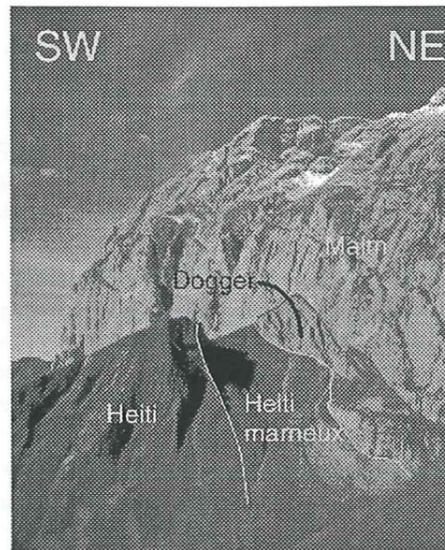
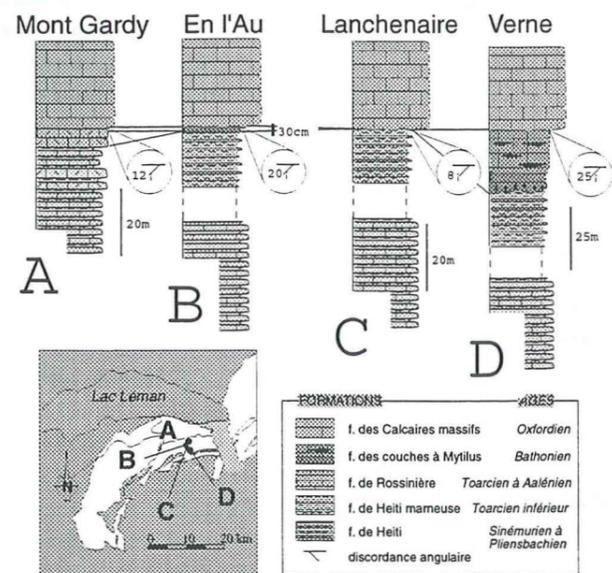
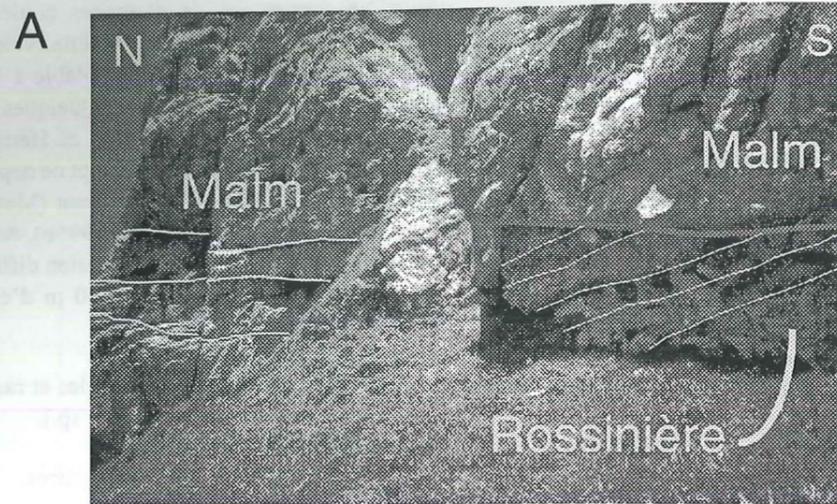
Milieu de dépôt: vasière à spongiaires.

Éléments de datation: de rares *Arietites* sp. ont été trouvées entre les Tours d'Al indiquant un âge Sinémurien inférieur; d'autres ammonites, au Grammont, sont datées du Carixien (Dommergues et Meister 1991 et J. Guex comm. pers. sur l'échantillon GB113). Thury (1973, p.17) repris par Furrer (1977, p.86, 95) fait monter les "Heitischichten" jusque dans le Bajocien sur la base d'une ammonite mal conservée, déterminée par le Prof. Rieber de Zürich, découverte 30 m sous le toit de la formation.

Répartition géographique: la formation de Heiti est présente dans le secteur C, elle déborde sur le secteur B au Sinémurien sous l'épaisse série échinodermique d'Arvel. La limite SE est une limite d'érosion ultérieure.

Cette formation se distingue de la f. des Brasses essentiellement dans le temps et dans l'espace. Les faciès et microfaciès sont très semblables. La f. de Heiti pose un problème très similaire à celui de la f. des Brasses (§ 2.2.6.) mais dont l'étendue chronostratigraphique est encore plus impressionnante, puisqu'il s'agit de savoir si elle se dépose de manière continue du Sinémurien au Bajocien. La qualité des affleurements dans ces séries à composante marneuse est en général médiocre. Les faits de terrain sont les suivants: dans le Chablais à Roche-Palud, le passage f. de Heiti/f. du Creux de l'Ours apparaît continu, sans qu'il soit possible de mettre le doigt sur le contact, ce qui revient à admettre la présence de dépôts d'âge Pliensbachien. A la frontière franco-suisse, dans la région d'En l'Au, un faciès marneux se développe sur plus de 200 m de puissance en continuité avec le faciès décrit plus haut (photo II-1,

Le contact supérieur de la formation de Heiti



II-2, Chamot 1961, Badoux 1962, Girod 1995). Par association de faciès, il se peut qu'une part de ces 200 m soit l'équivalent de la f. du Creux de l'Ours du Toarcien inférieur. Aucune ammonite n'a jamais été

trouvée dans ces 200 m de séries marneuses. Au-dessus s'installe la f. de Rossinière par l'entremise d'un contact érosif sans qu'il soit toutefois possible de donner une durée à ce hiatus. Au Grammont, cette

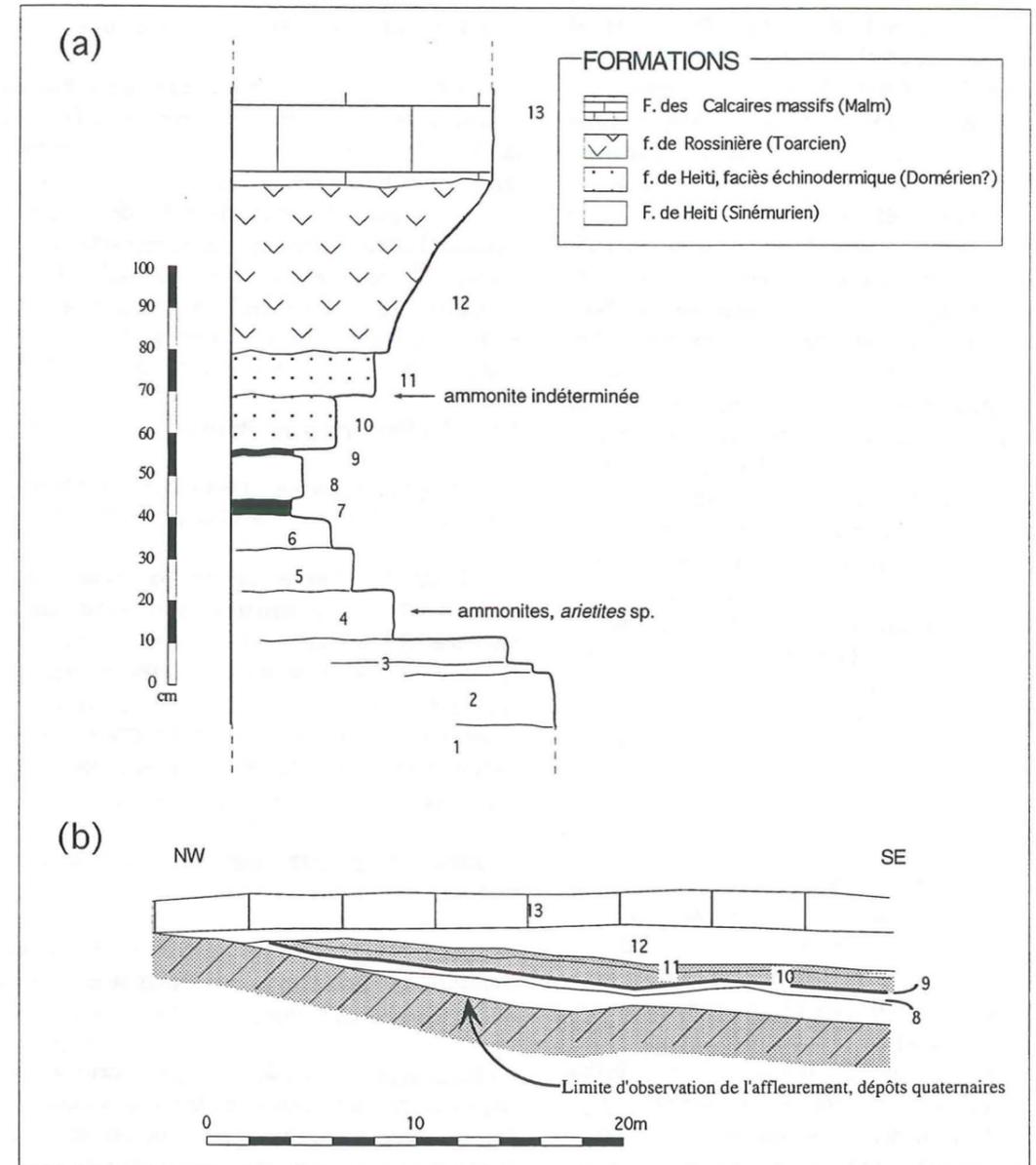


Figure 2-4. (a) Profil de détail du Moëlle (568.20/135.85), les Fers (photo III-5). Les bancs 1 à 11 appartiennent à la f. de Heiti, les 10 et 11 ont un faciès échinodermique fin. Le banc 12 par analogie de faciès appartient à la f. de Rossinière. Le banc 13 fait partie des Calcaires massifs du Malm. (b) Esquisse de l'affleurement, la F. de Heiti est biseauté sous la f. de Rossinière, elle-même biseauté par les Calcaires massifs du Malm (photo III-5). La numérotation des bancs est la même que pour (a), Le hachuré oblique représente la limite d'observation.

Figure 2-3. Contacts entre la f. de Heiti et les unités sus-jacentes sur le profil Mont Gardy-Col de Verne en Chablais. Les discordances angulaires mesurées.

même f. de Rossinière surmonte une série datée du Carixien, 3 m sous le contact. En ce lieu, le faciès marneux n'existe pas.

Les meilleurs affleurements de cette formation se trouvent au coeur de l'anticlinal des Tours d'Al, où la f. de Rossinière est absente. Là, une ammonite date le Sinémurien inférieur 2 m sous le contact des Calcaires massifs du Malm (Mettraux 1989). Les érosions ultérieures décapent en biseau les couches infra-Malm. Ainsi sous la Tour de Famelon, au Moëlle, le levé de détail (fig. 2-4) révèle dans la f. de Heiti au milieu d'un banc, 95 cm sous les Calcaires massifs du Malm, un niveau lumachellique riche en ammonites (*Arietites* sp.) et brachiopodes (fig. 2-4a, banc 4). Au-dessus, dans le dernier banc (fig. 2-a, banc 11) de la f. de Heiti une ammonite a été trouvée pour l'instant indéterminée, vraisemblablement du Sinémurien supérieur (C. Meister, comm. pers.). Par-dessus viennent des calcaires échinodermiques non-datés qui par analogie de faciès sont attribués à la f. de Rossinière du Toarcien supérieur. Latéralement, (fig. 2-4b) on remarque un biseautage vers l'W de la f. de Heiti sous les calcaires échinodermiques (photo III-1, III-5) et des calcaires échinodermiques sous les Calcaires massifs du Malm, dû à des érosions ultérieures. Les dunes échinodermiques de la f. de Rossinière en position plus interne montrent sans équivoque une direction de progradation du NW vers le SE, soit une provenance du secteur B.

En direction du NE, la f. de Heiti disparaît sous la nappe Supérieure pour réapparaître une première fois à l'affleurement dans la gorge de l'Hongrin (Septfontaine 1983), puis à l'E de Waldried dans l'Ober-Simmental. Dans cette région, elle est datée du Sinémurien au Bajocien, ce dernier âge étant toutefois sujet à caution (Thury 1973, Furrer 1979). Dans les Préalpes de l'Est, la situation est semblable à celle qui prévaut à l'extrême sud-ouest de la nappe (Gebli). Y a-t-il dépôt continu de la f. de Heiti? Thury (1973) pose déjà la question. Les conditions d'affleurement ne permettant pas de trancher, en l'absence d'arguments, Thury propose une sédimentation continue. De ce fait, il est raisonnable d'admettre une sédimentation continue jusqu'au Toarcien inférieur. Il est toutefois fort probable que le soulèvement de l'épaulement N du rift téthysien se marque par un arrêt de sédimentation ou même une érosion. Des érosions de l'ordre de 1'000 m lui sont imputables dans les Médiannes rigides (Baud et Masson 1975).

L'épisode d'ennoyage du Sinémurien supérieur-Carixien ne se distingue pas dans cette formation car l'augmentation relative du niveau marin n'a pas mis en péril la niche écologique des spongiaires.

Les formations post sinémuriennes

Dans le cas des dépôts postérieurs au Sinémurien, la nomenclature formationnelle pose problème. La large maille géographique de gisements d'ammonites rend impossible en de nombreux sites la distinction entre les dépôts plienbachiens et les dépôts postérieurs au Toarcien inférieur ayant le même faciès. Par exemple, la présence de la série repère qu'est la f. du Creux de l'Ours permet seule la distinction entre la F. des Brasses et la base du membre A de la F. du Staldengraben, en son absence cela est impossible.

2.2.6. La Formation des Brasses

Synonymie: Couches du Petit Liençon (Mettraux 1989), Formation siliceuse (Gisiger 1967).

Formation formelle définie par Septfontaine (1983, p.17). Les descriptions sédimentologiques, fauniques et l'intervalle stratigraphique impliqué de la f. du Petit Liençon de Mettraux (1989) ne montrent aucune différence significative avec le contenu de la F. des Brasses de Septfontaine (1983). C'est pourquoi dans ce travail, selon le principe d'antériorité, c'est le nom de Formation des Brasses qui est retenu.

Répartition géographique: elle caractérise le secteur A.

Limites: la limite inférieure correspond au niveau condensé à ammonites et bélemnites (limite Sinémurien-Pliensbachien).

Lithologie: il s'agit de calcaires siliceux à grain fin, en bancs mamelonnés de 30 à 100 cm avec des passées échinodermiques. Les interlits marneux, rares à la base, augmentent en nombre et en taille vers le haut de la série dans les Médiannes romandes (photo I-4). Aux Brasses (523.50/114.50) la partie inférieure est plus schisteuse.

Microfaciès: c'est un packstone à wakestone à spicules d'éponges et débris d'échinodermes. Les spicules calcifiés sont branchus ou sphériques. La microfaune est composée de petites formes de foraminifères comme *Planiinvoluta carinata* Leischner,

Ophthalmidium sp., *Planiinvoluta* sp., *Glomospira* sp., *Nodosaria* sp., ainsi que des radiolaires et de rares filaments.

Ce faciès principal de la formation est récurrent entre le Toarço-Aalénien et le Bajocien: il correspond pro parte au Membre A de la F. du Staldengraben in Septfontaine (1983), Weidmann (1992), ou au Lias à Cancellophycus de Badoux (1965a). Il est évident qu'au-dessus de Montreux, la F. des Brasses s.l. se poursuit dans le membre A de la F. du Staldengraben. La limite entre les deux devient un véritable casse-tête (§ 2.4.1 pour une explication plus complète).

Dans la partie frontale (A) de la nappe jusque dans le secteur B, une récurrence tant de faciès que de microfaciès de la F. de Brasses dans le membre A de la F. du Staldengraben (Thury 1973, Furrer 1979, Septfontaine 1983) complique l'identification et l'individualisation des formations. Par exemple, les lames minces faites sur des échantillons pris au haut des carrières d'Arvel (rapport Bersier et Blanc 1971) sont identiques à celles à la base de la f. des Brasses à la Grande Bonavau datée du Carixien. Trois niveaux de coulées³ échinodermiques de quelques centimètres, ont été échantillonnés. A leur microfaciès, ils sont assimilables à la f. de Rossinière.

Cette récurrence est facilement identifiable, lorsqu'elle vient comme à Arvel par-dessus les calcaires échinodermiques de la f. de Rossinière (Toarcien supérieur), le contraste lithologique étant évident. Dans cette situation, elle est identifiée comme "Brasses II" pour la distinguer de la f. des Brasses liasique (Brasses I). La situation se complique lorsque la f. de Rossinière n'existe pas, comme aux Brasses, où les calcaires spongolithiques siliceux ont une puissance de 300 m, comme dans la gorge du Chauderon, ou encore dans les Préalpes de l'Est. Cette récurrence vient alors en continuité après quelques mètres plus marneux d'âge Toarcien supposé (f. du Creux de l'Ours; elle-même mal distinguable de la f. des Brasses à proprement dit (Horwitz 1918)).

Milieu de dépôt: vasière à spongiaires, d'un point de vue bathymétrique plus bas que les dépôts échinodermiques.

Éléments de datation: cette formation est parmi les séries liasiques celle qui a fourni le plus d'ammonites, grâce à la présence d'un horizon de conden-

sation à sa base. Il est daté du Pliensbachien (Dommergues et Meister 1987, 1989, 1990, 1991, Dommergues et al. 1990). Cette formation se dépose du du Carixien-Domérien à l'Aaléno-Bajocien. L'absence d'ammonites au sein de la formation ne permet pas l'attribution d'âges précis à telle ou telle partie de la formation. Aux Brasses, Septfontaine (1983), sans datation, la considère essentiellement d'âge Dogger.

Épaisseur: dans les régions où la f. des Brasses est surmontée par la f. de Rossinière, comme à Arvel au-dessus de Villeneuve, il est possible d'évaluer l'épaisseur postliasique à environ 100 m dans le membre A de la F. du Staldengraben. Dans les autres cas, il n'est pas possible d'attribuer une épaisseur aux dépôts d'âge Lias ou Dogger, donc de calculer un taux de sédimentation bien contraint.

2.2.7. La formation d'Arvel

Synonymie: Couches d'Arvel, 562.00/137.85, 1010 m (Mettraux 1989).

Répartition géographique: elle recouvre le secteur B.

Limites: la limite inférieure correspond au niveau condensé à ammonites et bélemnites (limite Sinémurien-Pliensbachien). La limite supérieure est placée à l'arrivée des marnes sombres de la f. du Creux de l'Ours. Plancherel et Weidmann (1972b) ont montré dans la vallée de la Tinière l'existence de brèches intraformationnelles d'escarpement. Pour Mettraux et Mosar (1989), elles trouvent leur origine le long de failles orientées N-S. Ces auteurs couplent ces failles avec celles d'orientation NE-SW pour développer un style tectonique en touches de piano. Pourtant, la nature de ces brèches ne diffère guère de celle de la f. de Heiti; leur localisation géographique et leur extension en font plutôt des objets secondaires de petite taille qui, à mon avis, interviennent pas dans la structuration paléotectonique.

Lithologie: calcaires échinodermiques à gros entroques en bancs décimétriques avec des interlits schisteux. La surface supérieure de la formation est karstifiée, dans le secteur B, sur l'axe Tinière-Rossinière-Le Van (fig. 2-5). Sur la base de ces arguments, il faut admettre une émergence temporaire géo-

³ par opposition aux dunes reconnaissables dans les formations échinodermiques.

Nappe des Préalpes Médiannes

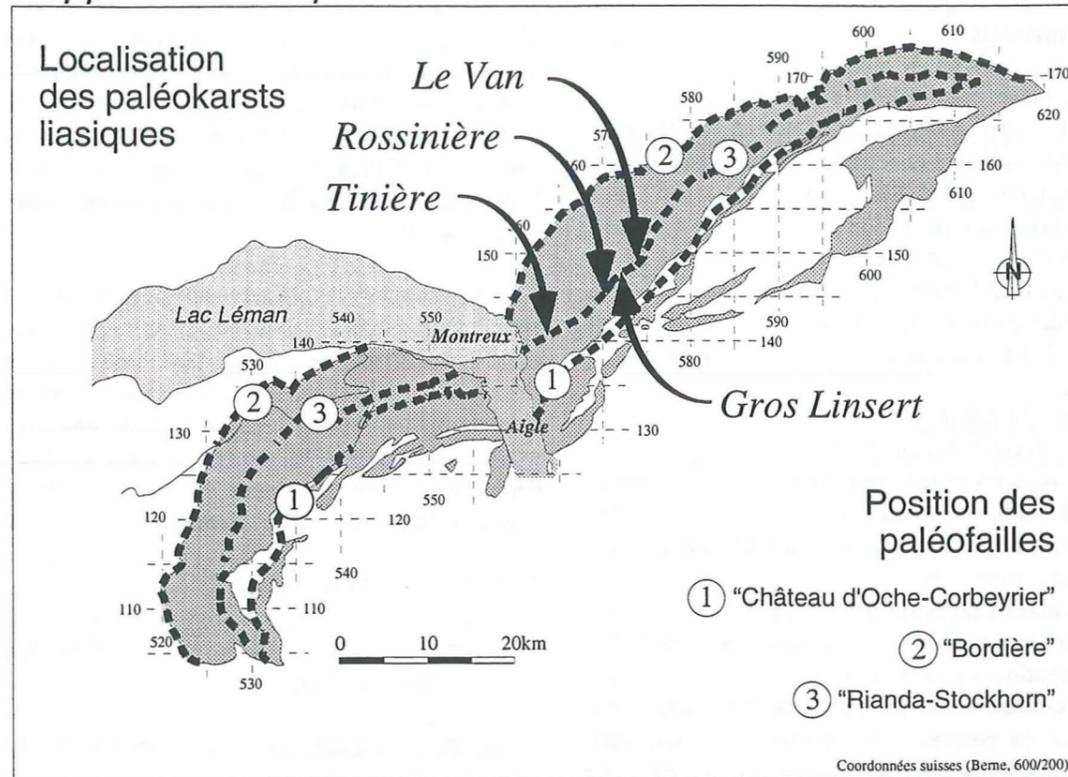


Figure 2-5. Les karsts localisés sur une étroite bande se développent dans les calcaires échinodermiques de la f. d'Arvel. A: Vallée de la Tinière 565.05/141.35, B: Rossinière 571.32/145.70, C: Le Van 576.40/154.80, D: Gros Linsert 573.75/149.00.

graphiquement localisée qui permet la karstification. Le remplissage karstique riche en microfaune à signature de mer ouverte apparaît contemporain de la formation (photos IV-3 à IV-6). Les meilleures conditions d'affleurement dans cette zone tectoniquement perturbée, à Rossinière, ne permettent pas de conclure sans équivoque quant à leur cachetage par la f. du Creux de l'Ours (Toarcien inférieur). C'est toutefois l'option retenue. Sur la route du col de Chaude dans la vallée de la Tinière, le karst semble se développer plus profondément dans la formation, son cachetage est incertain. D'autre part, toujours dans la f. d'Arvel, Mettraux (1989) mentionne des dépôts ferrugineux assimilables à des niveaux pédogénétiques dans la région du Gros Linsert, entre Rossinière et les Merlas. Au Van, l'affleurement est constitué de quelques rochers sortant du pâturage (photo IV-3). Les karsts localisés dans les secteurs D et E sont traités au § 2.3.6. Les raisons tectoniques qui permettent de développer ces karsts sont discutées au chapitre 3 et 4.

Microfaciès: wakestones à packstones à bioclastes dolomités et grains de glauconie, à grands débris de crinoïdes et une riche microfaune de foraminifères: *Nodosaria* sp., *Planiinvoluta* sp., *Lenticulina* sp., *Valvulina* sp., *Bullopore* sp., *Dentalina* sp., *Ophthalmidium* sp.. Les éléments figurés flottent dans une matrice micritique.

Milieu de dépôt: mer peu profonde dans laquelle se développent des dunes hydrauliques déplacées et vannées par les courants (photo IV-2). La présence d'*Ophthalmidium* sp. indique un milieu de type "outer shelf" donc plus restreint que celui des autres calcaires échinodermiques. L'*Ophthalmidium* sp. provient du remplissage karstique de cette formation à Rossinière. Il faut imaginer sur l'axe Tinière-Rossinière et certainement plus loin en direction du Stockhorn des portions temporairement hors de l'eau.

Éléments de datation: quelques ammonites datent la formation du Pliensbachien (Dommergues et al.

1990), en particulier la sous-zone à Jamsoni.

Épaisseur: de 0 m à 150 m, l'épaisseur maximale est atteinte dans la région de Rossinière.

2.2.8. La formation du Creux de l'Ours

Synonymie: Couches du Creux de l'Ours, 565.07/154.30, 1280 m (Mettraux 1989), Formation calcaréo-argileuse, Membre A: schistes cartons (Spicher 1966).

Répartition géographique: cette formation s'étend sur le secteur A et sur la partie externe du secteur B. Sa limite interne correspond à une limite d'érosion. Il ne fait guère de doute que sa limite méridionale originale se situait plus au SE que la limite actuelle.

Limites: cette formation à l'instar de celle de Plan Falcon est composée de roches tendres. Elle s'intercale entre les calcaires de la f. d'Arvel et ceux de la f. de Rossinière (photo IV-5). Lorsqu'elle surmonte celle des Brasses ou celle de Heiti, ces couches sont moins aisément distinguables, le passage étant progressif. Ceci est aussi valable pour le passage supérieur à la F. du Staldengraben. Pour des raisons essentiellement tectoniques (intense écaillage), cette formation est absente aux Brasses (Chaix 1913).

Lithologie: ensemble de marnes sombres à noires intercalées de bancs centimétriques de calcaires fétides riches en empreintes d'ammonites et de rares calcaires siliceux.

Microfaciès: mudstones à rares bioclastes (spicules d'éponges).

Milieu de dépôt: La mer s'approfondit, le milieu est plus calme que dans les formations précédentes. Ce milieu qui correspond à l'épisode anoxique reconnu dans toute l'Europe (Hallam 1969, 1996, Mettraux 1989). C'est un épisode de haut niveau marin. Le passage est progressif de la f. des Brasses sous-jacente alors que le passage est tranché avec la f. d'Arvel. La profondeur d'eau est alors trop importante pour les crinoïdes qui disparaissent. Une cause similaire explique leur répartition spatiale au Sinémurien supérieur.

Éléments de datation: nombreuses ammonites de l'espèce *Harpoceras falcifer* du Toarcien inférieur.

Épaisseur: de 0 à 20 m au maximum, 2-4 m dans les hauts d'Arvel.

2.2.9. La formation de Rossinière

Synonymie: Couches de Rossinière, 571.40/146.04, 890 (Mettraux 1989), niveau des calcaires échinodermiques supérieurs (Spoorenberg 1952).

Répartition géographique: la formation de Rossinière est principalement présente dans le secteur B, elle avance sur le secteur C (Le Moëlle, En l'Au). Sa limite SE comme pour la f. de Heiti est une limite d'érosion.

Limites: la limite inférieure est placée entre les dernières marnes de la f. du Creux de l'Ours et les premiers calcaires échinodermiques sus-jacents. Au Rocher de la Motte en Chablais central, le passage est progressif dans le sens où le faciès échinodermique envahit petit à petit sur 45 m la f. de Heiti, sous forme d'intercalations de dunes de plus en plus importantes. Bien que les faciès soient sensiblement différents, il n'est pas possible de poser une limite avec précision. La limite supérieure peut être en continuité sédimentaire et dans ce cas, elle est de même nature que la limite inférieure. Elle correspond aux premières marnes de la F. du Staldengraben. Il est à noter que des calcaires échinodermiques sont aussi associés à la base de cette Formation (photo I-2). A Petsernetze, le passage par imbrication des f. des Brasses du Toarcé-Aalénien, de Rossinière et du Staldengraben se développe sur près de 70 m. C'est une succession d'intercalations de calcaires siliceux plus ou moins sableux et de calcaires échinodermiques qui ne permet pas de décider pour telle ou telle formation. Il n'est pas toujours aisé de savoir si l'on est seulement en présence d'une coulée turbide d'échinodermes dans la F. des Brasses ou de Heiti ou bien s'il s'agit de la mise en place de la f. de Rossinière. La limite supérieure peut être de nature érosive et met en contact la f. de Rossinière avec les Calcaires massifs du Malm. En Chablais, au Mont Gardy, le contact est net et tranché. A En l'Au, la f. de Rossinière est progressivement réduite par l'érosion ultérieure pour ne plus mesurer qu'un centimètre, alors qu'au Mont Billiat, les premiers 10 cm des Calcaires massifs remanient la f. de Rossinière (photo III-2, III-4).

Lithologie: calcaires échinodermiques clairs en bancs décimétriques amalgamés sans interlits mar-

neux, à grains de glauconie et gravillons dolomitiques, disposés en dunes métriques progradantes de part et d'autre de la région de production centrée sur l'axe Grammont-Tinière-Rossinière-Stockhorn.

Microfaciès: grainstones bioclastiques (échinodermes) à glauconie et lithoclastes dolomitiques anguleux attribuables aux Dolomies blondes. La microfaune de foraminifères se compose de *Nodosaria* sp., *Planinvoluta* sp., *Lenticulina* sp., *Valvulina* sp..

Milieu de dépôt: à la suite de l'ennoyage généralisé du Toarcien inférieur et le dépôt de la f. du Creux de l'Ours, la bathymétrie diminue et permet à nouveau aux crinoïdes de se développer. Ils se réinstallent dans un environnement moins restreint que celui de la f. d'Arvel. Il est plus agité, la taille moyenne des clastes et le microfaciès en témoignent. Dans cette formation apparaissent massivement les premiers clastes détritiques de la F. des Dolomies blondes du Trias, il faut noter l'absence de détritisme grossier provenant du soubassement anté-triasique.

Éléments de datation: clairement placée au-dessus de la f. du Creux de l'Ours du Toarcien inférieur, elle est plus ancienne que la F. du Staldengraben (datée de l'Aalénien par Gross 1965), elle n'a jamais été datée directement.

Épaisseur: 0 à 150 m.

Les Couches du Chauderon (Mettraux 1989) ou Lias des Gorges du Chauderon (Badoux 1965a) ont été supprimées en tant qu'unité lithostratigraphique après un examen attentif des dites couches. Elles peuvent sans problème se répartir dans les formations précitées de la Grande Bonnavau et des Brasses. Il convient toutefois de souligner que la base du faciès échinodermique est spécial, à l'affleurement il s'agit d'une silixite bleutée, mouchetée de grains jaunes. Cette roche extrêmement dure forme nombre d'escarpements dans les hauts de Montreux. Elle est dénommée "Quartzit" par Beck et Gerber (1925) et par Thury (1973) dans la chaîne du Stockhorn (§ 2.2.4).

2.2.10. Résumé de l'évolution

La subsidence différenciée marquée précédemment par la nature de la limite supérieure de la f. du Bois de Luan (§ 2.2.3), se signale dès le Sinémurien

par une répartition des faciès transversalement à la chaîne qui conduit à individualiser des formations de même âge. Dans le secteur A et dans la partie externe du secteur B se développe la f. de la Grande Bonnavau (§ 2.2.4) et dans le secteur C, la f. de Heiti (§ 2.2.5). La limite entre ces deux formations est difficile à situer, elle se trouve certainement au NW du Scex de la Sarse. Un important travail de cartographie de détail dans cette région à la couverture végétale très dense serait nécessaire pour localiser avec plus de précision ce passage latéral.

2.3. Synthèse des caractéristiques dominantes du Lias préalpin

Afin d'atténuer l'image d'extrême complexité du Lias préalpin dès le Sinémurien émanant de la littérature, ce chapitre s'attache à montrer les constantes qui se dégagent de l'approche sédimentologique et stratigraphique des formations liasiques (fig. 2-7 à 2-11). Ainsi parallèlement à la chaîne, aucun passage latéral d'une formation à une autre n'a été mis en évidence. La question du diachronisme des dépôts ne peut être véritablement abordée. La difficulté de dater les roches et par là de les corrélérer à distance, interdit actuellement toute affirmation en ce domaine.

2.3.1. Faciès dominants

Dès le Sinémurien deux faciès vont se partager l'aire de sédimentation préalpine: un faciès grossier composé d'entroques échinodermiques et un faciès plus siliceux et fin, dominé par les spicules d'éponges.

2.3.1.1. LE FACIÈS ÉCHINODERMIQUE

Modélées par les courants marins, les dunes à "foresets" progradants décimétriques imbriqués sont la caractéristique principale de ce faciès à taux de cimentation rapide qui permet la préservation des plus fines structures sédimentaires. Ces dépôts sont la conséquence du remaniement du matériel par des courants marins ayant un niveau d'énergie suffisant pour vanner les clastes en un tri équigranulaire. L'essentiel du matériel provient de prairies à crinoïdes qui devaient tapisser le fond marin entre 30 et 50 m de profondeur. On ne retrouve jamais les crinoïdes en position de vie fixés sur le substratum, preuve que les courants marins étaient soutenus. Indicateurs indirects de subsidence, les crinoïdes

Nappe des Préalpes Médiannes

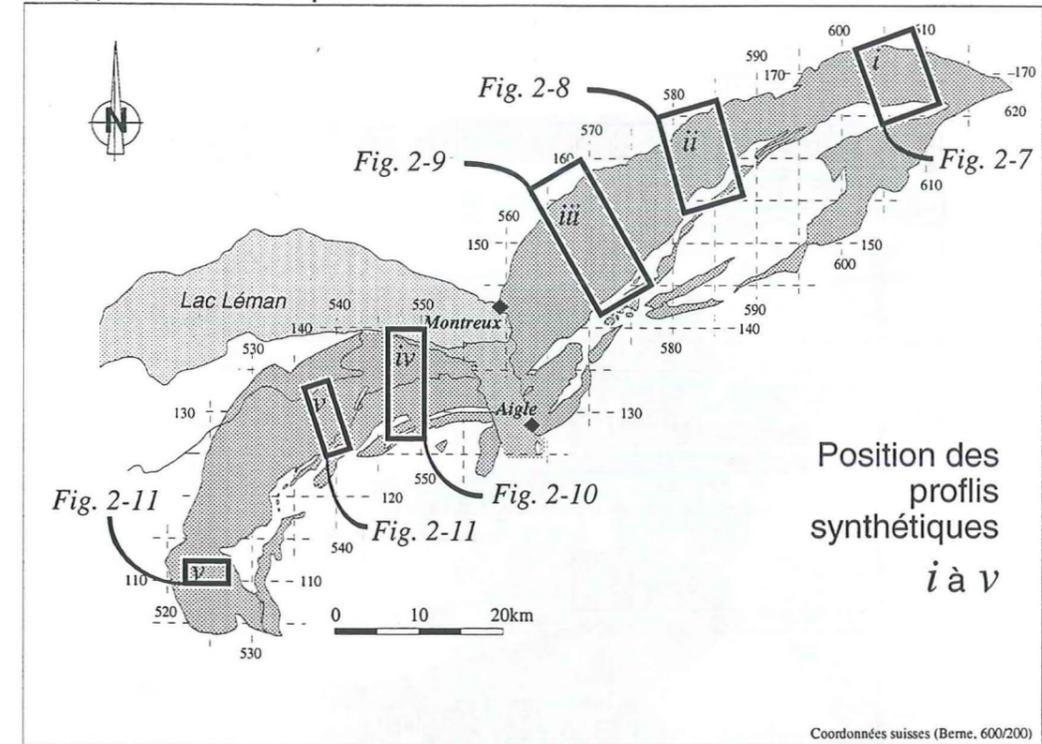


Figure 2-6. Localisation des coupes synthétiques regroupées par zone sur les figures 2-7 à 2-11.

FORMATIONS	AGES
F. des Calcaires massifs	Oxfordien à Tithonique
F. du Staldengraben	Bajocien à Callovien
f. des couches à Mytilus	Bajocien à Callovien
F. de Heiti	Sinémurien à Bajocien
f. de Rossinière	Toarcien à Aalénien
f. du creux de l'Ours	Toarcien
F. des Brasses	Pliensbachien
f. d'Arvel	Pliensbachien
f. de la Grande Bonnavau	Sinémurien
f. du Bois de Luan	Hettangien
f. du Col de Tompey	Rhétien à Hettangien inf.
f. de Plan Falcon	Rhétien
F. des Dolomies blondes	Norien
horizon de condensation	
silix	

Figures 2-7 à 2-11. Légende des coupes lithostratigraphiques synthétiques disposées sur des profils perpendiculaires à l'axe principal NE-SW de la nappe.

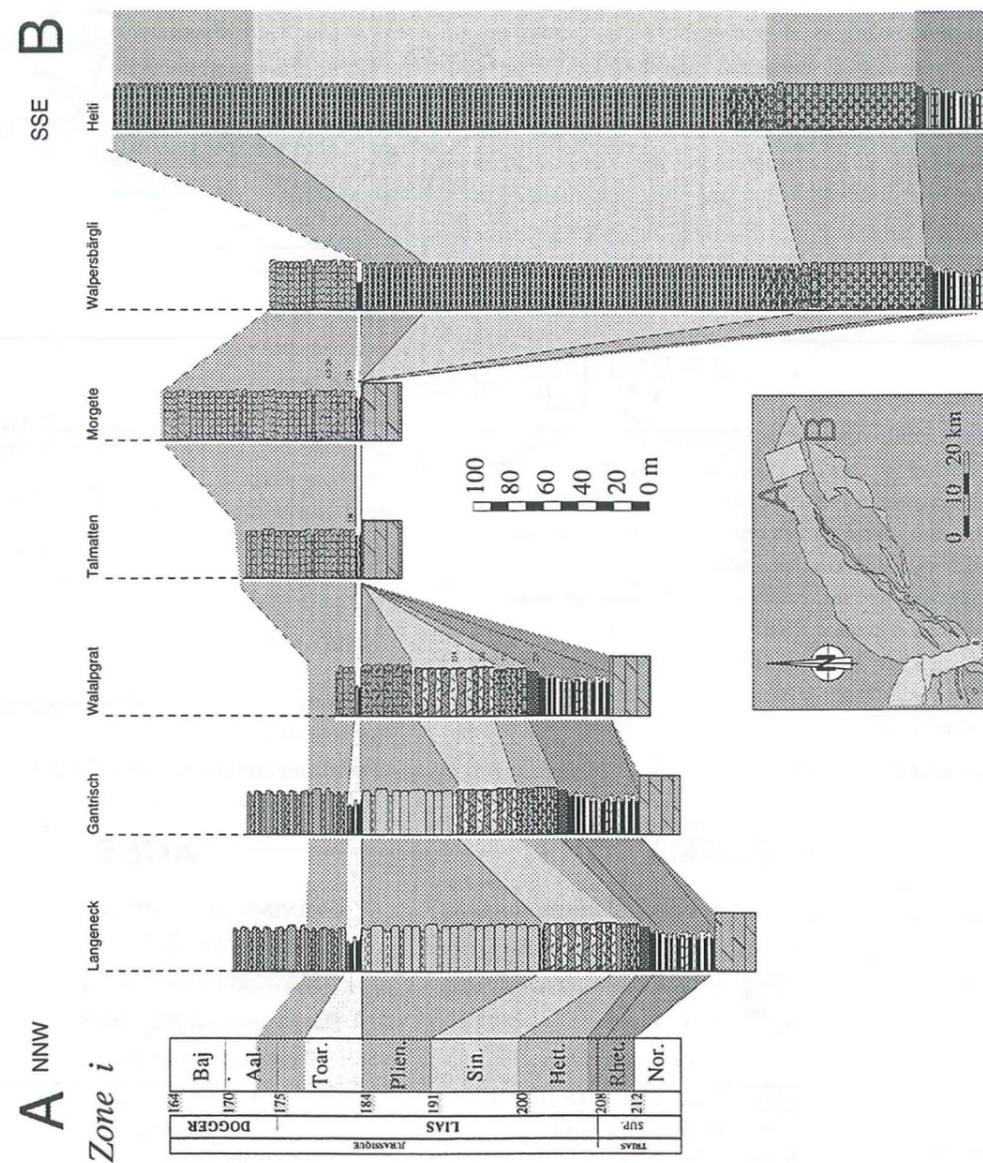


Figure 2-7. Préalpes médianes de l'Est. Coupes lithostratigraphiques synthétiques disposées sur un profil perpendiculaire à l'axe principal NE-SW de la nappe. A Morgete, la f. de Rossinière du Toarcien supérieur est en contact avec les Dolomies blondes du Norien par l'entremise d'un hardground (photo 1-6). Les formations du Norien et du Dogger ont des épaisseurs indicatives. La distance entre les coupes est arbitraire. En pointillé, les corrélations d'âge supposées. Légende fig. 2-8. Langeneckgrat: 603.85/174.83, Gantrisch: 600.75/172.80, Walalpgrat: 607.50/172.25, Talmatten: 601.90/171.35, Morgete: 600.55/170.80, Walpersbärgli: 608.80/170.45, Heiti: 610.55/169.50.

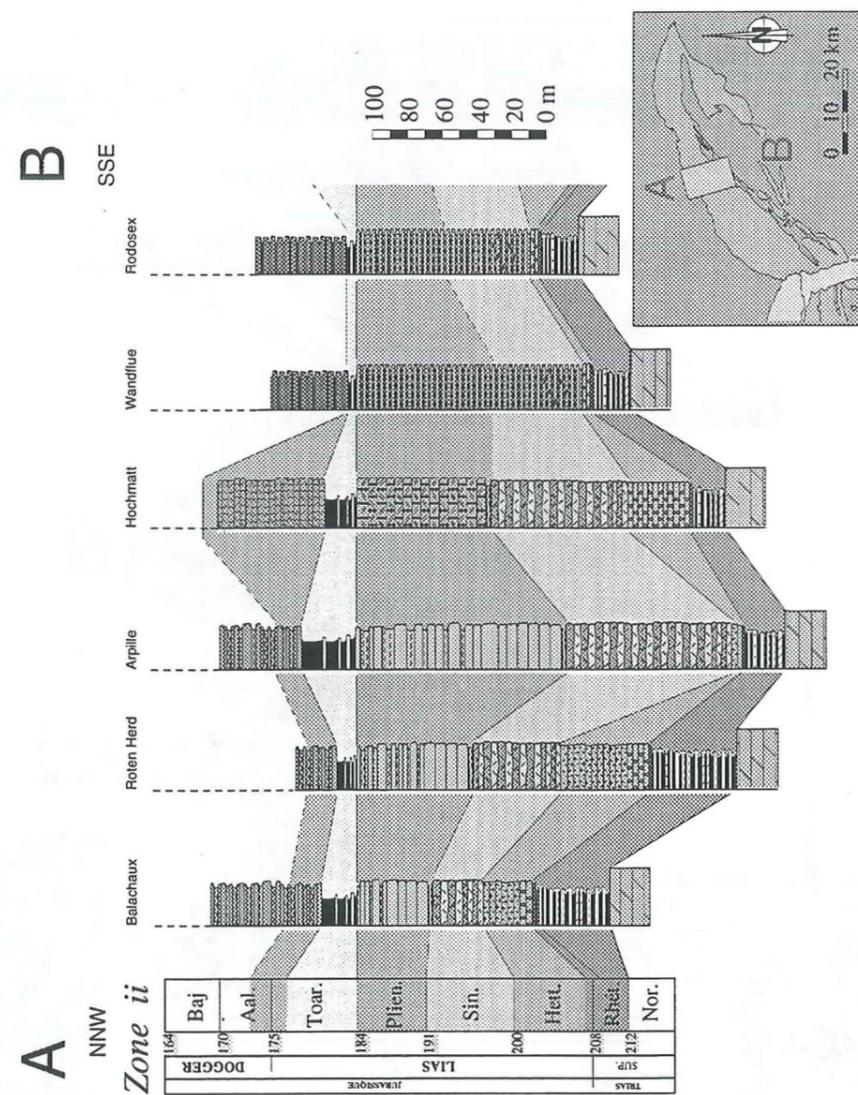


Figure 2-8. Préalpes médianes romandes. Coupes lithostratigraphiques synthétiques disposées sur un profil perpendiculaire à l'axe principal NE-SW de la nappe. Les formations du Norien et du Dogger ont des épaisseurs indicatives. La distance entre les coupes est arbitraire. En pointillé, les corrélations d'âge supposées. Balachaux: 585.10/164.62, Roten Herd: 585.72/158.88, Arpille: 584.30/162.88, Hochmatt: 583.00/157.50, Wandflue: 586.30/156.50, Rodosex: 581.70/153.15.

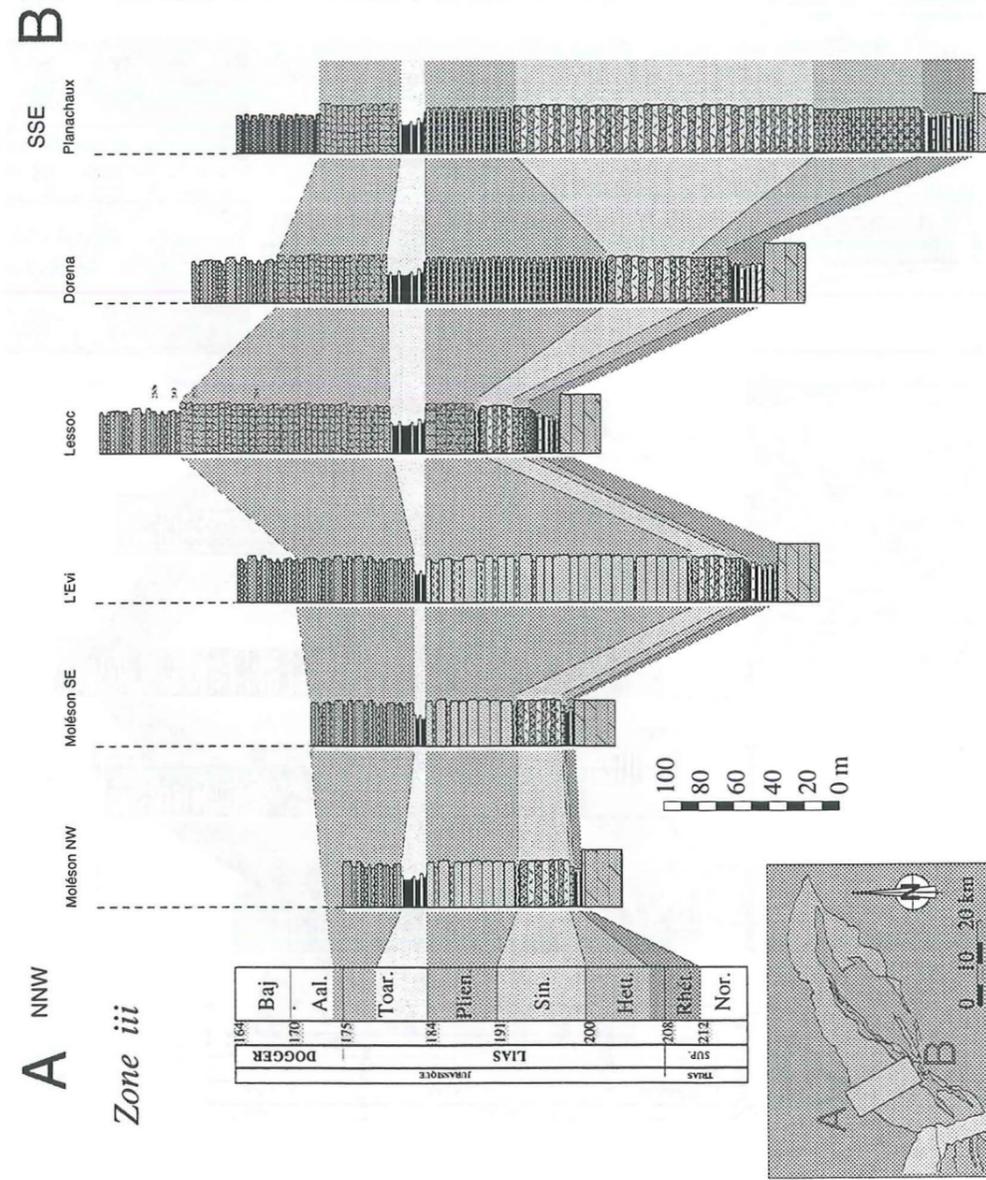


Figure 2-9. Préalpes médianes romandes. Coupes lithostratigraphiques synthétiques disposées sur un profil perpendiculaire à l'axe principal NE-SW de la nappe. La coupe de Lessoc montre un fort développement de la f. de Rossinière. Les formations du Norien et du Dogger ont des épaisseurs indicatives. La distance entre les coupes est arbitraire. En pointillé, les corrélations d'âge supposées. Légende fig. 2-8. Moléson NW: 567.00/155.50, Moléson SE: 568.00/154.30, L'Evi: 569.00/153.00, Lessoc: 571.50/149.70, Dorena: 578.70/152.50, Planachaux: 570.60/144.60.

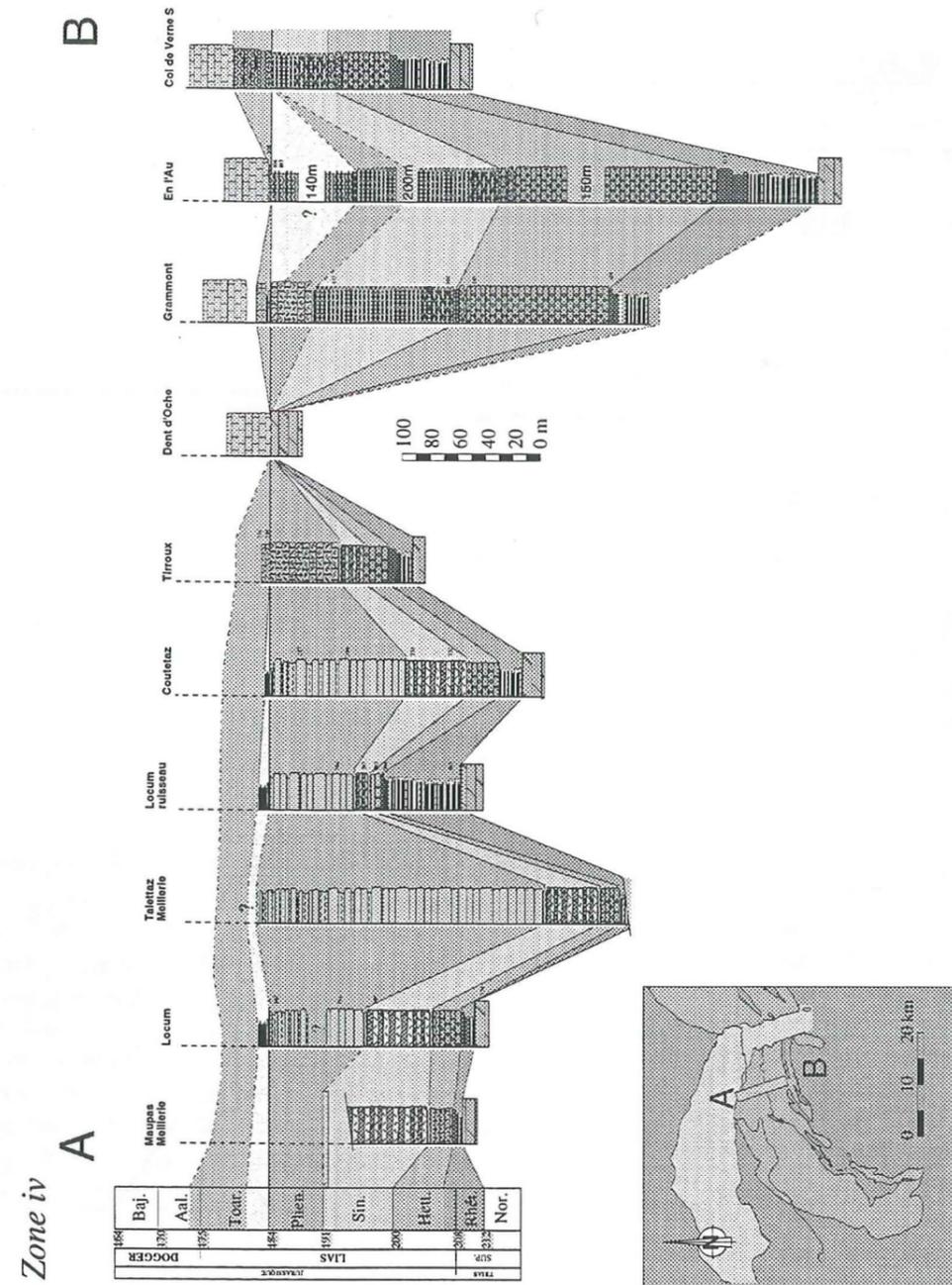
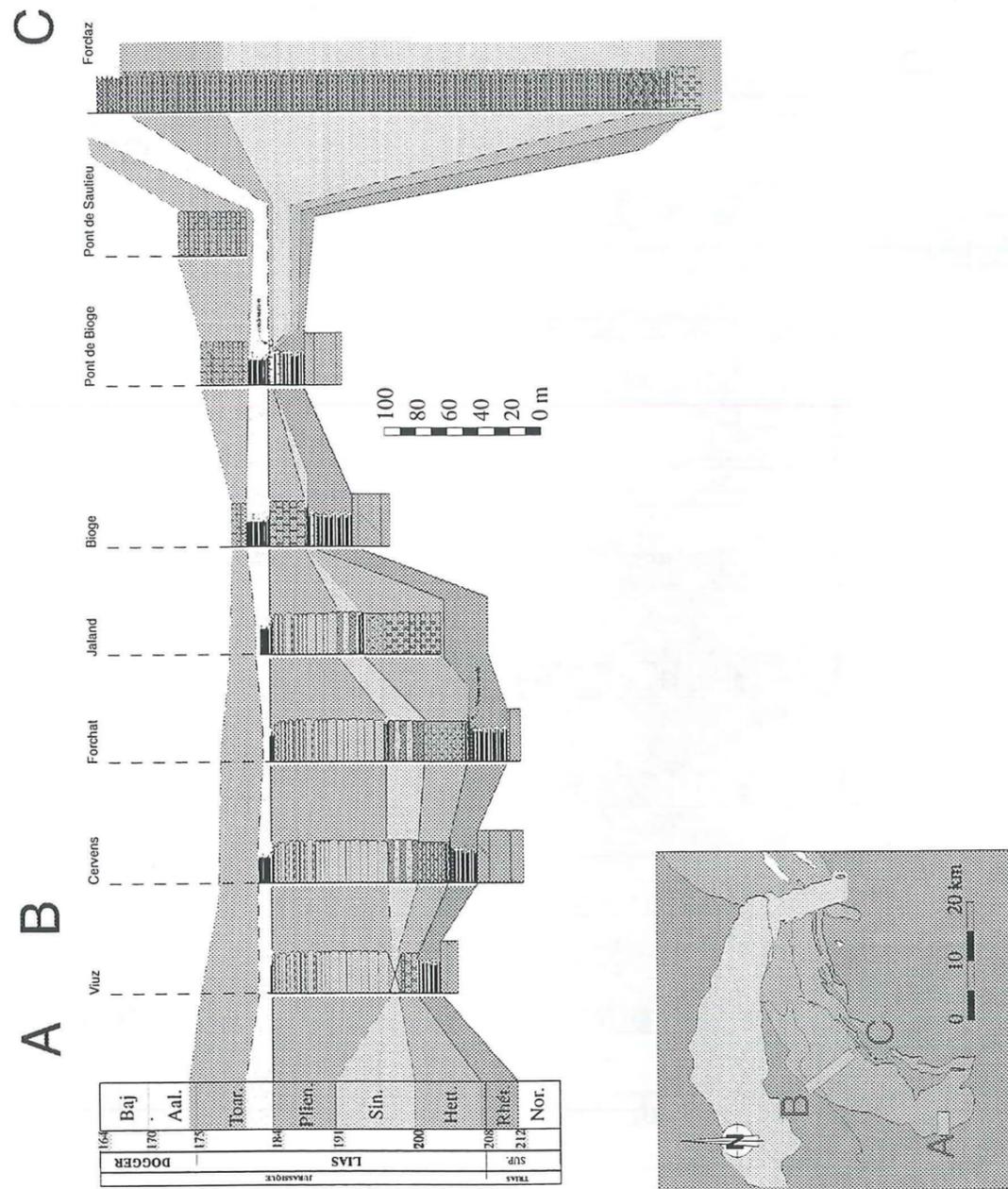


Figure 2-10. Préalpes médianes du Chablais. Coupes lithostratigraphiques synthétiques disposées sur un profil perpendiculaire à l'axe principal NE-SW de la nappe. La coupe de la Dent d'Oche montre une situation similaire à celle qui prévaut dans les Médianes rigides. Les formations du Norien et du Malm ont des épaisseurs indicatives. La distance entre les coupes est arbitraire. En pointillé, les corrélations d'âge supposées. Maupas: 543.60/139.80, Locum: 547.50/139.25, Taletaz: 545.00/139.50, Locum, ruisseau: 547.05/138.30, Coutetaz: 544.65/135.10, Tirroux: 544.25/133.55, Dent d'Oche: 545.57/133.75, Grammont: 553.00/134.20, En l'Au: 550.00/131.70, Col de Verne: 550.70/130.40.



Zone ν

Figure 2-11. Préalpes médianes du Chablais. Coupes lithostratigraphiques synthétiques disposées sur un profil perpendiculaire à l'axe principal NE-SW de la nappe. Sur la coupe du Pont de Bioge, il se peut que l'absence de la f. d'Arvel soit tectonique. Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'être affirmatif sur ce point. Les Dolomies blondes du Norien ont une épaisseur indicative. La distance entre les coupes est arbitraire. En pointillé, les corrélations d'âge supposées. Viuz: 521.20/113.45, Cervens: 524.80/126.20, Forchat: 526.75/125.10, Jaland: 528.60/127.10, Bioge: 534.30/130.90, Pont de Bioge: 533.40/131.30, Pont de Saulieu: 530.60/127.25, Forclaz: 536.00/129.70.

envahissent la moitié de la surface du domaine de sédimentation au Sinémurien, avant de se retrouver confinés sur le secteur B du Carixien au Toarcien supérieur. Des colonies de crinoïdes de plus petite taille pour lesquelles on ne peut user du terme "prairies" existent dès l'Hettangien. Ces colonies perdurent certainement jusqu'à l'Aalénien, vu que des coulées de débris échinodermiques dans la F. du Staldengraben l'attestent (Horwitz 1919, 1932).

2.3.1.2. LE FACIÈS À SPONGIAIRES

C'est le faciès dominant des formations des Brasses et de Heiti. La distinction f. des Brasses/f. de Heiti est possible tant à l'échelle de la lame mince que de l'affleurement. La première est plus siliceuse, elle contient parfois des filaments. La seconde est plus bioclastique et ses bancs calcaires ont de 5 à 20 cm d'épaisseur, alors que ceux de la f. des Brasses atteignent 20 à 50 cm. Si le faciès est aisément identifiable sur le terrain, on rencontre beaucoup plus de difficultés à caler dans le temps ces formations.

2.3.2. Tentatives de corrélation au sein des formations

La corrélation entre les faciès à spongiaires et les faciès échinodermiques a toujours été un casse-tête pour les géologues préalpins. Comme décrit plus haut, les difficultés liées à la monotonie des formations, à l'absence de microfossiles et à la rareté des ammonites, obligent à des corrélations uniquement lithostratigraphiques. C'est pourquoi des tentatives de corrélation par d'autres méthodes ont été étudiées. Ces corrélations au sein des formations doivent permettre d'évaluer le taux de sédimentation au cours du temps, en particulier pour la f. de Heiti et la F. des Brasses. Elles devraient permettre d'affiner le calcul des taux de subsidence, et donc ainsi l'histoire tectonique des diverses portions de l'aire de sédimentation.

[i] Approche par la méthode de la stratigraphie séquentielle

Une approche par stratigraphie séquentielle a été tentée sur les séries liasiques pour corréler les formations entre elles. La méthode a été appliquée au plus près des principes de base (Sarg 1988, Vail et al. 1991, Schlager 1992, Bourquin et Guillocheau 1993, Posamentier et James 1993, Srinivasan et Walker 1993, Soreghan et Dickinson 1994, Jan du Chêne 1996). Cette tentative s'est rapidement heurtée au

faible pouvoir de résolution de datation atteint au sein des formations. A cela s'ajoute le complexe écaillage tectonique alpin qui rompt toute continuité perpendiculairement à l'axe de la chaîne. En cours d'étude, l'influence de la paléotectonique sur les facteurs eustatiques s'est imposée comme facteur déterminant dans la disposition des corps sédimentaires (voir les chapitres 3, 4 et 6.). Les résultats du chapitre 5 vont permettre une nouvelle approche du terrain qui tient compte des dimensions palinspastiques des corps sédimentaires.

[ii] Approche par la stratigraphie isotopique

La méthode des isotopes stables est inapplicable au Lias préalpin du fait de l'absence de courbe de référence, il n'y a pas de changement climatique important (Hallam 1996). La composition du matériel à analyser pose aussi problème. En effet, la forte teneur en Mg des entroques les prédispose à une diagenèse et à une dolomitisation précoces. Cette dolomitisation qui atteint des stades différents d'un entroque à l'autre, empêche toute tentative de comparaison entre des valeurs prises sur des échantillons qui ne reflètent pas les conditions lors de la sédimentation mais celles de la diagenèse.

[iii] Approche par autocorrélation

Cette méthode consiste à comparer entre elles les épaisseurs des strates pour mettre en évidence une cyclicité. Chaque strate est comparée avec toutes les autres. Cette méthode met en évidence des familles de populations sous forme d'histogrammes. En collaboration avec Ph. Favre, une tentative a été entreprise sur les f. de Plan Falcon, du Col de Tompey et du Bois de Luan pro parte. Rien de démonstratif n'en est résulté.

C'est l'échec ou l'impossibilité d'appliquer ces méthodes qui m'a obligé à élargir le champ d'étude initial - Vanil Noir/Dent d'Oche - à l'ensemble de la nappe, dans le but de corréler les couches liasiques à l'échelle des formations. Cette solution est celle retenue sur les figures 2-7 à 2-11. Elle met en évidence la constance dans la répartition des formations perpendiculairement et parallèlement à la chaîne. Cette uniformité dans la disposition des lignes isopiques est un argument central pour l'étude paléotectonique et l'établissement d'un bloc diagramme 3D des Préalpes médianes au Toarcien (chapitres 3 à 5).

Les extrémités E des deux lobes subissent une érosion plus intense des formations du secteur B avant le Toarcien supérieur. L'intensité particulière de l'érosion dans ces deux régions peut être due à la combinaison du soulèvement de l'épaulement de la marge N-téthysienne et des premières manifestations transpressives d'âge Dogger (Septfontaine 1995) (chapitres 4 à 6).

2.3.3. Microfaciès et Microfaunes

Les milieux les plus calmes, les vasières à spongiaires sont caractérisés par des associations de mudstones, wackestones et packstones bioclastiques fins. Les milieux de plus haute énergie sont dominés par des packstones et grainstones généralement équigranulaires, également bioclastiques (planches VI à XII).

Microfaunes

Les foraminifères sont pour la plupart des formes naines peu fréquentes et représentées par peu de genres. Ils ont tous une signature de mer ouverte. Les formes reconnues sont *Nodosaria* sp., *Planimvoluta* sp., *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium martanum*, *Valvulina* sp., *Rectoglandulina* sp., *Dentalina* sp., *Bullopore* sp., *Epistomina* sp. (déterminations: Dr. M. Septfontaine, Musée géologique, Lausanne).

Les bioclastes proviennent d'ostracodes, gastéropodes, spongiaires, crinoïdes, ophiures, lamellibranches, brachiopodes, pellets de crabes, radiolaires, ammonites, dents de poissons.

La provenance de ces restes d'organismes confirme cette distinction en deux groupes: [i] la mer ouverte avec des oursins, des spicules de spongiaires, des radiolaires, des foraminifères valvulinidés et de rares débris d'échinodermes dans un ciment micritique; [ii] dans les milieux de haute énergie, moins profonds, les débris d'échinodermes (dominants), les restes d'ophiures, les gastéropodes, les *Ophthalmidium* sp., les lenticulines, les miliolidés dans un ciment à dominante sparitique sont les formes rencontrées (planches IX à XII).

2.3.4. Milieux de dépôt

Les ammonites et les foraminifères identifiés de l'Hettangien au Toarço-Aalénien sont caractéristiques d'un environnement de mer ouverte dont la

bathymétrie est supérieure à 50 m. Dans les formations du Lias, il n'y a pas de foraminifères de plate-forme interne. *Ophthalmidium* sp. est un indicateur de plate-forme externe (Sartorio et Venturini 1988). Dans l'unité oolitique de la f. du Bois de Luan, certaines formes servent de nucléus d'oolite et dans la f. d'Arvel, elles apparaissent dans la matrice du remplissage karstique.

L'approfondissement de la mer est tangible au cours du Lias. La tranche d'eau évolue entre 0 et 30 m pour les formations de Plan Falcon, du Col de Tompey et du Bois de Luan, dominées par les tempêtes (Scholle et al. 1983, Mettraux 1989, Wright et Burchette 1996). Elle se situe au maximum entre 100 et 200 m pour les formations siliceuses de Heiti et des Brasses. Les sables échinodermiques (f. de la Grande Bonnavau, d'Arvel et de Rossinière) se déposent entre 50 et 80 m de profondeur. On peut donc considérer que tous les dépôts d'âge liasique sont néritiques, aucune signature bathyale n'a été relevée.

Il faut envisager comme environnement de dépôt une rampe carbonatée à très faible pendage dans une mer épicontinentale recouvrant le domaine Briançonnais. Dans les formations strictement liasiques, le levé de coupe n'a pas révélé de cycles asymétriques qui auraient permis d'évaluer les variations relatives du niveau marin, telles que celles décrites par Einsele et Bayer (1991), Einsele (1996). L'absence de ces cycles permet de conclure que la profondeur d'eau est devenue au cours du Lias suffisante pour que les variations eustatiques ne se marquent plus.

2.3.5. Détritisme

On distingue, au cours du Lias, deux épisodes de détritisme.

[i] Le premier à la limite Rhétien/Hettangien se signale sur l'ensemble de la nappe par 1 à 7 m de grès glauconieux (f. du Col de Tompey). Les lithoclastes sont des quartz anguleux, bien triés, de petite taille, provenant de roches métamorphiques (Mettraux 1989). Il est à remarquer que des quartz détritiques de nature différente font leur apparition dans la F. du Château d'Oche du Dogger. Ce sont des quartz pédogénétiques à inclusions d'anhydrite, néoformés dans une lagune (Septfontaine et Meisser, comm. pers.).

[ii] Le second épisode est un détritisme carbonaté, résultat de l'érosion des dolomies blondes du

Trias. Il apparaît au Toarcien dans la f. de Rossinière sous forme de gravillons de taille variable, et y est localisé. Le cas des gravillons dolomitiques est traité plus loin.

[iii] Aucune marque de détritisme grossier liée à l'érosion du socle n'est attestée dans les Préalpes médianes durant la période du soulèvement de l'épaulement de la marge N-téthysienne, soit au Toarço-Aalénien. Les bauxites du secteur E ont une signature de socle (voir ci-dessous).

2.3.6. Les karsts des Médiannes rigides

Dans les Médiannes rigides, la karstification a fait l'objet des études de Genge (1957) et Bertherin (1980) aux Spillgerten. Baud et Masson (1975) à Saint-Triphon ont décrit des karsts à remplissages rouges et articles de crinoïdes dans les calcaires du Trias moyen. Ils proposent un âge Lias moyen à Dogger pour la formation du karst. En Chablais, Badoux et De Weisse (1959) et Vernet (1964) à Dréveneuse décrivent des latérites alumineuses. Septfontaine et Lombard (1976) décrivent à Grange Chavan deux épisodes de karsts, le premier à la base des C. à Mytilus d'âge Bajocien, le second au sommet de la même Formation (Bathonien). Ce second épisode est daté du Callovien. Baud et al. (1979) ont étendu l'étude à l'ensemble des Médiannes rigides.

Dans les Médiannes rigides, le matériel de remplissage est nettement plus jeune et différent de la formation karstifiée. Une étape d'intense érosion précède la karstification, une estimation minimum de 600 à 700 m à éroder est raisonnable, Baud et Masson (1975) avancent la valeur de 1000 m. Seul le soulèvement de l'épaulement de la marge N-téthysienne lors du rifting de la Téthys alpine au Toarcien est à même d'engendrer une érosion de cette importance. Dans les remplissages, l'absence de matériel provenant de la f. de Heiti plaide également pour une érosion au plus tôt d'âge Lias supérieur. Cette dernière formation est présente à quelques kilomètres au NW des karsts, palinspastiquement la distance minimale est 6 km, voir § 4.2.1. Les entroques du remplissage peuvent provenir de la f. de Rossinière (Toarcien supérieur) ou d'une autre zone à crinoïdes plus proche de l'épaulement, par exemple celle qui alimente la Brèche inférieure en position pré-piémontaise, syn-rift (Steffen et al. 1993). Dès ce moment, la karstification est possible jusqu'à la transgression

des couches à Mytilus qui a lieu, selon les endroits, entre le Bathonien et le Callovien (tab. 1-2).

Récemment, Poinssot et al. (1997) dans une étude géochimique concluent à l'origine corso-sarde des roches plutoniques et volcaniques desquelles sont issus les dépôts continentaux jurassiques du domaine Briançonnais, dont ceux de Dréveneuse (fig. 2-12). Cette origine confirme l'appartenance ibérique du domaine Briançonnais au Jurassique (Stampfli 1993).

Les karsts des Médiannes plastiques sont décrits au § 2.2.7 et discutés aux chapitres 3.

2.3.7. La série de Geblu sur Matringe

Lugeon et Gagnebin (1941, p.44) dans une note infrapaginale, font l'hypothèse que les gypses qui percent dans les Préalpes médianes proviennent de la nappe de Bex-Laubhorn, soit l'Ultraschweizer. Cela concerne la région de Geblu sur Matringe, Chalavornayres en rive gauche du Rhône ou encore Villeneuve. Dans cette logique, il s'agit d'attribuer à l'Ultraschweizer les roches qui viennent en continuité stratigraphique sur les gypses. Dans la région de Geblu, l'une des conséquences serait de faire passer un contact de nappe que rien n'indique, entre les Escaliers de Sommant et la Roche Palud. De plus, aucun indice positif, comme du flysch à proximité du gypse, n'a été trouvé jusqu'à aujourd'hui. L'analyse des roches qui affleurent au-dessus de Geblu en direction de la Roche Palud me mène à des considérations équivalentes à celles de Favre (1859), Peterhans (1926a), Septfontaine et Lombard (1976), Septfontaine (1983) ou Plancherel (in prep.) (photo IV-1). Si le Trias est particulier: argilites rouges; le reste de la série voit se développer les f. de Plan Falcon, du Col de Tompey, du Bois de Luan, de Heiti et enfin du Creux de l'Ours chevauchée par la nappe de la Brèche, dans une succession similaire à celle du col de Verne en Chablais oriental à la frontière franco-suisse.

L'hypothèse Lugeon et Gagnebin (1941) est à nouveau d'actualité, le travail de Lempicka Münch (1996) tend à montrer une analogie de succession entre l'Ultraschweizer et les klippen de Savoie avec la série des Préalpes médianes. Ces deux domaines de sédimentation sont pour Stampfli (1993) en continuité l'un de l'autre le long de la marge N-téthysienne.

Nappe des Préalpes Médiannes

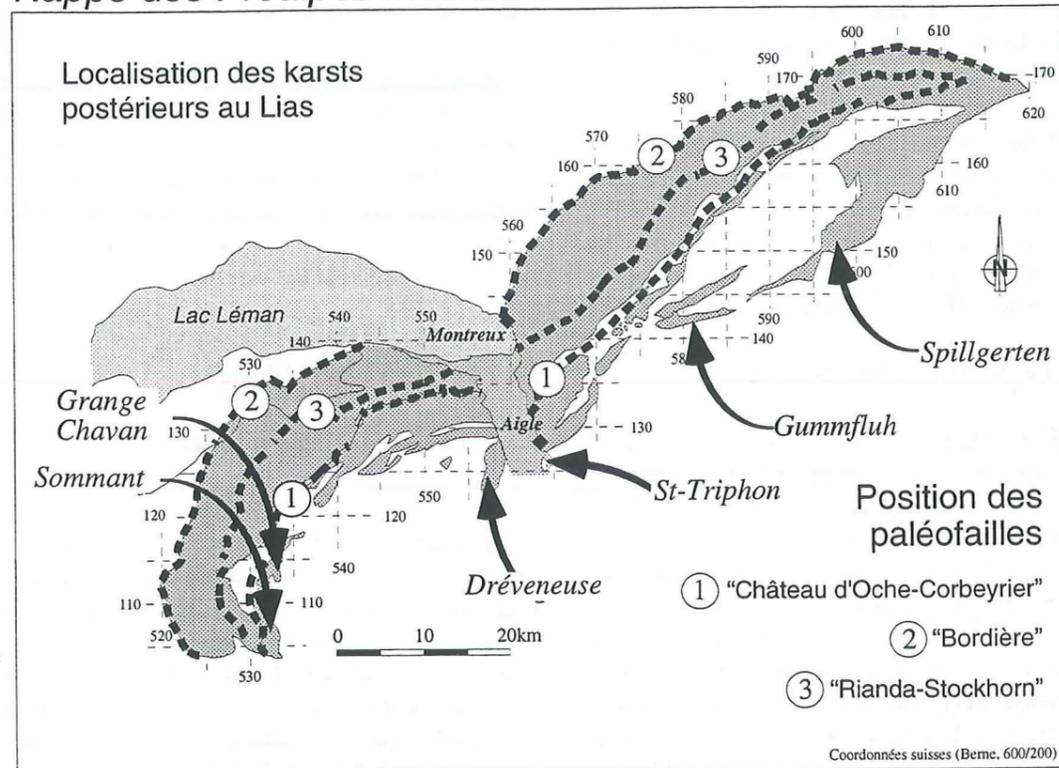


Figure 2-12. Localisation des paléokarsts post-liasiques des Préalpes médianes.

2.4. Datations et paléobiogéographie

Au-delà de l'approche strictement par formations, un cadre chronostratigraphique est nécessaire pour l'interprétation géodynamique. Lorsque le pouvoir de résolution des âges relatifs est plus fin que celui des âges absolus, le lien entre les deux échelles est toujours difficile.

Le seul cadre chronologique applicable dans les Préalpes médianes pour le Lias est la succession des faunes d'ammonites. De manière générale, les ammonites sont peu fréquentes dans les Préalpes médianes, quand bien même la plupart des zones et sous-zones d'ammonites du Sinémurien et du Pliensbachien sont représentées (fig. 2-14). Le reste de la macrofaune, tel que les lamellibranches, gastéropodes, oursins, bélemnites, spongiaires, ne sont pas de bons fossiles marqueurs. Seuls les brachiopodes échappent à ce constat pour le Trias supérieur et le Lias inférieur. Leur apport est en revanche faible pour dater les séries du Lias moyen ou supérieur des Préalpes médianes.

La microfaune n'échappe pas à ce constat de pauvreté quantitative. Les foraminifères marqueurs, comme pour l'ensemble de la marge N-téthysienne, sont quasi absents (Schumacher et Schieferdecker 1919, Gisiger 1965, Septfontaine 1971, Zaninetti 1977, Zaninetti et al. 1986), contrairement à la marge sud où Septfontaine (1984) a défini quatre biozones, également reconnues par Favre (1992). Seuls quelques lagénidés, milliolidés, bryozoaires, lenticulines et ostracodes sans valeur chronostratigraphique sont identifiables. Ces microfossiles sont par contre de bons indicateurs de milieu de mer ouverte.

Les âges identifiés entre le Trias supérieur et le Lias sont: le Rhétien dans la f. de Plan Falcon, reconnu depuis longtemps (Renevier 1868). La limite Rhétien/Hettangien datée par palynologie se trouve dans les grès de la f. du Col de Tompey (Mettraux et Mohr 1989). L'Hettangien est daté dans de rares localités par les ammonites *Waehneroceras* et *Psiloceras* (Jeannet 1913). Le Sinémurien et le Pliensbachien sont traités ci-dessous. Le Toarcien marqué par un épisode anoxique (décalage des rapport isotopiques de l'oxygène, Hallam 1996) est bien daté par ammo-

nites, la f. du Creux de l'Ours ayant fourni nombre d'*Harpoceras* et la f. de Rossinière des *Pleydellia* et *Grammoceras* du Toarcien supérieur.

