



**HAL**  
open science

**Les séries mésozoïques subbriançonnaises du massif du Morgon. Evolution paléogéographique du secteur durancien de la paléomarge téthysienne. ( Nappe de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales françaises).**

Christine Lereus

► **To cite this version:**

Christine Lereus. Les séries mésozoïques subbriançonnaises du massif du Morgon. Evolution paléogéographique du secteur durancien de la paléomarge téthysienne. ( Nappe de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales françaises).. Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1986. Français. NNT: . tel-00562458

**HAL Id: tel-00562458**

**<https://theses.hal.science/tel-00562458>**

Submitted on 3 Feb 2011

**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.



LEREUS (Ch.)  
Ex. n° 1

**THESE PRESENTEE A L'UNIVERSITE  
SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MEDICALE  
DE GRENOBLE**

**pour obtenir le titre de Docteur de 3<sup>ème</sup> cycle**

12 JUIN 1987

**MENTION GEOLOGIE APPLIQUEE**

**PAR**

**CHRISTINE LEREUS**

**UNIVERSITE DE GRENOBLE I  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE-GIGNOUX  
S 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL 876 87.48.42**

**Les séries mésozoïques subbriançonnaises du massif du Morgon.  
Evolution paléogéographique du secteur durancien de la paléomarge téthysienne.  
(Nappes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales françaises.)**

*d*

Thèse soutenue le 4 juillet 1986, devant la commission d'examen :

M. J. DEBELMAS, Professeur, Grenoble.

Président

M. M. LEMOINE, Directeur de recherche, CNRS, Villefranche-sur-mer.

Rapporteur

M. P. Y. CHENET, Ingénieur de recherche à l'I.F.P.

M. M. GIDON, Professeur, Grenoble.

Examineurs

M. C. KERCKHOVE, Professeur, Grenoble.

## REMERCIEMENTS

Ce travail est l'aboutissement de trois années de recherches effectuées au sein du laboratoire de "géologie structurale et sédimentaire" de l'Institut Dolomieu, à Grenoble. C'est avec plaisir qu'au terme de ce travail je tiens à remercier tout particulièrement :

Monsieur C. KERCKHOVE, professeur à l'Institut Dolomieu, qui m'a confié ce sujet passionnant, et qui m'a toujours apporté son aide et son expérience, aussi bien sur le terrain que lors de la rédaction de ce mémoire, malgré un emploi du temps de plus en plus chargé.

Monsieur J. DEBELMAS, professeur à l'Institut Dolomieu, qui m'a fait l'honneur de présider ce jury.

Monsieur LEMOINE, directeur de recherche (CNRS, Villefranche-sur-mer), Monsieur P.Y. CHENET, ingénieur de recherche à l'I.F.P., Monsieur M. GIDON, professeur à l'Institut Dolomieu, membres de ce jury, qui ont accepté de juger ce travail.

Ma gratitude va également à :

Monsieur R. MOUTERDE, professeur aux Facultés Catholiques de Lyon, qui, avec beaucoup de gentillesse, a révisé les déterminations des Ammonites de l'ancienne collection D.SCHNEEGANS déposée à l'Institut Dolomieu ;

Madame M. CARON, Université de Fribourg, qui a déterminé les foraminifères crétacés ;

Monsieur M. ROUX, professeur à l'Université Cl. Bernard de Lyon, qui a examiné les échantillons de calcaires à entroques ;

Madame LEJEUNE, qui a dactylographié si consciencieusement ce mémoire.

Enfin, je dédie cette thèse à mes parents qui m'ont apporté le soutien moral et financier pour parvenir à l'aboutissement de mes études, et à Patrick qui a toujours su me redonner courage dans les moments difficiles.

## RESUME

Le massif du Morgon, situé dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye à la latitude du lac de Serre-Ponçon, représente un élément structural de la zone subbriançonnaise des Alpes occidentales françaises. Les limites tectoniques actuelles de ce massif sont héritées, en majeure partie, d'une structuration paléogéographique acquise au cours du début du Jurassique.

La série stratigraphique étudiée s'étend du Trias supérieur au Crétacé supérieur. Elle se divise en cinq mégaséquences qui correspondent aux grandes étapes de la constitution de la paléomarge téthysienne : période de "pré-rift" jusqu'à l'Hettangien inférieur, période de rifting de l'Hettangien à l'Aalénien, période de "post-rift" du Bajocien au Crétacé. Chaque horizon lithostratigraphique montre de nombreuses variations latérales de faciès aussi bien transversales que longitudinales. Certaines d'entre elles coïncident étroitement avec les limites actuelles de plusieurs des unités tectoniques qui composent le massif du Morgon.

L'analyse de ces variations permet de reconstituer un schéma palinspastique cohérent à condition de faire intervenir deux décrochements sénestres d'environ 10 km d'amplitude qui ont, par la suite, décalé les domaines paléogéographiques lors de la mise en place des nappes à la fin du Paléogène.

Du Trias supérieur à l'Hettangien, ce domaine correspond à une plate-forme carbonatée peu subsidente. A partir du Sinémurien s'ébauche un découpage en aires hautes et basses qui se concrétisent par l'individualisation d'une série de compartiments délimités par des failles normales. Ces structures sont cachetés par la discordance de l'ensemble Bajocien-Bathonien correspondant à des dépôts de plate-forme où se décèlent des tendances locales à l'émersion.

Dès la fin du Bathonien, le bassin s'approfondit et certains secteurs reçoivent les produits de démantèlement d'escarpements de faille (Brèche du Cap), passant latéralement à des turbidites incorporées à la sédimentation argileuse des Terres noires. De l'Oxfordien supérieur à la fin du Crétacé inférieur, le bassin est le siège d'une sédimentation carbonatée profonde et réduite, troublée par des glissements sous-marins.

Le début du Crétacé supérieur correspond à de profondes modifications paléogéographiques en relations avec une tectonique synsédimentaire très active: un méga-chenal d'érosion apparaît, dans lequel se déposent des "Schistes farcis", c'est à dire des Black shales à blocs et olistolites. Cette formation contient un corps resédimenté, à matériel triasique et liasique, interprété comme issu d'un paléodiapir triasique perçant le fond du bassin. A partir du Cénomaniens supérieur et jusqu'au début du Paléocène, une sédimentation de calcaires planctoniques se généralise dans l'ensemble du domaine du Morgon, où elle estompe les structures réalisées antérieurement.

Replacé dans un contexte plus large, l'analyse des variations des séries de la zone subbriançonnaise durancienne conduit à proposer un modèle de paléomarge en mosaïque dont l'essentiel du canevas est réalisé avant le Bajocien. Ce schéma contribue à expliquer la complexité stratigraphique du domaine subbriançonnais et s'insère bien dans le modèle paléogéographique de la marge européenne du segment ligure de la Téthys proposé par M.Lemoine, tout en le compliquant.

**Mots clefs :** Subbriançonnais, Morgon, Mésozoïque, paléogéographie, paléotectonique distensive, brèches, olistolites, halocinèse synsédimentaire albienne.

## ABSTRACT

The Morgon mountain belongs to the Embrunais-Ubaye Nappes, in the Southern French Alps, near Serre-Ponçon lake on the Durance river. It is a structural part of the Subbriançonnais Zone of the Western Alps. Its present tectonic limits are in large part inherited from Jurassic structuration.

The studied stratigraphic series range from Late Triassic to Late Cretaceous. It can be divided into 5 megasequences corresponding with the main structuration stages of the European Tethyan Paleomargin, that are: 1) pre-rift period up to Early Hettangian, 2) rifting period from Hettangian to Aalenian, and 3) post-rift period from Bajocian to Cretaceous. Each lithostratigraphic horizon shows many lateral variations of facies, both transverse and lengthwise. Some of them closely follow the present limits of the tectonic units.

The analysis of these variations allows a coherent palinspastic diagram to be reconstituted, if two left-wrench alpine faults, each of them with about 10 km displacement, are assumed.

From Late Triassic to Hettangian, the Morgon realm is a carbonate platform with minor subsidence. During Sinemurian time it begins to cut up into high and low areas delimited by tensional faults. These structures are sealed by a general unconformity below the Middle Jurassic platform carbonates in which indications of emersion are found.

Since Callovian time, the basin is deeping down and some places receives coarse materials supplied by fault unstable slopes (Brèche du Cap), which show a lateral transition into turbidites fining away in an black marls Oxfordian formation (Terres noires). From Late Oxfordian to the end of Early Cretaceous, the basin is a place of a reduced deep carbonate sedimentation, with chert and slumps levels.

The beginning of Late Cretaceous correspond with important paleogeographic change, according with active synsedimentary fault tectonics. A large erosion channel appears, in which Black shales, with a number of olistolites, are deposited. This formation contains a Triassic and Liassic body, including gypsum, which indicates the presence of a Triassic synsedimentary diapir in the environment of Morgon realm. During Senonian and Paleocene times, planctonic deposits spread out into the whole area.

When replaced in a more general context, this study leads to a "puzzle like" palinspastic reconstitution for the Morgon and Durancian Subbriançonnais "corridor", the main features of which are built before Bajocian time. This scheme helps to explain the stratigraphic complexity of the subbriançonnais domain. It fits rather well into the paleogeographic model of the North Tethysian margin as proposed by Lemoine, although with some added complications.

## SOMMAIRE

(Plan détaillé à la fin du mémoire, p.123)

Chapitre 1 - Introduction

Chapitre 2 - La série-type

Chapitre 3 - Variations latérales et interprétation de la série

Chapitre 4 - Reconstitution paléogéographique

Chapitre 5 - Conclusions générales

**CHAPITRE 1**  
**INTRODUCTION**

**1 - Le Morgon dans les Alpes occidentales**

**2 - Travaux antérieurs**

**3 - Idées actuelles sur la zone subbriançonnaise durancienne**

**4 - Objet de ce travail**

**5 - Choix du plan**

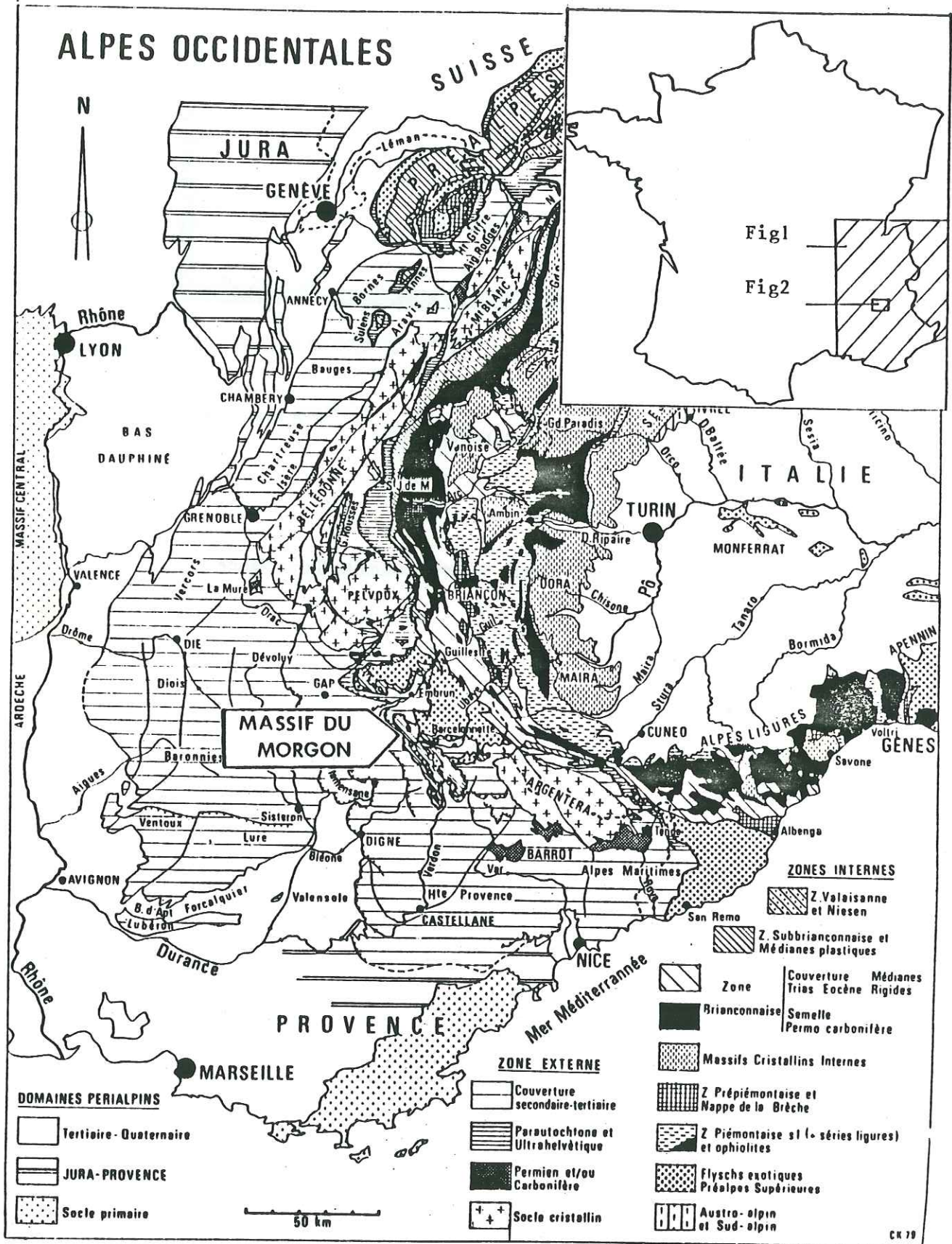


Fig. 1 : LOCALISATION DU MASSIF DU MORGON DANS LES ALPES OCCIDENTALES



## 1 - LE MORGON DANS LES ALPES OCCIDENTALES (fig. 1 et 2).

Le massif du Morgon est situé dans les Alpes de Haute-Provence, à 130 km au Sud-Est de Grenoble. Il est encadré par les vallées de la Durance au Nord et de l'Ubaye au Sud qui confluent au droit du Pic du Morgon (2323m) dans l'immense lac de barrage de Serre-Ponçon. Du fait de sa situation de belvédère sur ce magnifique plan d'eau, le Nord du massif, entre les crêtes du Pic du Morgon et de la Tête de la vieille (2367m), est très touristique. Le Sud reste beaucoup plus sauvage, à l'image de l'Ubaye elle-même. La Tête de Louis XVI (2408 m) est le pic le plus méridional du massif du Morgon. Il ferme, à l'Ouest, le bassin de Barcelonnette et doit son nom à la forme particulière de sa crête qui, vue de cette localité, évoque le profil des Bourbon.

Structuralement, le massif du Morgon appartient aux nappes de l'Embrunais-Ubaye. Ces nappes sont constituées d'une série d'unités, empilées les unes sur les autres, qui chevauchent vers le Sud-Ouest les formations de la nappe de Digne dépendant de la zone alpine externe.

Le massif montagneux du Morgon est constitué essentiellement de séries subbriançonnaises qui s'étendent du Trias supérieur au Paléogène.

Rappelons que la zone subbriançonnaise est représentée par un ensemble de petites unités structurales situées tout au long du chevauchement frontal des zones internes, de la Savoie au revers oriental du massif de l'Argentera.

Elle apparaît comme une zone de suture correspondant à un domaine crustal fragile occupant une place éminente au sein de la paléomarge européenne du segment ligure de la Téthys. Au Sud de la Durance, le massif du Morgon est un élément important de cette "zone-charnière" de l'édifice alpin.

## 2 - TRAVAUX ANTERIEURS.

### 2.1 - SUR LE MORGON (Tableau A).

#### 2.1.1 - Les précurseurs.

Les premières explorations du massif du Morgon, datent de l'époque de E. HAUG et de W.KILLIAN entre 1889 et 1925. Pour la première fois la notion de nappes de l'Embrunais-Ubaye est mentionnée. En 1928, la thèse de Mme Y.GUBLER-WAHL apporte une première image de la stratigraphie des nappes de l'Ubaye, en particulier dans le massif des Séolanes<sup>(1)</sup>. Mais c'est seulement en 1938, avec la thèse de D. SCHNEEGANS sur "la géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye" que les connaissances sur la structure et la stratigraphie du Morgon feront des progrès considérables.

---

1 - La bibliographie détaillée de ces travaux se trouve dans D. Schneegans (1938), p 1 à 10.

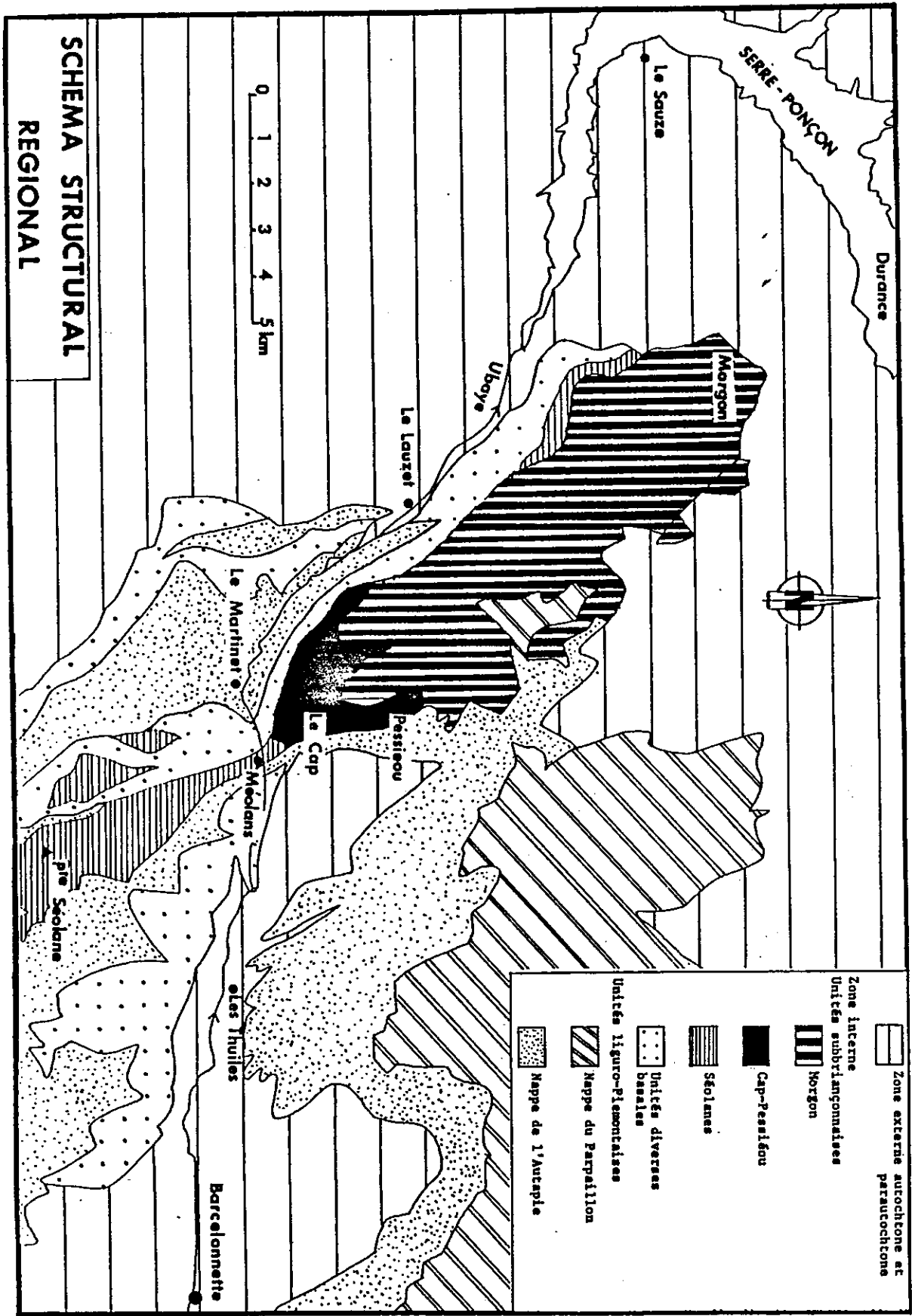


Fig. 2 : SCHEMA STRUCTURAL REGIONAL

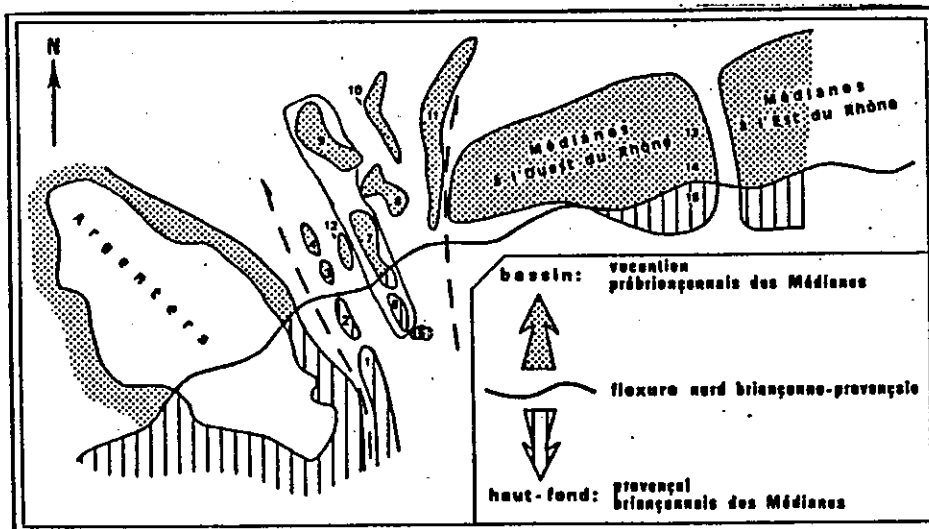
### 2.1.2 - D. SCHNEEGANS (1938) (Tableau A).

En 1938, D. SCHNEEGANS présente un travail monumental sur le massif du Morgon. Durant près d'une décennie, il avait parcouru le massif dans ses moindres recoins en récoltant de nombreux fossiles et en décrivant dans le détail de multiples coupes stratigraphiques. Il donne la première représentation cohérente de la structure du massif. C'est à lui que l'on doit la découverte et une description précise du changement continu des faciès du Mésozoïque entre l'unité des Séolanes et celle du Morgon le long de l'Unité du Cap-Pessiéou, à l'extrémité Sud du massif du Morgon.

Le mémoire de D. SCHNEEGANS reste donc encore actuellement le document de base indispensable à tout chercheur s'intéressant à la zone subbriançonnaise des montagnes de l'Ubaye.

### 2.1.3 - P. MAURY (1984) (Tableau A).

Dans le cadre d'un essai de réinterprétation de la genèse de l'arc des Alpes occidentales, il consacre une partie de son mémoire aux séries du Morgon. Son étude, élargie à d'autres unités des nappes de l'Ubaye (Séolanes, klippes au Sud de Barcelonnette) vient à l'appui d'un nouveau modèle paléogéographique et paléotectonique de l'ensemble des Alpes Occidentales (fig.3) .



- Schéma d'organisation palinspastique au Jurassique.

1: Unité de Tende- 2: Salé- 3: Piconiera- 4: Giordano- 5: Grande Séolane- 6: Séolanes- 7: Cap-Morgon- 8: Vallouise- l'Argencière- 9: Piolit-Petit Galibier- 10: Lauzet-Roche Olvera- 11: Perron des Encombres-Moenda- 12: Pelat- 13: Mémise- 14: Borda-Neuva- 15: Dent d'Oche.  
Les flèches indiquent la place du futur décrochement sub-briançonnais qui entraînera les Médianes vers le Nord.

Fig. 3 : RECONSTITUTION PALINSPASTIQUE DES ALPES OCCIDENTALES AU JURASSIQUE (P.MAURY, 1984) .

TABLEAU A

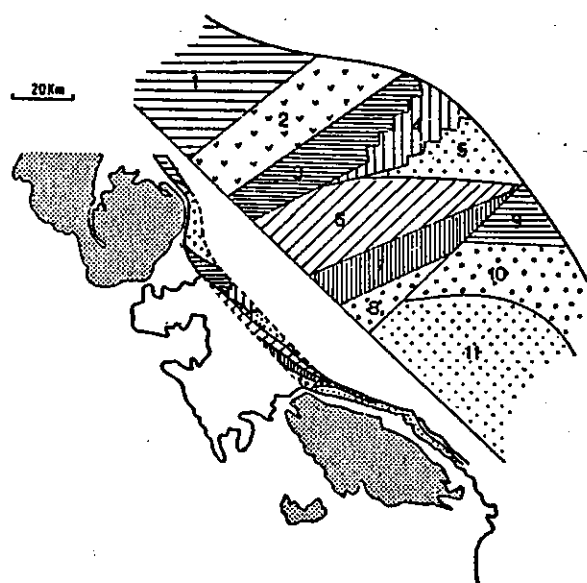
	D. SCHNEGANS (1938)	P. MAURY (1984)
Cartographie	Première carte détaillée du massif à l'échelle du 1/20.000.	Cartographie à 1/25.000°.
Stratigraphie	<p>Premières descriptions stratigraphiques précises des coupes clefs du massif:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>-très détaillée du Lias au Dogger.</li> <li>-moins précise du Malm au Crétacé inf.</li> <li>-très incomplètes en ce qui concerne le Crétacé supérieur et le Nummulitique.</li> </ul>	<p>Descriptions précises de certaines coupes du massif et interprétation en termes de microfaciès.</p>
Tectonique	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Subdivisions du massif en digitations et écaillés dont le découpage reste valable de nos jours.</li> <li>-Analyse des relations entre chaque "digitation".</li> </ul>	Découpage tectonique identique à celui de D.Schneegans.
Interprétation paléogéographique	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Dépassée car les modèles géodynamiques de l'époque étaient incohérents.</li> <li>-Premières hypothèses sur les phénomènes de résédimentation permettant de comprendre la genèse de certains flyschs.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Description des grandes étapes de la structuration du massif.</li> <li>-Proposition d'un modèle paléogéographique pour l'ensemble de la zone subbriançonnaise, basé sur la transition Morgon-Séolanes.</li> <li>-La paléomarge mésozoïque aurait été recoupée au Paléogène par un décrochement sénestre.</li> </ul>

Tableau A: -Rappels sur les travaux effectués sur le Morgon: D.Schneegans et P.Maury.