Mouterde et Elmi (1991) dans une étude sur les caractères différentiels des faunes d'ammonites du Toarcien ont mis en évidence un domaine européen, un domaine de transition et un domaine téthysien. Le Briançonnais se situe à la limite entre le domaine de transition et le domaine téthysien. Leur étude met en lumière une évolution dans le degré de provincialisme des faunes européennes et téthysiennes. De manière générale, ce degré augmente au cours du Toarcien inférieur pour atteindre un maximum dans la zone à *Variabilis*. Une nette homogénéisation réapparaît dans la zone à *Aalensis* du Toarcien supérieur. Cette évolution peut être rapportée au soulèvement de l'épaule de la marge N-téthysienne qui joue le rôle de barrière faunique temporaire en réduisant les voies d'échange entre la Téthys et le bassin français.

LE SINÉMURIEN ET LE PLIENSBACHIEN

Dommergues et Meister (Dommergues 1982, 1987, 1989, 1990, 1991a, 1991b) et Dommergues et al. (1990) ont revisité les gisements historiques et ont proposé une révision complète des faunes, ainsi qu'une étude d'affinité paléogéographique des faunes du Sinémurien et du Pliensbachien, voir aussi (Donavan-Desmond 1958). Leurs travaux démontrent la nette affinité nord-ouest européenne des faunes d'ammonites du domaine subbriançonnais, toutefois des ingressions de faunes téthysiennes sont régulières au cours du Lias.

2.4.1. Le passage Sinémurien - Pliensbachien dans les Préalpes médianes

Bien que la plupart des zones d'ammonites de ces deux étages soit représentée dans les Préalpes, elles se retrouvent en fait dans une série condensée (§1.2) de quelques centimètres à décimètres qui sépare les formations de la Grande Bonnavau sinémurienne, des Brasses et d'Arvel plienschbachiennes. Cette série a toutes les caractéristiques d'un horizon de condensation (Loutit et al. 1988, Jacquin et Vail 1995, § 2.2.4): épaisseur des bancs réduite, grand nombre d'ammonite, richesse en nodules phosphatés. Ces éléments marquent une forte diminution du taux de sédimentation. Il contient, selon les localités (voir fig. 2-14),

des ammonites depuis la zone à *Oxynotum* jusqu'à la zone à *Margaritatus* soit un intervalle de temps de 7 à 8 millions d'années. Dans cette série complexe de quelques centimètres se télescopent donc plusieurs niveaux de condensation correspondant à des périodes d'ennoyage maximum. Deux niveaux condensés distincts ont été identifiés sur les seules coupes des Pralets et du Môle. Le gisement du Langeneckgrat diffère des autres. Le banc fossilifère qui marque le passage entre les deux formations mesure 80 cm et recouvre quatre sous-zones d'ammonites d'*Oxynotum* à *Macdonnelli* du Sinémurien supérieur (fig. 2-14). A l'échelle de la nappe, aucune tendance indiquant clairement une transgression diachrone des formations plienschbachiennes ne peut être établie, seul le hasard de la physiographie du fond de la mer a permis de préserver tel ou tel niveau condensé (§ 2.2.4). Selon les localités, c'est le sommet de la f. de la Grande Bonnavau qui est conservé ou c'est la base de la F. des Brasses; exceptionnellement les deux.

Dommergues et Meister (1990) ont démontré que durant cet épisode, en plus des faunes nord-européennes, seules des faunes ubiquistes européennes et téthysiennes sont présentes. Avant, au Sinémurien inférieur, l'arrivée de faunes typiquement téthysiennes est fréquente. Après l'horizon de condensation, au Domérien, le taux de sédimentation augmente. A ce moment, correspondent de nouvelles arrivées de faunes téthysiennes (fig. 2-14). Pour expliquer ces faits, ils proposent un Briançonnais immergé sous une faible tranche d'eau au Lias inférieur et moyen pour jouer le rôle de barrière faunique.

Dans cette hypothèse, lors des périodes d'ennoyage maximum, la tranche d'eau est suffisante pour permettre aux faunes téthysiennes de se propager jusque dans le domaine subbriançonnais. La seconde hypothèse, privilégiée ici, est d'évoquer une barrière faunique non par une diminution de la tranche d'eau, mais par une augmentation. La plupart des ammonites vivent dans la zone néritique à proximité des plates-formes, si l'augmentation de la tranche d'eau est importante, leur biome se restreint, voire disparaît. La distance d'une plate-forme à l'autre devient alors trop importante et, de la sorte, empêche un mélange de faunes qui se traduit par un endémisme plus marqué.

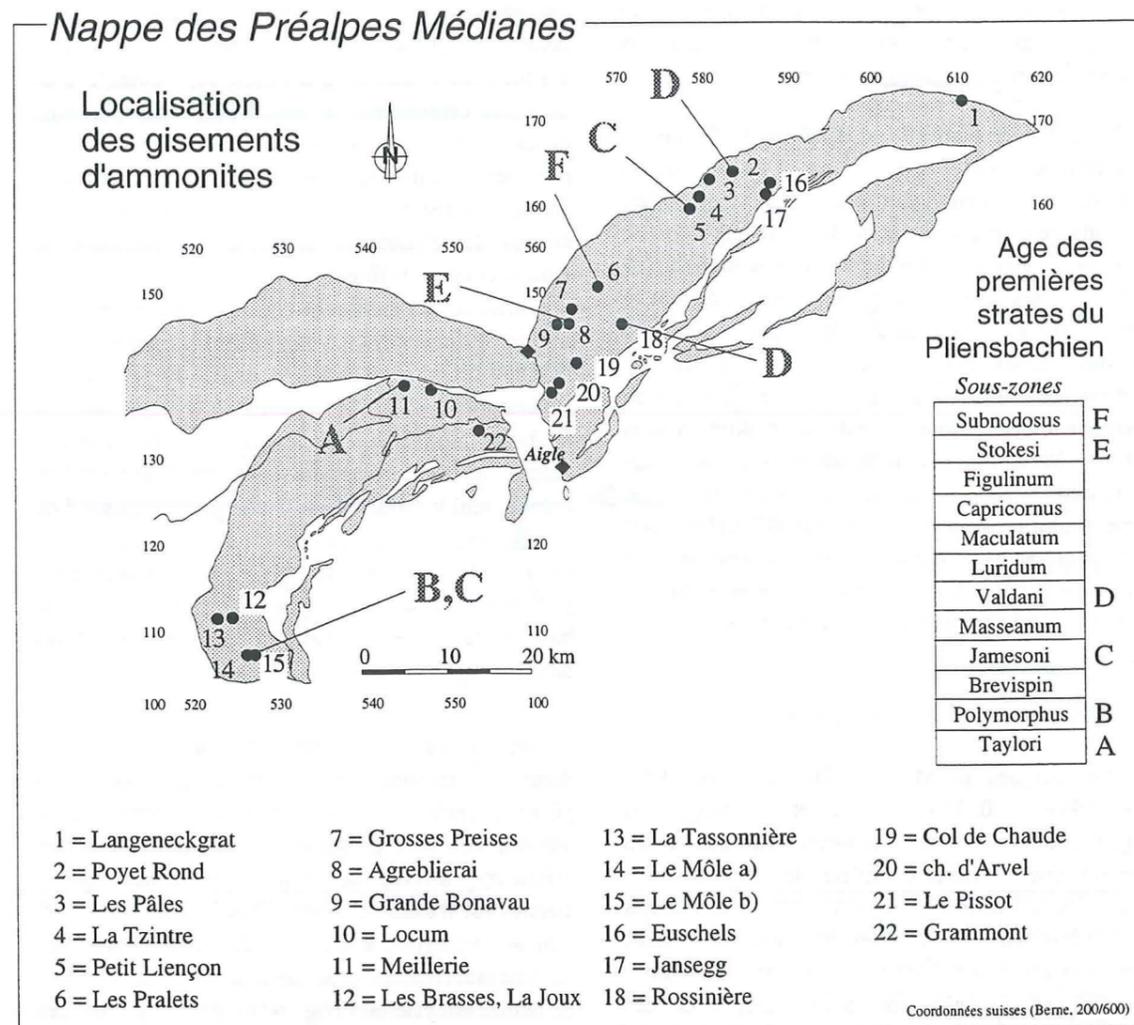


Figure 2-13. Localisation des gisements d'ammonites du Sinémurien et du Pliensbachien. Datations de la base de la f. des Brasses au-dessus de l'horizon de condensation (Dommergues 1982, Dommergues et Meister 1987, 1989, 1990, 1991a, 1991b et Dommergues et al. 1990), le diachronisme (A à E) résulte des conditions locales de préservation. Il ne montre aucune transgression directionnelle du secteur A vers le SE étant demeuré moins profond.

2.4.2. Synthèse

Les ammonites disséminées à l'intérieur des formations sont rares, les niveaux fossilifères sont presque exclusivement des niveaux condensés. Toutes les zones d'ammonites du Sinémurien au Toarcien ont été reconnues; des érosions généralisées qui affectent l'ensemble du domaine briançonnais sont donc à exclure pour cette période⁴. Les niveaux de condensation, en termes de stratigraphie séquentielle sont interprétés comme des niveaux d'ennoyage maximum (MFS). Ils ne correspondent pas tous à des MFS de troisième ordre sur la courbe de Haq

(1987), mais à un ordre supérieur. Il est à noter que l'horizon daté de la zone à *Raricostatum*, s'il correspond à une limite de séquence (SB) reconnue au Maroc (Septfontaine 1984), se corrèle à une MFS en Mer du Nord (Underhill et Partington 1993), preuve de la prédominance des caractéristiques régionales sur les grandes tendances mondiales. Les autres niveaux condensés ne posent pas ce type de problème. Ces faits démontrent que la pile sédimentaire

⁴ pour autant que l'on admette l'hypothèse de la barrière faunique en direction de la Téthys alpine par approfondissement de la mer.

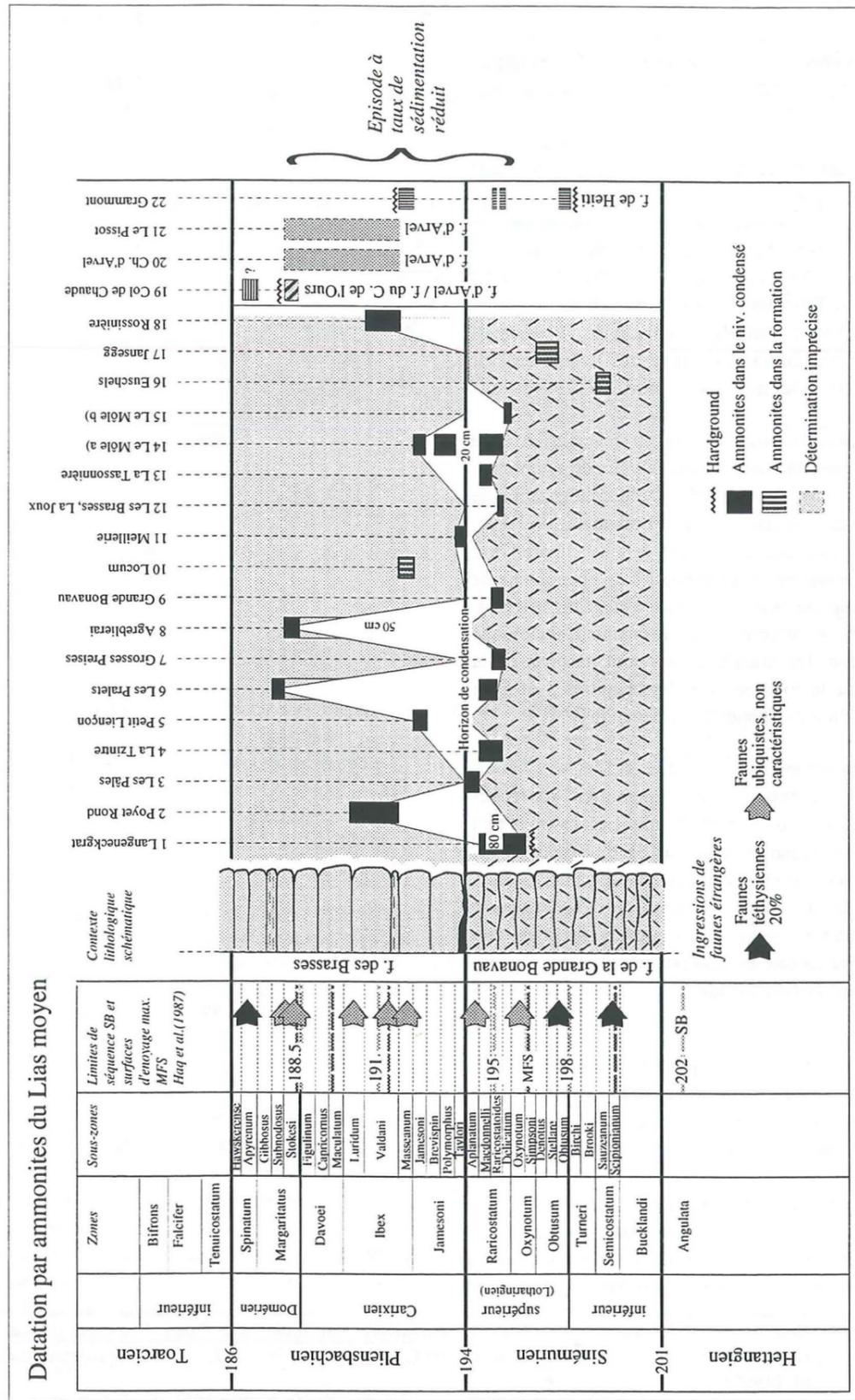
n'est que l'enregistrement de brefs épisodes, comme dans le cas des dunes échinodermiques, suivi de grands moments de latence influencés par les conditions locales (tectonique, courants marins et physiographie du fond marin).

L'utilisation de ces datations est moins large qu'espérée par manque de fossiles dans le corps même des formations. Ces datations fournissent un cadre temporel valable dans les régions marquées par des niveaux condensés et des discontinuités entre les formations. Dans les régions où les passages entre les formations sont graduels, les datations sont absentes. On est donc contraint de faire des hypothèses sur l'âge de tel ou tel niveau ou limite.

De toute évidence, la fin du Sinémurien et le Carixien sont caractérisés par un taux de sédimentation quasi nul (Borel 1995). Cette condensation se retrouve en Subbriançonnais (Loreau et al. 1995), elle affecte le domaine à une échelle supérieure à celle de la nappe. Pour expliquer ce phénomène de grande ampleur tant dans l'espace que dans le temps, il faut faire intervenir un événement tectonique majeur dont les manifestations sont un arrêt de la subsidence tectonique (voir les chapitres 3 et 6) et une réduction des apports bio-détritiques.

Contrairement à Dommergues et Meister (voir ci-dessus), je propose qu'au Sinémurien supérieur-Carixien, l'effet de barrière faunique est causé par un approfondissement de la mer au SE du Briançonnais, lié à la fracturation de la plaque européenne. Quant à l'évolution du provincialisme des faunes européennes et téthysiennes au cours du Toarcien, elle peut être rapportée au soulèvement de l'épaulement de la marge N-téthysienne.

Figure 2-14. Datation des unités sinémuriennes et plienschbachiennes par ammonites. Compilation des travaux de Dommergues (1982), Dommergues et Meister (1987, 1989, 1990, 1991a, 1991b) et Dommergues et al. (1990).



Datation par ammonites du Lias moyen

Conclusions de la première partie

[i] Neuf formations lithostratigraphiques sont suffisantes pour rendre compte des dépôts du Trias supérieur et du Lias de la nappe des Préalpes médianes. Leurs faciès s'enchaînent dans le temps et l'espace en montrant un approfondissement général des milieux de dépôts de 0 m à la fin du Trias, à 50 m dès l'Hettangien, jusqu'à 100 à 200 m selon les endroits, au Toarcien. Du Norien à l'Hettangien, les formations se développent sur l'ensemble de l'aire de sédimentation des Préalpes médianes. Dès le Sinémurien, elles se différencient et ont une aire de répartition plus restreinte.

[ii] Il résulte de l'analyse des environnements de dépôts qu'il n'y a pas de bassins bathaux liasiques dans les Préalpes. Les termes plates-formes et bassins ont été utilisés par le passé dans une optique géométrique, plus trivialement ils servent à délimiter des "hauts et des bas". Il est vrai que les érosions post-liasiques ont dessiné une succession de ces "bosses et creux"; le meilleur exemple en est l'auge de la F. de Heiti. A notre époque, ces termes amènent une confusion, étant plus communément utilisés d'un strict point de vue sédimentologique comme plate-forme carbonatée de type bahamien ou comme bassin à bathymétrie bathyale ayant un type de dépôt défini. C'est pourquoi le terme "aire de sédimentation" a été retenu dans ce travail. L'absence de reliefs marqués n'exclut pas une subsidence différentielle significative. L'aspect géométrique actuel provient pour l'essentiel des érosions ultérieures (post-liasiques, toarço-aaléniennes et callovo-oxfordiennes).

Jusqu'à l'Hettangien, il faut y voir une rampe carbonatée à très faible angle avec une pente vers le SE, où la sédimentation est dominée par les tempêtes. Dès le Sinémurien, les faciès de mer ouverte (ammonites et microfaune l'attestent) caractérisent une mer épicontinentale. Aucun rivage n'a été mis en évidence, ni directement, ni sous forme de résédiments dans des séries adjacentes ou plus jeunes, bien que des émergences localisées soient déduites de la présence de karsts.

[iii] La "Brèche dolomitique", la "Brèche échinodermique" et la "Brèche à Bélemnites" (auct.) du

Sinémurien sont des termes qui doivent être abandonnés. L'aspect bréchique ne provient que de l'altération de surface de calcaires échinodermiques. Le terme "brèche" utilisé au début du siècle n'avait qu'une valeur descriptive. Son usage a changé. Aujourd'hui, les géologues lui donnent une définition plus précise (roche contenant plus de 50% d'éléments anguleux de roches) et lui confèrent souvent une connotation génétique, liée à une tectonique active. C'est pourquoi son maintien dans la nomenclature ne pourra qu'entretenir des malentendus sur l'histoire paléotectonique des Préalpes médianes. Je suggère donc de l'abandonner.

[iv] Deux épisodes généralisés de détritisme sont reconnus. Le premier est de type gréseux et prend place à la limite Rhétien/Hettangien dans la f. du Col de Tompey, le second de type carbonaté dolomitique intervenant au Toarcien dans la f. de Rossinière. Les gravillons dolomitiques du Sinémurien sont des entroques de crinoïdes (bioclastes) qui ont subi une dolomitisation précoce et miment les lithoclastes dolomitiques issus des Dolomies blondes noriennes. Des manifestations localisées de détritisme sont reconnues. Dans la f. de la Grande Bonnavau, le quartz provient d'une remobilisation de la f. du Col de Tompey. De fines coulées échinodermiques de provenance de la f. d'Arvel s'intercalent dans la F. des Brasses. Enfin, dans la F. de Heiti, quelques éléments bréchiques intraformationnels ont été identifiés.

[v] Le faciès "Quartzit" est dû à une silicification diagénétique des entroques. Il ne s'agit ni de quartzites ni de quartz détritiques. La source de la silice sont les spicules de spongiaires.

[vi] Les dolomies et brèches dolomitiques thixotropes attribuées à l'Hettangien sont réattribuées au Trias.

[vii] Aucun détritisme grossier issu de l'érosion du socle n'apparaît dans le domaine briançonnais des Préalpes médianes pendant le soulèvement de l'épaulement de la marge N-téthysienne au cours du Toarcien.

DEUXIÈME PARTIE

Paléotectonique et structuration de l'aire de sédimentation liasique

CHAPITRE 3

PALÉOTECTONIQUE

3.1. Introduction

Dans le deuxième chapitre, neuf formations lithostratigraphiques ont été définies pour le Lias. L'analyse sédimentologique a permis de conclure que l'aire de sédimentation est une mer épicontinentale qui se présente sous la forme d'une rampe carbonatée de grande extension, en faciès de mer ouverte. Cette mer s'approfondit au cours du temps, mais pas de manière uniforme. Schématiquement, les zones les plus profondes voient s'installer des vasières à spongiaires (100 à 200 m), les moins profondes (50 à 80 m) des prairies à crinoïdes. Les variations d'épaisseur et les changements de faciès observés laissent supposer une tectonique active dans le substratum.

Le but de l'analyse paléotectonique est de mettre en évidence la manière dont le domaine briançonnais préalpin enregistre et réagit aux contraintes qui s'exercent dans la lithosphère de la marge N-téthysienne, afin de proposer un modèle géohistorique en accord avec les modèles géodynamiques les plus récents. Cette analyse débouche sur une nouvelle approche des coupes géologiques qui tient compte des paléo-dimensions de l'aire de sédimentation.

Il s'est donc agi, en plus de l'analyse sédimentologique et stratigraphique classique, de comprendre en quatre dimensions les relations entre les corps sédimentaires. Dans cette optique, l'élément fondamental est de repérer des niveaux remarquables, de les interpréter en tant que tels, mais surtout d'analyser leur contacts pour tenter de discriminer les contacts sédimentaires des contacts tectoniques, sachant que souvent les premiers sont repris lors d'un événement tectonique et entrent ainsi dans la seconde catégorie.

Cette distinction entre contact tectonique, contact tectonique synsédimentaire et contact sédimentaire

est sans aucun doute l'un des aspects les plus difficiles à établir, sachant l'implication en termes d'évolution géohistorique que peut avoir l'une ou l'autre possibilité. Autant un seul contact tectonique peut se révéler "définitif", autant un seul contact sédimentaire repéré dans une seule localité ne suffit pas. Il s'agit de le suivre sur de grandes distances pour être capable de l'interpréter aussi objectivement que possible.

3.2. Inventaire des objets paléotectoniques

Il est admis qu'une paléotectonique a structuré l'aire de sédimentation des Préalpes médianes. Dans ce contexte préalpin, les objets paléotectoniques qu'il devrait être possible d'identifier sont des failles normales, des "rollover" (Xiao et Suppe 1992), des failles décrochantes, des plis, ainsi que toutes les preuves indirectes de la présence de ces objets soit des discordances angulaires, des brèches, des variations d'épaisseur des séries sédimentaires, de brusques changements de faciès sédimentaires, des filons sédimentaires, etc (Lister et al. 1986, Tearpock et Bischke 1991, Watts 1992).

3.2.1. Les preuves indirectes ou la sédimentologie au secours de la tectonique

3.2.1.2. CACHETAGE

Lorsqu'une strate sédimentaire repose sur un contact anormal sans en être affectée, on parle de cachetage. Celui-ci postdate le jeu le plus récent du contact; il est donc indispensable pour évoquer une paléotectonique. Le meilleur exemple est la transgression des Calcaires massifs du Malm sur un substrat différencié (Septfontaine 1983). Lorsque la sédimentation est continue, seules les différences d'épaisseurs attestent d'un mouvement différentiel du sub-

stratum. Ce cas est développé plus loin, § 3.2.2. Dans les terrains qui ont subi une intense déformation postérieure aux dépôts les plus récents, comme les Préalpes, la difficulté est grande de les reconnaître et de les dater. Cette difficulté est la cause première des différentes variantes exprimées dans les essais sur l'évolution dynamique des Préalpes médianes (Peterhans 1926a, Lugeon et Gagnebin 1941, Badoux et Mercanton 1962, Baud et Septfontaine 1980).

3.2.1.3. DÉPÔTS DE PENTE

Une tectonique synsédimentaire active, paléo ou non, génère une morphologie en "creux et bosses", donc des pentes. Il existe toute une gamme de dépôts sédimentaires liés aux pentes. Leur nature dépend de l'inclinaison de la pente, de la nature du matériel impliqué et de son degré d'induration.

Si le matériel de remplissage (du creux) descend la pente, ce seront des petites coulées de résédiments intraformationnels, des slumps, des turbidites, des brèches, des conglomérats; leurs contacts avec leur substratum est en "downlap", biseau de progradation à base érosive ou non et remobilisation ou non du substrat dans le niveau plus jeune (Anadon 1986, p.261).

Le comblement du relief par le bas en biseau d'aggradation "onlap" est aussi fréquent, c'est le cas des transgressions. Lorsque le mouvement qui crée la pente est actif pendant la sédimentation, les discordances angulaires sont progressives et leur valeur diminue en se rapprochant de la pente. Dans le cas

contraire, les couches en onlap viennent buter contre la surface inclinée. Si le mouvement est généré par un phénomène local ou régional, le point de rotation de la pente diffère. Dans les cas régionaux l'inclinaison est rarement supérieure à quelques degrés.

Les deux modes de remplissage peuvent coexister.

3.2.2. Les failles normales de croissance, géométrie et développement

Les failles sont des zones de faiblesse qui vont "concentrer" la déformation à leur abord. Ainsi, au cours du temps, ces zones déjà faibles vont être réutilisées lorsqu'une nouvelle phase tectonique déploie ses effets. Les failles de croissance sont des failles normales synsédimentaires dont le remplissage du compartiment abaissé est dilaté par rapport aux unités du compartiment supérieur. Le dépôt de sédiments est permanent sans manifestation saccadée (épisodes bréchiques) dans le temps. Sur ces failles, les mouvements continus trouvent leur origine dans la compaction différentielle. Celle-ci peut être liée comme sur la figure 3-1 à une tectonique sur coussins de sel ou à la présence d'un graben dont l'importante série sédimentaire est peu compactée.

Dans le compartiment abaissé, la pente et la forme du rollover dépendent de facteurs propres à chaque bassin. Dans le cas illustré à la figure 3-1, la différence d'altitude du fond marin de part et d'autre de la faille est de 183 m pour une distance horizontale de 1.8 km, soit une pente de 6°, "Which should be interpreted as a slumped fault scarp" (Wanslow in

Failles de croissance dans le Golfe du Mexique

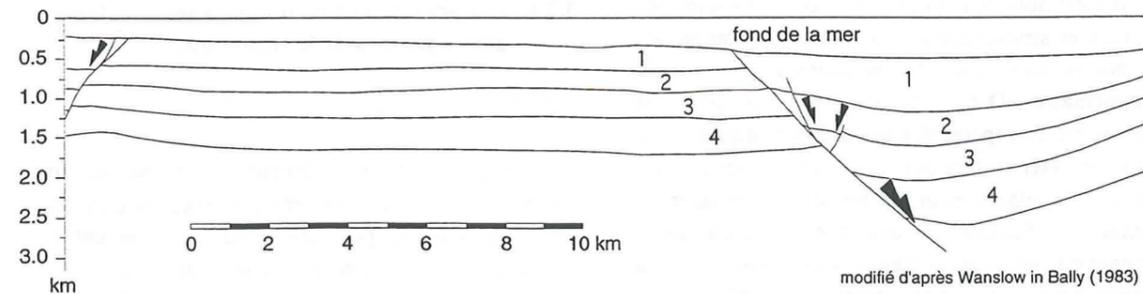
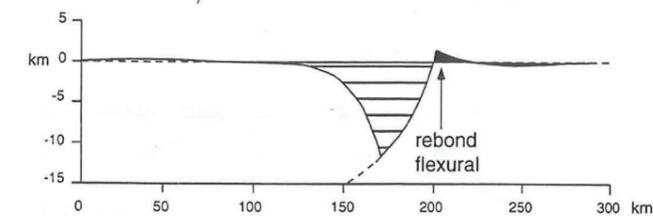
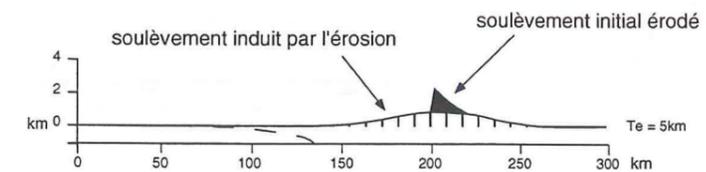


Figure 3-1. Faille de croissance active, exemple dans le Golfe du Mexique. Les dimensions sont similaires à celles des Préalpes médianes, modifié d'après Wanslow in Bally (1983).

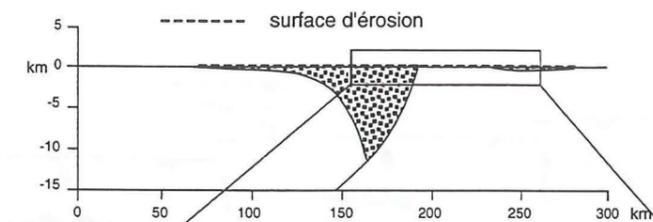
[i] Erosion par soulèvement du mur d'une faille bordière de rift



[ii] Rebond flexural



[iii] Bassin résultant



[iv] Cas préalpin

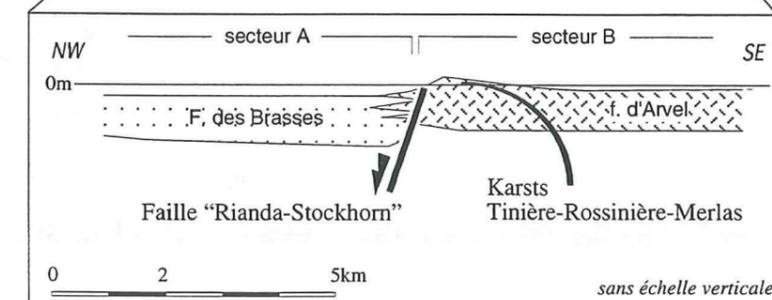
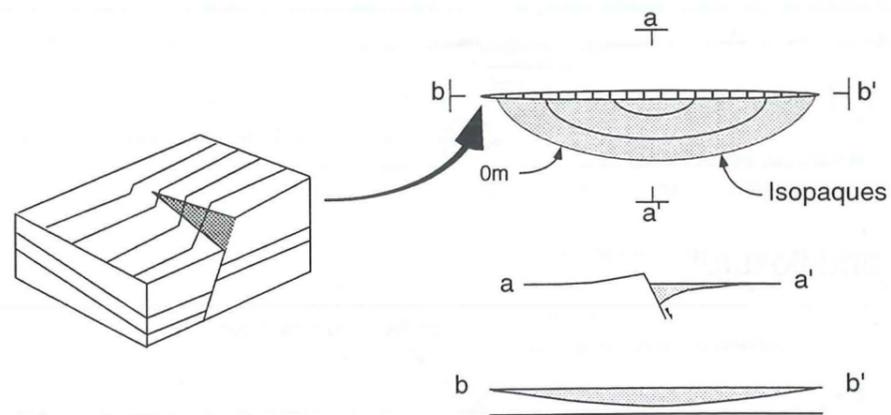
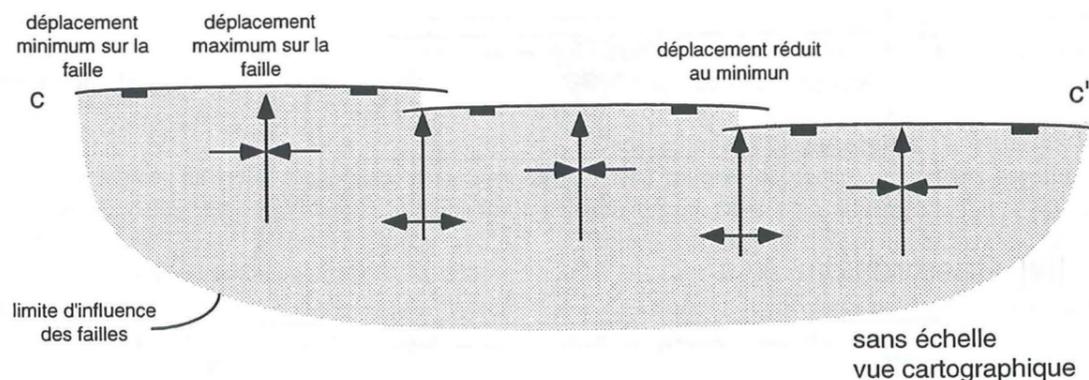


Figure 3-2. Conséquences du développement d'une faille normale à l'échelle crustale, modifié d'après Egan (1992) [i] Le rebond isostatique du mur de la faille peut atteindre 2 km, une légère déflexion élastique apparaît dans le compartiment supérieur. [ii] A l'érosion initiale liée directement au rebond, le délestage consécutif à l'érosion et au remplacement des roches indurées par des sédiments moins denses génère une nouvelle érosion. [iii] Aspect du bassin résultant. [iv] Au facteur d'échelle près (10x), cette géométrie se retrouve dans les dépôts d'âge Domérien proches de la faille "Rianda-Stockhorn". Le rebond du compartiment supérieur provoque une émergence locale de la f. d'Arvel et permet une karstification, voir §2.2.7.

[i] Variation de la subsidence dans un demi-graben



[ii] Relation entre des failles de croissance et des plis transverses



[iii] Développement possible de failles associées aux plis transverses

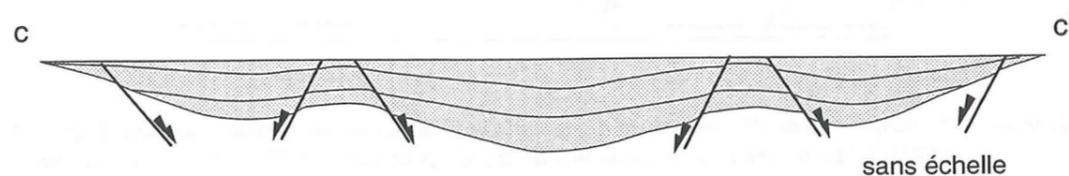


Figure 3-3. Géométries liées au développement de failles de croissance. [i] Géométrie des dépôts liés à une faille normale. [ii] Failles normales en relais qui génèrent des plis transverses à axe perpendiculaire à la direction des failles. [iii] Evolution extrême du cas [ii], modifié d'après Schlische (1992).

Bally 1983). En l'absence de telles manifestations sédimentaires, la pente doit être sensiblement inférieure; une valeur entre 1 et 2° semble raisonnable.

Lorsqu'une faille normale d'importance, liée à une tectonique en extension est engendrée, l'ouverture d'une dépression remplie d'eau et de sédiments de faible densité provoque une remontée par simple décharge lithostatique de l'ensemble du système, mais en particulier du compartiment supérieur (King et Ellis 1990, Egan 1992). Le délestage par extension induit un rebond isostatique au mur de la faille proportionnel au déplacement vertical sur la faille. Il dépend de paramètres physiques comme la densité et l'épaisseur de la lithosphère, de la croûte et des sédiments. Ce déplacement vertical maximum au centre de la faille est nul à ses extrémités (fig. 3-2). Ce réajustement isostatique lié au développement de failles normales se traduit par un amincissement localisé, plus souvent par une érosion des formations "syn-faillage" proches de celle-ci, ou un changement lithologique. Les manifestations sédimentologiques du rebond vont dépendre de son amplitude et de sa vitesse.

Au début de la phase d'extension, les failles sont espacées et relativement courtes, puis avec prolongation dans le temps de l'extension, elles s'allongent et s'organisent en relais (fig 3-3 [iii]). Les zones les plus subsidentes sont les plus anciennement actives. Les zones de relais restent moins subsidentes. Cette disposition crée dans le compartiment abaissé des plis transverses à axe perpendiculaire à la direction des failles normales. L'évolution possible de cette structuration est le développement de failles normales secondaires perpendiculaires au premier jeu.

3.2.3. Carte structurale de la nappe des Préalpes médianes

L'intégration de ces données à l'échelle de la nappe a nécessité l'établissement d'une carte structurale de la nappe (fig. 3-4). Elle est une compilation de données disponibles (Peterhans 1926a, Badoux et Mercanton 1962, Plancherel 1979, Mosar 1988, Mosar 1994, Plancherel in prep.) et de données originales fruits de la présente étude. Les extrémités W et E des deux lobes montrent de grandes similitudes. Les extrémités W sont caractérisées par de nombreux chevauchements dans le secteur A, le secteur B a deux chevauchements et supporte les plis les plus

externes de la nappe Supérieure. A propos de cette dernière, il est à noter que tant la région de Corbeyrier que celle du Giffre en possèdent un lambeau pris dans la zone complexe Château d'Oche-Corbeyrier décrite par Septfontaine (1995). Les extrémités orientales des deux lobes sont le siège d'écaillages intenses qui contractent la largeur actuelle de la nappe. Dans les deux cas, elles sont délimitées sur le flanc E par un décrochement sénestre majeur (Bonnevaux et Boltigen).

3.3. Les failles normales majeures

Il est admis qu'au cours du Lias la croûte continentale européenne subit des forces qui se traduisent par une extension qui conduira à l'ouverture de la Téthys alpine. Signature par excellence d'une extension: les failles normales.

Les Préalpes ont subi l'orogène alpine. Le style tectonique guidé par la nature et l'épaisseur des séries sédimentaires est fait d'écaillages imbriquées pour les Médiannes rigides. Les Médiannes plastiques se caractérisent par des plis kilométriques développés sur des rampes et plats, "fault-propagation folds" dont le coeur des anticlinaux est souvent le siège d'une faille inverse générée par la contrainte maximale exercée lors du plissement alpin (Mosar 1991, Mosar et Borel 1992). On peut donc supposer que certaines d'entre elles sont d'anciennes failles normales à vergence SE réactivées. Les paléo-failles à vergence NW sont à chercher de préférence au coeur de plis complexes. C'est pourquoi la reconnaissance formelle de paléo-failles de premier ordre structurant le domaine briançonnais est impossible. La localisation géographique, la géométrie et la durée de ces paléo-failles sont déduites de leurs effets.

On verra plus loin que certaines de ces paléo-failles ont subi une première inversion déjà au cours du Dogger (Septfontaine 1995). Les deux phases d'inversion (Dogger et Tertiaire) par les érosions qui y sont liées compliquent singulièrement l'étude de la période extensive de ces failles, sujet du présent travail.

Trois failles normales à l'échelle crustale structurent la portion du domaine briançonnais présente dans les Préalpes. Orientées NE-SW, elles sont parallèles aux lignes isopiques, dans certains cas, elles les déterminent. Elles sont décrites dans l'ordre chrono-

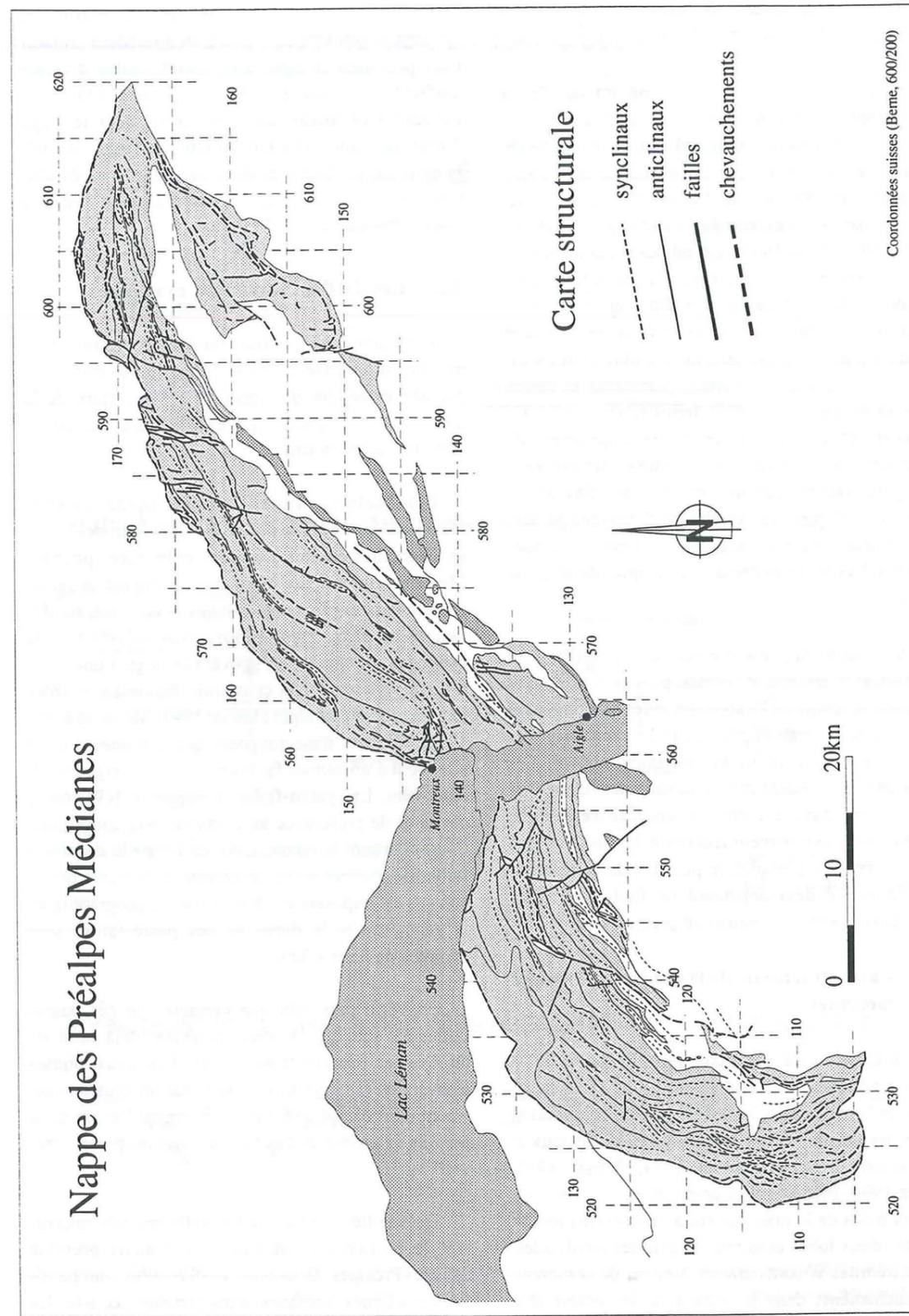


Figure 3-4

logique de l'apparition de leurs effets (fig. 3-5). Les failles décrites ci-dessous ne sont pas des failles uniques, mais des systèmes de failles (Childs et al. 1995, Schliche 1992).

3.3.1. La faille "Château d'Oche-Corbeyrier"

La première faille normale mise en évidence est la faille dite "Château d'Oche-Corbeyrier", elle traverse l'ensemble des Préalpes médianes et borde au sud le secteur B, du Rhétien au Toarcien (fig. 3-5).

[i] Dans un premier temps, il s'est agi de mieux caractériser cette zone complexe reconnue depuis longtemps à Corbeyrier, nommée "zone de Château

d'Oche-Corbeyrier" par Septfontaine (1983, 1995). Cette zone est remarquable par les changements d'épaisseur des séries sédimentaires et par les contacts stratigraphiques qui mettent en lumière des lacunes parfois très importantes; les Calcaires massifs du Malm reposent sur les Dolomies blondes du Norien à Corbeyrier (figure 3-6).

Cette zone de lacunes a été interprétée en géantical par Peterhans (1926a), idée reprise et affinée par Badoux et Mercanton (1962). Pour ces auteurs, des bombements sont à l'origine des érosions aériennes (avec rivages) qui sont la cause des lacunes dans cette position méridionale. Dans une situation plus externe, ce sont les courants marins empêchant

Nappe des Préalpes Médiannes

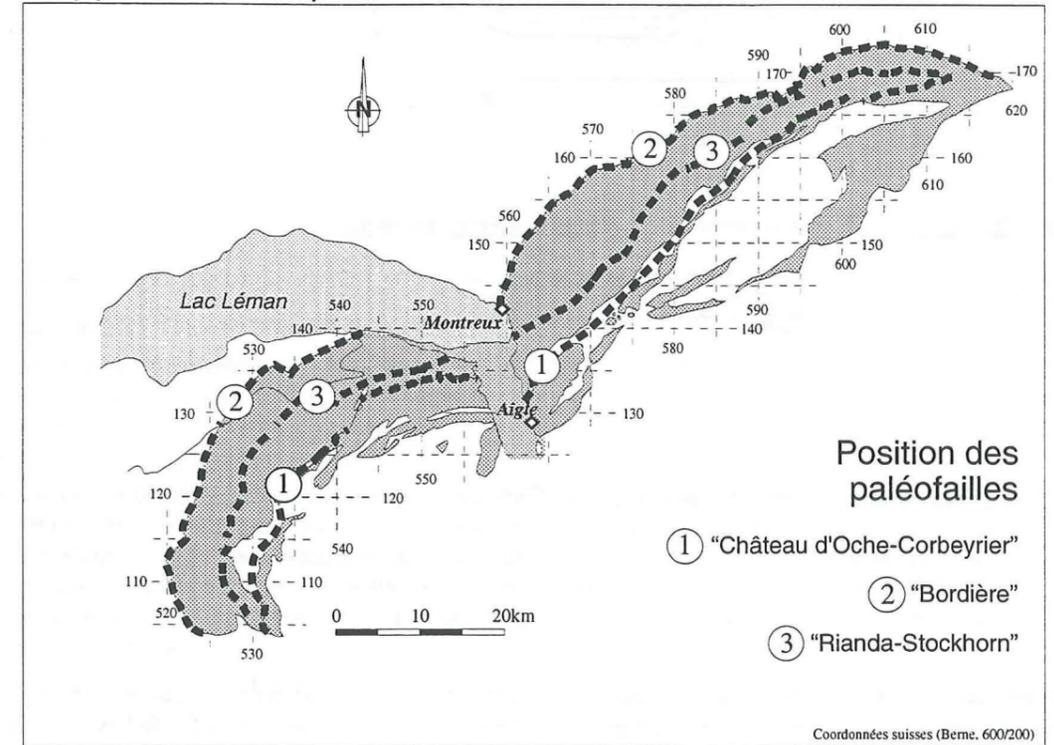


Figure 3-5. Ecorché des Préalpes médianes. La trace actuelle des trois paléo-failles majeures actives durant le Lias est reportée en trait-tillé.

Figure 3-4. Carte structurale des Préalpes médianes, résultant d'une compilation de données personnelles et de celles de Peterhans (1926a), de Badoux et Mercanton (1962), de Plancherel (1979; in prep) et de Mosar (1988; 1994). Il faut noter l'arc de cercle presque parfait décrit par le lobe chablaisien au S du Lac Léman.

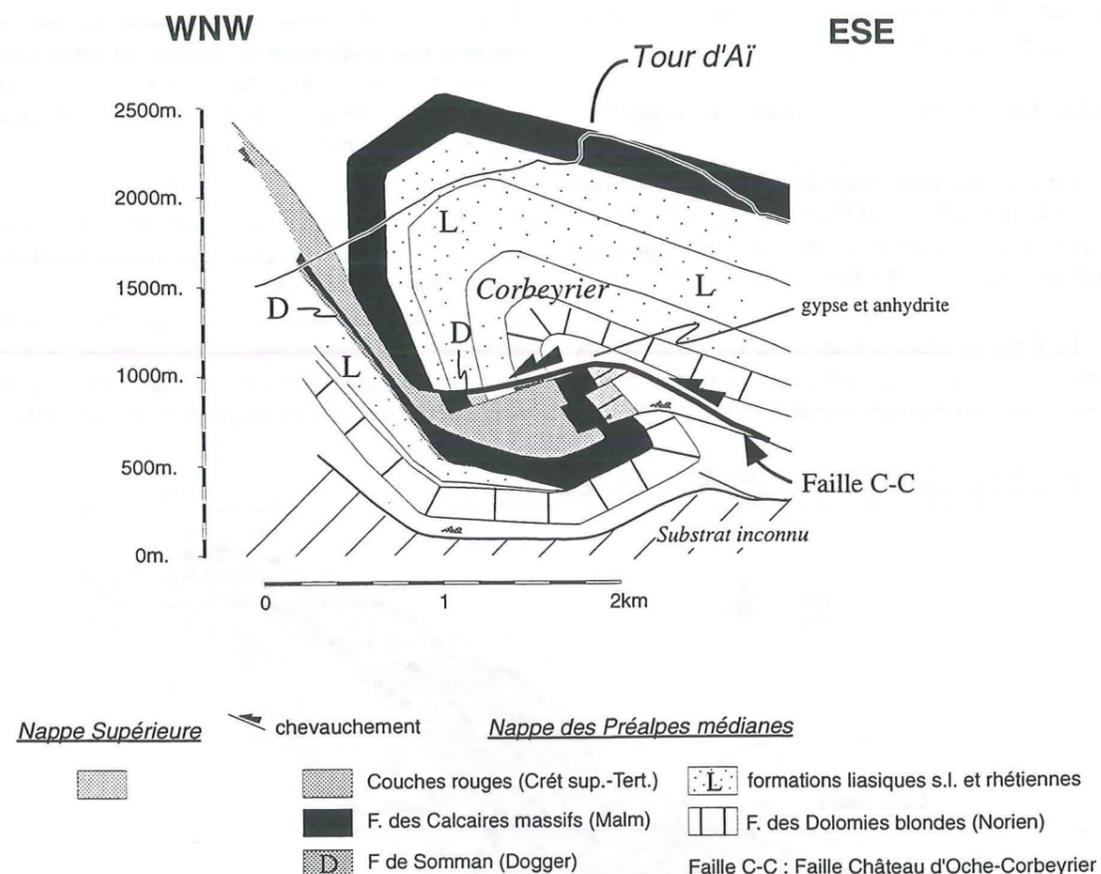


Figure 3-6. Coupe tectonique simplifiée de la région de Corbeyrier, à remarquer les Calcaires massifs du Malm en contact stratigraphique sur les Dolomies blondes du Norien. La faille Château d'Oche-Corbeyrier (en gras), normale au cours du Trias et du Lias, est réactivée au Dogger en faille inverse. Elle subit un dernier mouvement chevauchant vers le NW après la mise en place de la nappe. Les flèches indiquent ce dernier mouvement qui isole un segment de la nappe Supérieure au sein des Préalpes médianes.

le dépôt qui sont évoqués pour expliquer les lacunes. La présence d'une paléo-faille est explicitement proposée par Baud et Septfontaine (1980) et confirmée par Mettraux (1989). Septfontaine (1995) a montré sur le même axe "Pointe de St-Laurent-Chalets de Neuteu" une histoire d'âge Dogger qui réactive en jeu inverse le dispositif initial en extension. Le bloc diagramme de Septfontaine (1995) est à cet égard explicite (figure 4-5).

Cette faille est déduite des importantes variations des épaisseurs des formations mesurables sur une courte distance horizontale comme dans le cirque de

Luan (photo I-1 et V-3) dans les Préalpes romandes. C'est là une des caractéristiques des failles normales de croissance, voir le § 3.2.2. et la figure 3-2. Par rapport à la situation synsédimentaire, la situation actuelle est exagérée par la tectonique alpine qui fait chevaucher l'anticlinal des Tours d'Ai sur la région de Corbeyrier (fig 3-6).

Dans la région de Luan, le levé banc à banc des f. de Plan Falcon à celle du Bois de Luan n'a pas révélé de résédiments intraformationnels. Aucune brèche ou conglomérat n'ont été observés qui seraient la marque d'une pente. Toutefois, le taux de subsiden-

ce différentiel génère une subtile dilatation des bancs dans le compartiment affaissé, ce qui a permis à Jeannet (1912-1913) de mettre en évidence quatre unités dans le Rhétien de Plan Falcon, dépôt-centre de la f. du même nom et de celle du Bois de Luan. Ces distinctions sont rarement discernables hors du secteur C. En direction de l'Est, l'aire de ce dépôt-centre est recouverte par les chaînons plus internes des Préalpes médianes (Gastlosen) et par la nappe Supérieure. Elle ne réapparaît qu'aux environs de la bourgade de Waldried dans l'Ober Simmental à la

Formations	Épaisseurs [m] au NW et au SE de la faille	
Heiti	60	>150
Bois de Luan	40	355
Col de Tompey	10	33
Plan Falcon	30	>200

Tableau 3-1. Épaisseurs des formations de part et d'autre de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier", perpendiculairement à celle-ci. Les valeurs du blocs affaissé sont reportées dans la colonne de droite.

faveur d'un fort plongement axial qui fait disparaître les Gastlosen sous la nappe de la Simme. Dans les Préalpes médianes de l'Est, le style tectonique alpin nettement plus ramassé, fait d'écaillés très redressées, ne permet pas de faire une comparaison chiffrée d'un côté à l'autre de la faille. Tant à Weissenburgbad qu'au Heitiberg, les épaisseurs mesurées au-dessus des Dolomies blondes noriennes plaident pour son existence; f. de Plan Falcon: 74 m, f. du Col de Tompey: 7 m, f. du Bois de Luan: 120 m, f. de Heiti: 340 m. Ces valeurs se rapprochent de celles mesurées à Plan Falcon au SE de la faille (tab. 3-1). Dans cette région aucun signe de résédiments, brèches, conglomérats n'est à noter.

[ii] Dans les Préalpes du Chablais, en rive gauche du Rhône, il est possible de suivre les effets de cette faille sur une dizaine de kilomètres (photo V-1 et V-2). Les caractéristiques sédimentologiques sont les mêmes que dans les Préalpes romandes, à une exception près: un faciès marneux de plus de 200 m d'épaisseur maximale se développe au sommet de la f. de Heiti, sur une longueur de 4 km au N des Cornettes de Bise (Badoux 1962, Girod 1995b). Il est

raisonnable de l'interpréter comme équivalent de la f. du Creux de l'Ours du Toarcien.

La situation qui prévaut dans les Préalpes romandes se répète à l'extrême SW du Chablais; les séries affectées par cette faille réapparaissent, sous la nappe Supérieure, de la Chèverrie à Geblu sur une dizaine de km. Ici les épaisseurs sont moindres. Il faut toutefois noter que la succession est interrompue par la nappe de la Brèche qui vient chevaucher la nappe des Préalpes médianes dans sa partie la plus méridionale, sur la f. du Creux de l'Ours du Toarcien à la Roche Palud.

[iii] Age et durée: sur l'ensemble de la nappe, la première formation à montrer des différences de puissance est celle de Plan Falcon d'âge Rhétien. La faille s'initie donc au plus tard durant le Rhétien. Le contact entre les Dolomies blondes et la f. de Plan Falcon n'est visible dans le compartiment abaissé que dans de rares affleurements fortement tectonisés. Ces conditions ne laissent guère le loisir de faire des observations sans équivoque pour une initiation plus précoce.

Le cachetage qui marque la fin du jeu normal est à chercher au niveau des dunes sous-marines de la f. de Rossinière qui prennent place sur la f. de Heiti. La pente qui mène des calcaires échinodermiques aux vasières à spongiaires s'atténue. Ces dunes indiquent une diminution de l'espace disponible que l'on peut imputer à un ralentissement de la subsidence impliquant le comblement de la dépression.

Les formations d'âge Rhétien à Toarcien sont affectées par cette faille, les roches de cet âge ne sont connues qu'en de rares endroits, en particulier à Geblu, de même qu'au Moëlle au N de Leysin, où la f. de Rossinière s'intercale entre la f. de Heiti et les Calcaires massifs du Malm. Cette absence est due aux érosions ultérieures qui entament profondément la f. des Heiti. Cette dernière, sous les Tours d'Ai au contact des Calcaires massifs du Malm, est datée du Sinémurien inférieur, ce qui laisse 12 millions d'années pour déposer les 730 m de sédiments compactés (épaisseurs actuelles), 1050 m décompactés. La méthode pour la calcul de décompaction est celle employée pour le calcul des courbes de subsidence (§ 6.3). Le taux de sédimentation calculé est de 87.5 m par millions d'années (m/m.a.) et le taux de subsidence tectonique est supérieur à 50 m/m.a. Ces

valeurs impliquent la présence d'un accident structurant (Wildi 1989, Borel 1995).

CONCLUSIONS

[i] De vergence SE, cette faille n'est pas à proprement dit active en surface, aucun resédiment du compartiment supérieur ou de brèche d'escarpement n'a été trouvé dans le compartiment inférieur. Les sédiments atténuent en drapant le relief naissant, caractéristique d'une faille de croissance syn-sédimentaire. Le fond de la mer peut être localement incliné de 1 à 2° au maximum à proximité de la faille; dans le Golfe du Mexique, Wanslow in Bally (1983) admet la présence de slumps pour une pente de 6°.

[ii] Localement, la formation de Plan Flacon fait défaut au mur de la faille. Cette lacune peut s'expliquer par le rebond isostatique lié au développement de la faille, voir le paragraphe et la figure 3-2.

[iii] L'extension géographique de cette faille en fait un objet majeur des Préalpes médianes. De l'extrême SW de la nappe en rive gauche de l'Arve jusqu'au bord du lac de Thoune, elle délimite le secteur C où les faciès des formations successives se montrent un peu plus profonds que sur le reste du domaine étudié avec un dépôt-centre situé entre les Tours

d'Al et les Cornettes de Bise. Cette zone sera réactivée avec un jeu inverse dès l'Aaléno-Bajocien (Septfontaine 1995). Cette faille détermine une succession de dépressions d'une douzaine de kilomètres de longueur parallèlement à la faille (fig. 3-8), dont la plus profonde celle de Luan est vraisemblablement, de ce fait, la plus ancienne. Des géométries similaires (fig. 3-3) ont été décrites dans le bassin de Newark par Schlische (1992). Ce sont des plis transverses à axe perpendiculaire à la direction des failles.

[iv] Cette faille normale s'initie au plus tard durant le Rhétien, elle est certainement plus ancienne, peut-être est-elle d'âge Trias ou même Permien. Son cachetage date du Toarço-Aalénien. La faille a donc joué avec un rejet normal sur quelques 30 millions d'années (ma). Les érosions toarciennes et ultérieures, ayant enlevé tout témoin du Lias moyen à supérieur, posent une interrogation quant à leur importance. Une estimation de 300 à 400 m est raisonnable pour un total sédimenté de 1000 à 1100 m.

[v] Un "amortisseur" est nécessaire pour expliquer l'absence de dépôts catastrophiques sur une telle durée. Celui-ci est vraisemblablement la compaction différentielle des séries "pré-faille Château d'Oche-Corbeyrier" déposées dans un graben permien de plusieurs kilomètres de profondeur (fig 3-7). Cette com-

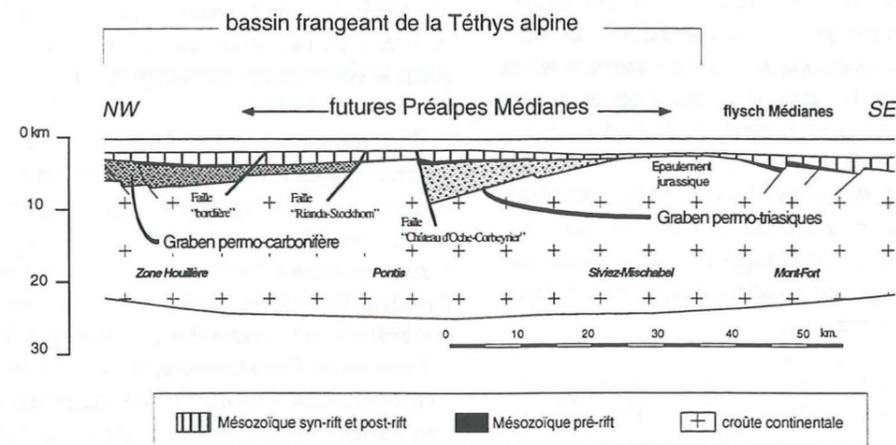


Figure 3-7. La compaction différentielle d'un graben permo-triasique explique la durée (plus de 30 millions d'années) en jeu normal de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier". Situation simplifiée au Crétacé supérieur (modifié d'après Stampfli in prep.). Selon Marthaler (in prep.) les grabens permien dans la nappe du Mont-Fort (Sartori 1987) n'existent pas, les séries qui y étaient attribuées font dès lors partie du socle varisque.

paction prend une part non-négligeable aux 1000 m de rejet vertical de la faille.

3.3.2. La faille bordière frontale

La limite NW de la nappe des Préalpes médianes est candidate pour être la seconde faille normale (fig. 3-5).

[i] Les relevés de terrain montrent une extrême diminution du taux de sédimentation et la présence d'un horizon de condensation au sommet de la f. de la Grande Bonnavau, identifié dans les secteurs A et B et absent au SE de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" décrite ci-dessus. Cet horizon, dans lequel l'absence de faunes d'ammonites téthysiennes serait lié à un approfondissement de la mer qui n'offre plus des conditions de transit favorables pour les céphalopodes téthysiens (§ 2.4.2), est discuté au § 2.4.1. L'évolution du milieu reste favorable aux spongiaires (secteur C), alors que les crinoïdes disparaissent des secteurs A et B.

Afin d'expliquer ces faits, la présence d'un haut-fond est évoquée depuis longtemps (Peterhans 1926a, Badoux et Mercanton 1962). C'est une zone balayée par des courants marins qui empêchent la sédimentation, qu'attestent les réductions d'épaisseur des séries. Par contre, aucun argument n'a été à ce jour proposé pour expliquer la présence de ce haut-fond pendant une phase d'extension à l'échelle lithosphérique. D'autant plus que cette phase de rifting sinémurienne se confirme comme étant la principale, cela pour plusieurs raisons.

- Une réorganisation de la paléogéographie a lieu, elle se signale indirectement par des changements écologiques. L'arrivée massive dans le domaine briançonnais de céphalopodes (ammonites et bélemnites) n'est certainement pas qu'un artefact de condensation. Les conditions écologiques sont plus favorables à ces animaux que par le passé. Les variations eustatiques ne peuvent expliquer que seuls les secteurs A et B montrent une sédimentation réduite, alors que la nette augmentation du nombre de céphalopodes est également remarquée dans le secteur C.

- Dans le rift, les brèches sont principalement abondantes à ce moment. (F. de la Brèche inférieure, Steffen et al. 1993).

- Sur la courbe de subsidence synthétique des Préalpes médianes (fig. 7-3) le ressaut de la courbe au Sinémurien marque clairement le début de la phase de rifting s.str.

En conséquence, il s'agit de trouver un mécanisme qui permette une subsidence différentielle, durant 6 à 7 millions d'années, d'une portion d'environ 20 km de largeur sur un profil palinspastique. Un net ralentissement de la subsidence tectonique locale est nécessaire pour expliquer la durée du phénomène. En effet, globalement, depuis le Trias supérieur, puis au cours du Lias, l'analyse des faciès démontre dans les secteurs A et B un approfondissement⁵ progressif et général des milieux de dépôts de 0 m à 50 voire 80 m, au Sinémurien qui passe à plus d'une centaine de mètres dans le secteur C.

Dans ce contexte distensif, la solution la plus simple est de placer en position frontale une faille normale à vergence NW qui associée à la faille "Château d'Oche-Corbeyrier", délimite un horst. L'épisode de condensation est reconnu jusque dans les zones les plus externes du secteur A, il faut donc placer cette deuxième faille, au plus près, à la limite NW actuelle des Préalpes médianes. Son extension géographique dépasse les limites actuelles de la nappe.

[ii] Les levés stratigraphiques et les caractéristiques sédimentologiques révèlent une réduction d'épaisseur des formations hettangiennes et principalement sinémuriennes en direction du NW vers les écaillés les plus externes (Badoux 1965, Mettraux 1989, Weidmann 1991). Il est possible de faire intervenir un rebond isostatique (fig. 3-2 [i]) au mur de la faille sur un fond marin dont la pente héritée de l'Hettangien inférieur est inclinée vers le SE et accentue l'effet du rebond. Ce rebond peut expliquer la présence de quartz détritiques de la f. du Col de Tompey (Hettangien) remaniés dans la f. de la Grande Bonnavau (Sinémurien) (§ 2.2.4).

[iii] Age et durée: cette faille débute soit au Sinémurien inférieur, sur la base des réductions d'épaisseur de la f. échinodermique de la Grande Bonnavau vers les zones les plus externes, soit au Sinémurien supérieur, sans décalage de temps avec l'horizon de condensation. Dans la seconde hypothèse

⁵ Cet approfondissement lié à des événements thermiques et tectoniques dans la lithosphère est discuté au chapitre 6.

se, la réduction d'épaisseur des séries dans le secteur A, est due uniquement à la pente de la rampe carbonatée vers SE. La fin du mouvement normal suscite plus de conjectures puisque nous n'avons pas accès aux deux compartiments de la faille, il est donc impossible de connaître la nature et l'âge des sédiments déposés dans le compartiment affaissé et donc de savoir à quel moment la faille est scellée. Cette faille peut donc avoir un mouvement normal pendant 25 à 30 millions d'années. Le seul indice pour contraindre la durée de cette faille tendrait à indiquer que la dépression située hors des limites des Préalpes se comble. C'est l'existence de turbidites à éléments de socle provenant du NNW dans le Bathonien de la F. du Staldengraben (Furrer 1979, Borel 1991). De l'extrémité NW des Préalpes, ces turbidites s'étendent jusqu'aux environs du Kaiseregg. La source septentrionale de ce détritisme grossier d'origine plutonique peut être l'érosion de l'épaulement de la marge dans sa portion helvétique (marge à blocs) soit la même que celle qui alimente les conglomérats du Niesen en matériel grès-micacé (Badoux et Homewood 1978).

[iv] Les zones d'extension ont une terminaison latérale nécessairement peu subsidente (fig. 3-3). L'extrémité occidentale du Chablais, au Môle, est caractérisée par les très faibles épaisseurs des formations du Lias inférieur et moyen. Cette région se situe dans le secteur B et non pas dans le pourtour extérieur du secteur A. Il n'est pas possible de faire intervenir le rebond de la faille bordière pour y expliquer les séries réduites. La solution retenue est d'y placer une faille de transfert décrochante sur le modèle du bassin de Newark (Schlische 1992) qui délimite avec la faille bordière l'aire de sédimentation des Préalpes médianes.

3.3.3. La faille "Rianda-Stockhorn"

La troisième faille normale, modeste dans ses effets au Lias, explique les dépôts de puissance kilométrique au Dogger. Dans la topographie actuelle des Préalpes romandes, cette faille de la vallée de la Tinière rejoint Rossinière. Elle se prolonge vers le NNE en rive droite de la Sarine dans la chaîne des Vanils, puis en bordant au nord le secteur B par Kaiseregg, Morgete, jusqu'au N du Stockhorn.

Dans le Chablais, il est plus difficile de suivre cette zone pas à pas. Si dans le Chablais oriental

(photo V-1), elle se déduit des changements de faciès entre Rianda, Tiroux et Couttetaz au front de la Dent d'Oche pour continuer en direction de Nicodex, on la perd vers les Monts d'Hermone. Finalement, elle passe au SE des Brasses au-dessus de St-Jeoire (fig. 3-5).

[i] Il s'agit d'expliquer, dans un régime toujours distensif, le fort taux de sédimentation et le changement de faciès au Domérien entre le secteur A et le secteur B. Sédimentologiquement, ce changement se marque par un approfondissement du milieu de sédimentation de la f. des Brasses par rapport à la f. d'Arvel du même âge et par rapport à l'horizon de condensation au-dessus de la f. de la Grande Bonnavau (§ 2.2.4 et 2.2.6). Badoux et Mercanton (1962) évoquent la nécessité d'une pente douce pour transiter des calcaires échinodermiques aux calcaires à spicules (f. des Brasses). L'argument avancé est une bascule du bassin que traduit un renversement de la subsidence; de maximale en position méridionale au Lias inférieur, la subsidence devient importante dès le Pliensbachien dans la partie septentrionale. Les arguments de terrain dans le secteur C ne légitiment pas cette proposition, étant donné que la f. de Heiti montre pour autant que l'on puisse en juger une sédimentation continue.

La sédimentation s'arrête presque durant le Sinémurien supérieur et une partie du Carixien dans les secteurs A et B. A sa reprise, au Pliensbachien supérieur, le secteur A a une sédimentation du type vasière à spongiaires, milieu de dépôt plus profond que les dunes échinodermiques du Sinémurien supérieur sous-jacentes. Les crinoïdes (f. d'Arvel) se réfugient davantage à l'intérieur dans le secteur B, en arrière d'une ligne Grammont-Tinière-Stockhorn, où il faut admettre une bathymétrie plus faible. Cela est confirmé par les coulées échinodermiques dans la f. des Brasses. Cette différence d'environnement n'existe pas avant le Carixien, la f. de la Grande Bonnavau s'étend sur les secteurs A et B.

Les taux de subsidence confirment la présence de la faille, ainsi pour déposer 200 m de la F. des Brasses avant le Toarcien (§ 2.2.6), il faut un taux de subsidence tectonique supérieur à 70 m/m.a. (Borel 1995). Un taux de 30 m/m.a. est suffisant pour déposer durant le même temps la f. d'Arvel. Durant l'intervalle de condensation, aucun mouvement notable n'est enregistré et scellé par la f. des Brasses précé-

dant la reprise de la sédimentation. Aucun "onlap", discordance angulaire n'atteste d'une transgression diachrone de la f. des Brasses sur l'horizon de condensation, en direction du SE, vers la zone restée moins profonde (calcaires à crinoïdes).

Cette faille est de même vergence que la précédente soit NW, il s'agit de conserver l'aire de dépôt de la f. d'Arvel moins profonde que les deux formations spongolithiques des Brasses et de Heiti adjacentes; preuve indirecte que la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" est encore active.

[ii] La position des karsts dans la f. d'Arvel permet également de localiser le tracé de la faille (fig 2-5). Ces karsts sont la manifestation du rebond isostatique sur le mur de la faille (fig. 3-2). Une part de l'érosion nécessaire pour mettre en contact la f. de Rossinière avec les Dolomies blondes noriennes tant à Morgete qu'à Rianda, peut être mise sur le compte de ce rebond. Le soulèvement de l'épaulement au Toarcien reste le facteur prépondérant de ce contact érosif.

[iii] Au cours du Dogger, un dépôt-centre de la F. du Staldengraben (supérieur à 2000 m) se développe en rive droite de la vallée de la Sarine. Dans le flanc W de la Pointe d'Aveneyre, des dépôts de pente - slumps et turbidites - sont reconnaissables. Cette faille a son mouvement maximum à cette époque et définit un seuil qui va perdurer jusqu'au Crétacé inférieur.

[iv] Plancherel et Weidmann (1972b, 1972a) ont montré l'existence de brèches intraformationnelles d'escarpement. Pour Mettraux et Mosar (1989), elles trouvent leur origine le long de failles orientées N-S, obliques par rapport à la faille principale. Leur localisation géographique et leur extension en font des objets secondaires de petite taille. Ces failles sont localisées sur le flanc SW de l'auge de la vallée de la Sarine. Elles sont vraisemblablement l'expression ultime des plis transverses (fig. 3-3).

[v] Cette faille "Rianda-Stockhorn" débute entre le Carixien et le Domérien, après l'épisode de condensation. Plus tardive et de moindre importance au Lias que les deux autres failles majeures, elle acquiert une dimension supérieure au Dogger. A l'instar des deux autres failles, sa durée (30 millions d'années) et la nature des dépôts sédimentaires impliquent une composante du soubassement anté-

triasique dans le rejet vertical sous forme de compaction différentielle.

3.3.4. conclusions

[i] Les trois failles décrites dans ce chapitre suffisent à expliquer l'histoire liasique de l'aire de sédimentation des Préalpes médianes, la démonstration est faite au § 4.2.2.

[ii] La faille triasique est à vergence SE, les deux failles jurassiques à vergence NW. La durée estimée pour le jeu normal de ces failles est de l'ordre de 30 millions d'années. Cette durée oblige une implication du socle par le biais de la compaction différentielle des dépôts permien, cela en opposition à l'option purement pelliculaire (Salel et Séguret 1994, Mosar et al. 1996). Il faut rappeler que le Trias carbonaté s'installe sur un substratum contrasté fait de grabens permien limités par des failles normales à rejet pluri-kilométrique et de horsts de socle (fig. 4-7). Les dépôts-centres ne migrent pas, ils dépendent directement des failles et de leur chronologie.

[iii] L'analyse sédimentologique montre que seules des pentes douces (1 à 2°) très localisées animent le fond de la mer. Les mouvements très lents sur ces failles de croissance ne se traduisent pas par des escarpements, le relief créé étant comblé au fur et à mesure, sans production de brèches. Toutefois le long de la faille "Rianda-Stockhorn", Plancherel et Weidmann (1972b, 1972a) ont montré l'existence de brèches intraformationnelles d'escarpement. Pour Mettraux et Mosar (1989), elles sont situées le long de failles orientées N-S. Leur localisation géographique et leur extension en font des objets secondaires de petite taille. Elles sont une manifestation possible des plis transverses (fig 3-8). Lors de la phase d'inversion du relief au Dogger, les grabens seront plus soulevés que les zones de relais avec pour corollaire une érosion différenciée, maximale à l'aplomb des dépôts-centres jusqu'au Sinémurien inférieur.

[iv] Dans l'optique d'expliquer la forme arquée des deux lobes préalpins, il est possible que des failles de transfert puissent être à l'origine d'une pré-structuration liasique qui, lors du changement de régime tectonique d'extensif à transtensif au Bathonien (voir plus bas chapitre 7), pourraient être réactivées. Elles expliqueraient les importants changements de faciès et d'épaisseurs qui caractérisent le

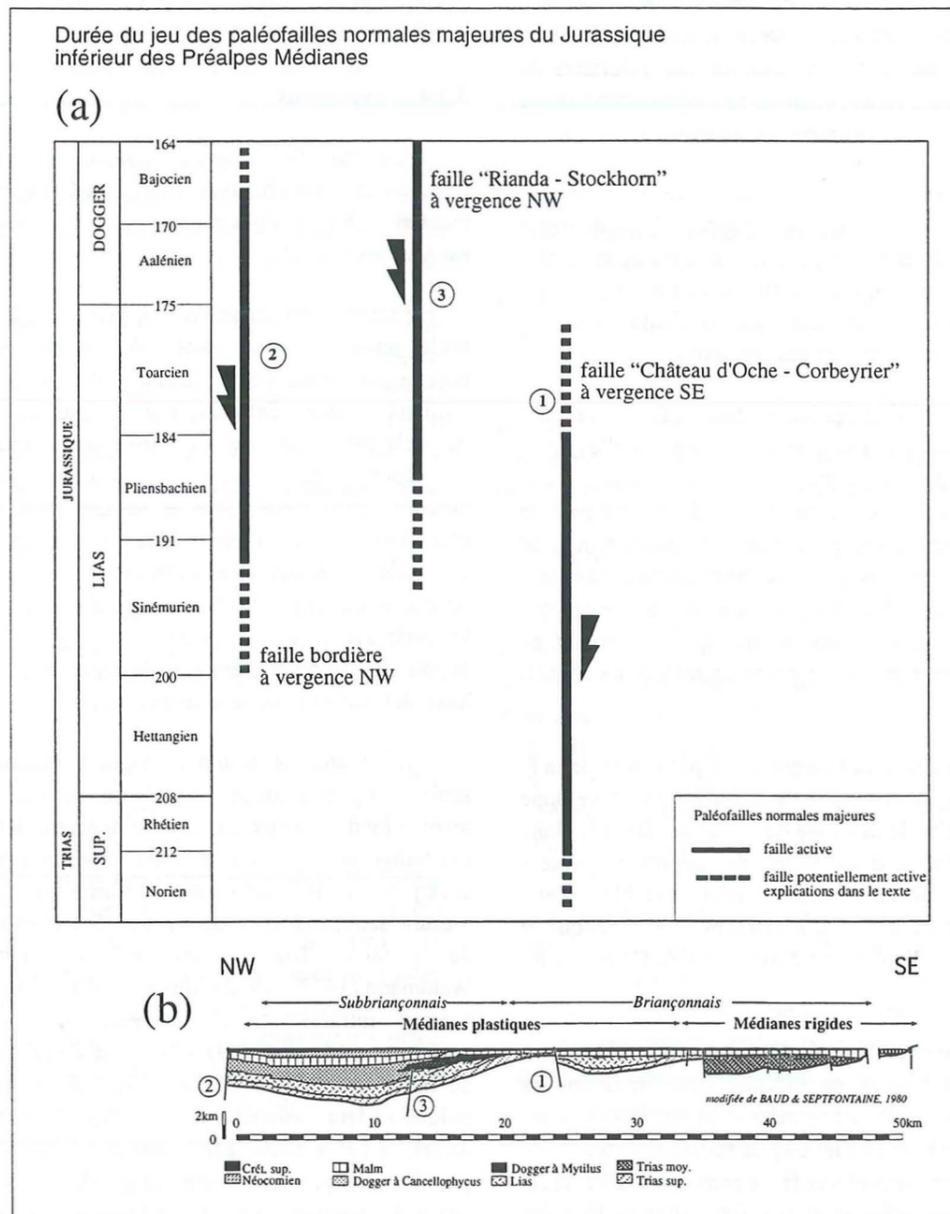


Tableau 3-2. (a) Chronologie et durée des trois paléo-failles majeures. En trait plein: période pendant laquelle les arguments de terrain révèlent un mouvement normal sur la faille. (b) Localisation palinspastique des failles, numérotées de 1 à 3.