## 2.2 – SUR LE SUBBRIANCONNAIS DURANCIEN (Tableau B).

Le Subbriançonnais durancien a commencé à être réétudié par M. LATREILLE en 1961. P.Y. CHENET en 1978 replace les unités subbriançonnaises comprises entre Piolit et le massif du Galibier, dans le contexte de la paléomarge Téthysienne.

Dans son travail sur le Flysch des nappes de l'Embrunais-Ubaye, C. KERCKHOVE, en 1969, est amené à en reprendre la cartographie pour séparer diverses séries détritiques relevant les unes de la zone subbriançonnaise, les autres d'ensembles allochtones liguro-piémontais. Il en tire de nouvelles hypothèses sur la position antétectonique des unités subbriançonnaises duranciennes au Priabonien (fig.4).



— Schéma hypothétique montrant la position des unités subbriançonnaises dans leurs patries respectives au début du Priabonien.

1, Unité septentrionale (région du Galibier); 2, Unité de Vallouise; 3, Piolit; 4, Morgon; 5, Scôlans; 6, Trois-Évêchés (+ Martinasse); 7, Pelat; 8, Lac d'Allos; 9, Monas Giordano; 10, Piconiers; 11, Monte Salé - col de Tende.

Le domaine du flysch de St-Clement, dont la venue mésozoïque est inconnue, n'a pas été figuré; il se situerait éventuellement entre l'Autochtone et l'ensemble de Piolit-Morgon. La présence de nombreuses klippes de type « Scôlans » en Ubaye orientale (région de Restefonds) implique que ce domaine se continuait vers l'Est jusqu'au droit de la terminaison de l'Argentera.

En bas, à gauche : position après serrage si l'avancée sur l'Embrunais-Ubaye ne s'était pas produite. En haut, à droite : schéma palinspastique correspondant (espace transversal multiplié par 10).

Fig. 4 : SCHEMA PALINSPASTIQUE DU DOMAINE SUBBRIANCONNAIS DURANCIEN AU PRIABONIEN ( C.KERCKHOVE, 1969).

En conclusion de cet historique, il faut souligner le nombre relativement restreint des travaux effectués sur le Subbriançonnais durancien, et en particulier sur celui de l'Ubaye occidentale, puisque l'essentiel de la littérature concernant cette région se trouve dans la thèse de D. SCHNEEGANS 1938), pour le massif du Morgon du moins.

TABLEAU B

	LATREILLE (1961)	KERCKHOVE (1969)	CHENET (1978)
Stratigraphie	<p>-Améliore la stratigraphie du Jurassique supérieur au Crétacé dans le massif de Piolit.</p> <p>-Démontre que le flysch à Helminthoïdes n'appartient pas à la zone subbriançonnaise</p>	<p>Distingue flysch à Helminthoïdes et flysch nummulitique.</p>	<p>Description très détaillée des coupes du massif de Piolit</p>
Reconstitution paléogéographique	<p>Met en évidence les grands traits de l'histoire sédimentaire du massif de Piolit.</p>	<p>-Propose un modèle d'organisation paléogéographique où les directions paléogéographiques sont obliques voire orthogonales à l'allongement du massif.</p> <p>-Suggère le rôle possible de l'Halocinèse pour expliquer les variations de faciès.</p>	<p>-Place le subbriançonnais de Piolit dans le cadre de la paléomarge Téthysienne.</p> <p>-Fait une corrélation avec les domaines dauphinois et briançonnais.</p> <p>-Montre le rôle de charnière que joue à toutes les époques géologiques le subbriançonnais.</p>

Tableau : B -Rappels sur les travaux effectués dans le subbriançonnais durancien.

### 3 - IDEES ACTUELLES SUR LA ZONE SUBBRIANCONNAISE DURANCIENNE (fig. 5).

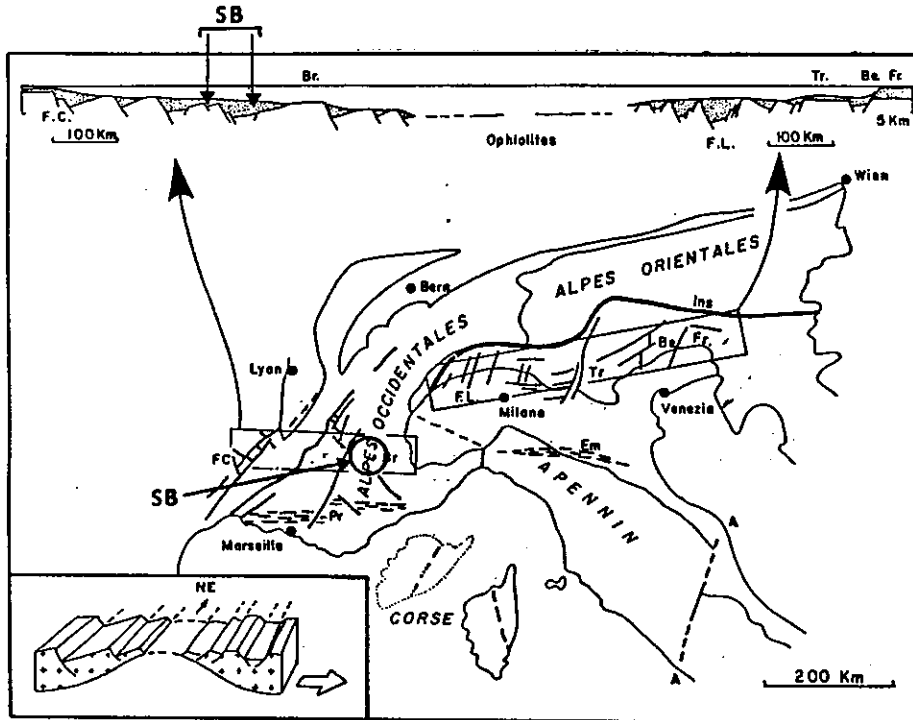
Depuis une quinzaine d'années, les zones structurales des chaînes alpines périméditerranéennes sont interprétées comme résultant de la fermeture d'un domaine océanique né au Jurassique : le segment ligure de la Téthys. La bordure continentale NW de cet océan, ainsi que les restes du domaine océanique (séries ophiolitiques), se retrouvent dans les Alpes occidentales françaises et la bordure SE dans les Alpes du Nord de l'Italie (M. LEMOINE, 1985). La comparaison avec les marges passives actuelles de type Atlantique a permis de proposer l'évolution paléogéographique suivante :

- 1 - période "pré-rift" avec dépôts carbonatés ou évaporitiques de très faible profondeur (Trias)
- 2 - période de "rifting" (Lias et début du Dogger) au cours de laquelle les domaines paléogéographiques s'individualisent
- 3 - début de l'ouverture océanique (fin du Dogger et début du Malm).
- 4 - période d'expansion océanique (Malm et Crétacé inférieur) marquée par un approfondissement général de tous les dépôts de la marge
- 5 - début de la contraction et de la fermeture de l'océan (Crétacé supérieur).

Parallèlement, des reconstitutions paléogéographiques de plusieurs transversales alpines ont été proposées, pour différentes périodes du Mésozoïque, par de nombreux auteurs : P.C. de GRACIANSKY *et al.* (1979), M. BOURBON (1980), M. LEMOINE, (1985).

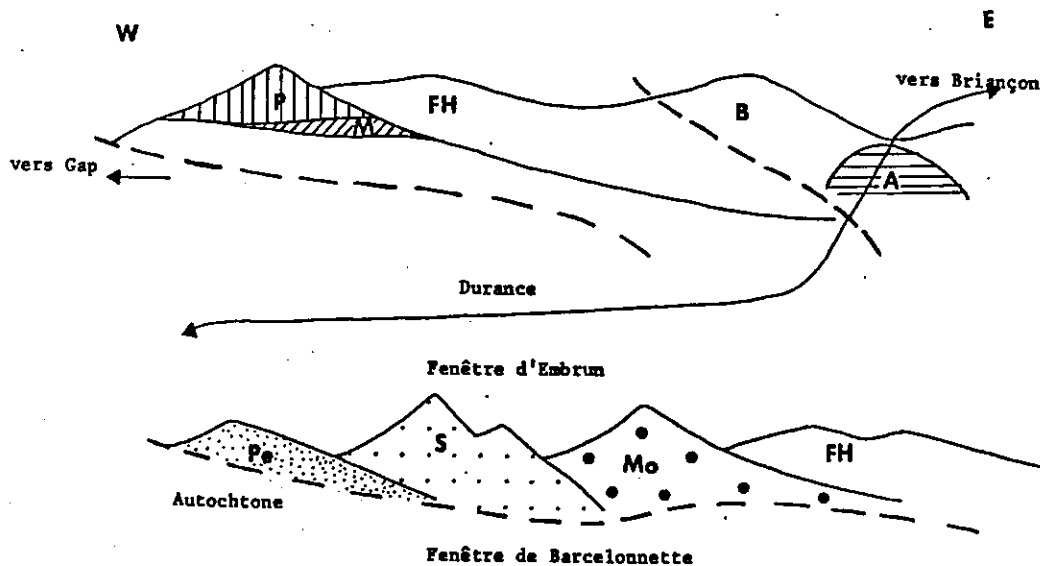
Dans ces différents modèles, la zone subbriançonnaise est considérée comme un domaine particulièrement accidenté de la paléomarge européenne du segment ligure de la Téthys, avec des limites NW et SE plus ou moins héritées d'anciens linéaments hercyniens.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr



Le schéma en bas à gauche montre comment la direction NNE à NE des structures (direction « cœvenole » s. lat.), qui sont principalement des failles normales, peut être liée à une cassure téthysienne figure de même direction.  
 F.C., failles des Cévennes. F.L., faille de Lugano. Pr, flexure nord-provençale. Em, « faille » d'Emilie.  
 Br, Briançonnais. Tr, Trentin. Be, bassin de Belluno. Fr., Friuli. A-A, « ligne » Ancona-Anzio. Ins., accident insubrien (séparant Alpes orientales et méridionales) SB ; SUBBRIANÇONNAIS  
 Données principalement de Arnaud *et al.* [1978], Elmi [1983], Lemoine [1983], Castellarin [1982].

FIG. 5 — Schéma des principales directions structurales de la tectonique de rifting liasique dans les Alpes Occidentales (marge européenne) et Méridionales (marge apulo-adriatique).  
 D'après M.Lemoine (1985), modifié.



P:Piolit; M:La Martinasse; A:L'Argentiere; FH:Flysch à Helminthoides; Pe:Pelat. S:Séolanes; Mo:Morgon;B:Domaine briançonnais.

Fig 6 : Position schématique des unités structurales à matériel subbriançonnais, de part et d'autre de la Durance.



#### 4 - OBJET DE CE TRAVAIL.

La transversale alpine la mieux étudiée et pour laquelle on dispose le plus de données se situe au Nord de la vallée de la Durance, entre Gap et Briançon (fig.5).

Sur cette transversale le domaine subbriançonnais n'est représenté que par trois ensembles structuraux discontinus : les unités de la Martinasse - St Apollinaire, de Piolit et de Vallouise - l'Argentière (fig.6). Les traits majeurs de la géologie de cette région, établis par J. DEBELMAS (1955) et M. LATREILLE (1961), ont été récemment précisés du point de vue stratigraphique et paléogéographique par P.Y. CHENET en 1978.

Au Sud de la Durance, le domaine subbriançonnais apparaît plus complexe. On y reconnaît également trois ensembles structuraux majeurs (Pelat, Séolanes, Morgon) subdivisés en un grand nombre de sous-unités caractérisées par d'importantes variations de séries (fig.6). Certaines de ces variations se produisent au sein d'une même unité structurale : passage des faciès des Séolanes à ceux du Morgon au sein de l'unité du Pli du Cap - Pessiéou. Les autres coïncident étroitement avec les limites structurales d'unités contigues (Pelat - Séolanes).

La question posée au début de ce travail était d'établir un schéma cohérent des variations stratigraphiques signalées de longue date dans cette région et de tenter une insertion du domaine des séries mésozoïques du Morgon et des Séolanes dans le modèle paléogéographique actuellement admis pour ce secteur des Alpes occidentales.

Il fallait reprendre l'étude de ces séries, mais du fait de l'étendue et de la complexité du terrain, cette étude devait faire l'objet de deux thèses simultanées :

- l'une au SE de l'Ubaye (massif des Séolanes)
- l'autre au NW de l'Ubaye (massif du Morgon)

Malheureusement, le travail entrepris sur le secteur des Séolanes n'a pas pu être poursuivi, et la synthèse proposée reste incomplète.

En ce qui concerne l'étude du Morgon, la partie structurale était assez bien connue à la suite de la révision des levés de D. SCHNEEGANS récemment effectuée par C. KERCKHOVE pour la préparation des feuilles Seyne, Chorges de la carte géologique de la France à 1/50 000. Il convenait dès lors de réétudier dans le détail les coupes décrites par D. SCHNEEGANS en vue d'une réinterprétation en termes de milieux de dépôts. Du fait de la superficie importante du terrain et de l'extension stratigraphique des séries (du Trias supérieur au Paléogène), l'analyse au banc par banc n'a pu être effectuée. Toutefois, les mégaséquences évolutives ont été mises en évidence et ont permis d'effectuer des corrélations au travers des diverses unités structurales, bien que le "suivi latéral" des différentes coupes ne soit pas possible de façon systématique, en raison du relief. En effet, les coupes les plus intéressantes sont situées, pour la plupart, dans les parois rocheuses très difficilement praticables du versant dominant la vallée de l'Ubaye.

De plus, trois chemins seulement permettent de s'élever dans ce versant entrecoupé de multiples barres rocheuses. Les anciennes sentes de bergers signalées par D. SCHNEEGANS ont depuis longtemps disparu sous la végétation, ou ont été emportées par des écroulements. De ce fait, certains secteurs du massif sont devenus pratiquement inaccessibles (fond du ravin des Enfers, écaille de la Roche).

## **5 - CHOIX DU PLAN.**

La multiplicité des coupes et la grande variabilité des séries étudiées risquaient d'entraîner des redites dans leurs descriptions. Il est donc apparu nécessaire de définir tout d'abord une série-type, la plus représentative de la tranche de temps sélectionnée, du Trias supérieur au Crétacé supérieur.

Les problèmes du Paléogène ne seront pas abordés. Ils ne peuvent être envisagés à l'échelle trop restreinte du seul massif du Morgon.

Une série-type a été établie à partir de plusieurs coupes partielles; elle permet de reconnaître un enchaînement séquentiel des unités lithostratigraphiques reflétant l'évolution temporelle du bassin au cours du Jurassique et du Crétacé. Cette présentation fait l'objet du chapitre 2 .

Le chapitre 3 est consacré à l'analyse des variations latérales des mégaséquences précédemment définies et à l'interprétation des différents faciès observés, en terme de milieux de dépôts, en relation avec la structuration du bassin.

Le chapitre 4 regroupe les reconstitutions paléogéographiques proposées pour les étapes majeures du domaine étudié.

Enfin, dans la conclusion (chapitre 5), nous tenterons de replacer le domaine paléogéographique du Morgon dans la transversale durancienne des Alpes occidentales.

**CHAPITRE 2**  
**LA SERIE -TYPE**

**1 – Aperçu de l'organisation structurale de la région étudiée**

**1.1 - Le massif du Morgon**

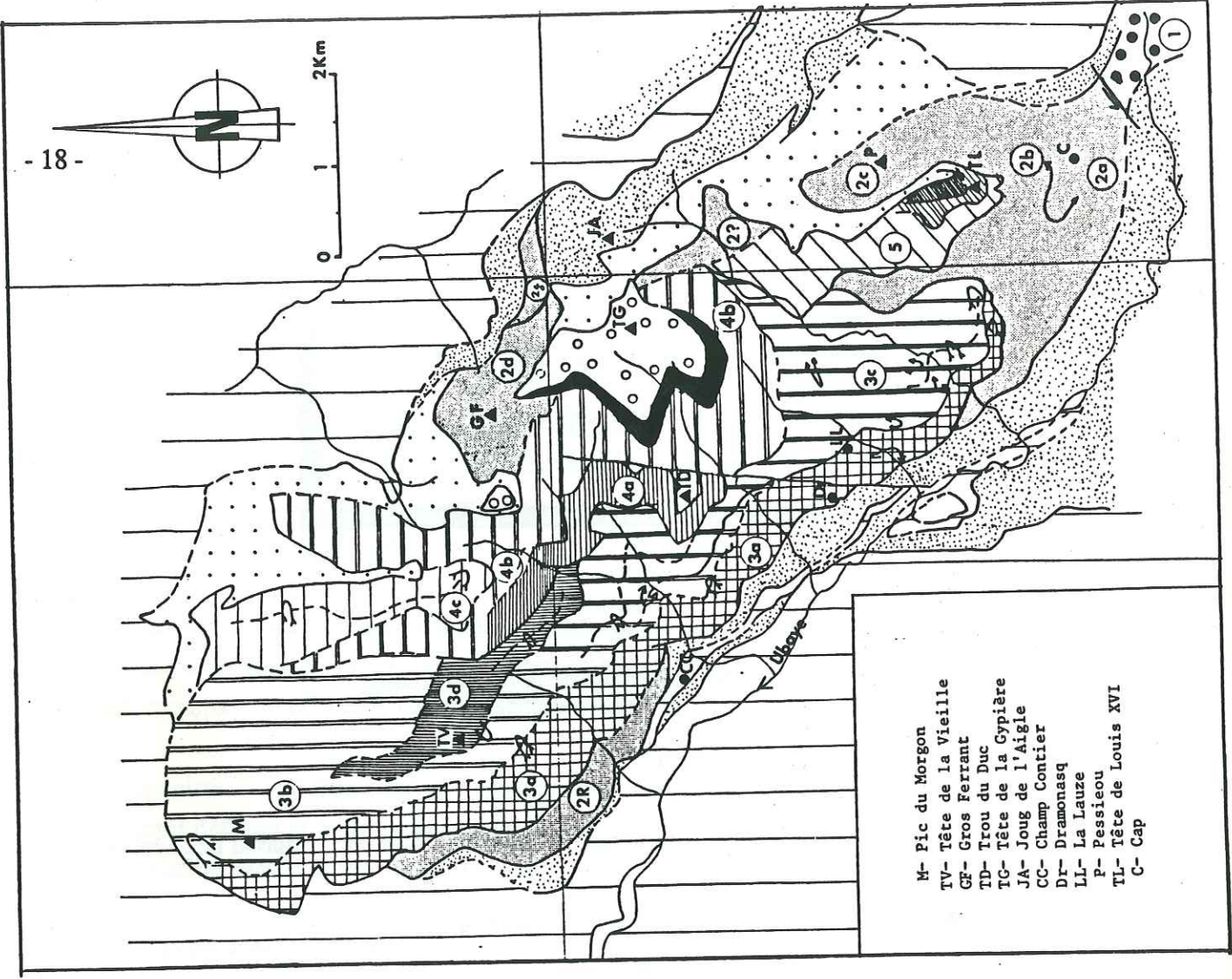
**1.2 - Le prolongement méridional du massif du Morgon : le massif des Séolanes**

**2 – La série-type : du Trias supérieur au Crétacé supérieur**

**2.1 - Introduction**

**2.2 - Brève description des unités lithostratigraphiques**

**2.3 - Mégaséquences et discontinuités majeures.**



M- Pic du Morgon  
 TV- Tête de la Vieille  
 GF- Gros Ferrant  
 TD- Trou du Duc  
 TG- Tête de la Gypsière  
 JA- Joug de l'Aigle  
 CC- Champ Contier  
 Dr- Dramonasq  
 LL- La Lauze  
 P- Pessieou  
 TL- Tête de Louis XVI  
 C- Cap

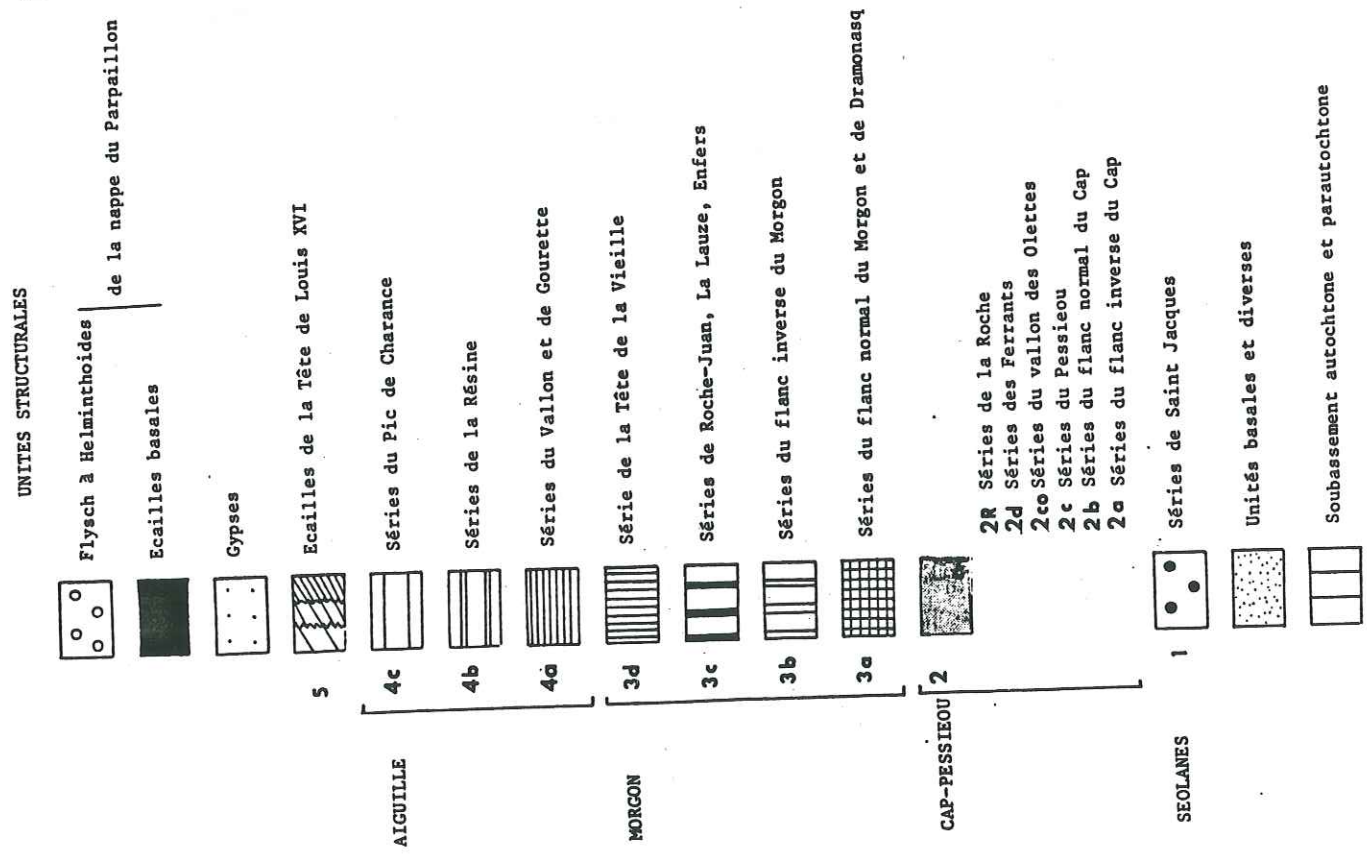


Fig. 7 : LES UNITES STRUCTURALES DU MASSIF DU MORGON

## 1 - APERCU DE L'ORGANISATION STRUCTURALE DE LA REGION ETUDIEE.

Etant donné, la complexité de la région étudiée il est nécessaire de présenter sommairement le canevas structural avant d'aborder la description de la série-type.

### 1.1 - LE MASSIF DU MORGON.

Le massif du Morgon est constitué d'un empilement de plusieurs séries subbriançonnaises qui reposent en contact anormal sur les Terres noires jurassiques de la nappe de Digne, par l'intermédiaire d'unités basales diverses. Une klippe de flysch à Helminthoïdes, relevant de la nappe du Parpaillon, coiffe cet ensemble.

Ces séries sont toutes décollées, d'un soubassement inconnu, au niveau des évaporites du Trias supérieur, et sont couronnées par un flysch paléogène complexe, probablement surtout priabonien. Entre les vallées de la Durance et de l'Ubaye, trois groupes de sous-unités superposées peuvent être distinguées (fig.7).

#### 1.1.1 - L'unité du Cap-Pessiéou (fig.8).

Cette unité est surtout développée au Sud du massif, au droit du village de Méolans, en rive droite de l'Ubaye. Elle assure le relai entre l'unité des Séolanes, au Sud, et l'ensemble du Morgon, au Nord.

D'un point de vue structural, elle se divise en deux parties :

- la partie Sud, est constituée d'un pli couché à double cœur triasique : le Pli du Cap. Le flanc inverse de ce pli est en contact par une faille de décrochement sénestre avec l'unité de Méolans - St-Jacques qui représente l'élément le plus septentrional de l'ensemble des Séolanes dans la vallée de l'Ubaye.

- La partie Nord, formant la crête du Pessiéou, est le prolongement du flanc normal de ce pli, au delà d'une large interruption d'affleurements déterminée par le vaste glissement de terrain de la Chanenche, au Sud du Château d'Ivoins.