Dogger. Destro (1995) décrit des faits similaires dans le bassin de Sergipe-Alagoas au Brésil. Cette hypothèse est une piste de réflexion qui mériterait d'être explorée.

REMARQUE

A la suite de Günzler-Seiffert (1941) dans l'Helvétique, la recherche de paléo-failles normales

s'est accélérée. Jusqu'à présent, dans les Préalpes médianes, aucune paléo-faille de premier ordre n'a été à proprement décrite. Ces accidents sont déduits.

3.4. Les discordances angulaires

La problématique que sous-tendent les discordances angulaires est exposée dans le paragraphe 3.2.1.3 concernant les dépôts de pente.

Nappe des Préalpes Médiannes

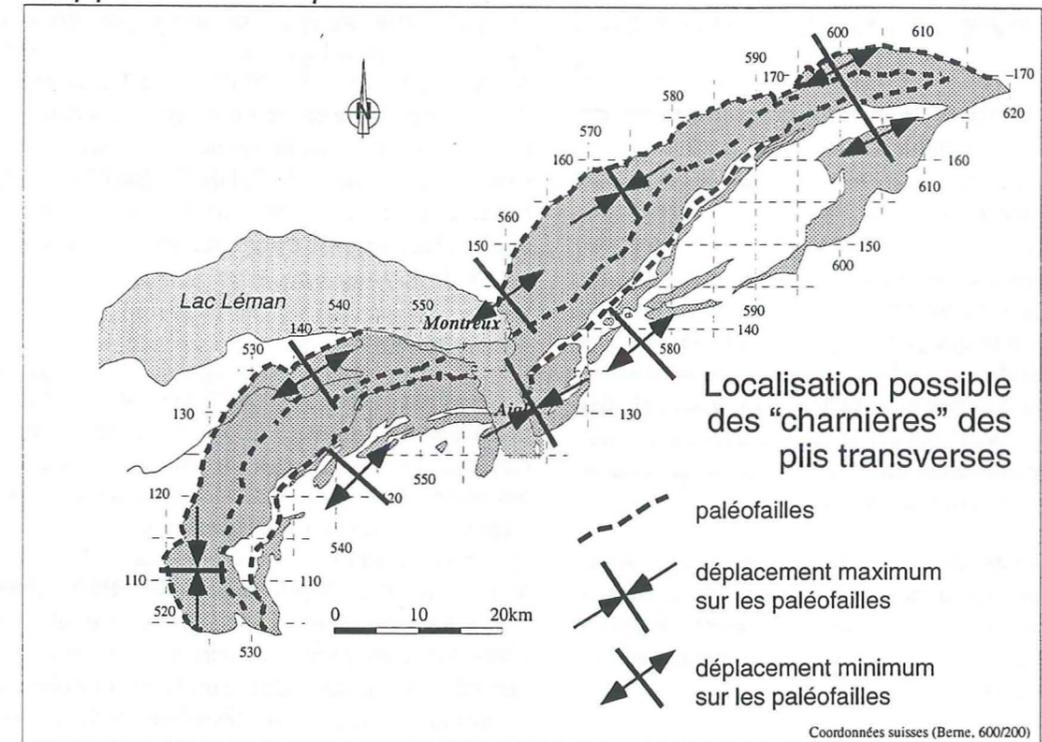


Figure 3-8. Localisation des principales charnières des plis transverses liés aux mouvements sur les paléofailles normales majeures qui sont actives au cours du Lias. Se reporter à la fig. 3-3 et au § 3.2.2 pour le cas théorique. Les dépôts-centres sédimentaires correspondent aux zones où le rejet normal est maximal le long des failles.

J'ai distingué deux catégories de discordances angulaires:

- les discordances mesurables à la boussole sur le terrain
- les discordances non mesurables, cartographiques.

3.4.1. Les discordances mesurables

Dans la première catégorie, les discordances sans équivoque mettent en contact deux formations. Les mesures de pendage sont prises sur un périmètre très restreint, où le contact est visible (fig. 2-3, photo II-6). Les discordances intraformationnelles nécessitent une analyse sédimentologique fine pour reconnaître la nature exacte du dépôt et du contact. Il peut, par exemple, s'agir de dunes échinodermiques qui ont originellement une pente et dont l'empilement, selon

la longueur d'onde des dunes et la qualité des affleurements, peut être interprété en termes tectoniques.

Les discordances mesurées l'ont été sur une étroite bande au NW de la faille «Château d'Oche-Corbeyrier», parallèlement à la chaîne. Une mesure ne provient pas de cette bande, c'est la classique discordance de Vuargny sur la route du col des Mosses qui permet aux Couches à Mytilus du Dogger de transgresser sur des terrains de plus en plus anciens jusque sur la f. de Plan Falcon du Rhétien. Cette discordance, décrite pour la première fois par Renevier en 1863, est discutée par Schardt en 1884; le débat portait déjà sur la nature sédimentaire ou tectonique du contact. La difficulté à distinguer ces deux types de contacts est traitée au paragraphe 2.3.1.1.

Les discordances mesurées, dans lesquelles des formations liasiques sont impliquées, sont toutes cachetées par des formations post-liasiques (voir

tableau, annexe I). Basculées en remettant à l'horizontale le niveau supérieur, elles indiquent toutes un biseau s'ouvrant vers l'extérieur de la chaîne (photo II-6).

Des centaines de mesures de pendages ont été prises sur l'ensemble de la nappe. Aucune discordance angulaire n'a été mise en évidence que ce soit à l'intérieur même d'une formation ou entre formations liasiques. Tous les contacts entre formations liasiques sont plan-parallèles, y compris à proximité des failles qui est potentiellement le cas le plus propice. En effet, bien que générés grâce à la présence d'une faille, les dépôts au-dessus de l'horizon de condensation du Sinémurien supérieur au Carixien (F. des Brasses) viennent en concordance parfaite avec l'horizon de condensation et les bancs de la f. de la Grande Bonnavau sous-jacente.

Les strates de la F. des Brasses ou de la f. d'Arvel ne scellent aucun mouvement de bascule antédomérian. Dans les Préalpes, des mouvements se traduisant par des réajustements de blocs n'ont pas eu lieu au cours du Lias.

3.4.2. Les discordances non mesurables

Il existe des discordances cartographiques. Deux cas se présentent:

[i] les discordances intraliasiques (fig. 2-7 à 2-11), comme le montre l'exemple de la f. du Bois de Luan dont la variation d'épaisseur est liée à la faille "Château d'Oche-Corbeyrier". Son épaisseur passe de 350 m à 80 m sur une dizaine de kilomètres rétro-déformés, ce qui implique une discordance angulaire entre la base et le sommet de la formation de l'ordre de 1°. Il faut conclure que lorsque mouvement il y a, il est suffisamment lent pour que les couches sédimentaires moulent les zones de déformation et que seules subsistent les variations d'épaisseur des séries. Il semble que les formations à spicules qui s'indurent lentement sont plus favorables pour les enregistrer. De tels mouvements sont nécessaires pour expliquer les variations d'épaisseurs sans resédiments des formations du secteur C au SE de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier".

[ii] les discordances liées à des érosions ultérieures qui décapent de manière différenciée les formations antérieures. La carte du mur du Jurassique supérieur est révélatrice (Septfontaine comm. pers.).

En effet, les Calcaires massifs du Malm transgressent sur des formations de plus en plus anciennes du val-lon de Naircoux en direction du Scex au Parc-aux-Fées (Bathonien à Sinémurien), ou de Nicodex en direction du Mont Billiat (Callovien à Toarcien). Ce thème sort du cadre de cette thèse et ne sera donc pas traité. Cependant le cachetage par le Jurassique supérieur sur la Formation du Col de Cordon (Callovien) biseauté confirme indirectement qu'aucun mouvement de bascule n'est d'âge Lias (photos II-1 à II-6, III-1 à III-5).

3.4.3. conclusions

Des discordances angulaires mesurables et cartographiques sont mises en évidence dans les Préalpes médianes. Les discordances clairement attribuables à des causes tectoniques sont post-liasiques. En effet, l'âge des niveaux qui cachettent la discordance est systématiquement Dogger ou plus jeune (Badoux et Mercanton 1962, Septfontaine 1983, Baud 1984, 1987). Rétrodéformées, c'est-à-dire en basculant le niveau supérieur pour le remettre à l'horizontale, les discordances font apparaître, dans la majorité des cas, un biseau s'ouvrant vers l'extérieur de la chaîne. Quelques rares cas montrent un biseau ouvert vers l'intérieur de la chaîne préalpine (Mont Gardy). Ceux-ci sont situés dans le secteur C. Ces discordances attestent l'inversion de la faille Château d'Oche-Corbeyrier au cours du Dogger (Septfontaine 1995). Ce soulèvement définit deux dépressions qui conservent un remplissage liasique plus complet.

La situation qui prévaut dans le Lias préalpin est typique d'une phase syn-rift, il se caractérise par des taux de sédimentation très variables (sédimentation réduite à la limite Sinémurien Pliensbachien avec des biseaux à échelle plurikilométrique). Aucun mouvement brutal du soubassement n'est enregistré dans les sédiments.

CHAPITRE 4

STRUCTURATION ET ASPECTS DE L'AIRE DE SÉDIMENTATIONS DES PRÉALPES MÉDIANES AU LIAS

4.1. Introduction

Ce chapitre est consacré à l'interprétation des données décrites dans les chapitres précédents et aux implications qu'elle suscite. Les cartes isopaques sont discutées, une modélisation des effets du soulèvement de l'épaule de la marge N-téthysienne est proposée. Un profil palinostatique pour le Lias est établi, dont les longueurs paléotectoniques sont conservées pour construire de nouvelles coupes tectoniques équilibrées.

4.2. Cartes isopaques

Une carte isopaque est une carte qui montre, par des lignes de contour, la distribution et l'épaisseur stratigraphique d'une unité. Ces cartes sont utiles pour déterminer, par exemple, les relations entre la géologie structurale et le type de sédimentation. Idéalement, l'horizon de référence est horizontal (Tearpock et Bischke 1991). L'établissement de ces cartes dans le cadre préalpin a mis en lumière nombre de problèmes liés tant à leur conception qu'à leur interprétation.

Des cartes isopaques ont été établies pour les formations liasiques des Préalpes médianes romandes. La densité de mesures fiables dans le lobe chablaisien est insuffisante (environ 40 sites), c'est pourquoi ce chapitre se concentre sur le lobe romand. Les valeurs utilisées proviennent majoritairement de la compilation effectuée de Mettraux (1989) pour le même exercice. Des données complémentaires sont le fruit de la présente étude. Ainsi, la densité de mesures atteinte est maximale.

ETAT DES CONNAISSANCES

La représentation par le biais de cartes isopaques de l'évolution dynamique d'un bassin sédimentaire est ancienne. Le Lias chablaisien a fait l'objet d'une telle analyse par Badoux et Mercanton (1962). Les cartes de ces derniers utilisent les repères géographiques actuels, non rétro-déformés. Ces cartes à la

fois paléogéographiques et isopachiques mettent principalement en lumière la répartition actuelle des faciès et la position des accidents tectoniques alpins majeurs. Septfontaine (1983) propose pour le Dogger des cartes basées sur le même principe. L'arrivée à la fin des années '80 des outils informatiques a modifié très sensiblement l'approche. Pour le Lias des Médianes romandes, Mettraux, en 1989, propose des cartes isopaques sur un référentiel rétro-déformé, méthode reprise par Python Dupasquier (1990) pour le Crétacé.

4.2.1. Conception des cartes

[i] Dans un premier temps, sur une base topographique actuelle, il s'agit d'obtenir des points de mesure en suffisance pour établir une carte interprétable. Le principal problème est l'absence de valeurs sur de grandes surfaces. La question se pose ici de savoir si cette absence est originelle, ou si elle est le fait du masquage de la formation cartographiée. Dans le second cas, il faut donc ajouter des valeurs qui ne reposent que sur la connaissance géologique que le concepteur a de la région. Plus ces surfaces sont grandes, plus la carte résultante représente l'interprétation du géologue. Le cas préalpin est à cet égard démonstratif. La Nappe Supérieure chevauche sur de vastes surfaces la nappe des Préalpes médianes (fig. 1-1) et la rend inaccessible. Dans ces circonstances, la carte alors produite pour les Préalpes médianes est déjà très interprétative. Son analyse devient périlleuse. Le principal danger de cette représentation est de produire des discordances entre les lignes isopiques et les axes des structures alpines. Il serait faux de vouloir les interpréter en termes de changement de direction au cours du temps. Ces discordances sont plus certainement le reflet et la conséquence de l'écaillage tectonique.

[ii] L'histoire paléotectonique complexe des Préalpes médianes pose un autre problème, celui des érosions. Par exemple, le soulèvement de l'épaule de la marge N-téthysienne génère d'importantes érosions sur la marge. Dans le cas du Briançonnais,

les exemples attestent d'une érosion jusqu'à 1000 m des séries pré-rift (Baud et Masson 1975). Sur cette carte, une diminution d'épaisseur peut autant être due à une absence de donnée, à une diminution synsédimentaire, qu'à une érosion ultérieure d'une formation originellement d'épaisseur constante ou non.

[iii] Le plissement alpin vient compliquer l'ordonnement paléogéographique. C'est pourquoi les cartes isopaques fondées sur les coordonnées actuelles sont inutilisables (§ 4.2.2 et fig. 4-1).

Seules les cartes isopaques rétrodéformées sont utilisables. Dans les travaux antérieurs, la rétrodéformation a été pratiquée selon un mode cylindrique, basée sur les mesures de longueurs des couches sur les coupes tectoniques. Les incertitudes liées à cette rétrodéformation sont estimées à 20 à 25% par Mettraux (1989) ou Python (1990). Je pense que dans les régions à fort écaillage comme dans les Préalpes romandes de l'Est (fig. 5-3) ces valeurs sont très largement sous-estimées (voir le chapitre 5, tab. 5-1). D'autre part, le mode cylindrique ne tient pas compte des déplacements sur des chevauchements transversaux comme ceux, vers le SW, mis en évidence par Mosar (1994) dans les hauts de Montreux. A remarquer que l'arc de cercle du lobe chablaisien est également difficilement explicable sans une structuration antérieure au plissement alpin. Le chapitre 5 offre un début de réponse pour contraindre les paléodimensions du bassin des Préalpes médianes.

4.2.2. Conception assistée par ordinateur

Depuis le milieu des années '80, des logiciels d'interpolation de données dans un système référencé (x,y) sont à disposition des géologues (Surfer ou MacGridzo). De telles applications calculent une grille de valeur à partir des points de mesure donnés. Il est possible de fixer des paramètres tels que le pas de la maille et la taille de la grille. Puis à partir de celle-ci, l'application construit des courbes d'isovaleurs dont le lissage peut être modifié. Cette opération, via la grille, atténue le "poids" des valeurs de base en élargissant la surface d'influence de chaque point. Cette atténuation est fonction de la taille de la maille et du nombre de données de base. Il est clair qu'il est impossible de faire apparaître des failles attestées par de brusques changements d'épaisseurs.

Il existe un problème inhérent à ce type de logiciel que sont les effets de bordure. Des artefacts sont

introduits par le calcul, lorsque le réseau de données de base n'est pas assez dense, ou en bordure de grille où le logiciel va avoir tendance à fermer les courbes. Le problème majeur reste qu'il est impossible de définir une grille non-orthogonale, les conséquences sont illustrées sur la fig. 4-1.

4.2.3. conclusions

Les cartes isopaques sur les formations liasiques des Préalpes médianes apportent, en l'état des programmes et des connaissances du domaine de sédimentation, davantage d'erreurs et de fausses images qu'un "plus" substantiel à la compréhension de la géométrie en volume de leur aire de sédimentation. Ces cartes sont figurées en annexe. De plus, la subdivision par formation est trop fine compte tenu de la difficulté à obtenir des valeurs d'épaisseur fiables. Il serait plus judicieux d'établir de telles cartes à l'échelle de l'âge ou même de l'époque. Commentaire

De manière générale, il faut manier ce type de cartes avec beaucoup de précautions. Elles sont utiles dans des bassins en permanence subsidants, dans lesquels l'enregistrement sédimentaire est continu. Sur les plates-formes ou les zones néritiques, le risque d'erreur d'interprétation dû aux érosions est grand.

Il apparaît plus à-propos de faire des cartes de taux de subsidence tectonique à partir des valeurs calculées pour les courbes de subsidence dans lesquelles sont pris en compte à la fois la nature du sédiment, le milieu de dépôt et les possibles érosions. Ces cartes, aussi, sont fondamentalement basées sur les épaisseurs de séries considérées, mais prennent en compte, dans un continuum temporel, l'intégralité de l'histoire et pas uniquement les témoins de cette histoire (voir le chapitre 6).

4.3. Etablissement d'un profil palinopastique au Toarcien

L'étude des paléo-failles apporte des éléments de contrainte pour la modélisation du bassin des Préalpes médianes plastiques. Pour les Médianes rigides de tels éléments manquent. Dans ce but, j'ai entrepris une modélisation schématique des effets du soulèvement de l'épaule de la marge N-téthysienne.

Mode de calcul des cartes de contour isopaque par ordinateur

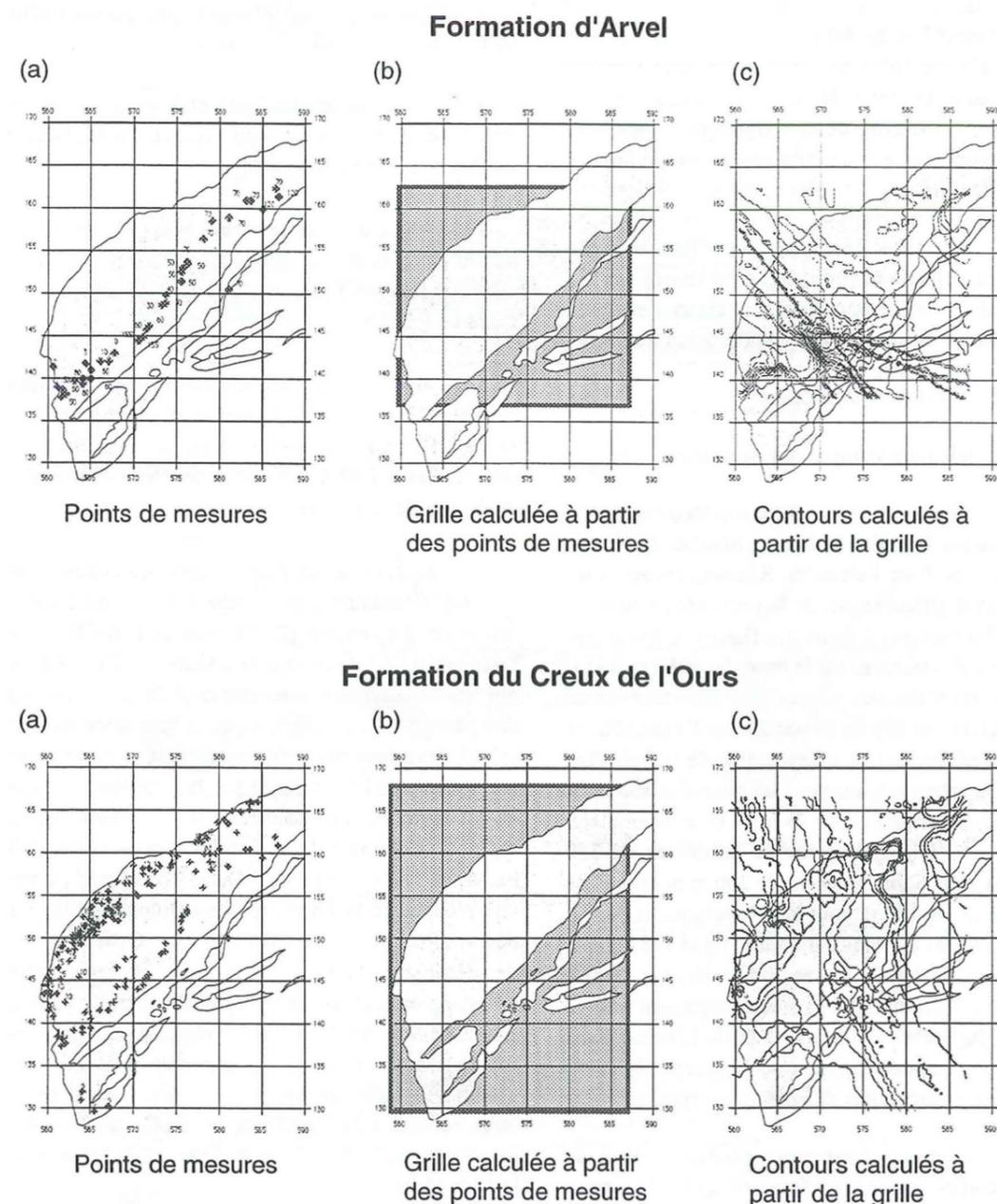


Figure 4-1. Illustration du mode de calcul des cartes isopaques par ordinateur. L'impossibilité de définir une grille non-orthogonale (b) à partir des points de mesures (a) aboutit à une carte (c) aberrante.

4.3.1. Epaulement toarcien de la marge: modélisation et implication

La modélisation du soulèvement de l'épaulement du rift a pour but de définir si d'autres failles normales majeures (plus de 1000 m de rejet vertical) sont nécessaires entre la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" et le bord de la marge téthysienne pour rendre compte de la situation géologique qui prévaut actuellement dans les Préalpes médianes rigides.

Dans les bassins frangeants, les effets du soulèvement de l'épaulement du rift se traduisent par une érosion des séries de plus en plus anciennes en direction du paléorift, parfois jusqu'à l'érosion du socle.

4.2.1.1. CONCEPTION DU MODÈLE

Le modèle tient compte des paramètres suivants:

[i] le Trias n'est connu dans les Médiannes plastiques que par la F. des Dolomies blondes du Norien et par la f. de Plan Falcon du Rhétien, toutefois les conditions d'affleurement de la première ne permettent pas des mesures d'épaisseur fiables. L'hypothèse retenue est d'admettre, sur la base des valeurs mesurées dans les Médiannes rigides, une épaisseur cumulée constante des dépôts triasiques sur l'ensemble de l'aire de sédimentation, à l'exception de la f. de Plan Falcon. La valeur retenue pour les quartzites est de 80 m, valeur déterminée par Wernli et Broennimann (1973) pour l'Ultraschweiz de Tanninges, de 250 m pour la F. de Saint-Triphon, de 200 m pour la F. de Champcella, de 150 m pour la F. bréchiq. et de 150 m pour la F. des Dolomies blondes (Baud 1984, Baud et Septfontaine 1980). Cependant, comme le rappelle T. Dumont (comm. pers.), aucun argument prouve le dépôt du Norien dolomitique et du Lias sur l'ensemble des nappes de type Champcella-Chatelet, équivalent briançonnais des Médiannes rigides.

Dans les Préalpes médianes plastiques, la f. de Plan Falcon est la première formation, dans le temps,

dont les variations d'épaisseur mesurées sont interprétables dans une optique paléotectonique. La répartition de ces épaisseurs s'inscrit avec celle des formations liasiques. C'est pourquoi elle est, dans cette étude, associée à l'histoire liasique.

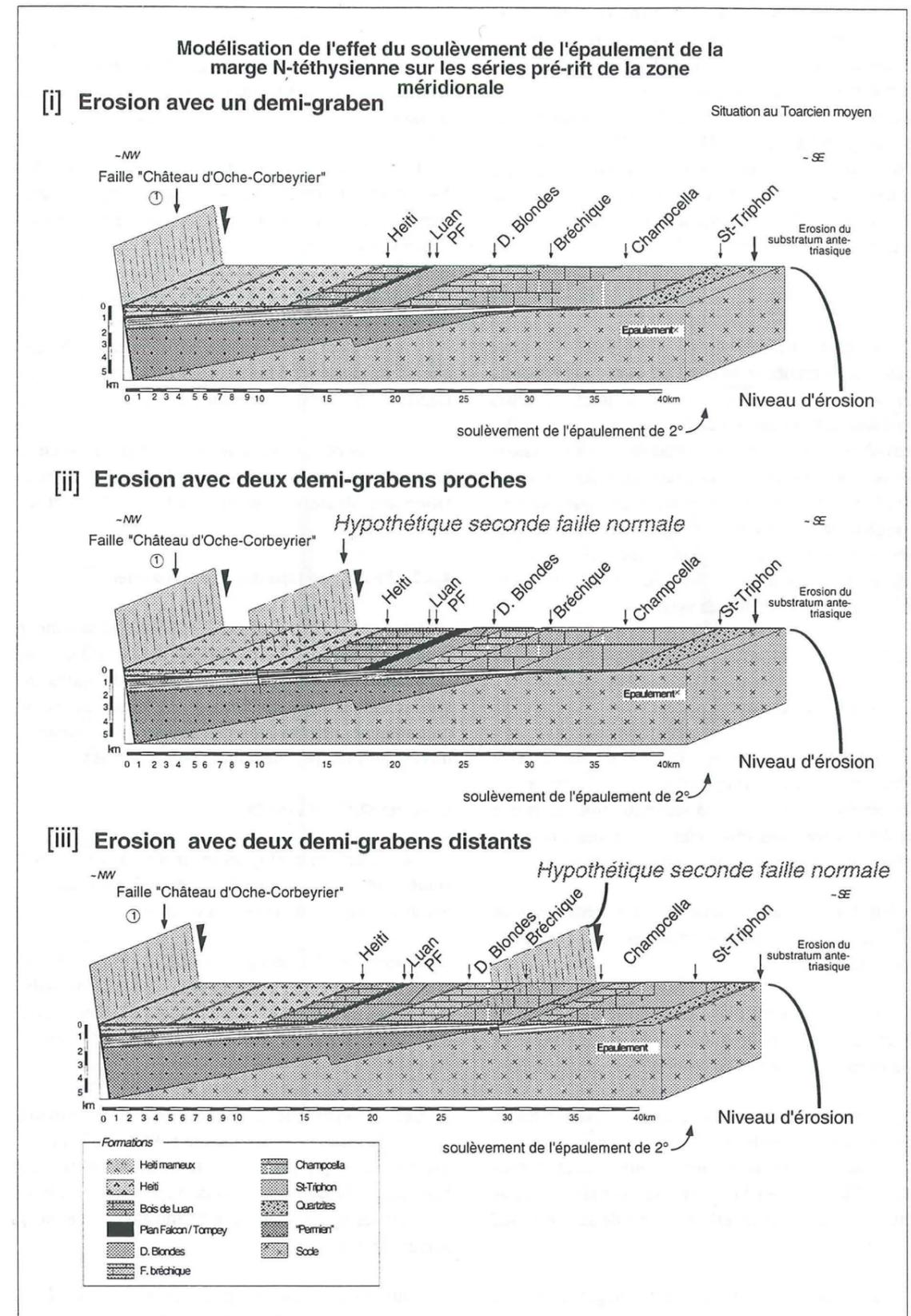
[ii] les formations liasiques étaient continues sur les Médiannes rigides, les arguments suivants plaident en faveur de cette hypothèse:

- l'absence au Lias de roches typiques de rivage, même resédimentées, dans les formations liasiques ou d'âge Dogger. Les karsts de la f. d'Arvel sont discutés au § 3.3.3;

- le domaine de sédimentation des Préalpes médianes enregistre régulièrement des incursions de faunes d'ammonites téthysiennes, ce qui implique une connexion, donc une tranche d'eau non négligeable au-dessus du Briançonnais;

- le calcul de la pente de la dépression causée par la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" est basé sur la réduction d'épaisseur (250 m) de la f. du Bois de Luan entre En l'Au et le col de Verne en Chablais, ce qui, en fonction de la longueur dépliée, correspond à une pente de 1°. Le choix de cette formation pour le calcul s'explique par le fait qu'elle est mesurable sur une dizaine de km cachetée par la f. de Heiti, ce qui exclut toute érosion toarcienne ou ultérieure sur ce segment. Cet angle de 1° implique un rivage à 17.3 km de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier", donc une érosion de la Formation des Dolomies blondes dès le Sinémurien, que rien n'atteste. Cette absence de détritisme tant carbonaté que gréseux entre l'Hettangien inférieur et le Toarcien supérieur dans la f. de Heiti exclut une érosion précoce des formations triasiques et liasiques. C'est pourquoi sur les Médiannes rigides, je propose une valeur cumulée de 30 m pour les f. de Plan Falcon et du Col de Tompey, de 80 m pour la f. du Bois de Luan et de 50 m pour la f. de Heiti.

Figure 4-2. Modélisation du soulèvement de l'épaulement de la marge N-téthysienne dans le but de déterminer si plus d'une faille normale majeure est nécessaire pour structurer les secteurs C, D et E. Les longueurs palinostiques sont obtenues par dépliage en tenant compte à la fois du biseau de 1° en direction du SE de la f. du Bois de Luan (Hettangien), de l'épaisseur des Formations triasiques et d'une pente de 2° vers le NW au Toarcien, conséquence du soulèvement de l'épaulement. [I] Modèle à une faille. [ii] Modèle à deux failles, la seconde faille est placée à la limite SE actuelle des Médiannes plastiques. [iii] Modèle à deux failles, la seconde est placée à une distance où le soulèvement de l'épaulement érode les dépôts jusqu'à la base de la f. de Plan Falcon (Rhétien).



[iii] la pente due au soulèvement de l'épaule du rift a été calculée en tenant compte de la pente de la dépression causée par la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" et de la géométrie de l'érosion des couches et de l'âge de la f. de Heiti. Sa valeur de 2° est en accord avec celle ($1,6^\circ$) que l'on peut aujourd'hui mesurer sur la marge W du Golfe de Suez (Sinai). Cette valeur est compatible avec un Briançonnais, bassin frangeant de la marge flexurale N-téthysienne (Stampfli 1993).

4.3.1.2. DESCRIPTION

La représentation choisie n'est pas un modèle réduit de la réalité telle que l'on peut l'appréhender sur le terrain. Comme démontré plus haut, les failles majeures sont localisées dans le soubassement. Elles provoquent un remplissage souple des dépressions qui se créent. Le choix d'une représentation sans exagération verticale implique, pour des questions de lisibilité, de schématiser en dessinant des demi-grabens limités par des failles qui coupent les séries liasiques. Les figures 3-1, 3-2 illustrent le mode de déformation des sédiments syndépôt.

4.3.1.3. IMPLICATIONS

Trois variantes sont discutées.

[i] La première ne fait intervenir que la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" pour structurer la partie méridionale de l'aire de sédimentation, alors que les deux autres font intervenir une seconde faille de même importance en terme de rejet vertical.

[ii] La deuxième variante place cette seconde faille à la limite actuelle entre les Médiannes plastiques et rigides.

[iii] La troisième place cette faille suffisamment en arrière (SE), pour que lors du soulèvement de l'épaule les séries post-noriennes soient érodées.

Le modèle prédit, quelle que soit l'option retenue, une érosion du socle à environ 39 km de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier". Il implique un domaine de 28 km pour les Médiannes rigides plus grand que celui mesurable sur le terrain qui est de 20 km (Baud et Septfontaine 1980).

La première variante, que je privilégie, corrobore au mieux les données de terrain (fig. 4-2i).

La deuxième variante déplace les limites d'érosion des formations sans en changer l'ordre (répétition). Toutefois, l'absence totale de sédiments d'âge liasique dans les Médiannes rigides est en désaccord et n'autorise pas l'adoption de cette variante (fig. 4-2ii).

La troisième variante implique une répétition des formations triasiques dans les Médiannes rigides (secteurs D et E), Aucune étude de terrain n'a mis en évidence une telle répétition (fig. 4-2iii).

Une dernière possibilité serait de développer un graben avec une faille à vergence NW. Cette solution n'est pas retenue car aucune série stratigraphique, que se soit dans les Médiannes plastiques ou dans les Gastlosen, n'atteste la présence d'une telle faille.

Il est donc raisonnable d'admettre qu'aucune faille majeure ne vient structurer l'aire de sédimentation des Médiannes rigides à la fin du Trias et au cours du Lias.

4.3.2. Profil palinspastique au Toarcien

Les contraintes apportées à et par l'établissement d'un nouveau profil palinspastique impliquent un respect des longueurs et de la géométrie des aires de sédimentation et par conséquent, en termes de tectonique alpine, une révision des coupes géologiques à travers les Préalpes médianes (voir plus bas).

ETAT DES CONNAISSANCES

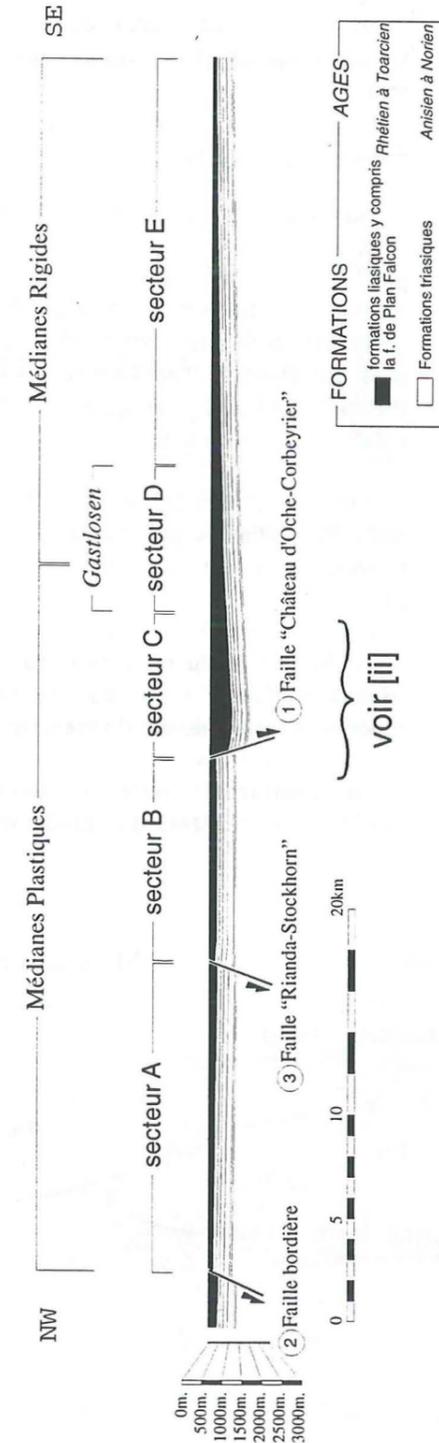
La plupart des géologues se lancent, à la fin d'une étude, dans des considérations d'évolution dans le temps et l'espace de la région étudiée.

Comme les données sont insuffisantes pour restituer une histoire liasique univoque de l'aire de sédimentation des Préalpes médianes, il faut faire quelques hypothèses afin de construire un modèle cohérent.

Les reconstructions successives de Peterhans (1926), de Badoux et Mercanton (1962), de Baud et Septfontaine (1980), de Mettraux (1989), de Mettraux et Mosar (1989) ou de Septfontaine (1995) reflètent les hypothèses ou la "philosophie" de leurs auteurs (§ 1.8).

Pour ma part, comme pour les auteurs précités, l'influence des modèles tectoniques et géodyna-

[i] Modèle palinspastique simplifié des Préalpes Médiannes au Toarcien



[ii] Schéma simplifié des dépôts de la zone d'influence de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier"

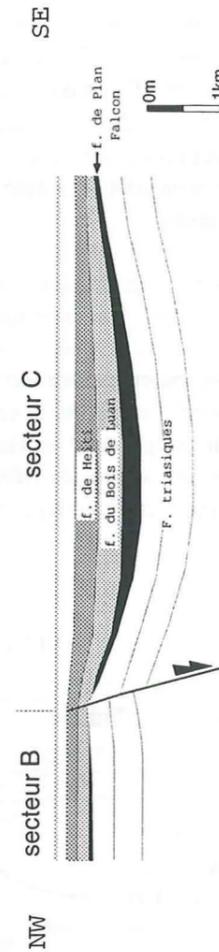


Figure 4-3. [i] Profil palinspastique simplifié, les échelles verticales et horizontales sont équivalentes. Les secteurs A à E sont définis et servent de repères palinspastiques pour l'analyse des coupes tectoniques (chapitre 5). [ii] Schéma de la zone d'influence de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" avec son remplissage sédimentaire tel qu'il peut être reconstitué par rétrodéformation, voir les fig. 5-9 et 5-12.

miques du moment sur mes reconstructions et conclusions est indéniable.

RAPPEL DES CONCLUSIONS DES ÉTUDES SÉDIMENTO-STRATIGRAPHIQUES ET PALÉOTECTONIQUES POUR LE LIAS

[i] La répartition spatio-temporelle des formations du Norien au Toarcien est identique sur l'ensemble de la nappe. Les lignes isopiques restent constantes parallèlement à l'axe de la chaîne NE-SW.

[ii] Aucune brèche ou résédiment grossier significatif n'a été mis en évidence dans les formations liasiques. Des témoins d'érosion localisée (karsts) existent dans la f. d'Arvel du Pliensbachien. Des gravillons dolomitiques provenant de la F. des Dolomies blondes du Norien apparaissent au Toarcien supérieur dans la f. de Rossinière.

[iii] Aucune formation liasique n'est en discordance angulaire avec une formation antérieure.

[iv] Trois failles majeures localisées dans le soubassement permettent d'expliquer la succession dans l'espace et dans le temps des formations liasiques. Sur la base de la modélisation des effets du soulèvement de l'épaule de la marge N-téthysienne,

l'hypothèse retenue est d'exclure la présence d'une faille normale majeure active au cours du Lias, dans un domaine de sédimentation des Médiannes rigides. Ce dernier est plus grand que celui admis jusqu'à présent.

4.3.2.1. DESCRIPTION

Sur la base de ces données, un nouveau profil palinspastique est proposé pour le Lias (fig. 4-3). Ce profil est construit essentiellement sur des données prises en rive droite de la vallée du Rhône. Les longueurs rétrodéformées sont proches de celles obtenues par Baud et Septfontaine (1980) pour les Préalpes médianes plastiques. Le domaine des Préalpes médianes rigides est plus grand.

Les cinq secteurs définis au § 1.2 peuvent également être délimités par rapport aux paléo-failles majeures, de la position la plus externe à la plus interne.

[i] Secteur A: du front de la nappe à la faille "Rianda-Stockhorn". Ce secteur est caractérisé par le dépôt de la f. des Brasses, il s'étend sur 15 km.

[ii] Secteur B: entre les failles "Rianda-Stockhorn" et "Château d'Oche-Corbeyrier". Cette

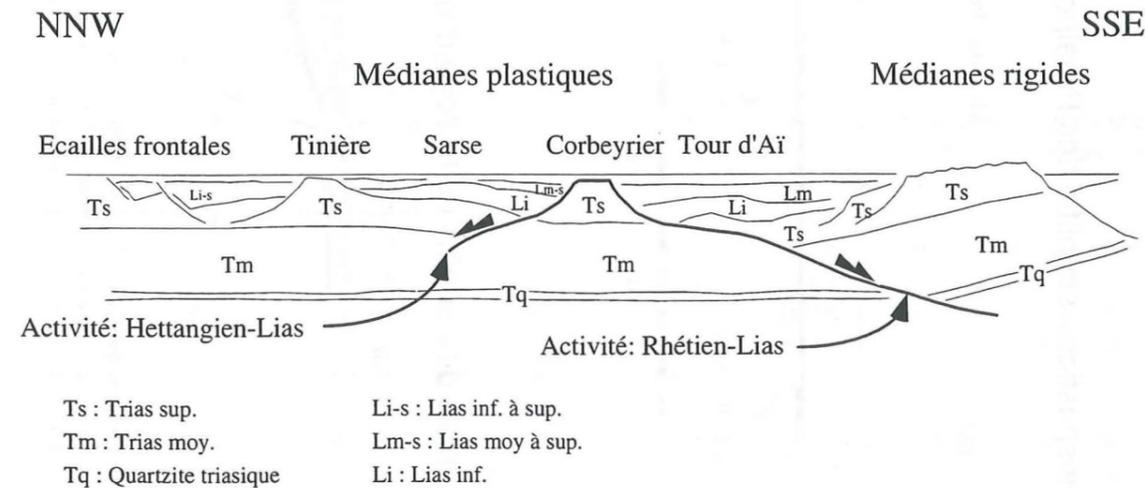


Figure 4-4. Profil palinspastique des Préalpes médianes au Toarcien d'après Mettraux et Mosar (1989). Leur schéma implique une première phase d'extension après le dépôt du Trias supérieur caractérisée par des failles listriques qui s'horizontalisent à la base de la série du Trias supérieur. Dans une seconde phase, deux de ces failles coupent (!) les séries du Trias moyen et l'une atteint le soubassement en provoquant la bascule du bloc des Médiannes rigides.

zone de 10 km caractérisée par d'importantes lacunes est l'aire de dépôt de la f. d'Arvel.

[iii] Secteur C: de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" aux derniers affleurements de la f. de Heiti. Il s'étend sur 10 km et comprend la zone de déflexion majeure du soubassement des Préalpes médianes.

[iv] Secteur D: il recouvre en partie le secteur précédent sur 2 à 3 km et s'étend sur une longueur totale de 7 km. Cette zone des Gastlosen est à cheval sur les Médiannes plastiques et les Médiannes rigides. Les caractéristiques sédimentologiques de la Mittagsfluh au-dessus de Boltigen (Furrer 1979) sont en tous points comparables à la série du col de Verne en Chablais (Peterhans 1926), et celles des Rochers de Rayes sont semblables aux séries du Mont Lenla sur la frontière franco-suisse.

[v] Secteur E: d'une limite externe située aux derniers témoins de roches liasiques, le secteur des Médiannes rigides sensu stricto se développe sur plus de 20 km. La limite interne est arbitrairement placée à la distance à laquelle le socle serait érodé lors de la formation de l'épaule de la rift téthysien selon le modèle proposé plus haut (§ 4.3.1).

Les secteurs A à C se situent dans les Médiannes plastiques sensu Lugeon et Gagnebin (1941) et Baud (1972).

4.3.2.2. DISCUSSION ET COMPARAISON AVEC QUELQUES MODÈLES ANTERIEURS

Le modèle proposé par Baud et Septfontaine (1980) pour l'ensemble de la pile sédimentaire des Préalpes médianes fait intervenir un nombre important de failles durant le Lias (fig. 1-10). Il ne trouve pas de confirmation sédimentologique et paléotectonique dans la présente étude. La longueur palinspastique maximale du profil NW-SE des Médiannes plastiques admise ici correspond à celle de leur profil.

Mettraux et Mosar (1989) compliquent le schéma de Baud et Septfontaine (1980) avec des failles perpendiculaires aux accidents majeurs pour développer une tectonique en touches de piano. Quant bien même leur modèle oblige une implication du socle, il recèle un problème mécanique majeur. En effet, la faille normale qui, de Corbeyrier se développe vers le SSE, a un tracé listrique dans sa portion supérieure devenant séquant en profondeur pour atteindre le socle et générer postérieurement une bascule des Médiannes rigides (fig. 4-4).

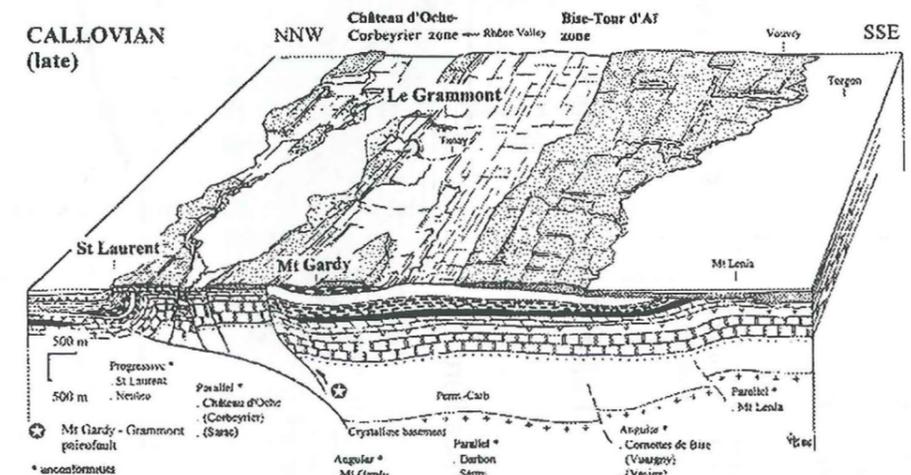


Figure 4-5. Bloc diagramme palinspastique de la partie radicale des Préalpes médianes au Callovien proposé par Septfontaine en 1995. A noter la position de la zone "Château d'Oche-Corbeyrier" au SSE de la Pointe de St-Laurent.

Bloc diagramme palinspastique schématisé des Préalpes médianes au Toarcien

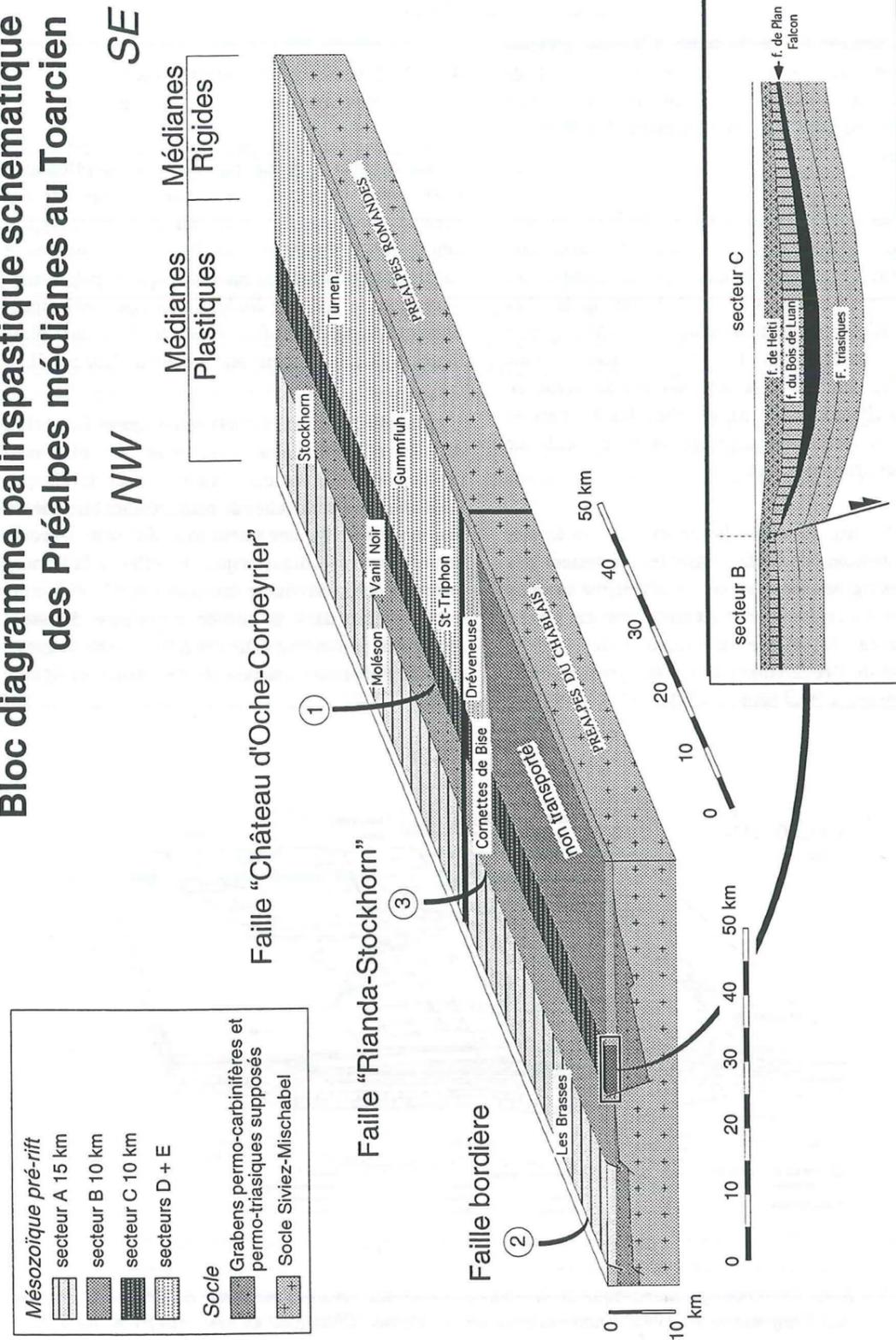


Figure 4-6. Bloc diagramme des Préalpes médianes, l'échelle est sans exagération verticale, les orientations figurées sont actuelles.

Septfontaine, dans un récent modèle (1995), propose une structure qui s'apparente à une structure en fleur enracinée dans le socle. Elle est active dès le Dogger, sur une bande étroite située au NW du paléo-accident "Château d'Oche-Corbeyrier" (fig. 4-5). Les zones de lacunes sédimentaires du Lias sont provoquées par des érosions ultérieures. Cette structure va conditionner la répartition des faciès jusqu'au Crétacé inférieur. Ce modèle établi pour le Callovien est compatible avec celui exposé dans ce travail pour le Toarcien (§4.3.2). La figure 4-9 illustre le propos.

Mosar et al. (1996) font la proposition d'une tectonique pelliculaire et rappelle le modèle de Salel et Séguret (1994, p.277) pour les Palmyrides. L'importance du rejet vertical de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" (plus de 1000 m) est incompatible avec l'épaisseur de la série triasique (également 1000 m). En suivant leur hypothèse, il s'agirait de mettre en contact, au droit de la faille, la f. de Plan Falcon avec le socle. La géométrie restaurée des dépôts liasiques du compartiment abaissé de la dite faille montre que le mouvement à l'origine de la dépression est à une échelle supérieure. L'intervention d'une tectonique salifère n'est toutefois pas à exclure. Si la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" joue durant le Trias, cette extension pourrait permettre au sel de migrer (Nalpas et Brun 1993, Jackson et Vendeville 1994) et de se concentrer au pied de la faille. Cette accumulation locale pourrait alors faciliter un décollement localisé et pelliculaire.

L'analyse sédimentologique et stratigraphique oblige à faire jouer de manière normale les failles majeures sur des durées excédant les 30 millions d'années. Or, ces durées sont incompatibles avec un jeu de failles listriques pelliculaires évoqué par Mosar et al. (1996). L'allure de la couverture sédimentaire doit être plus proche de celle proposée par Peterhans (1926a) et surtout Badoux et Mercanton (1962). Basé sur les résultats de l'analyse sédimentologique, un bloc diagramme palinspastique du domaine briançonnais pré-alpin est proposé (fig. 4-6).

Un modèle à l'échelle crustale permet d'appréhender la structuration du Briançonnais antérieure au

Mésozoïque. La figure 4-7, sans exagération verticale, suggère un soubassement complexe, fait de grabens permo-carbonifères dans la Zone houillère et des grabens permo-triasiques dans la nappe de Siviez-Mischabel. Ces derniers sont le siège des mouvements distensifs dont les effets se font ressentir dans l'arrangement des dépôts sédimentaires du bassin frangeant de la Téthys alpine. Sartori (1990) a proposé des grabens permo-carbonifères dans la nappe du Mont-Fort, Marthaler (in prep.) exclut des grabens de cet âge dans le soubassement des Préalpes médianes. Le nombre limité de failles structurantes à l'échelle crustale mise en évidence est en accord avec les observations de Favre et Stampfli (1992), Broutin et al. (1994) et Ingersoll et Busby (1995) sur la fracturation crustale conduisant à un rift.

4.4. Chronologie de la déformation

La chronologie de la déformation du Trias supérieur au Lias dans la nappe des Préalpes médianes peut être résumée en quatre étapes (fig. 4-9):

[i] Le soubassement de la plate-forme triasique se fracture au plus tard au début du Rhétien. La faille ainsi créée est à vergence SE.

[ii] Au Sinémurien supérieur une deuxième faille vient structurer l'aire de sédimentation. Elle se situe à 25 km au NW de la première, elle a une vergence NW. Associée à la première faille, elle délimite un horst.

[iii] A la limite Carixien-Domérien, une troisième faille à vergence NW vient compliquer ce schéma. Située presque à mi-distance entre les deux autres, à 10 km de la première faille, elle borde un horst aux dimensions plus modestes.

[iv] Le dispositif tectonique subit, au Toarcien, le soulèvement de l'épaulement de la marge N-téthysienne lié à l'expansion thermique sous-jacente. Ce soulèvement se traduit par une intense érosion en direction de l'épaulement (SE), qui décape les formations liasiques sur plus de la moitié de leur aire de dépôt originelle (fig. 4-9).

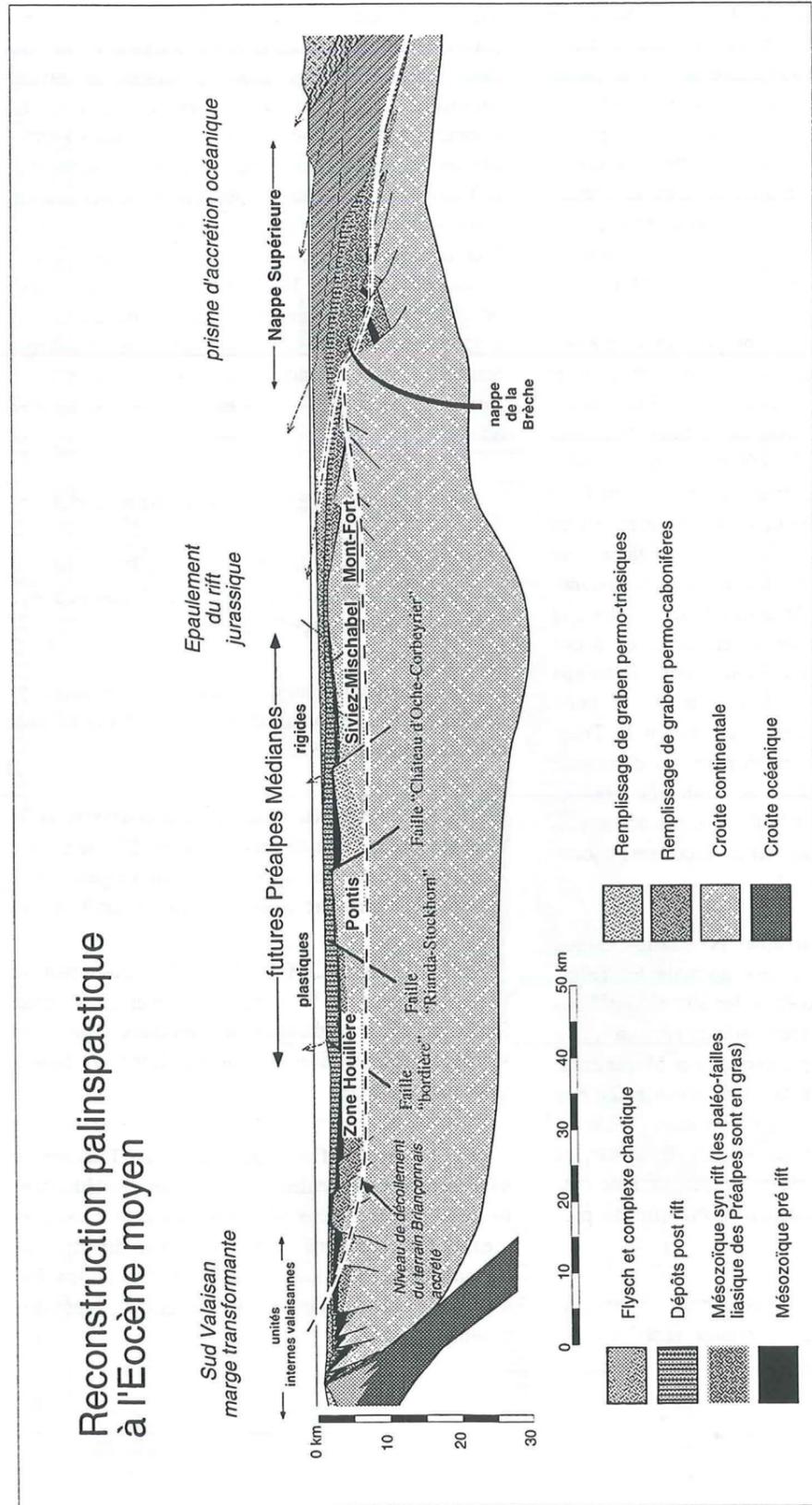


Figure 4-7. Reconstitution à l'échelle crustale du terrain exotique Briançonnais. Le graben sous les Préalpes médianes est d'âge Permo-Trias, plus jeune que la zone houillère. Les failles majeures préalpines s'enracinent dans le soubassement (modifié d'après Stampfli in prep.).

Schéma des relations entre les unités stratigraphiques du Trias supérieur et du Lias sur une transversale NW-SE des Préalpes Médiannes

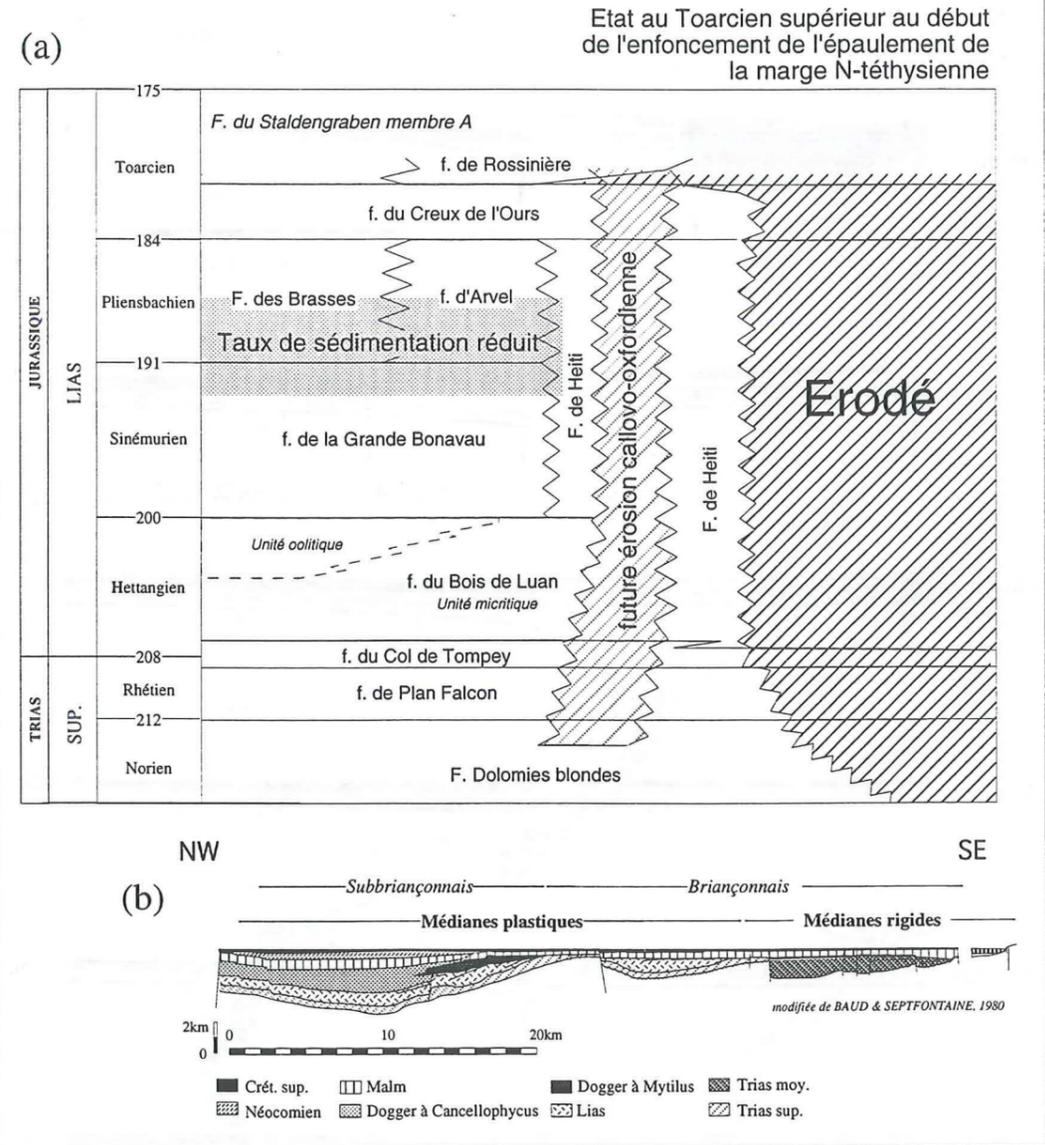


Figure 4-8. (a) Répartition spatio-temporelle des formations lithostratigraphiques du Norien au Toarcien proposées dans ce travail, à comparer avec la fig. 1-11. Cette répartition est mise en regard de (b): reconstruction palinspastique simplifiée et modifiée des Préalpes médianes de Baud et Septfontaine (1980). L'imprécision dans la positionnement spatial des limites entre formations ou d'érosion est suggérée par des indentations.

Chronologie possible du développement
des failles majeures du Norien au Bathonien
des Préalpes médianes

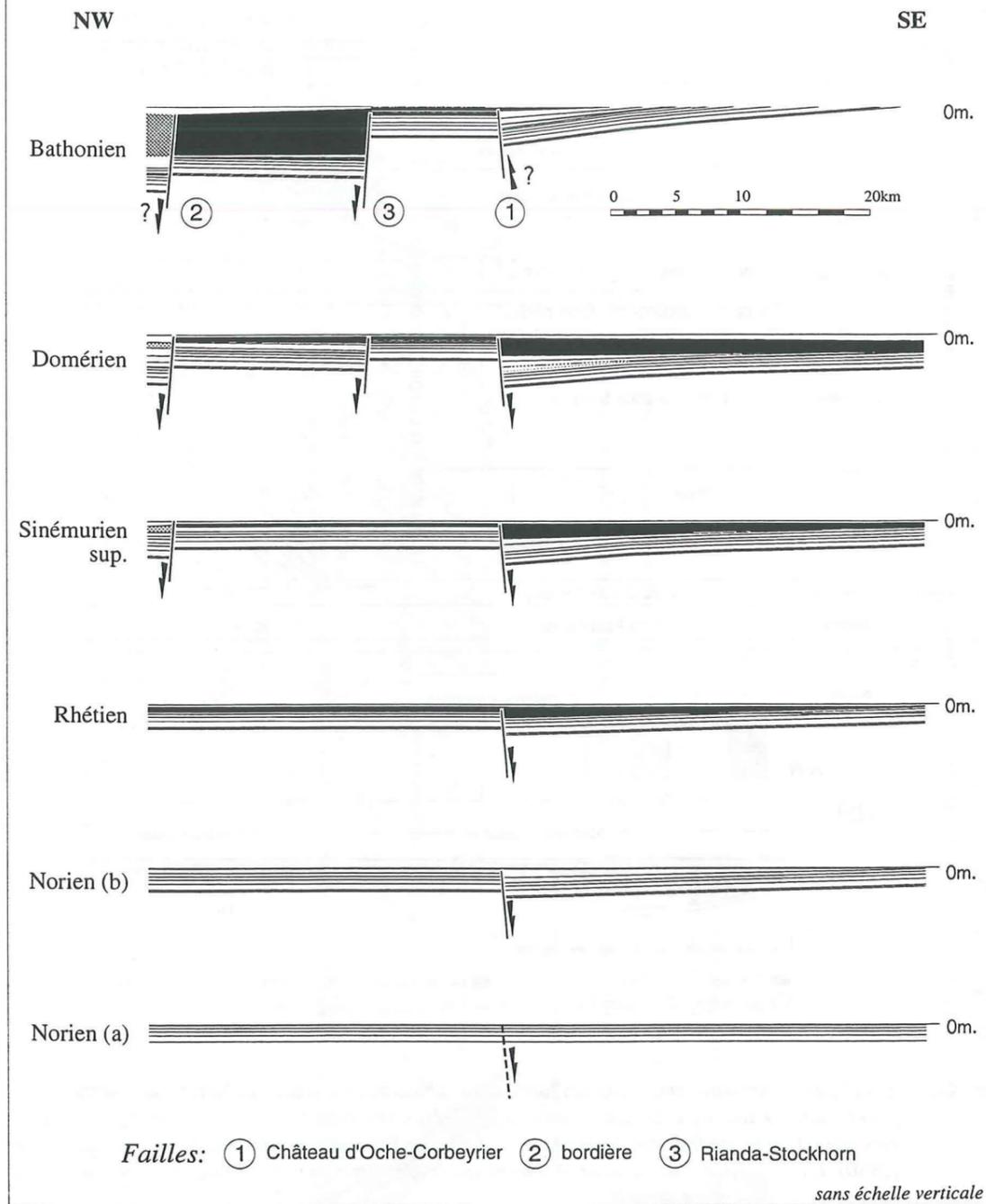


Figure 4-9. Essai de chronologie de la structuration de l'aire de sédimentation du domaine briançonnais pré-alpin par les failles normales. Norien (a): la faille Château d'Oche-Corbeyrier s'initie à la fin du Norien. Norien (b): la faille Château d'Oche-Corbeyrier est active dès le début du Trias (voir la discussion dans le texte).

CHAPITRE 5

COUPES GÉOLOGIQUES

5.1. Introduction

Dans ce chapitre, il est question de situer sur les coupes tectoniques les secteurs paléotectoniques décrits sur le profil palinspastique (fig. 4-3). Ces secteurs sont représentés par les failles qui les limitent. Cette confrontation conduit à l'élaboration de nouvelles coupes en accord avec les données paléotectoniques.

ETAT DES CONNAISSANCES

L'attrait pour les plis préalpins et leur géométrie est ancien (Saussure De 1779, 1796). Depuis, nombre

de géologues se sont attachés à les décrire. Pour n'en citer que quelques uns: Schardt (1884, 1893), Jeannot (1922), Badoux et Mercanton (1962), Badoux (1965a), Plancherel (1976, 1979), Mosar (1991, 1994) et Mosar et Borel (1993). Point commun entre ces auteurs: l'extrapolation en profondeur des couches jusqu'à la base du chevauchement préalpin sur la Molasse.

Les premières tentatives de coupes équilibrées sont celles de Mosar (1991, 1994). Les méthodes de construction des coupes équilibrées utilisées reposent sur le principe de la conservation des volumes sur une coupe des surfaces (Suppe 1985, Tearpock et

Nappe des Préalpes Médianes

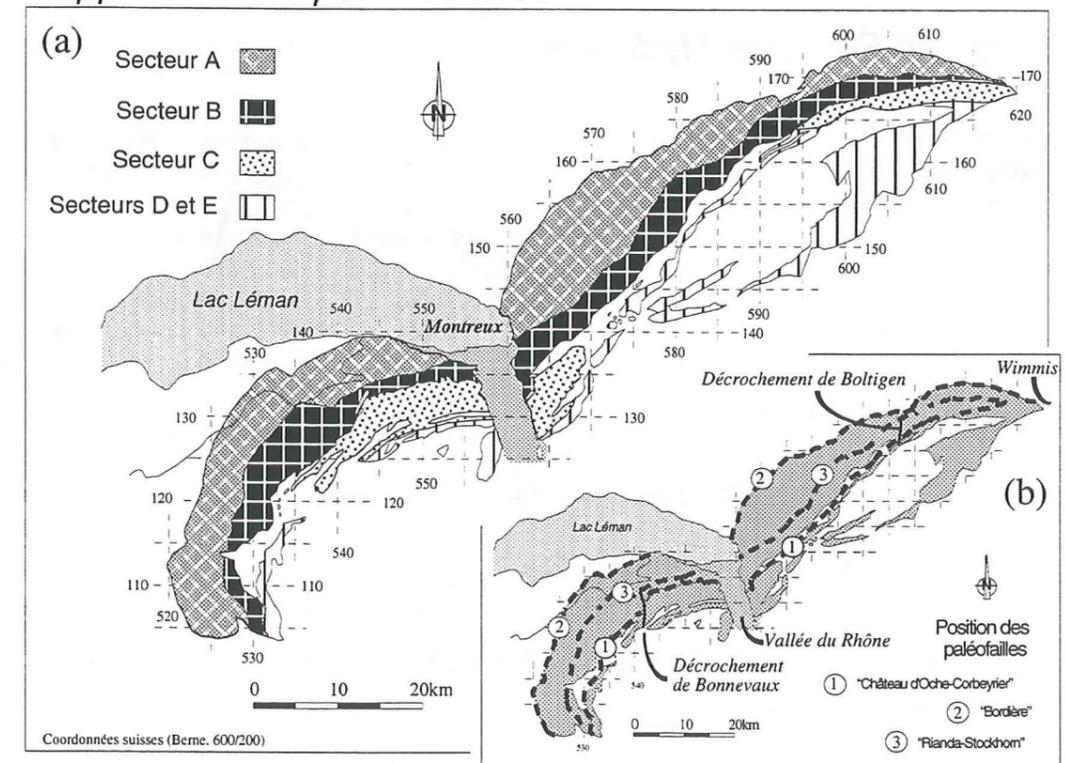


Figure 5-1. (a) Répartition géographique des cinq secteurs A à E définis au chapitre 1 (fig. 1-2) et délimités (b) par les paléo-accidents mésozoïques (fig. 3-1 et 4-3). L'écaillage tectonique est maximal dans le lobe chablaisien entre le décrochement de Bonnevaux et la Vallée du Rhône, et dans le lobe romand entre le décrochement de Boltigen et l'extrémité de la nappe à Wimmis.

Bischke 1991). Ces méthodes sont applicables dans les régions comme les Préalpes où la déformation interne et le métamorphisme sont faibles. Chez Mosar (1991, 1994), les longueurs de référence des couches sont calculées sur les coupes tectoniques et non sur un profil palinspastique.

Cette surface est définie par l'épaisseur de la pile sédimentaire et la longueur des courbes de l'enveloppe.

Rappel de quelques acquis du profil palinspastique

[i] Sur un profil palinspastique du Toarcien, cinq secteurs A à E paléotectoniques sont définis.

[ii] Ces secteurs ont été identifiés d'une extrémité à l'autre de la nappe; Les arguments développés dans les chapitres précédents permettent de poser l'hypothèse que leur largeur est constante.

5.2. Position actuelle des principales limites des secteurs paléotectoniques

5.2.1. Sur carte

Les secteurs (A à E) décrits dans le chapitre précédent sont limités par des paléoaccidents (fig 4-3). Leurs traces actuelles sont figurées sur la carte structurale des Préalpes médianes (fig. 3-4). A l'évidence, la distance actuelle entre les traces cartographiques de ces accidents n'est pas constante (fig. 3-5, 5-1). Preuve manifeste d'un écaillage tectonique important, lors de la déformation des Préalpes au Tertiaire. Les failles "Château d'Oche-Corbeyrier" ("C-C") et "Rianda-Stockhorn" ("R-S") sont très proches l'une de l'autre, dans deux zones: [i] les Préalpes romandes entre le décrochement sénestre de Boltigen et la terminaison du lobe romand à Wimmis, [ii] les Préalpes du Chablais à l'E du décrochement sénestre de Bonnevaux et la terminaison du lobe chablaisien au

Nappe des Préalpes Médianes

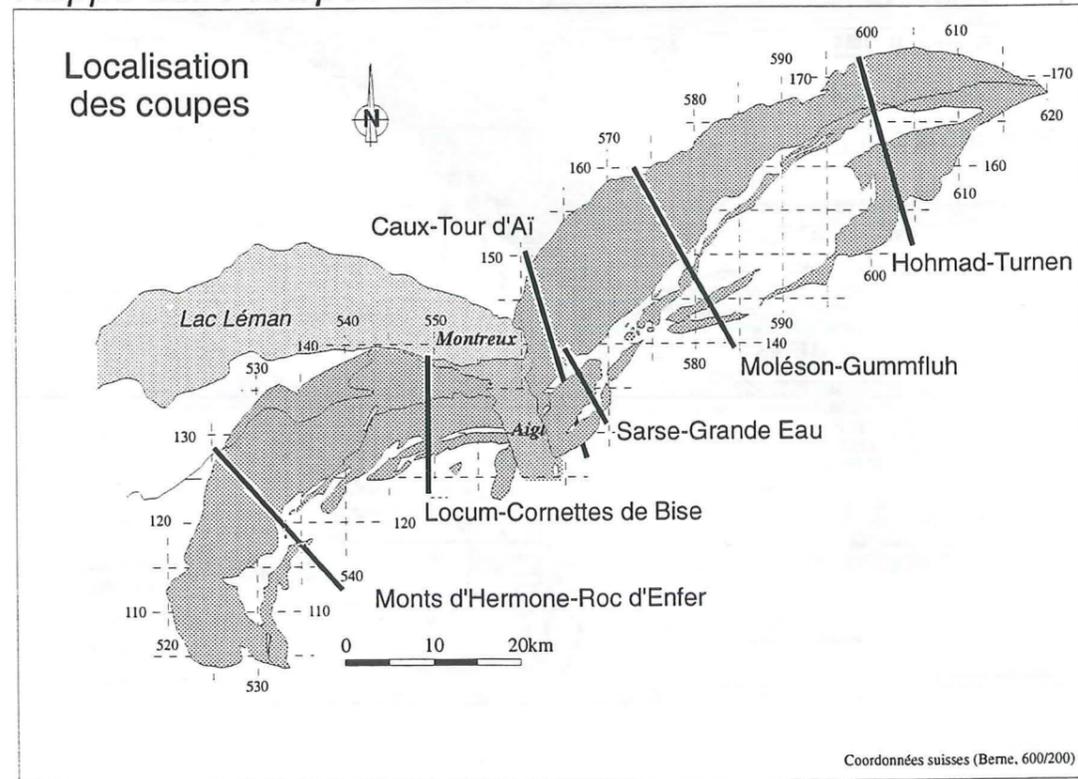


Figure 5-2. Localisation du tracé topographique des coupes discutées dans le chapitre 5. Ces coupes synthétisent, par projection des données, le style tectonique du secteur concerné.

niveau de la vallée du Rhône (fig 5-1).

Dans les deux cas un important décrochement dextre à N110° est associé: Tombeau des Allemands-Tanay et Weissenburgbad (Borel 1991).

Une autre similitude apparaît aux extrémités SW des deux lobes (Giffre et Corbeyrier): la faille "C-C" montre un relais complexe de la paléo-faille en chevauchement qui coince un lambeau de la nappe Supérieure sous les Préalpes médianes (fig. 3-4, 5-7).

5.2.2. Sur coupes

La confrontation des longueurs palinspastiques admises pour chaque secteur avec les longueurs de ces mêmes secteurs, mesurées sur les coupes géologiques, montre des différences très importantes selon les coupes. Cette analyse est basée sur les coupes suivantes réparties le long de la nappe (fig. 5-2).

Les coupes suivantes sont utilisées: Hohmad-Turnen (fig. 5-3, d'après Mosar 1991), Moléson-Gummfluh (fig. 5-4, Mosar in press), Caux-Tour d'Aï (fig. 5-5, Badoux 1965a), Locum-Cornettes de Bise (fig. 5-6, Badoux et Mercanton 1962, fig. 5-7, Septfontaine 1995), Monts d'Hermone-Roc d'Enfer (fig. 5-8, Plancherel in prep.).

A l'évidence sur les coupes, la longueur admise des couches qui sépare les failles n'est pas constante. Le tableau (tab. 5-1) permet la comparaison.

LES LONGUEURS PALINSPASTIQUES

Coupe	Secteur A [km]	Secteur B [km]	Secteur C [km]	Secteur D [km]
Caux-Tour d'Aï	15	10	10	-
Hohmad-Turnen	12	5	2	-
Moléson-Gummfluh	15	6	-	7
Locum-Mt Lenla	10	2.5	10	6
Mt Hermone-Roc d'Enfer	15	8.5	9	absent

Tableau 5-1. Les longueurs dépliées des secteurs A à D sont calculées à partir des coupes (fig. 5-3, 5-4, 5-5, 5-6, 5-7, 5-8). Les valeurs étalons utilisées pour les coupes (fig. 5-9, 5-10, 5-11) basées sur les longueurs palinspastiques sont en gras.

Au vu des importantes différences (tab. 5-1), se pose l'alternative suivante:

[i] les longueurs mesurées sur les coupes correspondent aux longueurs palinspastiques, et il faut admettre d'importantes variations latérales des formations dues à une physiographie extrêmement complexe de l'aire de dépôt du Briançonnais. Mais l'étude des séries liasiques n'offre aucun argument sédimentologique ou paléotectonique solide qui vienne étayer cette solution;

[ii] les longueurs maximale mesurées pour chaque secteur palinspastique sont valables pour l'ensemble de l'aire de sédimentation Il s'agit alors d'en tenir compte. Les arguments sédimentologiques, stratigraphiques et paléotectoniques développés dans ce travail vont dans le sens de cette solution.

Il s'agit de construire de nouvelles coupes basées sur la conservation des longueurs palinspastiques. Trois nouvelles coupes sont proposées au § 5.3.

La coupe qui synthétise les données de référence est située en rive droite de la vallée du Rhône (fig. 5-5). Les coupes de Hohmad-Turnen et des Cornettes de Bise ont les différences de longueur les plus importantes par rapport à la coupe de référence. Elles sont situées dans les zones où l'écaillage est maximum (fig. 5-1), voir aussi sur la carte tectonique (fig. 3-4) ou sur la carte de la trace des trois failles majeures (fig. 3-5).

HOHMAD-TURNEN (FIG. 5-3)

Sur la coupe Hohmad-Turnen au SSE de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier", on observe que les séries liasiques, de leur maximum d'épaisseur, de plus de 500 m, sont complètement biseautées sur 2

km (valeur dépliée). Ce qui correspond à une pente de 15°. Cette valeur est invraisemblable sachant qu'aucun résédiment n'a été observé, alors que déjà des pentes de 5 à 6° sont à même d'engendrer des turbidites et des slumps (Wanslow in Bally 1983). Une pente inférieure à 3° est en revanche admissible, ce

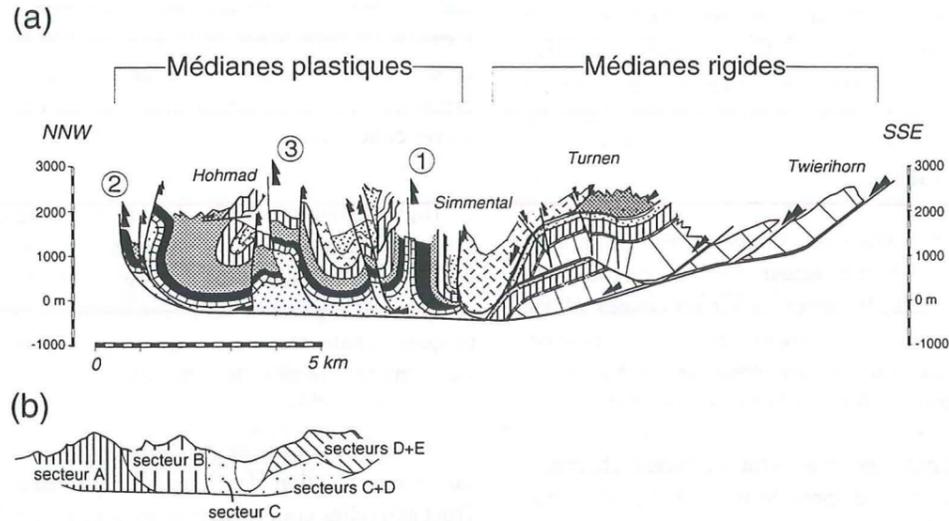


Figure 5-3. (a) Coupe tectonique au travers des Préalpes médianes de l'Est, les failles majeures sont numérotées de 1 à 3 (modifiée d'après Mosar 1989). Au SSE de la faille "Château d'Oche Corbeyrier" le secteur C est extrêmement réduit, le biseautage des séries liasiques vers le SSE intervient en 2 km avant le Simmental. (b) Surfaces occupées par les secteurs palinspastiques A à E (fig. 4-3, 4-6). L'écaïlle supposée par Mosar sous les Turnen "?" peut être assimilée au secteur C. Localisation, voir fig. 5-1.

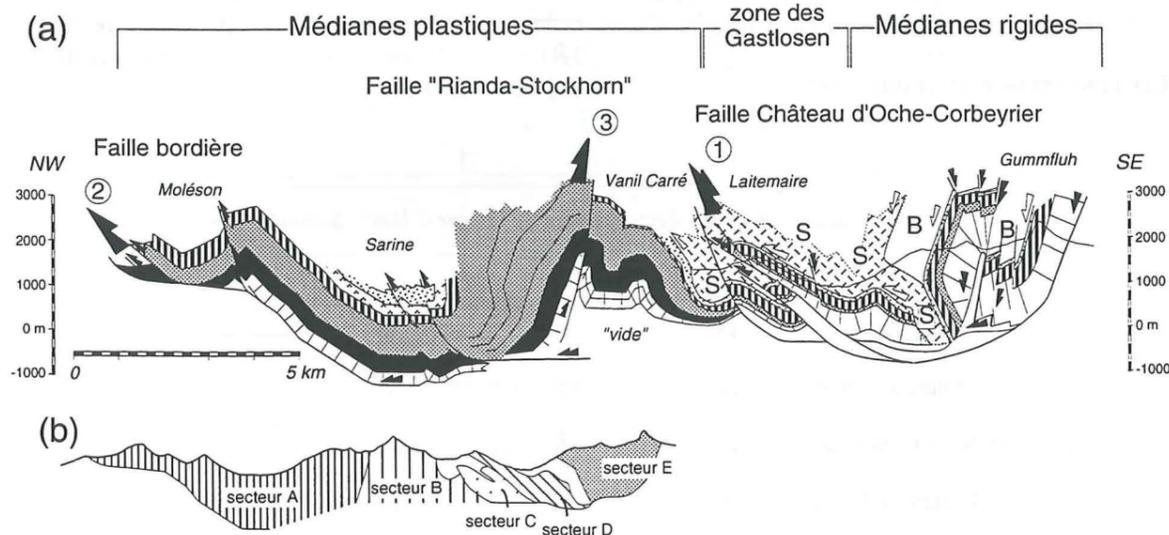


Figure 5-4. (a) Coupe tectonique du Moléson à la Gummfluh, les failles majeures sont numérotées de 1 à 3 (modifié d'après Mosar et al. 1996). Ce profil sert de référence pour la longueur dépliée du secteur D. (b) Surfaces occupées par les secteurs palinspastiques A à E (fig. 4-3, 4-6). Localisation, voir fig. 5-1.

qui repousse en contrepartie la limite du biseau à 10 km ou plus. Il apparaît alors qu'il manque au moins 8 km (dépliés), qu'il s'agit de placer au SSE de la vallée de la Simme.

de référence en particulier pour le secteur B qui, sur les autres coupes, montre les plus grandes variations de longueur.

LOCUM-CORNETTES DE BISE (FIG. 5-6, 5-7)

Sur la coupe, en rive droite de la Simme, les secteurs C et D manquent totalement. Ainsi l'écaïlle déduite et proposée par Mosar (1988) sous les Médianes rigides se confirme. A la place d'une écaïlle de Médianes rigides (secteur E), il faut placer les secteurs C et D. D'autre part, sous le secteur B, Mosar (1988) laisse une grande zone de nature inconnue qui se comble aisément avec la longueur manquante de ce même secteur de la coupe de référence (cf. fig. 5-3, tab. 5-1).

Le secteur A est incomplet, la limite NW des Préalpes médianes n'est pas connue. Pour le secteur B, Badoux et Mercanton (1962), ainsi que Septfontaine (1995) proposent dans leur construction respective des longueurs de 4,5 et de 5,5 km. Sur la base des arguments de terrain, la longueur mesurable est de 2,5 km. Il manque donc 7,5 km au secteur B par rapport à la longueur étalon (tab. 5-1) du profil de la rive droite du Rhône, distant d'environ 6 km.

MOLÉSON-GUMMFLUH (FIG. 5-4)

Sur cette coupe le secteur A est complet, le secteur B est trop court de 50%. La surface délimitée par le chevauchement basal et la faille "R-S" sous le Trias correspond à ces 50%. Le secteur C manque totalement, les secteurs D et E sont présents.

MONTS D'HERMONE-ROC D'ENFER (FIG. 5-8)

Sur l'esquisse de coupe à disposition, le secteur A semble être complet, alors que le secteur B est trop court de 1,5 km. Les autres secteurs sont soit complètement absents (D et E), ils n'ont pas été transportés avec le reste de la nappe, soit demeurent incomplets (C). Lors de la mise en place de la nappe de la Brèche sur les Préalpes médianes, une partie de la nappe a été laminée.

CAUX-TOURS D'AI (FIG. 5-5)

Cette coupe, la plus complète en termes de longueurs affleurantes dans les Médianes plastiques, sert

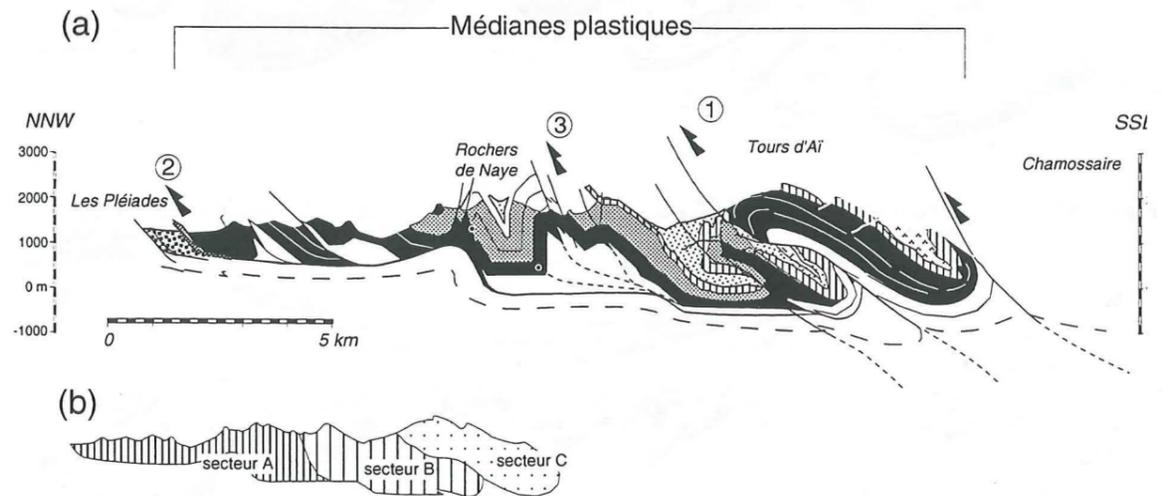


Figure 5-5. (a) Coupe tectonique en rive droite de la vallée du Rhône. Ce profil sert de référence pour les longueurs dépliées des secteurs A, B, et C. Les failles majeures sont numérotées de 1 à 3 (modifié d'après Badoux 1965 et Mettraux et Mosar 1989). (b) Surfaces occupées par les secteurs palinspastiques A à C (fig. 4-3, 4-6). Localisation voir fig. 5-1.

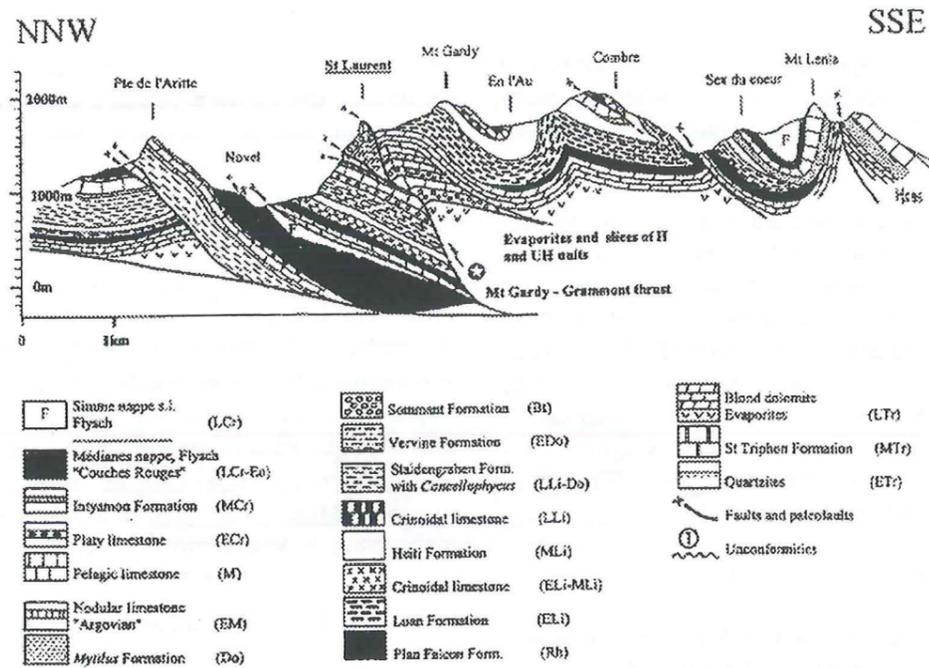


Figure 5-6. Coupe Locum/Mont Lenla d'après Septfontaine (1995). Localisation, voir fig. 5-1.

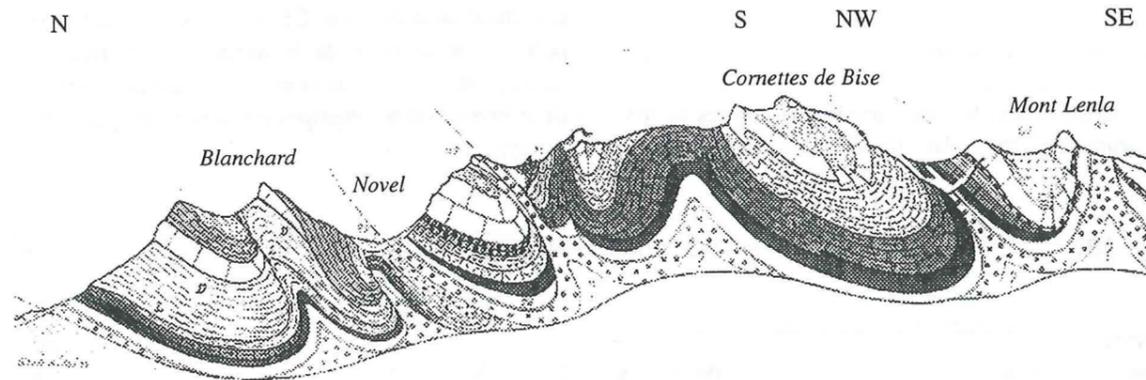


Figure 5-7. Coupe Locum/Mont Lenla, modifiée d'après Badoux et Mercanton (1962). Localisation, voir fig. 5-1.

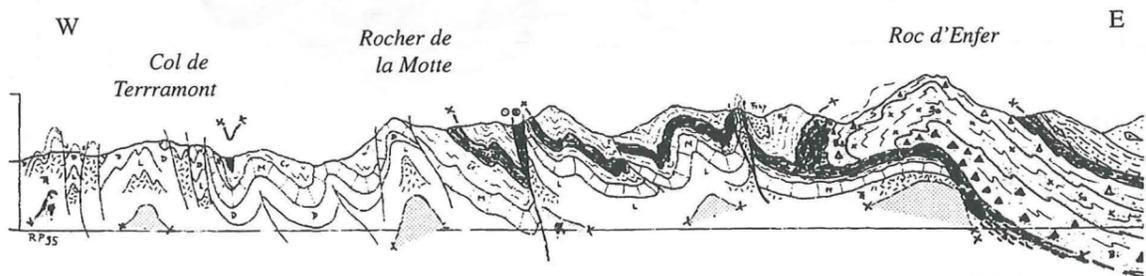


Figure 5-8. Esquisse tectonique du Chablais central modifiée d'après Plancherel (in prep.). Localisation, voir fig. 5-1.

5.3. Nouvelles coupes

Sur la base du constat posé ci-dessus, trois nouvelles coupes tectoniques sont proposées, construites en tenant compte des longueurs palinspastiques des secteurs définis plus haut.

5.3.1. Sarse-Grande Eau

La construction de cette coupe (fig. 5-10), simple sous les Tours d'Aï, est, comme en témoigne la carte géologique (Badoux 1965), fort complexe dans la région de Corbeyrier.

Les investigations de terrain et la transposition du style tectonique de la rive gauche du Rhône ont rendu possible la construction de cette coupe. Septfontaine (1995) a mis en évidence le style tectonique de cette zone bordée au SE par la faille C-C, à la Pointe de St-Laurent. Il s'agit de blocs deca- à hectométriques éjectés dans une structure qui peut être assimilée à une structure en fleur. Ces blocs ont un contenu stratigraphique variable, certains étant composés uniquement des Calcaires massifs du Malm sur les Dolomies blondes du Norien, d'autres comportant des dépôts d'âge Lias et Dogger. Ces grandes différences dans le contenu stratigraphique impliquent des mouvements verticaux différentiels hectométriques de l'Aalénien au Kimméridgien. Septfontaine (1995) explique ces mouvements par une mise en compression de la marge N-téthysienne dès le Dogger.

Cette zone est le siège du principal mouvement normal au cours du Lias. Le développement d'un faisceau de failles inverses signe une compression au Dogger et au Malm. A Corbeyrier, entre le sommet des Dolomies blondes noriennes et le chevauchement de la nappe Supérieure, la série mésozoïque ne mesure que quelques dizaines de mètres. Au cours du Tertiaire la nappe Supérieure vient chevaucher la nappe de Préalpes médianes. Le plissement alpin développe à cet endroit un synclinal très pincé, en avant de la voûte anticlinale des Tours d'Aï et de la paléo-faille C-C. Sur cette dernière, un mouvement tardif vers le NW, d'âge plio-quaternaire, amène le flanc NW de l'anticlinal sur la zone complexe de Corbeyrier.

La région du vallon de Nairecoux, au NW de Corbeyrier, nécessite de nouvelles investigations avant d'être interprétée. Dans ce vallon, équivalent latéral de la Pointe de St-Laurent, on peut supposer que des discordances angulaires importantes mettent en contact les formations du Lias avec celles du Dogger.

La construction de cette coupe a été rendue possible à la lumière des investigations de Septfontaine (1995) dans la prolongation de cette zone au Château d'Oche. La reconnaissance de blocs au contenu stratigraphique divers a pu être exportée. La région de Corbeyrier est une zone complexe qui voit se mêler une paléo-faille, reprise en inverse et un chevauche-

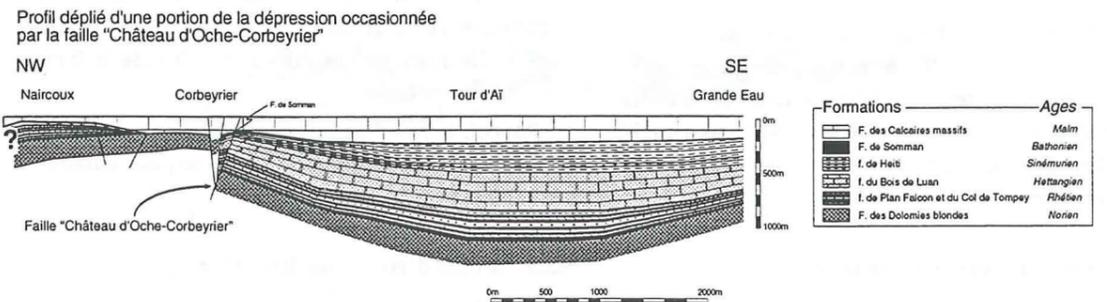


Figure 5-9. Profil déplié de la coupe 5-10. La vergence NW de la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" est consécutive à sa réactivation en faille inverse au cours du Jurassique moyen (fig. 4-7, Septfontaine 1995), puis au Néogène. La présence d'un "rollover" n'est pas exclue dans le compartiment abaissé pour expliquer les changements d'épaisseur des f. liasiques, où l'épaisseur maximale n'est pas atteinte à proximité de la faille, mais à plus de 2 km de celle-ci. Toutefois, la forme et l'évolution du "rollover" dépendent en particulier de la géométrie de la faille au Trias et au Lias qui n'est pas connue. Localisation, voir fig. 5-1.

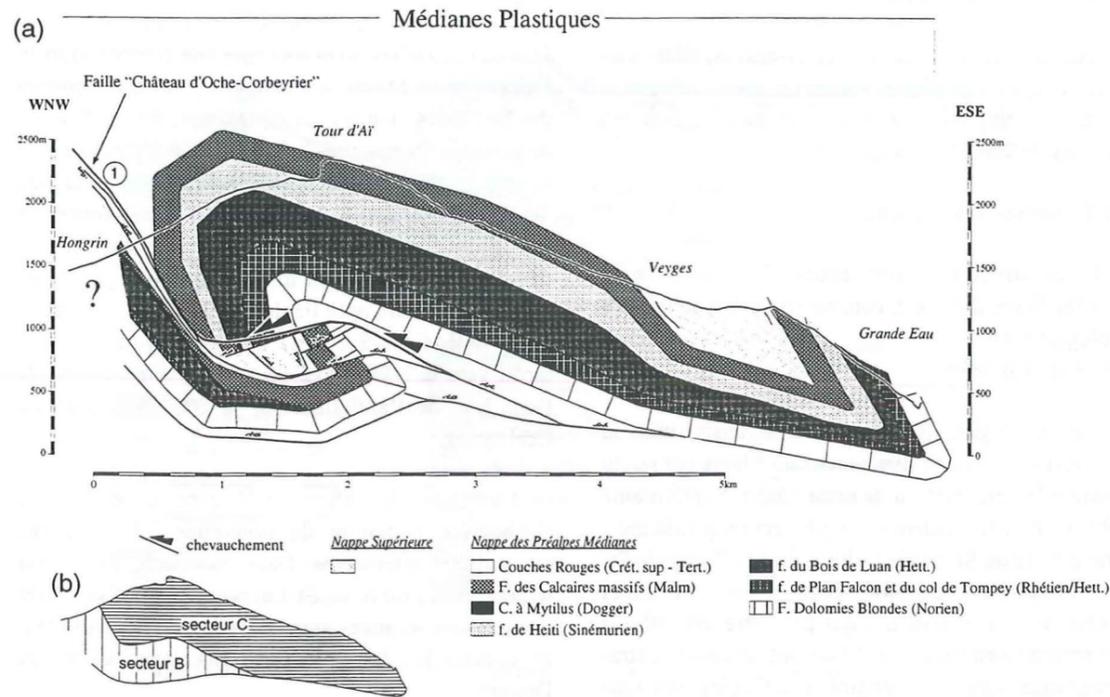


Figure 5-10. (a) Coupe tectonique au travers de l'anticlinal des Tours d'Ai, la faille majeure est numérotée. (b) Surfaces occupées par les secteurs palinspastiques B et C (fig. 4-3, 4-6). Localisation, voir fig. 5-1.

ment de nappe lui-même affecté par un mouvement tardif sur cette même faille (photo V-3). La paléotectonique de ce secteur est sans conteste la plus compliquée des Préalpes médianes (Gross 1966).

La figure 5-9 illustre cette même zone déroulée au Jurassique supérieur. Il faut remarquer que le maximum d'épaisseur des f. du Bois de Luan et de Heiti n'est pas atteint à proximité de la faille, mais à environ 2 km. C'est un fait de plus pour attester l'absence de relief marqué.

5.3.2. Locum-Cornettes de Bise

La coupe de la figure (fig. 5-11) tient compte des constats faits aux paragraphes 5.1.1 et 5.1.2. La solution proposée permet de remplir les vides. Elle explique la faille en retour du Mont Gardy par la position de l'écaille du Château d'Oche, le redressement de l'anticlinal de Lanचनाire par le duplex de l'écaille la plus méridionale. Elle implique en outre, un chevauchement de 7 km du secteur C sur le sec-

teur B (photo V-1 et V-2). Le secteur C est complet, le secteur D l'est certainement aussi. Une nouvelle approche sur le terrain est nécessaire pour être définitivement affirmatif à ce sujet. Ces imbrications de grande ampleur trouvent un écho sur les lignes sismiques tirées dans la vallée du Rhône, de nets réflecteurs horizontaux sont visibles à une altitude de 0 m.

Rappel: le profil de référence, la rive droite de la vallée du Rhône est situé à 5 km, perpendiculairement à la axe de la chaîne (fig. 5-2).

5.3.3. Monts d'Hermone-Roc d'Enfer

Par rapport à l'esquisse (fig. 5-8) de Plancherel (in prep.), 1,5 km manquent à l'appel dans le secteur B. Sur la coupe (fig. 5-12) l'allure très redressée du Rocher de la Motte peut s'expliquer en faisant jouer en retour la faille à l'E du Rocher. Cette approche définit une zone en triangle, dont la taille correspond à ce qui manque. Ce type de structures est fréquent dans le Jura (Sommaruga 1996).

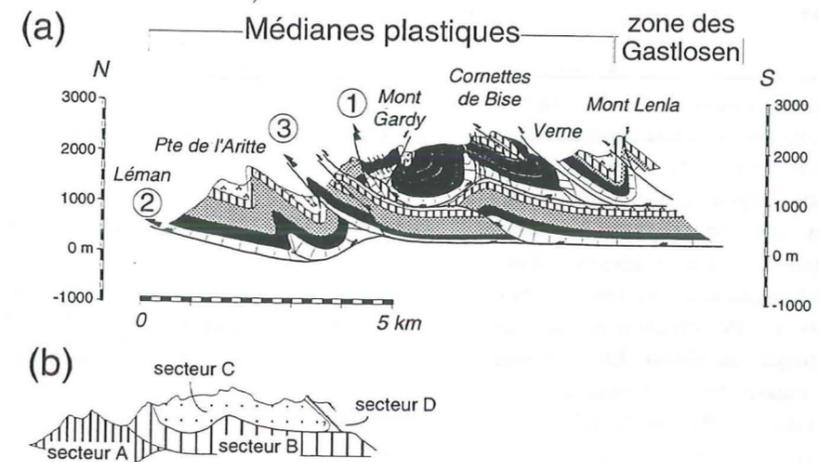


Figure 5-11. (a) Coupe tectonique au travers du Chablais oriental, les failles majeures sont numérotées. (b) Surfaces occupées par les secteurs palinspastiques A à D (fig. 4-5, 4-8). Le secteur B a une longueur équivalente à celle mesurée en rive droite de la vallée du Rhône (fig 5-5), soit 10 km. Localisation, voir fig. 5-1.

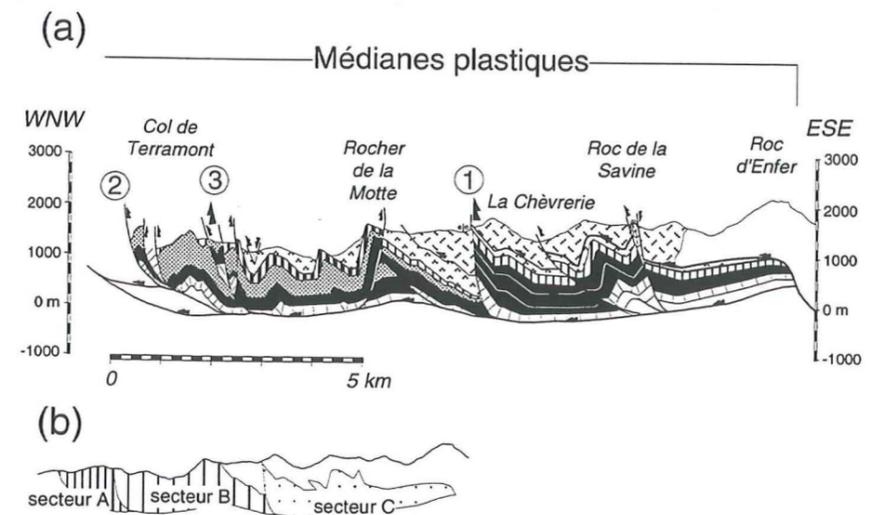


Figure 5-12. (a) Coupe tectonique au travers du Chablais central, les failles majeures sont numérotées. (b) Surfaces occupées par les secteurs palinspastiques A à C (fig. 4-5, 4-8). La mesure dépliée des couches du secteur B révèle un manquant de 1,5 km sur la coupe fig. 5-8 par rapport à la valeur de référence de 10 km de la fig. 5-5. Ces 1,5 km sont placés sous l'anticlinal du Rocher de la Motte (explications dans le texte). Localisation, voir fig. 5-1.

5.4. Conclusions

[i] L'hypothèse de la conservation des longueurs palinspastiques, calculées à partir de la coupe en rive droite de la vallée du Rhône sur toute l'étendue de la nappe, se révèle enrichissante pour construire les coupes. Elle permet de proposer des solutions originales à des questions non résolues jusqu'à présent. Cette nouvelle contrainte justifie la présence d'au moins une écaille tectonique sous les Turnen, présente par Mosar (1991). Elle offre une solution au vide placé sous la chaîne des Vanils. Elle explique l'altitude élevée du massif des Cornettes de Bise, ainsi que la faille en retour au Rocher de la Motte en Chablais.

[ii] Des chevauchements de plus de 7 km sont déduits des nouvelles coupes dans le massif des Cornettes de Bise. La disposition des écaillles explique les discordances angulaires cartographiques apparentes entre les lignes isopiques et les axes des plis alpins. Relevons qu'en Briançonnais, des écaillles de cette dimension sont appelées nappe.

Conclusions de la deuxième partie

[i] Trois failles de premier ordre jouent durant le Lias et structurent l'aire de sédimentation. Aucune d'elle ne crée d'escarpement. La faille "Château d'Oche-Corbeyrier" à vergence SE s'initie au plus tard au Rhétien; son rejet vertical mesuré entre le Rhétien et le Sinémurien inférieur (12 millions d'années) est supérieur à 1000 m.

La faille bordière frontale à vergence NW se signale dès le Sinémurien supérieur. Associée à la faille "Château d'Oche-Corbeyrier", elle définit un horst de 25 km de large, sur lequel la sédimentation est réduite du Sinémurien supérieur au Domérien (7 m.a.).

La faille "Rianda-Stockhorn" à vergence NW est la dernière faille à se manifester à partir du Domérien. A son abord, des karsts rongent son panneau supérieur. Ses effets seront particulièrement tangibles au cours du Dogger, la rive droite de la Sarine, dans la région de Grandvillard, compte 2'000 m de séries de cet âge.

[ii] Les discordances angulaires dans lesquelles les formations liasiques sont impliquées, sont cachetées par des séries plus jeunes. Qu'elles soient

mesurables sur le terrain, cartographiques ou déduites de l'analyse des cartes, elles sont toutes postliasiques.

[iii] Il résulte de la nature de la sédimentation, de l'absence de discordances angulaires et de brèches en quantité significatives, qu'un réajustement "souple" des sédiments moule la déformation dans le temps. Le fond de la mer garde une physiographie essentiellement plane sauf temporairement au Domérien où le rebond de la faille "Rianda-Stockhorn" fait émerger une fine bande de terre. Il n'y a pas donc pas à proprement parlé de bassins liasiques, seulement des limites des érosions ultérieures.

[iv] Un nouveau profil palinspastique pour le Lias est proposé. Il tient compte des acquis de la présente étude. La structure de l'aire de sédimentation est plus simple que celle communément admise. La disposition des failles majeures et leur nombre sont à l'échelle des phénomènes crustaux qui les génèrent.

[v] De nouvelles coupes tectoniques équilibrées, basées sur la conservation des longueurs palinspastiques sont élaborées. Elles offrent des solutions à des problèmes jusqu'à présent restés sans réponse.

TROISIÈME PARTIE

Evolution dynamique du domaine briançonnais

CHAPITRE 6

COURBES DE SUBSIDENCE ET IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES

Cette partie quitte le champ strictement liasique pour aborder à travers les événements les plus marquants l'histoire du bassin des Préalpes médianes, partie intégrante du domaine briançonnais, puis intégrer cette histoire dans l'évolution géodynamique de la plaque européenne.

6.1. Introduction

L'évolution géodynamique du domaine briançonnais préalpin est abordée par le biais des courbes de subsidence. Ces courbes prennent en compte l'ensemble de la pile sédimentaire des Préalpes médianes du Trias à l'Eocène en divers points des Préalpes romandes. Une analyse détaillée a été menée sur les Préalpes médianes romandes qui corrobore les résultats de l'étude paléotectonique. L'interprétation géodynamique est essentiellement proposée sur la base d'une courbe synthétique (fig. 7-2) en prenant l'option minimale pour la durée des lacunes sédimentaires.

L'intégration des derniers résultats tant en stratigraphie qu'en paléotectonique permet de préciser l'histoire du bassin des Préalpes médianes, bassin frangeant de l'océan piémontais (Stampfli et Marthaler 1990). Et cela en accord avec un nouveau cadre géodynamique (Stampfli 1993, Stampfli 1994, Mosar et al. 1996, Stampfli et Marchant 1997) où le domaine paléogéographique des Préalpes, dans un premier temps rattaché à la plaque ibérique, à l'W de la Corse, s'en détache pour dériver vers le NE, puis participer à la collision qui donnera naissance aux Alpes.

Vingt et une localités ont été retenues comme représentatives de trois grandes traverses (fig. 6-1) de la nappe. L'analyse géohistorique se fait par l'analyse de courbes de subsidence. Ces courbes représentent au cours du temps l'enfouissement des premiers sédiments déposés au fond du bassin qui servent de

niveau repère. Pour restituer une courbe de subsidence complète malgré les importantes lacunes de sédimentation et les difficultés de datation, dans le Lias en particulier, il est nécessaire de reconnaître les corps sédimentaires et leur géométrie sur le terrain. Il faut interpréter les discontinuités en termes de non-dépôt, d'érosion, d'arrêt de sédimentation, etc., cela afin d'extrapoler les données d'un profil à l'autre lorsqu'elles manquent.

6.2. Cadre géologique

Les 23 formations formelles ou informelles reconnues dans les Préalpes médianes sont positionnées dans le temps (Odin et Odin 1990) sur le tableau 6-1, pour les références se reporter au § 1.6.

6.2.2. Position palinspastique

Pour aboutir à une image la plus représentative possible, il faut idéalement replacer les profils dans leur cadre paléogéographique sur une carte palinspastique. Dans le cas des Préalpes médianes plastiques, la marge d'erreur est considérable, conséquence de la technique de rétrodéformation jusqu'à aujourd'hui appliquée (§ 4.2). J'ai donc choisi d'utiliser les positions actuelles des profils pour l'analyse de l'évolution des taux de subsidence. Le résultat de la figure 6-5 est à prendre avec précaution, la mise en place de la nappe a eu pour conséquence première de contracter les profils par rapport à leur disposition originelle sur un axe NE-SW, perpendiculaire aux axes des structures de premier ordre.

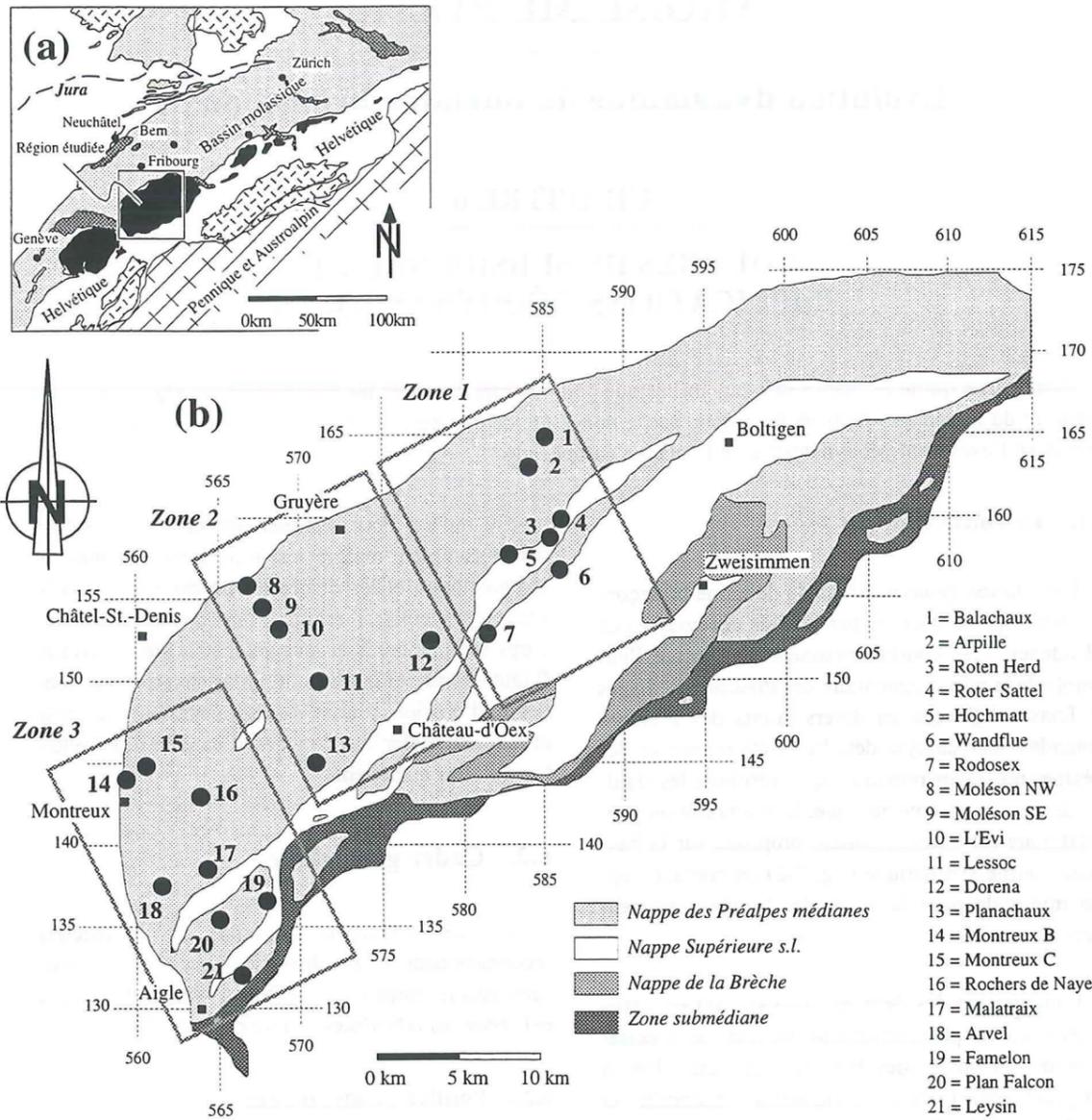


Figure 6-1. (a) Localisation de la région étudiée. (b) Carte tectonique simplifiée des Préalpes romandes avec la position des coupes stratigraphiques pour l'analyse de la subsidence.

6.2.3. Cadre paléotectonique

L'ensemble de la nappe a subi une succession d'événements paléotectoniques. Il s'agit de reconnaître si leurs effets ont une extension locale ou régionale et d'en évaluer la durée. Ces événements sont à distinguer des phénomènes globaux comme les variations eustatiques.

Effets de portée locale: ils se situent dans le temps avant le Bajocien et le long d'un axe SW-NE. Du

Rhétien et plus particulièrement de l'Hettangien moyen au Carixien, c'est un épisode distensif marqué par le développement de failles normales (p.ex. Corbeyrier), failles qui entraînent d'importantes variations de faciès et d'épaisseur des séries sédimentaires. La période du Pliensbachien supérieur au Toarcien inférieur témoigne de la reprise d'une subsidence toujours commandée par la tectonique. L'évolution de l'eustatisme global dont la tendance est à la hausse peut aussi marquer son empreinte. La combinaison des deux phénomènes est parfaitement

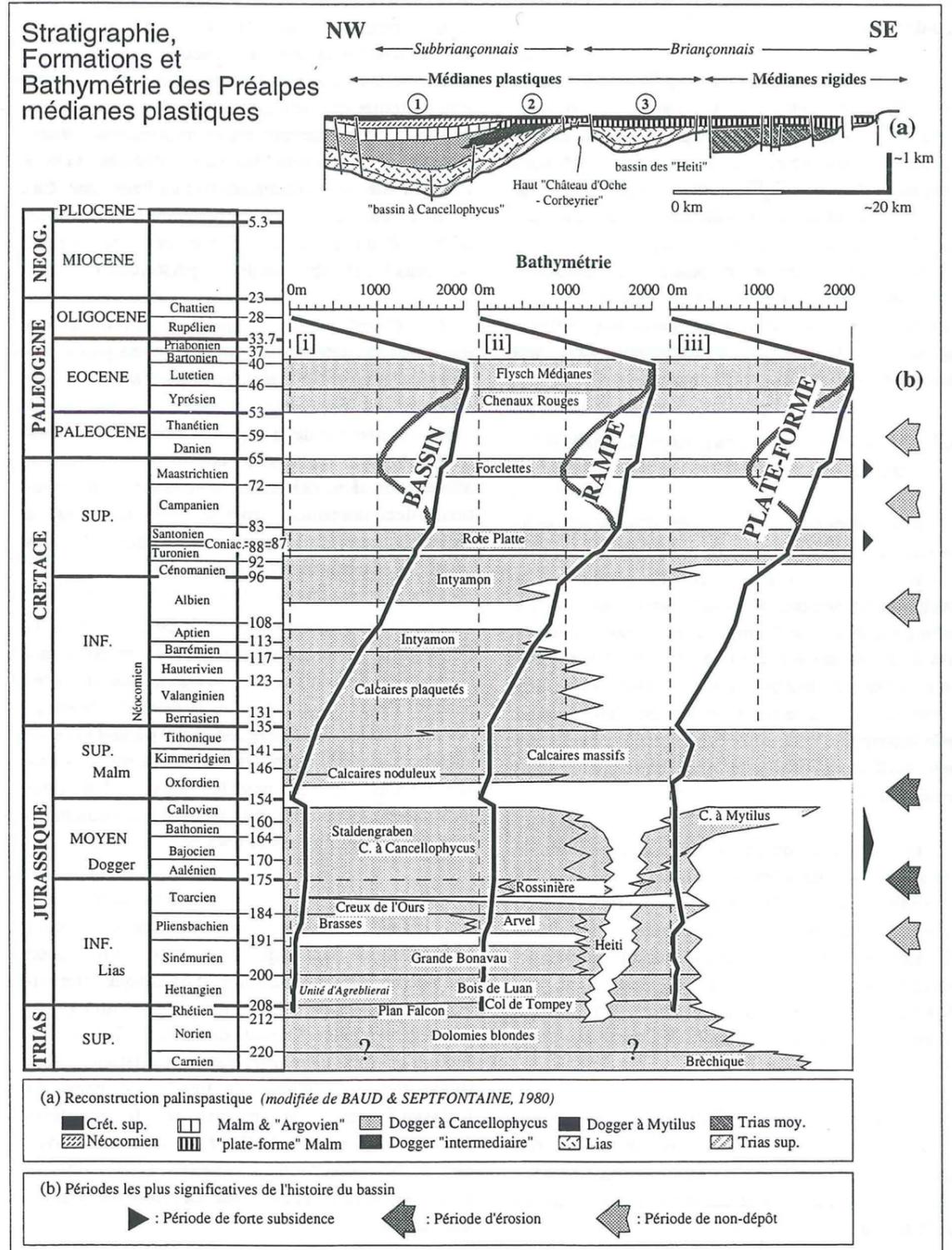


Tableau 6-1. Tableau stratigraphique montrant les périodes de dépôt et les lacunes sédimentaires (érosion et/ou non-dépôt) dans les Préalpes médianes. L'échelle du temps d'après Odin et Odin (1990) est linéaire. Reconstruction palinspastique (a) simplifiée et modifiée des Préalpes médianes de Baud et Septfontaine (1980). Tableau modifié de Borel (1995) et Mosar et al. (1996).

envisageable; en l'état des connaissances il est difficile de trancher.

Effets de portée régionale: ils affectent la totalité de l'aire de sédimentation. Au Toarcien, le soulèvement de l'épaule de la marge affecte de manière croissante les secteurs C, D et E. Les incertitudes liées aux conditions d'affleurement ne permettent pas d'affirmer un effet sur la sédimentation des secteurs A et B. Au Callovo-Oxfordien, Septfontaine (1983, 1995) a mis en évidence une phase en compression, durant laquelle le soubassement remonte de 120 m au moins. A partir du Berriasien jusqu'aux derniers dépôts du Lutétien, le Briançonnais dans son ensemble s'enfoncé progressivement.

6.3. Calcul des diagrammes de subsidence

La subsidence du soubassement d'un bassin sédimentaire est la conséquence de deux facteurs qui parfois se conjugent ou s'opposent. Le premier est le résultat du poids cumulé des sédiments et de l'eau. Le second est d'origine thermique et touche à l'évolution de la lithosphère. Celle-ci, lors du début d'une océanisation, a tendance à se soulever (expansion thermique), puis à se refroidir, lors du vieillissement de la lithosphère océanique provoquant son enfoncement ainsi que celui des marges continentales adjacentes (subsidence thermique).

Les techniques de construction des courbes de subsidence sont décrites chez Funk (1985), Wildi et al. (1989), Loup (1992), Loup et Wildi (1994) ou Leu (1994). Les courbes de subsidence de ce travail ont été calculées avec le programme Backstripp89 de R. Schegg de l'Université de Genève basé sur McKenzie (1978), Sclater et Christie (1980). Ce calcul nécessite la prise en compte des paramètres suivants:

[i] *Épaisseur actuelle des différentes unités lithologiques.* Celles-ci sont prises en partie dans la littérature (les principales références sont mentionnées plus haut), les autres sont des mesures personnelles sur le terrain.

[ii] *Erosion après le dépôt.* C'est un des paramètres les plus difficilement maîtrisables, car il s'agit d'estimer à la fois l'épaisseur enlevée et à quel moment cette érosion a eu lieu. Sur la base des obser-

vations de terrain, j'ai introduit deux phases d'érosion; la première au cours du Toarcien et la seconde au Callovo-Oxfordien qui affecte l'ensemble du Briançonnais s.l. A ces érosions à proprement dites, il faut ajouter des périodes de non-dépôt, qui se traduisent sur le terrain par des encroûtements. Celles-ci se situent à la limite Sinémurien-Pliensbachien, à l'Aptien-Albien, au Campanien et au Paléocène. Ces absences de dépôt se chiffrent pour le bassin à 58 millions d'années sur les 180 que dure la sédimentation dans les Préalpes médianes plastiques.

[iii] *Coefficient de déformation tectonique.* Ce paramètre de déformation interne est de peu d'importance dans les Médiannes plastiques. Mosar (1989) a calculé sur des pellets un facteur d'extension de 110% à l'intérieur de la nappe. Il dépend de la nature lithologique de la série considérée. Ce facteur affecte plus particulièrement la puissance des formations incompetentes, comme les Couches à Cancellophycus du Dogger ou les Couches Rouges crétacées et tertiaires.

[iv] *Facteur de compaction.* Il est fonction de la lithologie et il est calculé en tenant compte d'une compaction mécanique des niveaux sédimentaires pendant l'enfouissement selon la méthode développée par Dykstra (1987). Backstripp89 permet le choix entre six types de lithologies dont les valeurs de porosité initiales sont: 0.41 pour les calcaires, 0.63 pour les shales, 0.49 pour les grès, 0.31 pour les dolomies, 0.15 pour les évaporites et 0.45 pour les siltites.

[v] *Age des dépôts.* C'est le facteur déterminant pour la finesse du calcul de la courbe de subsidence. Le programme Backstripp89 nécessite l'introduction de l'âge de la base et du sommet de chaque intervalle de temps considéré. La série stratigraphique préalpine est bien calée du point de vue de l'âge, à l'exception du Jurassique inférieur où les datations sont sporadiques par manque de fossiles. A partir du Jurassique moyen, la présence des foraminifères planctoniques permet de dater les formations avec une grande précision. L'échelle chronostratigraphique de Gradstein (1995) sert de référence pour les âges absolus.

[vi] *Bathymétrie.* La profondeur d'eau, à l'instar des âges, doit être estimée pour la base et le sommet de chaque intervalle de temps. Dans les deux cas, il faut introduire une valeur minimale et maximale. Les

bathymétries retenues ici sont basées sur l'analyse des environnements et faciès sédimentaires pour le Jurassique. Le cas des sédiments postjurassiques est différent. Ces dépôts pélagiques peuvent s'être déposés entre 500 m et la limite de compensation des carbonates vers 2500 m de profondeur, et même au-delà pour les argilites du flysch des Préalpes médianes. Les bathymétries retenues sont estimées; trois d'entre-elles sont représentées sur la figure 6-1. A défaut de critères discriminants, l'augmentation de la tranche d'eau est choisie linéaire dans le temps. Les valeurs des variations eustatiques à long terme du niveau des mers de Haq et al. (1987) sont intégrées dans le programme. Dans les Préalpes médianes, les milieux de dépôt s'approfondissent, de manière générale, au cours du temps. Certaines écoles comme celle d'Amsterdam négligent les variations eustatiques (Cloetingh 1992, Cloetingh et Kooi 1992, Cloetingh 1994, Janssen et al. 1995). L'analyse des résultats tenant compte ou non de ce paramètre sont en fait très semblables. Par ailleurs, le problème se pose dès que l'on veut remonter au-delà du Permien, où les courbes eustatiques n'existent simplement pas.

6.4. Analyse et discussion des courbes de subsidence

L'analyse s'inspire des travaux de Hallam (1969), Bond et Kominz (1984), Pitman et Andrews (1985),

Kleinspehn et al. (1989), Allen et Allen (1990), Lago et al. (1990), Barr (1991), Kominz et Bond (1991), Ludwig et al. (1991), Loup et Wildi (1994), Coudert et al. (1995), Hallam (1996).

Le cadre géodynamique est basé sur un modèle de rifting à cisaillement simple de la lithosphère type Wernicke (1985), voir aussi Lister et al. (1986). Il peut se résumer en six étapes: [i] transtension crustale; [ii] cisaillement simple de la lithosphère; [iii] cisaillement pur et remontée de l'asthénosphère; [iv] expansion thermique et soulèvement des épaulements du rift; [v] océanisation; [vi] subsidence thermique. Les étapes [iii] et [iv] se marquent sur une courbe de subsidence par un plateau ou une bosse, les étapes [v] et [vi] par un segment convexe. Si la subsidence augmente rapidement au cours du temps, le segment de courbe est concave comme dans le cas de la flexuration de la plaque inférieure vers la fosse de subduction, lors du rapprochement des masses lithosphériques.

Les vingt et un profils sont regroupés en trois zones et dans chacune d'entre elles, ils sont répartis plus ou moins perpendiculairement à la chaîne. Deux paires de courbes sont représentées sur chaque diagramme (figures en annexe). Une courbe de subsidence totale avec une bathymétrie maximale et une autre avec une bathymétrie minimale. Un second

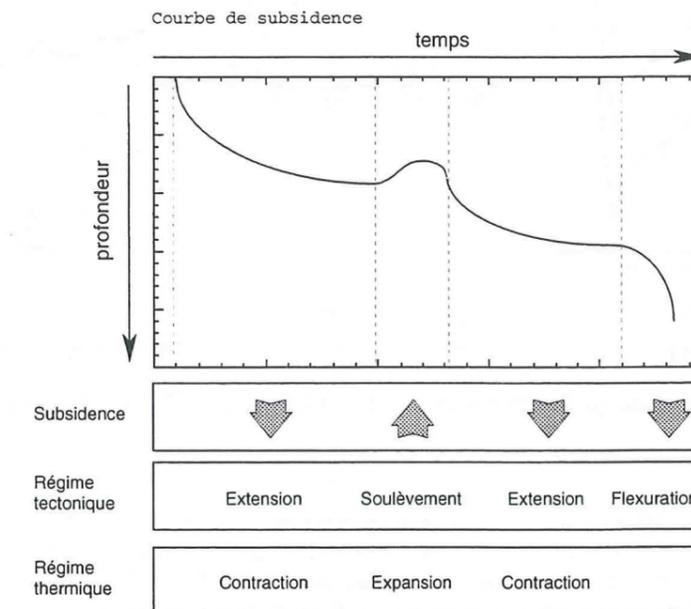


Figure 6-2. Courbe de subsidence schématisée d'un bassin frangeant (rim basin) illustrant les principales phases géodynamiques en rapport avec différents régimes thermiques et tectoniques.

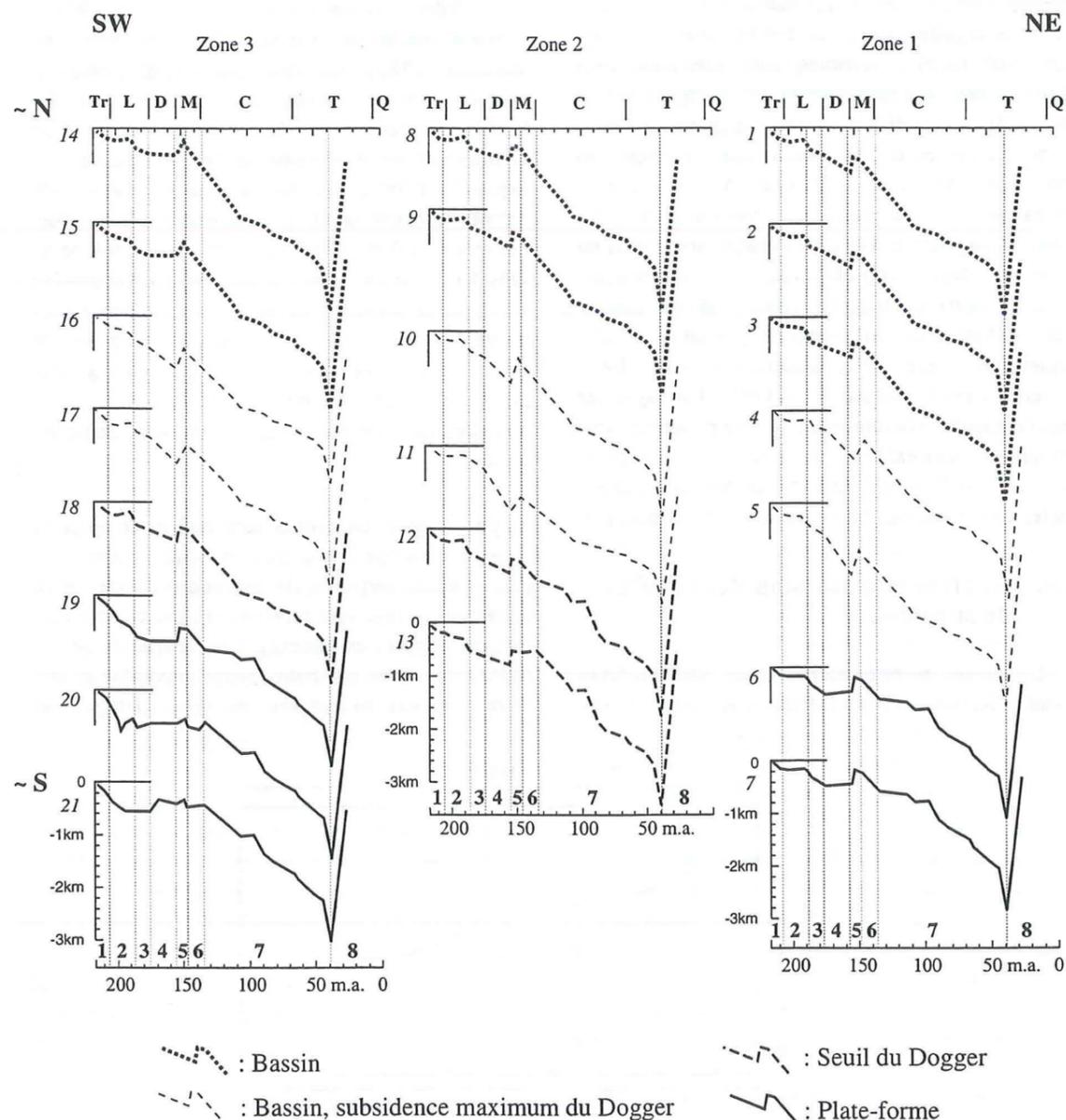


Figure 6-3. Courbes de subsidence tectonique maximum; mise en évidence des principaux domaines paléotectoniques basée sur l'analyse des courbes pour les trois zones dans les Médiannes romandes (voir fig. 6-1). Les phases paléotectoniques sont numérotées de 1 à 8. Tr: Trias; L: Lias; D: Dogger; M: Malm; C: Crétacé; T: Tertiaire; Q: Quaternaire; m.a.: millions d'années.

couple de courbes est constitué de courbes construites en enlevant le poids des sédiments et de l'eau des courbes de subsidence totale (backstripping). Ces courbes dites tectoniques permettent d'identifier les mouvements propres du soubassement du bassin. L'option retenue pour la discussion est la courbe tectonique maximale (fig. 6-3) qui, tout en accentuant le profil de la courbe, permet une interprétation géodynamique plus aisée. Chaque courbe est construite à partir d'une vingtaine d'intervalles de temps, figurés par des traits blancs sur chaque diagramme. Huit «phases» ont été reconnues à partir des courbes, elles sont discutées dans l'ordre chronologique.

6.5. Phases paléotectoniques et interprétations géodynamiques

Pour reconstruire l'histoire d'un bassin sédimentaire, il faut tenir compte de la paléotectonique, de la stratigraphie, de l'analyse des milieux de dépôts, des courbes de subsidence et de la géodynamique globale. Il est ainsi possible de proposer une histoire probable du bassin frangeant de l'océan piémontais que sont les Préalpes médianes. En regard de cette histoire, il paraît judicieux d'en exprimer les étapes majeures en termes de phases. En effet, les courbes de subsidence soulignent l'aspect ponctuel dans le temps de l'extension liasique ou de l'événement calvo-oxfordien. Ces phases sont au nombre de huit.

phase 1. Le segment triasique convexe des courbes montre la fin d'une subsidence thermique; celle-ci peut être associée à l'océan «Hallstatt-Meliata» situé à l'E du Briançonnais qui est en phase de subsidence thermique pendant le Trias (Mosar et al. 1996, Stampfli et Marchant 1997).

phase 2. C'est la phase piémontaise où l'extension domine du Rhétien, et plus particulièrement, de l'Hettangien jusqu'au Pliensbachien (Bernoulli et Lemoine 1980). Les formations les plus anciennes de Plan Falcon et du Col de Tompey (Rhétien et Hettangien inférieur) sont relativement uniformes en termes de faciès, alors que leurs épaisseurs varient. Ces formations se retrouvent sur l'ensemble de la nappe. Au Sinémurien se développe la faille bordière, puis la faille «Rianda-Stockhorn» qui définissent des zones plus subsidentes que d'autres avec pour corollaire des variations de faciès et d'épaisseur des

séries sédimentaires. Cette phase se traduit par des formes très dissemblables d'une courbe à l'autre (fig. 6-4 zone 3) selon que le point de mesure se situe sur le compartiment abaissé ou sur le mur de l'une ou l'autre faille. Elle se signale comme étant la phase d'extension tectonique la plus active du rifting de la Téthys alpine.

phase 3. Du Pliensbachien supérieur au Toarcien moyen, la faille «Rianda-Stockhorn» déploie ses effets et va modeler la topographie du fond marin de manière durable. Une zone déprimée voit le jour, au NW de la faille, avec une subsidence plus forte que dans la zone moins profonde, au SE de la faille. Au cours du Dogger une plate-forme carbonatée se développe depuis le SE, son rebord est placé à l'aplomb la faille et ne va que peu se déplacer au cours du Jurassique. Le Toarcien se caractérise par une profonde érosion principalement dans le secteur C. Ce sont les Couches de Heiti du Sinémurien inférieur en contact avec les Calcaires massifs de l'Oxfordien supérieur aux Tours d'Al, qui sont le résultat de la superposition des phases 3 et 5 (voir ci-dessous). A Schwiedenegg au N d'Oberwil dans le Simmental, la f. de Rossinière du Toarcien supérieur est en contact avec les Dolomies blondes du Norien par l'entremise d'une surface d'encroûtements perforés (Jeannot et Gerber 1919). Ces lacunes se traduisent sur les courbes par un arrêt de la subsidence et dans la partie la plus interne par une remontée (fig. 6-3 plate-forme). Elles peuvent être rapportées au soulèvement de l'épaulement du rift de la Téthys alpine, qui est l'expression de l'expansion thermique de la lithosphère après son cisaillement et à la remontée de l'asthénosphère sous le rift. Ce soulèvement provoque une érosion de plus en plus profonde des séries vers le S, ainsi qu'un possible glissement, sur une semelle d'évaporites du Trias, de la partie radicale du bassin frangeant préalpin, qui pourrait alors inverser localement des structures extensives plus anciennes (Mosar et al 1996).

phase 4. De l'Aalénien au Callovien, la subsidence prédomine à nouveau, en particulier dans le bassin à Cancellophycus nouvellement formé. Une forte subsidence (fig. 6-3a), localisée en rive droite de la vallée de la Sarine, permet le dépôt de 2000 m de sédiments. Elle est illustrée par un segment concave sur la figure 6-4,11. La plate-forme des Couches à Mytilus reste en comparaison très peu subsidente (fig. 6-4 plate-forme). Cette phase marque la subsi-

dence thermique de la Téthys alpine qui provoque l'enfoncement du bassin.

phase 5. Au Callovo-Oxfordien, c'est l'ensemble des Préalpes médianes qui remonte d'au minimum 120 m, faisant alors émerger la plate-forme (Septfontaine 1983, 1995). Ces 120 m correspondent à l'épaisseur maximale des Couches à Mytilus, qui sont à certains endroits complètement érodées comme aux Tours d'Al. Dans cette région, elles ne sont représentées que par quelques centimètres de calcaires grésos-graveleux à la base des Calcaires massifs du Malm. A Corbeyrier par exemple, les phase 3 et 5 de soulèvement se superposent pour mettre en contact stratigraphique les Dolomies blondes du Trias et les Calcaires massifs du Malm. Pour le calcul des courbes, cette phase a été scindée en deux pour tenir compte des érosions de la base de la formation au S et du sommet au N. Elle se traduit sur les courbes par un brusque arrêt de la subsidence et par une remontée rapide du soubassement.

Si la valeur de 120 m est admise, celle-ci ne suffit pas à rendre compte de la totalité de l'épaisseur des séries érodées sous les Calcaires massifs du Malm. Ainsi, il faut également admettre une érosion non négligeable à la fin du Lias. Cette phase indique soit un délestage tectonique, soit un nouvel apport thermique qui provoque l'expansion de la lithosphère et fait remonter le soubassement du bassin. Cet événement, peut-être, précède l'ouverture de l'océan valaisan.

phase 6. De l'Oxfordien supérieur au Tithonique, la sédimentation reprend avec le dépôt des Calcaires massifs. La subsidence est encore différenciée entre le bassin et la plate-forme où sa reprise est nettement moins prononcée, comme illustré sur les courbes (fig. 4). Cette phase est peut-être liée à l'ouverture en "pull apart" de l'océan valaisan, provoquant des soulèvements localisés de ses marges.

Les phases 5 et 6 sont des phases de subsidence tectonique.

phase 7. Du Berriasien à l'Yprésien, la sédimentation pélagique qui caractérise cette période laisse place à de nombreuses interprétations. Du replat des courbes du domaine de plate-forme à la base de l'Albien (période de non-dépôt), il faut retenir l'accélération de subsidence qui lui fait suite. Dans le

cadre de l'interprétation retenue ici - évolution du Briançonnais en micro-continent rattaché jusqu'à l'Albien à la plaque ibérique (Stampfli 1993) - les dépôts remplissent, en transgression vers le S, les creux hérités de la topographie jurassique. Cette phase correspond à la subsidence thermique de l'océan valaisan combinée à la fermeture de l'océan piémontais.

Les courbes ont été calculées sans tenir compte de la flexuration de la plaque européenne sous le prisme d'accrétion. Une variante tenant de cette flexure est proposée sur les figures 7-2 à 7-6.

phase 8. Du Lutétien au Rupélien, la convexité des courbes présentées dépend uniquement de la bathymétrie retenue (fig. tab 6-1). Elle n'est en réalité certainement pas aussi marquée que sur les courbes maximum. Cette phase est celle de la structuration des nappes et décollement de celles-ci.

Il faut noter la part prépondérante prise par la bathymétrie dans l'allure des courbes au Crétacé et au Tertiaire, où le poids de 2000 m d'eau concurrence très largement le poids de la centaine de mètres de sédiments marneux.

6.6. Taux de subsidence tectonique

Les taux de subsidence discutés ici sont calculés à partir des courbes de subsidence tectonique maximum. Ils sont exprimés en mètres par millions d'années (m/m.a.). Un taux positif indique une période de subsidence, à une remontée du soubassement correspond un taux négatif. Les lignes brisées de la figure 6-5 mettent également en évidence les intervalles de temps considérés pour les calculs des courbes de subsidence. Il est à noter que l'analyse des taux de subsidence n'a jamais fait l'objet d'une étude de détail, ni typologique en relation avec le type de bassin, ni quantitative, on peut toutefois citer: Hallam 1969, Courel et al. 1984, Gallagher 1989, Marty et Cazenave 1989, Lago et al. 1990, Kominz et Bond 1991, Paine 1993, Soreghan et Dickinson 1994. La représentation graphique des taux de subsidence est en annexe.

Les taux de subsidence dans les Préalpes médianes plastiques sont en moyenne inférieurs à 30 m/m.a. Cinq épisodes à taux supérieur à 50 m/m.a. sont à signaler: au Rhétien dans la région de Plan

Falcon; au Pliensbachien, du Bajocien au Bathonien, au Santonien, puis au Maastrichtien sur l'ensemble de la zone d'étude (fig. 6-5). Ils s'intègrent parfaitement dans le cadre géodynamique discuté au § suivant.

La lecture de ces taux révèle quelques surprises comme dans le cas de la remontée du fond marin au Callovo-Oxfordien. Celle-ci se marque sur les courbes (fig. 6-5) par un taux de subsidence négatif. Sur la plate-forme (Leysin, Plan Falcon), la remontée se signale par la très forte subsidence qui lui fait suite pendant le Malm. Les Couches à Mytilus étant déjà proches de l'émersion, la remontée de 120 m les fait largement émerger, mais seuls les mètres les séparant de la surface sont pris en compte, en l'occurrence 3 m. Ceci est la conséquence de l'impossibilité dans le programme Backstripp89 de mettre des valeurs négatives de bathymétrie (reliefs positifs au-dessus du niveau de la mer). Donc relativement à cette émersion, les dépôts suivants impliquent une subsidence qui part de 0 m et non de -80 ou -100 m comme pour la majorité des courbes du bassin à Cancellophycus qui reste sous l'eau.

Au Crétacé, les taux de subsidence élevés (50 m/m.a.) sont à mettre en relation avec la qualité des datations atteinte pour cette période qui fixe avec une grande précision les moments de dépôt et de non-dépôt. Avec la précision de datation utilisée au Jurassique, ces taux seraient singulièrement plus faibles.

De même, la forte subsidence exprimée par le taux supérieur à 120 m/m.a. au Lutétien disparaît, si au lieu de 3000 m de tranche d'eau la bathymétrie est réduite à 2000 m.

6.7. conclusions

[i] A partir des données de 21 localités réparties en trois zones dans la nappe des Préalpes médianes romandes, des courbes de subsidence ont été calculées. En dépit des approximations sur l'âge de certaines formations, la compaction de leurs sédiments, et leur bathymétrie, cette analyse numérique montre des tendances dans l'histoire de la subsidence. Elle met en relief les événements paléotectoniques qu'une partie de la marge nord-téthysienne a subi au cours du Secondaire et du Tertiaire.

[ii] Huit phases ont été reconnues qui reflètent l'évolution de cette portion de la marge passive depuis la transtension crustale à l'océanisation successive de deux océans (Piémontais et Valaisan). A une subsidence liasique apparemment irrégulière dans sa répartition spatiale, suit un épisode d'inversion dans la partie radicale de la nappe qui débute à la fin du Lias. La subsidence reprend au Dogger, plus forte au N qu'au S où l'inversion se poursuit (Septfontaine 1995). Par la suite, les courbes montrent sans équivoque un événement au Callovo-Oxfordien. Il fait remonter l'ensemble du domaine des Préalpes médianes, avant que la subsidence reprenne au Malm dans une configuration équivalente à celle du Dogger. A partir du Crétacé, le bassin des Médianes va s'enfoncer et sa bathymétrie atteindre, à l'Eocène moyen, la limite de compensation des carbonates (C.C.D.).

[iii] L'allure des courbes de subsidence se modifie considérablement d'un point de mesure à l'autre, ce qui permet d'évaluer l'extension spatiale des diverses phases de l'histoire du bassin.

[iv] Les taux de subsidence du soubassement du bassin sont en général modestes, inférieurs à 30 m/m.a. Durant le Pliensbachien, le Dogger pro parte et le Santonien, des taux supérieurs à 50 m/m.a. ont été calculés, montrant que les zones de subsidence maximales se déplacent dans le temps en fonction des mouvements sur les failles normales.

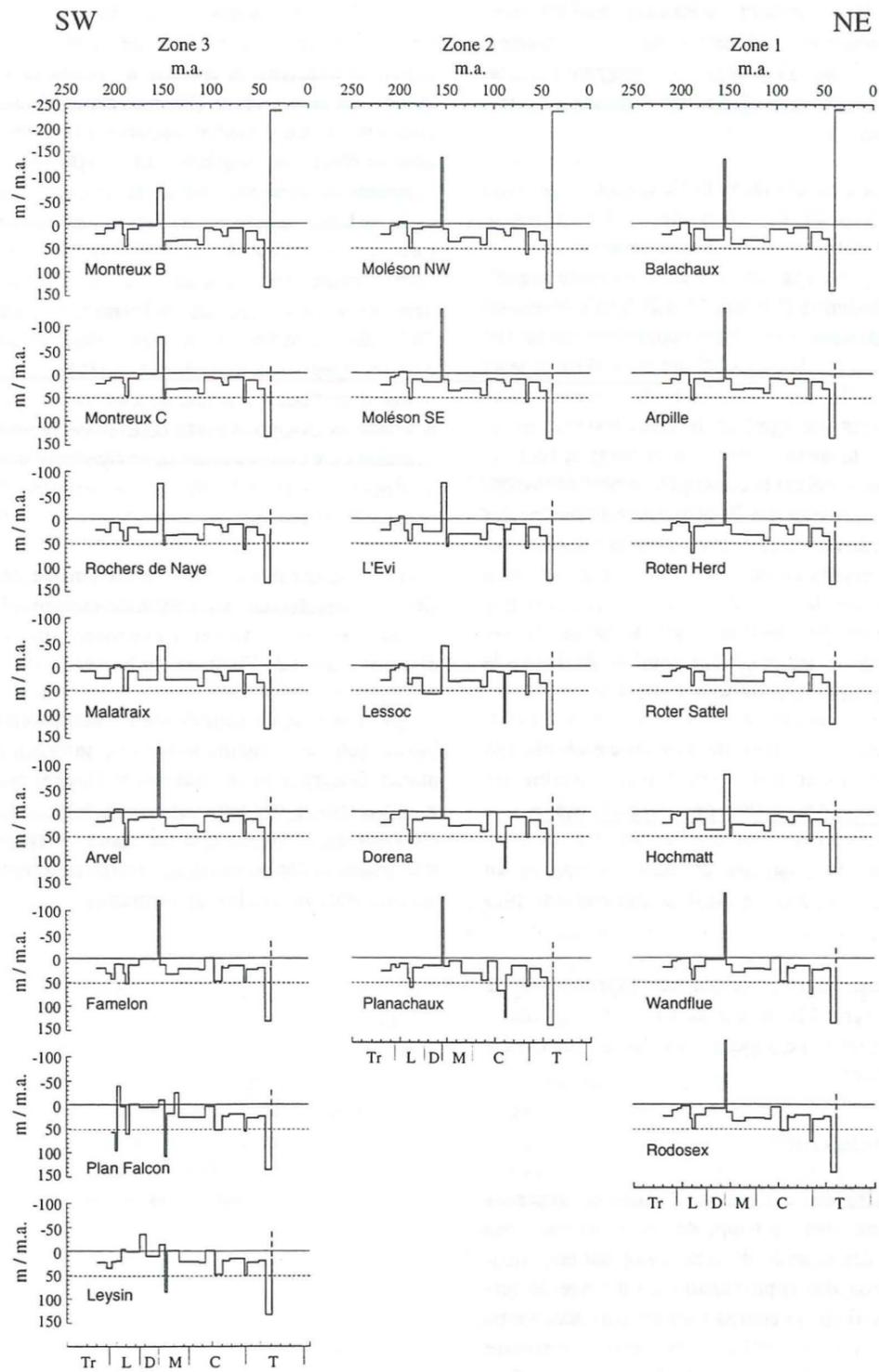


Figure 6-4. Taux de subsidence en mètres par millions d'années (m/m.a.) calculés à partir des courbes tectoniques maximum. Les intervalles de temps utilisés pour construire les courbes de subsidence se marquent à chaque brisure de la ligne. Les taux positifs indiquent une subsidence de l'aire de sédimentation les taux négatifs une remontée. Localisation, voir fig. 6-1. Tr: Trias; L: Lias; D: Dogger; M: Malm; C: Crétacé; T: Tertiaire; m.a.: millions d'années.

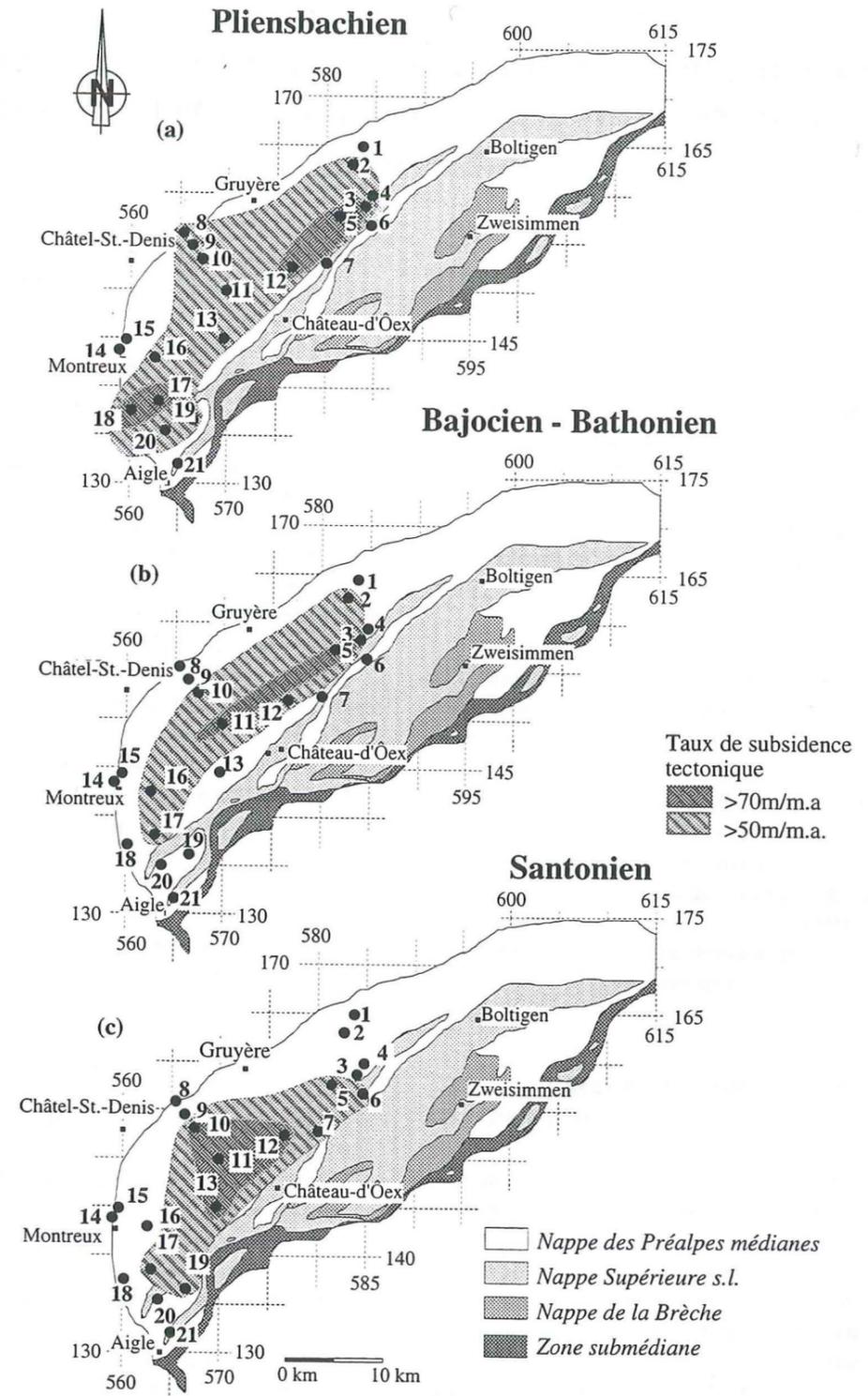


Figure 6-5. Cartes tectoniques simplifiées des Préalpes romandes avec la position schématique des zones à fort taux de subsidence (supérieur à 50 et supérieur à 70 mètres par millions d'années) au Pliensbachien, au Bajocien-Bathonien et au Santonien.