La particularité de cette unité est de montrer, sur une assez courte distance, outre la variation de faciès du Malm supérieur carbonaté déjà signalée et découverte jadis par D. SCHNEEGANS, d'importantes modifications de l'ensemble de la série mésozoïque du Sud vers le Nord.

La série inverse du Pli du Cap se retrouve avec les mêmes faciès (Brèches de l'Oxfordien, et calcaires récifaux du Malm supérieur) dans l'unité de la Roche, écaille de série également inverse insérée à la base de l'unité du Morgon (s. stricto), sur la bordure occidentale du massif (fig. 7).

L'unité du Pessiéou réapparaît au Nord en bordure du massif, au delà d'une vaste zone de gypses, par les écailles de la crête des Ferrants et du Vallon des Olettes. Le chaînon des Ferrants présente en effet une structure monoclinale et une série jurassique semblables à celles du Pessiéou (fig.7).

### Fig 8 - CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE L'UNITE DU CAP-PESSIEOU

( Extrémité Sud du massif du Morgon )

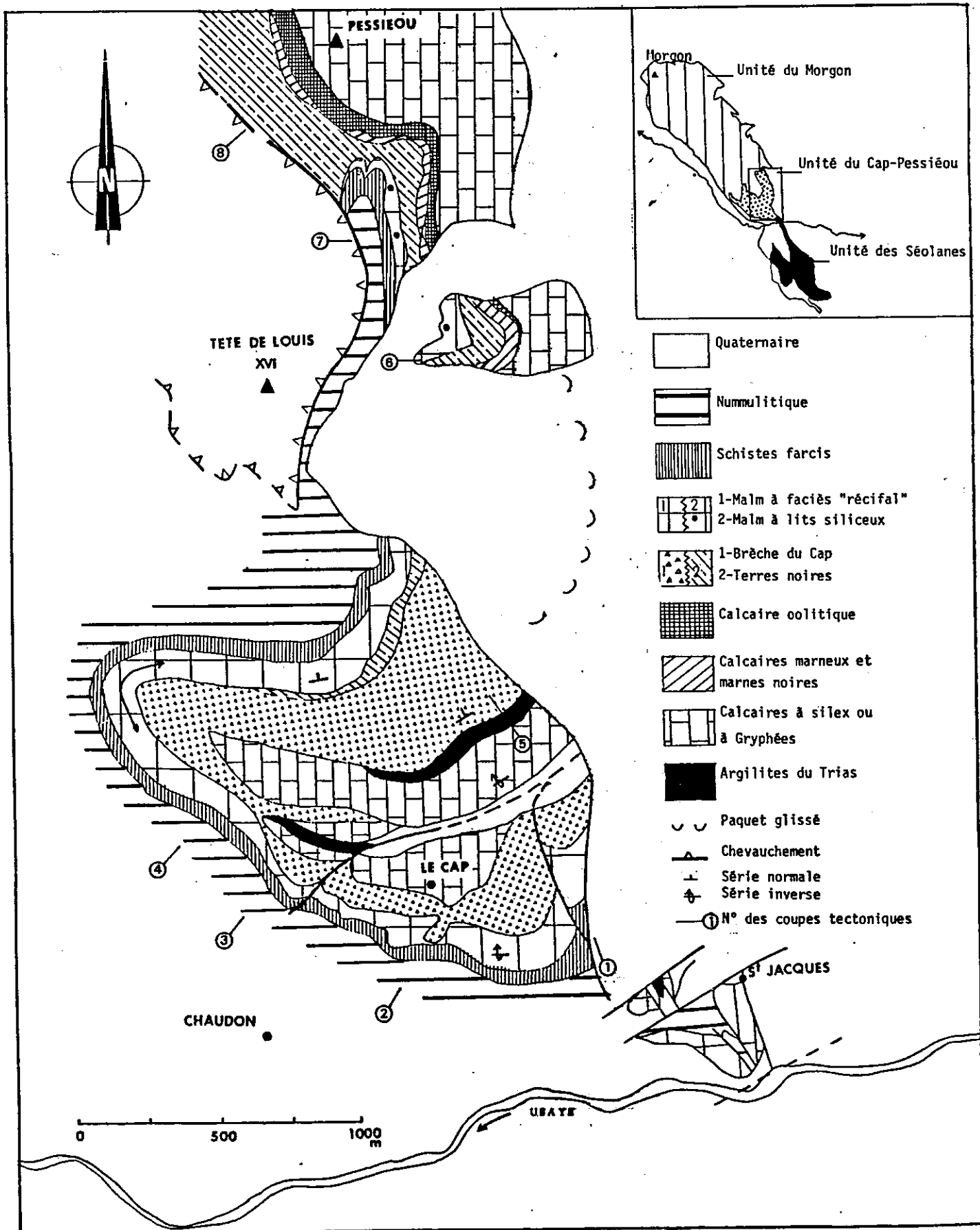


Fig. 9 - Organisation schématique du massif du Morgon et position des coupes partielles de la série type.

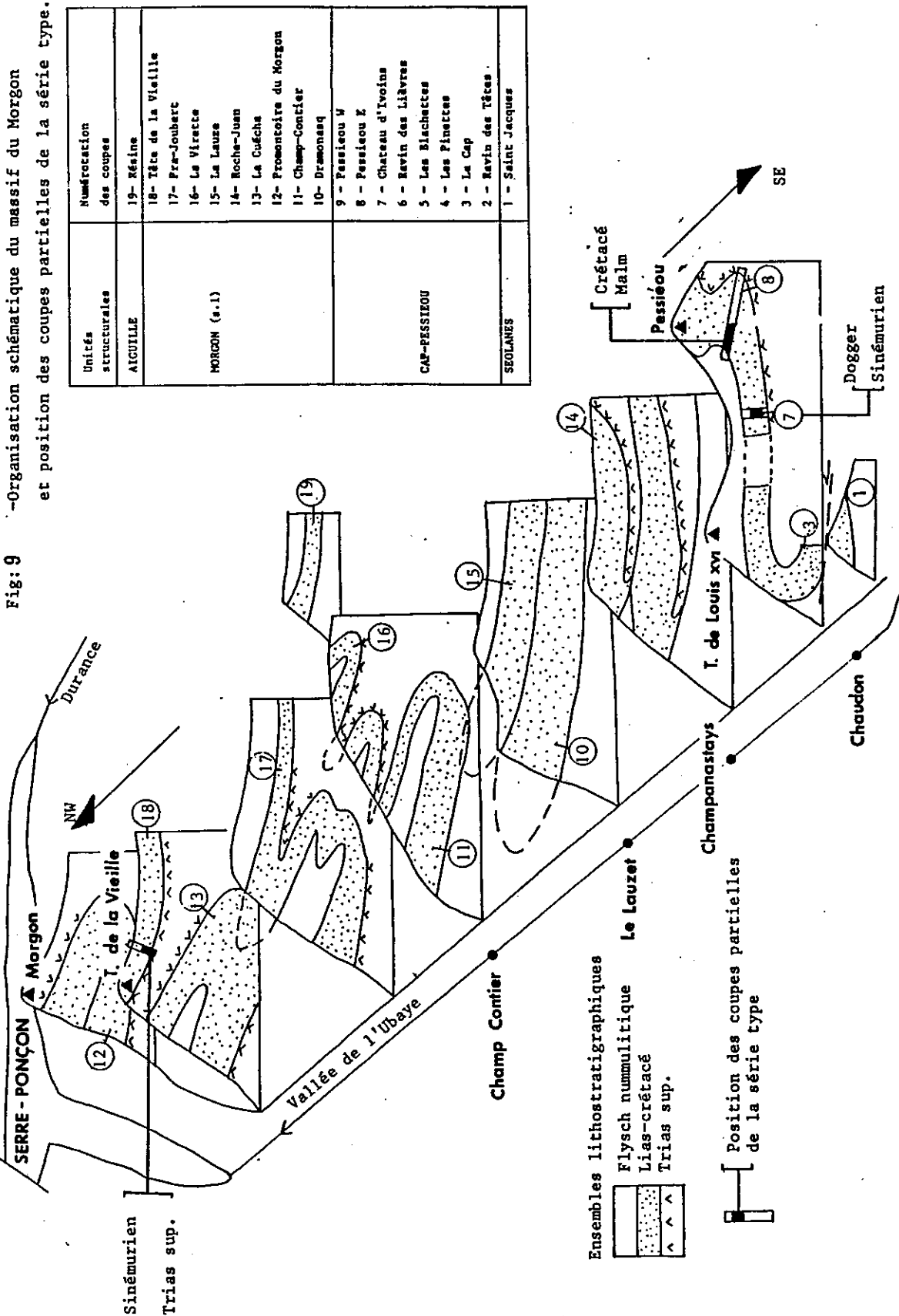


Fig. 9 : SCHEMA DE L'ORGANISATION STRUCTURALE DU MASSIF DU MORGON ET SITUATION DES COUPES PARTIELLES DE LA SERIE-TYPE

### 1.1.2 - L'Unité du Morgon (s.stricto).

C'est la plus développée dans le massif du Morgon. La structure, assez simple au Nord (fig.9), se complique considérablement vers le Sud.

Au Nord, elle se résume à un synclinal couché d'axe WNW - ESE, ce qui explique que le sommet du relief (Pic du Morgon et berceau d'alpage des Portes du Morgon) soit entièrement constitué par les formations triasiques basales, en position inverse.

Plus au Sud, cette série inverse est surmontée par la série normale de la Tête de la Vieille, qui disparaît sous des écailles plus internes, au niveau du vallon de l'Aiguille.

Au droit du hameau de Champ-Contier, le synclinal couché du Morgon se subdivise, par l'apparition d'un repli médian, en deux digitations qui évoluent vers le Sud en deux sous-unités indépendantes (fig.10) :

- un ensemble inférieur, prolongement naturel du flanc normal du Morgon : "l'écaille" de Dramonasq, selon la terminologie de D. Schneegans ;
- un ensemble supérieur regroupant les séries de La Lauze, de Roche-Juan et du Ravin des Enfers.



Fig 10 : Structure schématique de l'unité du Morgon.

Fig. 10 : SCHEMA DE L'EVOLUTION DE LA STRUCTURE DE L'UNITE DU MORGON ENTRE LE PIC DU MORGON AU N ET LE VALLON DES ENFERS AU S.



### 1.1.3 – Les unités supérieures.

Cet ensemble d'écaïlles occupe la situation la plus élevée du point de vue tectonique et sans doute la plus interne du point de vue paléogéographique. Elles se divisent en deux groupes distincts :

- au Sud, les écaïlles de la Tête de Louis XVI ; il s'agit d'un paquet de trois écaïlles tectoniques qui repose sur l'unité du Cap-Pessiéou et vient également en contact anormal avec celle du Morgon, dans le Ravin des Enfers, sans qu'il soit possible de préciser leurs rapports de superposition ;
- au Nord, les écaïlles de l'Aiguille présentent des séries lacunaires assez différentes de celles du reste du massif.

Ces caractères les rapprochent de l'unité de la Martinasse située au N de la vallée de la Durance.

### 1.2 – LE MASSIF DES SEOLANES.

Au Sud de la vallée de l'Ubaye, les ensembles structuraux du massif du Morgon sont relayés par le groupe d'écaïlles des Séolanes, sommets calcaires d'aspect déchiqueté et sauvage, probablement les plus beaux de l'Ubaye.

La particularité de ces écaïlles est de présenter des séries très incomplètes puisqu'on y constate une lacune quasi-générale du Lias, du Dogger et du Crétacé. Elles sont par contre essentiellement constituées d'une puissante formation (100 à 400m) de carbonates de plate-forme du Malm supérieur, surmontant directement d'abondantes masses de gypses triasiques et généralement coiffées en discordance par les grès lutétiens.

Ce type de série lacunaire se retrouve dans un certain nombre d'écaïlles basales de la nappe du Parpaillon sur tout le pourtour S.E de la fenêtre de Barcelonnette (klippes du massif de Restefond, groupe Méa-Lan au Sud de Barcelonnette).

Dans le secteur étudié, l'unité de St-Jacques, qui affleure au fond de la vallée de l'Ubaye, au droit de Méolans, représente l'ultime témoin, vers le Nord, du groupe des Séolanes. Le contact anormal avec le Pli du Cap voisin, correspond à une paléofaille antélutétienne qui a rejoué en décrochement senestre lors de la mise en place des nappes de l'Ubaye.

(Pour la localisation des écaïlles des Séolanes, consulter la carte géologique Barcelonnette à 1/50 000).

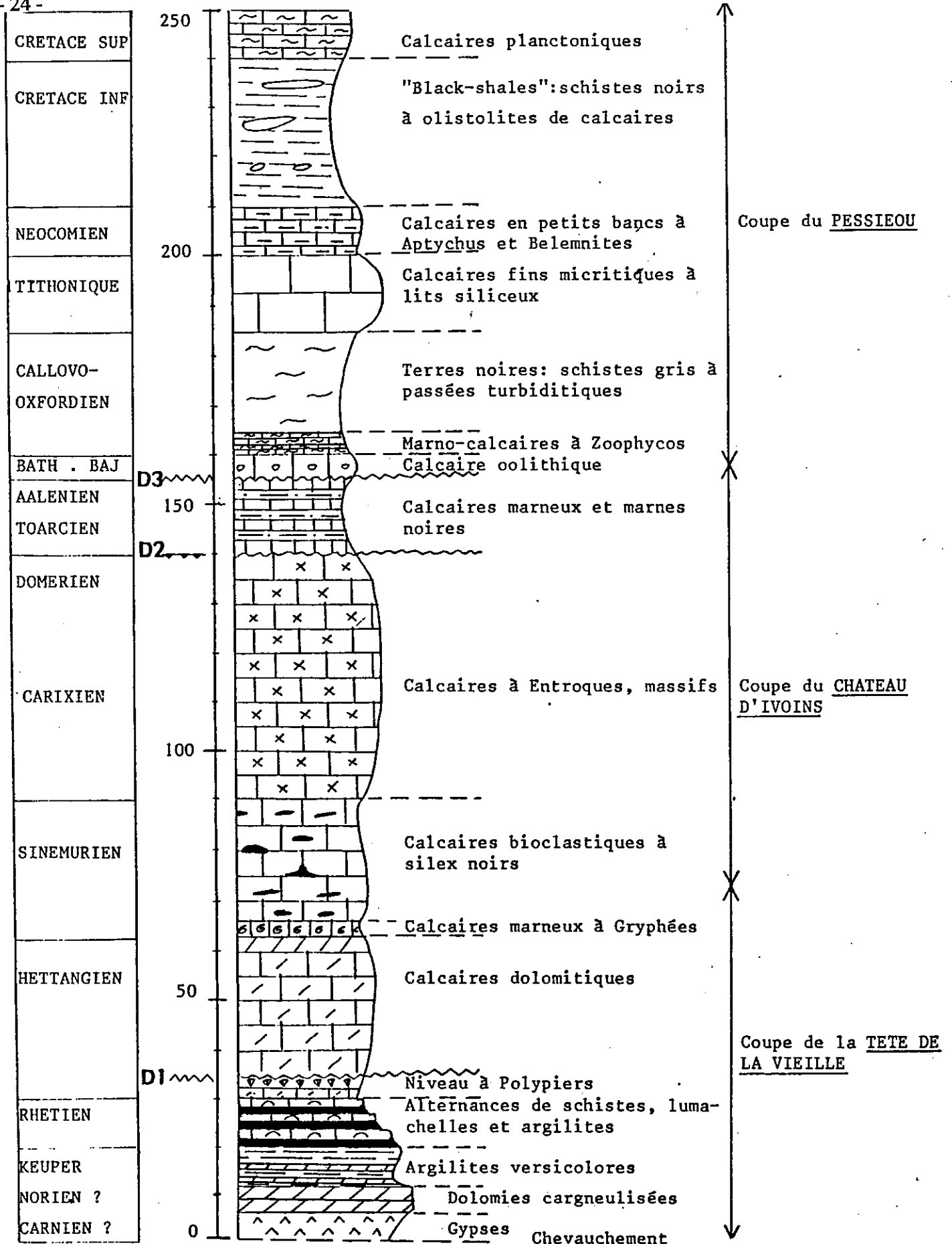


Fig. 11 : SERIE-TYPE

## 2 - LA SERIE-TYPE : DU TRIAS SUPERIEUR AU CRETACE SUPERIEUR.

### 2.1 - INTRODUCTION.

Dès le début de nos explorations sur le terrain, il est apparu que nulle part dans le massif du Morgon n'existaient de coupes naturelles complètes et représentatives de l'ensemble de la série.

Pour présenter la série-type, il est en effet nécessaire de superposer trois coupes partielles relevées dans les secteurs les plus favorables pour leurs conditions d'accès et d'affleurements. Ce sont : (fig. 11)

- Du Trias supérieur à la base du Sinémurien = coupe de la Tête de la Vieille.
- Du Sinémurien au Dogger = coupe du Château d'Ivoins
- Du Malm au Crétacé = coupe du Pessiéou (localisation des coupes fig.9).

### 2.2 - BREVE DESCRIPTION DES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES.

#### 2.2.1 - Le Trias supérieur. \*

La seule coupe du massif où le Trias affleure de manière satisfaisante est la coupe de la Tête de la Vieille. C'est une des seules où les gypses triasiques sont apparemment restés en relation stratigraphique avec le reste de la série qui est, de plus, en position normale. Cette coupe est située dans l'unité du Morgon (fig. 12).

De bas en haut, on y observe :

- un ensemble de gypses blancs, troué d'entonnoirs de dissolution, qui occupe une grande partie des alpages des Portes du Morgon.
- A leur sommet, ces gypses cèdent la place à un membre de dolomies beiges très cargneulisées où subsistent localement les restes d'un litage à l'échelle métrique.
- Ces dolomies sont surmontées à leur tour, avec un passage rapide par alternances en quelques mètres, par un horizon d'argilites versicolores (vertes, violacées ou jaunâtres) qui représentent un niveau-repère fondamental dans l'ensemble du massif.
- Au dessus de ces argilites bigarées apparaissent progressivement des alternances décimétriques de pélites noires, de dolomies beiges et de calcaires lumachelliques à *Avicula contorta*. Au sommet de la formation ces bancs deviennent plus épais et prépondérants. A leur surface, on observe des polygones de dessiccation, attestant d'une émergence périodique, et des traces de croûtes minéralisées.

---

\* Pour raisons de commodité, et afin d'éviter la multiplicité des noms locaux, on emploiera les termes Trias, Lias... pour désigner les différentes tranches de séries qui leur correspondent.

Dans cet ensemble les trois premiers membres sont totalement azoïques et leur position stratigraphique ne peut-être envisagée que par comparaison avec les séries mieux datées des zones briançonnaises et prépiémontaises plus à l'Est. En fonction de ces données (A.BAUD et J.MEGARD-GALLI, 1975), on peut considérer que cette première séquence recouvre une partie du Carnien et le Norien (= Keuper). Quant à l'horizon lumachellique il est traditionnellement attribué au Rhétien par la présence d'*Avicula contorta*.

### 2.2.2 – Le Lias.

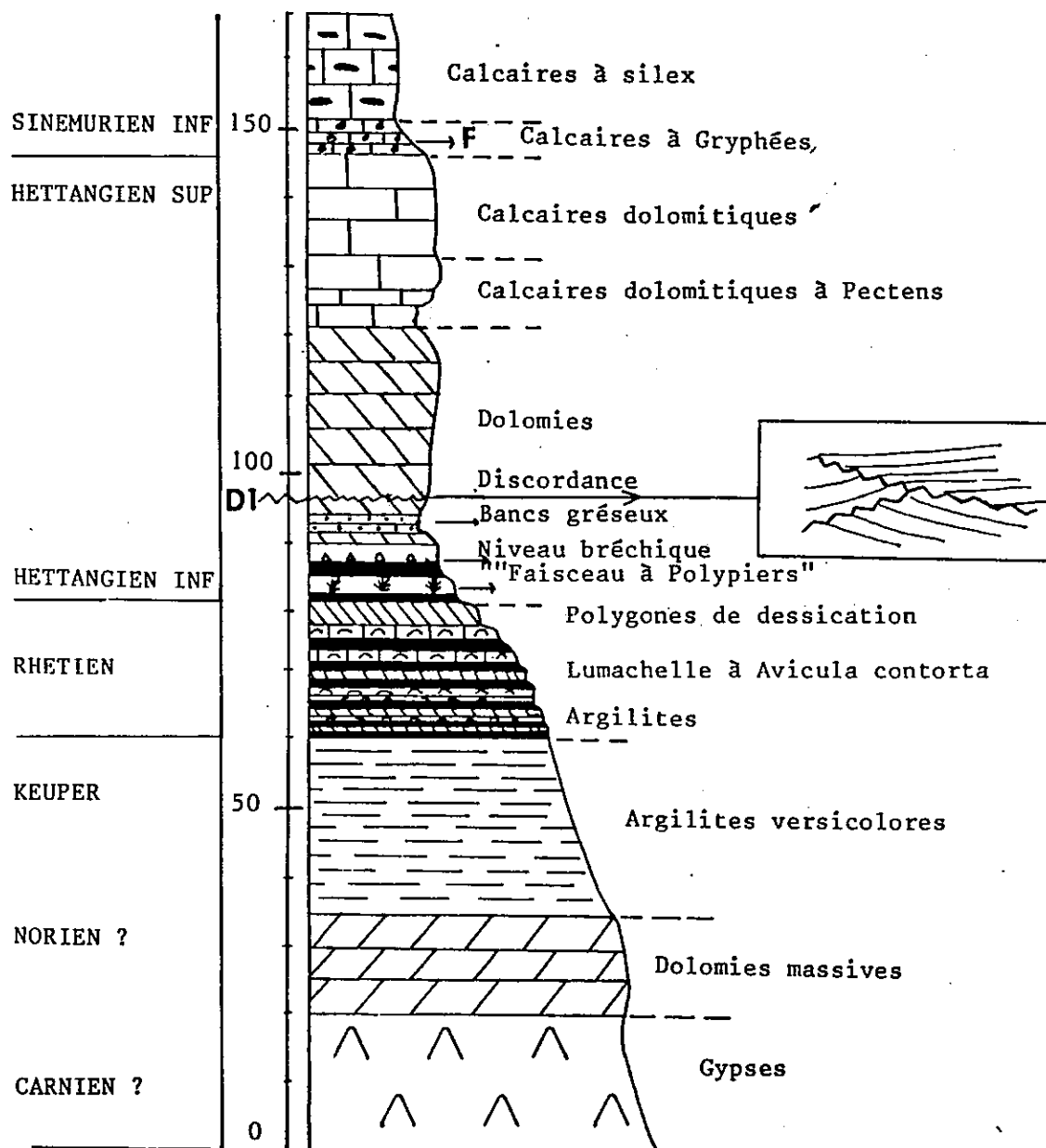
Le Lias est représenté par une séquence carbonatée de plus de 200m d'épaisseur, déterminant plusieurs barres rocheuses dans les versants, surmontée par un horizon calcaréomarneux d'épaisseur variable, plus tendre, et affleurant dans des balcons herbus. La séquence carbonatée peut être subdivisée en trois ensembles distincts.

#### A – L'ensemble des calcaires dolomitiques (environ 60m).

- La base de cet ensemble est soulignée par un premier blanc de plusieurs décimètres d'épaisseur, à Polypiers coloniaux organisés en buisson et en position de vie.
- Au dessus, se situe un niveau de brèches à éléments dolomitiques centimétriques, surmonté par deux bancs décimétriques gréseux roussâtres à base érosive.
- Le membre suivant, d'aspect massif et d'environ 25m d'épaisseur, est formé de dolomies en bancs jointifs. Une discordance angulaire de 20° environ en marque la base. Le sommet de cet ensemble est représenté par une unité encore plus compacte de calcaires dolomitiques, formant falaise. Les premiers bancs de ce dernier membre sont habituellement très riches en grosses coquilles de *Pectens*. Cet horizon-repère avait été désigné par D.SCHNEEGANS sous le nom de "Calcaires flammés", en raison de la structure lenticulaire et réticulée des passées dolomitiques qui s'y trouvent. Cette hétérogénéité résulte d'une bioturbation intense, développée par la population de lamellibranches.

La faune à Polypiers et à *Pectens* qui apparaît dans cette séquence indique des conditions de sédimentation en milieu marin plus ouvert que précédemment. L'épisode à détritisme siliceux associé au niveau bréchique et à la discordance angulaire angulaire témoigne de la première instabilité dans le bassin.

En l'absence de toute macrofaune ou microfaune significative, la position stratigraphique de cet ensemble reste imprécise. Surmonté en continuité par un niveau à Ammonites du Sinémurien inférieur, il représente certainement l'Hettangien.



Localisation: Cette coupe est située dans l'unité du morgon. Elle est d'un accès facile, à l'extrémité Sud du cirque du Morgon.

Intérêt: C'est une des rares coupes où la base de la série est bien visible, du Trias supérieur au Lias inférieur.