CHAPITRE 7

COMPARAISON ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU BASSIN DES PRÉALPES AVEC LES BASSINS AVOISINANTS AU MÉSOZOÏQUE

7.1 Introduction

Ce chapitre se veut une ouverture sur les domaines connexes du Briançonnais. Il s'agit de comparer et de corrélérer, si possible, les événements géodynamiques qui rythment l'histoire des Préalpes médianes avec ceux de domaines paléogéographiquement liés à la plaque ibérique. La comparaison s'étend également au bassin de Paris et à l'Atlantique nord (Jeanne d'Arc Basin). Ces deux bassins, par leur situation paléogéographique, permettent une analyse comparative entre les événements liés respectivement à l'océan Atlantique et à la Téthys alpine.

Les courbes de subsidence de ce chapitre sont calculées avec le programme EasySub développé au département de Géologie de l'Université de Genève par J. Uriarte et R. Schegg. J'ai apporté des modifications de fonctionnalités à la version originale, notamment pour le traitement de l'influence de la bathymétrie et la possibilité de calculer l'influence de l'eustatisme sur les courbes jusqu'à la base du Permien. Ce programme est une évolution de Backstripp89 utilisé pour l'élaboration des courbes présentées au chapitre 6.

Rappel des acquis du chapitre précédent

[i] Le Trias inférieur et moyen se caractérise par la subsidence thermique d'Haltstatt-Meliatta, le Trias supérieur par la subsidence tectonique de la Téthys alpine. Dans le cadre de l'histoire de ce dernier océan, les dépôts d'âge Trias supérieur sont pré-rift.

[ii] La limite Sinémurien-Pliensbachien est marquée par la fracturation tectonique et le délestage de la croûte continentale qui prélude à l'ouverture de la Téthys alpine. Le Briançonnais évolue en plaque supérieure flexurale de la Téthys alpine.

[iii] Après le soulèvement des épaulements du rift à la fin du Lias, prend place, au Jurassique moyen,

une période de subsidence thermique qui se traduit par une rapide transgression marine sur les épaulements.

[iv] A la limite Callovien-Oxfordien, l'ensemble du domaine briançonnais est affecté par une remontée générale qui provoque d'importants hiatus de sédimentation sur la plate-forme. Cette phase est interprétée comme la fracture de la plaque européenne conduisant à l'individualisation de la plaque ibérique.

[v] La reprise de la subsidence intervient au début du Crétacé, liée à l'ouverture de l'océan valaisan. Cette phase de subsidence tectonique et thermique est interrompue par [vi].

[vi] La partie sud de la Téthys alpine est en train de subduire sous le prisme d'accrétion qui se développe en marge sud. Cette subduction induit une flexuration de la partie nord de l'océan et de la plaque européenne. C'est à ce moment que le Briançonnais se désolidarise de la plaque ibérique, puis de sa racine lithosphérique, pour évoluer en "terrain exotique" (Stampfli 1993).

7.2. Comparaison au sein du domaine briançonnais

A quelques différences près, l'histoire enregistrée est la même pour l'ensemble du domaine briançonnais comme l'atteste l'abondante littérature, en particulier le volume spécial de la société géologique de France édité par Lemoine et de Graciansky en 1988; voir ce volume pour des références complètes ou Lemoine et al. (1986). Les missions de terrain menées dans le domaine briançonnais hors des Préalpes avaient un but paléotectonique. Il s'est agi d'étudier des régions classiques, remarquables pour la préservation des indices d'une tectonique synsédimentaire jurassique. Ces missions se sont concentrées sur le

Plan des Nettes en Vanoise, sur la nappe de Peyre-Haute dans la région de Briançon, sur le vallon de Fouillouse en Haute-Ubaye et sur la Cima delle Colme en Ligurie. Les données prises confirment la similitude des traits principaux de l'histoire de ce domaine.

En particulier la série stratigraphique de la nappe de Peyre-Haute, tant par son contenu stratigraphique jurassique que par ses dimensions, est l'équivalent dans les Préalpes médianes du secteur C délimité par la faille Château d'Oche-Corbeyrier, soit un demi-graben de 10 à 12 km de largeur. La puissante série du Crétacé indique cependant que l'apport en sédiments est plus prononcé que dans les Préalpes médianes, cela pour autant que l'on admette une position palinspastique de la nappe de Peyre-Haute équivalente à celle de la zone au SE de la faille Château d'Oche-Corbeyrier. Toutefois, sur la base d'arguments palinspastiques, la nappe de Peyre-Haute pourrait être en position prépiémontaise (M. Claudel de Grenoble, comm.pers.).

Parmi les différences, il faut signaler que la première fracturation importante en Vanoise (brèches du plan des Nettes) a lieu durant l'Hettangien (Jaillard 1988). Dumont (1988) situe en effet à la limite Trias-Lias la première phase de fracturation dans la nappe de Peyre-Haute, alors que dans les Préalpes médianes la faille "Château d'Oche-Corbeyrier" a au minimum cet âge.

Un des principaux enseignements sédimentologiques est que le domaine briançonnais n'enregistre pas de détritisme grossier provenant de l'érosion du socle pendant la phase de soulèvement de l'épaule de la marge. Dans la zone d'Acceglio, le socle est directement en contact avec les dépôts du Jurassique supérieur, soit après l'événement callovo-oxfordien (§ 7.4) qui se signale également par des érosions importantes. Dans ces conditions, il est impossible de savoir si les couches du Bathonien se sont déposées directement sur le socle ou si l'érosion n'a atteint ce dernier qu'au Callovo-Oxfordien. Le détritisme à éléments grossiers de socle se développe uniquement dans le domaine piémontais. Il correspond à la mise à nu du socle le long des failles normales majeures qui délimitent le rift, sans qu'il affleure nécessairement au sommet de l'épaule.

Quand bien même l'épaule se soulève sur toute la longueur de la marge de manière uniforme, l'intensité de l'érosion qui en résulte va dépendre de la topographie du moment. Alors que l'Helvétique connaît la "Terre alémanique", le Briançonnais reste sous l'eau. Ainsi, la signature gréseuse du Lias diminue le long de la marge, du domaine helvétique en direction du Briançonnais (Loup 1992). De plus, la marge N-téthysienne helvétique est de type à blocs (Burkardt 1988, Loup 1992) ce qui induit des érosions localisées sur les rebords de blocs, plus importantes que celles sur une marge de type flexural, comme la marge N-téthysienne briançonnaise.

7.3. Choix de l'outil de corrélation

A partir des indispensables corrélations stratigraphiques et de faciès, les données sédimentologiques, paléotectoniques et stratigraphiques permettent d'évaluer quantitativement la subsidence des bassins sédimentaires. Cette évaluation a été entreprise par le biais des courbes de subsidence tectonique avec une correction bathymétrique maximum (voir chapitre 6). Ce choix se justifie par le fait que ces courbes en intégrant des données de surface, nous donnent accès aux événements tectoniques majeurs qui régissent les bassins sédimentaires et, au-delà, aux mécanismes thermiques profonds à l'origine de l'évolution géodynamique de la planète.

Parmi les différentes manières d'ouvrir un océan sur le modèle Wernicke (1985) dont les étapes sont décrites au § 6.4, j'ai retenu deux cas:

[i] lorsque les marges et la ride médio-océanique sont coaxiales, les étapes sont bien séparées dans le temps. C'est le modèle classique en extension perpendiculaire aux marges et l'allure des courbes de subsidence est telle que décrite au § 6.4 (fig 6-3) pour les bassins frangeants. A l'intérieur du rift la signature est différente.

[ii] lorsque le régime de contrainte est transtensif, les marges et la ride ne sont pas, tout au long de la fracture principale, coaxiales (pull apart). La chronologie et la géométrie plus complexe des bassins qui s'ouvrent, vont avoir une influence sur la durée des étapes du rifting.

Dans un rifting en pull apart, c'est une succession

de petits bassins qui s'ouvrent avec leurs caractéristiques et leur vitesse d'évolution propres, fonction principalement de l'orientation de la ride par rapport au bassin. La subsidence tectonique est très variable, elle se traduit localement par d'importantes remontées avec des hiatus de sédimentation et ailleurs par de brusques accélérations de la subsidence.

La subsidence thermique, lors de la phase d'océanisation, se marque localement par un soulèvement, la ride chaude migrant le long des marges obliques avec des conséquences tectoniques (failles, brèches, érosion, etc.), alors que les marges parallèles peuvent être en subsidence et s'enfoncer. Ainsi, il devient très difficile de discriminer entre subsidence tectonique et subsidence thermique. L'asynchronisme caractéristique, dans la succession des étapes (§ 6.4, 7.6v), de ce type d'ouverture fait coexister les deux subsidences et leurs conséquences sédimentaires (fig. 7-5b, 7-6b, 7-8).

Aujourd'hui, le Golfe d'Aqaba s'ouvre en pull apart, le déplacement latéral mesuré est de 105 km en 15 millions d'années (comm. pers. Prof J. Gérard, Genève). Les failles normales et décrochantes verticales qui bordent le Golfe au NW (Sinaï) ont un rejet kilométrique et affectent la future marge sur une longueur de plusieurs dizaines de kilomètres (Bartov 1990).

7.4. Choix des points de comparaison hors Briançonnais

Une similitude dans la succession des événements marquants se dégage du domaine briançonnais (§ 7.3). C'est pourquoi l'intérêt est d'étendre la comparaison aux domaines de la marge N-téthysienne, puis aux domaines prioritairement influencés par l'évolution de l'Atlantique nord. Cette seconde étape met en relief la part réciproque de ces deux océans, Atlantique et Téthys, dans l'histoire des bassins sédimentaires péri-ibériques. Sont référencées ci-dessous les sources qui ont permis l'élaboration des courbes de subsidence.

LA MARGE N-TÉTHYSIENNE EST REPRÉSENTÉE PAR LES DOMAINES SUIVANTS (FIG 7-5):

[i] le domaine helvétique (Wildi et al. 1989, Loup 1992), le domaine dauphinois (Debrand-Passard et al. 1984, Fontana et Kuhn in prep.), le domaine brian-

çonnais (Chénet 1978, Dumont 1988, Rudkiewicz 1988, Tricart et al. 1988, Borel 1995, Mosar et al. 1996), le bassin du Sud-Est de la France, (Masclé et al. 1996), (Debrand-Passard et al. 1984), le bassin subalpin (Razin et al. 1996), le bassin ibérique (van Wees et Stephenson 1995, Arche et Lopez-Gomez 1996).

LA MARGE ATLANTIQUE PAR:

[ii] le bassin de Jeanne d'Arc (Hiscott et al. 1990), le bassin lusitanien (Hiscott et al. 1990, Stapel et al. 1996), le bassin cantabrique (Hiscott et al. 1990), le bassin d'Aquitaine (Hiscott et al. 1990);

[iii] le bassin de Paris (Debrand-Passard et al. 1980, Uriarte 1997) immobile pendant le mésozoïque occupe une position centrale, à mi-distance de l'Atlantique nord et de la Téthys alpine. Cette position privilégiée lui permet d'enregistrer tant l'histoire atlantique que l'histoire téthysienne. Deux courbes ont été calculées, l'une dans la partie centrale du bassin, l'autre sur la bordure NW où l'ouverture de la Baie de Biscaye se marque.

7.5. Données

Dans un premier temps, un jeu de courbes de subsidence synthétiques représentatif des Préalpes médianes a été calculé. Cela a nécessité à la fois le regroupement de formations liasiques de même âge, l'intégration des valeurs pour le Trias provenant des Médianes rigides et la prise en compte de la flexuration de la plaque européenne lors de l'inversion. L'effet de la flexuration a été calculé par les formules proposées par Watts (1992, p.308), voir aussi Turcotte et Schubert (1982). La surélévation atteint un maximum de 850 m au début du Campanien. C'est pourquoi une nouvelle courbe bathymétrique est proposée pour le Crétacé (fig. 6-7). Les paramètres de calcul sont en annexe (IX).

Ces courbes de subsidence sont mises en regard de l'évolution géodynamique du domaine Briançonnais, portion de la marge N-téthysienne (Stampfli et Marchant 1997), par le biais de cartes paléogéographiques (Stampfli et al. in prep., voir les fig. 7-2 à 7-6). Sur chaque figure, une couleur de fond sous les courbes marque la durée des différentes phases tectoniques ou thermiques.

Les données en dehors des Préalpes sont très disparates. Les unes, ponctuelles, proviennent de sondages ou de levés stratigraphiques sur le terrain. Les autres (bassin du Sud-Est, Briançonnais), synthétiques, sont basées sur des compilations de données cartographiques ou d'études détaillées de la subsi-

dence. Toutes sont cependant représentatives de vastes aires de sédimentation.

Les successions lithologiques de chaque courbe sont décrites dans les articles référencés. Les courbes tectoniques sont regroupées sur la figure 7-7. Les courbes du domaine helvétique et du bassin ibérique

Oxfordien inférieur

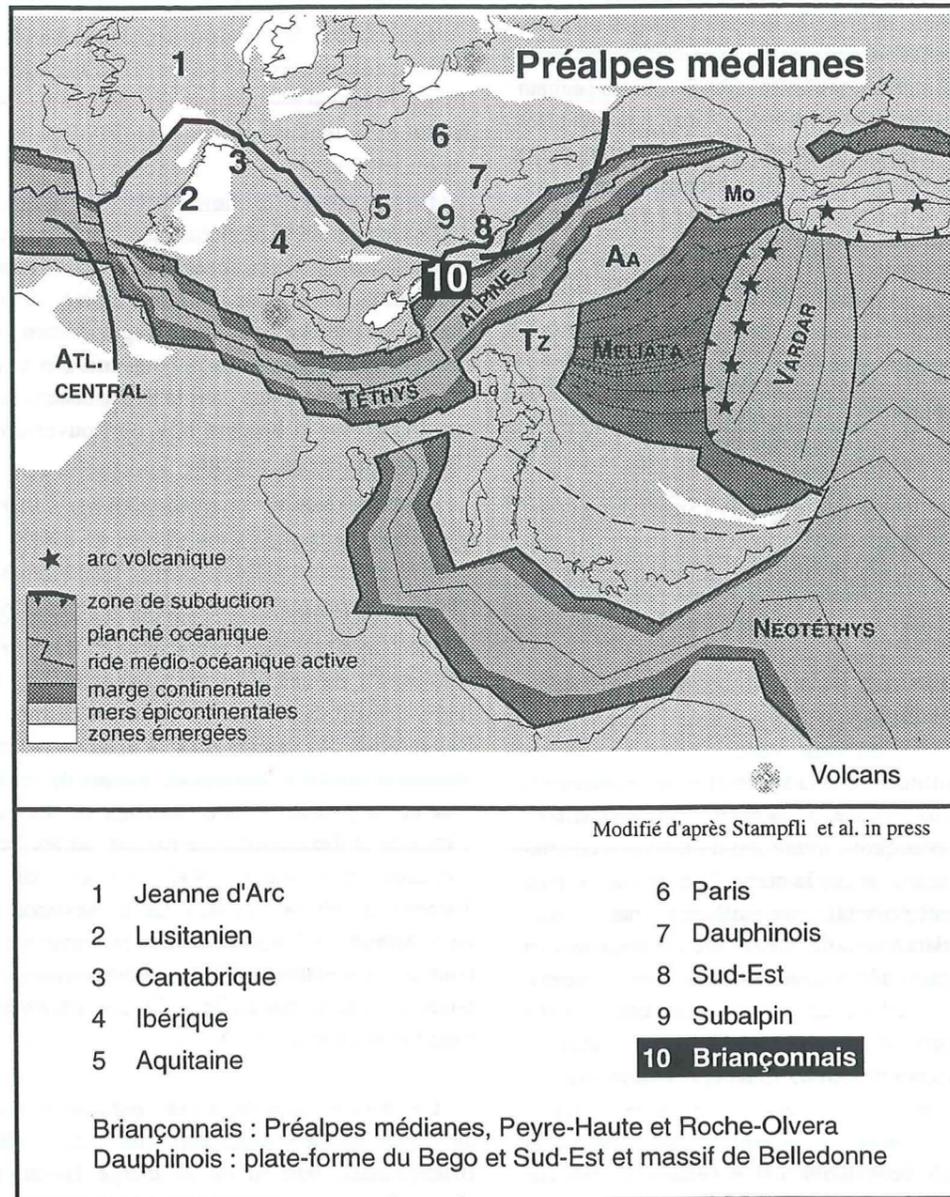


Figure 7-1. Localisation des bassins sédimentaires mésozoïques étudiés. Situation paléogéographique à l'Oxfordien, au début de l'individualisation de la plaque ibérique.

Courbes de subsidence synthétiques pour les Préalpes Médiannes

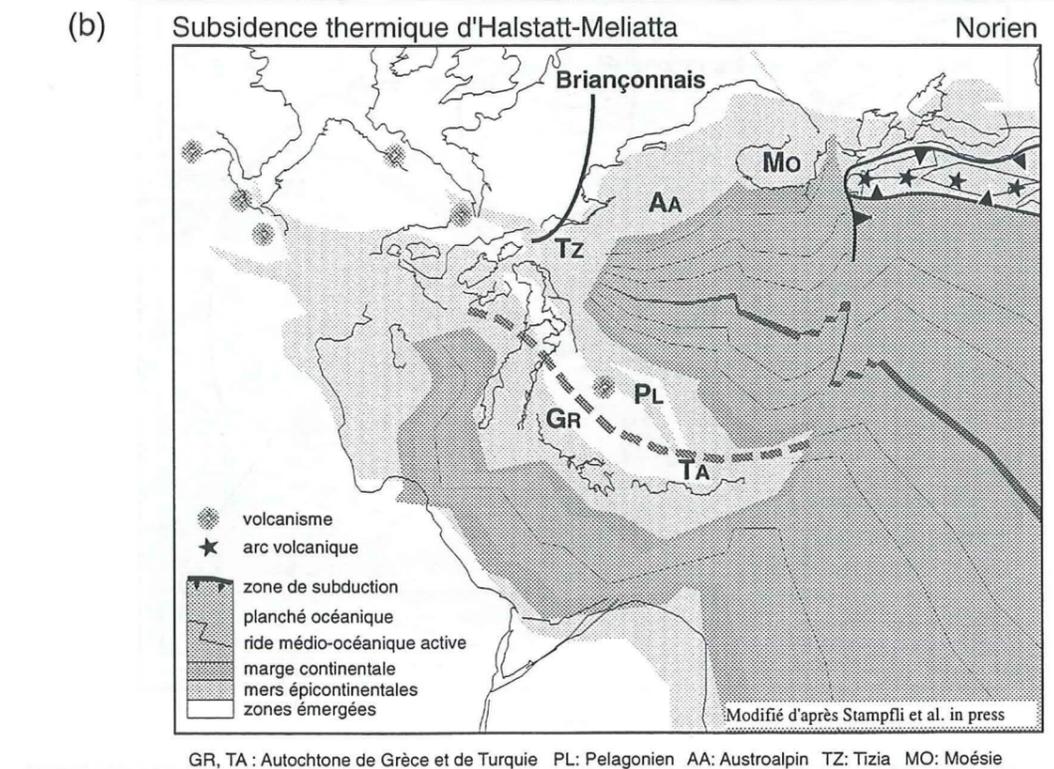
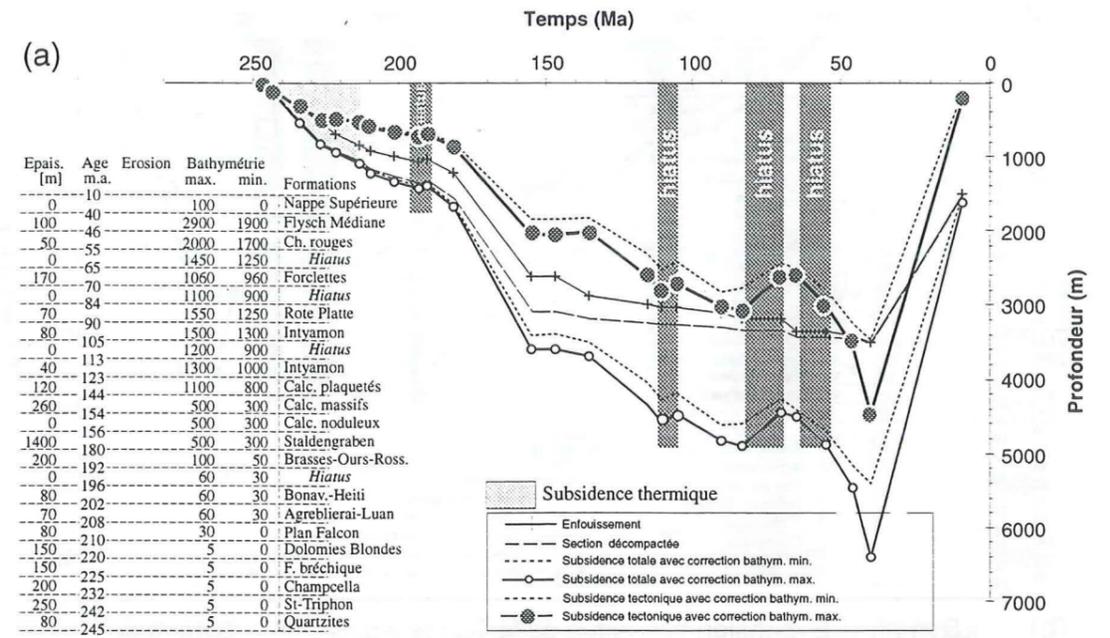
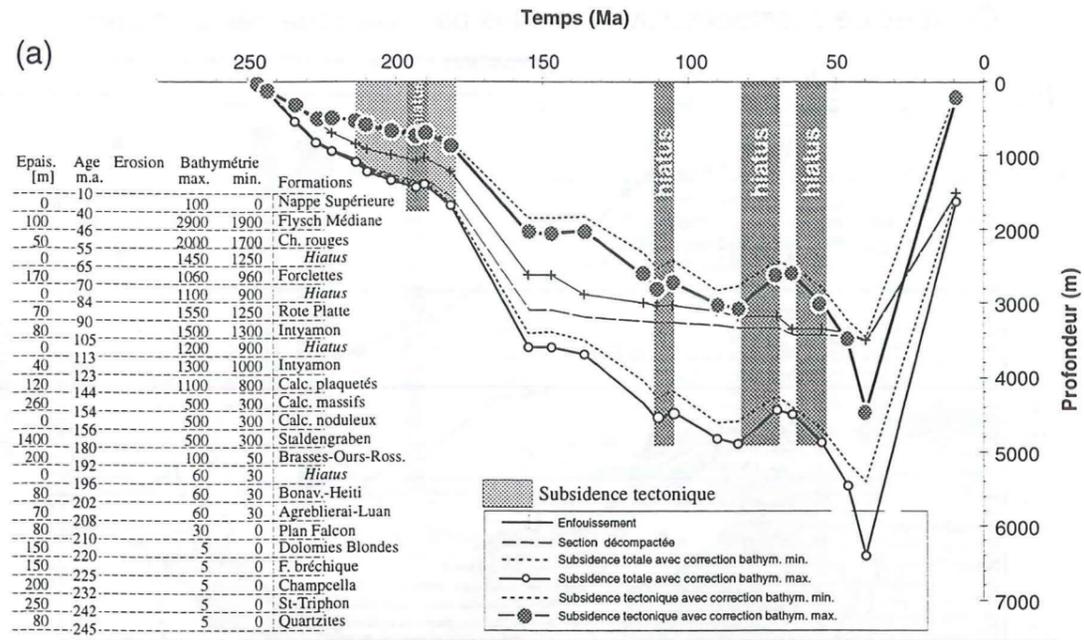


Figure 7-2. (a) Courbes de subsidence synthétiques des Préalpes médianes, les hiatus de sédimentation sont figurés en gris. En jaune: subsidence thermique de l'océan Halstatt-Meliatta. (b) Reconstruction paléogéographique au Norien. L'océan Halstatt-Meliatta s'ouvre à l'E du Briançonnais (Préalpes médianes). L'Europe est fixe dans sa position actuelle.

Courbes de subsidence synthétiques pour les Préalpes Médiannes



(b) Syn-rift Expansion thermique de la Téthys alpine Sinémurien

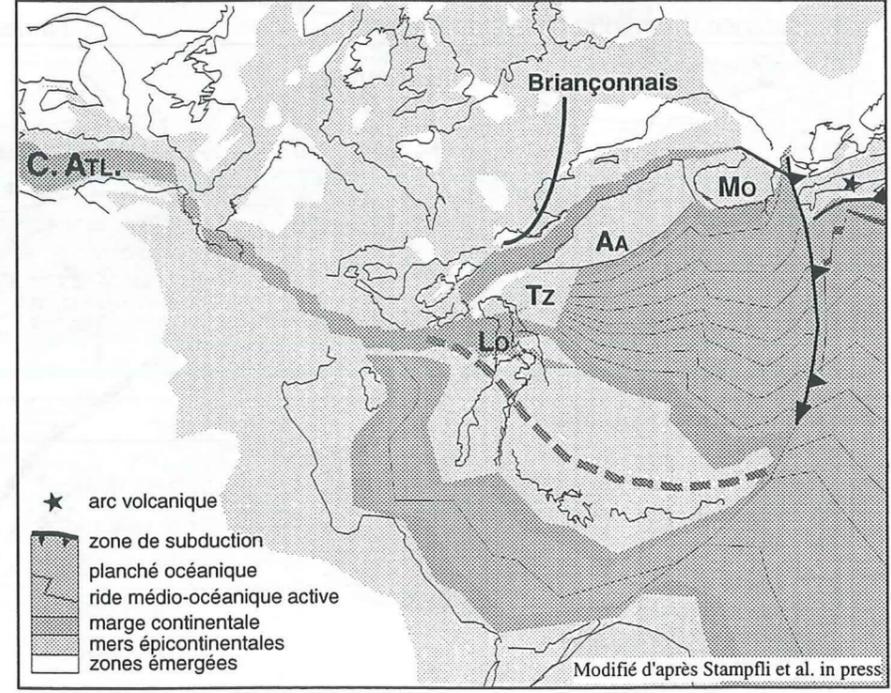
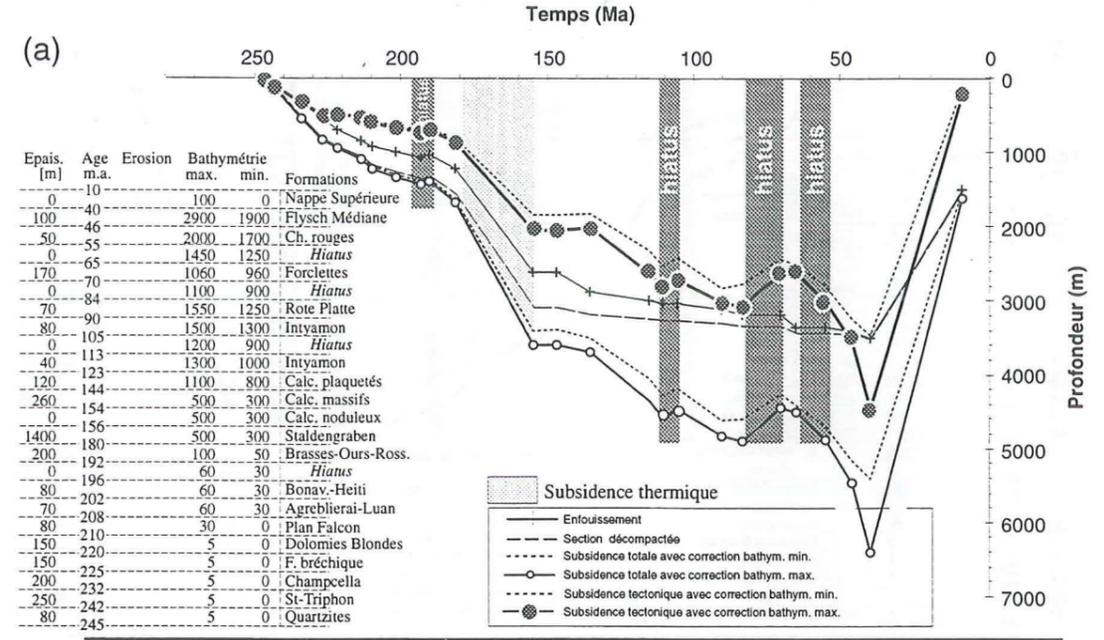


Figure 7-3. (a) Courbes de subsidence synthétiques des Préalpes médianes, les hiatus de sédimentation sont figurés en gris. En orange: subsidence tectonique de la Téthys alpine. Le hiatus traduit les rebonds isostatiques des failles normales et correspond à la phase principale de fracturation. (b) Reconstruction paléogéographique au Sinémurien. La fracturation de la Téthys alpine liée à l'ouverture de l'Atlantique central se concentre au SE du Briançonnais (Préalpes médianes). L'Europe est fixe dans sa position actuelle.

Courbes de subsidence synthétiques pour les Préalpes Médiannes



(b) Subsidence thermique de la Téthys alpine Oxfordien inférieur

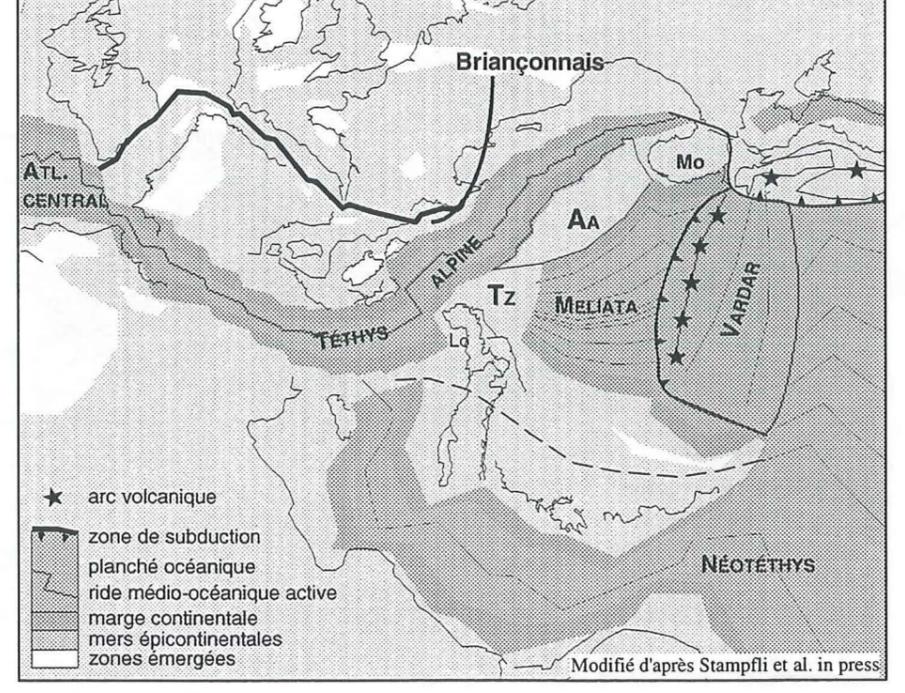
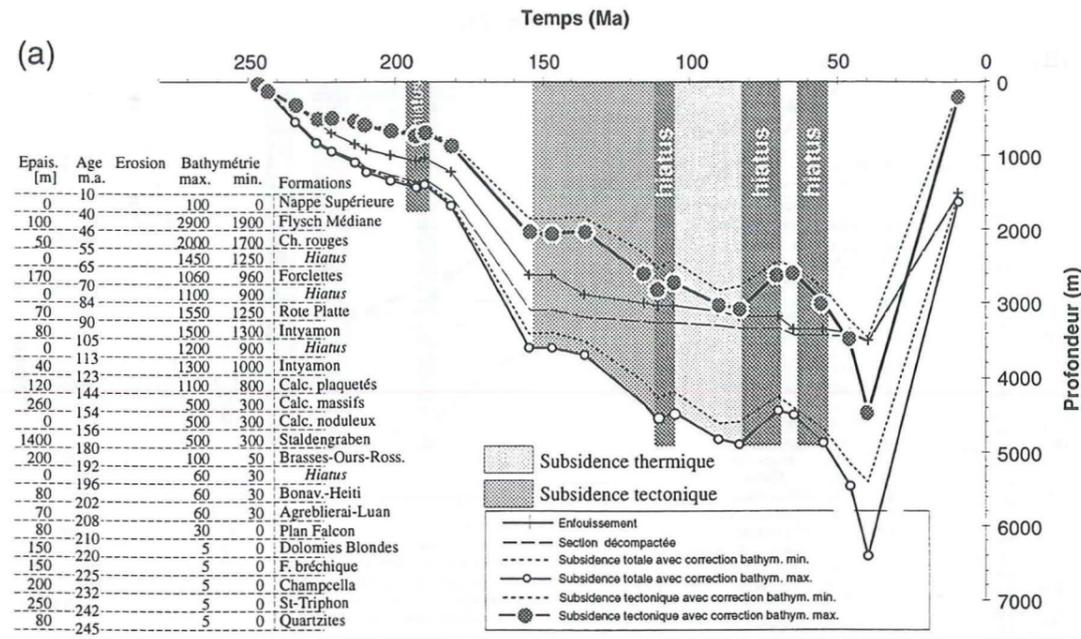
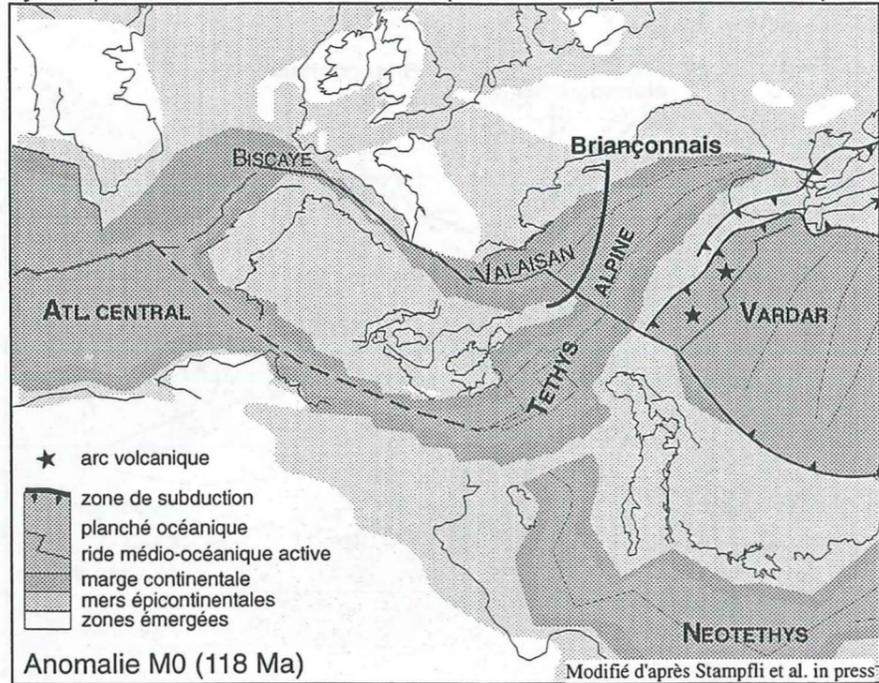


Figure 7-4. (a) Courbes de subsidence synthétiques des Préalpes médianes, les hiatus de sédimentation sont figurés en gris. En jaune: subsidence thermique de l'océan Halstatt-Meliatta. (b) Reconstruction paléogéographique à l'Oxfordien. La Téthys alpine s'ouvre au SE du Briançonnais (Préalpes médianes). Début de la fracturation de l'Atlantique Nord. Cette fracture qui rejoint la Téthys alpine par les Pyrénées et la Provence, passe au N du Briançonnais. L'Europe est fixe dans sa position actuelle.

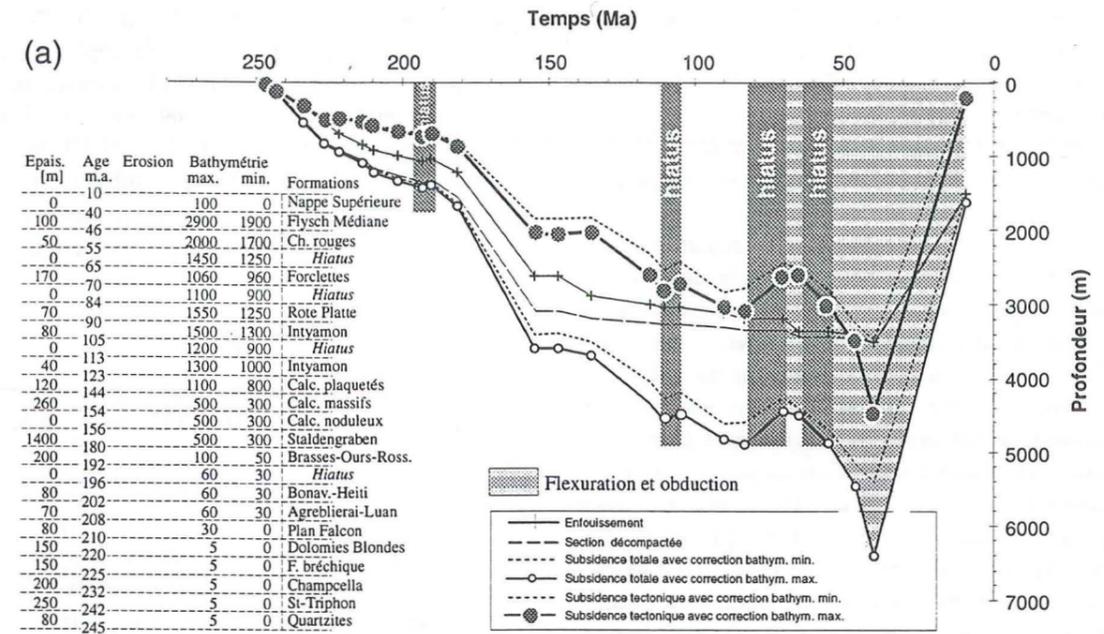
Courbes de subsidence synthétiques pour les Préalpes Médiannes



(b) Syn- à post-rift Subsidence tectonique et thermique du Valaisan Aptien



Courbes de subsidence synthétiques pour les Préalpes Médiannes



(b) Inversion, flexuration et obduction

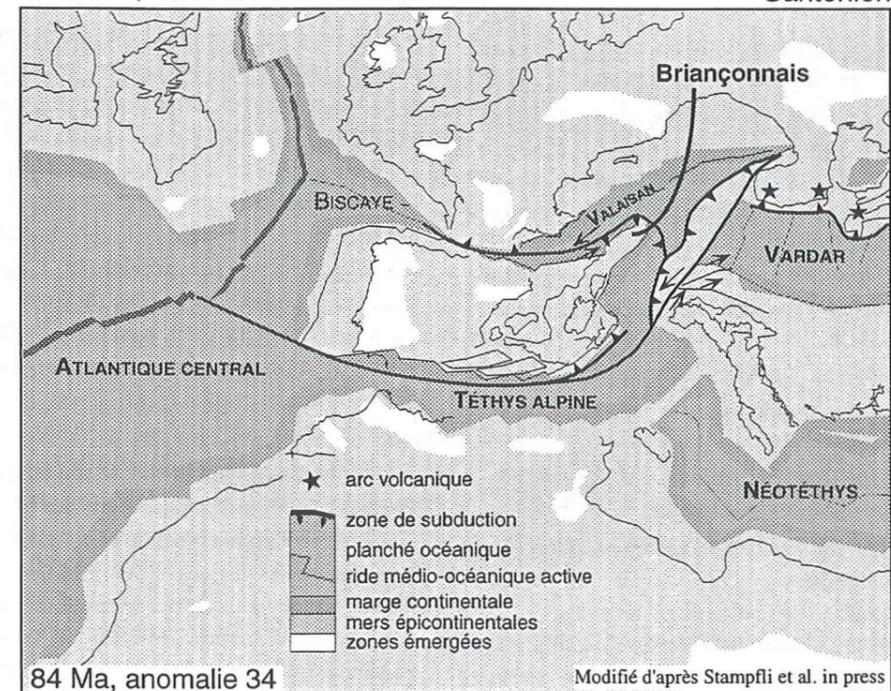


Figure 7-5. (a) Courbes de subsidence synthétiques des Préalpes médianes, les hiatus de sédimentation sont figurés en gris. En orange: subsidence tectonique de l'océan valaisan. En jaune: subsidence thermique de l'océan valaisan. Le hiatus traduit la mise sous contrainte de la plaque ibérique. (b) Reconstruction paléogéographique à l'Aptien. L'ouverture de l'Atlantique Nord déplace l'Ibérie vers l'E, ce qui ouvre l'océan valaisan au N du Briançonnais (Préalpes médianes). L'Europe est fixe dans sa position actuelle.

Figure 7-6. (a) Courbes de subsidence synthétiques des Préalpes médianes, les hiatus de sédimentation sont figurés en gris. En hachuré jaune: subduction et obduction de la Téthys alpine, du Valaisan et du Briançonnais (Préalpes médianes). La remontée de la courbe tectonique représente le passage de Briançonnais le long de la ride chaude valaisanne et la flexuration de la plaque européenne. (b) Reconstruction paléogéographique au Santonien. L'Atlantique Nord continue de s'ouvrir, l'Ibérie continue son déplacement vers l'E qui referme l'océan valaisan. La plaque européenne se flexure sous le prisme d'accrétion téthysien. L'Europe est fixe dans sa position actuelle.

sont reproduites telles que figurées dans la littérature (annexe). Dans le second cas, des données sont disponibles pour calculer une courbe pour le seul Permien (Arche et Lopez-Gomez 1996). La correspondance avec les données de van Wees et Stephenson (1995) n'étant pas optimale, c'est la courbe calculée par ces derniers qui est analysée.

L'analyse s'est focalisée sur les ruptures significatives des courbes tectoniques de la fig. 7-7. Ces points d'inflexion signifient soit une accélération, soit un ralentissement de la subsidence qu'il s'agit d'associer ou non à des événements thermiques ou tectoniques. Dans certains cas, leurs effets s'additionnent, dans d'autres ils se soustraient. C'est pourquoi il est souvent impossible de distinguer la part quantitative respective de tel ou tel facteur. En conséquence, l'étude s'est portée sur la signature qualitative (fig 7-8). Cette manière de faire permet de corréler des événements communs aux divers bassins, au-delà des variations dues à des facteurs locaux, comme une subsidence différentielle commandée par des failles normales. L'autre avantage est de nous affranchir de l'amplitude du phénomène, celle-ci dépendant, entre autre, de la distance entre le phénomène et le bassin qui l'enregistre.

En annexe, se trouvent des représentations plus détaillées. Y figurent en plus de la courbe tectonique à bathymétrie maximum, la courbe tectonique à bathymétrie minimum, les courbes de subsidence totale avec deux corrections bathymétriques, la courbe d'enfouissement et la courbe des épaisseurs décompactées. Les données chiffrées sont également en annexe.

7.6. Discussion

Les événements marquants sont discutés dans l'ordre chronologique.

[i] La succession des ouvertures des rifts intra-continentaux triasiques est difficile à établir, car temporellement mal contrainte (fig 7-8). Toutefois, on peut fixer le commencement de l'histoire de la Téthys alpine au Permien supérieur, alors que le début de l'histoire sédimentaire de l'Atlantique prend place entre le Trias supérieur et le début du Jurassique. Certains bassins ont une histoire antérieure, ce sont: le bassin ibérique, la série attribuée au Permien pouvant atteindre 2000 m (Arche et Lopez-Gomez

1996); la plate-forme du Sud-Est, dont la fracturation peut être liée à l'océan Halstatt-Meliatta (fig. 7-2b). Elle comptabilise plus de 1000 m de dépôts d'âge Permien (Debrand-Passard et al. 1984); le bassin sub-alpin, dont l'histoire thermique paléozoïque implique déjà une érosion de 2000 m avant le Trias (Disnar et al. 1997). Ces cas rappellent que le substratum des bassins mésozoïques est différencié et que, par conséquent, leurs "réponses" aux événements thermiques et tectoniques le seront aussi.

La fracturation s'intensifie au Trias supérieur, les brusques variations d'épaisseurs des séries noriennes et rhétiennes l'attestent. Il est raisonnable d'y placer le début de la subsidence tectonique de la Téthys alpine. Jusqu'à l'océanisation, il se passe 35 à 40 millions d'années pendant lesquels de nombreux grabens trahissent l'étirement de la lithosphère. Leur développement va dépendre à la fois de la vitesse, de la durée du rejet sur les failles normales qui les commandent et enfin du moment où elles s'initient. Dans la zone d'influence de la Téthys alpine (y compris le bassin de Paris), cette phase atteint un maximum entre le Sinémurien supérieur et le Carixien (§2.4.2, 3.3.2). La fig. 7-8 montre clairement cette phase, inconnue dans l'aire d'influence de l'Atlantique. Dans les Préalpes médianes, alors que la faille majeure triasique a une vergence SE, les failles lia-siques ont une vergence NW, développant ainsi des horsts à sédimentation condensée. L'activité tectonique se recentre vers la zone de fracture principale du rift (fig. 7-3b, 7-7), au SSE du Briançonnais (dépôt de la base de la série de la nappe de la Brèche, Chessex 1959).

[ii] Un événement brille par son absence dans les courbes de subsidence tectonique des bassins: le soulèvement de l'épaulement de la marge N-téthysienne au Toarcien. A plus de 40 à 50 km de l'épaulement, il ne se marque plus dans les bassins frangeants, alors qu'il génère d'importantes érosions dans son proche voisinage (plus de 1000 m dans le Briançonnais). En effet, cet événement thermique se localise à proximité des marges. Dans le cas d'une marge flexurale comme la marge briançonnaise, le soulèvement génère une pente estimée à 2° en direction du bassin frangeant (§4.3.1). Une telle pente, sur une distance de 50 km, correspond à une différence d'altitude de 1800 m, valeur admissible pour un relief d'épaulement de rift.

[iii] La subsidence thermique tant de l'Atlantique central que de la Téthys alpine caractérise le Dogger. Cette relaxation thermique clôt la phase extensive sur les marges, bien que localement des fractures et des mouvements tectoniques sont signalés dans la nappe de Peyre-Haute (M. Claudel, comm. pers) et dans les Préalpes médianes (Septfontaine 1995). Faits annonciateurs de [iv].

[iv] A la limite Callovien-Oxfordien (anomalie magnétique M25, Haq et al 1987), un changement dans l'orientation des contraintes tectoniques a lieu (Ziegler 1988). La contrainte principale de perpendiculaire à la marge, y devient oblique. Cette transtension se développe sur la bordure N du Briançonnais. Ce changement correspond au début de l'ouverture de l'Atlantique nord qui, par le jeu d'une transformante, rejoint la Téthys alpine et fracture la plaque européenne. Ce dispositif conduit à l'individualisation de la plaque ibérique, à l'ouverture de la Baie de Biscaye et à celle de l'océan valaisan (fig. 7-4b). Les contraintes transtensives développent des structures en fleur (Schmid et al. 1991, Septfontaine 1995). Elles sont le siège de mouvements verticaux très localisés dans l'espace et d'une amplitude maximale hectométrique, et de mouvements horizontaux dépassant parfois 200 km. Leur signature la plus caractéristique est un hiatus de sédimentation généralisé au Callovien-Oxfordien; fait d'importance, car enregistré dans la majorité des bassins étudiés. En effet, les courbes de subsidence calculées dans des bassins (fig. 7-7, 7-8), si elles présupposent une certaine continuité dans le dépôt de sédiments, vont enregistrer, de manière plus discrète que les plates-formes, les mouvements verticaux vers le haut de leur subsassement. Il n'est pas rare que, sur les plates-formes, ce hiatus de sédimentation se combine avec celui du Toarcien, avec pour résultat, une transgression des séries oxfordiennes sur celles du Trias ou même directement sur le socle. Les effets de cet événement tectonique se surimposent à ceux de l'événement thermique du Toarcien.

[v] Dès la fin du Jurassique supérieur, l'enregistrement se différencie. Schématiquement, deux domaines peuvent être distingués: un domaine atlantique et un domaine téthysien.

Entre le Callovo-Oxfordien (anomalie M25) et le Santonien (anomalie 34), l'évolution de la marge N-

téthysienne est dominée par l'évolution du domaine valaisan.

Les bassins liés à l'Atlantique (Jeanne d'Arc, lusitanien, cantabrique, Aquitaine, Paris W) entrent en subsidence au cours du Jurassique supérieur, avant les bassins téthysiens, à la limite Jurassique-Crétacé. Les rapides changements de faciès et d'environnements de dépôts, ainsi que l'amplitude des taux de subsidence sont caractéristiques du Crétacé. Les bassins cantabrique et d'Aquitaine proches de la fracture Pyrénées-Valaisan sont immédiatement très fortement subsidants (fig. 7-7).

L'arrêt de subsidence à l'Albien s'interprète différemment dans les bassins proches de l'Atlantique que dans les autres. Les bassins "atlantiques" enregistrent l'ouverture de l'Atlantique N et de Biscaye (événement thermique), alors que les bassins téthysiens sont sensibles à la mise sous tension de la plaque ibérique, liée à son mouvement vers l'E et à sa rotation anti-horaire (fig. 7-5b). Les inversions dans le bassin ibérique et le dépôt de grès glauconieux dans le domaine dauphinois (Argentera) traduisent cette mise sous tension. La lacune de sédimentation de l'Albien-Aptien dans les Préalpes médianes (Python-Dupasquier 1990) peut être interprétée de la même manière. Ainsi l'inversion alpine commencerait dès l'Albien en marge N-téthysienne. Cette lacune peut aussi marquer le passage du Briançonnais le long de la ride valaisanne. Dans ce dernier cas, le soulèvement de l'épaulement valaisan peut aussi expliquer l'arrêt de subsidence, donc une inversion plus tardive. Il est à noter que le mode d'ouverture de l'océan valaisan, par la rotation de la plaque ibérique (pull apart), implique une phase de subsidence tectonique de plus de 55 m.a., plus longue et plus complexe dans ses manifestations que celle de la Téthys alpine.

Les dépôts de l'Albien-Aptien consacrent à l'W du Bassin de Paris (Pont l'Evêque) la transgression sur la série kimmeridgienne. Ils datent la fin du soulèvement thermique de l'épaulement lié à l'ouverture du Golfe de Biscaye, en même temps que le bassin de Jeanne d'Arc enregistre celui de l'Atlantique Nord. Dans le cas des bassins cantabrique et d'Aquitaine, au vu de leur position, il est difficile de quantifier, dans leur subsidence saccadée, la part du soulèvement des épaulements de Biscaye. Il faut

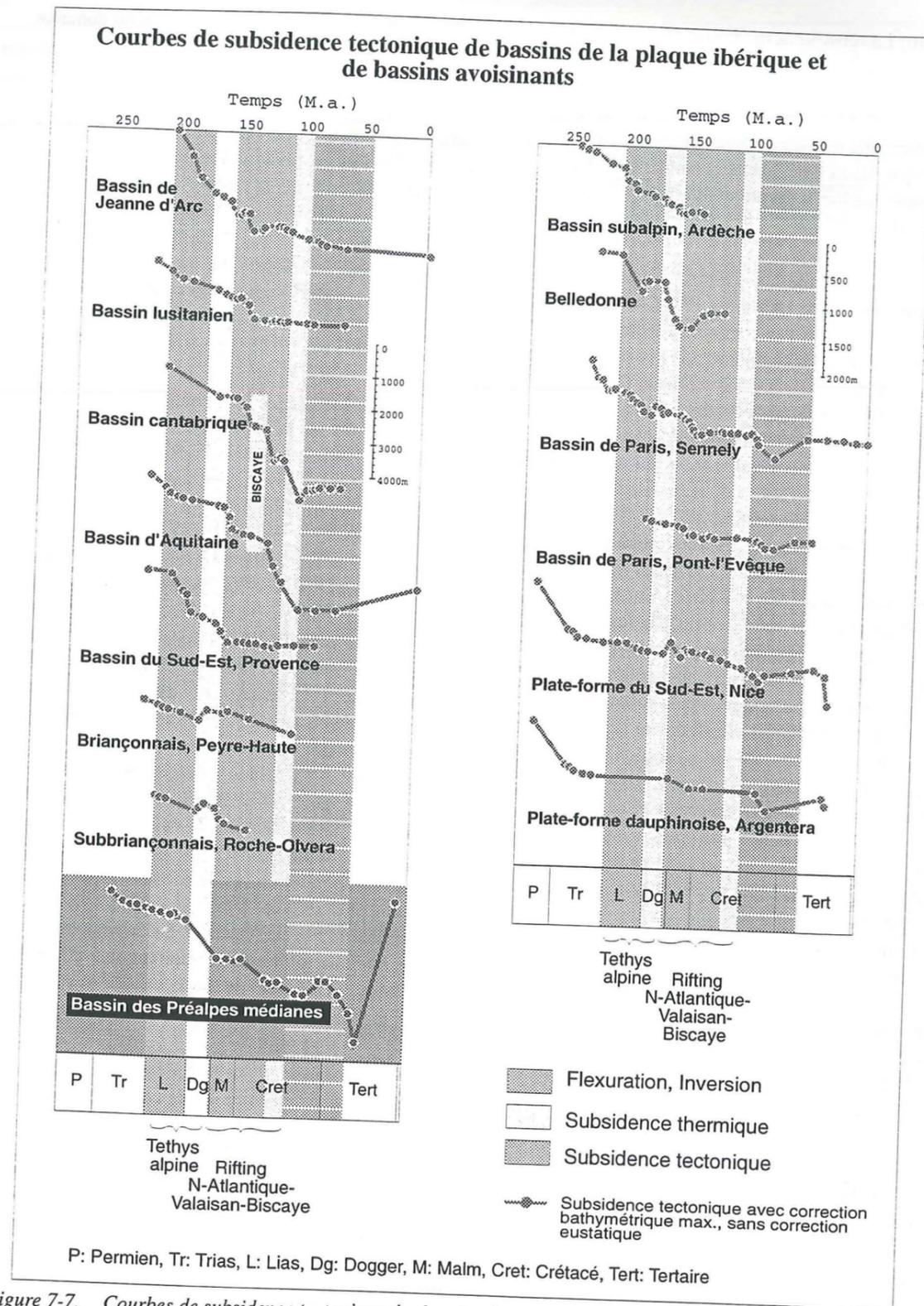


Figure 7-7. Courbes de subsidence tectonique des bassins de la plaque ibérique et des bassins avoisinants. Les données pour le calcul des courbes proviennent de différents auteurs cités dans le texte. Les événements marquants ont une surcharge de couleur pour faciliter la comparaison entre les courbes.

remarquer que cet événement thermique n'a pas de signature dans le bassin lusitanien distant de plus de 100 km (fig. 7-5b, 7-6, 7-7).

liée à l'expansion océanique de l'Atlantique nord, au large de la plaque ibérique (Biscaye). Cette phase est mal connue dans le Briançonnais qui évolue, durant cette période, en "terrain exotique" à sédimentation maigre (starved). Cette phase est rapidement interrompue par [vii].

[vi] Dès l'Albo-Cénomarien (fig. 7-6b), la dernière phase de subsidence thermique généralisée est

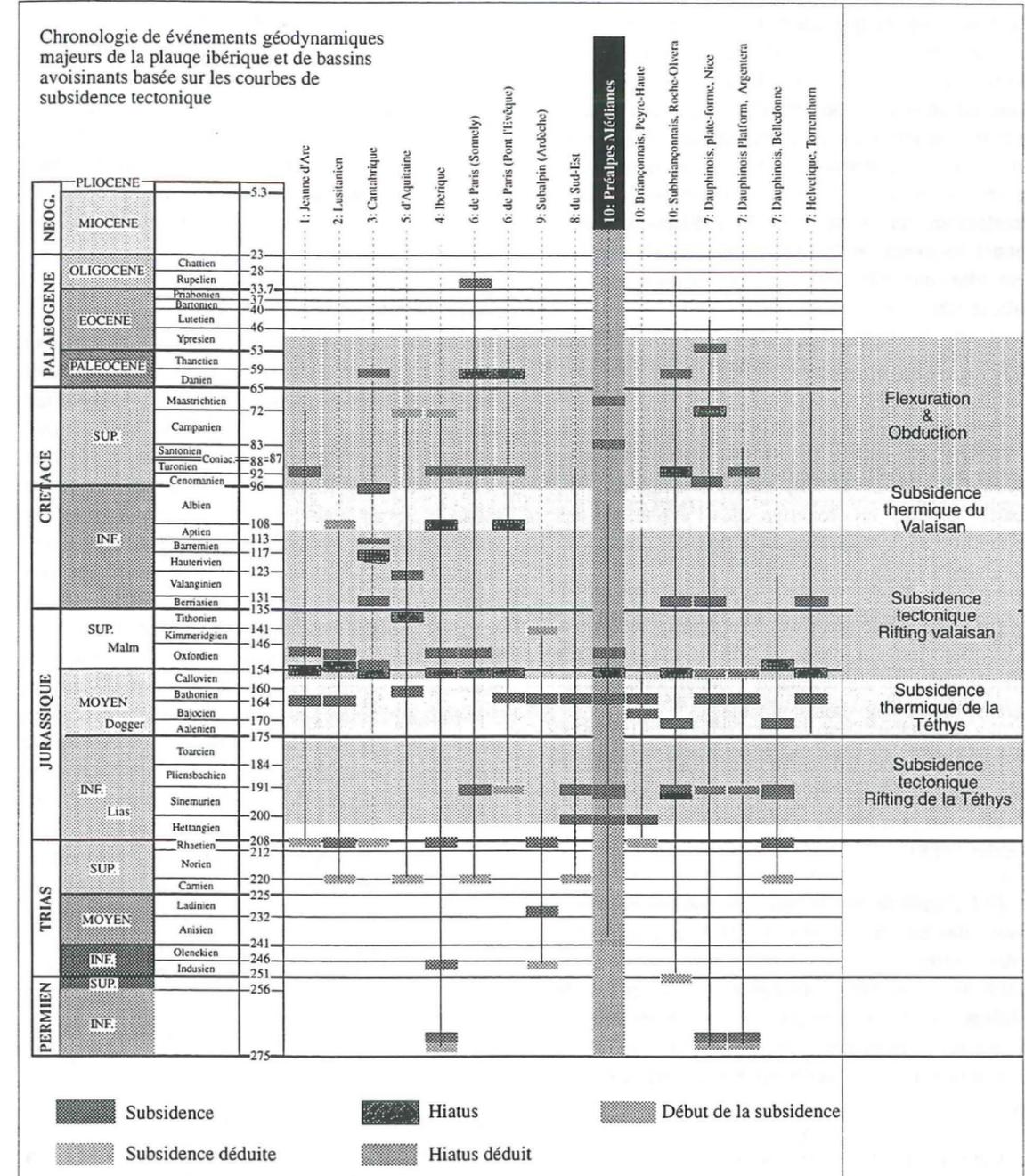


Figure 7-8. Ages des événements enregistrés par les bassins sédimentaires liés à l'évolution géodynamique de la plaque ibérique. [i] à [vi] font référence à la discussion du § 7.6. Les événements marquants ont une surcharge de couleur.

[vii] Il faut remarquer qu'alors que l'Atlantique nord s'ouvre, la partie nord du Briançonnais, les Préalpes médianes, subit les effets conjugués des fermetures du Valaisan et de la Téthys alpine. La subduction de cet océan provoque une flexuration élastique de la plaque inférieure (européenne) à laquelle le Briançonnais est alors accolé. Le rebond de cette flexuration se marque dès le Turonien par des hiatus sédimentaires (fig. 7-6a, 7-7). Cette flexuration se marque ensuite à la limite Campanien-Maastrichtien dans le domaine dauphinois et enfin au Danien dans le bassin de Paris. La durée du passage de la flexure en un point fixe dépend de la vitesse de fermeture de la Téthys alpine (1 à 3 cm/an). Finalement, dans les Préalpes médianes, la F. de Rote Platte (Couches rouges tertiaires) et le flysch "Médianes" se déposent, alors que le Briançonnais entre dans la fosse de subduction.

7.7. Conclusions

[i] L'ouverture de la Téthys alpine procède selon le modèle classique (§ 7.3), l'ouverture du Valaisan est en transtension (§7.3.ii). Cette ouverture en "pull apart" génère, en fonction de l'évolution des contraintes et de la position de la ride, des brèches du Callovien à l'Albien.

[ii] Les soulèvements des épaulements téthysiens et valaisans passent inaperçus dans les bassins. C'est une confirmation que les hiatus sédimentaires en bordure de marge leur sont imputables.

[iii] L'événement majeur de l'histoire mésozoïque est tectonique. Il s'agit de la fracture de la plaque européenne au Callovo-Oxfordien (M25, Ziegler 1988).

[iv] L'analyse, par le biais des courbes de subsidence, des bassins répartis autour de la plaque ibérique montre qu'ils ont enregistré une histoire commune. Elle confirme l'influence de l'ouverture de l'Atlantique central sur l'évolution géodynamique de la plaque européenne, puis de l'ouverture de l'Atlantique nord sur des plaques européenne et ibérique.

Dans le jeu des interactions qui font l'histoire géodynamique, parfois les effets tectoniques et thermiques s'aditionnent, alors que dans d'autres cas, ils se soustraient. Dans le cas de l'ouverture de la Téthys

alpine au Jurassique, le passage d'une subsidence tectonique à une subsidence thermique apparaît synchrone à l'échelle de la plaque européenne. Il est donc possible de distinguer leurs apports respectifs. Pour l'ouverture du Valaisan, il est beaucoup plus risqué d'avancer des hypothèses.

Conclusions générales

[i] Cette étude confirme le contrôle de la sédimentation par les mouvements des plaques lithosphériques. Les épisodes majeurs de l'histoire mésozoïque sont documentés de diverses manières selon la localisation des bassins étudiés. Leurs signatures sédimentaires sont variables mais bien présentes. Ces épisodes se marquent à des distances parfois supérieures à 500 km des zones mobiles. La tension se transmet dans la plaque et déforme de manière plus marquée les zones de faiblesse et pas uniquement la bordure de la marge.

Dans les Préalpes médianes, dès la fin du Trias, l'influence de l'eustatisme sur la nature des environnements de dépôt cède progressivement devant celle grandissante, liée à l'extension de la lithosphère européenne. Cette influence tectonique devient prépondérante à partir du Lias moyen. La structuration de l'aire de sédimentation des Préalpes médianes est réglée par des failles normales distantes de 10 à 20 km et parallèles à la marge N-téthysienne dont les rejets verticaux dépassent 1000 m. On peut estimer que ces failles sont actives durant une trentaine de millions d'années. Une telle durée peut s'expliquer par la présence dans le soubassement des Préalpes médianes de grabens permo-triasiques qui, en plus d'être réactivés par l'extension "téthysienne", sont le siège de mouvements dus à la compaction différentielle de leurs sédiments. Cette mobilité verticale du fond marin ne s'accompagne pas de reliefs prononcés. L'absence de brèches d'escarpement dans la série liasique s'explique par la lenteur de ces mouvements qui permet à la sédimentation de les compenser. Les failles majeures sont composées de plusieurs failles en relais dont la longueur est d'environ 20 km. Leur rejet vertical varie de minimal aux extrémités à maximal à mi-longueur des failles. Cette configuration génère une succession de plis transverses à la chaîne de longueur d'onde décakilométrique.

[iii] Les sédiments du Lias se sont déposés dans une mer épicontinentale où dominent les crinoïdes et les spongiaires. En l'absence de foraminifères de plate-forme, propres à dater les séries liasiques, le seul recours pour dater les roches liasiques est la biozonation des faunes d'ammonites. La faible réparti-

tion des ammonites au sein des unités lithologiques ne permet toutefois pas de contraindre l'âge de la plupart des unités à une échelle inférieure à l'étage. De plus l'écaillage tectonique en rompant la continuité stratigraphique rend les corrélations d'une coupe à l'autre encore plus ardues. Pour ces raisons, l'hypothèse retenue est le synchronisme de dépôt des formations sur l'ensemble de l'aire de sédimentation des Préalpes médianes.

[iv] La constance des environnements de dépôts liasiques montre que l'aire de sédimentation des Préalpes médianes reste uniforme dans ses caractéristiques d'une extrémité à l'autre de la chaîne. Ainsi, de nouvelles coupes tectoniques sont proposées prenant en compte la conservation des longueurs palinopastiques.

[v] Les Préalpes médianes, comme les bassins sis sur et à proximité de la future plaque ibérique, enregistrent, au Jurassique, un changement dans les directions des contraintes qui s'exercent à l'échelle crustale. D'un étirement perpendiculaire aux marges de la Téthys alpine durant le Trias et le Lias, un régime transtensif se met en place dès le Dogger.

[vi] L'histoire de la subsidence du domaine briançonnais s'intègre dans celle plus large de la plaque ibérique. L'allure des courbes de subsidence au cours du temps traduit les changements de direction des contraintes principales qui régissent les mouvements des plaques lithosphériques. L'étude montre clairement les signatures respectives des ouvertures successives de l'Atlantique central, de la Téthys alpine et de l'océan valaisan et la fermeture des deux derniers. A l'échelle européenne, à la limite Sinémurien-Pliensbachien, le provincialisme des faunes d'ammonites est lié à une cause tectonique: la fracturation de la plaque européenne; au Toarcien il est à rattacher à une cause thermique: le soulèvement de l'épaulement de la marge N-téthysienne.

UN SOUHAIT EN GUISE DE CONCLUSION

Les générations de géologues qui, depuis plus de 150 ans, s'intéressent aux Préalpes médianes ont introduit une nomenclature avec le temps devenue plétorique, souvent contradictoire. Les connotations

sédimentologiques ou environnementales finissent par prendre le pas sur les définitions initialement tectoniques. Ainsi, le maintien dans la littérature de termes au sens dépassé induit, aujourd'hui, des erreurs d'interprétation paléotectoniques. Je pense que le moment est venu d'élaguer et de redéfinir la nomenclature préalpine à la lumière des connaissances acquises ces 25 dernières années. Cette révision gagnera en sens si elle est entreprise pour l'ensemble du domaine Briançonnais alpin.

Remerciements

Au cours de ce travail, j'ai pu compter sur les compétences et les appuis de nombreuses personnes. Je souhaite leur exprimer ma gratitude.

Au Professeur Gérard Stampfli, directeur de thèse, qui m'a fait découvrir le monde enchanteur de la géodynamique. J'ai essayé de le suivre dans le tourbillon des plaques tectoniques, quitte parfois à attraper le vertige. Gérard, nos nombreux échanges entre science et philosophie m'ont permis d'aborder les épreuves avec sérénité.

Au Dr. Michel Septfontaine, conservateur au Musée géologique de Lausanne, l'instigateur de cette thèse qui m'a accompagné sur le terrain par tous les temps et fait partager sa connaissance des séries Briançonnaises et de la microfaune qui s'y trouve. Il m'a fourni tous les éléments nécessaires (faciès et microfaciès) pour reconnaître les formations du Dogger et du Malm, connaissances indispensables pour aborder la paléotectonique.

Au Dr. Jon Mosar, compagnon de longue date, il sait ce que je lui dois.

Au Dr. Aymon Baud, directeur du Musée géologique de Lausanne, qui est l'initiateur du projet et qui m'a accueilli au sein de son équipe.

Au Dr. Thierry Dumont, du CNRS de Grenoble, pour les stimulantes discussions autour d'un Briançonnais qui recèle encore tant de mystères.

A François Girod, pour nos aventures de terrain en Chablais.

A Viorel Atudorei, partenaire de bureau, contraint de me supporter.

A Florence Rappaz qui, par une relecture sans pitié, a bonnifié la dernière version du manuscrit. Chère Florence, que de virgules!

Au Professeur Steven Ayrton qui m'a donné le goût de la géologie.

Je tiens à remercier les doctorants et diplômés de Lausanne, ainsi que le personnel technique et administratif du Musée et de l'institut de Géologie et Paléontologie pour l'ambiance chaleureuse qu'ils font régner. Merci Anne-Marie, Huguette, Liliane, Nejia, Daniel, Laurent et Raymond.

Je veux exprimer ma gratitude à Roland Schegg et Jesus Uriarte pour m'avoir mis à disposition leurs programmes de calcul des courbes de subsidence.

Enfin je remercie le FNRS pour avoir financé cette étude (n° 20-33450.92 et 2-40352.94).

Bibliographie

- AEPLI, A. 1968: Etude géologique de l'anticlinal de la Tinière au Sud de Rossinière. Diplôme, Lausanne.
- AIGNER, T. 1985: Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. Springer-verlag, Berlin, 174 p.
- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. 1990: Basin Analysis, Principles and Applications. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 451 p.
- AMOROSI, A. 1997: Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology* 109, 135-153.
- ANADON, P. 1986: Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). Special Publication of the international Association of sedimentologists 8, 259-271.
- ANDREY, J.D. 1974: Géologie de la partie orientale du Massif des Bruns. PhD, No 592, Fribourg.
- ARCHE, A. & LOPEZ-GOMEZ, J. 1996: Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central eastern Spain. *Tectonophysics* 266, 443-464.
- AYRTON, S. 1959: Etude de la géologie d'un terrain situé dans la région d'Abondance, Haute-Savoie. Diplôme, Lausanne.
- BADOUX, H. 1962: Géologie des Préalpes valaisannes. Matér. Carte Géol. Suisse n.s. 113, 1-86.
- BADOUX, H. 1963: Les unités ultrahelvétiques de la Zone des Cols. *Eclogae geol. Helv.* 56, 1-13.
- BADOUX, H. 1965a: Montreux, Feuille n°47, notice. Commission géologique Suisse. Basel.
- BADOUX, H. 1965b: Thonon-Châtel, Feuille n°XXXV-XXXVI-28, notice. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- BADOUX, H., CHESSEX, R., JEANNET, A., LUGEON, M. & RIVIER, F. 1960: Monthey, Feuille n°37, notice. Commission géologique Suisse. Basel.
- BADOUX, H. & DE WEISSE, G. 1959: Les bauxites siliceuses de Dréveneuse. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 67, 169-177.
- BADOUX, H., GABUS, J.H. & MERCANTON, C.H. 1990: Les Diablerets, Feuille n°88, notice. Service hydrologique et géologique national.
- BADOUX, H. & HOMEWOOD, P. 1978: Le soubassement de la nappe du Niesen dans la région du Sépey (Alpes vaudoises). *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 74, 15-23.
- BADOUX, H. & MERCANTON, C.H. 1962: Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Eclogae geol. Helv.* 55, 135-188.
- BADOUX, H. & TRÜMPY, R. 1953: La géologie de la montagne de Lullin (Préalpes médianes en Chablais). *Bulletin du Laboratoire de Géologie de l'Université de Lausanne* 107, 1-10.
- BAILEY, E.B. 1935: Tectonic essays, mainly Alpine. Clarendon Press, Oxford, 200 p.
- BALLY, A.W. 1983: A picture and work atlas, seismic expression of structural styles. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- BARR, D. 1991: Subsidence and sedimentation in semi-starved half-graben: a model based on North Sea data. In: *The geometry of normal faults* (Ed. by ROBERTS, A.M., YIELDING, G. & FREEMAN, B.). 56, Geological Society of London, Special Publication, London, 17-28.
- BARRAUD, J.-P. 1954: Les Préalpes médianes entre Saint-Gingolph et Bouveret. Diplôme, Lausanne.
- BAUCHAU, C. 1958: Etude géologique de la région de Biot, Haute-Savoie. Diplôme, Lausanne.
- BAUD, A. 1972: Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. *Eclogae geol. Helv.* 65, 43-55.
- BAUD, A. 1984: Histoire naturelle des calcaires de Saint-Triphon (Anisien, Préalpes et Alpes occidentales). Thèse, Lausanne.
- BAUD, A. 1987: Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). *Mem. Geol. (Lausanne)* 1, 1-322.
- BAUD, A. & MASSON, H. 1975: Preuves d'une tectonique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes médianes, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 68, 131-145.
- BAUD, A., MASSON, H. & SEPTFONTAINE, M. 1979: Karsts et paléotectonique jurassique du domaine alpin briançonnais des Préalpes. In: *Sédimentation jurassique W-Europe, 1977*, Paris. Publ. spéc. 1, 441-452.
- BAUD, A. & SEPTFONTAINE, M. 1980: Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.* 73, 651-660.
- BECK, P. & GERBER, E. 1925: Thun-Stockhorn, Spezialkarte n°96. Commission géologique Suisse.
- BERNOULLI, D. & LEMOINE, M. 1980: Birth and early

- evolution of the Tethys: the overall situation. In: 26th International Geological Congress, Paris. C5: Geology of the Alpine Chains born of the Tethys, 168-179.
- BERTHERIN, G. 1980: Bauxites siliceuses dans le paléokarst jurassique des Spillgerten. Diplôme, Lausanne.
- BERTRAND, M. 1893: Le Môle et les collines du Faucigny (Haute-Savoie). Bulletin du service de la carte géologique de France 32, 1-49.
- BOISSIEU (DE), P. 1953: Etude géologique de la région NE des monts d'Hermone. Diplôme, Lausanne.
- BOLLER, K. 1963: Stratigraphische und Mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhône). Eclogae geol. Helv. 56, 15-102.
- BOND, G.C. & KOMINZ, M.A. 1984: Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakp and crustal thinning. Geological Society of America Bulletin 95, 155-173.
- BOREL, G. 1991: Etudes géologiques et minéralogiques de la région du Widdersgrind (Préalpes romandes). Licence, Neuchâtel.
- BOREL, G. 1995: Préalpes médianes: courbes de subsidence et implications géodynamiques. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 83, 293-315.
- BOTTERON, G. 1955: Etude géologique de la région au Nord du Mont Billat. Diplôme, Lausanne.
- BOURBON, M., DE GRACIANSKY, P.-C. & ROUX, M. 1980: Indices bathymétriques fournis par les Crinoïdes pédonculées sur le bord de la marge téthysienne (Briançonnais et Sub-briançonnais au Jurassique et au Crétacé). Bulletin de la Société géologique de France 7, 713-718.
- BOURQUIN, S. & GUILLOCHEAU, F. 1993: Geometrie des sequences de depot du Keuper (Ladinien a Rhetien) du bassin de Paris; implications géodynamiques. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre 317, 1341-1348.
- BROUTIN, J., CABANIS, B., CHÂTEAUNEUF, J.-J. & DEROIN, J.-P. 1994: Evolution biostratigraphique, magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe): implications paléogéographiques au Permien inférieur. Bulletin de la Société géologique de France 165, 163-179.
- CAMPANA, B. 1943: Géologie des nappes préalpines au NE de Château-d'Oex. Matér. Carte Géol. Suisse n.s. 82, 1-64.
- CARON, C. 1972: La nappe supérieure de Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. Eclogae geol. Helv. 65, 47-73.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & WILDI, W. 1989: The Original Swiss flysch: A Reappraisal of the Type Deposits in the Swiss Prealps. Earth Science Reviews 26, 1-45.
- CARON, M. & DUPASQUIER, C. 1989: Litho- et biostratigraphie des dépôts du "Crétacé moyen" dans les Préalpes Médianes. Geobios, mémoire spécial 11, 49-58.
- CHAIX, A. 1913: Géologie des Brasses (Haute-Savoie). Eclogae geol. Helv. 12, 501-601.
- CHAMOT, G. 1961: La Nappe des Préalpes médianes entre les Cornettes de Bise et le col du Corbier (Chablais français). Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 131, 1-86.
- CHATTON, M. 1947: Géologie des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey. Mémoires de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles 13, 1-128.
- CHÉNET, P.-Y. 1978: La marge téthysienne au mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier (Alpes occidentales françaises). Thèse, Ecole des mines de Paris.
- CHENEVART, C. 1945: Les nappes des Préalpes Médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt. Mémoire Société des Sciences naturelles, Fribourg 12, 1-213.
- CHILDS, C., WATTERSON, J. & WALSH, J.J. 1995: Fault overlap zones within developing normal fault system. Journal of the Geological Society, London 152, 535-549.
- CLOETINGH, S. 1992: Intraplate stress and sedimentary basin evolution. In: Understanding the Earth (Ed. by BROWN, G.C., HAWESWORTH, C.J. & WILSON, R.C.L.). University Press, Cambridge, 415-434.
- CLOETINGH, S. 1994: Basin formation mechanisms and tectonic control on the sedimentary record in extension and compression: Constraints from basin modelling. short lecture course, ETH, Zürich.
- CLOETINGH, S. & KOOL, H. 1992: Intraplate stresses and dynamical aspects of rifted basins. Tectonophysics 215, 167-185.
- COLLET, L.W. 1910: Sur la présence de calcaires et brèches dolomitiques dans le Lias moyen du Mont-Arvel (Préalpes médianes). Arch. Sci. phys. nat. Genève 29, 98-99.
- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. 1989: Sedimentary Structures. Chapman and Hall, London, 207 p.
- COUDERT, L., FRAPPA, M., VIGUIER, C. & ARIAS, R. 1995: Tectonic subsidence and crustal flexure in the Neogene Chaco Basin of Bolivia. Tectonophysics 243, 277-292.
- COUREL, L., LAURENT, P. & VETTER, P. 1984: Coal

position in the coal bearing sequences of the limnic basins; importance of the subsidence rate. In: 27 ième congrès géol. international, Moscou, A 27, 43.

- DALL'AGNOLO, S. 1997: Lithostratigraphie du Crétacé et du Tertiaire de la nappe de la Brèche en Chablais et dans les Romandes. Thèse, Fribourg.
- DE LA HARPE, P. 1855: Houille kimméridgienne du Bas-Valais. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 4, 304-310.
- DEBRAND-PASSARD, S. & AL., E. 1980: Synthèse géologique du bassin de Paris. BRGM, Orléans, vol 102.
- DEBRAND-PASSARD, S., COURBOULEIX, S. & LIENHARDT, M.-J. 1984: Synthèse géologique du Sud-Est de la France. BRGM, Orléans, vol 126.
- DESTRO, N. 1995: Release fault: A variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. Journal of Structural Geology 17, 615-629.
- DISNAR, J.-R., MARQUIS, F., ESPITALIÉ, J., BARSONY, I., DROUET, S. & GIOT, D. 1997: Géochimie organique et reconstitution de l'histoire thermique et tectono-sédimentaire de la marge ardéchoise (programme GPF, France). Bulletin de la Société géologique de France 168, 73-81.
- DOMMERGUES, J.-L. 1982: *Epidoceras (Coelodoceras) punctium* (Pia) 1913, une Ammonite du Carixien inférieur, caractéristique de la marge nord de la Téthys. Eclogae geol. Helv. 75, 795-805.
- DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. 1987: Succession des faunes d'ammonites au Langgeneggrat (Préalpes médianes, région de Thoune; Suisse): une série de références dans le Sinémurien supérieur. Geobios 20, 313-335.
- DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. 1989: Succession des faunes d'ammonites du Sinémurien supérieur dans la Chabais méridional et les klippe de Savoie (Préalpes médianes, Haute-Savoie, France). Geobios 22, 455-483.
- DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. 1990: De la "Grosse Pierre des Encombres" aux klippe de Suisse centrale: un test d'homogénéité des paléoenvironnements subbriançonnais et des contraintes paléobiogéographiques alpines par les ammonites du Lias moyen (Jurassique inférieur). Bull. Soc. géol. France 4, 635-646.
- DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. 1991a: Area of mixed marine faunas between two majors paleogeographical realms, exemplified by Early Jurassic (Late Sinemurian and Pliensbachian) ammonites in the Alps. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 86, 265-282.
- DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. 1991b: Succession des faunes d'ammonites du Sinémurien et du Pliensbachien dans le Chablais septentrional (Préalpes médianes, Suisse et

France). Boll. Soc. Paleont. Ital. 30, 303-324.

- DOMMERGUES, J.-L., MEISTER, C. & METTRAUX, M. 1990: Succession des faunes d'ammonites du Sinémurien et du Pliensbachien dans les Préalpes médianes de Suisse romande (Vaud et Fribourg). Geobios 23, 307-341.
- DONAVAN-DESMOND, T. 1958: The lower Liassic ammonite fauna from the fossil bed at Langeneckgrat, near Thun (median Prealps). Schweiz. paläont. Abh. 74, 1-58.
- DUMONT, T. 1984: Le Rhétien et le Lias inférieur prépiémontais: enregistrement sédimentaire du passage des carbonates de plate-forme triasiques au Jurassique hémipélagique lors du début du rifting téthysien. Géologie Alpine 60, 13-25.
- DUMONT, T. 1988: Late Triassic-early Jurassic evolution of the western Alps and of their European foreland; initiation of the Tethyan rifting. Bulletin de la Société géologique de France 8, 601-611.
- DUPASQUIER, C., LIGOUIS, B. & CARON, M. 1989: The organic matter of Mid-Cretaceous deposits of the Median Prealps. In: Cretaceous of Western Tethys, Proc. 3rd int. Cret. Symp., Tübingen 1987. 607-635.
- DYKSTRA, J. 1987, November: Compaction correction for burial history curves: application to Lopatin's method for source rock maturation determination. Geobyte, pp. 16-23.
- EGAN, S.S. 1992: The flexural isostatic response of the lithosphere to extensional tectonics. Tectonophysics 202, 291-308.
- EINSELE, G. 1996: Event deposits: the role of sediment supply and relative sea-level changes-overview. Sedimentary Geology 104, 11-37.
- EINSELE, G. & BAYER, U. 1991: Asymmetry in transgressive-regressive cycles in shallow seas and passive continental margin settings. In: Cycles and Events in Stratigraphy (Ed. by EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.). Springer-verlag, Berlin, 660-681.
- ELLENBERGER, F. 1952: Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. Eclogae geol. Helv. 45, 285-286.
- ESCHER, A. 1953: Etude géologique de la région du Mont Billiat. Diplôme, Lausanne.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. 1993: Nappe geometry in the Western Swiss Alps. J. Struct. Geol. 15, 501-509.
- FAVRE, A. 1859: Mémoire sur les terrains liasiques et keuperiens de la Savoie. Mém. soc. phys. sci. nat. Genève 15, 1-90.
- FAVRE, A. 1867: Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc. Paris et Genève.
- FAVRE, P. 1992: Géologie des massifs calcaires

- situées au front sud de l'unité de Ketama (Rif, Maroc). Thèse, Genève.
- FAVRE, P. & STAMPFLI, G. 1992: From rifting to passive margin: the Red Sea, the central Atlantic and the Alpine Tethys as examples. *Tectonophysics* 215, 69-97.
- FIECHTER, G.-G. 1958: Etude géologique de la région du Lavouet. Diplôme, Lausanne.
- FONTANA, P. & KUHN, M. in prep.: Géologie de la vallée des Merveilles (Sud-Est de la France). diplôme, Lausanne.
- FRUTIGER, J.J. 1953: Etude géologique de la région du Mont - Ouzon. Diplôme, Lausanne.
- FUNK, H. 1985: Mesozoische Subsidenz geschichte im helvetischen Schelf der Ostschweiz. *Eclogae geologicae Helveticae* 78, 249-272.
- FURRER, U. 1977: Stratigraphie des Doggers des Osten Préalpes médianes (Stockhorngebiet zwischen Blumenstein und Boltigen). Thèse, Bern.
- FURRER, U. 1979: Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes (Bern). *Eclogae geol. Helv.* 72, 623-672.
- FURRER, U. & SEPTFONTAINE, M. 1977: Nouvelles données biostratigraphiques dans le Dogger à faciès briançonnais des Préalpes médianes romandes (Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 70, 717-737.
- FÜRSICH, F.T. 1995: Shell concentrations. *Eclogae geol. Helv.* 88, 643-655.
- GAGNEBIN, E. 1918: Les lacunes du Lias inférieur entre Montreux et le Moléson. Procès-verbaux de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles 5, 52-55.
- GAGNEBIN, E. 1950: Thonon, Feuille n°150, Carte géologique détaillée de la France, 1:80'000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- GALLAGHER, K. 1989: An examination of some uncertainties associated with estimates of sedimentation rates and tectonic subsidence. *Basin Research* 2, 97-114.
- GENGE, E. 1957: Ein Beitrag zur Stratigraphie der S Klippendecke im Gebiet Spillgarten - Seehorn. *Eclogae geol. Helv.* 51, 151-211.
- GILLI, C. 1992: Un mudmound Bathonien dans les Préalpes médianes: sédimentologie, paléontologie et pétrographie. Diplôme, Genève.
- GILLIÉRON, V. 1885: Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne. Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse 18, 1-530.
- GIROD, F. 1995a: Etude géologique et minéralogique de la région des Cornettes de Bise. Diplôme, Lausanne.
- GIROD, F. 1995b: Géologie de la région des Cornettes de Bise (Préalpes du Chablais franco-suisse). *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 83, 317-334.
- GISIGER, M. 1965: Essais de stratigraphie par la microfaune dans le Lias supérieur et le Dogger des Préalpes médianes plastiques fribourgeoises, région du Lac Noir. *Eclogae geol. Helv.* 58, 1001-1004.
- GISIGER, M. 1967: Géologie de la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg (Préalpes médianes plastiques de Fribourg et Bern). *Eclogae geol. Helv.* 60, 237-349.
- GRADSTEIN 1996
- GROSS, A. 1966: Contribution à l'étude du Jurassique moyen et supérieur des Préalpes médianes vaudoises. PhD, Lausanne.
- GUILLAUME, M. 1986: Révision stratigraphique des Couches Rouges de la nappe des Préalpes Médianes Romandes. PhD, n° 910, Fribourg.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. 1941: Persistente Brüche im Jura der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes. *Eclogae geol. Helv.* 34, 164-172.
- HAAS, H. 1887: Etude monographique et critique des Brachiopodes rhétiens et jurassiques des Alpes vaudoises et des contrées avoisinantes. *Mém. Soc. pal. suisse* 14, 67-126.
- HALLAM, A. 1969: Tectonics and eustasy in the Jurassic. *Earth Sci. Rev.* 5, 45-68.
- HALLAM, A. 1996: Major Bio-Events in the Triassic and Jurassic. In: *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic* (Ed. by WALLSIER, O.H.). Springer Verlag, Berlin.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- HEINZ, R. & ISENSCHMID, C. 1988: Mikrofazielle und stratigrafische Untersuchungen im Massifkalk (Malm) der Préalpes Médianes. *Eclogae geol. Helv.* 81, 1-62.
- HISCOTT, R.N., WILSON, R.C.L., GRADSTEIN, F.M., PUJALTE, V., GARCIAA-MONDÉJAR, J., BOUDREAU, R.R. & WISHART, H.A. 1990: Comparative stratigraphy and subsidence history of mesozoic rift basins of North Atlantic. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74, 60-76.
- HOMEWOOD, P. 1977: Ultrahelvetic and North-Penninic flysch of the Prealps: a general account. *Eclogae geol. Helv.* 70, 627-641.
- HOMEWOOD, P., ACKERMANN, T., ANTOINE, P. & BARBIER, R. 1984: Sur l'origine de la nappe du Niesen et la limite entre les zones ultrahelvétiques et valaisanne. *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de Paris, série II* 299, 1055-1059.
- HORWITZ, L. 1918: Sur les faciès des dépôts liasiques dans quelques régions des Préalpes médianes. Procès-verbaux de la de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles 4-5.
- HORWITZ, L. 1919: L'âge des calcaires à entroques

- liasiques dans les Préalpes médianes. Procès-verbaux de la de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles.
- HORWITZ, L. 1932: Le Lias supérieur et le Bajocien dans les Préalpes de Charmey. *Bulletin du Laboratoire de Géologie de l'Université de Lausanne* 49, 1-30.
- INGERSOLL, R.V. & BUSBY, C.J. 1995: Tectonic of Sedimentary Basins. In: *Tectonics of Sedimentary Basins* (Ed. by BUSBY, C.J. & R.V., I.). Blackwell, Oxford UK, 1-51.
- JACKSON, M.P.A. & VENDEVILLE, B.C. 1994: Regional extension as a geological trigger for diapirism. *Geological Society of America Bulletin* 106, 57-73.
- JACQUIN, T. & VAIL, P.R. 1995: Shelfal accommodation as a major control on carbonate platforms. *Bulletin de la Société géologique de France* 166, 423-435.
- JAILLARD, E. 1988: Une image paléogéographique de la Vanoise briançonnaise (Alpes françaises). *Eclogae geologicae Helveticae* 81, 553-566.
- JAN DU CHÈNE, R. 1996: Stratigraphie séquentielle théorique et appliquée. Cours de 3ième cycle. Coordination romande des sciences de la terre.
- JANSSEN, M.E., STEPHENSON, R.A. & CLOETINGH, S. 1995: Temporal and spatial correlations between changes in plate motions and the evolution of rifted basins in Africa. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1317-1332.
- JEANBOURQUIN, P., KINDLER, P. & DALL'AGNOLO, S. 1992: Les mélanges des Préalpes internes entre Arve et Rhône (Alpes occidentales franco-suisse). *Eclogae geol. Helv.* 85, 59-83.
- JEANNET, A. 1912-1913: Monographie géologique des Tours d'Aï. 1. Stratigraphie de la nappe rhétique, du Trias et du Lias des Préalpes médianes et de la zone interne. *Matér. Carte Géol. Suisse n.s.* 32, 1-466.
- JEANNET, A. 1918: Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises) 2ème partie. *Matér. Carte Géol. Suisse n.s.* 34, 467-701.
- JEANNET, A. 1922: Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen. In: *Geologie der Schweiz* (Ed. by A. HEIM). II/2, Tauschniz, Leibzig, 589-676.
- JEANNET, A. & GERBER, E. 1919: Sur une lacune de Lias inférieur et moyen dans l'anticlinal du Stockhorn (Préalpes bernoises). *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 52, 140-147.
- KING, G. & ELLIS, M. 1990: The origin of large local uplift in extensional regions. *Nature* 348, 689-692.
- KLEINSPEHN, K.L., PERSHING, J. & TEYSSIER, C. 1989: Paleostress stratigraphy; a new technique for analyzing tectonic control on sedimentary-basin subsidence. *Geology (Boulder)* 17, 253-256.
- KOMINZ, M.A. & BOND, G.C. 1991: Unusually large subsidence and sea-level events during middle Paleozoic time: New evidence supporting mantle convection models for supercontinent assembly. *Geology* 19, 56-60.
- KUZNIR, N. 1994: Continental Lithosphere Extension and the Formation of rift Basins. In: ETH, Zürich.
- LAGO, B., CAZENAIVE, A. & MARTY, J.C. 1990: Regional variations in subsidence rate of lithospheric plates; implication for thermal cooling models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 61, 253-259.
- LEMOINE, M., BAS, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., DUMONT, T., GIDON, M., BOURBON, M., DE GRACIANSKY, P.-C., RUDKIEWICZ, J.-L., MÉGARD-GALLI, J. & TRICART, P. 1986: The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* 3, 179-199.
- LEMOINE, M. & DE GRACIANSKY, P.-C. 1988: Histoire d'une marge continentale passive: les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction. *Bulletin de la Société géologique de France* 8, 597-600.
- LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. 1987: Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics* 133, 305-320.
- LEMPICKA MÜNCH, A. 1996: Géologie de la zone des cols de l'Oberland Bernois entre Geils (Adelboden) et la Sarine. Thèse, Lausanne.
- LEMPICKA MÜNCH, A. & MASSON, H. 1993: Dépôts d'âge tertiaire de la nappe ultrahelvétique du Sex Mort entre la Simme et Adelboden (Préalpes). *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 82, 369-389.
- LETOUZEY, J. 1990: Fault reactivation, inversion and fold thrust belt - Petroleum in mobile belts. Ed. Tchenip. Paris, 101-125.
- LEU, W. 1994: Subsidence, erosion and compaction: analysis of the sedimentary record. In: *Cours de 3eme cycle. Analyse des bassins sédimentaires*, Bern. 1-44.
- LISTER, G.S., ETHERRIDGE, M.A. & SYMONDS, P.A. 1986: Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology* 14, 246-250.
- LOMBARD, A. 1940: Les Préalpes médianes entre le Risse et Somman (vallée du Giffre, Haute-Savoie). *Eclogae geol. Helv.* 33, 53-178.
- LOMBARD, A. 1971: La nappe du Niesen et son flysch. *Matér. Carte Géol. Suisse n.s.* 141, 1-251.
- LOMBARD, A., AEPLI, A., ANDRAU, E.W.K., BAUD, A., BOTTERON, G., CARON, C., DOUSSE, B., DUBEY, R., FAVRE, G., W., F., JEANNET, A., LAZREG, H., LONFAT, F., MCCONNELL, R.B., PLANCHEREL, R., WEIDMANN, M. & WIDMER, A. 1974: Les Mosses, Feuille n°64, notice. Commission géologique Suisse. Basel.
- LOMBARD, A. & WERNLI, R. 1977: Stratigraphie et

- microfaciès du Trias supérieur et du Lias à Champ-Fleuri (Môle), Préalpes médianes (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci. phys. nat. Genève* 30, 137-148.
- LOREAU, J.-P., GELY, J.-P. & RAMPEAUX, J.-P. 1995: Cycles stratigraphiques dans les séries alpines du Lias et de l'Aalénien de part et d'autre du Front pennique (Savoie, France): Contrôle tectonique et rapport avec l'eustatisme. *Eclogae geologicae Helveticae* 88, 529-551.
- LOUP, B. 1992: Evolution de la partie septentrionale du domaine helvétique en Suisse occidentale au Trias et au Lias: contrôle par subsidence thermique et variations du niveau marin. Thèse, Genève.
- LOUP, B. & WILDI, W. 1994: Subsidence analysis in the Paris Basin: a key to Northwest European intracontinental basins? *Basin Research* 6, 159-177.
- LOUTIT, T.S., HARDENBLE, J., VAIL, P.R. & BAUM, G.R. 1988: Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. In: *Sea-level changes: an integrated approach* (Ed. by WILGUS, C.K. & AL., E.). Special Publication of the Society of economic Paleontologists and Mineralogists 42, Tulsa, 183-213.
- LUDWIG, K.R., SZABO, B.J., MOORE, J.G. & SIMMONS, K.R. 1991: Crustal subsidence rate off Hawaii determined from (234)U/(238)U ages of drowned coral reefs. *Geology (Boulder)* 19, 171-174.
- LUGEON, M. 1896: La région de la Brèche du Chablais. *Bulletin du service de la carte géologique de France* 7, 337-646.
- LUGEON, M. 1901: Réunion extraordinaire de la société géologique de France à Lausanne et dans le Chablais. *Bull. Soc. géol. France* 4, 677-720.
- LUGEON, M. 1902: Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France* 4, 723-825.
- LUGEON, M. 1909: Sur les relations tectoniques des Préalpes internes avec les nappes helvétiques de Morcles et des Diablerets. *C.R. Séan. Acad. Sci. Paris*
- LUGEON, M. & GAGNEBIN, E. 1941: Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bulletin du Laboratoire de Géologie de l'Université de Lausanne* 72, 1-90.
- MARCHANT, R. 1987: Etude géologique de l'anticlinal d'AI et de l'Ouest du Sépey. *Diplôme, Lausanne.*
- MARCHANT, R. 1993: The Underground of the Western Alps. *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 15, 137 p.
- MARCHANT, R.H. & STAMPFLI, G.M. 1997: Crustal and lithospheric structures of the Western Alps: geodynamic significance. In: *Deep structure of Switzerland - Results from NFP 20* (Ed. by
- LEHNER, P., HEITZMAN, P., FREI, W., HORSTMAYER, H., MUELLER, S., PFIFFNER, A. & STECK, A.). Birkhäuser AG., Basel, 326-337.
- MARCHANT, R.H. 1997n: The Adriatic indenter on the NFP-20 E1 profile. In: *Deep structure of Switzerland - Results from NFP 20* (Ed. by LEHNER, P., HEITZMAN, P., FREI, W., HORSTMAYER, H., MUELLER, S., PFIFFNER, A. & STECK, A.). Birkhäuser AG., Basel,
- MARTHALER, M. 1974: Géologie des environs de Rossinière (Haute Sarine). *Diplôme, Lausanne.*
- MARTINI, R., GIROD, F. & ZANINETTI, in press: Découverte de foraminifères et confirmation de l'âge Norien et Rhétien du Trias des Préalpes médianes plastiques (Massif des Cornettes de Bise, Préalpes du Chablais, Suisse et France). *Eclogae geol. Helv.* 91.
- MARTY, J.-C.L. & CAZENAVE, A. 1989: Regional variations in subsidence rate of oceanic plates; a global analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 94, 301-315.
- MASCLE, A., VIALLY, R., DEVILLE, E., BIJU-DUVAL, B. & ROY, J.P. 1996: The petroleum evaluation of a tectonically complex area: the western margin of the Southeast Basin (France). *Marine and Petroleum Geology* 13, 941-961.
- MASSON, H. 1976: Un siècle de géologie dans des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. *Eclogae geol. Helv.* 69, 527-575.
- MAURO, A. 1986: Etude cartographique et tectonique de la région de la Grande Eau (Aigle, VD). *Diplôme, Lausanne.*
- MAUTNER, J. 1963: Géologie de la région comprise entre Bellevaux - Seytroux - La Chèverrie (Préalpes médianes de Savoie). *Diplôme, Lausanne.*
- MCCLAY, K.R. 1992: Glossary of thrust tectonic terms. In: *Thrust Tectonics* (Ed. by MCCLAY, K.R.). Chapman & Hall, 419-433.
- MCCONNEL, R.B. 1951: La nappe du Niesen et ses abords entre les Ormonts et la Sarine. *Matér. Carte Géol. Suisse n.s.* 95, 1-94.
- MCKENZIE 1978: Some remarks on the development of sedimentary Basins. *Earth and planetary Science Letters* 40, 25-32.
- MÉGARD-GALLI, J. & BAUD, A. 1977: Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* (2. série/section IV) 3, 233-250.
- METTRAUX, M. 1989: Sédimentologie, paléotectonique et paléoocéanographie des Préalpes Médianes (Suisse Romande) du Rhétien au Toarcien. Thèse, n° 947, Fribourg.

- METTRAUX, M. & MOHR, B. 1989: Stratigraphy of Triassic/Jurassic boundary in the Préalpes médianes nappe: facies and palynology. *Eclogae geol. Helv.* 82, 743-763.
- METTRAUX, M. & MOSAR, J. 1989: Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médianes en rive gauche du Rhône. *Eclogae geol. Helv.* 82, 517-540.
- MILLIMAN, J.D. 1974: *Marine Carbonates*. Springer-Verlag, Berlin.
- MOSAR, J. 1988: Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes Romandes (Suisse). Thèse, Neuchâtel.
- MOSAR, J. 1989: Déformation interne dans les Préalpes Médianes (Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 82, 765-793.
- MOSAR, J. 1991: Géologie structurale dans les Préalpes médianes (Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 84, 689-725.
- MOSAR, J. 1994: Géologie structurale à l'est de Montreux (Préalpes médianes plastiques, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 87, 11-32.
- MOSAR, J. submitted: The Swiss Préalpes Médianes Plastiques fold-and-thrust belt. *J. Struct. Geol.*
- MOSAR, J. & BOREL, G. 1992: Paleostress from the Préalpes médianes (Switzerland). *Ann. Tect.* 6, 115-133.
- MOSAR, J. & BOREL, G. 1993: Le pli de Malatraix: fiction ou réalité. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 82, 319-343.
- MOSAR, J. & BOREL, G. 1995: Préalpes geology: A non-exhaustive reference list. Internet server, Dept. Geology, Lausanne Univ.: <http://www-sst.unil.ch>
- MOSAR, J., STAMPFLI, G.M. & GIROD, F. 1996: Western Préalpes Médianes Romandes: timing and structure. *A Review. Eclogae geol. Helv.* 89, 389-425.
- MOUTERDE, R. & ELM, S. 1991: Caractères différentiels des faunes d'ammonites du Toarcien des bordures de la Téthys. Signification paléogéographique. *Bulletin de la Société géologique de France* 162, 1185-1195.
- MYROW, P.M. & SOUTHARD, J.B. 1996: Tempestite Deposition. *Journal of Sedimentary Research* 66, 875-887.
- NALPAS, T. & BRUN, J.-P. 1993: Salt flow and diapirism related to extensional crustal scale. *Tectonophysics* 228, 349-362.
- NICOL, G. 1956: *Geologie der östlichen Stockhorn-Kette (Berner Oberland)*. Mitteilungen der naturforschenden Gesellschaft Bern, N.F. 153-243 p.
- NORBERT, J. 1951: Etude de la région de Vacheresse (Haute-Savoie). *Diplôme, Lausanne.*
- PAGE, C. 1969: Observations géologiques sur les Préalpes au NW des Gastlosen orientales. *Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles* 58, 83-177.
- PAINE, J.G. 1993: Subsidence of the Texas coast; inferences from historical and late Pleistocene sea levels. In: *Geodynamics Research Institute symposium on Geological perspectives on global change*, College Station, TX, April 25-26. *Geological perspectives on global change* 222, 445-458. 53 Refs.
- PASQUIER, J.B. 1989: Etude géologique des Préalpes médianes plastiques dans la région de Rossinière. *Diplôme, Fribourg.*
- PETERHANS, E. 1923: Sur la tectonique des Préalpes entre Meillerie et Saint-Gingolph (Haute-Savoie). *Bulletin de la Société géologique de France*, 4. série 23, 51-56.
- PETERHANS, E. 1924: Sur la tectonique de la basse vallée de la Dranse (Haute-Savoie). *Bulletin de la Société géologique de France*, 4. série 24, 16-24.
- PETERHANS, E. 1925: La tectonique du sommet du Grammont. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences naturelles* 55, 273-282.
- PETERHANS, E. 1926a: Etude du Lias et des géanticlinaux des Préalpes médianes entre la vallée du Rhône et le lac d'Annecy. *Mém. Soc. Helv. Sci. Nat.* 69, 191-344.
- PETERHANS, E. 1926b: Révision des brachiopodes liasiques du Grammont, des Tours d'AI, du Pissot et de Rossinière figurés dans l'ouvrage de M.H. Haas. *Mém. soc. vaudoise des sci. nat.* 2, 353-384.
- PITMAN, W.C. & ANDREWS, J.A. 1985: Subsidence and thermal history of small pull-apart basins. In: *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation* (Ed. by BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N.). Special Publication of the Society of economic Paleontologists and Mineralogists, 37, 45-49.
- PLANCHEREL, R. 1976: Essai d'interprétation de la dislocation transversale de Bellegarde-Lac Noir (Préalpes médianes Fribourgeoises). *Eclogae geol. Helv.* 65, 461-469.
- PLANCHEREL, R. 1979: Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. *Eclogae geol. Helv.* 72, 145-214.
- PLANCHEREL, R. in prep: Carte Samoëns. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- PLANCHEREL, R. & WEIDMANN, M. 1972a: Géologie des tunnels de Glion (RN 9). *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 71, 1-7.
- PLANCHEREL, R. & WEIDMANN, M. 1972b: La zone anticlinale complexe de la Tinière (Préalpes médianes vaudoises). *Eclogae geol. Helv.* 65, 75-91.
- POINSSOT, C., GOFFÉ, B. & TOULHOAT, P. 1997: Geochemistry of the Triassic-Jurassic Alpine continental deposits: origin and geodynamic

- implications. Bulletin de la Société géologique de France 168, 3, 287-300.
- POSAMENTIER, H.W. & JAMES, D.P. 1993: An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: Sequence stratigraphy and facies associations (Ed. by AL., P.H.W.E.). Blackwell, Oxford UK, 3-18.
- PUGIN, L. 1952: Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères (Préalpes fribourgeoises). *Eclogae geol. Helv.* 44, 209-257.
- PYTHON DUPASQUIER, C. 1990: La Formation de l'Intyamon (Crétacé moyen) des Préalpes médianes romandes. Thèse, No 978, Fribourg.
- RABOWSKI, F. 1912: Simmenthal et Diemtighal, carte spéciale n°69. Commission géologique Suisse.
- RAPPAZ, F., HAGER, M. & PAHUD, P.-F. 1996: Thollon - Dent d'Oche. mémoire de licence, Lausanne.
- RAZIN, P., BONIJOLY, D., LE STRAT, P., COUREL, L., POLI, E., DROMART, G. & ELMI, S. 1996: Stratigraphic record of the structural evolution of the western extensional margin of the Subalpine Basin during the Triassic and Jurassic, Ardèche, France. *Marine and Petroleum Geology* 13, 625-652.
- RAZOUKOWSKY DE, G. 1784: Voyages minéralogiques dans le gouvernement d'Aigle et une partie du Vallais. Mourer, Lausanne.
- RENEVIER, E. 1868: Quelques observations géologiques sur les Alpes de la Suisse centrale comparées aux Alpes vaudoises. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 10, 39-55.
- RENEVIER, E. 1891: Origine et âge du gypse et de la Cornieule des Alpes vaudoises. *Eclogae geol. Helv.* 2, 229-247.
- REVERTERA, G.C. 1926: Auszug aus der geologischen Monographie der Kette des Monts Cray (SW-Abschnitt der Vanil Noir-Kette) (Préalpes médianes). Thèse, Fribourg.
- ROUX, M., BOURSEAU, J.-P., BAS, T., DUMONT, T., DE GRACIANSKY, P.-C., LEMOINE, M. & RUDKIEWICZ, J.-L. 1988: Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids): a reappraisal of eustatism problems during Jurassic. *Bulletin de la Société géologique de France* 8, 633-641.
- RUDKIEWICZ, J.-L. 1988: Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble-Briançon transect). *Bulletin de la Société géologique de France* 8, 623-632.
- SALEL, J.F. & SÉGURET, M. 1994: Late Cretaceous to Palaeogene thin-skinned tectonics of the Palmyrides belt (Syria). *Tectonophysics* 234, 265-290.
- SALVADOR, A. 1994: International Stratigraphic Guide. Second edition, Salvador A. Ed. Geol. Soc. Am. Inc.
- SARG, J. 1988: Carbonate sequences stratigraphy. In: Sea-level changes: an integrated approach (Ed. by WILGUS, C., HASTINGS, B., ROSS, C., POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J. & KENDALL, C.). Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 42, 155-181.
- SARTORI, M. 1990: L'unité du Barrhorn (Zone Pennique, Valais, Suisse). *Mem. Geol. (Lausanne)* 6, 1-156.
- SARTORIO, D. & VENTURINI, S. 1988: Southern Tethys biofacies. *Agip*, 235 p.
- SAUSSURE DE, H.B. 1779, 1796: Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. Fauche, Neuchâtel.
- SCHARDT, H. 1881-1882: Description géologique du Pays d'en Haut vaudois et de quelques parties limitrophes. Concours n°66, Académie de Lausanne.
- SCHARDT, H. 1884: Etudes géologiques sur le Pays d'Enhaut vaudois. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 20, 1-183.
- SCHARDT, H. 1893: Coup d'oeil sur la structure géologique des environs de Montreux. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 29, 241-255.
- SCHARDT, H. 1894: Sur l'origine des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn). *Eclogae geol. Helv.* 4, 129-142.
- SCHARDT, H. 1897: Les Préalpes romandes (zone Stockhorn-Chablais) Un problème de géologie alpine. *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 11, 5-26.
- SCHARDT, H. 1898: Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisse. Préalpes du Chablais et du Stockhorn et les Klippes. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 34, 113-219.
- SCHLAGER, W. 1992: Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Reefs and Carbonate Platforms. AAPG, Tulsa, Continuing Education Course Note, 71 p.
- SCHLISCHE, R.W. 1992: Structural and stratigraphic development of the Newark extensional basin, eastern North America: Evidence for the growth of the basin and its bounding structures. *Geological Society of America Bulletin* 104, 1246-1263.
- SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. 1983: Carbonate depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists, Tulsa*.
- SCHUMACHER, J.P. 1926: Description géologique des environs de Rossinière (Pays d'Enhaut vaudois). *Bulletin du Laboratoire de Géologie de l'Université de Lausanne* 39, 1-88.
- SCHUMACHER, J.P. & SCHIEFERDECKER, A.A.G. 1919:

- Foraminifères liasiques des Préalpes médianes. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 52, 117-119.
- SCLATER, J.G. & CHRISTIE, P.A.F. 1980: Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *J. Geophys. Res.* 85, 3711-3739.
- SEILACHER, A. & AIGNER, T. 1991: Storm deposition at the bed, facies and basin scale: the geologic perspective. In: Cycles and Events in Stratigraphy (Ed. by EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.). Springer-verlag, Berlin, 249-267.
- SEPTFONTAINE, M. 1971: Etude micropaléontologique et stratigraphique du Lias supérieur et du Dogger des Préalpes médianes romandes (Suisse). Thèse, No. 1554, Genève.
- SEPTFONTAINE, M. 1979: Interprétation paléotectonique de la bordure septentrionale du domaine Briançonnais (Préalpes médianes) au Jurassique d'après des nouvelles données bio- et lithostratigraphiques, note préliminaire. *Notes Lab. Pal. Univ. Genève* 5, 25-35.
- SEPTFONTAINE, M. 1983: Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises (Stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique). *Mémoires de la Société Helvétique des Sciences Naturelles*, 1-121 p.
- SEPTFONTAINE, M. 1984: Biozonation (à l'aide des foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut Atlas (Maroc). *Revue de Micropaléontologie* 27, 209-229.
- SEPTFONTAINE, M. 1986: Milieux de dépôts et foraminifères (Lituolides) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. *Revue de Micropaléontologie* 28, 265-289.
- SEPTFONTAINE, M. 1995: Large scale progressive unconformities in Jurassic strata of the Préalpes S of lake Geneva: interpretation as synsedimentary inversion structures, Paleotectonic implications. *Eclogae geol. Helv.* 88, 553-576.
- SEPTFONTAINE, M. & LOMBARD, A. 1976: Le Jurassique des Préalpes médianes dans le Sud-Ouest du Chablais (Haute-Savoie, France) Cadre tectonique et lithostratigraphique. *Eclogae geol. Helv.* 69, 425-460.
- SOMMARUGA, A. 1996: Geology of the central Jura and Molasse Basin: new insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. Thèse, Neuchâtel.
- SOREGHAN, G.S. & DICKINSON, W.R. 1994: Generic types of stratigraphic cycles controlled by eustasy. *Geology (Boulder)* 22, 759-761.
- SPICHER, J.P. 1966: Géologie des Préalpes médianes dans le Massif des Bruns, partie occidentale. *Eclogae geol. Helv.* 58, 591-742.
- SPOORENBERG, J. 1952: Les Préalpes médianes au NW de Château-d'Oex. Thèse, Fribourg.
- SRINIVASAN, K. & WALKER, K.R. 1993: Sequence stratigraphy of an intrashelf basin carbonate ramp to rimmed platform transition; Maryville Limestone (Middle Cambrian), Southern Appalachians. *Geological Society of America Bulletin* 105, 883-896.
- STAMPFLI, G.M. 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Eclogae geol. Helv.* 86, 1-45.
- STAMPFLI, G.M. 1994: Exotic terrains in the Alps: a solution for a single Jurassic ocean. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74, 449-452.
- STAMPFLI, G.M., MARCOUX, J. & BAUD, A. 1991: Tethyan margins in space and time. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 87, 373-409.
- STAMPFLI, G.M. & MARCHANT, R.H. 1997: Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. In: Deep structure of Switzerland - Results from NFP 20 (Ed. by LEHNER, P., HEITZMAN, P., FREI, W., HORSTMAYER, H., MUELLER, S., PFIFFNER, A. & STECK, A.). Birkhäuser AG., Basel, 223-240.
- STAMPFLI, G.M. & MARTHALER, M. 1990: Divergent and convergent margins in the North-Western alps confrontation to actualistic models. *Geodinamica Acta* 4, 159-184.
- STAPEL, G., CLOETINGH, S. & PRONK, B. 1996: Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian basin (western Iberian margin). *Tectonophysics* 266, 493-507.
- STEFFEN, D., JAQUES, C., NYDEGGER, T., PETROONS, D. & WILDI, W. 1993: La Brèche du Chablais à son extrémité occidentale (Hte-Savoie, France): Sédimentologie, éléments stratigraphiques et interprétation paléogéographique. *Eclogae geol. Helv.* 86, 543-568.
- SUPPE, J. 1985: Principles of structural Geology. Prentice-Hall, New-Jersey, 1-537 p.
- TEARPOCK, D.J. & BISCHKE, R.E. 1991: Applied subsurface geological mapping methods. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- TERCIER, J. & BIERI, P. 1961: Gurnigel, Feuille n°36. Commission géologique Suisse. Basel.
- THURY, M. 1973: Der Lias der östlichen Préalpes médianes zwischen Boltigen und Spiez. Thèse, Bern.
- TRICART, P., BOURBON, M., CHENET, P.Y., CROS, P., DELORME, M., DUMONT, T., DE GRACIANSKY, P.-C., LEMOINE, M., MÉGARD-GALLI, J. & RICHEL, M. 1988: Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysine dans la nappe Briançonnaise de Peyre-Haute (Alpes occidentales). *Bulletin de la Société géologique de France* 8, 669-680.
- TRÜMPY, R. 1960: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 71, 843-908.

- TRÜMPY, R. 1976: Du Mont Pélerin aux Pyrénées. *Eclogae geol. Helv.* 69, 249-264.
- TRÜMPY, R. 1980: *Geology of Switzerland: a guide-book.* Wepf. and Co.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. 1990: *Carbonate sedimentology.* Blackwell, Oxford UK.
- TURCOTTE, D.L. & SCHUBERT, G. 1982: *Geodynamics: Application of continuum mechanics to geological problems.* Wiley, New York.
- TWERENBOLD, E. 1955: Les Préalpes entre la Sarine et les Tours d'Al. Région des Monts Chevreuils. *Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles* 44, 5-116.
- UMIKER, R. 1952: *Geologie der westlichen Stockhornkette (Berner Oberland).* PhD, Bern.
- UNDERHILL, J.R. & PARTINGTON, M.A. 1993: Use of genetic sequence stratigraphy in defining and determining a regional tectonic control on the "Mid-Cimmerian Unconformity"-Implications for North Sea Basin development and the global sea level chart. In: *Siliciclastic sequence stratigraphy* (Ed. by WEIMAR, P. & POSAMENTIER, H.R.). *Memoir* 58, AAPG, Tulsa, 449-484.
- URIARTE, J. 1997: Ph.D, Genève.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., EISNER, S.A. & PEREZ-CRUZ, C. 1991: The stratigraphic signatures of Tectonics, Eustacy and Sedimentology - An overview. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (Ed. by EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.). Springer-verlag, Berlin, 617-665.
- VAN WEES, J.D. & STEPHENSON, R.A. 1995: Quantitative modelling of basin and rheological evolution of the Iberian Basin (Central Spain) : implications for lithospheric dynamics on intra-plate extension and inversion. *Tectonophysics* 252, 163-178.
- VERNET, J.P. 1964: Latérite alumineuse jurassique dans la nappe des Préalpes médianes du Chablais (Savoie). *Bulletin du Groupe français des Argiles N.S.* 15, 39-46.
- VERNORY, R. 1954: Tectonique des versants nord et nord-ouest du Mole (Préalpes médianes, Haute-Savoie). *Arch. Sci. Genève* 7, 325-326.
- VON DER WEID, J. 1961: Géologie des Préalpes médianes au SW du Moléson. *Eclogae geol. Helv.* 53, 521-624.
- WATTS, T. 1992: The formation of sedimentary basins. In: *Understanding the Earth* (Ed. by BROWN, G.C., HAWESWORTH, C.J. & WILSON, R.C.L.). University Press, Cambridge, 301-324.
- WEIDMANN, M. 1992: Châtel-Saint-Denis, Feuille n°92, notice. Service hydrologique et géologique national.
- WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P., CARON, C. & BAUD, A. 1976: Réhabilitation de la Zone Submédiane des Préalpes. *Eclogae geol. Helv.* 69, 265-277.
- WEISS, H. 1949: *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm.* PhD, Zürich.
- WERNICKE, B. 1985: Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.* 22, 108-125.
- WERNLI, R. & BROENNIMANN, P. 1973: Le Verrucano et le Trias de Taninges (Haute-Savoie, France) Lithologie et micropaléontologie. *Arch. Sci. phys. nat. Genève* 26, 79-92.
- WILDI, W., FUNK, H., LOUP, B., AMATO, E. & HUGGENBERGER, P. 1989: Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the alpine Tethys (Helvetic realm Swiss Plateau and Jura). *Eclogae geologicae Helveticae* 82, 817-840.
- WRIGHT, V.P. & BURCHETTE, T.P. 1996: Shallow-water carbonate environments. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. by READING, H.G.). Blackwell, Oxford UK, 325-394.
- XIAO, H. & SUPPE, J. 1992: Origin of Rollover. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 76, 509-529.
- ZANINETTI, L. 1977: Etude paléontologique du Trias supérieur et du Lias à Champ-Fleuri (Môle), Préalpes médianes (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci. phys. nat. Genève* 30, 149-160.
- ZANINETTI, L., MARTINI, R., SALVINI-BONNARD, G., CIARAPICA, G. & DUMONT, T. 1986: Sur quelques foraminifères du Trias supérieur du domaine subbriançonnais (Alpes occidentales et Préalpes Médianes); comparaison avec des microfaunes de l'Apennin septentrional et des Carpates occidentales; découverte de *Triasina hantkeni* dans le domaine subbriançonnais. *Rev. Paléobiol.* 5, 261-268.
- ZIEGLER, P.A. 1988: Post-Hercynian plate reorganisation in the Tethys and Arctic - North Atlantic domains. In: *Triassic-Jurassic rifting* (Ed. by MANSPEIZER, W.). 22, *Developments in Geotectonics*, Elsevier, Amsterdam, 711-755.

Planches

Planche I

Fig. 1 Vue du cirque de Luan au-dessus de Corbeyrier, localité type des f. de Plan Falcon, du Col de Tompey et du Bois de Luan. Le pied de l'éboulis dans le coin inférieur gauche du cliché est le lieu-dit Plan Falcon, l'inflexion topographique au-dessus est le col de Tompey. La f. du Bois de Luan constitue l'escarpement principal. La faille synsédimentaire (pl. I-5) se situe dans la niche d'arçhement au sommet du cirque (565.98, 135.51).

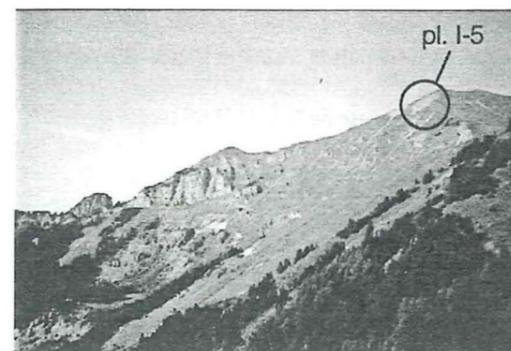
Fig. 3. Vue du Lac de Lovenex et de la Pointe de St-Laurent (550.55, 134.30). La paléofaille "Château d'Oche-Corbeyrier" reprise en chevauchement met en contact la F. de Heiti (pâturage) avec la F. Sommant (Dogger) et la F. des Calcaires massifs du Malm (affleurements).

Fig. 5. Prise de vue rapprochée de la paléofaille du cirque de Luan (565.98, 135.51), pl. I-1. Cette faille se développe dans la F. de Heiti. Son rejet apparent ne dépasse pas 30m.

Fig. 2. Vue du flanc W du Vanil Noir (577.50, 153.80), la morphologie souligne la différence de compétence des roches. A gauche la f. échinodermique de Rossinière forme la butte herbeuse, à droite la F. marno-calcaire du Staldengraben, caractérisée par des coulées turbiditiques.

Fig. 4. Vue du flanc SW du Chamossale (563.80, 142.85) au-dessus de Caux, aspect habituel de la f. spongolithique des Brasses.

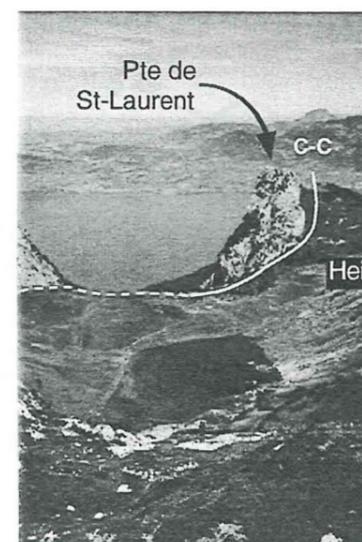
Fig. 6. A Morgete (600.75, 170.85) dans l'Ober Simmental, vue du contact entre les Dolomies Blondes du Norien avec f. échinodermique de Rossinière riche en débris dolomitiques du Toarcien. Le marteau est sur le hardground.



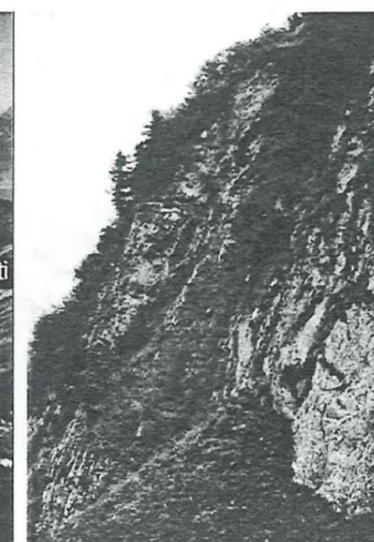
1



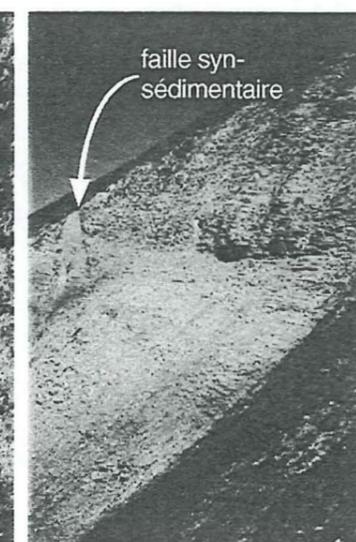
2



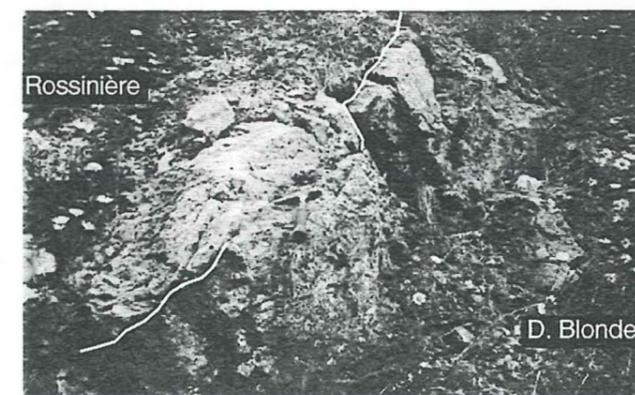
3



4



5



6

Planche II

Fig. 1. Vue depuis le col de Bise vers la Pointe de Bévenent, W des Chalets de Bise (547.20, 131.70), taillée dans les Calcaires Massifs du Malm. Equivalent chablaisien du cirque de Luan (pl. I-1) Les pâturages sont constitués des f. du Bois de Luan et de Heiti. Le contact entre la F. de Heiti et les Calcaires massifs est érosif.

Fig. 3. Vue du Scex des Placettes (566.00, 136.60) à l'W de l'anticlinal des Tours d'Aï. La F. de Heiti est en contact avec les Calcaires massifs du Malm (escarpement) par l'entremise d'un banc gréseux, la flèche indique la position de la prise de vue pl. II-5. L'unité marneuse de la F. de Heiti est absente.

Fig. 5. Scex des Placettes (565.98, 136.60) à l'W de l'anticlinal des Tours d'Aï, vue du contact Calcaires massifs/f. de Heiti. Ce contact se fait par l'entremise d'un banc gréseux de 30 cm (marteau), résultat probable de l'érosion des Formations du Dogger au Callovo-oxfordien. Ce même niveau se retrouve à En l'Au en Chablais.

Fig. 2. Vue depuis la frontière franco-suisse vers l'E. L'alpage d'En l'Au (550.45, 132.70) est installé sur l'unité marneuse de la f. de Heiti (sommets de la formation) reconnaissable à la dépression morphologique. Dans cette région, cette formation atteint son maximum d'épaisseur: 500m.

Fig. 4. Flanc S des Cornettes de Bise (550.10, 130.65), voir fig. 2-4, conglomérat de base de la f. des couches à Mytilus du Dogger, la F. de Heiti est visible dans le coin inférieur droit du cliché. Ce type de remaniements grossiers n'existe pas dans le Lias, voir Girod (1995a).

Fig. 6. Face N de Lanchenaire (550.05, 132.05), Chablais, contact entre la f. de Heiti et les Calcaires massifs du Malm. La discordance angulaire donne un biseau ouvert vers le NW de 8° de la F. de Heiti, voir également la fig. 2-4 et Girod (1995a).

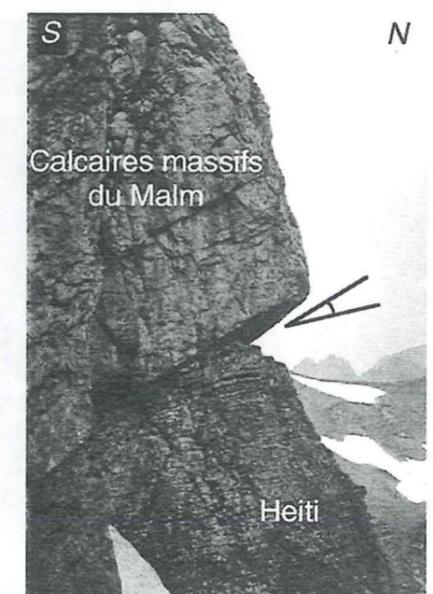
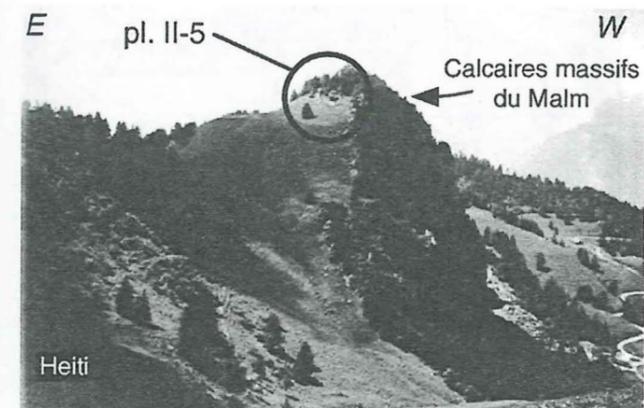
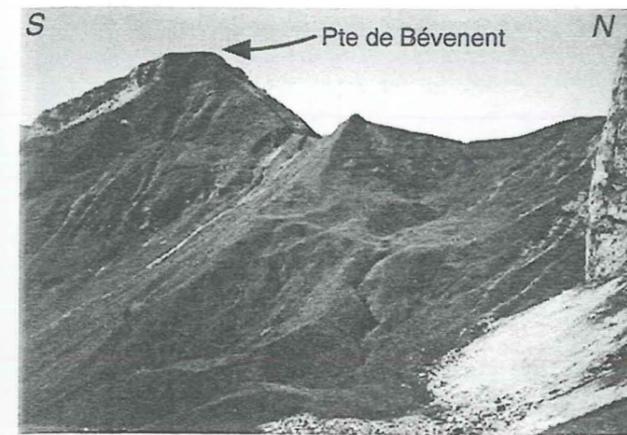


Planche III

Fig. 1. Le Moëlle (568.15, 136.00), passage de la F. de Heiti à la f. de Rossinière. Cette dernière est en contact érosif avec les Calcaires massifs du Malm. Les premières coulées de calcaires échinodermiques apparaissent 30m. sous le contact majeur (flèche). Ces coulées voient se développer vers le haut des dunes sous-marines.

Fig. 3. Contact Calcaires massifs du Malm/F. de Heiti dans la pente surplombant Yvorne (564.50, 131.25). La f. de Rossinière intercalée dans une position similaire est ici absente de même que le banc de grès (pl. II-5) supposé d'âge Dogger.

Fig. 5. Le Moëlle (568.15, 136.00), succession des F. de Heiti, Rossinière et des Calcaires massifs. Les flèches noires indiquent le contact Calcaires massifs/f. de Rossinière, les flèches blanches le contact f. de Rossinière/F. de Heiti. Le niveau gréseux attribué au Dogger (pl. II-5) est absent.

Fig. 2. Flanc E du Mont Biliat (534.01, 126.05), contact Calcaires massifs du Malm/f. échinodermique de Rossinière entre les flèches.

Fig. 4. Vue rapprochée, flanc E du Mont Billiat (534.01, 126.05), contact Calcaires massifs du Malm/f. échinodermique de Rossinière. Le marteau est fiché dans le contact.

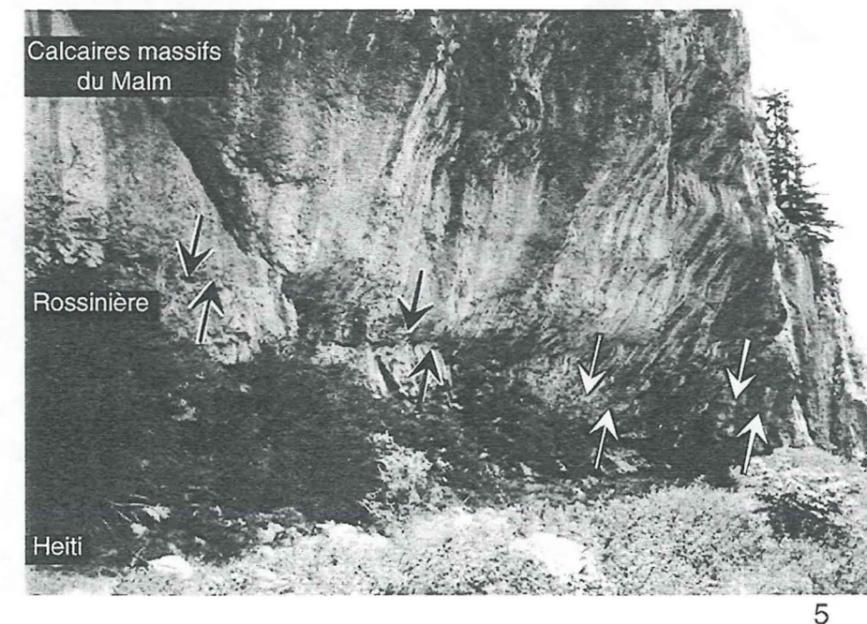
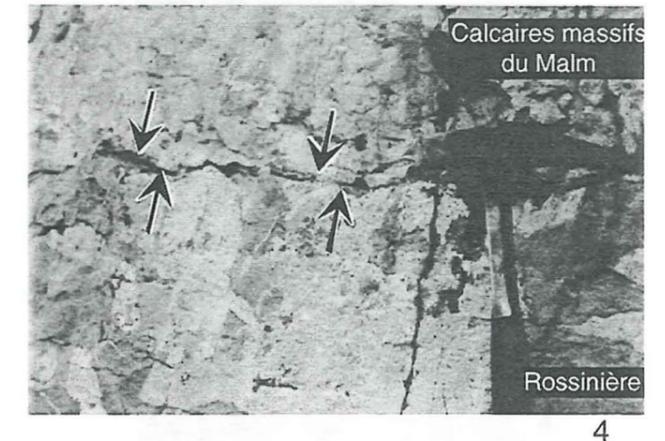
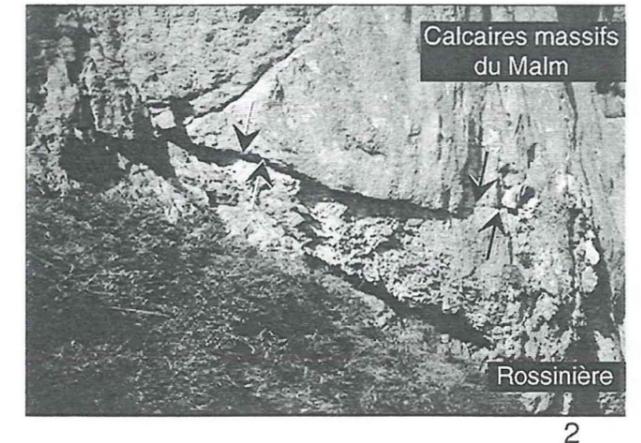


Planche IV

Fig. 1. Geblu sur Matringe (530.50, 109.95) prise de vue depuis le sud. La vire du bas est constituée par la f. du Bois de Luan, celle du haut par la F. de Heiti.

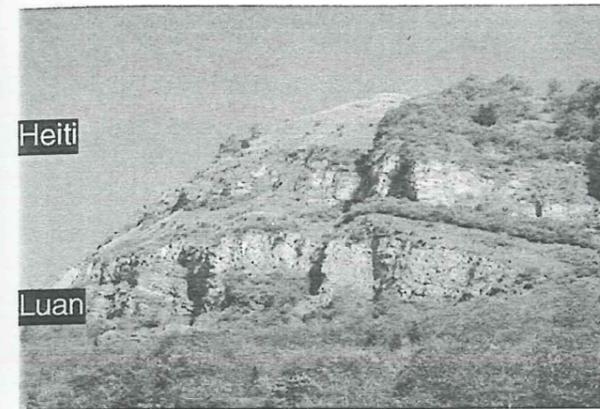
Fig. 3. Le Van (576.40, 154.80), remplissage karstique dans la f. d'Arvel.

Fig. 5. Rossinière (571.32, 145.82), contact entre la f. d'Arvel et la f. du Creux de l'Ours. Le contact entre les deux formations est figuré. A l'évidence le cachetage n'est pas clair.

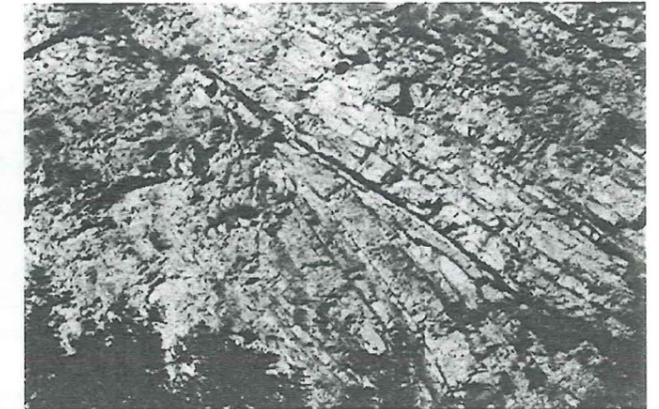
Fig. 2. Roche (560.55, 135.45), vue de dunes échinodermique de grande amplitude dans la f. d'Arvel.

Fig. 4. Vallée de la Tinière, route du col de Chaude (565.05, 141.35), conduit karstique dans la f. d'Arvel.

Fig. 6. Rossinière (571.32, 145.80), remplissage karstique dans la f. d'Arvel.



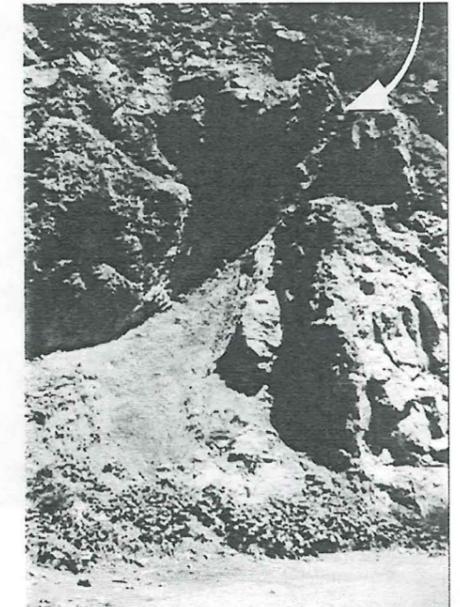
1



2



3



4



5



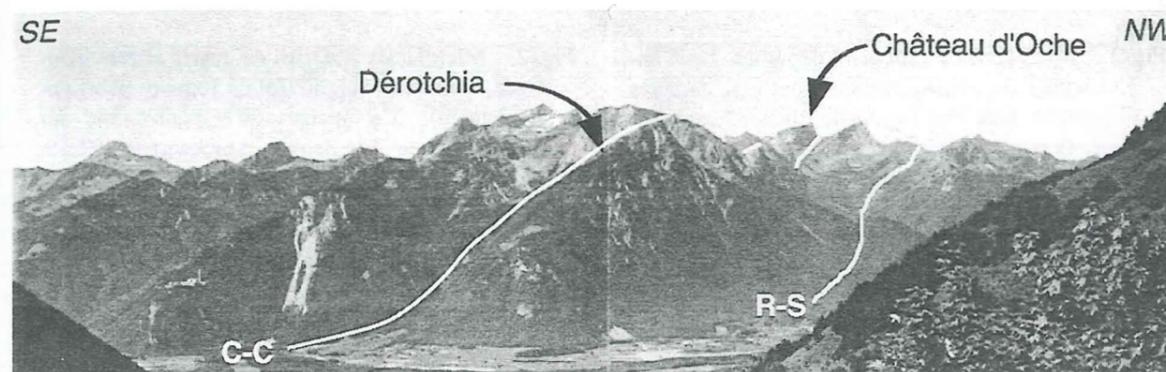
6

Planche V

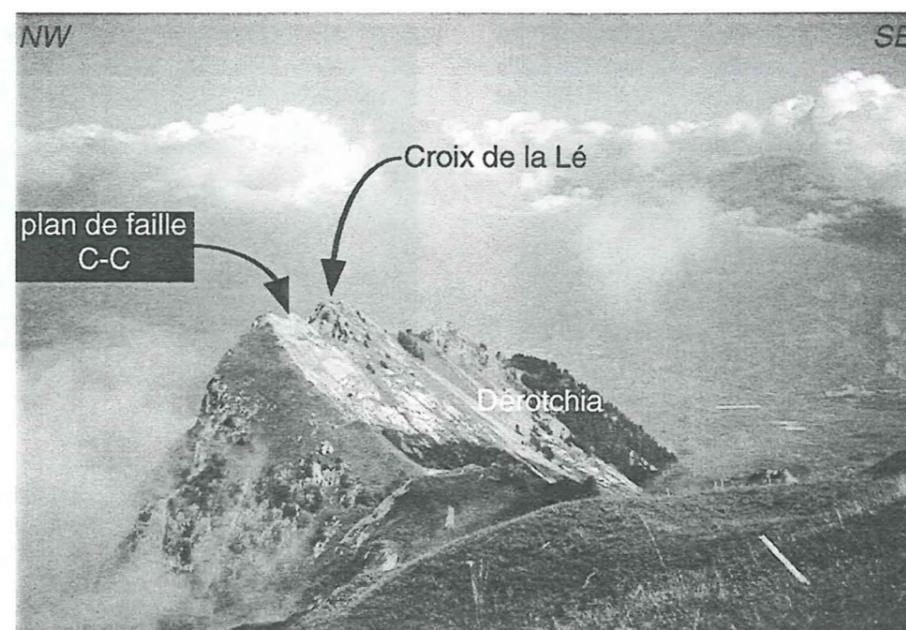
Fig. 1. Vue des Préalpes médianes du Chablais depuis Les Agittes. Les traces des paléo-accidents de "Château d'Oche-Corbyrier" et "Rianda-Stockhorn" sont figurées. Château d'Oche: 546.38, 133.40, Rianda: 546.20, 134.65.

Fig. 2. Vue vers le NE de la dalle de la Dérotchia (553.60, 134.60) depuis le sommet du Grammont (552.48, 134.20).

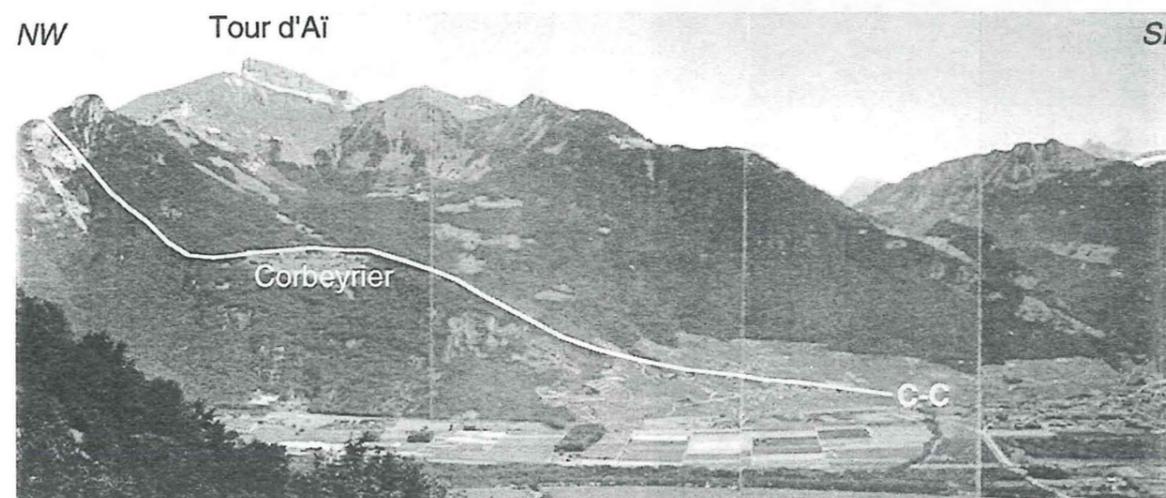
Fig. 3. Vue de l'anticlinal des Tours d'Aï, cette région correspond au secteur C qui enregistre le fort taux de subsidence lié à la faille "Château d'Oche-Corbyrier". Corbeyrier: 563.15, 131.30.



1



2



3

Planche VI

Fig. 1. Microfaciès à oolites et oncolites. De nombreux tests de lamellibranches sont écrasés après dissolution, f. de Plan Falcon du Rhétien. Ce microfaciès se retrouve entre les épisodes de tempêtes. Il ne doit pas être confondu avec celui du membre d'Agreblierai voir pl. VII.-4. Caux (562.25, 143.46), GB 155, grossissement 7x.

Fig. 3. Microfaciès siltite de la f. du Bois de Luan membre inférieur, on remarque un petit intervalle de calcaire échinodermique. Anticlinal des Mémises (546.57, 136.45), GB 233, grossissement 15x.

Planche VII

Fig. 1. Microfaciès "Quartzit" composé d'entroques silicifiées (f. de la Grande Bonavau). On reconnaît le canal central sur l'entroque au centre du cliché, Sinémurien. Station Valmont du Montreux-Rochers de Naye (560.90, 142.04), GB 300, grossissement 18x.

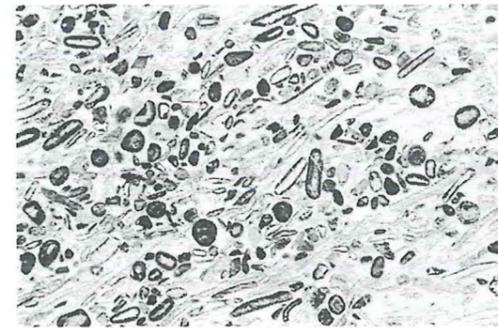
Fig. 3. Microfaciès échinodermique (f. de la Grande Bonavau). Au centre du cliché, section transversale de coprolites de crabes, Route de la Grande Bonavau (563.05, 149.12), GB 129, grossissement 35x.

Fig. 2. Microfaciès à clastes de quartz et rare glauconie, typique de la f. du Col de Tompey (Rhétien-Hettangien). Ce microfaciès est uniforme sur l'ensemble de la nappe. Stockhorn (607.55, 171.42), GB 236, grossissement 16x.

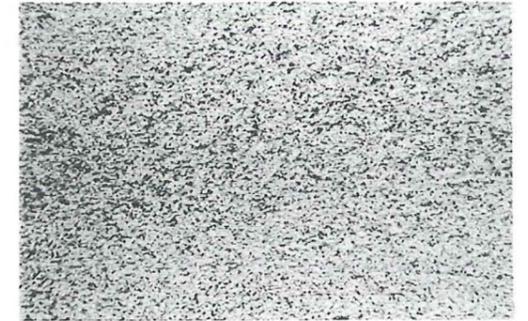
Fig. 4. Microfaciès à oolites et oncolites du membre d'Agreblierai de la f. du Bois de Luan. Route de la Grande Bonavau (563.25, 149.11), GB 291, grossissement 6x.

Fig. 2. Microfaciès de la "brèche dolomitique" des auteurs Route de la grande Bonavau (563.05, 149.12), Sinémurien inférieur (f. de la Grande Bonavau), GB 129, grossissement 7x.

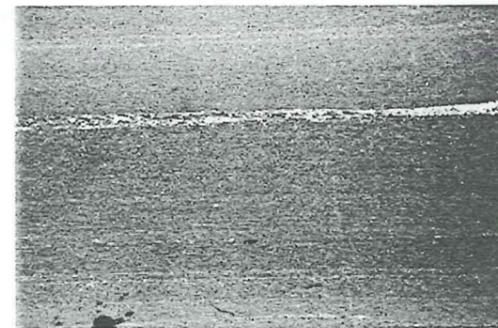
Fig. 4. Microfaciès échinodermique (f. de la Grande Bonavau) Section longitudinale coprolites de crabes, Route de la Grande Bonavau (563.05, 149.12), GB 129, grossissement 35x.



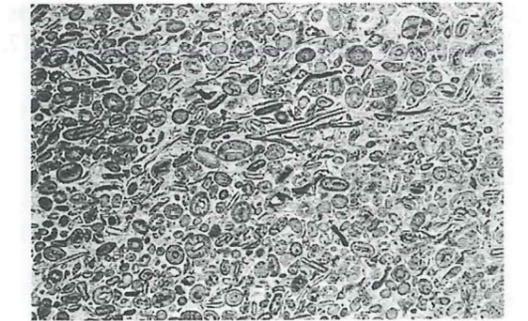
1



2



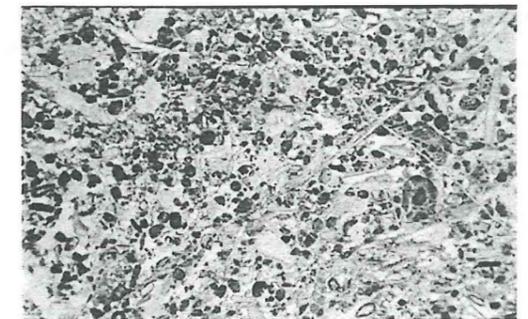
3



4



1



2



3



4

Planche VIII

Fig. 1. Microfaciès à spicules de spongiaires de la F. des Brasses. Chamby (560.24, 143.93), Pliensbachien, GB 257, grossissement 7x.

Fig. 2. Microfaciès à spicules de spongiaires de la F. des Brasses. Route du Fresnay (551.40, 137.26), Pliensbachien, GB 296, grossissement 20x.

Fig. 3. Microfaciès à spongiaire de la F. des Brasses. Section de *Planiiinvoluta* sp. Chamossale (564.17, 143.17), GB 166, grossissement 35x.

Fig. 4. Microfaciès à spongiaires de la F. des Brasses. Section de *Planiiinvoluta*, Coutettaz (544.27, 135.17), GB 287, grossissement 20x.

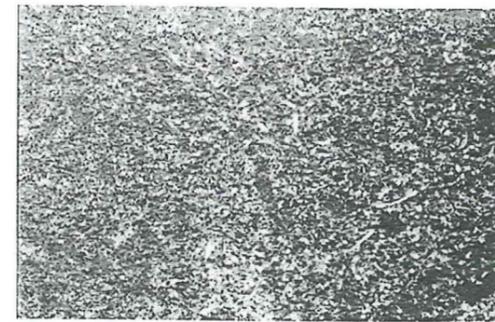
Planche IX

Fig. 1. Microfaciès à spicules de spongiaires de la F. de Heiti, Sinémurien à Pliensbachien, Neuteu (546.18, 134.60), GB 231, grossissement 6x.

Fig. 2. Microfaciès échinodermique fin à glauconie (f. de Rossinière). Sections de *Planiiinvoluta* et de petits valvulinidés. Petzernetze (576.00, 152.16), GB 249, grossissement 35x.

Fig. 3. Microfaciès échinodermique fin à glauconie (f. de Rossinière). Section transversale d'un piquant d'oursin, GB 23 N Widdersgrind (600.72, 170.83), grossissement 35x.

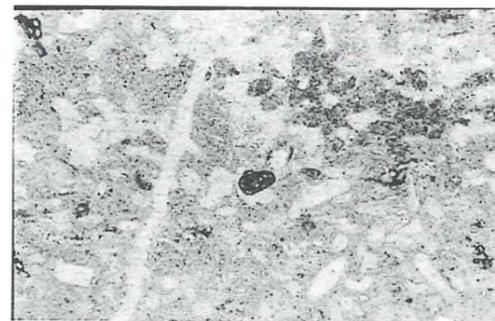
Fig. 4. Microfaciès oolitique (unité d'Agreblierai de la f. du Bois de Luan), la diagenèse précoce transforme l'enveloppe concentrique en fibre radiaires. Route de la Grande Bonavau (563.25, 149.11), GB 291, grossissement 35x.



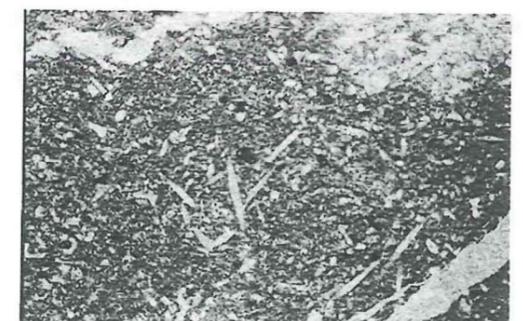
1



2



3



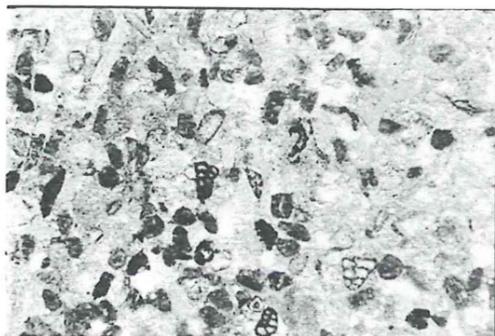
4



1



2



3



4

Planche X

Fig. 1. Microfaciès Wackestone à gros entroques et rarea lenticulines (bas gauche) de la f. d'Arvel. Rossinière (571.32, 145.80), GB 186, grossissement 10x.

Fig. 2. Microfaciès du remplissage (mudstone bioclastique) d'un conduit karstique dans la f. d'Arvel, Domérien. L'éponte au bas du cliché est un wackestone. Paléokarst de Rossinière (571.32, 145.85), GB 180, grossissement 10x.

Fig. 3. Microfaciès de la f. d'Arvel, le plus riche en microfaune, Section, de nodosaires et de lenticuline. Chamby (559.67, 144.10), GB 254, grossissement 35x.

Fig. 4. Section d'Ophthalmidium martanum (f. d'Arvel) Chamby (559.67, 144.10), GB 254, grossissement 35x.

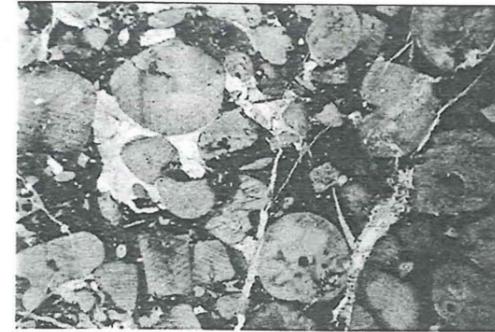
Planche XI

Fig. 1. Section de nodosaire et d'ophiure dans le remplissage du paléokarst de Rossinière (571.32, 145.82), GB 182, grossissement 35x.