Fig. 12 : COUPE DE LA TETE DE LA VIEILLE

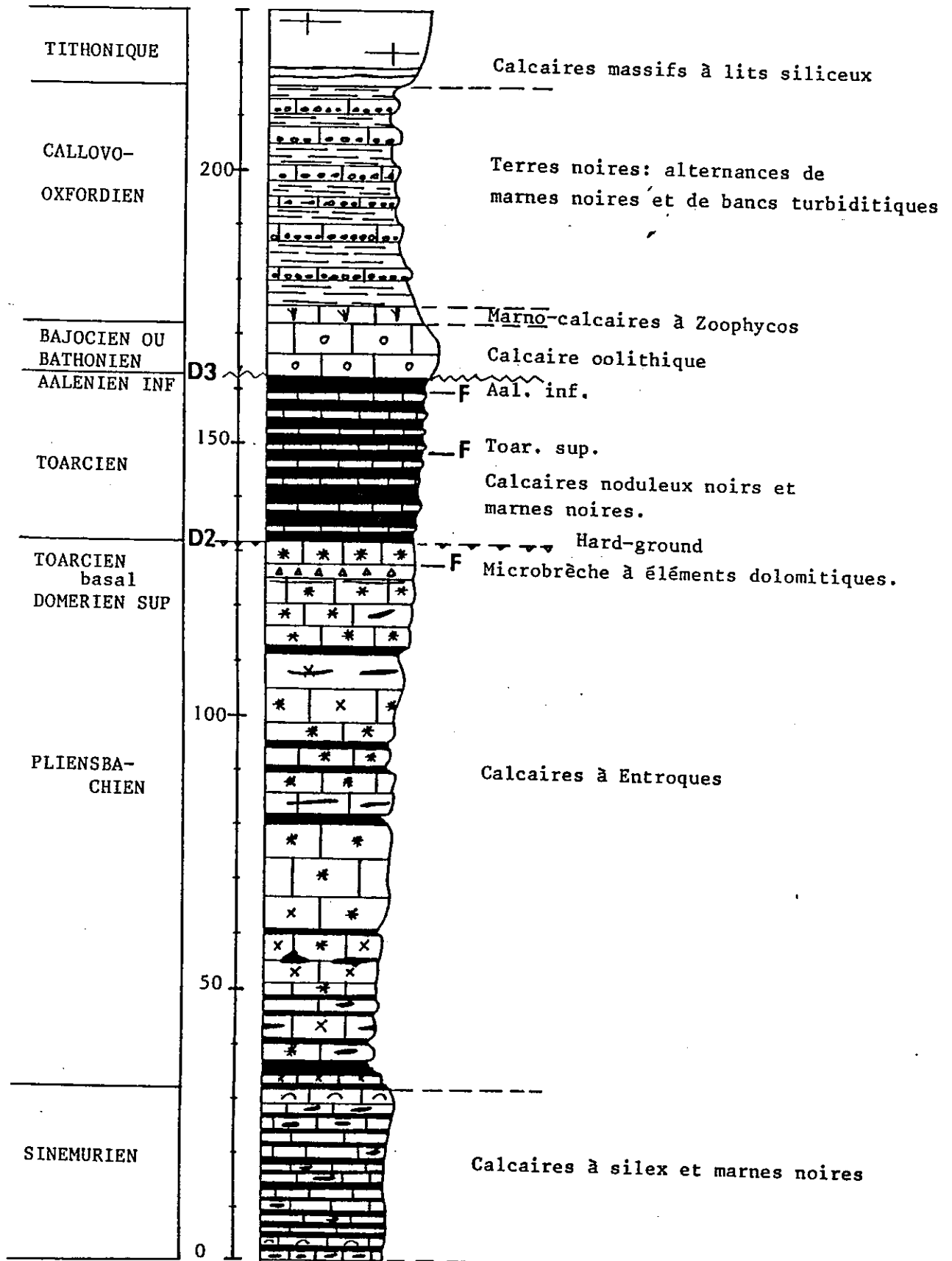


Fig. 13 : COUPE DU CHATEAU D'IVOINS

B – L'ensemble des calcaires bioclastiques à silex (≈ 35m).

Il débute par des alternances décimétriques de bancs de calcaires argileux et de marnes noires formant une série de petits balcons au milieu des falaises. Les bancs calcaires de ce faisceau sont habituellement riches en *Gryphea-arcuata*.

Au dessus, les bancs deviennent rapidement plus massifs (jusqu'à 1 mètre d'épaisseur) ; ce sont des calcaires bioclastiques à patine gris-foncé, truffés de silex noirs à patine rouille en lits continus ou en amas extrêmement diverticulés. On y observe encore quelques Gryphées et d'assez nombreux *Pectens*.

En lame mince, ces calcaires apparaissent comme une micrite à spicules de Spongiaires et à Radiolaires, avec des intercalations centimétriques très riches en bioclastes en voie de dissolution.

Vers le haut de la série, le pourcentage de spicules diminue, les bioclastes sont moins altérés et comportent de plus en plus d'Entroques.

Ces intercalations bioclastiques peuvent être interprétées comme des coulées de resédimentation dans les sédiments fins autochtones du bassin.

Cet ensemble a pu être daté avec précision par une ammonite entière et trouvée en place en position verticale dans l'un des bancs (horizon F, fig 12). Il s'agit de *Pararnioceras meridionale* Reynes du sommet de la zone à Bucklandi ou de la base de la zone à Semicostatum, indiquant donc le Sinémurien inférieur (détermination R.MOUTERDE).

Les formations suivantes sont décrites maintenant à partir des coupes du Château d'Ivoins et du Pessiéou dans la partie Sud du massif (fig.13 et 14). Ces deux coupes permettent aussi d'observer, à leur partie basale, les termes qui viennent d'être décrits, mais dans de mauvaises conditions d'accès et d'observation (talus d'éboulis et failles).

C – L'ensemble des calcaires à Entroques (environ 100m).

Cet ensemble à patine claire est formé de calcaires bioclastiques à Entroques et à silex, ces derniers le plus souvent en amas contournés. Les bancs, d'épaisseur métrique irrégulière, sont jointifs : le litage y est peu apparent.

En montant dans la série, le pourcentage d'Entroques et leur dimension augmentent progressivement. Les derniers bancs de la formation sont ainsi presque entièrement constitués d'articles de crinoïdes de dimension voisine du centimètre. L'un des derniers bancs est un niveau-repère constitué par une mince couche de microbrèche à éléments dolomitiques dans laquelle s'intercalent des silex blancs en rubans. Son toit est marqué par un hard-ground ferrugineux qui indique une nouvelle discontinuité dans la série.

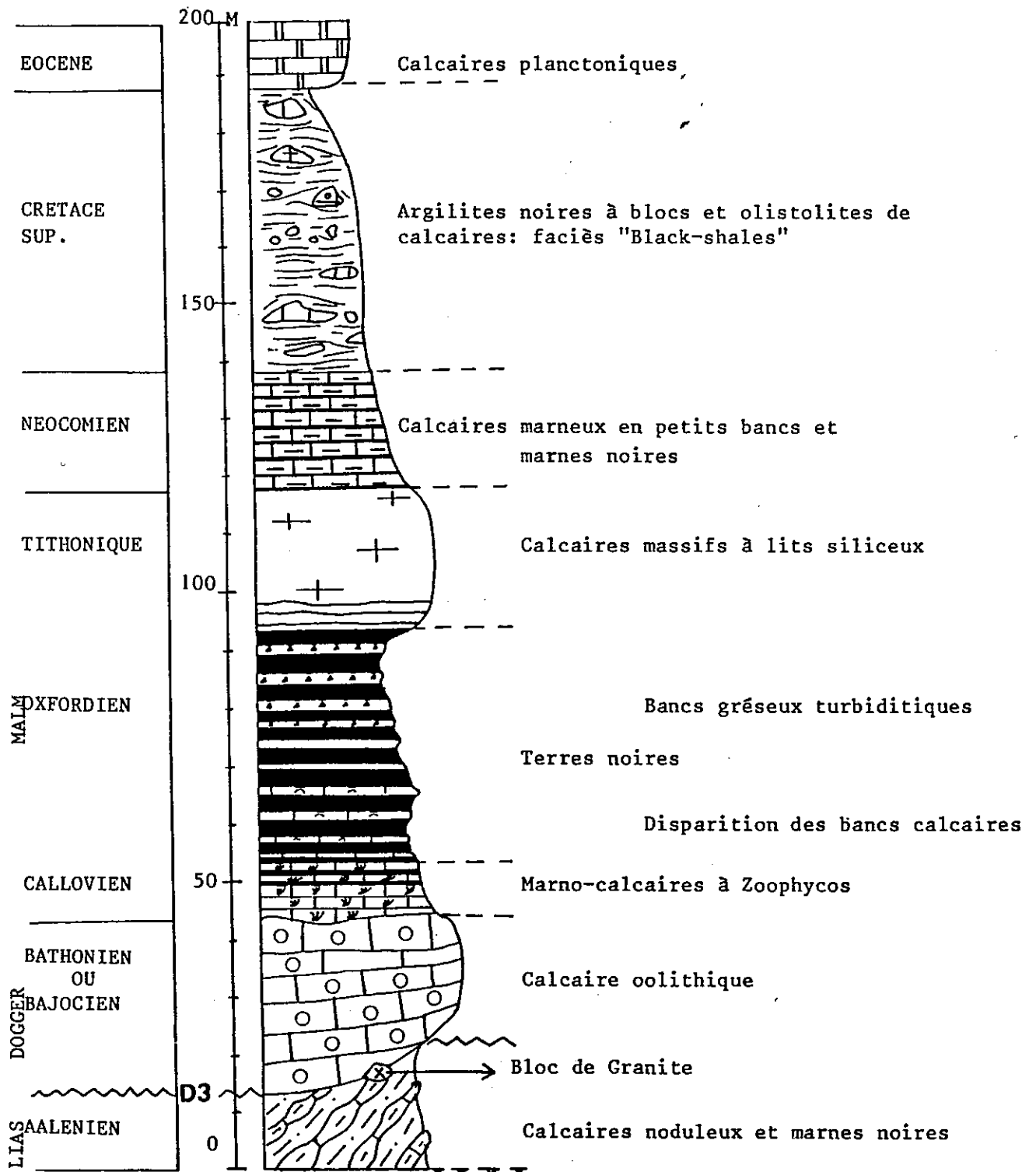


Fig. 14 : COUPE DU PESSIEOU EST



Le microfaciès dominant de cet ensemble est une microbiosparite à articles d'Encrines et de Pentacrines, le plus souvent très recristallisée.

La nature du matériel, l'accroissement vertical du calibre des bioclastes et l'irrégularité de la stratification attestent d'une sédimentation détritique d'énergie croissante de bas en haut.

P.MAURY a récolté une Ammonite (*Aspidoceras sp.*) au sommet du niveau bréchique, ce qui permet d'attribuer un âge Domérien supérieur - Toarcien basal au sommet de cet ensemble.

D - L'ensemble marneux terminal du Lias (≈ 30m).

Il s'agit d'alternances décimétriques régulières de marnes noires et de calcaires argileux à patine roussâtre. Dans la partie supérieure de la formation ces bancs se débitent en miches.

Cet ensemble est le seul à contenir de nombreuses Ammonites, malheureusement souvent en très mauvais état. Les Ammonites récoltées par D.SCHNEEGANS et conservées dans les collections de l'Institut de Géologie de Grenoble ont été réexaminées par R. MOUTERDE. Le tiers supérieur de cet ensemble, peut ainsi être daté de l'intervalle Toarcien moyen à Aalénien inférieur par *Hildoceras bifrons* et *Tmetoceras sp.* Les rares exemplaires d'Ammonites que nous avons trouvés dans cette formation, ailleurs dans le massif, confirment cette attribution stratigraphique.

En résumé, la série liasique montre une évolution mégaséquentielle évidente depuis des faciès de carbonates de plate-forme de basse énergie, jusqu'à des faciès de resédimentation de plus haute énergie correspondant au sommet de l'ensemble carbonaté (calcaires à Entroques).

Le hard ground qui interrompt la série correspond à une lacune de sédimentation induite par une soudaine mobilité du bassin. Lorsque l'on suit latéralement cette surface encroutée d'oxydes de fer, on constate qu'elle suit localement des petites failles normales n'affectant pas l'ensemble marneux sommital ( fig. 18 c).

Ces faits indiquent que le bassin subit des mouvements en distension dès la fin du Lias moyen. L'ensemble marneux terminall correspond à une sédimentation tranquille plus confinée succédant à un brusque approfondissement de certains secteurs du bassin.

### 2.2.3 – Le "Dogger".

Le "Dogger" correspond à un ensemble calcaire formé d'une ou de deux barres massives, pouvant atteindre une centaine de mètres d'épaisseur, surmonté par l'unité des calcaires argileux à *Zoophycos*.

#### A – L'ensemble calcaire.

Dans la coupe du Pessiéou Est (fig.14), il se limite à une barre compacte, lenticulaire (de 0 à 30m d'épaisseur) de calcaire gris, oolithique, sans litage interne.

Son microfaciès est une oobiopelsparite à structure grainstone où la taille des grains, en voie de micritisation, varie de 0,1mm à plusieurs mm.

Selon les endroits, la base de cette formation se présente :

- en concordance apparente sur les marnes sous-jacentes (coupe du château d'Ivoins).
- avec une discordance angulaire, d'environ 30° (coupe du Pessiéou Est). Dans cette coupe un bloc subanguleux de granite de 20cm de diamètre a été découvert dans le contact discordant (fig 18 d).

La présence de ce bloc de granite est énigmatique, car les sédiments encaissants sont dépourvus de tout détritisme terrigène. Il peut s'agir d'un bloc porté par un radeau d'algues flottantes, comme on l'a signalé à plusieurs reprises dans les mers actuelles.

L'âge de cette unité est difficile à préciser, en raison de son faciès resédimenté en masse à partir d'un matériel formé en milieu circalittoral, et dépourvu de faune à valeur chronostratigraphique. P.MAURY a découvert dans la partie sommitale une Ammonite se rapportant au genre *Prohecticoceras* qui indiquerait un âge à la limite Bajocien inférieur - Bajocien supérieur pour le toit de la barre.

En fait, la coupe du Pessiéou Est, n'est pas très représentative en ce qui concerne le Dogger : on verra que plus au Nord dans le massif du Morgon les faciès oolithiques s'intercalent dans un ensemble plus diversifié et plus épais.

Par contre la discordance (D3) qui en marque la base est fondamentale dans l'histoire de la série. On la retrouve en effet presque partout dans le massif du Morgon, et il est surprenant que ceci n'ait pas été signalé par nos prédécesseurs.

B – L'unité des calcaires argileux à Zoophycos (≈ 10m).

Il s'agit d'un horizon très constant, peu épais, facile à identifier par les nombreuses empreintes en "coup de balai" que l'on y observe. Il repose sur l'ensemble calcaire précédent par une surface plus ou moins ravinante, tendant localement à évoquer un hard ground.

Ce sont des calcaires argileux à patine gris-clair, finement gréseux, bien lités, avec des joints marneux s'épaississant vers le haut de la série, de sorte qu'il n'y a pas de limite nette avec la formation des Terres noires sus-jacente.

Dans la coupe du Pessiéou Est, cet horizon, classiquement rapporté au Callovien, n'a fourni aucune donnée paléontologique. Ailleurs dans le massif (par exemple dans la coupe du flanc normal du Morgon), il a livré de rares Ammonites, en très mauvais état de conservation, se rapportant au groupe des *Perisphinctes* et sans signification stratigraphique précise.

En résumé, la série attribuable à l'intervalle Bajocien - Callovien, est probablement incomplète dans la coupe du Pessiéou Est. Cependant, elle correspond à une séquence d'approfondissement superposant des faciès de bassin à Ammonites à des faciès de plate-forme, ici probablement en partie resédimentés.

2.2.4 – Le "Malm" (≈ 50m).

Le Malm est représenté par la succession classique des Terres noires surmontées par la barre des calcaires tithoniques.

A – Les Terres noires.

Il s'agit de marnes noires où s'intercalent d'une manière irrégulière des bancs métriques, d'abord calcaires, et vers le haut de la série, de plus en plus microbréchiques ou gréseux et silicifiés.

Les bancs gréseux sont plus ou moins bien granoclassés et présentent des semelles érosives : il s'agit d'une série de turbidites (Fig. 15). Les figures de bases de bancs sont essentiellement des groove-casts. Après restitution structurale, elles indiquent une direction moyenne N.S pour les courants de dépôts dont le sens n'a pas pu être précisé.

La formation des Terres noires n'a fourni aucune donnée paléontologique. Elle peut néanmoins être attribuée par encadrement à l'intervalle Callovien - Kimméridgien.

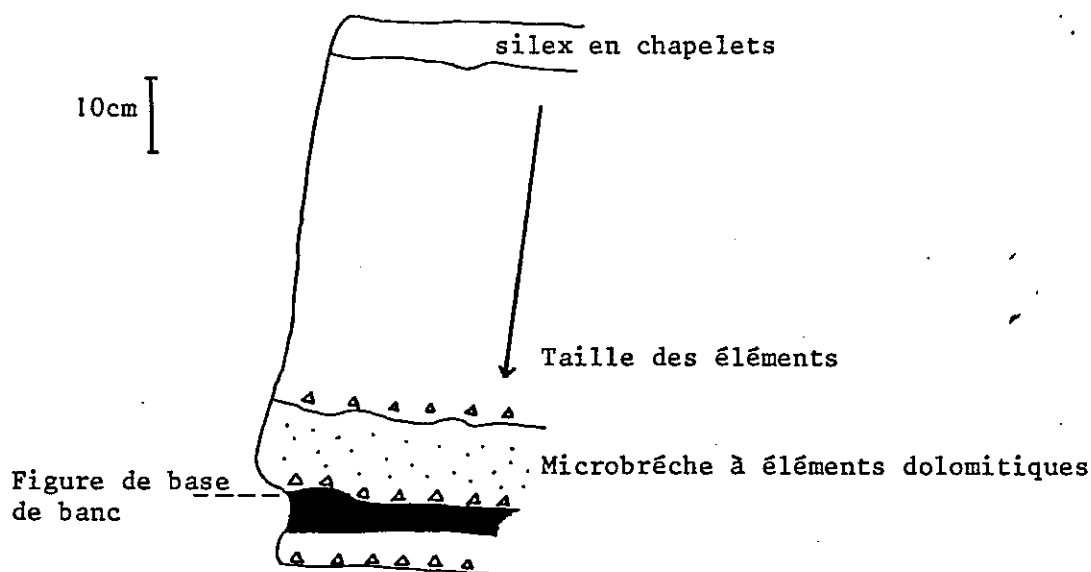


Fig: 15 - Séquence métrique turbiditique dans les Terres noires, au dessus de Dramonasq.

### B - La barre tithonique.

Dans la coupe du Pessiéou, les premiers mètres de la barre montrent des bancs métriques de calcaires fins extrêmement chargés en silex formant des lits continus de plusieurs mètres de longueur sur 5 à 10cm d'épaisseur. Le reste de la barre est constitué d'un calcaire gris-clair sans stratification apparente.

Le microfaciès de cet ensemble est assez homogène. Il s'agit d'une micrite fine à Calpionelles et Radiolaires.

Dans cette unité calcaire, la macrofaune est totalement absente à l'exception d'*Aptychus* assez fréquents. La microfaune est abondante, avec en particulier *Calpionella alpina* du Tithonique. Les bancs sommitaux de la barre contiennent *Tintinospella carpathica* qui peut monter jusque dans le Berriasien supérieur (détermination Mme M.CARON).

En résumé, Les faciès du Malm correspondent donc à des dépôts de bassin déjà profond :

- Turbidites à matériel mixte (calcaire et terrigène) des Terres noires, correspondant à des sédiments redéposés au bas d'une pente dans un milieu plus calme et confiné.
- Absence d'Ammonites, dans les carbonates, malgré l'abondance des *Aptychus* dans la barre tithonique, attestant d'une profondeur sous l'A.C.D (Aragonite compensation depth).

### 2.2.5 – Le Crétacé.

Le Crétacé est formé de trois ensembles distincts :

- l'ensemble des calcaires fins du Néocomien qui forme une unité homogène, parfois difficile à séparer de la barre tithonique sous-jacente
- une unité argileuse sombre (Black shales) formant un balcon dans les parois rocheuses
- l'ensemble des calcaires planctoniques qui constitue la dernière barre calcaire de la série.

#### A – Les calcaires fins du Néocomien (quelques dizaines de mètres).

Il s'agit de bancs décimétriques de calcaires à silex, légèrement détritiques, à cassure gris-bleu et à joints marneux s'épaississant progressivement vers le haut de la série. La base de cet ensemble est localement constituée d'un conglomérat à *Belemnites* orientées et à *Aptychus*. Les bancs calcaires sont compacts et montrent fréquemment des structures de glissement synsédimentaire.

Le microfaciès le plus représentatif de cet ensemble est une biomicrite à pellets, Radiolaires et foraminifères planctoniques. La microfaune, abondante, est formée d'*Hedbergelles* dissoutes, de Calpionelles et de Radiolaires (détermination Mme M.CAROM). Elle permet de fixer un intervalle d'âge recouvrant le Néocomien, c'est-à-dire Berriasien supérieur ? pour la base de cet ensemble et Hauterivien - Barrémien ? pour son sommet.

#### B – Les argilites noires à blocs et olistolites (faciès "Black - Shales " ou Schistes farcis, jusqu'à 50m d'épaisseur).

C'est un ensemble compact, sans stratification visible, constitué de pélites noires totalement dépourvues de carbonate de calcium. Elles contiennent des blocs et des lentilles de calcaires variés remaniés à partir des horizons sous-jacents de la série : du Lias au Crétacé inférieur. Il s'agit donc d'olistolites, ici peu abondants, contrairement à d'autres secteurs du massif du Morgon dont il sera question plus loin.

La microfaune (Radiolaires, *Hedbergelles*, *Schakoina*) permet de les situer dans un intervalle compris entre l' Aptien (?) - Albien inférieur et le Turonien (?) (détermination Mme M.CARON).

Dans la coupe du Pessiéou Est, cette unité argileuse ne présente pas son développement le plus spectaculaire, aussi nous reviendrons en détail dans le chapitre suivant, sur sa description et son interprétation.

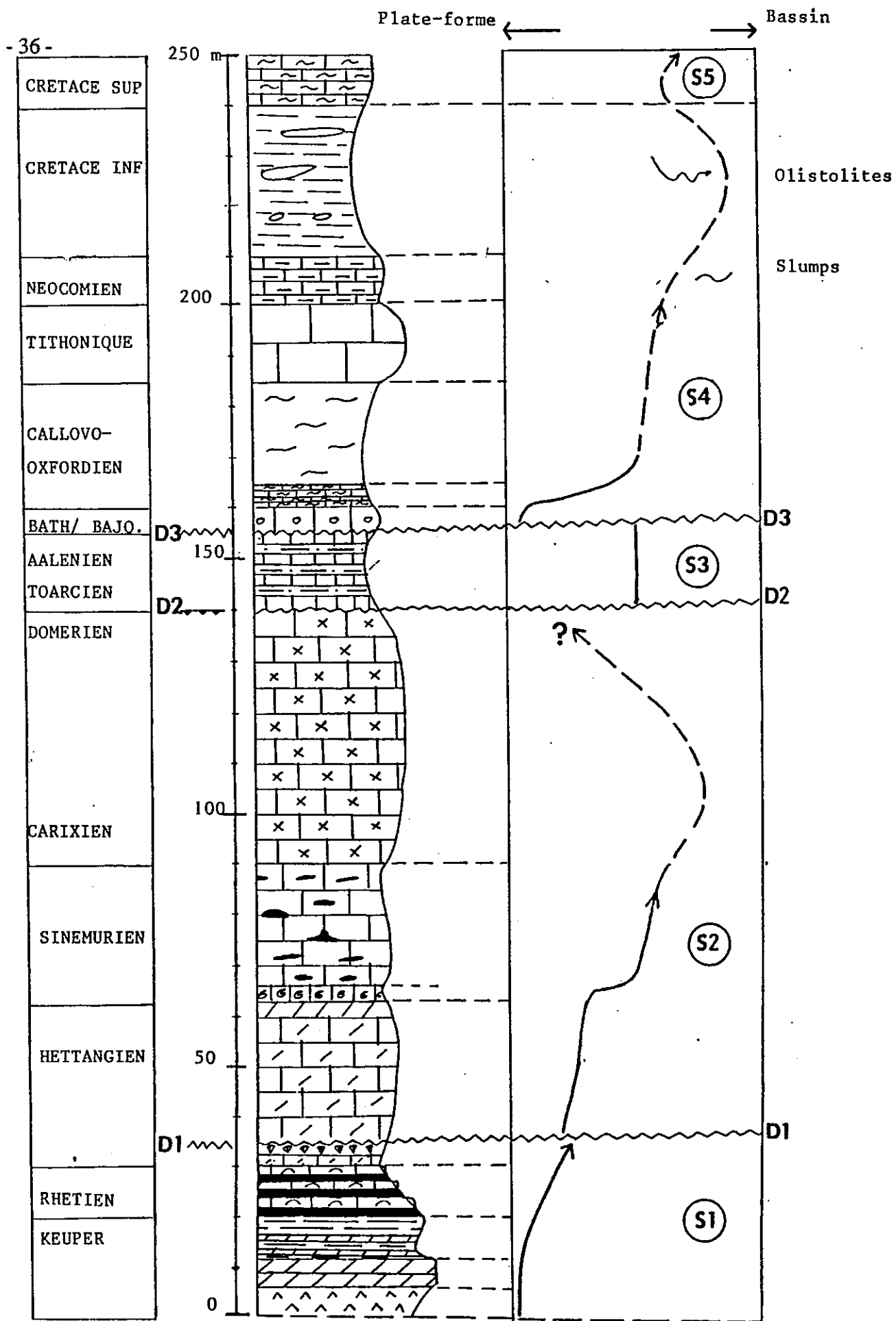


Fig. 16 : MEGASEQUENCES ET DISCONTINUITES MAJEURES DE LA SERIE-TYPE

### C – Les calcaires planctoniques.

Ce sont des calcaires gris se débitant en plaquettes, ponctués de foraminifères abondants, visibles à l'oeil nu, mais généralement souvent très mal conservés. Des *Globotruncana* bicarénées permettent seulement de proposer un âge Sénonien s.l pour cet ensemble (détermination Mme M.CARON).

Au Crétacé, l'ambiance de bassin profond existant au Malm se confirme donc. Les faciès indiquent toujours une sédimentation en milieu calme, mais des indices évidents de pentes nouvellement créées apparaissent: slumps du Néocomien, olistolites des argilites noires.

### 2.3 – MEGASEQUENCES ET DISCONTINUITES (fig. 16).

La série-type qui vient d'être décrite se divise donc en cinq mégaséquences sédimentaires séparées par quatre discontinuités :

- **Séquence 1 (S1).** Elle se situe au Trias supérieur et apparaît comme une séquence subémersive où de brèves incursions marines sont enregistrées dans les sédiments. Elle correspond à la période pré-rift de la future marge Nord-Téthysienne.

- **Discontinuité 1 (D1)** à l' Hettangien inférieur. Elle marque les premiers mouvements distensifs de la marge accompagnés de la création de panneaux légèrement basculés dans un système naissant de horsts et de grabens. C'est le début de la période de rifting.

- **Séquence 2 (S2).** Elle englobe toute la série liasique. Après un enfoncement progressif du bassin souligné par l'apparition des premiers sédiments de milieu marin ouvert (calcaires bioclastiques à Ammonites, silex noirs et spicules de Spongiaires), celui-ci paraît se combler progressivement, si l'on admet, à la suite des travaux de M. ROUX (1979), que les faciès d'encrinites grossières, comme celles du sommet de la série, représentent des dépôts de moindre profondeur que les calcaires bioclastiques sous-jacents.

- **Discontinuité 2 (D2).** Elle est difficile à interpréter. Dans l'hypothèse précédente, elle pourrait correspondre à une surface relativement haute, balayée par des courants et introduisant une lacune de sédimentation.

- **Séquence 3 (S3).** La mince unité marneuse du Toarcien - Aalénien mérite d'être considérée comme une séquence, du fait de son encadrement par deux discontinuités importantes. Le brusque retour d'une sédimentation de bassin indique un approfondissement, au moins local.

En fait, les séquences 2 et 3 prises globalement correspondent à la période de rifting de la marge, attestée par des variations rapides d'épaisseur qui seront décrites dans le chapitre suivant.

- **Discontinuité 3 (D3).** C'est la discontinuité majeure de la série car elle correspond à une discordance angulaire générale cachetant de nombreuses petites structures de compartiments basculés encadrés par des failles normales. Elle sépare ainsi les sédiments syn-rift des sédiments post-rift. Dans le massif du Morgon, elle intervient à la limite Aalénien supérieur - Bajocien inférieur.

- **Séquence 4 (S4).** Elle correspond à la période d'approfondissement généralisé de la marge, qualifiée de "post-rift"

Cet approfondissement s'opère en deux temps successifs et atteint son maximum au début du Crétacé supérieur : les "Black-shales" dépourvues de carbonates se sont manifestement déposées en dessous de la C.C.D (calcite compensation depth). Le matériel plus ancien qui y est resédimenté à l'état d'olistolites indique que des zones hautes et mobiles se créent dans l'environnement du bassin.

Dans la série-type qui vient d'être décrite, l'unité des Black-Shales apparaît concordante sur les calcaires du Crétacé inférieur. Ce n'est pas le cas dans de nombreuses autres coupes du massif où une discordance basale très importante en marque la base (Discontinuité D4).

- **Séquence 5 (S5).** La formation des calcaires planctoniques marque le retour à une sédimentation pélagique normale. Il s'agit, en fait, du début d'une nouvelle séquence sédimentaire où le détritisme devient de plus en plus important, avec le temps, et qui s'achève avec les faciès flyschoides du Paléogène.



**CHAPITRE 3**  
**VARIATIONS LATÉRALES  
ET INTERPRÉTATION  
DE LA SÉRIE**

1 – Introduction

2 – Séquence 1

3 – Séquence 2

4 – Séquence 3

5 – Séquence 4

5.1 – Le Dogger

5.2 – Le Malm et le Crétacé inférieur

5.3 – Le Crétacé supérieur

6 – Conclusion

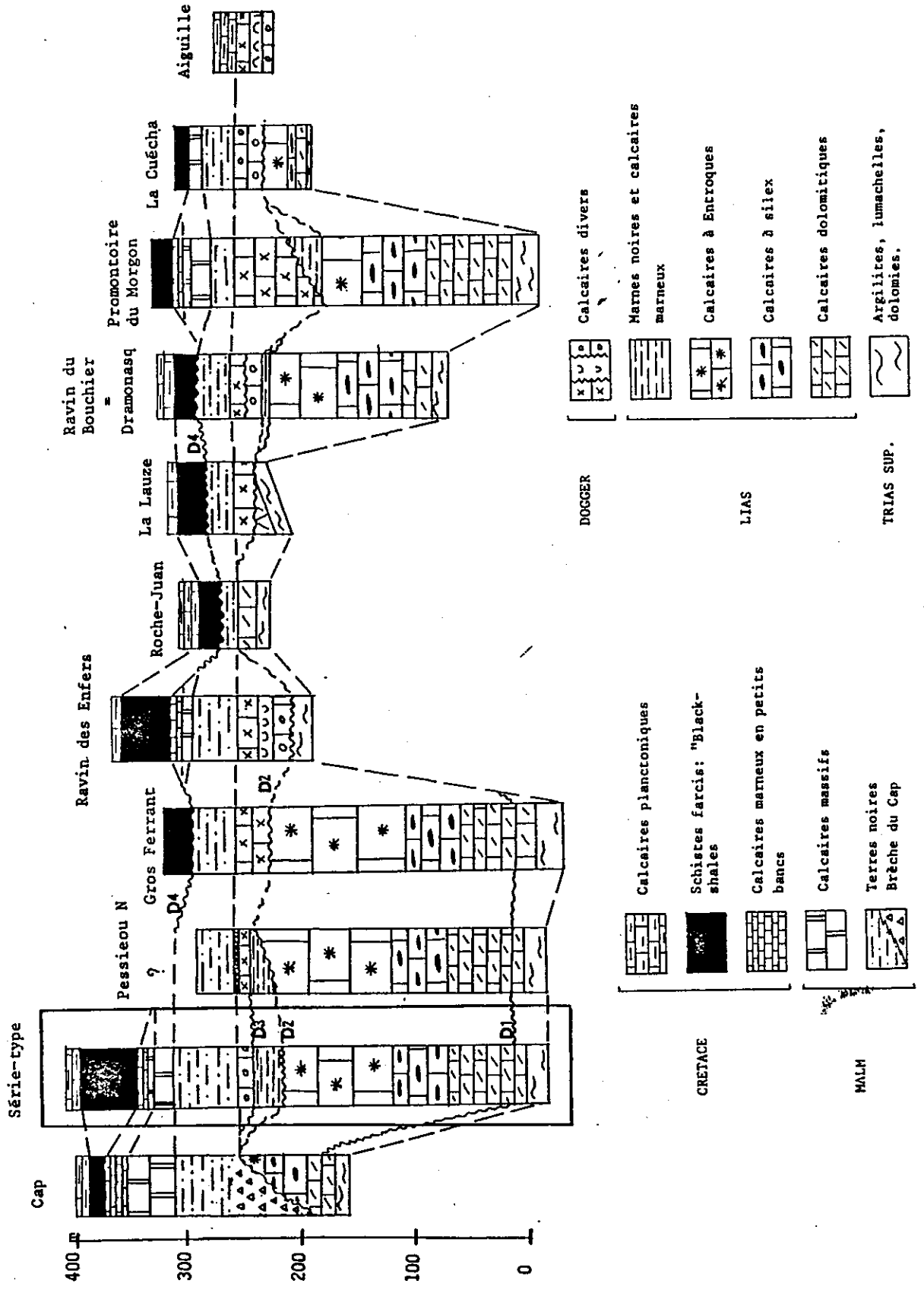


Fig. 17 : VARIATIONS LATÉRALES DE LA SÉRIE JURASSIQUE-CRÉTACE  
DANS LE MASSIF DU MORGON

(Les coupes sont rangées du S au N dans leur ordre géographique actuel)

## 1 - INTRODUCTION.

La série type se divise donc cinq séquences sédimentaires. Ce chapitre présente la description des variations latérales pour chacune d'entre elles et l'interprétation des différents faciès rencontrés en terme de milieu de dépôt.

La figure 17 donne une vue d'ensemble des variations latérales de la série. Elles sont de deux natures :

- **variations d'épaisseur des séries ayant pour origine :**
  - la variation d'épaisseur d'un ou de plusieurs ensembles lithostratigraphiques en fonction de la configuration du bassin et de la subsidence des différents compartiments qui le constituent (ex : calcaires à Entroques du Lias moyen, "Black shales" crétacées).
  - l'ablation ou l'érosion d'une partie de la colonne sous l'une ou l'autre des discontinuités observées.
- **variations de faciès au sein d'une unité stratigraphique.**

Il faut noter que D. SCHNEEGANS ne s'était pas penché sur ces questions; il semble que, pour lui, les variations d'épaisseurs des séries étaient dues uniquement à des phénomènes tectoniques ("laminages", "étirements").

En réalité, les observations de détail que nous avons faites, montrent le rôle prépondérant des quatre discontinuités qui révèlent l'existence d'une tectonique synsédimentaire qui était évidemment méconnue il y a 50 ans .

## 2 - SEQUENCE 1. (TRIAS SUPERIEUR).

Les épaisseurs et les faciès des différents membres de cette séquence ne montrent aucune variations latérales significatives dans l'ensemble du massif.

L'amincissement ou la disparition de certains des termes de cet ensemble est essentiellement imputable aux déformations tectoniques ou, localement, à l'une des discordances sus-jacentes. Ces caractères semblent communs à toutes les unités subbriançonnaises des nappes de l'Embrunais-Ubaye.

Le tableau C récapitule les données macroscopiques et les environnements de dépôts de chacun des membres.

Les faciès sont subémersifs et indiquent souvent un milieu confiné. Ils correspondent à une sédimentation homogène à l'échelle du bassin, comme l'a montré la concordance des niveaux-repères décrits par T. DUMONT (1983) dans les unités prépiémontaises et briançonnaises et qui se retrouvent dans le massif du Morgon.

L'évolution verticale des faciès est alors probablement due à des phénomènes eustatiques ou de subsidence qui intéressent des domaines très étendus et qui correspondent à la période de pré-rift de la paléomarge téthysienne.

TABLEAU C

AGE	MEMBRE	DONNEES MACROSCOPIQUES	ENVIRONNEMENT DE DÉPÔT
RHETIEN	Dolomies beiges	Bancs décimétriques de dolomies beiges, alternants avec des schistes noirs	Influence marine très réduite
	Lumachelles	Bancs décimétriques à <i>Avicula contorta</i> Le sommet des bancs présente souvent des traces d'émersion: fentes de dessiccation.	Influence marine plus prononcée, mais dépôt sous une faible tranche d'eau.
KEUPER	Argillites vertes ou rouges	Argillites décarbonatées	Milieu confiné
	Dolomies beiges	Bancs métriques de dolomies beiges à cristaux de pyrite	Dépôts très peu profond, confiné. Influence marine réduite
	Gypses et cargneules	Accumulations, surtout à proximité des surfaces de décollement.	Difficile à cerner, car il est presque impossible de savoir si ces accumulations sont dues à des phénomènes sédimentaires ou tectoniques.
	Marbre fluidal	Calcite dolomitique (97% calcaire, 13% dolomie) recristallisée, de couleur gris-blanc, rubanée, toujours intensément plissée et fortement imprégnée de H <sub>2</sub> S.	La forme très serrée des plissements, suggère que la roche a du acquérir une grande plasticité. Celle-ci serait due à une surcharge imposée au moment du déplacement des nappes. Selon C. KERCKHOVE ce faciès pourrait représenter un équivalent des "Cap-rock" des domes de sel, témoignant de déformations halocinétiques antérieures à la mise en place des nappes.

Tableau C - Données macroscopiques et environnement de dépôt des différents faciès du TRIAS.

### 3 – SEQUENCE 2 (LIAS INFÉRIEUR ET MOYEN).

On y observe des variations latérales d'épaisseur des différents termes, discrètes en ce qui concerne l'Hettangien et le Sinémurien, plus nettes pour l'unité des calcaires à Entroques du Domérien.

Cette séquence débute partout par une discordance angulaire (D1) peu marquée, difficile à observer, analogue à celle que T. DUMONT (1983) décrit à la base du "faisceau discordant" dans plusieurs séries piémontaises ou briançonnaises du secteur durancien des Alpes occidentales.

Le tableau D constitue une synthèse des données macro et microscopiques ainsi que de l'interprétation des milieux de dépôts de ces faciès. Il confirme l'évolution verticale observée dans la série type. Après les dépôts marins peu profonds de l'Hettangien, le Sinémurien est caractérisé par des faciès hémipélagiques silicifiés. Au Domérien, l'apparition des calcaires à Entroques marque un retour progressif à des dépôts circalittoraux (M. BOURBON, P.C. de GRACIANSKY et M. ROUX, 1980). Le caractère essentiel du Lias moyen est le développement d'accidents siliceux dans les sédiments. A ce niveau, il s'agit d'îlots de silifications sous forme de silex, alors que, plus haut dans la série, les calcaires du Malm montrent de véritables lits de cherts très continus. Cette silicification paraît avoir été favorisée par les nombreuses Entroques et Spongiaires ainsi que par une bioturbation généralisée développée par des lamellibranches, selon un modèle décrit par M. RIO (1982).

Ce type de silification semble donc surtout dépendre du faciès et ne peut pas être considéré comme un indice permettant d'estimer la profondeur de dépôts des horizons qui les contiennent.

Il n'en reste pas moins que l'on remarque une brusque prolifération de sédiments ou d'accidents siliceux, dans l'ensemble de la paléomarge, au Lias moyen, ce qui pose le problème de l'origine de la silice dissoute dans les eaux océaniques : biogénique, volcanique, fluviale ou diagénétique ?

### 4 – SEQUENCE 3 (LIAS SUPÉRIEUR).

La séquence 3 n'est pas présente de façon constante dans les séries du massif du Morgon. Le plus souvent elle est recoupée et occultée par la discordance du Dogger (D3).

Quand elle est conservée, elle montre de rapides variations latérales d'épaisseur, en relation avec des petits gradins de faille accidentant les calcaires à Entroques sous-jacents ; ce dispositif s'observe bien tout au long de la barre du Pessiéou (fig.18 a). Le hard-ground minéralisé qui marque le toit des calcaires à Entroques enduit en effet ces petits escarpements de faille, qui correspondent donc manifestement à des paléofailles formées avant le Toarcien (fig.18c).

Cette séquence ne présente pas de variations de faciès. Les alternances de marnes noires et de calcaires marneux correspondent à une sédimentation marine hémipélagique où aucune évolution verticale n'a pu être mise en évidence.

TABLEAU D

AGE	DONNEES MACROSCOPIQUES	DONNEES MICROSCOPIQUES	INTERPRETATION
HETTANGIEN	<p>Bancs décimétriques à métriques de calcaires dolomitiques, présentant de nombreuses bioturbations. Plusieurs niveaux calcaires constituent des horizons-repères à l'échelle du massif</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>-Niveau à Polyptiers</li> <li>-Niveau brécheux</li> <li>-Niveau gréseux</li> <li>-Faisceau discordant.</li> </ul>	<p>Micrite ou biomicrite fine à bioturbations, parfois à intraclasts et/ou foraminifères. Le pourcentage de dolomite de la roche varie beaucoup d'un banc à l'autre.</p>	<p>-Tendance marine plus prononcée qu'au Rhétien, mais non définitive. -Il existe des retours à une sédimentation subsaérienne: laminations du niveau dissocié (Zone supratidale). -Le maximum de profondeur se situe au niveau du faisceau à Polyptiers: limite <u>médio-infratidale</u>.</p>
SINEMURIEN	<p>-Bancs décimétriques de calcaires fins parfois bioclastiques contenant de nombreux silix noirs. -Le plus souvent les silix sont parallèles à la stratification et semblent mouler des terriers ou des bioturbations préexistantes. -Les bancs calcaires s'intercalent régulièrement avec des niveaux marneux noirs contenant Gryphea arcuata à la base de la formation. -Quelques Ammonites et Belemnites.</p>	<p>Biomcrite à spicules de spongiaires -Le pourcentage de spicules varie de 45% à la base de la formation à 20% puis 10% au sommet. -Localement la micrite peut passer à la biomicrosparite à grosses coquilles de Bivalves (dimensions centimétriques entières) -Débris d'organismes rares, peu variés et de petites tailles. -Litage plan</p>	<p>-Faciès <u>hémipélagique</u> typique: c.a.d. -Milieu franchement marin assez profond et calme. -La sédimentation calme est troubée par des arrivées de matériel détritique bioclastiques venant de milieux moins profonds. -Profondeur de dépôt: <u>limite circalittoral bathyal</u>.</p>
PLIENSBACHIEN	<p>-Calcaires massifs à Entroques pratiquement sans stratification visible. -Apparition de variations d'épaisseur dans la formation</p>	<p>Microsparite à nombreuses sections d'articles de crinoïdes. Au toit de la formation les débris de crinoïdes ont un diamètre centimétrique et forment la totalité de la roche.</p>	<p>-Sédimentation dans un milieu de type platiers à crinoïdes, c'est à dire à une centaine de mètres de profondeur, sous la zone d'agitation de la houle en milieu <u>circalittoral</u>. (selon M. ROUX) -Peu ou pas de déplacement après dépôt étant donné la taille et le nombre élevé des crinoïdes ainsi que leur bon état de conservation.</p>
VALENIEN	<p>-Alternances décimétriques de marnes noires et de calcaires marneux. -Quelques Ammonites sont présentes dans les niveaux marneux -Variations d'épaisseur importante.</p>	<p>Micrite noire à éléments détritiques (quartz et dolomites) et quelques bioclasts.</p>	<p>Sédimentation hémipélagique: limite <u>circalittoral-bathyal</u>.</p>

Tableau D - Synthèse des données macro. et microscopiques, et de l'interprétation des milieux de dépôts des faciès du Liag du massif du Morgon.

## 5 - SEQUENCE 4.

La base de cette séquence correspond à une discontinuité majeure (D3), clairement observée dans la série type (Pessiéou Est), où elle correspond à une discordance angulaire de 20° jalonnée localement par un bloc de granite (fig. 18 d).

Cette discordance s'est avérée absolument générale dans l'ensemble du massif du Morgon. En plusieurs points le Dogger repose ainsi directement sur les horizons les plus anciens de la série : Hettangien ou Sinémurien (ex: écaille de la Lauze et Ravin des Enfers). Dans ce cas, la disparition des termes intermédiaires résulte manifestement d'une érosion considérable. Le bloc de granite du Pessiéou indique que dans l'environnement, imprécisé, du domaine subbriançonnais, cette érosion a pu atteindre le socle antétriasique. La position des affleurements de socle reste tout à fait conjecturale. A cette époque, ils pouvaient se situer soit sur l'axe des massifs cristallins externes (Pelvoux ?), soit sur la bordure orientale du domaine briançonnais (zone d'Acceglio ?). Un mécanisme possible de transport par un radeau d'algues a été évoqué au paragraphe 2.2.3.

### 5.1 - LE DOGGER.

Il montre des variations notables en allant du Sud vers le Nord du massif du Morgon.

#### 5.1.1 - Quelques coupes significatives.

##### A - Face Ouest du Pessiéou.

Le "Dogger" y présente deux membres superposés (fig. 18 b) :

- Une barre métrique de calcaires gris bioclastiques en bancs décimétriques contenant quelques polypiers coloniaux, dont le toit est souligné par un hard-ground.
- Deux bancs métriques de conglomérat à galets centimétriques de matériel siliceux (essentiellement des silex noirs liasiques) formant une sorte de mur vertical au milieu du versant.

Aucune faune ne permet de mieux préciser l'âge de ces deux membres.

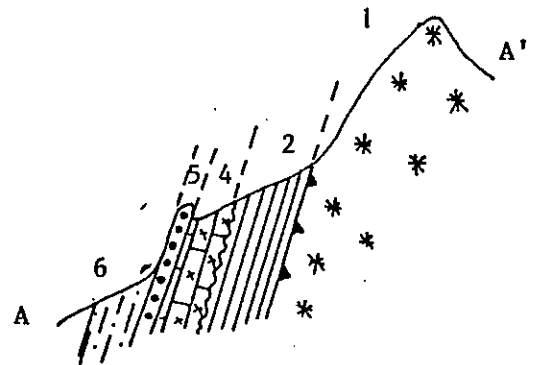
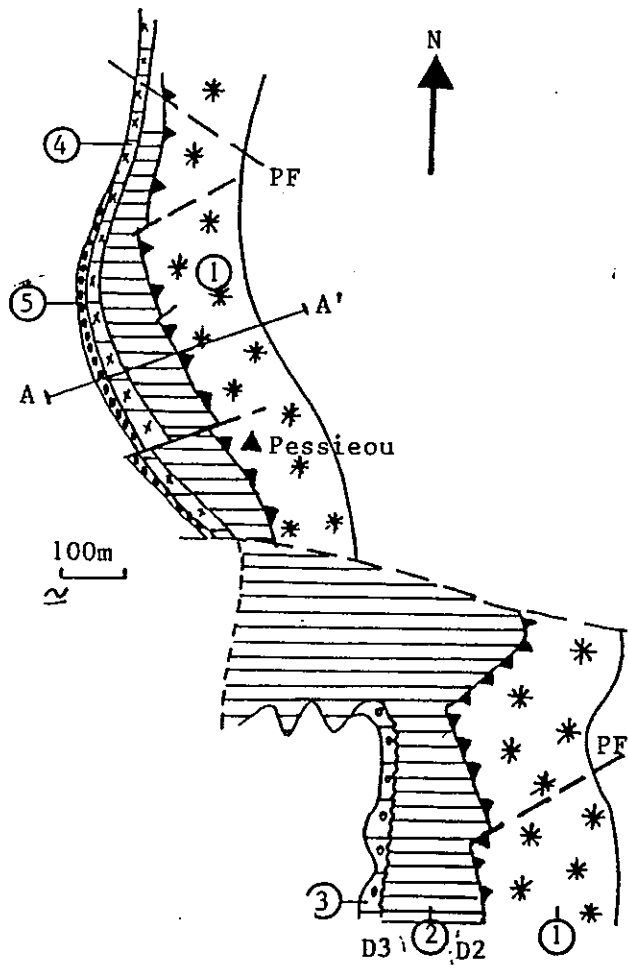
##### B - Ravin des Enfers (fig.19).

Cette coupe est située sur le flanc nord du Ravin des Enfers, dans le prolongement oriental de l'unité de Roche-Juan.

Le Dogger y atteint un développement exceptionnel, avec une série de trois membres qui repose directement sur les argilites noires et les lumachelles du Rhétien. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser s'il y a une discordance angulaire basale.

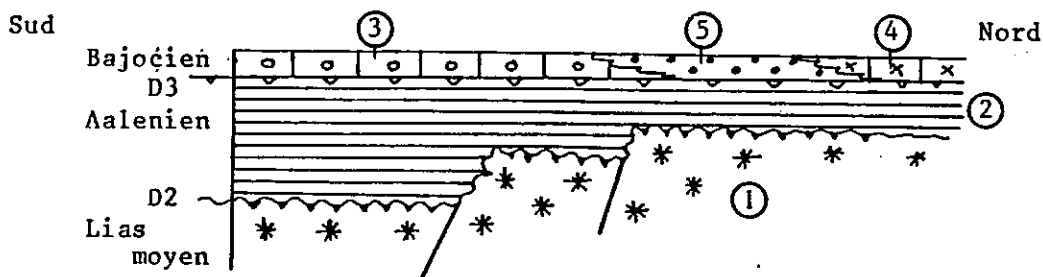
Fig: 18a- Schéma cartographique du Pessieou

18b -Coupe du Pessieou Est

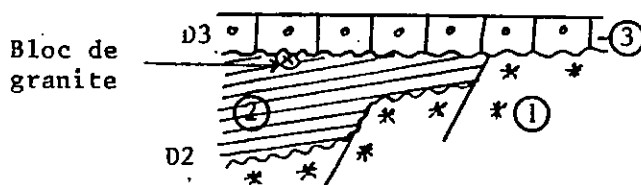


Légende commune	
LIAS	1- Calcaires à Entroques
	2- Calcaires marneux et marnes noires
DOGGER	3- Calcaire oolithique
	4- Calcaires bioclastiques
	5- Conglomérat à galets siliceux
MALM	6- Terres noires
PF: Paléofaille	

18C - Coupe restituée à la base du Dogger



18d - Schéma paléogéographique général.





- Le membre inférieur est formé d'alternances irrégulières de bancs décimétriques de calcaires gris fétides et de calcaires oolithiques ou microbréchiques à éléments dolomitiques millimétriques.
- Le membre intermédiaire est représenté par des schistes charbonneux contenant des bancs décimétriques de calcaires bioclastiques à Rhynchonelles et à Lamellibranches. Il s'agit de la série des couches à *Mytilus* découverte jadis par D. SCHNEEGANS, qui cite : *Ostrea*, *Pecten*, *Mytilus*, *Trigonia*, *Cardium*, etc... Cette malacofaune n'a pas de valeur chronostratigraphique précise, mais indique un milieu de dépôt subtidal, voire lagunaire et momentanément émergé.
- Le membre supérieur est formé de calcaires colithiques gris-brun en bancs métriques.

#### C – La Lauze (fig.20).

Cette coupe est située dans l'unité de La Lauze-Roche-Juan, sur le chemin qui relie le hameau ruiné de La Lauze aux bergeries de Gourette.