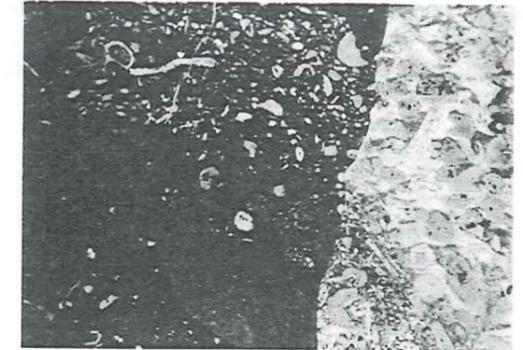
Fig. 2. Section de Lenticulina munsteri dans le remplissage du paléokarst de Rossinière (571.32, 145.82), GB 182, grossissement 35x.

Fig. 3. Section de lenticuline et d'ophiure dans le remplissage du paléokarst de Rossinière (571.32, 145.82), GB 186, grossissement 35x.

Fig. 4. Section de Bullopora sp. dans le remplissage du paléokarst de Rossinière (571.32, 145.82), GB 183, grossissement 35x.



1



2



3



4



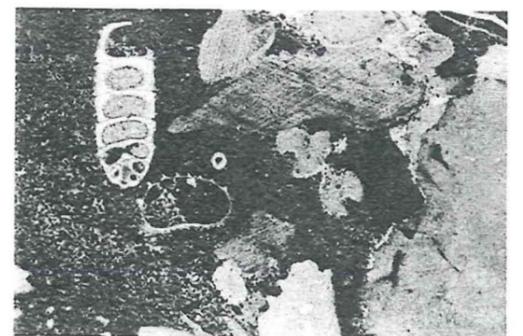
1



2



3



4

Planche XII

Fig. 1. Microfaciès bioclastique fin à clastes de dolomie, dans la F. de Somman du Bathonien., Section de gastéropode. Petzernetze (576.02, 152.17), GB 250b, grossissement 35x.

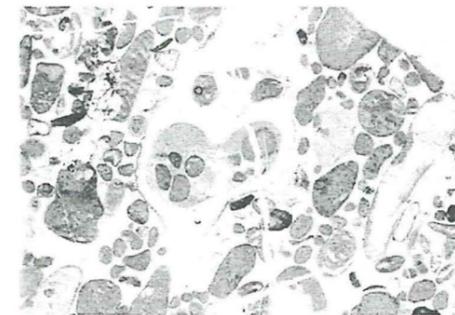
Fig. 2. Microfaciès de la base des Calcaires massifs du Malm qui remanient la f. de Rossinière du Toarcien. Mont Billiat (532.90, 126.65), GB 289, grossissement 6x.

Fig. 3. Microfaciès la base de la F. des Calcaires massifs du Malm. Section de valvuline. Mont Billiat (532.90, 126.65), GB 288, grossissement 20x.

Fig. 4. Microfaciès la base de la F. des Calcaires massifs du Malm. Section d'ammonite. Mont Billiat (532.90, 126.65), GB 288, grossissement 20x.



1



2



3



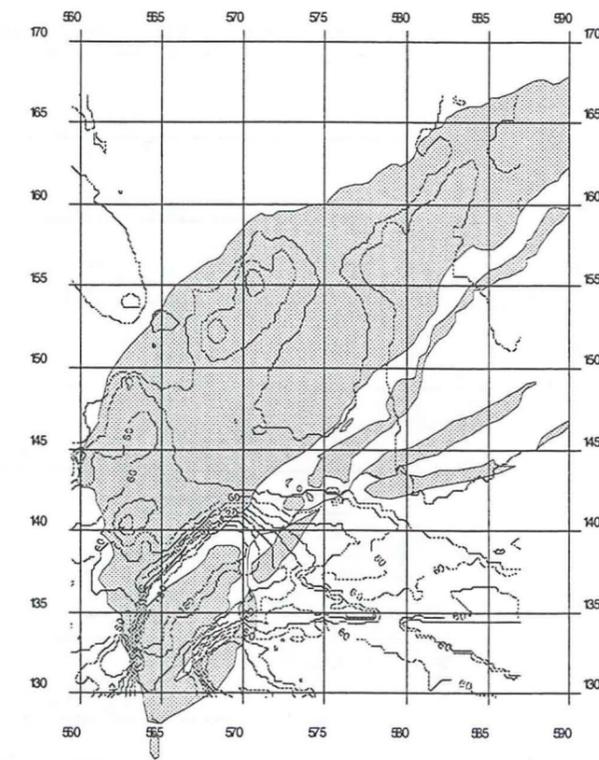
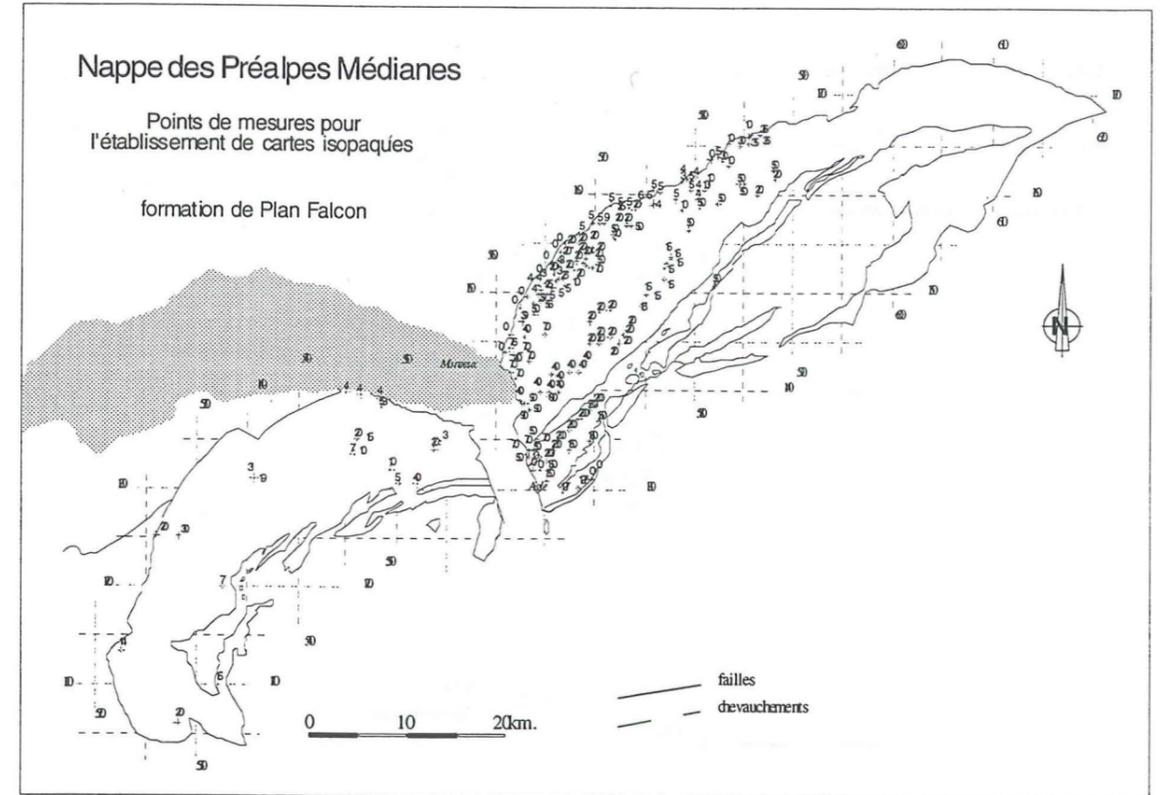
4

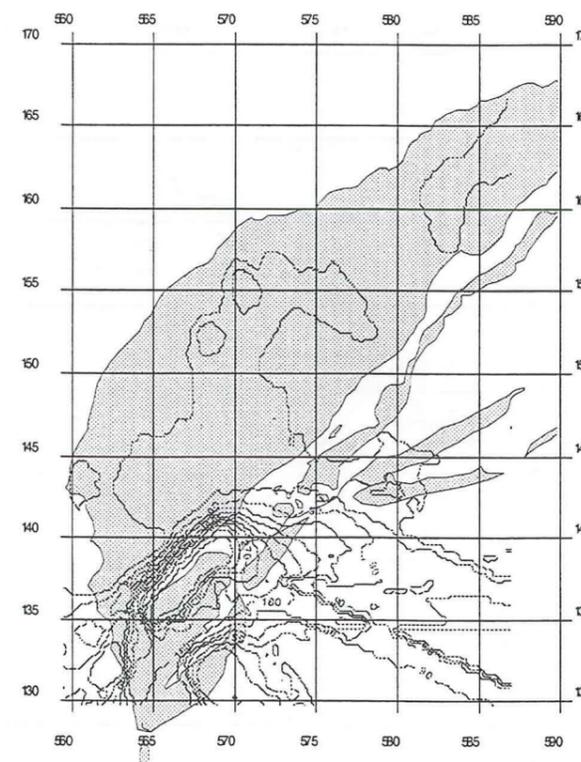
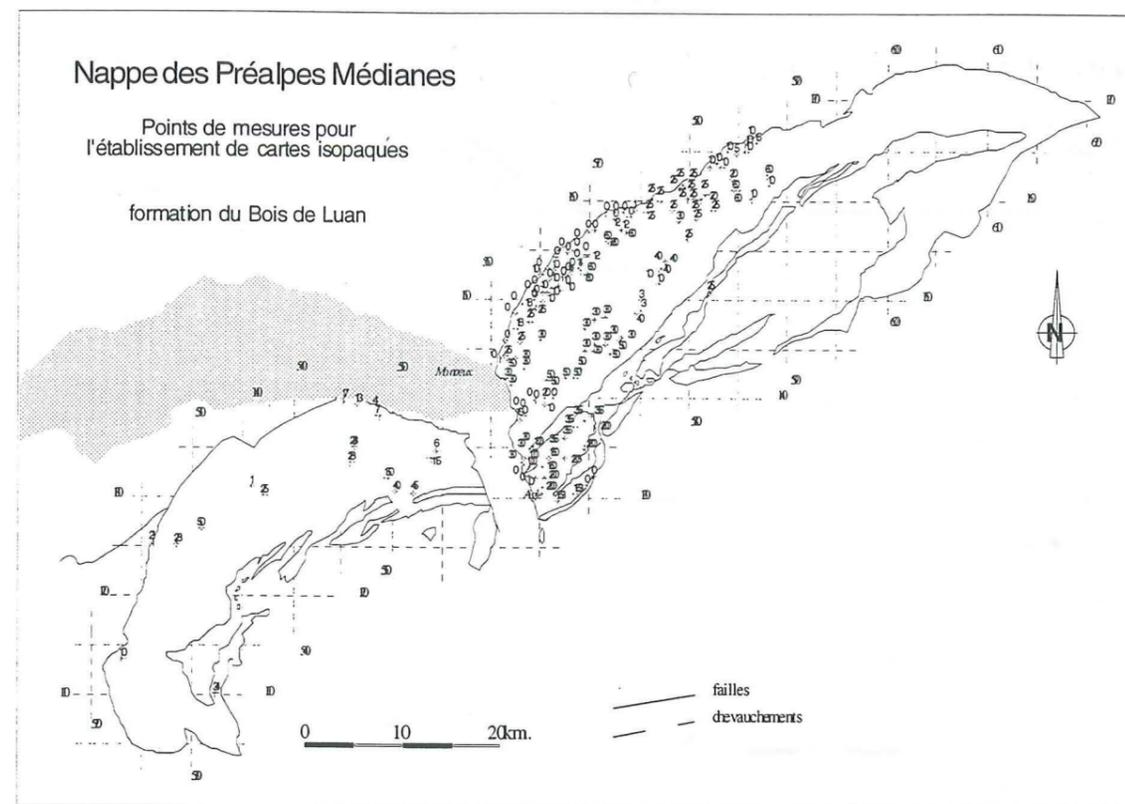
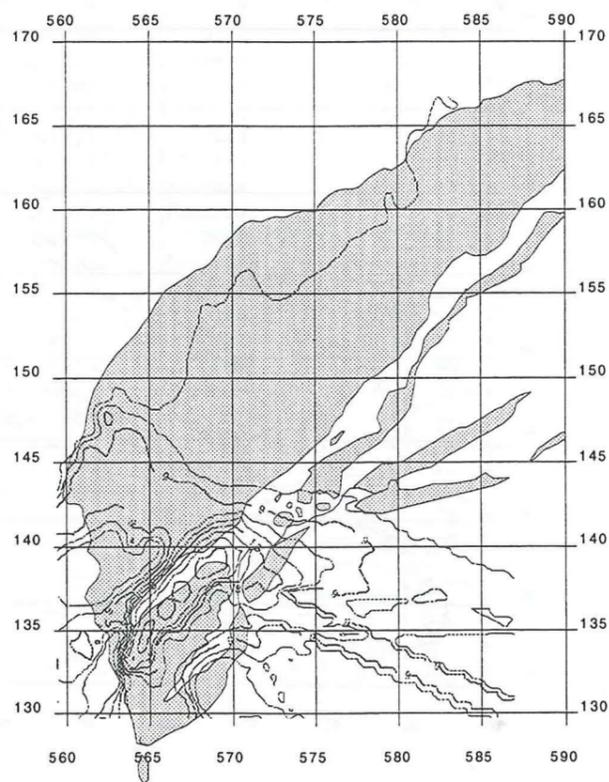
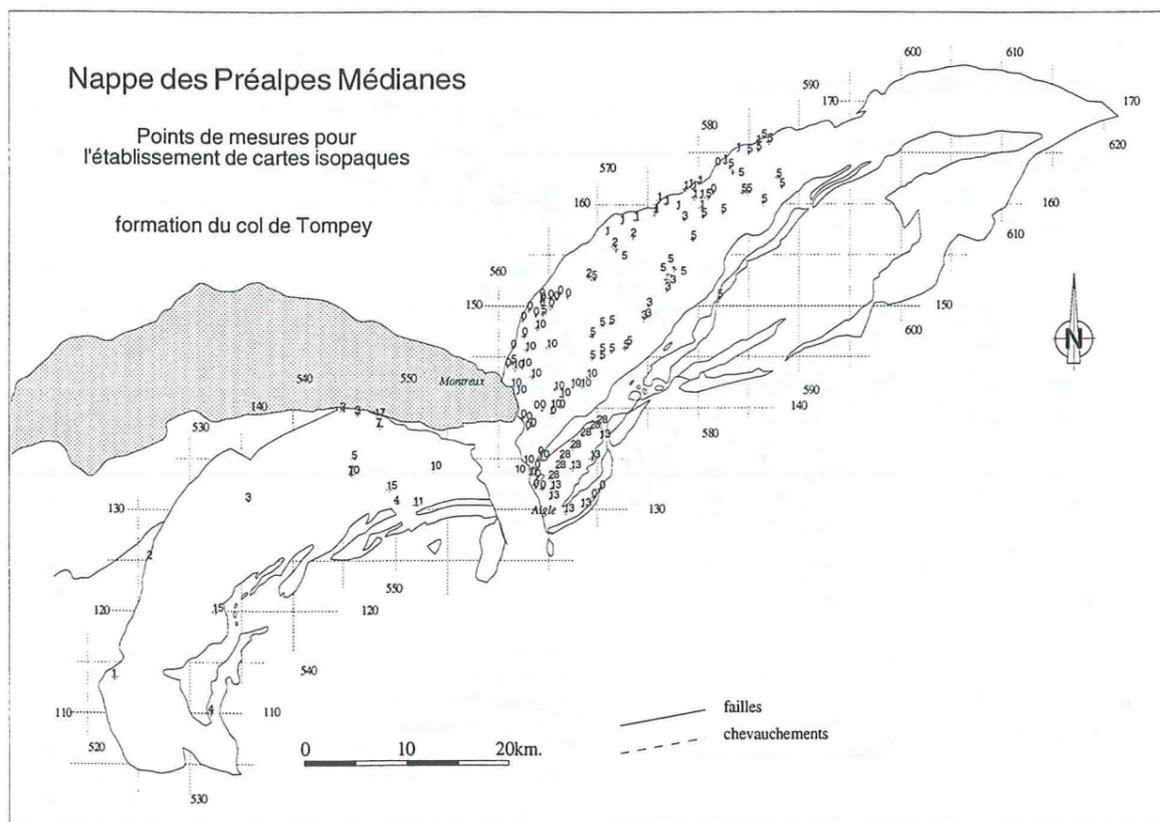
ANNEXES

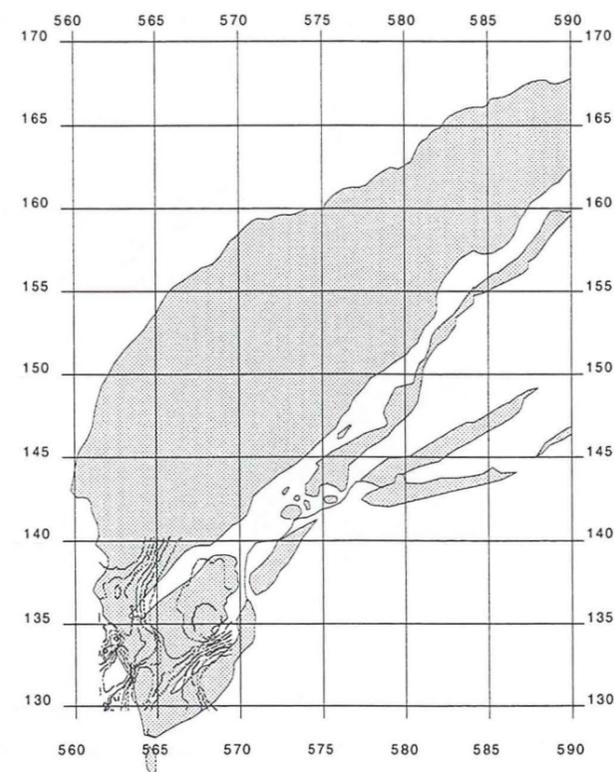
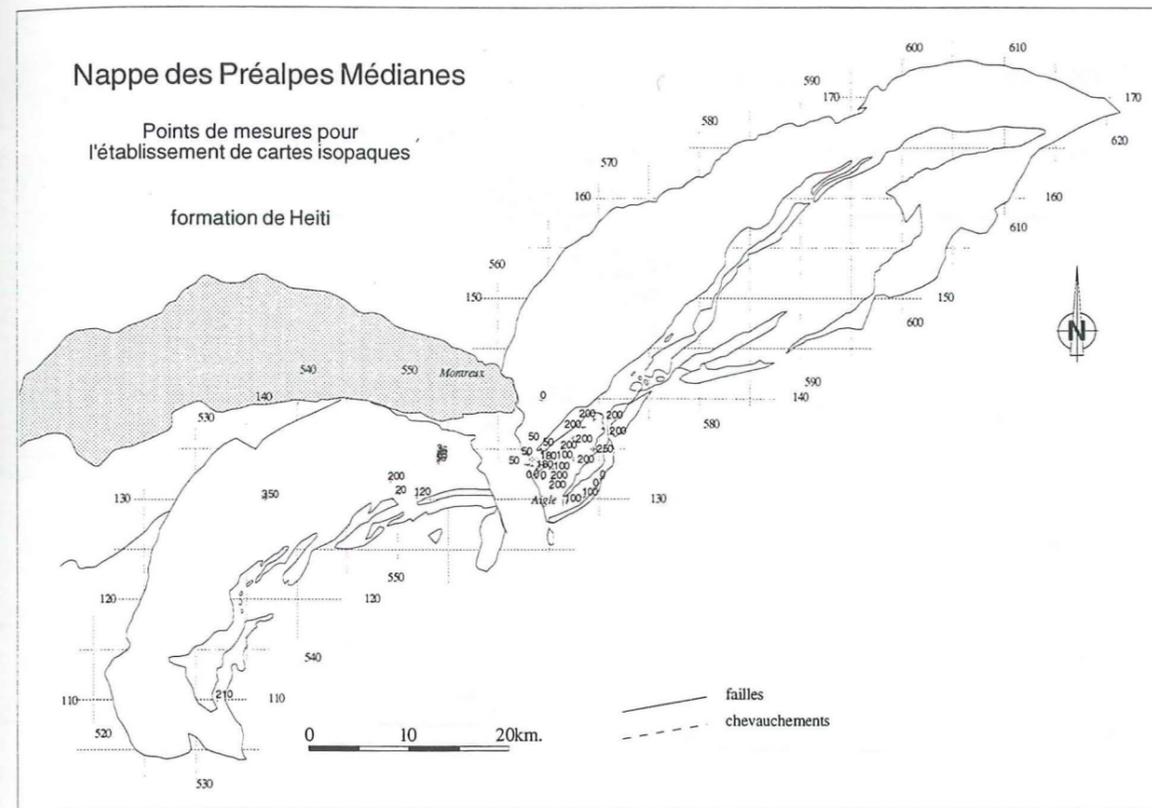
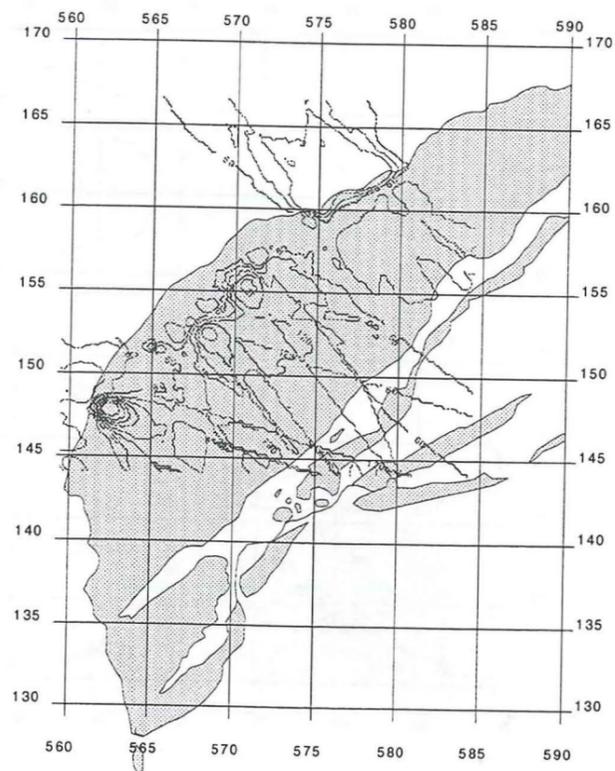
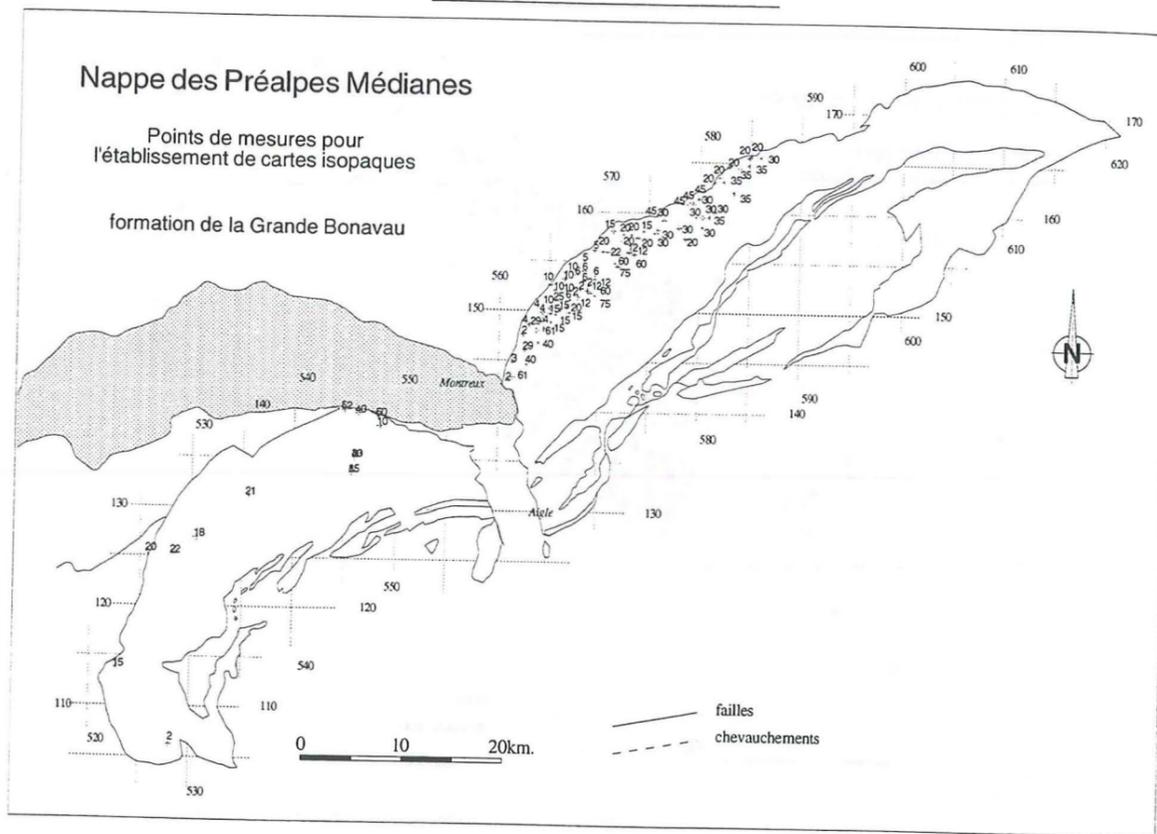
Paléo-pendages dans les Préalpes médianes

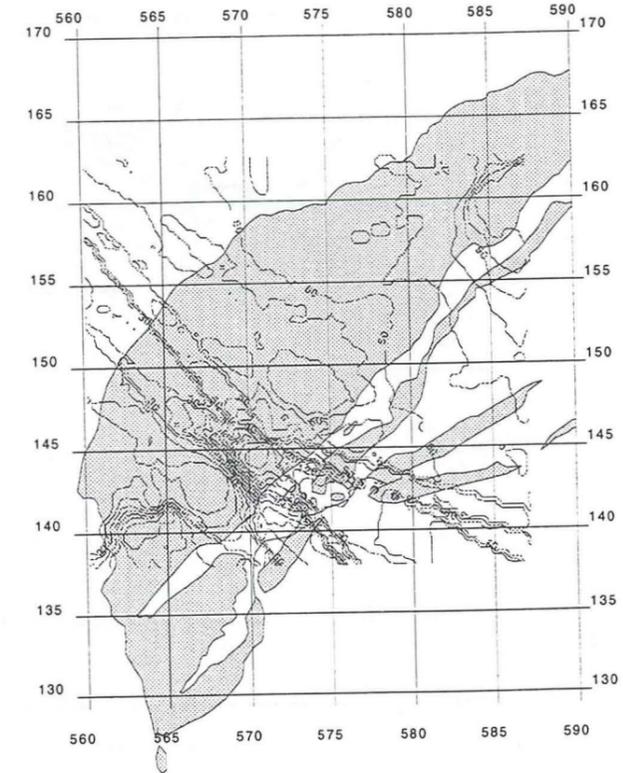
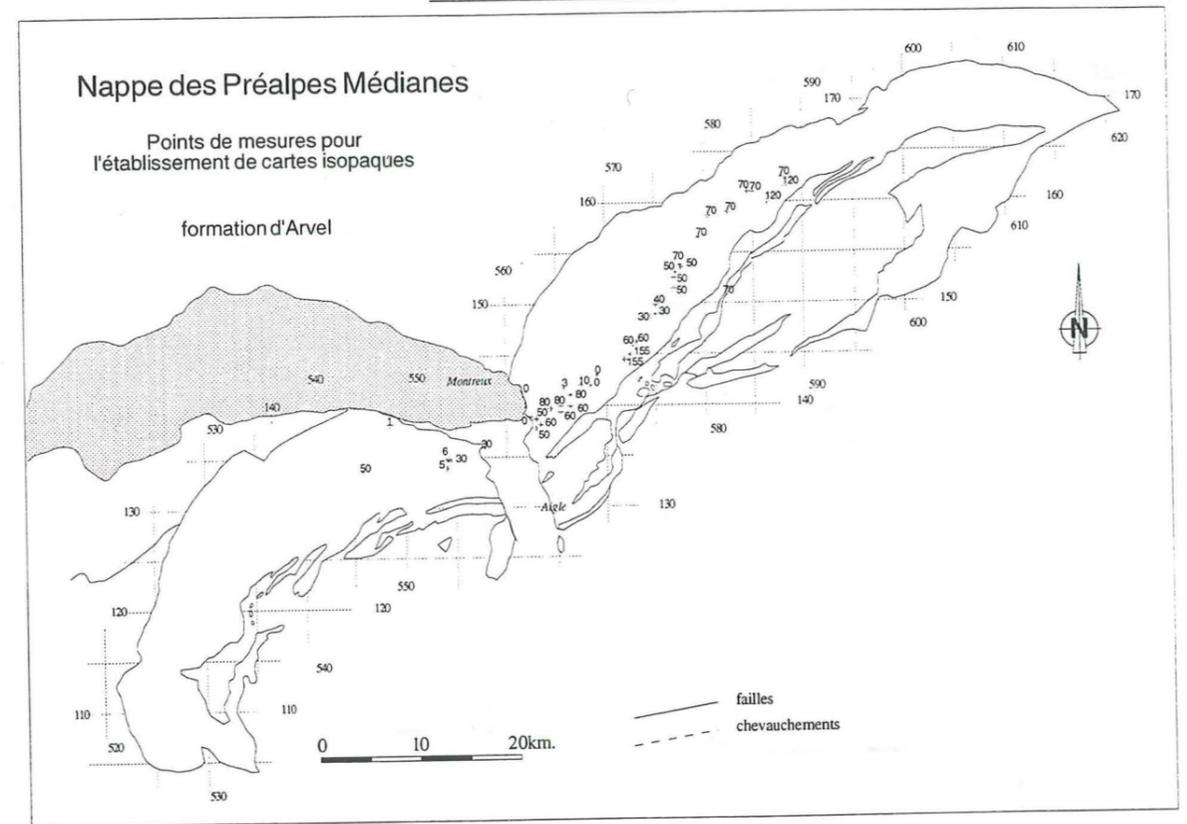
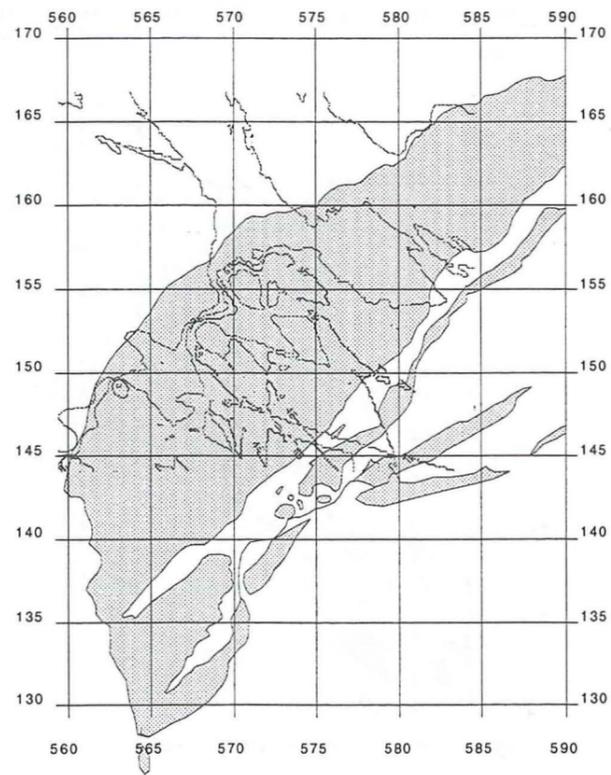
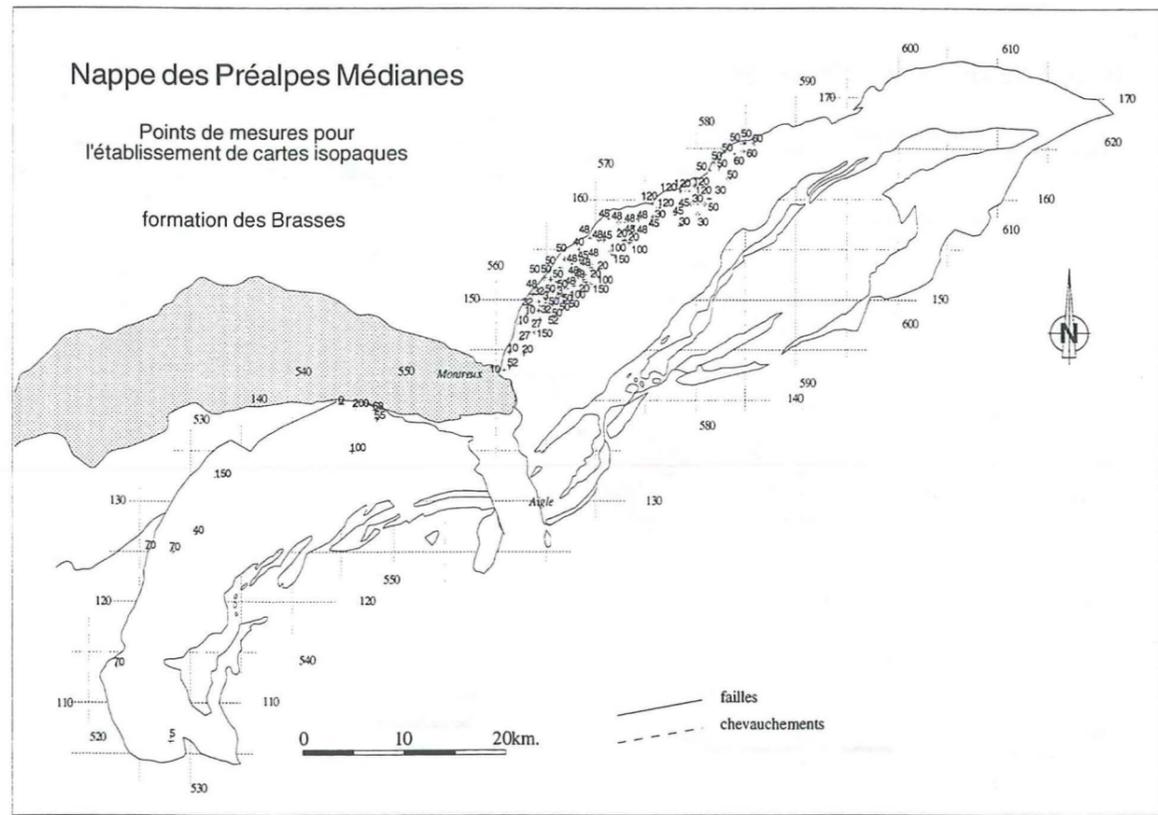
Localité	Formations		azimut, pendage				Paléo-pendage	
	sup.	inf.	sup.	inf.	sup.	inf.	de la f. inférieure	azim. pend.
Mt Gardy-La Combe I	C. massifs	Rossinière	160	45	140	38	35	15
Mt Gardy-La Combe II	C. massifs	Rossinière	165	40	150	30	20	13
Mt Gardy-La Combe III	C. massifs	Rossinière	165	45	150	30	11	17
Sex aux Fées	C. massifs	Heiti	130	85	330	70	168	32
Chalet en l'Au	C. massifs	Heiti	20	70	360	75	302	20
Col d'Ugeon 1900m	C. massifs	Heiti	205	90	190	80	81	18
Col d'Ugeon 1930m	C. massifs	Heiti	205	90	200	90	115	5
Col d'Ugeon 1940m	C. massifs	Heiti	220	90	220	70	40	20
Cornette S	C. massifs	Mytilus	200	90	180	75	72	25
Les Agittes	C. massifs	Somman	350	55	310	30	203	36
Sous Cretelly	C. massifs	Somman	190	20	10	50	10	70
St Laurent	C. massifs	Somman						
Cornettes N	C. massifs	Heiti	209	35	232	25	350	15
Mt Lenla	Mytilus	D. blondes	170	80	170	80	0	0
Col d'Outanne I	Mytilus	D. blondes	180	80	160	80	88	20
Col d'Outanne II	Mytilus	D. blondes	180	80	160	70	60	22
Vuargny I	Mytilus	Paln Falcon	130	75	130	40	310	35
Vuargny II	Mytilus	Paln Falcon	130	75	150	40	289	39
Cornettes S	Mytilus	Heiti	180	75	160	50	31	30
Darbon	Mytilus	Heiti	200	25	170	25	96	13
Château S	Somman	D. blondes	350	85	350	85	0	0
St Laurent	Somman	Vervine	360	35	360	50	360	15
Champillon/Corbeyrier	Somman	Heiti	195	30	310	20	347	42
Sous-Cretelly	Somman	Rossinière	10	50	47	40	134	28
Neuteu III	Somman	Heiti	180	35	180	10	360	25
Neuteu IV	Somman	Rossinière	190	30	360	30	4	60
Neuteu V	Somman	Heiti	180	90	180	65	360	25
La Georges 600m	Somman	Heiti	260	80	80	30	260	70
Somman	Somman	D. blondes	90	90	100	35	263	56
Plan du Pré	Vervine	Rossinière	180	80	180	50	360	30
Neuva dessous	Staldengraben	Rossinière	145	27	155	50	164	24
Veyges	C. massifs	Heiti	115	45	150	80	167	46
Veyges	C. massifs	Heiti	111	60	155	70	197	41
Combes	C. massifs	Rossinière	175	38	167	34	41	6
Combes	C. massifs	Rossinière	177	42	159	34	44	14
Lanchenaire	C. massifs	Heiti	185	32	199	28	311	8
Crêt de Fer, Le Moëlle	C. massifs	Rossinière	48	32	65	30	158	9
Chaudin	C. massifs	Rossinière	207	35	230	40	287	15
Bise, Léchère	C. massifs	Heiti	150	42	163	36	281	10
Tour d'Ai	C. massifs	Heiti	0	0	120	45	Faïlle	
N Bévenent	C. massifs	Heiti	345	90	345	90	0	0
Grande Eau	Paln Falcon	D. blondes	348	85	157	70	325	27
Miette	Rossinière	Heiti	14	35	0	0	Faïlle 194,35	
Neuteu	Somman	Heiti	155	30	135	15	353	17
Vuargny	Mytilus	D. blondes	140	65	130	40	335	26
Vervev	C. massifs	Oolite Somman	117	30	80	38	32	22
Vervev	Somman	Rossinière	80	38	68	38	345	7
Vervev	Somman	Rossinière	81	35	55	36	344	15

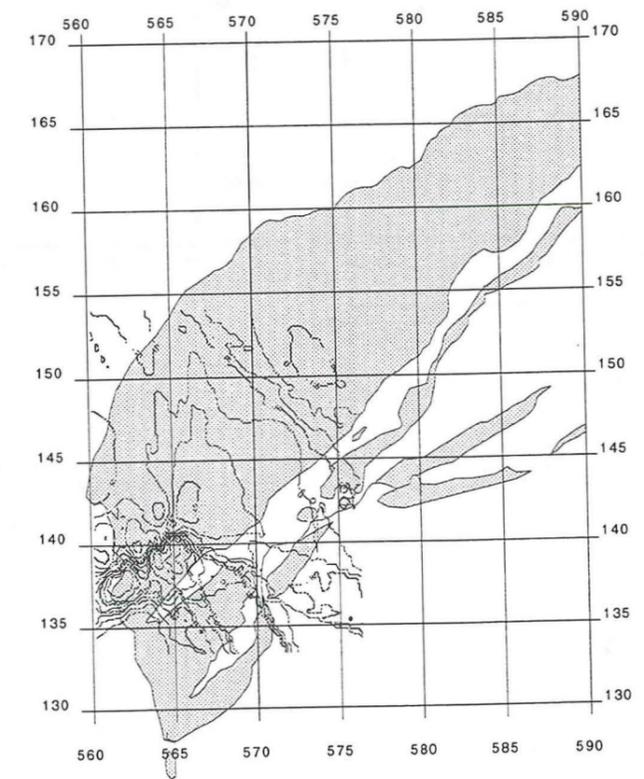
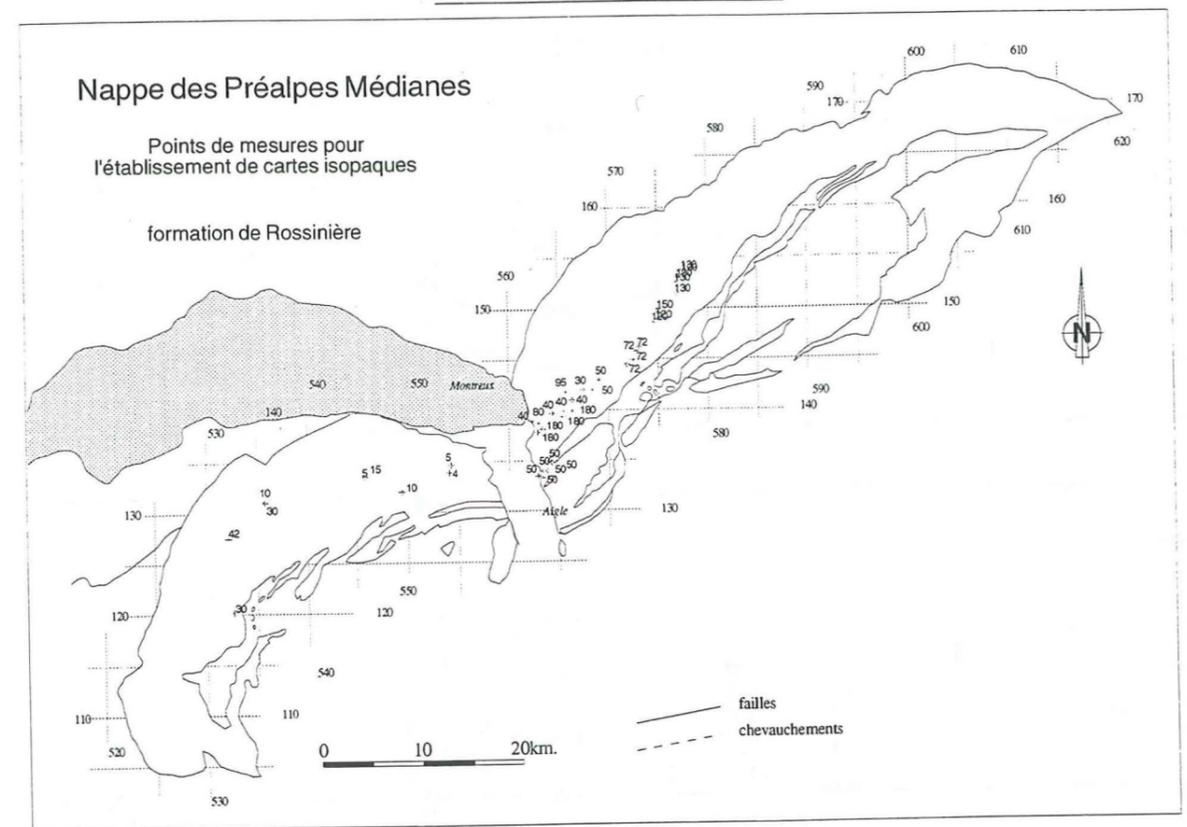
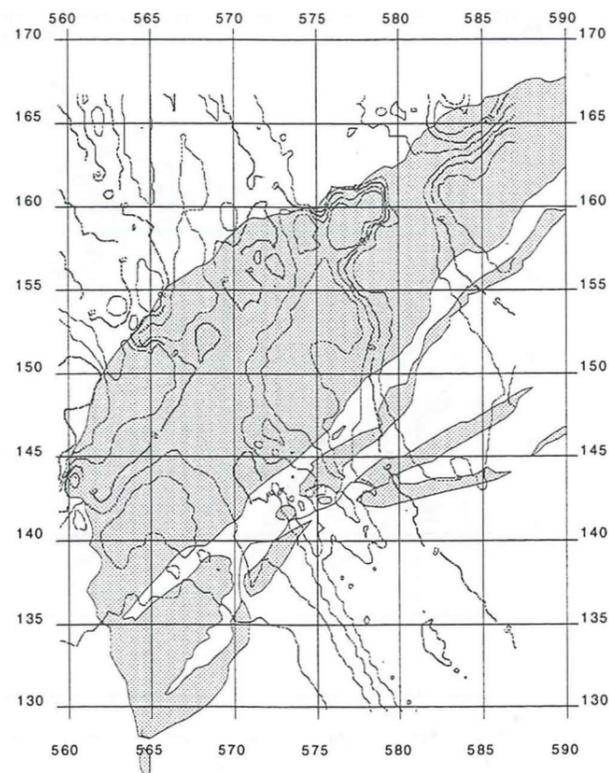
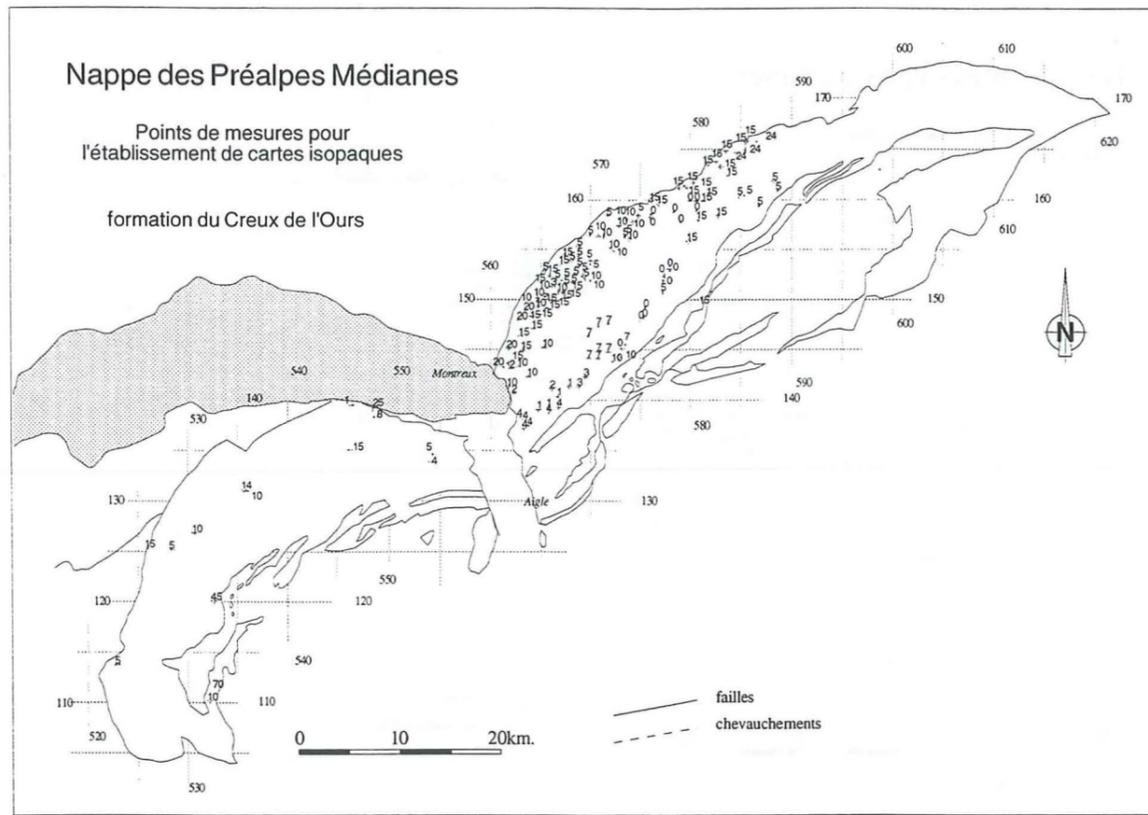
*Direction non réduite



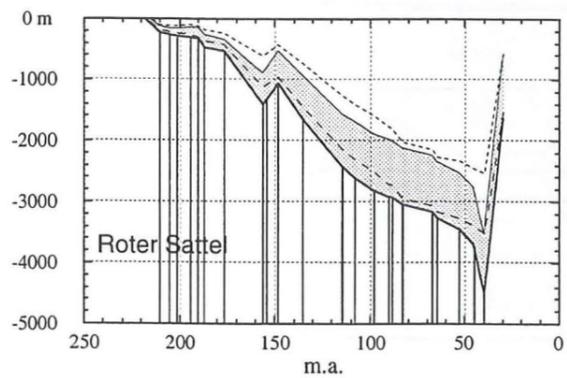
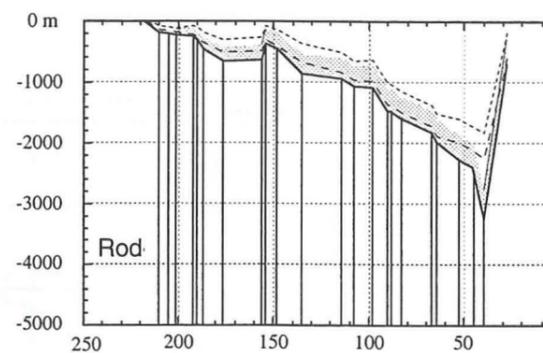
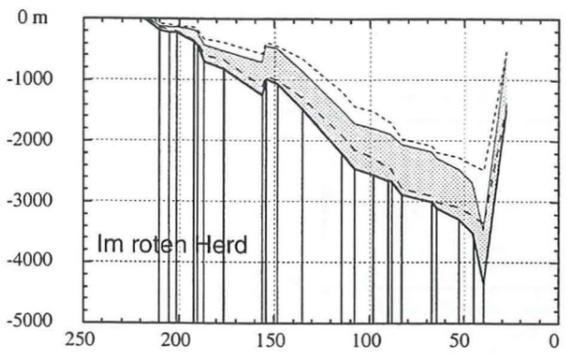
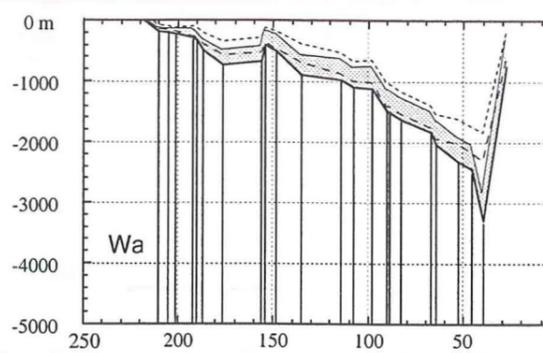
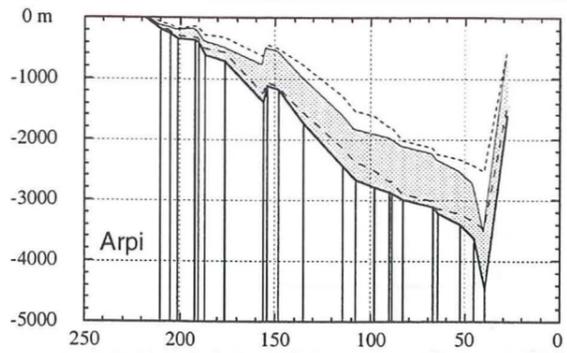
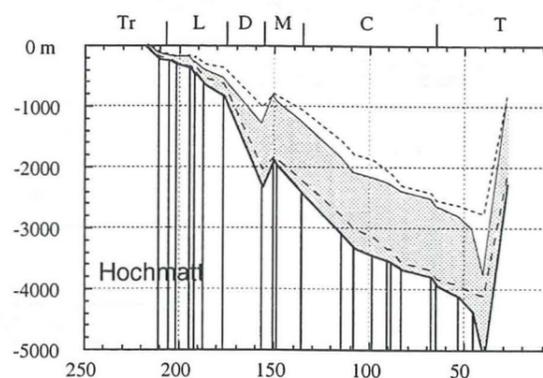
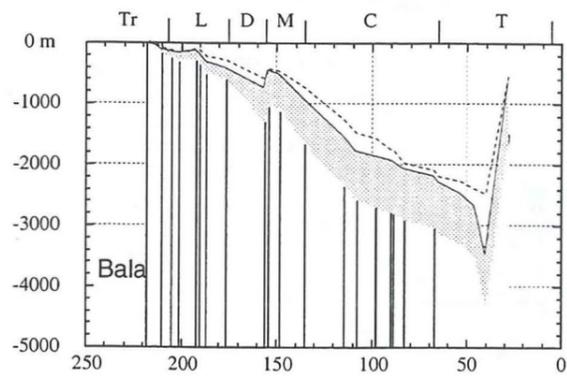






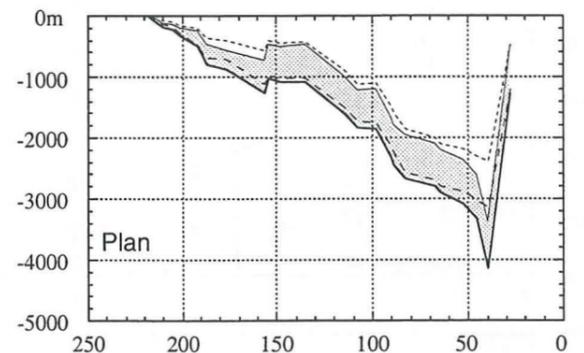
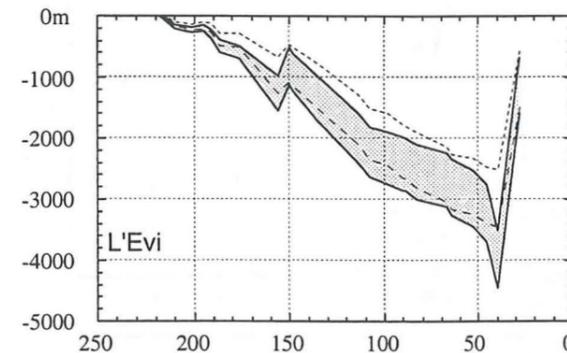
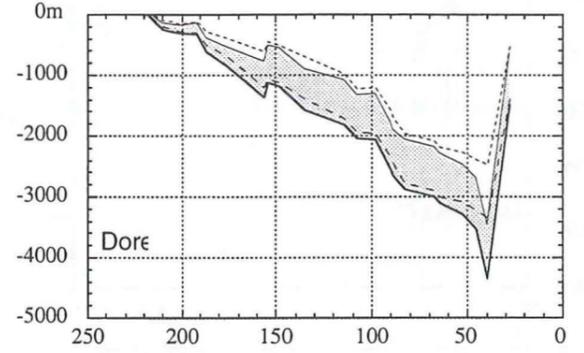
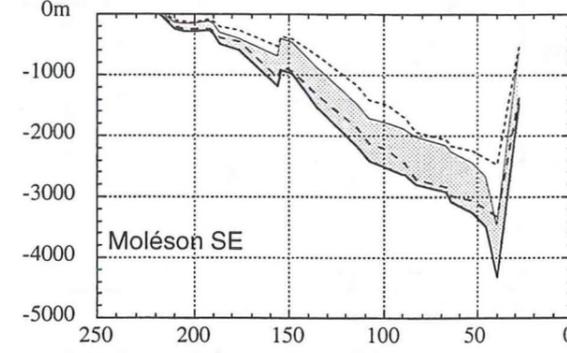
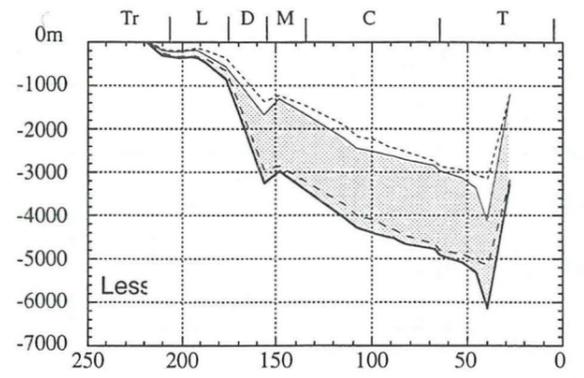
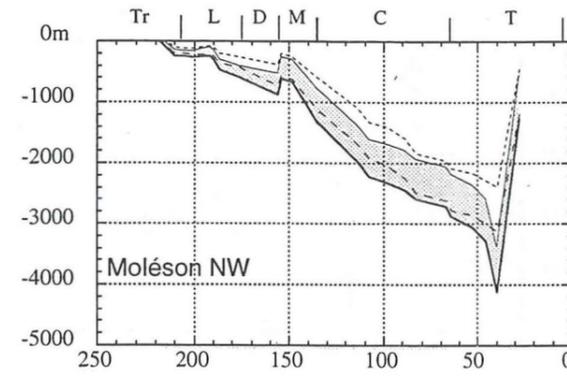


Zone 1



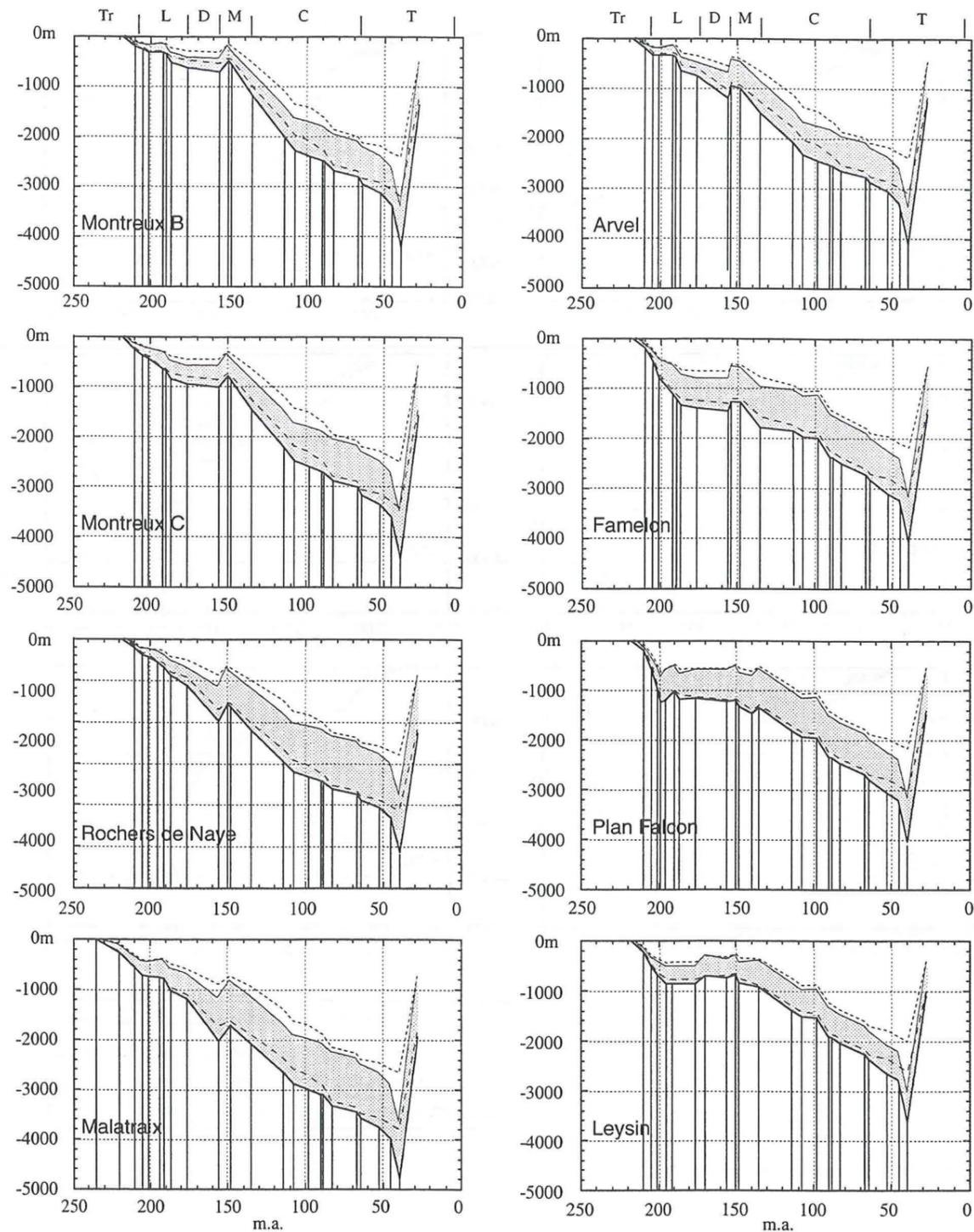
— : Courbe de subsidence tectonique, bathymétrie min.
 — : Courbe de subsidence tectonique, bathymétrie max.
 - - - : Courbe de subsidence totale, bathymétrie min.
 - - - : Courbe de subsidence totale, bathymétrie max.

Zone 2



— : Courbe de subsidence tectonique, bathymétrie min.
 — : Courbe de subsidence tectonique, bathymétrie max.
 - - - : Courbe de subsidence totale, bathymétrie min.
 - - - : Courbe de subsidence totale, bathymétrie max.

Zone 3



— : Courbe de subsidence tectonique, bathymétrie min.
 — : Courbe de subsidence tectonique, bathymétrie max.
 - - - : Courbe de subsidence totale, bathymétrie min.
 — : Courbe de subsidence totale, bathymétrie max.

Formations	Litho.	Epais. [m]	Age haut	Age base	Bat. h max.	Bat. h min.	Bat. b min.	Bat. b max.	Erosion [m]	Coeff tecto.
Balachaux										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Chenaux R.	marn.	2	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
		1	53	65	1900	2100	1800	1900	0	100
		1	65	67	1800	1900	1700	1800	0	100
		1	67	83	1700	1800	1600	1700	0	100
		1	83	89	1600	1700	1400	1600	0	100
		1	89	90	1400	1600	1400	1600	0	100
		1	90	98	1400	1600	1200	1500	0	100
		1	98	108	1200	1500	1000	1300	0	100
		1	108	114	1000	1300	800	1100	0	100
Calc. plaquetés	calc.	160	114	135	800	1100	300	500	0	120
Calc. massifs	calc.	230	135	148	300	500	100	150	0	110
		1	148	154	100	150	0	50	0	100
		1	154	156	0	50	150	300	0	100
C. à Cancell.	calc.	600	156	176	150	300	150	300	0	110
Creux de l'Ours	calc.	20	176	184	150	300	100	200	0	110
Petit Liençon	calc.	40	184	190	100	200	50	100	0	110
		1	190	192	50	100	30	60	0	100
Grde Bonavau	calc.	30	192	201	30	60	30	60	0	110
Agreblierai	calc.	30	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon	marn.	40	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes	dolo.	100	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais. [m]	Age haut	Age base	Bat. h max.	Bat. h min.	Bat. b min.	Bat. b max.	Erosion [m]	Coeff tecto.
Roten Herd										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Chenaux R.	marn.	15	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
		1	53	65	1900	2100	1800	1900	0	100
Forclettes	calc.	5	65	67	1800	1900	1700	1800	0	120
		1	67	83	1700	1800	1600	1700	0	100
Rote Platte	calc.	120	83	89	1600	1700	1400	1600	0	120
		1	89	90	1400	1600	1400	1600	0	100
Intyamon	calc.	1	90	98	1400	1600	1200	1500	0	120
		1	98	108	1200	1500	1000	1300	0	100
Intyamon marn.	marn.	10	108	114	1000	1300	800	1100	0	120
Calc. plaquetés	calc.	160	114	135	800	1100	300	500	0	120
Calc. massifs	calc.	100	135	148	300	500	100	150	0	110
		1	148	154	100	150	0	50	0	100
		1	154	156	0	50	150	300	0	100
C. à Cancell.	calc.	400	156	176	150	300	150	300	0	110
Creux de l'Ours	calc.	30	176	184	150	300	100	200	0	110
Petit Liençon	calc.	120	184	190	100	200	50	100	0	110
		1	190	192	50	100	30	60	0	100
Grande Bonavau	calc.	140	192	201	30	60	30	60	0	110
Agreblierai	calc.	5	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon	marn.	20	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes	dolo.	100	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais. [m]	Age haut	Age base	Bat. h max.	Bat. h min.	Bat. b min.	Bat. b max.	Erosion [m]	Coeff tecto.
Wandflue										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	1700	2700	2000	100
Chenaux R.	marn.	20	46	53	1700	2000	1600	1900	0	120
		1	53	65	1600	1900	1500	1600	0	100
Forclettes	calc.	80	65	67	1500	1600	1400	1500	0	120
		1	67	83	1400	1500	1200	1300	0	100
Rote Platte	calc.	2	83	89	1200	1300	1100	1200	0	120
		1	89	90	1100	1200	1100	1200	0	100
		1	90	98	1100	1200	700	800	0	100
		1	98	108	700	800	600	700	0	100
		1	108	114	600	700	500	600	0	100
		1	114	135	500	600	50	100	0	100
Calc. massifs	calc.	100	135	148	300	500	100	150	0	110
		1	148	154	100	150	0	50	40	100
		1	154	156	0	50	150	300	10	100
C. à Mytilus	calc.	100	156	176	150	300	150	300	0	110
Creux de l'Ours	calc.	5	176	184	150	300	100	200	150	110
Heiti	calc.	30	184	190	100	200	50	100	0	110
		1	190	192	50	100	30	60	0	100
Heiti	calc.	100	192	201	30	60	30	60	0	110
Tompey/Luan	calc.	5	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon	marn.	20	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes	dolo.	100	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais. [m]	Age haut	Age base	Bat. h max.	Bat. h min.	Bat. b min.	Bat. b max.	Erosion [m]	Coeff tecto.
Arpille										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Chenaux R.	marn.	7	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
		1	53	65	1900	2100	1800	1900	0	100
Forclettes	calc.	3	65	67	1800	1900	1700	1800	0	100
		1	67	83	1700	1800	1600	1700	0	100
		1	83	89	1600	1700	1400	1600	0	100
		1	89	90	1400	1600	1400	1600	0	100
		1	90	98	1400	1600	1200	1500	0	100
		1	98	108	1200	1500	1000	1300	0	100
Intyamon marn.	marn.	10	108	114	1000	1300	800	1100	0	120
Calc. plaquetés	calc.	150	114	135	800	1100	300	500	0	120
Calc. massifs	calc.	250	135	148	300	500	100	150	0	110
		1	148	154	100	150	0	50	0	100
		1	154	156	0	50	150	300	0	100
C. à Cancell.	calc.	600	156	176	150	300	150	300	0	110
Creux de l'Ours	calc.	10	176	184	150	300	100	200	0	110
Petit Liençon	calc.	65	184	190	100	200	50	100	0	110
		1	190	192	50	100	30	60	0	100
Grde Bonavau	calc.	50	192	201	30	60	30	60	0	110
Agreblierai	calc.	50	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon	marn.	50	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes	dolo.	100	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais. [m]	Age haut	Age base	Bat. h max.	Bat. h min.	Bat. b min.	Bat. b max.	Erosion [m]	Coeff tecto.
Roten Sattel										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Chenaux R.	marn.	30	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
		1	53	65	1900	2100	1800	1900	0	100
Forclettes	calc.	8	65	67	1800	1900	1700	1800	0	120
		1	67	83	1700	1800	1600	1700	0	100
Rote Platte	calc.	12	83	89	1600	1700	1400	1600	0	120
		1	89	90	1400	1600	1400	1600	0	100
Intyamon	calc.	15	90	98	1400	1600	1200	1500	0	120
		1	98	108	1200	1500	1000	1300	0	100
Intyamon marn.	marn.	44	98	114	1000	1300	800	1100	0	120
Calc. plaquetés	calc.	250	114	135	800	1100	300	500	0	120
Calc. massifs	calc.	300	135	148	300	500	100	200	0	110
		1	148	156	100	200	200	500	0	100
		1	156	156	0	200	200	500	0	110
C. à Cancell.	calc.	500	156	176	200	300	100	200	0	110
Creux de l'Ours	calc.	30	176	184	100	200	50	150	0	110
Arvel	calc.	20	184	190	50	150	30	60	40	110
		1	190	194	30	60	30	60	40	110
Chauderon	calc.	40	194	201	30	60	10	50	0	110
Luan	calc.	15	201	205	10	50	10	50	0	110
Tompey	calc.	10	205	210	10	50	0	30	0	110
Plan Falcon	marn.	150	210	220	0	30	0	30	0	120
Dolo. blondes	dolo.	100	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais. [m]	Age haut	Age base	Bat. h max.	Bat. h min.	Bat. b min.	Bat. b max.	Erosion [m]	Coeff tecto.
Hochmatt										
Flysch	marn.	30	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Chenaux R.	marn.	40	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
		1	53	65	1900	2100	1800	1900	0	100
Forclettes	calc.	60	65	67	1800	1900	1700	1800	0	120
		1	67	83	1700	1800	1600	1700	0	100
Rote Platte	calc.	20	83	89	1600	1700	1400	1600	0	120
		1	89	90	1400	1600	1200	1500	0	100
Intyamon	calc.	15	90	98	1200	1500	1000	1300	0	120
		1	98	108	1000	1300	800	1100	0	100
Intyamon marn.	marn.	10	108	114	800	1100	300	500	0	120
Calc. plaquetés	calc.	120	114	135	300	500	100	300	0	120
Calc. massifs	calc.	200	135	148	100	200	50	200	0	110
		1	148	150	0	50	0	100	20	100
</										

Formations	Litho.	Epais.	Age	Age	Bat.	Bat.	Bat.	Bat.	Erosion	Coeff
	[m]	[m]	haut	base	h max.	h min.	b min.	b max.	[m]	tecto.
Rodosex										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	1700	2700	2000	100
Chenaux R.	marn.	10	46	53	1700	2000	1600	1900	0	120
Forclettes	calc.	70	65	67	1500	1600	1400	1500	0	120
Rote Platte	calc.	1	67	83	1400	1500	1200	1300	0	100
Intyamon	calc.	1	89	90	1100	1200	1100	1200	0	100
Calc. massifs	calc.	100	135	148	300	500	100	150	0	110
C. à Mytilus	calc.	100	156	176	150	300	150	300	0	110
Creux de l'Ours	calc.	5	176	184	150	300	100	200	120	110
Heiti	calc.	30	184	190	100	200	50	100	0	110
Tompey/Luan	calc.	5	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon	marn.	20	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes	dolo.	100	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais.	Age	Age	Bat.	Bat.	Bat.	Bat.	Erosion	Coeff
	[m]	[m]	haut	base	h max.	h min.	b min.	b max.	[m]	tecto.
Molésion NW										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Chenaux R.	marn.	30	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
Forclettes	calc.	50	65	67	1800	1900	1700	1800	0	120
Rote Platte	calc.	50	83	89	1600	1700	1400	1600	0	120
Intyamon	calc.	15	90	98	1400	1600	1200	1500	0	120
Calc. plaquetés	calc.	70	114	135	800	1100	300	500	0	120
Calc. massifs	calc.	300	135	148	300	500	100	150	0	110
C. à Cancelllo.	calc.	250	156	176	150	300	150	300	0	110
Creux de l'Ours	calc.	15	176	184	150	300	100	200	0	110
Petit Liençon	calc.	50	184	190	100	200	50	100	0	110
Grde Bonnavau	calc.	30	192	201	30	60	30	60	10	100
Agreblierai	calc.	1	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon	marn.	5	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes	dolo.	150	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais.	Age	Age	Bat.	Bat.	Bat.	Bat.	Erosion	Coeff
	[m]	[m]	haut	base	h max.	h min.	b min.	b max.	[m]	tecto.
Lessoc										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Chenaux R.	marn.	30	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
Forclettes	calc.	50	65	67	1800	1900	1700	1800	0	120
Rote Platte	calc.	30	83	89	1500	1700	1400	1600	0	120
Intyamon	calc.	5	90	98	1400	1600	1200	1500	0	120
Calc. plaquetés	calc.	110	114	135	800	1100	300	500	0	120
Calc. massifs	calc.	262	135	148	300	500	100	200	0	110
C. à Cancelllo.	calc.	2000	156	176	200	500	100	300	0	110
l'Ours/Ross.	calc.	150	176	184	100	300	50	150	0	110
Arvel	calc.	30	191	195	10	50	30	60	40	100
Chauderon	calc.	20	195	201	30	60	30	60	0	110
Agreblierai	calc.	10	201	205	30	60	10	50	0	100
Plan Falcon	marn.	15	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes	dolo.	150	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais.	Age	Age	Bat.	Bat.	Bat.	Bat.	Erosion	Coeff
	[m]	[m]	haut	base	h max.	h min.	b min.	b max.	[m]	tecto.
Molésion SE										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Chenaux R.	marn.	30	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
Forclettes	calc.	50	65	67	1800	1900	1700	1800	0	120
Rote Platte	calc.	60	83	89	1600	1700	1400	1600	0	120
Intyamon	calc.	15	90	98	1400	1600	1200	1500	0	120
Calc. plaquetés	calc.	70	114	135	800	1100	300	500	0	120
Calc. massifs	calc.	220	135	148	300	500	100	150	0	110
C. à Cancelllo.	calc.	500	156	176	150	300	150	300	0	110
Creux de l'Ours	calc.	5	176	184	150	300	100	200	0	110
Petit Liençon	calc.	50	184	190	100	200	50	100	0	110
Grde Bonnavau	calc.	26	192	201	30	60	30	60	0	110
Agreblierai	calc.	1	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon	marn.	20	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes	dolo.	150	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais.	Age	Age	Bat.	Bat.	Bat.	Bat.	Erosion	Coeff
	[m]	[m]	haut	base	h max.	h min.	b min.	b max.	[m]	tecto.
L'Evi										
Flysch	marn.	30	40	46	2000	3000	2000	2300	0	150
Chenaux R.	marn.	40	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
Forclettes	calc.	40	65	67	1800	1900	1700	1800	0	120
Rote Platte	calc.	40	83	89	1500	1700	1400	1600	0	120
Intyamon	calc.	10	90	98	1400	1600	1200	1500	0	120
Calc. plaquetés	calc.	120	114	135	800	1100	300	500	0	120
Calc. massifs	calc.	250	135	148	300	500	100	200	0	110
C. à Cancelllo.	calc.	600	156	176	200	500	100	300	0	110
Creux de l'Ours	calc.	5	176	184	100	300	100	200	0	110
Petit Liençon	calc.	150	184	191	100	200	50	150	0	110
Grde Bonnavau	calc.	20	195	201	30	60	30	60	0	100
Agreblierai	calc.	10	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon	marn.	20	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes	dolo.	100	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais.	Age	Age	Bat.	Bat.	Bat.	Bat.	Erosion	Coeff
	[m]	[m]	haut	base	h max.	h min.	b min.	b max.	[m]	tecto.
Dorena										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Chenaux R.	marn.	20	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
Forclettes	calc.	1	65	67	1800	1900	1700	1800	0	120
Rote Platte	calc.	105	83	89	1600	1700	1400	1600	0	120
Intyamon	calc.	15	90	98	1300	1500	900	1000	0	100
Calc. plaquetés	calc.	70	114	135	600	700	100	150	0	120
Calc. massifs	calc.	100	135	148	300	500	100	150	0	110
C. à Cancelllo.	calc.	500	156	176	150	300	150	300	0	110
Creux de l'Ours	calc.	85	176	184	150	300	100	200	0	110
Petit Liençon	calc.	100	184	190	100	200	50	100	0	110
Grde Bonnavau	calc.	50	192	201	30	60	30	60	0	110
Agreblierai	calc.	20	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon	marn.	20	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes	dolo.	150	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais.	Age	Age	Bat.	Bat.	Bat.	Bat.	Erosion	Coeff
	[m]	[m]	haut	base	h max.	h min.	b min.	b max.	[m]	tecto.
Montreux B										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Chenaux R.	marn.	40	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
Forclettes	calc.	50	65	67	1800	1900	1700	1800	0	120
Rote Platte	calc.	70	83	89	1600	1700	1400	1600	0	120
Intyamon	calc.	15	90	98	1400	1600	1200	1500	0	120
Calc. plaquetés	calc.	250	114	135	800	1100	300	500	0	120
Calc. massifs	calc.	300	135	148	300	500	100	200	0	110
C. à Cancelllo.	calc.	70	156	176	150	300	150	300	0	110
Creux de l'Ours	calc.	15	176	184	150	300	100	200	0	110
Petit Liençon	calc.	30	184	190	100	200	50	100	0	110
Grde Bonnavau	calc.	40	192	201	30	60	30	60	0	110
Agreblierai	calc.	40	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon	marn.	40	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes	dolo.	100	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais.	Age	Age	Bat.	Bat.	Bat.	Bat.	Erosion	Coeff
	[m]	[m]	haut	base	h max.	h min.	b min.	b max.	[m]	tecto.
Rochers de Naye										
Flysch	marn.	100	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Chenaux R.	marn.	40	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
Forclettes	calc.	50	65	67	1800	1900	1700	1800	0	120
Rote Platte	calc.	70	83	89	1600	1700	1400	1600	0	120
Intyamon	calc.	15	90	98	1400	1600	1200	1500	0	120

Formations	Litho.	Epais. [m]	Age haut	Age base	Bat. h max.	Bat. h min.	Bat. b min.	Bat. b max.	Erosion [m]	Coeff tecto.
Arvel		1	28	40	0	100	2000	3000	2000	100
Flysch marn.		100	40	46	2000	3000	2000	2300	0	150
Chenaux R. marn.		20	46	53	2000	2300	1900	2100	0	120
calc.		1	53	65	1900	2100	1800	1900	0	100
calc.		1	65	67	1800	1900	1700	1800	0	120
calc.		1	67	83	1700	1800	1600	1700	0	100
calc.		1	83	89	1600	1700	1400	1600	0	120
calc.		1	89	90	1400	1600	1400	1600	0	100
calc.		5	90	98	1400	1600	1200	1500	0	120
calc.		1	98	108	1200	1500	1000	1300	0	100
Intyamou marn.		15	108	114	1000	1300	800	1100	0	120
Calc. plaquetés calc.		36	114	135	800	1100	300	500	0	120
Calc. massifs calc.		170	135	148	300	500	100	150	0	110
calc.		1	148	154	100	150	0	50	0	100
calc.		1	154	156	0	50	150	300	20	100
C. à Mytilus calc.		420	156	176	150	300	150	300	0	110
Rossinière calc.		85	176	184	150	300	100	200	0	110
Arvel calc.		50	184	190	100	200	50	100	0	110
Heiti calc.		1	190	192	50	100	30	60	100	100
Heiti calc.		30	192	201	30	60	30	60	0	110
Luan calc.		2	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon calc.		90	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes dolo.		100	210	220	10	50	0	30	0	110

Formations	Litho.	Epais. [m]	Age haut	Age base	Bat. h max.	Bat. h min.	Bat. b min.	Bat. b max.	Erosion [m]	Coeff tecto.
Plan Falcon		1	28	40	0	100	1700	2700	2000	100
Flysch marn.		100	40	46	1700	2700	1700	2000	0	150
Chenaux R. marn.		20	46	53	1700	2000	1600	1900	0	120
calc.		1	53	65	1600	1900	1500	1600	0	100
calc.		1	65	67	1500	1600	1400	1500	0	100
calc.		1	67	83	1400	1500	1200	1300	0	100
calc.		1	83	89	1200	1300	1100	1200	0	100
calc.		1	89	90	1100	1200	1100	1200	0	100
calc.		1	90	98	1100	1200	700	800	0	100
calc.		1	98	108	700	800	600	700	0	100
calc.		1	108	114	600	700	500	600	0	100
calc.		1	114	135	500	600	50	100	0	100
Calc. massifs calc.		50	135	140	50	100	200	300	0	110
calc.		150	140	148	200	300	100	200	0	110
calc.		1	148	150	100	200	0	30	60	100
calc.		1	150	156	0	30	30	80	100	100
C. à Mytilus calc.		70	156	176	30	80	30	80	0	120
calc.		1	176	184	30	80	100	200	0	110
Heiti calc.		80	184	190	100	200	10	50	0	110
calc.		1	190	196	10	50	10	50	0	100
calc.		1	196	199	10	50	100	200	150	100
Heiti calc.		150	199	201	100	200	30	80	0	110
Luan calc.		355	201	205	30	80	30	80	0	110
Plan Falcon marn.		230	205	210	30	80	10	50	0	120
Dolo. blondes dolo.		100	210	220	10	50	0	30	0	110

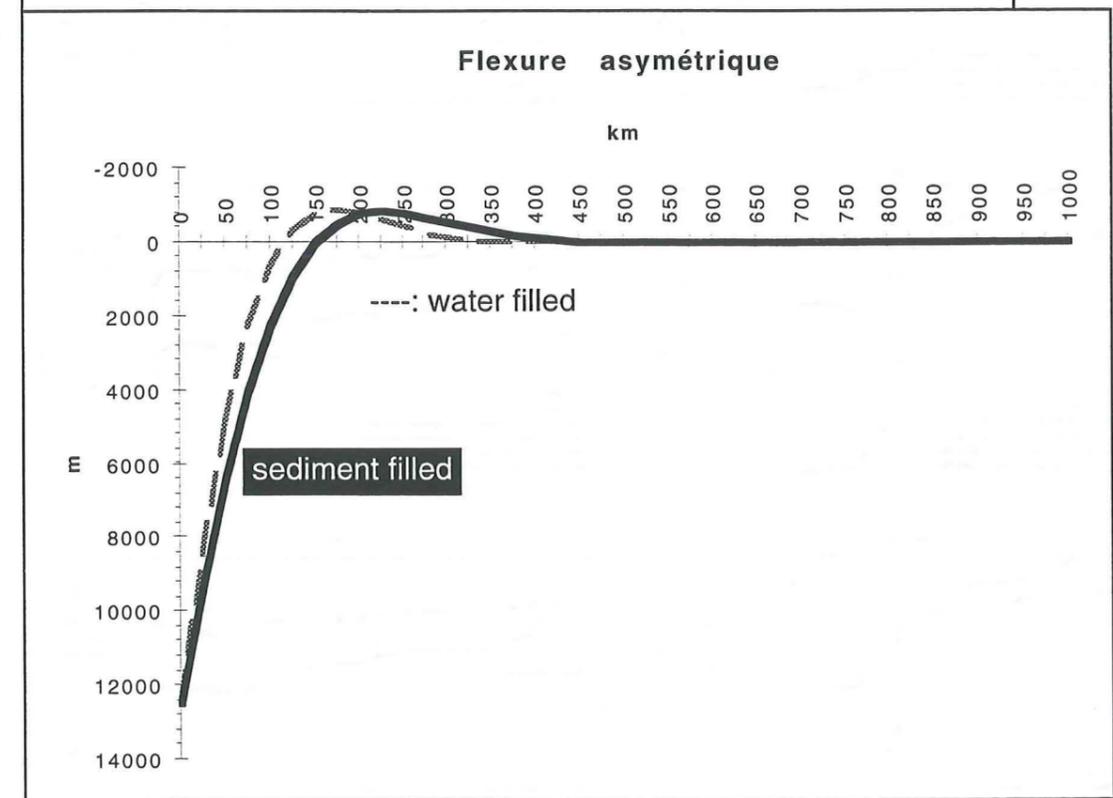
Formations	Litho.	Epais. [m]	Age haut	Age base	Bat. h max.	Bat. h min.	Bat. b min.	Bat. b max.	Erosion [m]	Coeff tecto.
Famelon		1	28	40	0	100	1700	2700	2000	100
Flysch marn.		100	40	46	1700	2700	1700	2000	0	150
Chenaux R. marn.		20	46	53	1700	2000	1600	1900	0	120
calc.		1	53	65	1600	1900	1500	1600	0	100
calc.		1	65	67	1500	1600	1400	1500	0	100
calc.		1	67	83	1400	1500	1200	1300	0	100
calc.		1	83	89	1200	1300	1100	1200	0	100
calc.		1	89	90	1100	1200	1100	1200	0	100
calc.		1	90	98	1100	1200	700	800	0	100
calc.		1	98	108	700	800	600	700	0	100
calc.		1	108	114	600	700	500	600	0	100
Calc. massifs calc.		220	135	148	300	500	100	150	0	110
calc.		1	148	154	100	150	0	50	30	100
calc.		1	154	156	0	50	150	300	100	100
C. à Mytilus calc.		80	156	176	150	300	150	300	0	110
Heiti calc.		50	176	184	150	300	100	200	0	110
calc.		1	184	190	100	200	50	100	100	110
calc.		1	190	192	50	100	30	60	50	100
Heiti calc.		350	192	201	30	60	30	60	0	110
Luan calc.		250	201	205	30	60	10	50	0	110
Plan Falcon marn.		170	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes dolo.		100	210	220	10	50	0	30	0	110

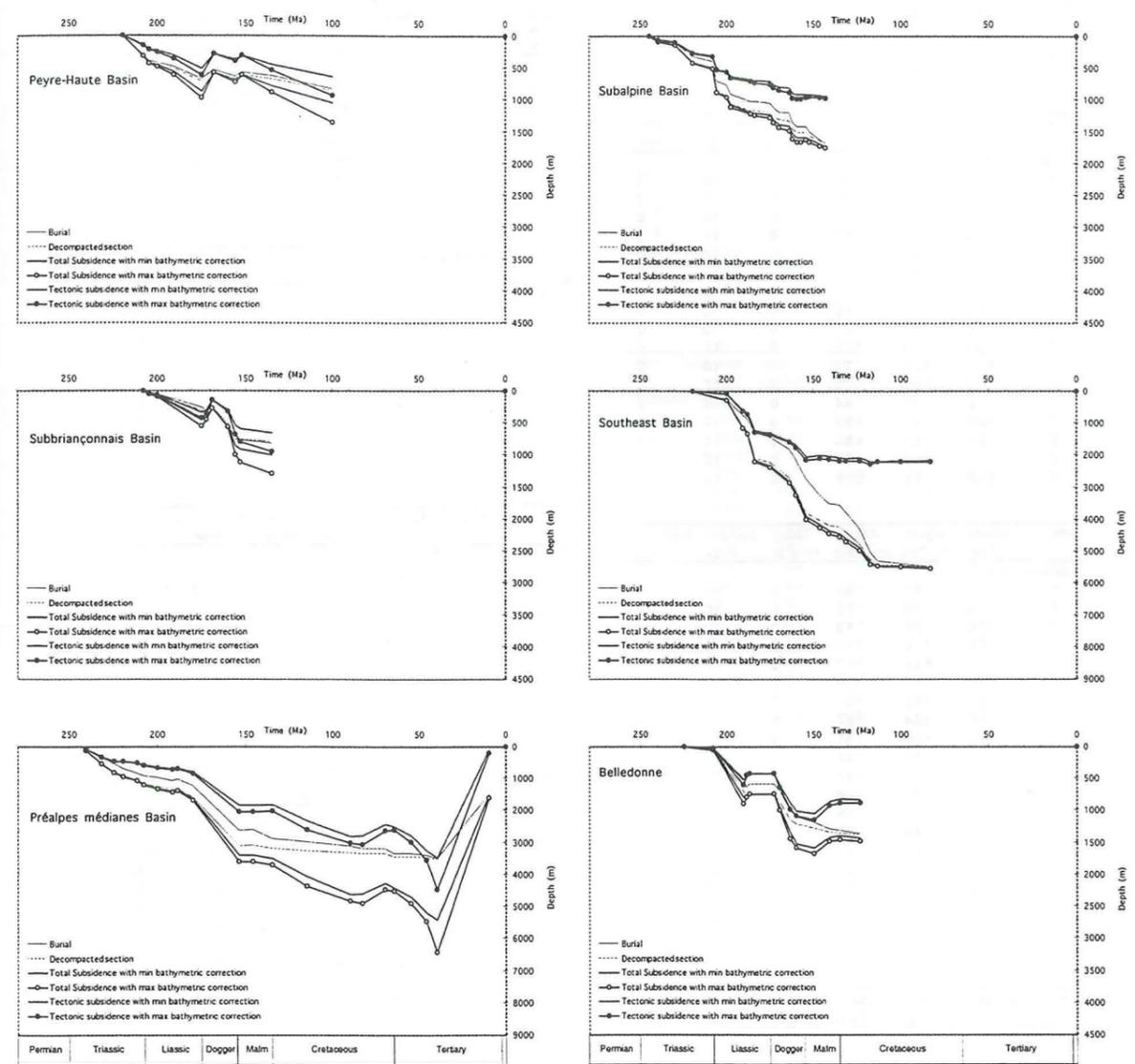
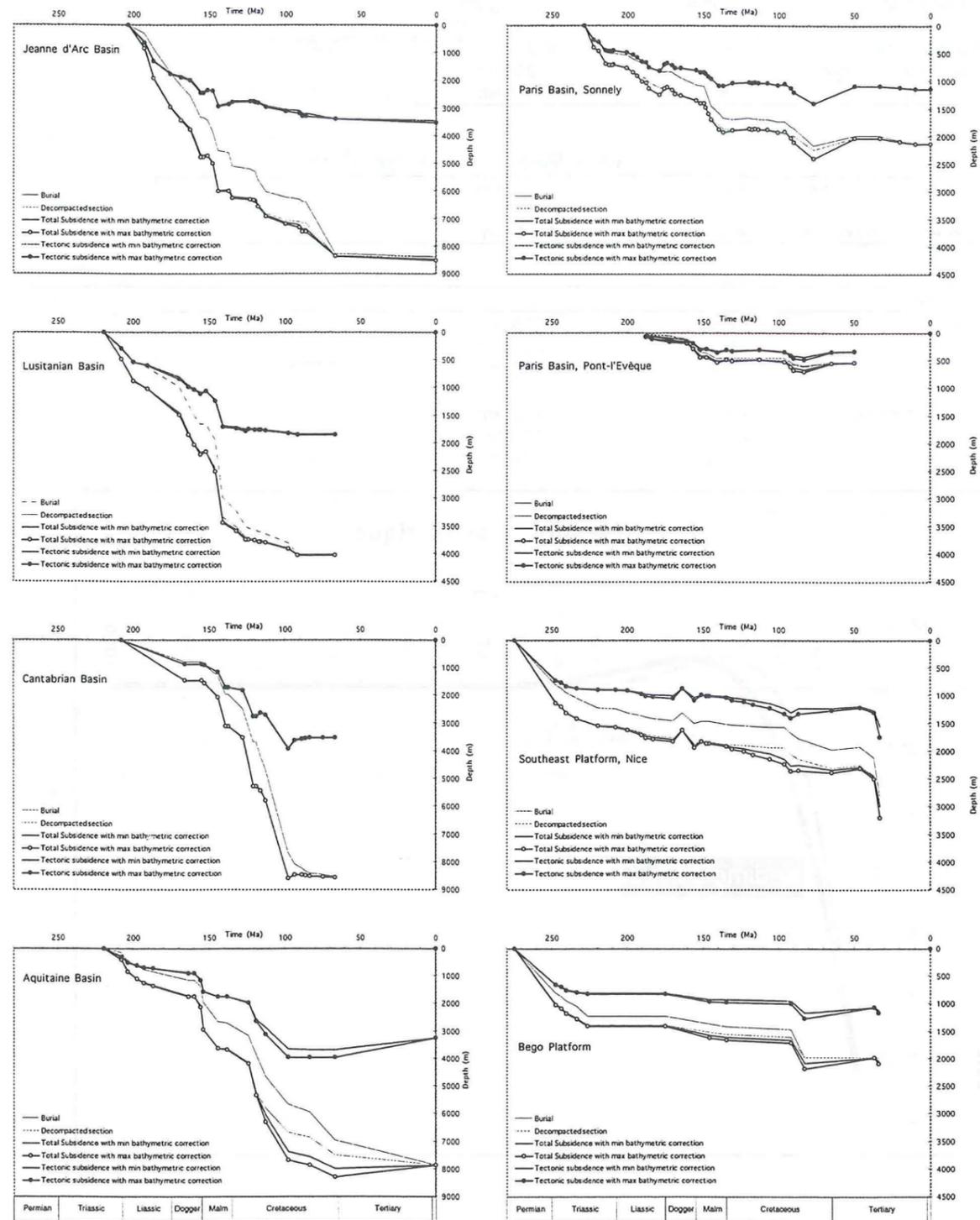
Formations	Litho.	Epais. [m]	Age haut	Age base	Bat. h max.	Bat. h min.	Bat. b min.	Bat. b max.	Erosion [m]	Coeff tecto.
Leysin		1	28	40	0	100	1700	2700	2000	100
Flysch marn.		100	40	46	1700	2700	1700	2000	0	150
Chenaux R. marn.		20	46	53	1700	2000	1600	1900	0	120
calc.		1	53	65	1600	1900	1500	1600	0	100
calc.		1	65	67	1500	1600	1400	1500	0	100
calc.		1	67	83	1400	1500	1200	1300	0	100
calc.		1	83	89	1200	1300	1100	1200	0	100
calc.		1	89	90	1100	1200	1100	1200	0	100
calc.		1	90	98	1100	1200	700	800	0	100
calc.		1	98	108	700	800	600	700	0	100
calc.		1	108	114	600	700	500	600	0	100
Calc. massifs calc.		250	135	148	50	100	100	200	0	110
calc.		1	148	150	100	200	10	50	40	100
calc.		1	150	156	10	50	30	80	30	100
C. à Mytilus calc.		30	156	176	30	80	0	10	0	110
calc.		1	170	176	0	10	100	200	100	100
Heiti calc.		1	176	184	100	200	100	200	0	100
calc.		1	191	195	100	200	100	200	0	100
Heiti calc.		100	195	201	100	200	30	80	0	120
Luan calc.		150	201	205	30	80	10	50	0	110
Plan Falcon calc.		140	205	210	10	50	10	50	0	120
Dolo. blondes dolo.		120	210	220	10	50	0	30	0	110

densité eau	rho w =	1 g/cm ³	
densité sédiment	rho s =	2.5 g/cm ³	
densité croûte	rho c =	2.9 g/cm ³	
densité manteau	rho m =	3.3 g/cm ³	
Module de Young	E =	7 10 ¹⁰ Pa	(6 to 15)
Poisson ratio	n =	0.25	(0.1 to 0.4)
épaisseur élastique	h =	30 km	
Rigidité à la flexure	D =	1.68E+23 Nm	D = E h ³ / (12 (1-n ²))

	water filled	sediment filled
paramètre de flexure	a = 74 km	96 km
Dépression maximum	w o = 12.5 km	

Résultats			
cas symétrique	x o =	174 km	227 km
	x b =	232 km	302 km
	w b =	538 m	538 m
cas asymétrique	x o =	116 km	151 km
	x b =	174 km	227 km
	w b =	838 m	838 m





Données pour le calcul des courbes de subsidence peri-ibériques

Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Iberian Basin						
5	20	215	220	0	10	0
5	600	220	232	0	10	0
5	95	232	235	0	10	0
6	80	235	238	0	10	0
5	145	238	239	0	10	0
3	100	239	240	0	10	0
2	660	240	250	0	10	0
2	170	250	255	0	10	0
2	170	255	260	0	10	0
2	85	260	265	0	10	0
2	0	265	282	0	10	0
2	2000	282	290	0	10	0
2	5	290	300	0	10	0

Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Cantabrian Basin						
1	50	75	84	0	20	5
1	100	84	87	0	10	0
7	100	87	89	0	10	0
1	150	89	94	0	10	0
2	400	94	98	0	10	0
1	3000	98	113	0	10	0
2	500	113	116	0	10	0
2	500	116	119	0	10	0
7	1	119	121	0	10	0
7	1199	121	128	0	10	0
2	500	128	137	0	10	0
7	1	137	139	0	10	0
7	700	139	144	0	10	0
7	350	144	153	0	10	0
2	123	153	155	0	10	0
2	1	155	166	0	10	0
1	800	166	208	0	10	0

Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Lusitanian Basin						
1	1	67	92	0	10	0
1	199	92	98	0	10	0
7	170	98	113	0	20	10
2	29	113	116	0	10	0
2	2	116	117	0	10	0
1	39	117	120	0	10	0
2	23	120	124	0	10	0
1	50	124	126	0	10	0
2	92	126	130	0	10	0
3	10	130	131	0	10	0
2	25	131	137	0	10	0
2	3	137	144	0	10	0
2	397	144	149	0	10	0
7	630	149	153	0	10	0
1	40	153	154	0	20	10
7	555	154	155	0	400	200
7	398	155	156	0	400	200
1	1577	156	161	0	0	0
1	10	161	164	0	75	50
1	1010	164	204	0	0	0

Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Aquitaine Basin						
7	900	0	67	0	0	0
7	1000	67	84	0	800	500
3	300	84	98	0	1000	700
7	1000	98	113	0	1000	700
7	800	113	119	0	500	250
3	700	119	124	0	100	50
7	450	124	138	0	20	10
1	50	138	144	0	10	0
1	700	144	154	0	10	0
7	600	154	156	0	10	0
3	200	156	160	0	50	10
3	1	160	164	0	20	10
1	299	164	187	0	10	0
1	80	187	193	0	10	0
1	120	193	198	0	10	0
1	200	198	204	0	10	0
1	300	204	208	0	10	0
3	150	208	220	0	10	0

Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Paris Basin, Normandie, Pont l'Evêque						
0	50	65	83	0	0	0
4	0	65	83	70	10	0
4	50	83	90	0	100	50
4	30	90	92	0	100	50
7	60	92	96	0	60	30
2	10	96	113	0	20	10
0	113	131	0	0	0	0
2	5	131	135	0	20	10
0	135	141	20	0	0	0
3	100	141	148	0	30	10
1	20	148	152	0	30	10
3	120	152	157	0	50	20
1	120	157	161	0	20	10
3	60	161	172	0	50	30
3	20	172	184	0	100	50
1	10	184	188	0	75	30
1	20	188	191	0	50	20
0	191	200	0	0	0	0
0	200	208	0	0	0	0
0	208	220	0	0	0	0

Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Briançonnais, Peyre-Haute						
1	60	135	152	0	200	100
0	152	156	70	0	0	0
1	100	156	168	0	50	20
0	168	175	140	0	0	0
1	200	175	191	0	250	150
1	60	191	200	0	100	50
1	30	200	205	0	30	10
1	90	205	208	0	20	10
5	300	208	220	0	10	0

Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Subbriançonnais, Roche-Overa						
1	50	135	153	0	500	200
1	10	153	156	0	350	150
3	250	156	160	0	250	100
1	250	160	169	0	30	10
3	0	169	172	50	0	0
0	172	175	0	100	50	0
1	200	175	200	0	250	150
1	30	200	205	0	30	10
1	20	205	208	0	20	10

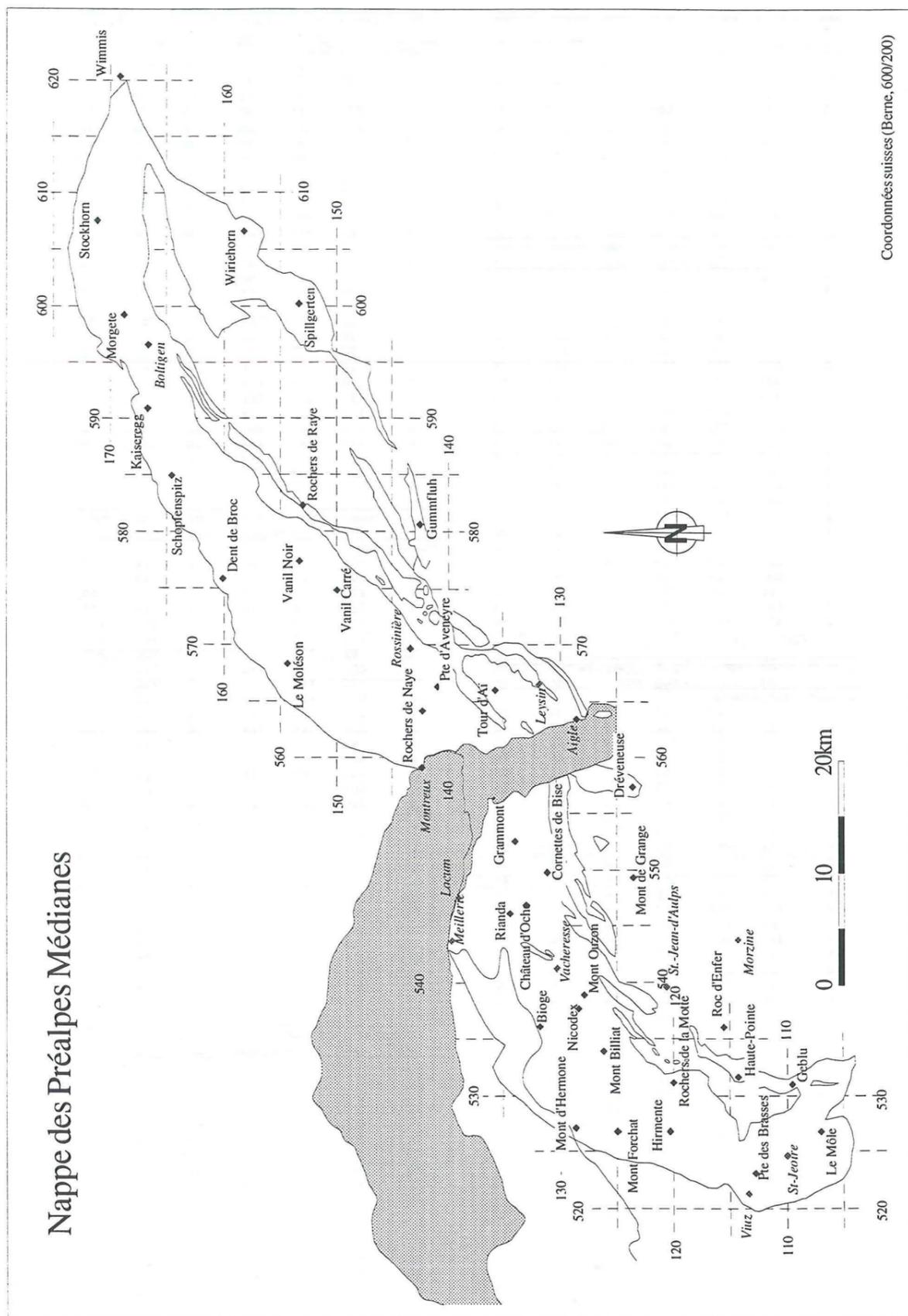
Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Subbriançonnais, Préalpes Médiannes						
0	10	40	2000	100	0	0
3	100	40	46	0	2900	1900
3	50	46	55	0	2000	1700
0	55	65	2	1450	1250	0
1	170	65	70	0	1060	960
0	70	83	0	1100	900	0
1	70	83	90	0	1550	1250
1	120	90	115	0	1500	1300
1	120	115	135	0	1100	800
1	260	135	146	0	500	300
0	146	154	10	500	300	0
1	1400	154	180	0	500	300
1	200	180	189	0	100	50
0	189	192	40	60	30	0
1	80	192	200	0	60	30
1	70	200	208	0	60	30
1	80	208	212	0	30	0
5	150	212	220	0	5	0
6	150	220	225	0	5	0
1	200	225	232	0	5	0
1	250	232	241	0	5	0
2	80	241	246	0	5	0

Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Dauphinois, Bego Platform						
0	37	83	0	0	0	0
1	500	83	92	0	200	100
1	60	92	135	0	100	50
5	50	135	146	0	100	50
1	140	146	175	0	100	50
0	175	227	0	10	0	0
5	170	227	234	0	10	0
1	110	234	241	0	10	0
3	70	241	244	0	10	0
2	70	244	248	0	10	0
2	800	248	275	0	10	0

Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Jeanne d'Arc Basin						
7	110	0	67	0	130	75
1	1890	67	87	0	0	0
3	1	87	89	0	300	200
1	77	89	91	0	300	200
3	82	91	100	0	200	100
3	210	100	113	0	130	75
2	430	113	118	0	100	50
2	314	118	120	0	40	0
7	1	120	121	0	50	0
2	62	121	123	0	20	0
7	103	123	135	0	30	0
1	489	135	137	0	50	10
2	91	137	144	0	50	10
3	673	144	148	0	30	0
2	420	148	151	0	10	0
2	102	151	154	0	10	0
7	1	154	156	0	100	30
7	781	156	163	0	100	30
7	350	163	169	0	50	10
7	500	169	176	0	50	10
7	860	176	187	0	20	0
3	540	187	193	0	50	10
3	300	193	204	0	50	10

Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Subalpine Basin, Ardèche						
1	51	143	146	0	80	50
1	127	146	152	0	80	50
1	74	152	154	0	100	50
3	2	154	157	0	120	75
3	2	157	159	0	150	75
1	62	159	162	0	150	75
3	151	162	164	0	150	75
3	19	164	170	0	150	75
1	67	170	173	0	120	75
1	64	173	175	0	100	50
3	30	175	184	0	75	30
0	184	186	0	75	30	0
1	113	186	198	0	50	20
2	142	198	200	0	50	20
1	66	200	206	0	20	10
1	310	206	208	0	20	10
1	67	208	220	0	10	0
2	220	220	230	0	10	0
2	47	230	240	0	10	0
2	56	240	245	0	10	0

Litho	Thickness [m]	Age of the Top	Age of the Base	Today erosion	Bathym. max.	Bathym. min.
Southeast France, Nice						
2	700	33	37	0	300	100
1	200	37	46	0	70	30
0	46	65	50	50	50	20
1	200	65	87	0	75	30
1	100	87	92	0	200	100
3	100	92	96	0	300	200
1	1	96	106	0	300	200
3	20	106	117	0	200	100
3	10	117	123	0	150	75
1	10	123	131	0	100	50
1	10	131	135	0	75	30
5	50	135	146	0</		



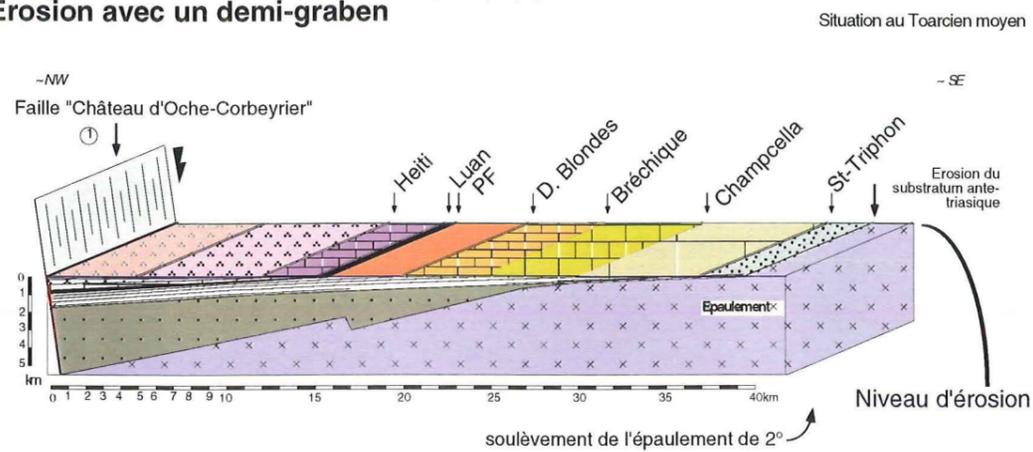
Coordonnées suisses (Berne, 600/200)

Localités	Coordonnées suisses			
	X	Y		
Arpille	584.30	162.88	Haute-Pointe	531.35 114.20
Arvel	561.75	137.30	Heiti	610.55 169.50
Autigny, Bois de Cerf	542.80	127.10	Hermone Notre Dame	527.10 128.75
Balachaux	585.10	164.62	Hirmente	526.72 120.40
Bellevaux	530.00	123.15	Hochmatt	583.00 157.50
Bernex	541.25	134.60	Jaland	528.60 127.10
Billiat 1	533.95	126.60	Jansegg	586.10 162.50
Billiat 2	534.02	125.95	Jumelles	553.35 133.40
Bioge	534.30	130.90	Kaiseregg	590.92 166.81
Boège	520.30	118.00	L'Evi	569.00 153.00
Boltigen	596.50	164.30	La Frête	552.10 136.50
Bonnevaux	540.80	127.70	La Tête du Char	523.35 123.27
Cervens	524.80	126.20	La Tronche	545.80 139.50
Châble Droit	553.50	136.00	La Vernaz	535.00 129.70
Chalavornaire	555.25	134.80	Lac Darbon E	547.00 132.50
Château d'Oche	546.38	133.40	Lajoux, Pététoz	533.55 119.00
Chaumény	552.80	134.80	Langeneckgrat	603.85 174.83
Cherny	531.65	119.80	Le Grand Pré	550.25 137.85
Col de Bise	548.00	132.00	Le Moléson	567.27 155.78
Col de Verne	550.70	130.40	Le Pissoir	551.75 135.75
Col du Pillon	581.68	134.26	Le Pissoir	551.75 135.75
Cornettes de Bise	549.65	131.45	Les Moulins	527.00 118.80
Croix de la Lé	553.80	134.95	Lessoc	571.50 149.70
Darbon	545.60	131.90	Leysin	566.35 131.97
Dent d'Oche	545.57	133.75	Locum	547.50 139.25
Dent de Broc	575.80	160.29	Locum	547.00 139.20
Dent de Corjon	568.18	145.04	Locum	549.75 139.20
Dent de Lys	566.80	151.38	Locum ruisseau	547.05 138.30
Dent de Ruth	584.04	156.12	Lullin	529.30 126.30
Dorena	578.70	152.50	Malatraix	564.30 138.35
En L'Au	550.00	131.70	Maupas Meillerie	543.60 139.80
Evian	534.60	139.30	Meillerie	544.60 139.80
Famelon	568.00	136.50	Meillerie, les Chaux	543.65 139.80
Forclaz	536.00	129.70	Meillerie Carrière h	545.00 139.30
Frontière, 2165	549.45	132.30	Miette	549.50 133.55
Gantrisch	600.75	172.80	Miribel	525.57 118.28
Gebli	530.50	109.95	Moëlle	568.20 135.85
Grammont A - E	552.35	134.00	Môle, F. aux Ammonites	525.50 107.80
Grammont A - E	553.00	134.20	Moléson NW	567.00 155.50
Grammont A - E	552.85	133.90	Moléson SE	568.00 154.30
Grammont A - E	552.95	134.60	Mont Billiat	533.75 126.25
Grammont A - E	553.00	134.75	Mont César	542.90 135.55
Grammont	552.48	134.20	Mont Chauffé	547.72 128.90
Grand Devi	551.40	137.10	Mont d'Hermone, Notr	527.10 128.75
Grand Devi	551.45	136.60	Mont d'Or	571.15 139.09
Gummfluh	580.86	143.51	Mont de Grange	549.26 123.66
Habère-Poche	525.50	122.40	Mont Forchat	526.75 125.10
			Mont Gardy	551.00 133.80
			Mont Ouzon	538.85 127.97
			Montagne d'Hirmente	526.72 120.40
			Montagne des Mémises	545.00 136.75

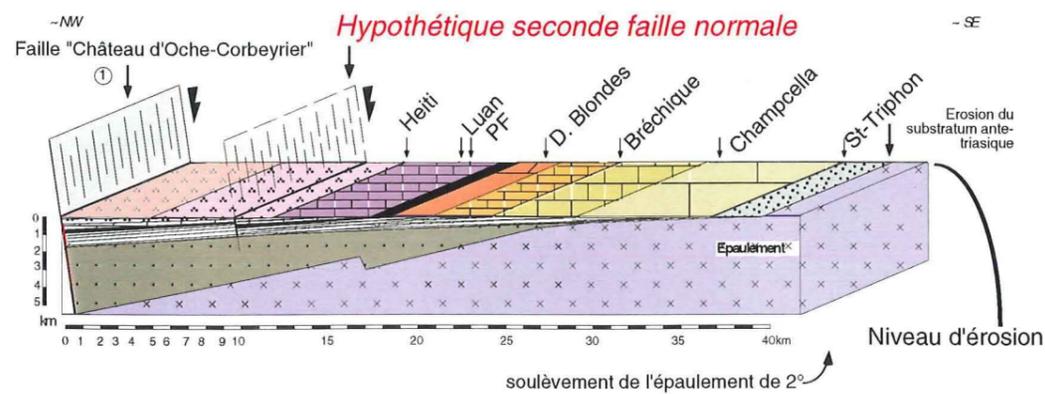
Montreux B	559.75	144.00	Roten Herd	585.72	158.88
Montreux C	560.50	144.40	Roter Sattel	585.90	159.30
Morgete	600.55	170.80	Rotys d'En Haut	522.30	114.05
Morzine	543.70	114.40	Rte de Nicodex	536.95	127.00
Neuteu	548.45	133.65	Rte de Reyvroz	531.20	132.40
Nocidex	537.65	128.60	Ruis. des Lanches	545.75	135.85
Novel	550.00	135.50	Sarse	563.50	135.05
Pas de la Bosse	548.80	130.65	Schopfenspitz	585.58	163.50
Petite Uguine Coutetaz	544.65	135.10	Seiroque	550.00	130.50
Pic Boré	546.40	135.65	Spillgarten	600.62	153.92
Pic de Blanchard	549.60	139.65	St-Joire	524.50	110.10
Plan Falcon	565.20	135.30	St.-Jean-d'Aulps	539.60	120.75
Planachaux	570.60	144.60	Stockhorn	607.55	171.42
Pointe d'Autigny	543.35	128.10	Sur les Prés	544.27	135.15
Pointe d'Aveneyre	566.29	141.16	Taletaz Meillerie	545.00	139.50
Pointe d'Ireuse	533.40	124.38	Talmatten	601.90	171.35
Pointe de Bénévent	547.12	131.70	Tassonière	522.20	113.40
Pointe de Miribel	525.57	118.28	Tête de Chanrousse	548.30	132.60
Pointe des Brasses	523.07	112.93	Tinière	564.00	140.00
Pointe du Haut Fleuri	532.50	110.95	Tirroux Dent d'Oche	544.25	133.55
Poizat, Ouzon	539.00	129.20	Tour d'Aï	565.92	135.87
Pont de Bioge	533.40	131.30	Vacheresse	541.20	130.40
Pont de Saulieu	530.60	127.25	Vanil Carré	574.70	150.08
Port de Scex	557.50	133.20	Vanil Noir	577.38	153.52
Port-Valais	556.50	135.70	Vers le Mont	525.80	110.90
Pravis	523.70	111.85	Ville en Sallaz, Pré	521.90	110.50
Rianda	546.20	134.65	Viuz	521.20	113.45
Roc d'Enfer	536.05	115.65	W Dent d'Oche	544.60	133.60
Roc de Rianda	546.20	134.50	Walalpgrat	607.50	172.25
Rocher d'Ombre	531.30	118.80	Walpersbäärgli	608.80	170.45
Rochers de la Motte	531.05	120.10	Wandflue	586.30	156.50
Rochers de Naye	564.34	142.92	Wiriehorn	606.70	158.40
Rodosex	581.70	153.15			

Modélisation de l'effet du soulèvement de l'épaulement de la marge N-téthysienne sur les séries pré-rift de la zone méridionale

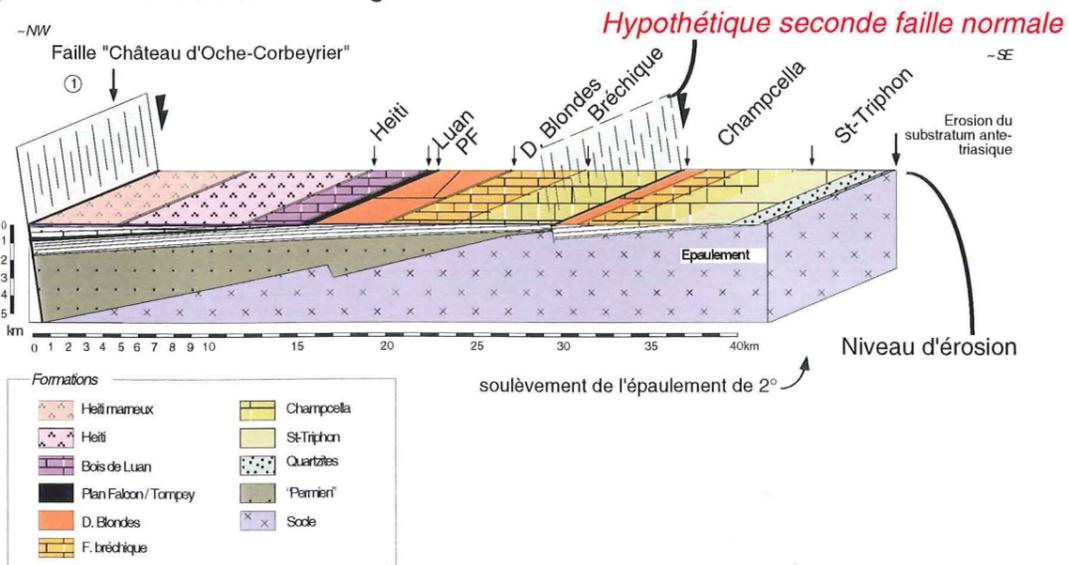
[i] Erosion avec un demi-graben



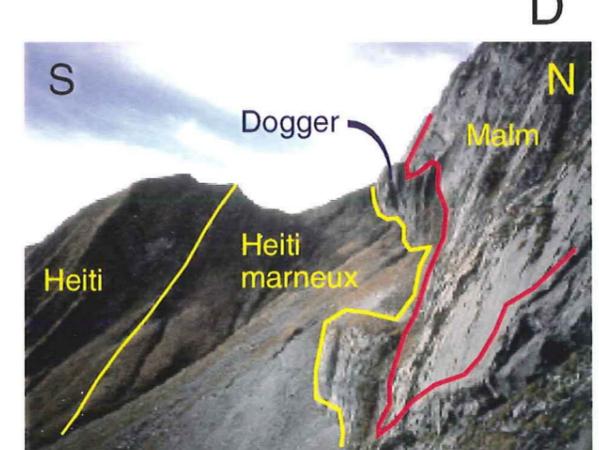
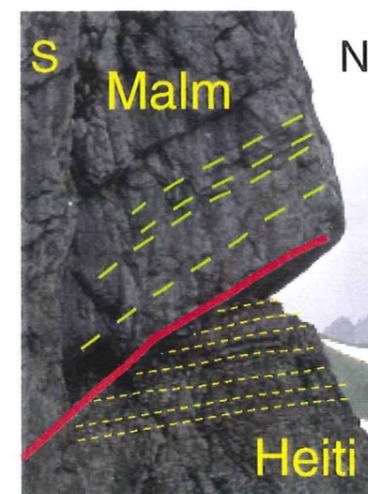
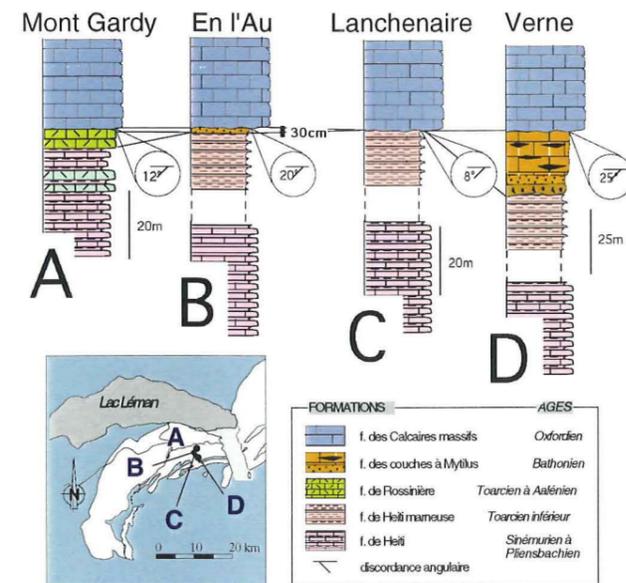
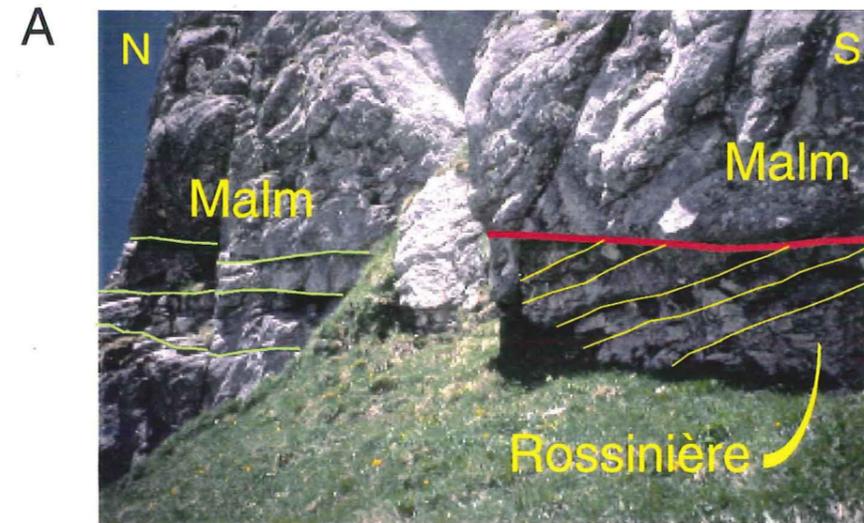
[ii] Erosion avec deux demi-grabens proches



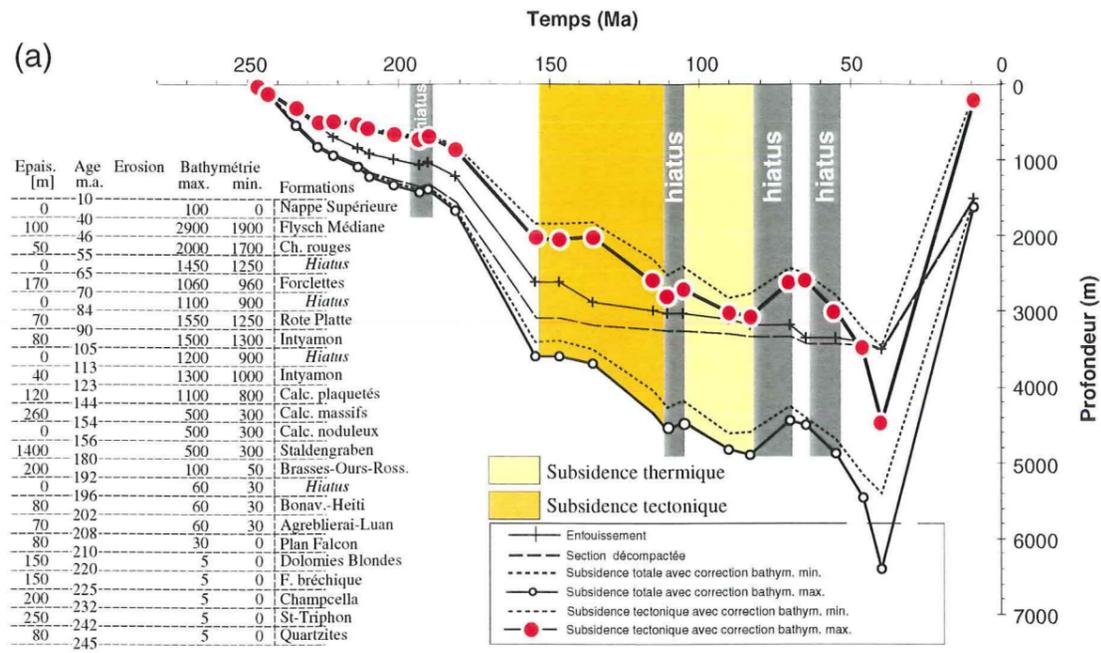
[iii] Erosion avec deux demi-grabens distants



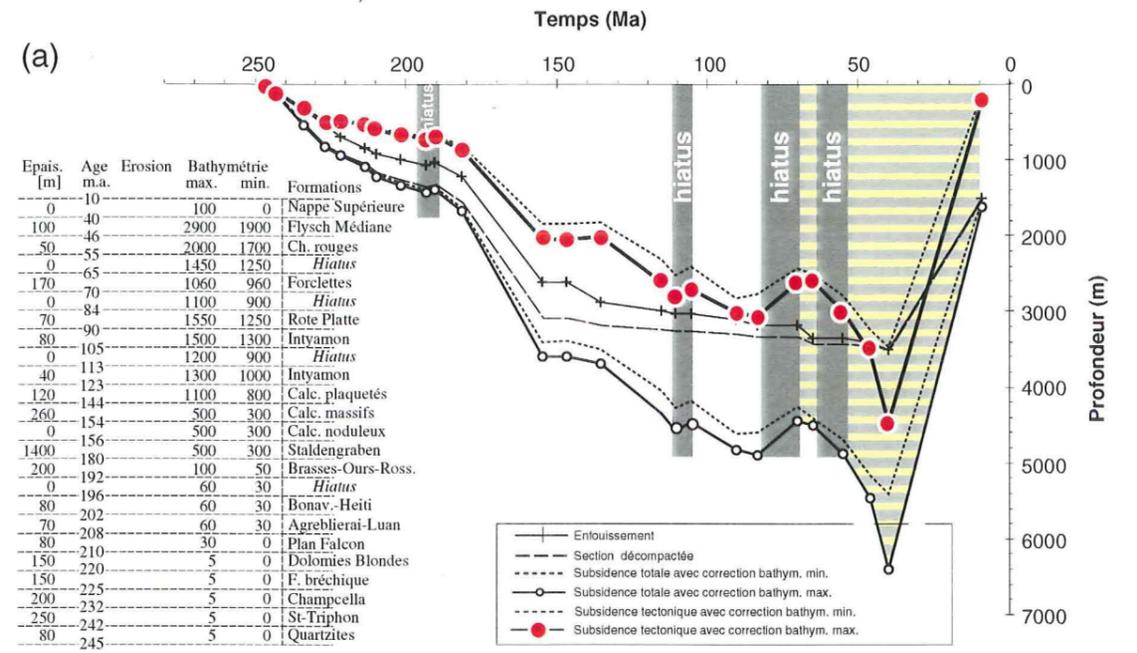
Le contact supérieur de la formation de Heiti



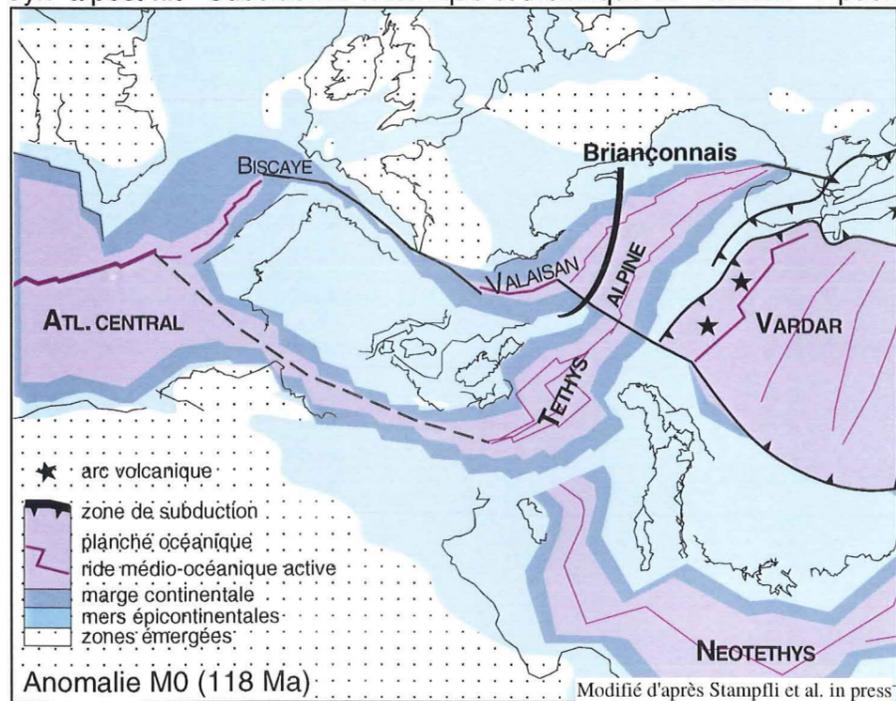
Courbes de subsidence synthétiques pour les Préalpes Médiannes



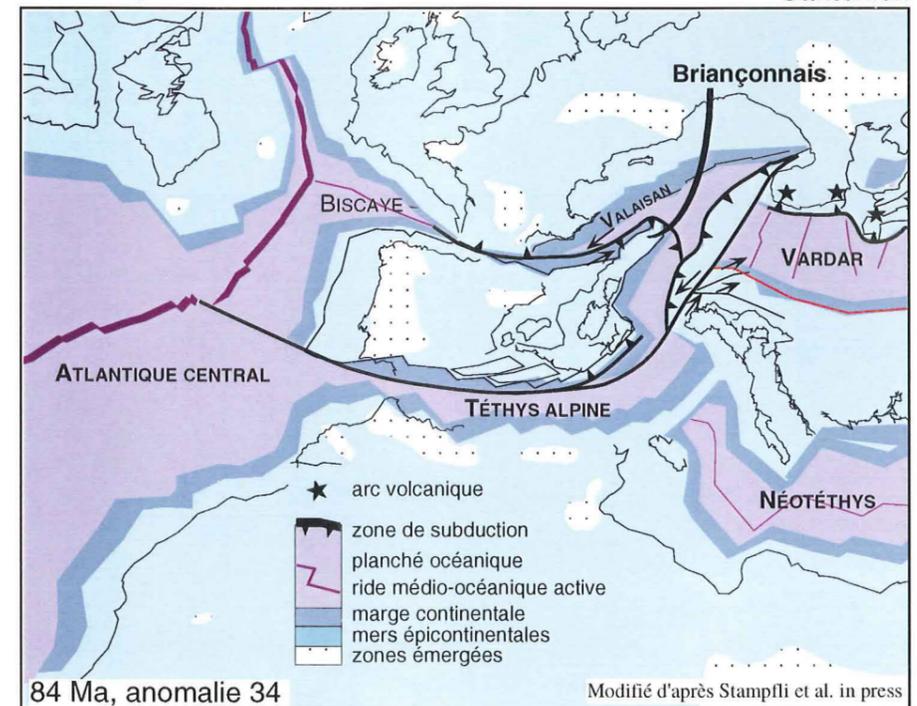
Courbes de subsidence synthétiques pour les Préalpes Médiannes



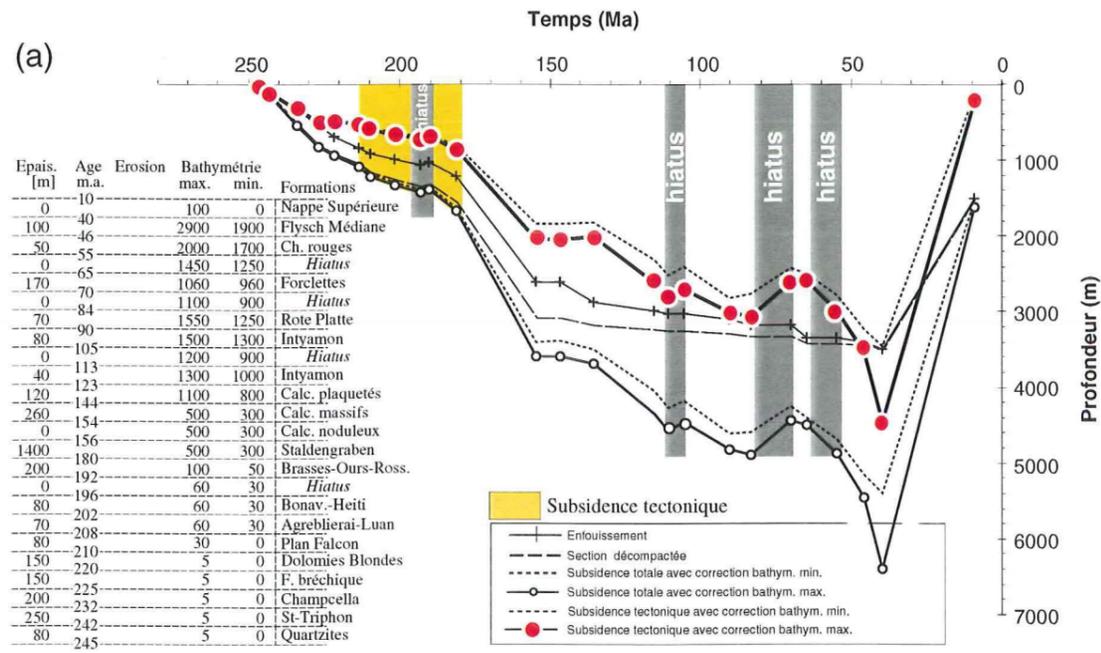
(b) Syn- à post-rift Subsidence tectonique et thermique du Valaisan Aptien



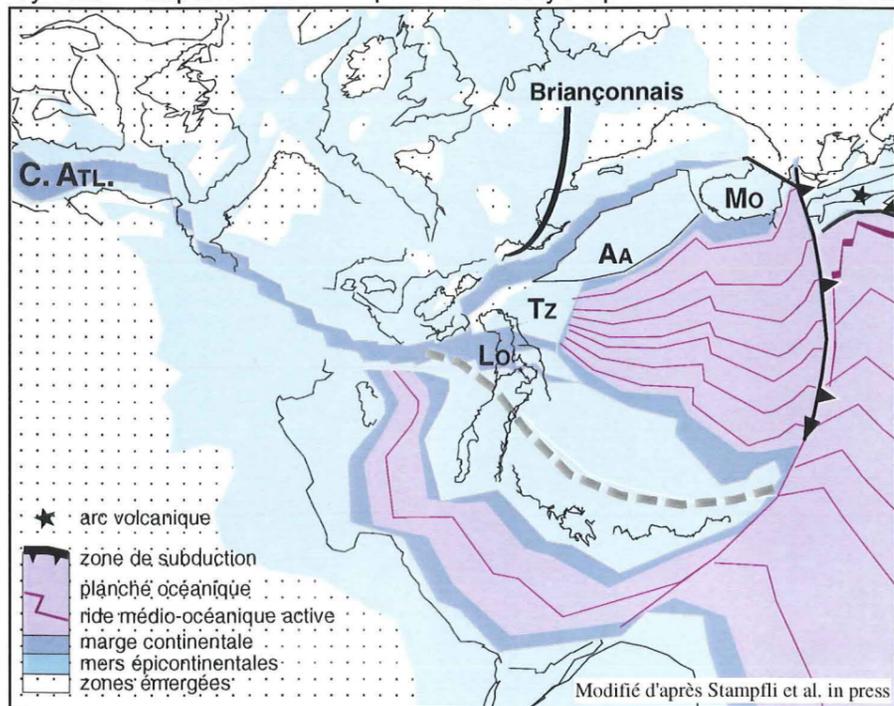
(b) Inversion, flexuration et obduction Santonien



Courbes de subsidence synthétiques pour les Préalpes Médiannes

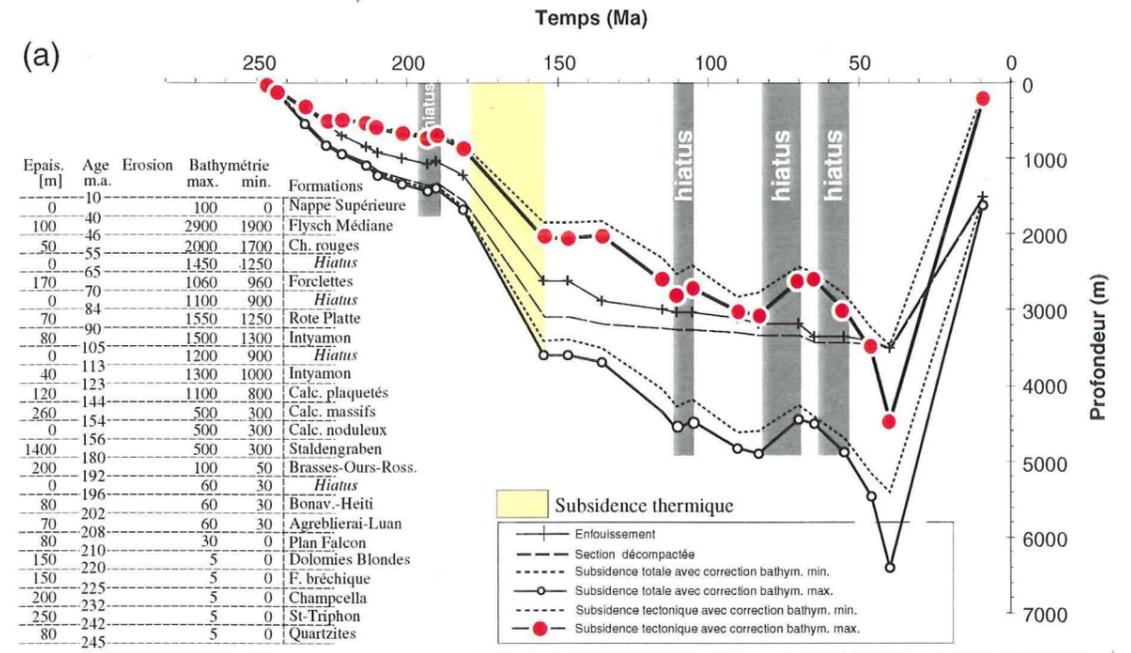


(b) Syn-rift Expansion thermique de la Téthys alpine Sinémurien

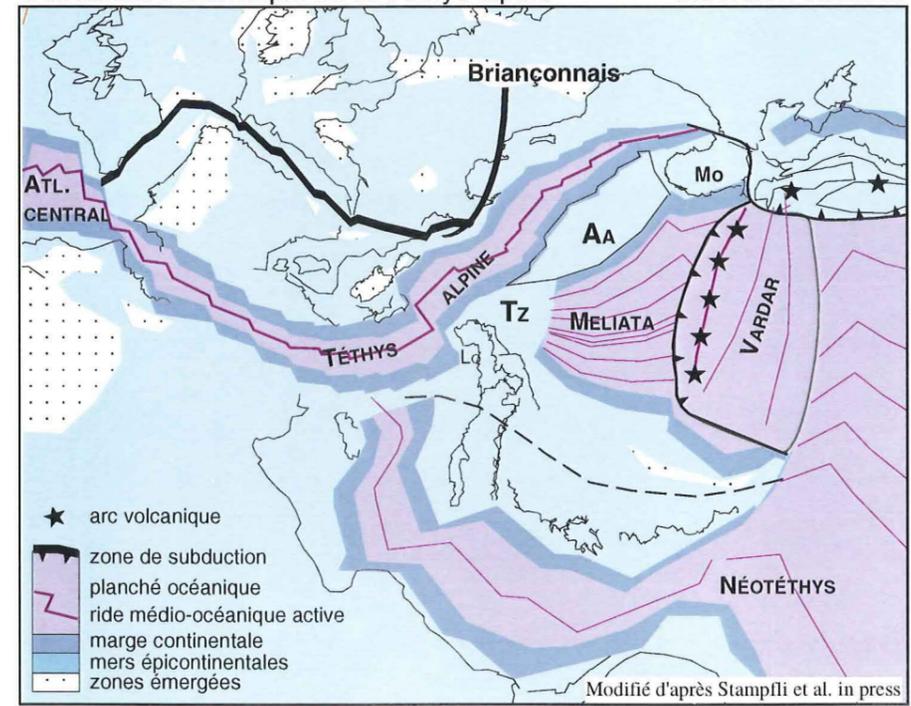


AA: Austroalpin LO: Lombard MO: Moésie TZ: Tizia

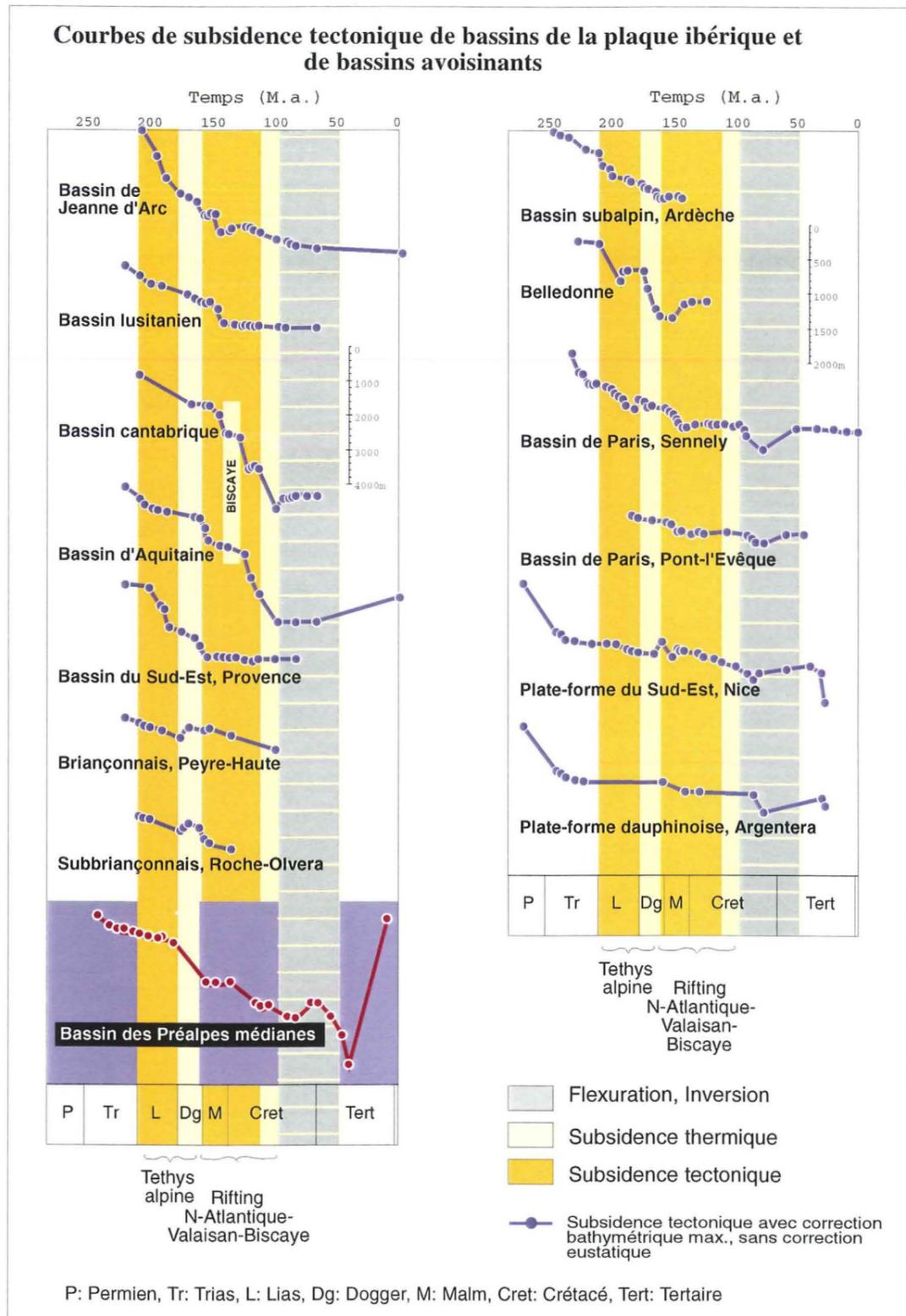
Courbes de subsidence synthétiques pour les Préalpes Médiannes



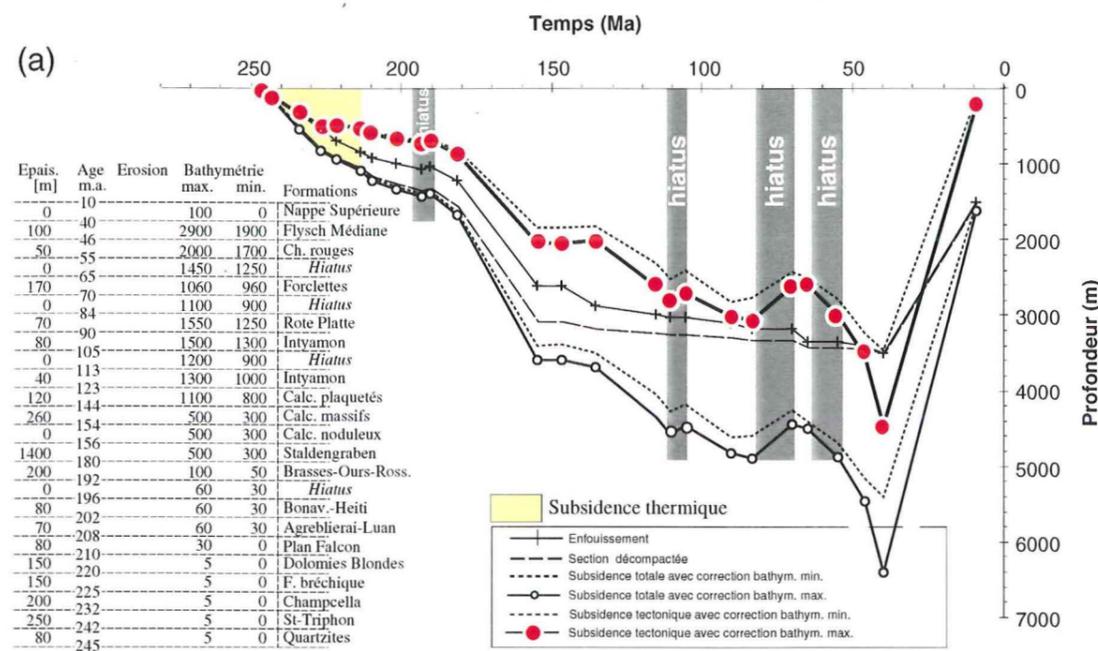
(b) Subsidence thermique de la Téthys alpine Oxfordien inférieur



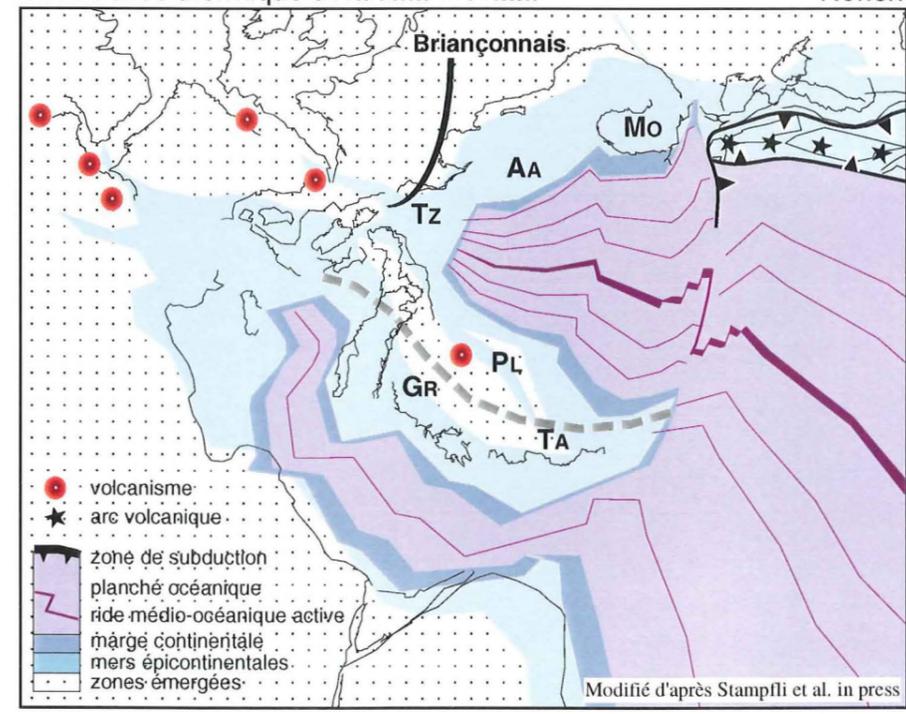
AA: Austroalpin MO: Moésie TZ: Tizia



Courbes de subsidence synthétiques pour les Préalpes Médiannes



(b) Subsidence thermique d'Halstatt-Meliatta



GR, TA : Autochtone de Grèce et de Turquie PL: Pelagonien AA: Austroalpin TZ: Tizia MO: Moésie

Figure 7-7. Courbes de subsidence tectonique des bassins de la plaque ibérique et des bassins avoisinants. Les données pour le calcul des courbes proviennent de différents auteurs cités dans le texte. Les événements marquants ont une surcharge de couleur pour faciliter la comparaison entre les courbes.

remarquer que cet événement thermique n'a pas de signature dans le bassin lusitanien distant de plus de 100 km (fig. 7-5b, 7-6, 7-7).

liée à l'expansion océanique de l'Atlantique nord, au large de la plaque ibérique (Biscaye). Cette phase est mal connue dans le Briançonnais qui évolue, durant cette période, en "terrain exotique" à sédimentation maigre (starved). Cette phase est rapidement interrompue par [vii].

[vi] Dès l'Albo-Cénomanién (fig. 7-6b), la dernière phase de subsidence thermique généralisée est

Chronologie de événements géodynamiques majeurs de la plaque ibérique et de bassins avoisinants basée sur les courbes de subsidence tectonique

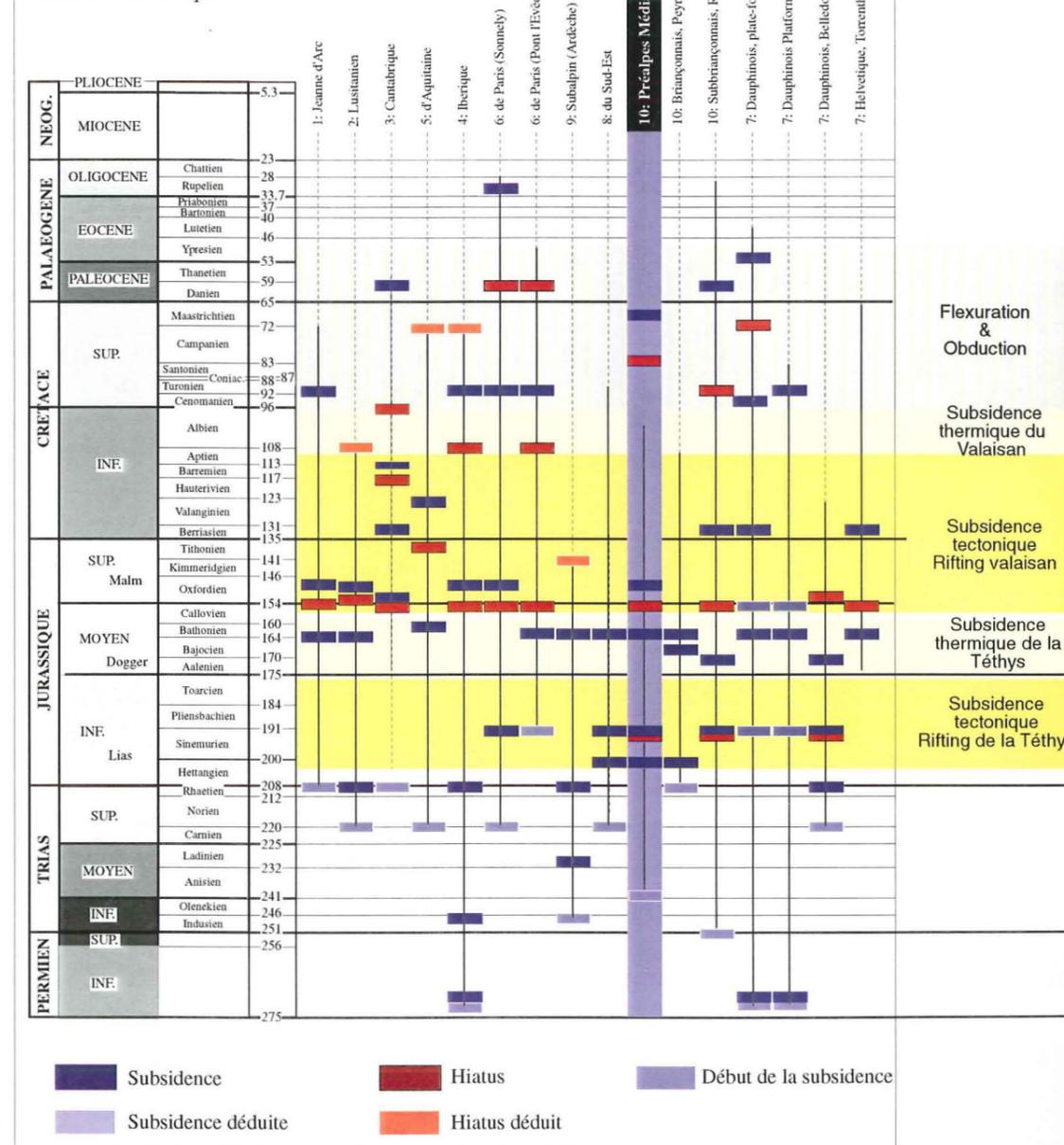


Figure 7-8. Ages des événements enregistrés par les bassins sédimentaires liés à l'évolution géodynamique de la plaque ibérique. [i] à [vi] font référence à la discussion du § 7.6. Les événements marquants ont une surcharge de couleur.