Le Dogger y est apparemment composé d'une seule unité de calcaires roux à Entroques formant une falaise massive de 25m d'épaisseur. Cette barre repose en discordance angulaire très nette (D3) sur les bancs de calcaires dolomitiques de l'Hettangien.

#### D – Ravin du Bouchier (Unité de Dramonasq, fig.21).

Située dans le prolongement méridional du flanc normal du Morgon, cette coupe présente un "Dogger" d'épaisseur réduite reposant en concordance apparente sur les calcaires gréseux roussâtres et les marnes noires de la séquence 3, datés ici avec précision par des Ammonites de D. SCHNEEGANS revues par R. MOUTERDE, indiquant la zone à *Concavum* de l'Aalénien supérieur.

Il présente deux membres séparés par un hard-ground à empreintes d'Ammonites. Le premier est une barre, de quelques mètres d'épaisseur, de calcaires bioclastiques à silex et débris de coquilles de Lamellibranches. Le deuxième est constitué de bancs décimétriques de calcaires gris fétides,

D. SCHNEEGANS avait trouvé dans le hard-ground de nombreuses Ammonites. Revues par R. MOUTERDE, ces *Sonninia*, appartenant à la zone à *Discites*, permettent de fixer un âge Bajocien inférieur pour le toit du premier membre.

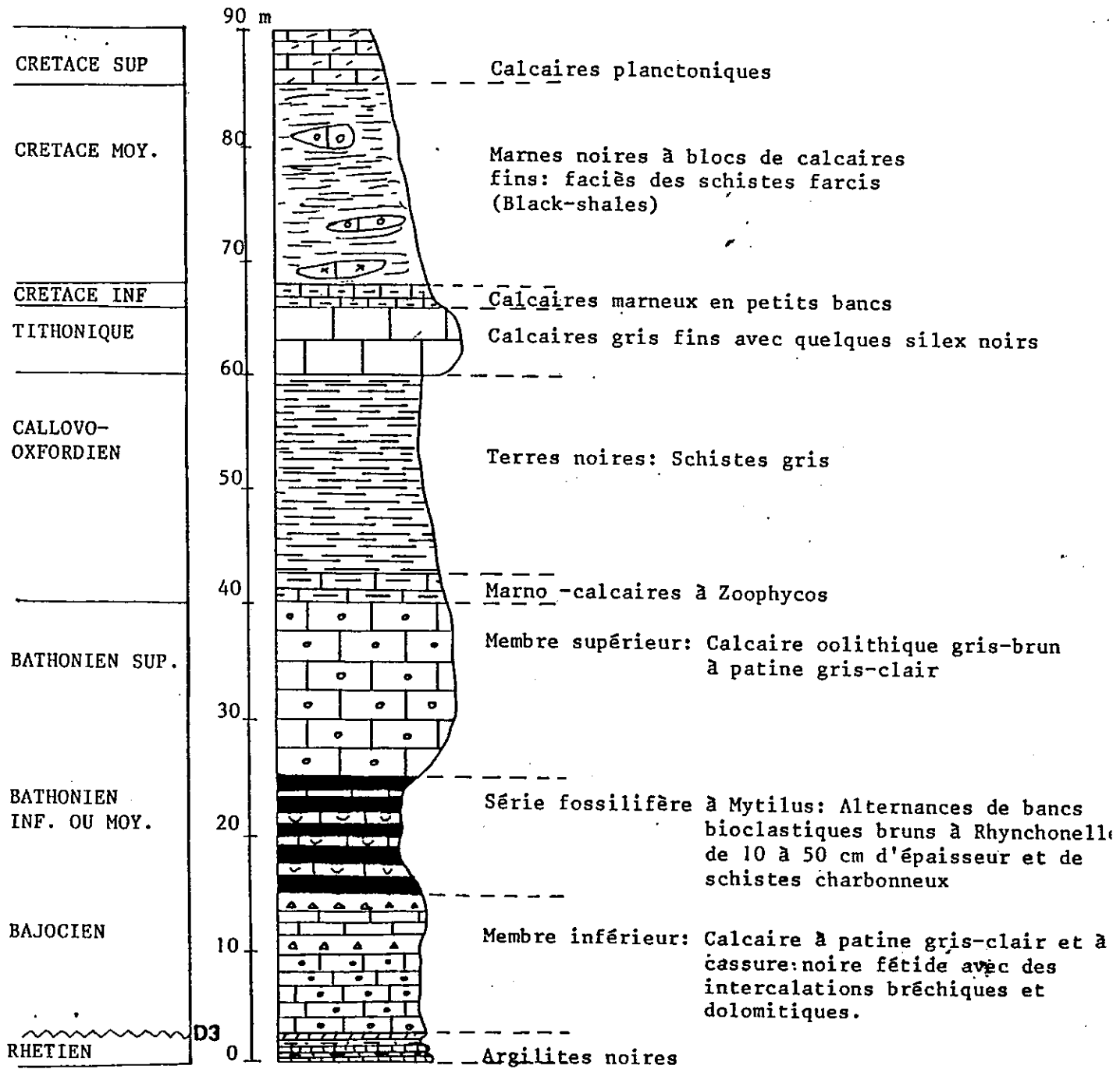


Fig. 19 : COUPE DU RAVIN DES ENFERS

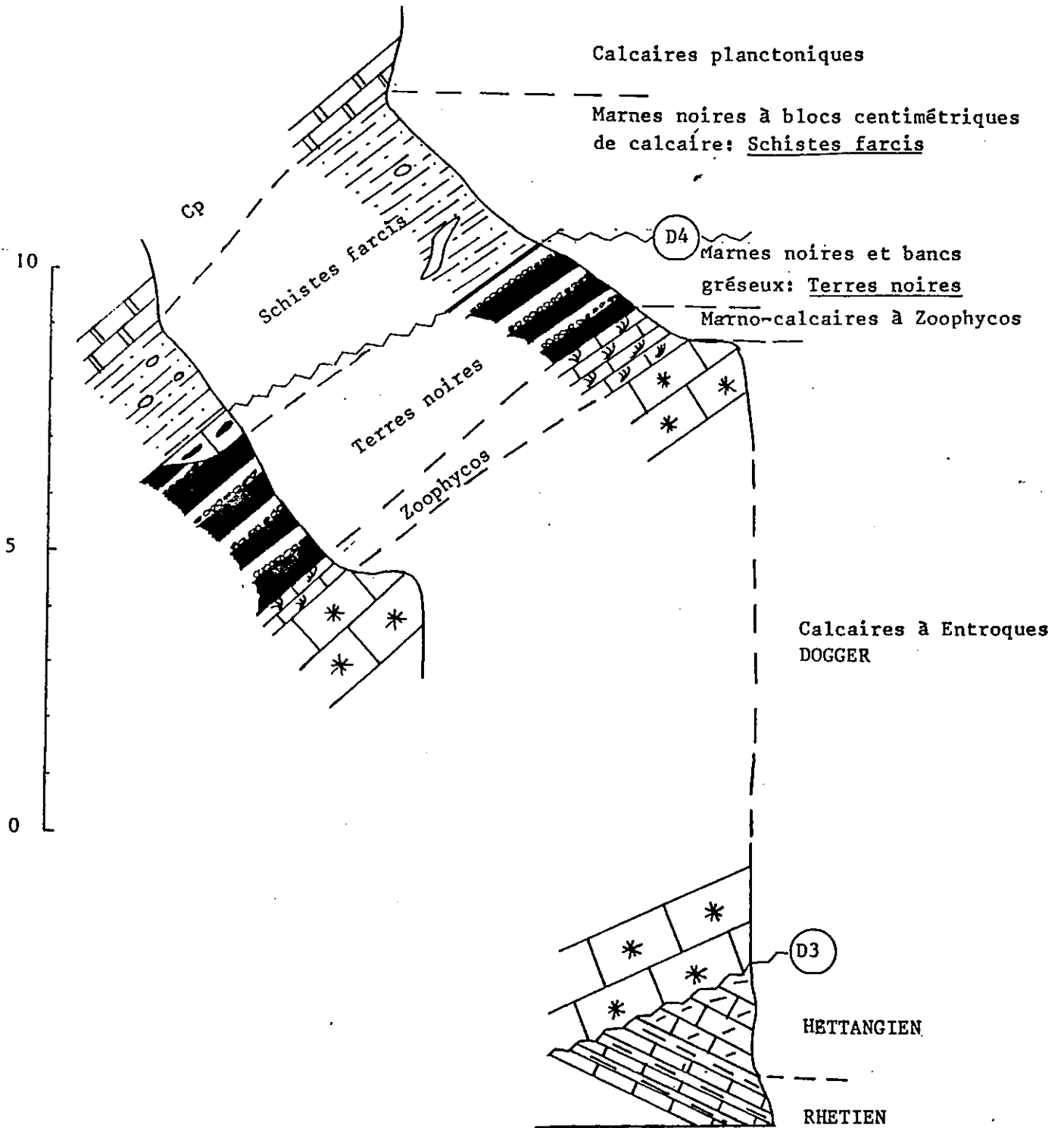


Fig. 20 : COUPES DE LA LAUZE

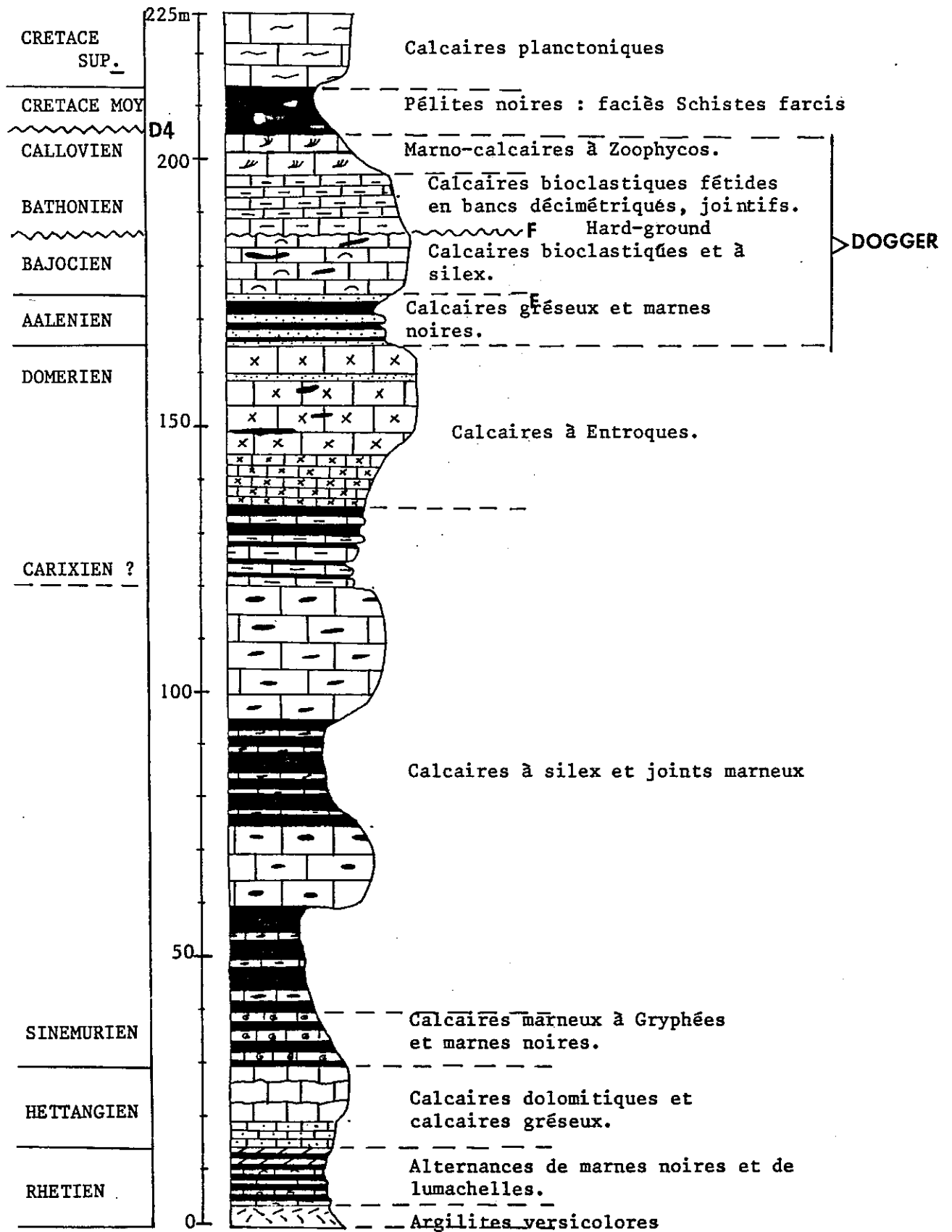


Fig. 21 : COUPE DU RAVIN DU BOUCHIER

## E - Vallon de l'Aiguille.

Le vallon de l'Aiguille comporte deux unités structurales dont les séries sont très réduites : le Crétacé supérieur y repose directement sur le "Dogger" lui-même discordant sur un Lias très réduit (fig. 22).

### a) Unité inférieure (rocher 2150 et 2318) : fig.23

Le rocher 2150, le plus proche de la cabane de l'Aiguille montre la coupe suivante:

- a - des bancs métriques de calcaires roux à oolithes et Entroques.
- b - une brèche monogénique, d'épaisseur métrique, roussâtre de calcaire roux à Rhynchonelles.
- c - un conglomérat à galets centimétriques de calcaire à Entroques.
- d - une barre de bancs métriques de calcaire gris à Entroques et à cassure fétide.

Les éboulis masquent la base de cette coupe, qui peut être observée à environ 500m à l'Ouest, dans le rocher 2318, qui partage en deux le vallon du Clos du Mélèze. En ce point, on observe :  
- à la base, des calcaires massifs et clairs à Entroques grossières, se terminant par une croûte ferrugineuse assez épaisse (5cm).

Le faciès de ce membre permet de l'attribuer sans ambiguïté au Lias moyen. Au dessus, la série attribuable au Dogger comporte trois membres :

- une barre de calcaire gris à Entroques et granules de dolomies, avec un mince horizon basal d'environ 10cm de microcrèche à éléments calcaires.
- un ensemble de bancs décimétriques de calcaires bioclastiques à Rhynchonelles.
- un ensemble de calcaires gris massif oolithique tronqué par l'érosion.

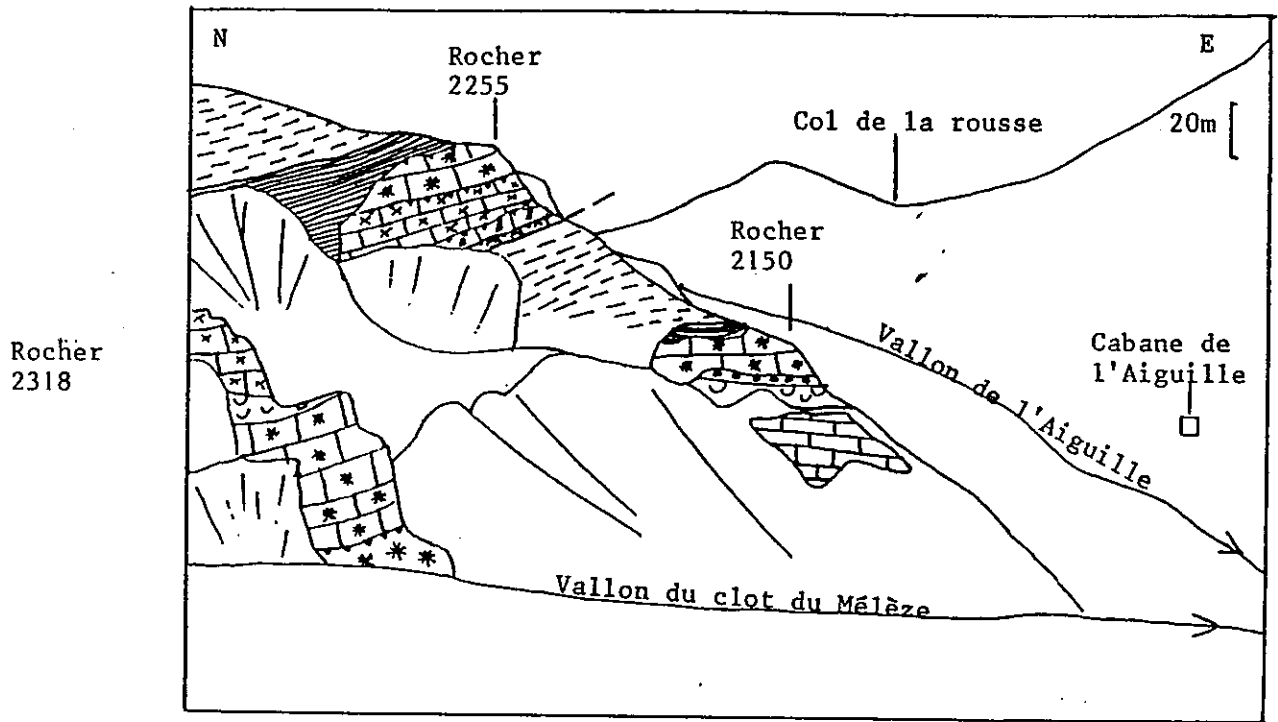
La croûte ferrugineuse et la microbrèche indiquent une discontinuité majeure qui pourrait correspondre à la conjonction des discontinuités 2 et 3.

### b - Unité supérieure (rocher 2255).

Dans cette coupe, les membres attribuables au Dogger reposent directement sur le Rhétien par l'intermédiaire d'un banc de calcaire gris finement détritique pénétré par une croûte siliceuse de quelques centimètres d'épaisseur.

Au dessus, on observe deux barres de calcaires bioclastiques, localement à Entroques, chacune d'une dizaine de mètres d'épaisseur, séparées par une épaisse croûte ferrugineuse (15cm) englobant des granules plurimillimétriques de dolomie.

Le sommet de cette unité est marquée par une nouvelle croûte ferrugineuse sous les "Couches Rouges" du Crétacé supérieur.



Rocher  
2318

Fig. 22 : Panorama du versant nord du vallon du Clot du Mélèze.

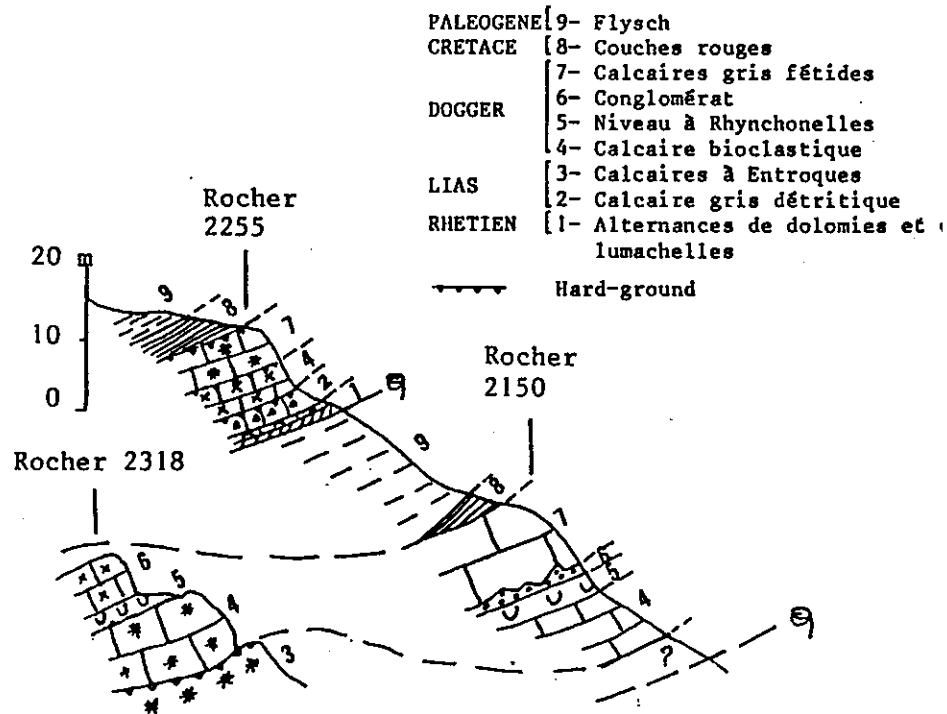


Fig. 23 : COUPES DU VALLON DE L'AIGUILLE

## TABLEAU

Termes lithologiques	Données macroscopiques	Données microscopiques	Interprétation des milieux
Calcaires à Entroques	Calcaires massifs à Entroques	Microsparite à Entroques	Platier à Crinoïdes à une centaine de mètres de profondeur parcouru par un faible courant.
Calcaire oolitique	Oospirite, structure grainsstone Diamètre des oolites de 1 à 2 mm Sédiment souvent mal trié	Oolite-sparite Parmi les oolites, il existe de nombreux débris de bioclastes, de pellets ainsi que quelques intraclastes.	Le milieu de dépôt n'est pas celui de production des oolites. La plupart sont <u>resédimentées</u> dans un milieu micritique de moindre énergie.
Brèche à Rhynchonelles	Lumachelles à Rhynchonelles à ciment de calcaire rouge.		Milieu de vie habituel de Rhynchonelles: milieu franchement marin de type circalittoral.
Couches charbonneuses à Mytilus	Ces couches ne semblent exister que dans la coupe du Ravin des Enfers en intercalations avec des niveaux lumachelliques à Rhynchonelles. La faune à Mytilus est constituée d'un assemblage de Mollusques, d'Echinodermes et de Brachiopodes.		La présence de ces niveaux charbonneux indique un milieu de dépôt peu profond, <u>confiné</u> et proche d'un continent émergé (Briançonnais?). C'est à dire un environnement de type lagunaire. Même position stratigraphique que ceux des Préalpes médianes du Chablais et de ceux du Briançonnais.
Conglomérat à galets siliceux	Mur lenticulaire de 2m d'épaisseur sur 50 m de long, à galets siliceux plaqué sur les calcaires bioclastiques du Dogger. Présence de galets de roches cristallines au milieu des galets de silice. Forme des galets: allongé selon un axe préférentiel et disposé suivant une direction privilégiée.		Origine fluviale des galets, à cause de leur forme allongée et de leur position les uns par rapport aux autres. La présence de galets de roches cristallines (inconnues dans le domaine marin sub-briançonnais) laisse penser que ceux-ci viennent d'un domaine où de grandes étendues de cristallins affleurent.
Croûtes minéralisées	Observées en deux niveaux différents: -A la base de la première barre calcaire du Dogger soulignant la discontinuité anté-Dogger. -Entre les deux barres calcaires où elles sont l'équivalent latéral des niveaux charbonneux.		Interprétation délicate, les croûtes peuvent correspondre à une pente ou à la présence d'un courant.
Calcaires bioclastiques	Calcaires massifs rousâtres en gros bancs. Calcaires gris fétides		Epannage de sables calcaires; à l'aplomb de haut-fond.
Marno-calcaires à Zoophycos	Surmontent tous les termes précédents		Milieu calme, franchement marin Type bassin.

Tableau E- Synthèse des données macro. et microscopiques des faciès du DOGGER, du massif du Morgon

N

S

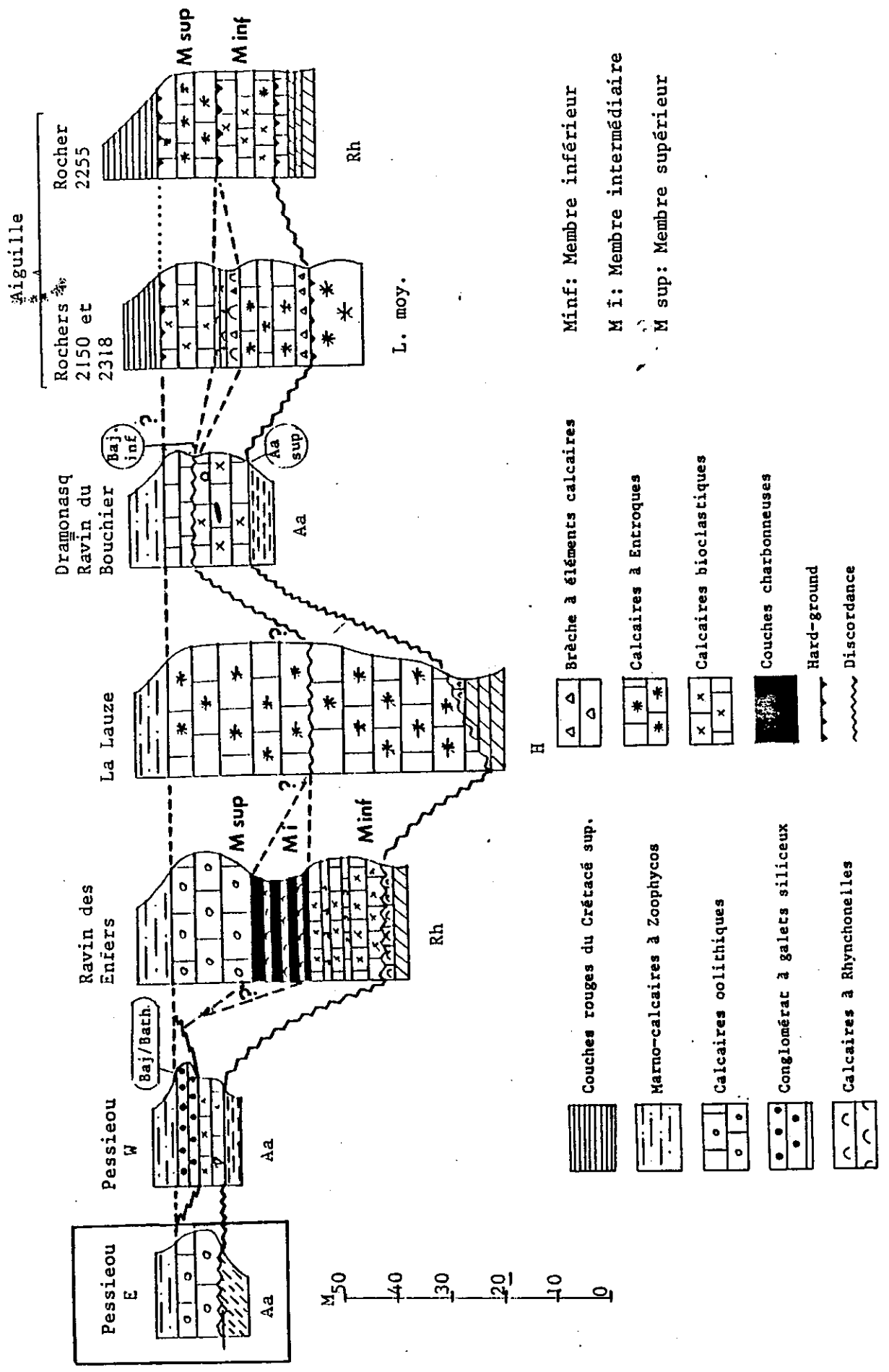


Fig. 24 : CORRELATIONS DES DIFFERENTS MEMBRES DU DOGGER



### 5.1.2 – Description et interprétation des microfaciès.

Le tableau E constitue une synthèse de la description des microfaciès des différents membres du "Dogger" ainsi que leur interprétation en terme de milieu de dépôt.

Il faut en retenir la diversité des milieux de dépôts, qui vont des couches charbonneuses déposées en milieu subaérien aux calcaires formés de bioclasties remaniés, en milieu marin plus ouvert, au bas d'un haut-fond.

### 5.1.3 – Problème des corrélations entre les membres des différentes coupes.

Le schéma de corrélation (fig.24) est basé sur l'existence, dans deux coupes privilégiées, d'un horizon de brèches à Rhynchonelles qui sépare deux séquences carbonatées montrant des faciès voisins de calcaires algaires, oolithiques ou à Entroques.

Dans certains cas, ces deux séquences sont en contact par une croûte ferrugineuse qui permet de les séparer (ex: Ravin du Bouchier). Dans d'autres cas il ne reste qu'un diasthème à peine marqué au sein d'une barre unique (ex: la Lauze).

Alors que ce modèle semble assez constant dans la plus grande partie du massif, on observe, vers le Sud, une réduction, voire une disparition, de chacun des termes en relation avec l'existence de reliefs.

Les rares indications paléontologiques tirées des nouvelles découvertes d'Ammonites ainsi que des faunes citées par D. SCHNEEGANS permettent d'attribuer, avec cependant quelques incertitudes, la première séquence au Bajocien et la deuxième au Bathonien. La première correspond à des faciès franchement marins de milieu ouvert (calcaires bioclastiques ou calcaires roux à Entroques), la deuxième contient des faciès également marins mais de milieu plus confiné (calcaires à Entroques à cassure fétide, indiquant la présence de matière organique). Quant à l'intervalle des couches à Rhynchonelles il correspond à un épisode régressif, voire émerisif.

Une comparaison avec le "Dogger" Briançonnais et avec celui des Préalpes permettra de proposer un modèle paléogéographique plus général de ce faciès.

### 5.1.4 – Répartition des affleurement.

La carte de répartition des affleurements du Dogger (fig.25) met en évidence les points suivants :

- les formations les plus complètes et les plus néritiques sont situées au centre de l'unité du Morgon et dans dans l'unité de l'Aiguille

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

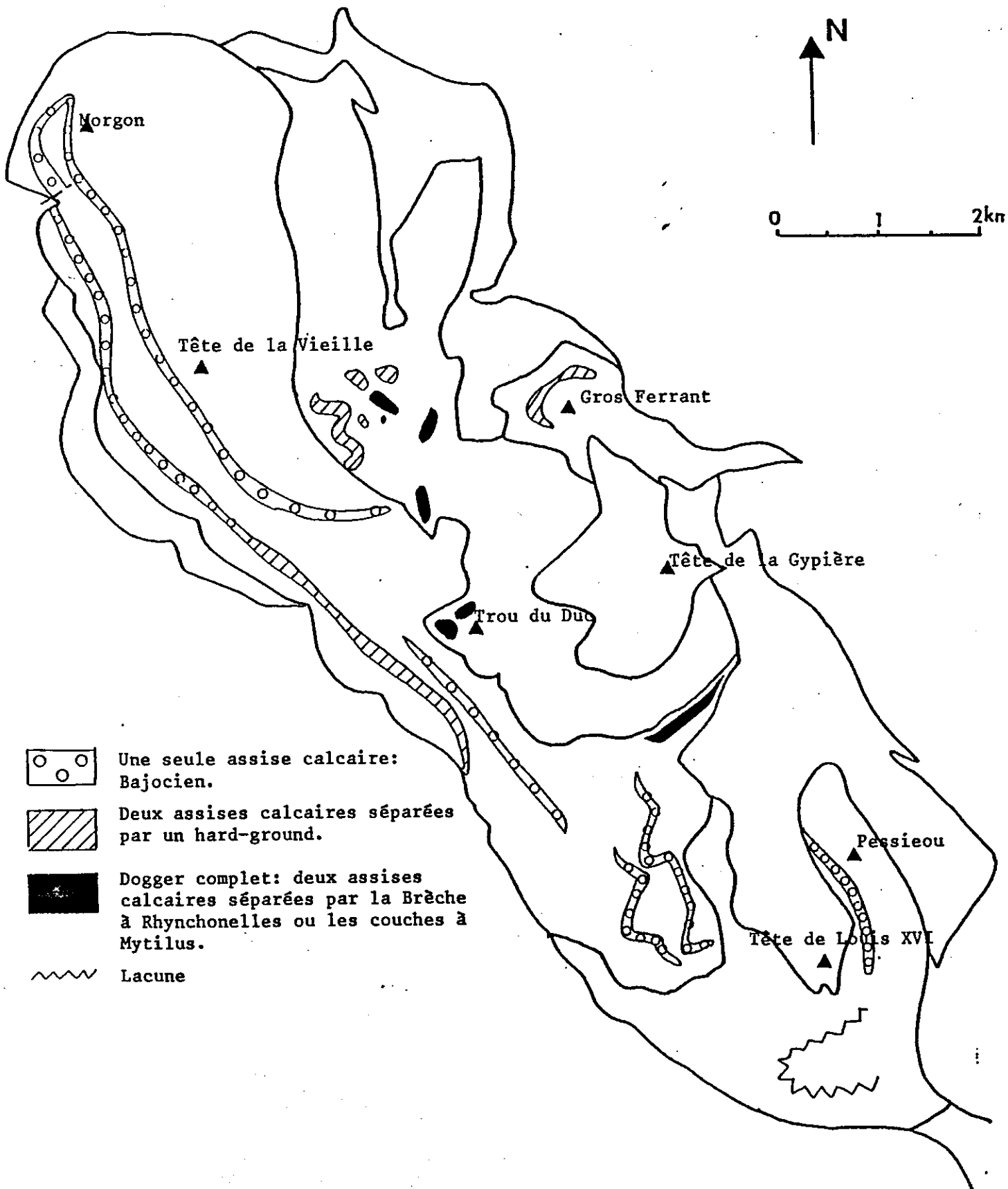


Fig 25 : CARTE DE REPARTITION DES AFFLEUREMENTS DU DOGGER

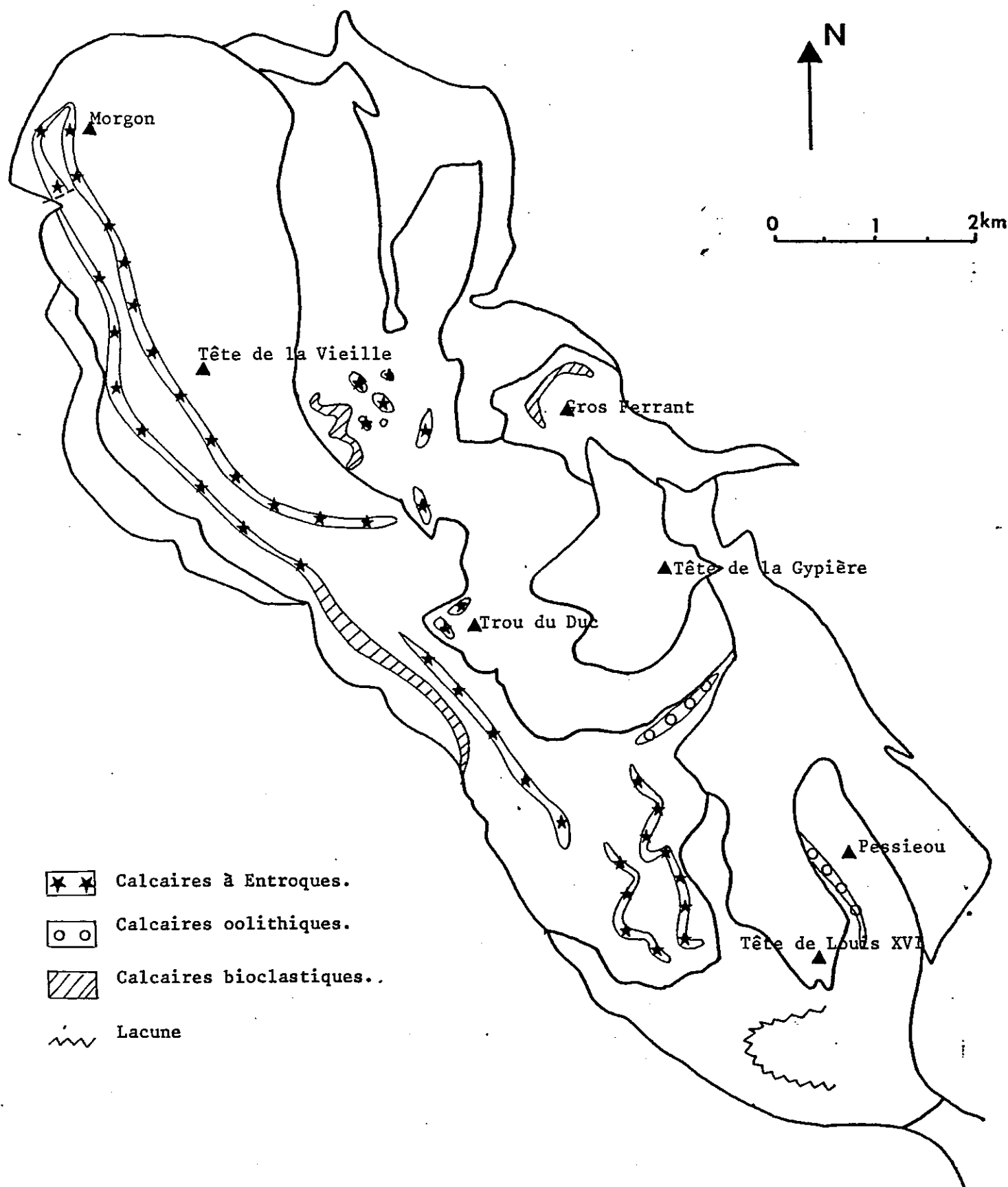


Fig. 26 : REPARTITION DES AFFLEUREMENTS DU MEMBRE INFÉRIEUR DU DOGGER (Bajocien)

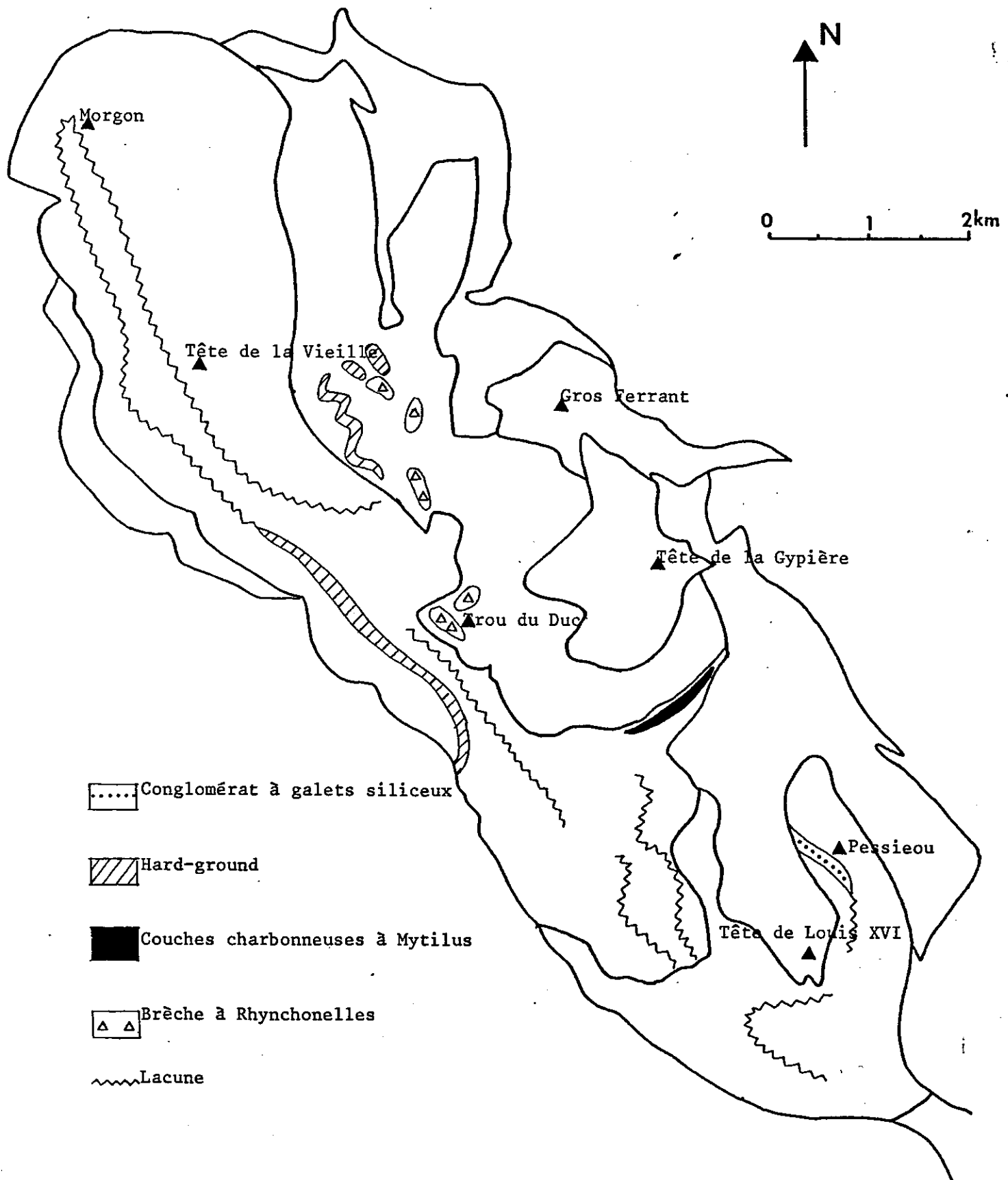


Fig. 27 : REPARTITION DES AFFLEUREMENTS DU MEMBRE INTERMEDIAIRE  
DU DOGGER

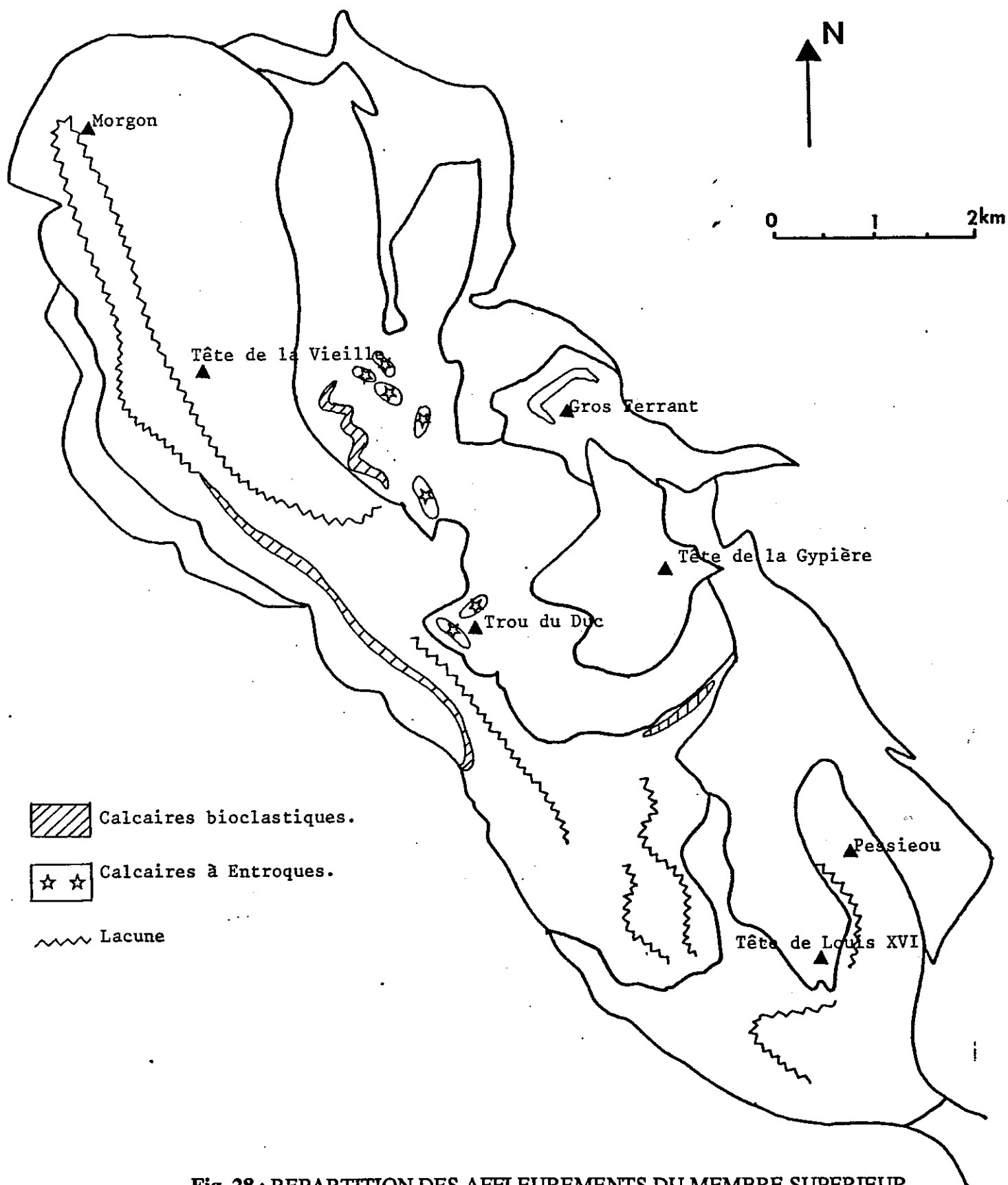


Fig. 28 : REPARTITION DES AFFLEUREMENTS DU MEMBRE SUPERIEUR DU DOGGER (Bathonien supérieur)

- les formations incomplètes ou résultant d'un environnement plus profond sont localisées au Sud et à l'Ouest du massif, dans les unités du Morgon (s.str) et du Pessiéou.

L'examen des cartes de répartition de chacun des membres du Dogger permet de faire les remarques suivantes :

- le membre inférieur (Fig.26), attribuable au Bajocien, est présent dans toutes les unités, sauf dans celle du Cap où il a été enlevé par l'érosion. Le faciès oolithique se limite au S.E du massif, les deux autres faciès (bioclastiques et à Entroques) se distribuent de façon quelconque.
- le membre intermédiaire (fig.27) résulte toujours d'une sédimentation sous une faible tranche d'eau. Dans l'unité du Morgon, il se réduit à un hard-ground, parfois à peine marqué. Dans le Ravin des Enfers, les couches charbonneuses à *Mytilus* font leur apparition.
- Le membre supérieur (fig.28) contient des faciès bioclastiques et à Entroques qui se généralisent à toute l'unité de l'Aiguille. Dans l'unité du Cap et dans une partie de celle du Morgon, cet horizon correspond à une lacune. Il reste maintenant à trouver un modèle de répartition permettant d'intégrer tous ces faciès. Dans ce but, il paraît d'abord utile de faire une comparaison avec d'autres régions alpines.

#### 5.1.5 – Comparaisons des formations du "Dogger" du Morgon avec celles d'autres régions alpines.

##### A – Le "Dogger" briançonnais.

Le Dogger briançonnais, étudié en détail par D. MERCIER (1977), présente des analogies certaines avec celui des nappes de l'Ubaye.

- Localement, il existe une discordance angulaire basale de sorte le "Dogger" peut parfois reposer directement sur les dolomies du Trias.
- On y reconnaît trois séquences :
  - La première correspond à des dépôts lagunaires, voire charbonneux.
  - La deuxième, qui repose par une surface d'érosion soit sur la séquence précédente soit sur le Trias, est composé de faciès de plate-forme interne de milieu plus ouvert que précédemment.
  - La troisième, dont la limite inférieure correspond à un conglomérat localement associé à des couches charbonneuses, contient des faciès de plate-forme externe.

Il existe donc en Briançonnais des niveaux charbonneux en position identique à ceux observés en Ubaye. (ex: coupe de la Charbonnière, nappe de Champcella).

En résumé, cette succession correspond à une séquence globalement transgressive mais avec des retours épisodiques à une sédimentation lagunaire (régressive).

B - Le "Dogger" des Préalpes médianes.

La similitude des faciès du Dogger des nappes de l'Ubaye et des Préalpes médianes est connue depuis longtemps, puisque GAGNEBIN et PETERHANS l'avaient signalée dès 1927.

Un modèle d'organisation paléogéographique des Préalpes médianes au Bathonien a été proposé par M. SEPTFONTAINE (1983) (fig. 29).

A cette époque, la limite entre Médianes Plastiques et Rigides correspond à celle des domaines paléogéographiques subbriançonnais et briançonnais, c'est-à-dire au domaine du Dogger "intermédiaire" des anciens auteurs ou aux "couches de Langel" de U. FURRER et M. SEPTFONTAINE (1977), qui est compris entre le domaine des "couches à *Mytilus*" et celui des "couches à *Zoophycos*".

La comparaison entre Ubaye et Préalpes est possible pour plusieurs raisons :

- ces deux régions ont subi la même histoire paléogéographique depuis le Trias

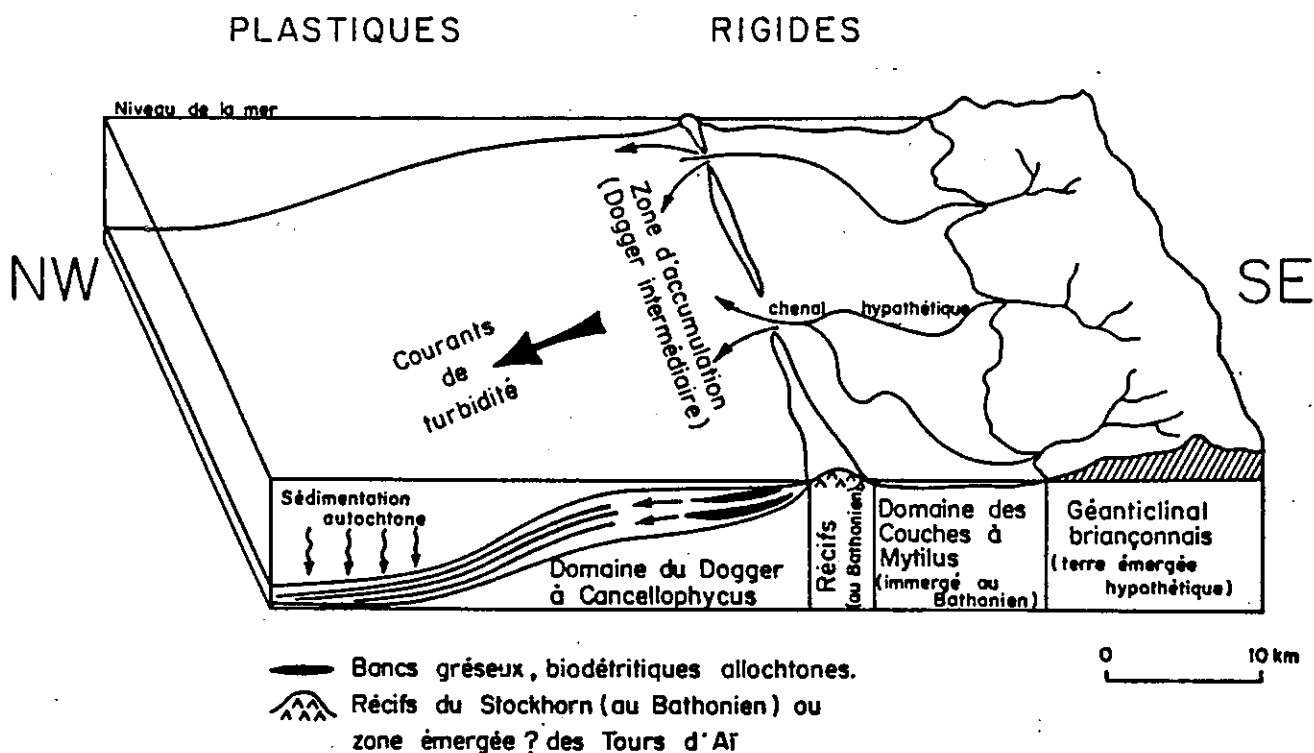
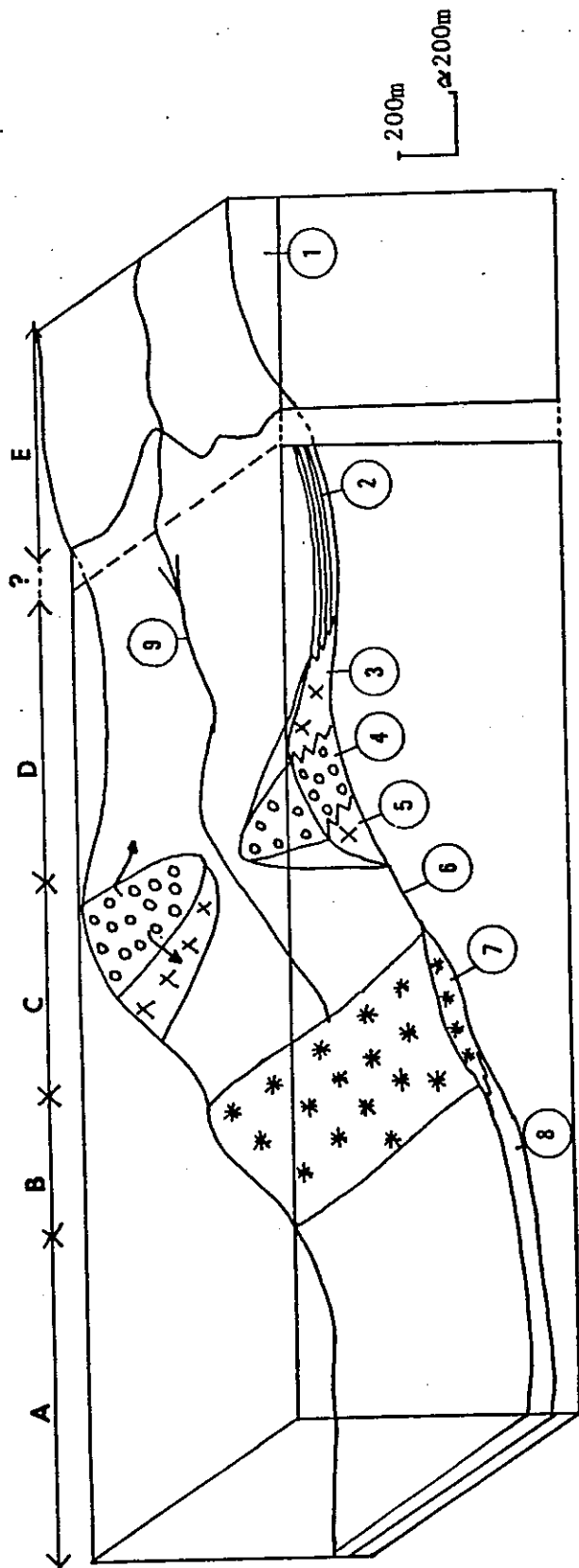


Fig. 29 : Schéma d'organisation paléogéographique des faciès bathoniens des Préalpes médianes romandes.(d'après M. SEPTFONTAINE, 1971)

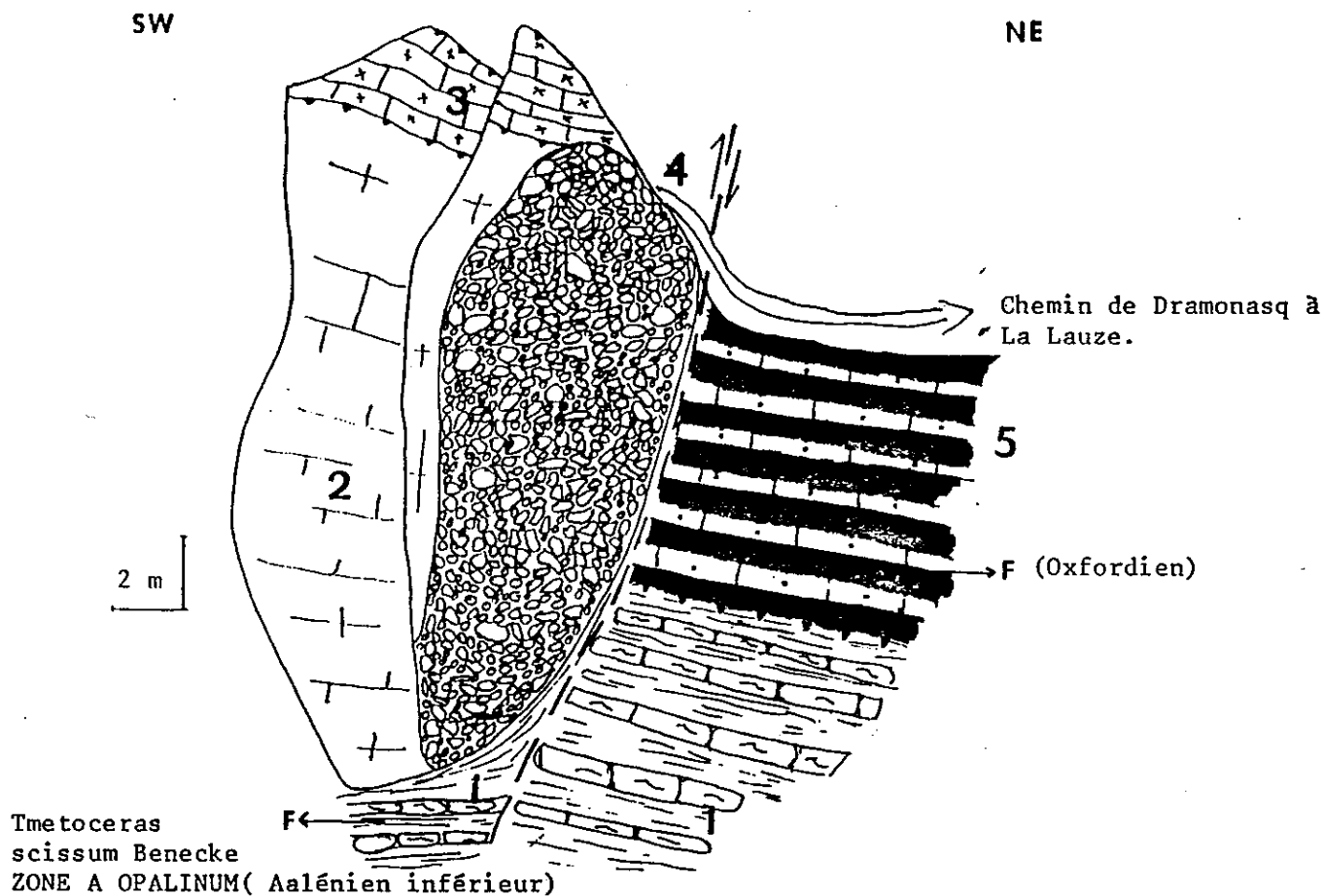


- A- Morgon
- B- Dramonasq
- C- Pessieou
- D- Ravin des enfers et Aiguille
- E- Terre émergée

- 1- Terre émergée
- 2- Couches carbonneuses à Mytilus
- 3- Calcaires bioclastiques gris fétides
- 4- Calcaires oolithiques
- 5- Calcaires bioclastiques roux
- 6- Croûte minéralisée( indique ici un courant)
- 7- Calcaires à Entroques
- 8- Marno-calcaires à Zoophycos
- 9- Conglomérat à galets siliceux

Fig. 30 : ESSAI DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU DOMAINE DU MORGON VERS LA FIN DU DOGGER





- 1-Alternances de marnes noires et de calcaires marneux de l'Aalénien.
- 2-Calcaires bioclastiques roux(Dogger inférieur).
- 3-Calcaires bioclastiques gris fétides(Dogger supérieur)
- 4-Conglomérat à galets de calcaires bioclastiques gris.
- 5-Marnes noires et bancs calcaréo-marneux de l'Oxfordien.

Fig 31 a - Coupe de terrain.

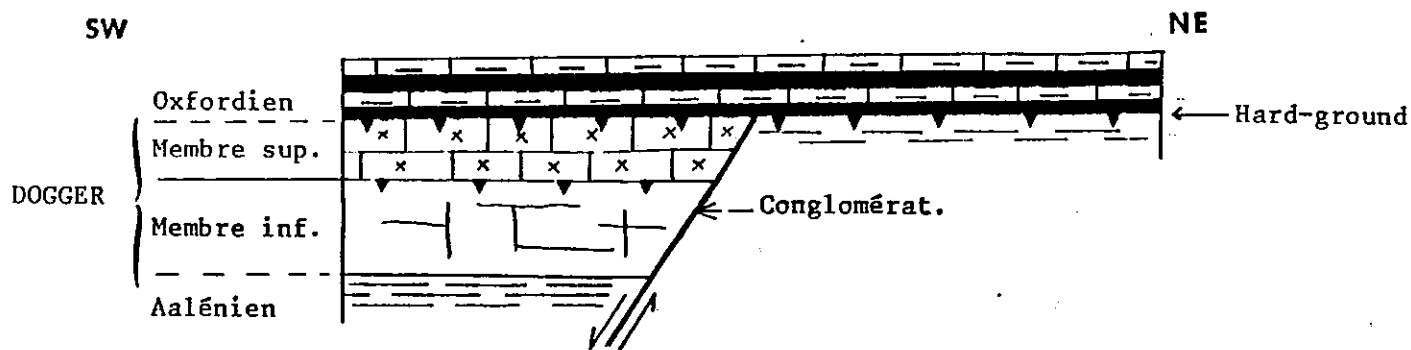


Fig 31 b - Schéma paléogéographique

Fig. 31 : Schéma de la paléofaille de Dramonasq.

- elles ont sensiblement la même position paléogéographique
- elles possèdent certains faciès tout à fait comparables, qui impliquent un même environnement sédimentaire, par exemple les couches à *Mytilus* ou le conglomérat à galets silicieux du sommet des couches de Langel.

Cependant ces comparaisons doivent être nuancées, car dans les Préalpes, il est clair que les couches à *Zoophycos* représentent l'équivalent latéral des couches à *Mytilus* ; en Ubaye, l'épisode marneux à *Zoophycos* semble bien, dans tous les cas, postérieur aux autres dépôts du Dogger. Par ailleurs, il n'existe pas dans les Préalpes de niveau à Crinoïdes, alors qu'ils sont assez fréquents en Ubaye.

#### 5.1.6 – Modèle de répartition horizontal (fig. 30).

Les cartes d'affleurements et l'interprétation des faciès permettent d'établir un modèle de répartition horizontal des faciès qui s'inspire de ceux qui viennent d'être évoqués.

La terre émergée a été mentionnée à titre indicatif; rien ne permet de connaître sa position et son éloignement par rapport aux faciès observés. Elle est parcourue par des cours d'eau remaniant des débris de socle cristallin et aboutissant dans une lagune semi-fermée où une sédimentation charbonneuse peut s'installer.

Le domaine plus lagunaire des couches à *Mytilus* est fermé par une barrière comportant un calcaire bioclastique gris dans le domaine interne, une barre oolithique, et un calcaire bioclastique de démantèlement de la barre. Là où les pentes deviennent trop fortes, des croûtes minéralisées se forment. La plate-forme se prolonge par un platier à Crinoïdes, puis par le domaine des couches à *Zoophycos*.

Les variations de faciès très rapides qui sont observées supposent qu'ici ce dispositif soit renforcé par des reliefs tectoniques liés à des failles. Quelques unes de ces failles sont visibles, comme par exemple la paléofaille de Dramonasq (fig.31). D'autres exemples se présentent dans les parois NW du Pic du Morgon et sur les flancs du Pessiéou.

#### 5.1.7 – Conclusion.

La reconstitution proposée pour la fin du Dogger permet d'intégrer les différents faciès observés dans un schéma cohérent. Si l'on admet que cette organisation n'a pas varié pendant l'ensemble du Dogger, il est possible d'envisager un scénario de l'évolution de la bathymétrie des dépôts qui se succèdent dans les diverses coupes.

Après la discontinuité 3 commence un cycle marin globalement transgressif bien que la limite Bajocien-Bathonien soit soulignée par un bref épisode régressif attesté par les couches charbonneuses à *Mytilus*. Cette évolution s'accélère au moment du dépôt des couches à *Zoophycos* qui confirment l'approfondissement de la marge.

## 5.2 – LE MALM ET LE CRETACE INFERIEUR.

Cette période est caractérisée, pour chaque unité stratigraphique, par des variations latérales de faciès et d'épaisseur inconsidérables

### 5.2.1 – Les Terres noires.

Le faciès habituel des Terres noires est celui de la série-type : marnes noires à intercalations de bancs turbiditiques. Il ne présente pas de modifications sensibles dans l'ensemble du massif du Morgon, sauf dans la partie méridionale (unité du Cap - Pessiéou) où il passe à un corps de brèches grossières que nous proposons de nommer "Brèche du Cap".

#### A – Description de la Brèche du Cap.

Il s'agit d'une brèche grossièrement litée, très hétérométrique, à blocs anguleux de matériel exclusivement sédimentaire dans lesquels on retrouve, remaniés, tous les termes de la série sous-jacente:

- pélites noires, dolomies jaune-verdâtre et lumachelles du Rhétien, en blocs décimétriques.
- calcaires à silex du Lias.
- calcaires à Entroques du Lias.

Ces derniers horizons peuvent constituer des mégablocs de plus de 10m de diamètre.

La matrice, à dominante argileuse plus ou moins carbonatée, devient plus abondante au sommet de la formation tandis que la brèche s'affine et s'organise en bancs métriques de microbrèche granoclassée à caractères turbiditiques. Il s'agit alors du faciès détritique des Terres noires déjà décrit dans la série-type.

Dans le Pli du Cap, cet ensemble bréchiq ue peut atteindre jusqu'à 150m d'épaisseur et repose en discordance sur tous les termes de la série jusqu'au Rhétien (fig.32). En "dépliant" cette structure on constate que la Brèche du Cap scelle plusieurs paléofailles, dont une, au moins, est bien visible (fig.33).

#### B – Age de la Brèche du Cap.

Il est difficile à préciser. Les faits sont les suivants :

- la brèche repose localement sur la formation marneuse de l'Aalénien
- dans l'unité du Pessiéou, elle s'indente latéralement dans les Terres noires. Dans l'écaille de la Roche elle s'intercale, selon D. SCHNEEGANS, dans les calcaires à Zoophycos
- toutefois, la présence de blocs de Dogger n'a pas pu être clairement démontrée, à cause de la similitude des faciès du Dogger avec ceux du Domérien.

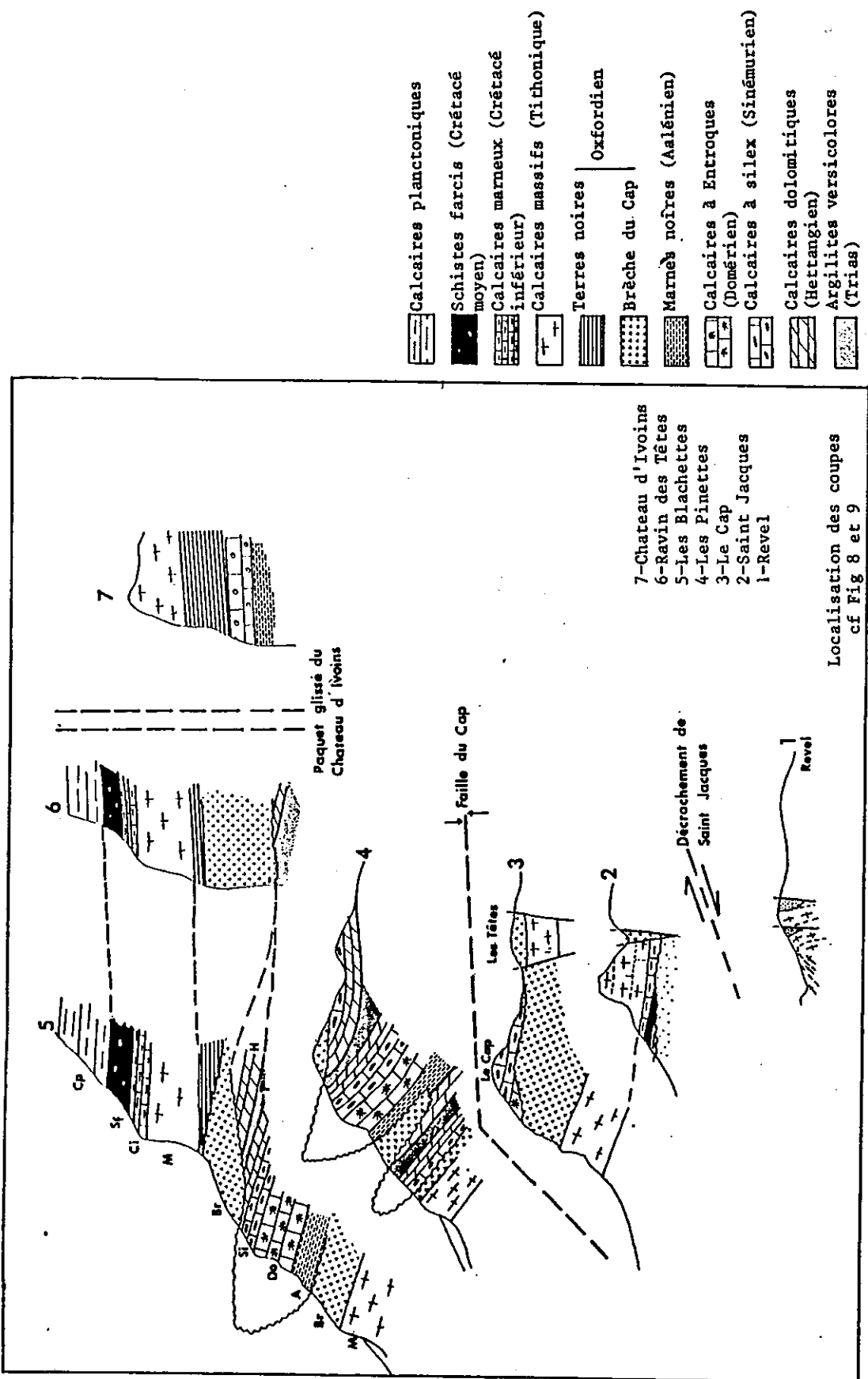


Fig. 32 : COUPES SERIEES DANS LE PLI DU CAP

Il n'est donc pas possible d'affirmer que la brèche soit postérieure à l'ensemble Bajocien-Bathonien.

- Par contre, son contact basal est souligné, dans le Pli du Cap, par une discordance aussi importante que celle qui marque partout dans le massif la base de l'ensemble Bajocien-Bathonien.

On peut donc envisager que l'accumulation des éléments de la brèche ait pu commencer dès le Bajocien, tout en se poursuivant jusqu'à l'Oxfordien.

La Brèche du Cap rappelle les brèches similaires décrites plus au Nord dans la zone subbriançonnaise : Brèche des Neyzets, Brèche du Télégraphe (R. BARBIER, 1948, P.Y. CHENET, 1978) qui sont datées avec plus de certitude du Bathonien terminal - Oxfordien. La Brèche du Cap pourrait être plus ancienne tout en ayant la même signification génétique : éboulis sous marins au pied d'un escarpement de faille.

Dans cette hypothèse, les variations de faciès qui s'observent dans la série du Pli du Cap, au début du Malm pourraient être en relation avec un système de paléofailles actives à la fin du Lias et jouant jusqu'au début du Malm.

#### C - Interprétation des faciès.

Le tableau F propose une interprétation des faciès du Callovo-Oxfordien. Les Terres noires représentent une sédimentation de bassin dans laquelle viennent s'intercaler des horizons grésocalcaires granoclassés, que l'on interprète habituellement comme des arrivées de matériel turbiditique. L'unité de la Brèche du Cap représente un faciès proximal proche de la zone qui fournissait le matériel

La carte de répartition des faciès des Terres noires (fig.34) montre que les faciès les plus grossiers sont cantonnés dans les unités du Cap et de La Roche qui sont, paléogéographiquement, les plus méridionales. La polarité du détritisme est donc du Sud vers le Nord dans la position actuelle de ces unités.

Certains points méritent d'être soulignés, notamment : le mécanisme de mise en place de la Brèche du Cap, sa profondeur de dépôt et la signification, dans le Pli du Cap, de l'érosion sous-jacente.

#### Mécanisme de mise en place.

Le faciès bréchiq ue très hétérométrique ainsi que le fait que des matériaux "fragiles" y soient incorporés (argilites du Rhétien) indiquent un transport presque nul.

Deux modèles de mise en place du matériel peuvent être envisagés :

a) : écroulement d'une falaise sous-marine dont les matériaux s'étalent au pied d'un talus (fig.35a).

Ce mécanisme est celui qui a été avancé dans le cas de la Brèche du Télégraphe.

b) : transit au long d'un canyon sous-marin (fig. 35 b). Des exemples de ce mécanisme ont été décrits dans les séries de la bordure ardéchoise (S.FERRY et J. FLANDRIN, 1979) et du Diois (E. VIALLY, 1985).

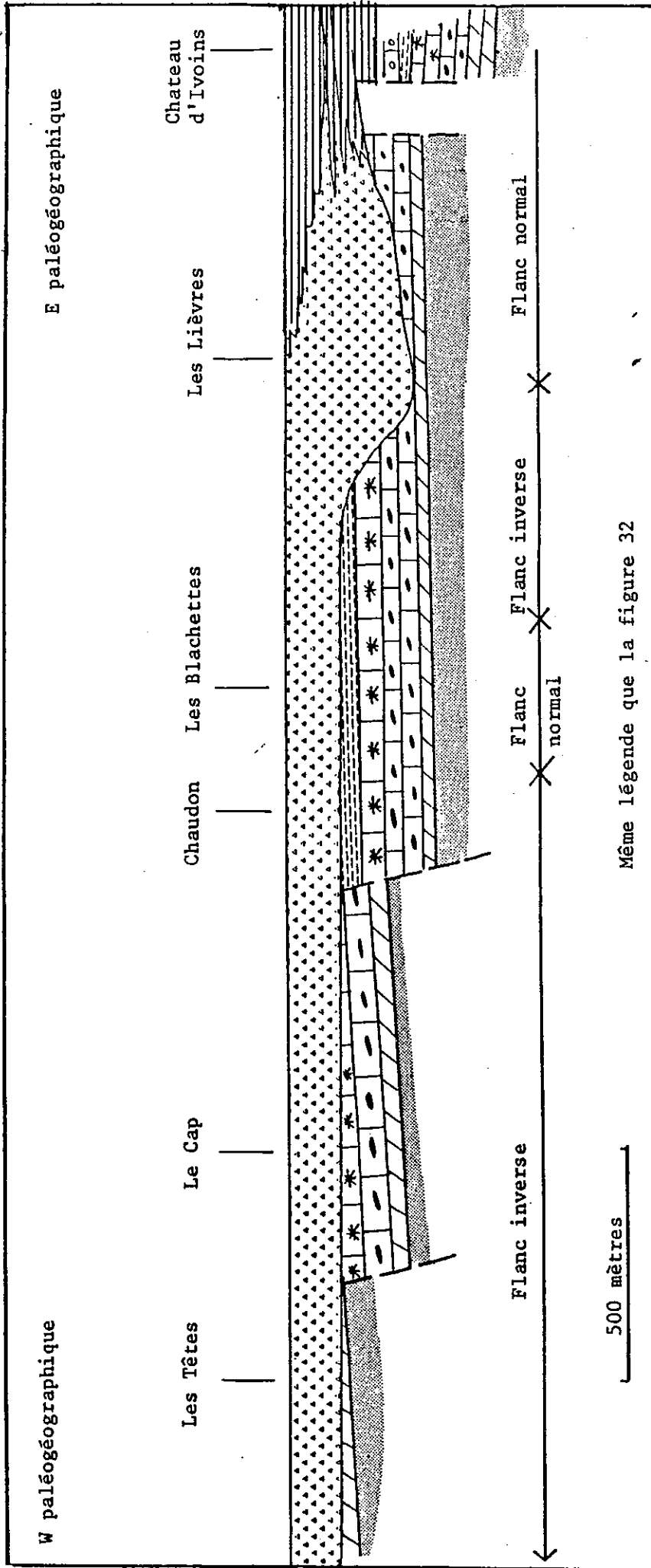


Fig 33- Coupe restituée du Pli du Cap, au sommet de la Brèche du Cap.

Même légende que la figure 32

TABLEAU F

FACIES	DONNEES MACROSCOPIQUES	DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES	INTERPRETATION
brèche du Cap	<p>-Brèche grossièrement litée, hétérométrique à matrice de calcaires argileux.</p> <p>-Le diamètre des éléments varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres.</p> <p>-Localement la brèche peut-être monogénique et à matrice siliceuse ou ferrugineuse, habituellement elle remanie toute la série liasique sous-jacente.</p> <p>-Au Cap, elle se termine par un niveau à Radiolarites.</p>	<p>-Les faciès les plus grossiers sont à la base de la formation</p> <p>-Au sommet ç. la brèche passe progressivement au faciès habituel des Terres noires.</p> <p>-Faible transport</p>	<p>Brèche d'éroulement de pied de falaise sous-marines, sous l'effet de l'érosion.</p> <p>Profondeur de dépôt?</p>
Terres noires	<p>Alternances métriques de marnes noires et de bancs gréseux ou calcaires d'épaisseur métrique. Chaque alternance représente une petite séquence turbiditique</p>	<p>-Les figures de bases de bancs donnent une direction de courant N-S, mais ne permettent pas de préciser le sens.</p> <p>-La carte de répartition des faciès pour cette période montre clairement que les faciès les plus grossiers sont localisés au sud du massif.</p>	<p>Turbidites distales.</p>

Tableau F - Synthèse des données macroscopiques et sédimentologiques et de l'interprétation des faciès du CALLOVO-OXFORDIEN.

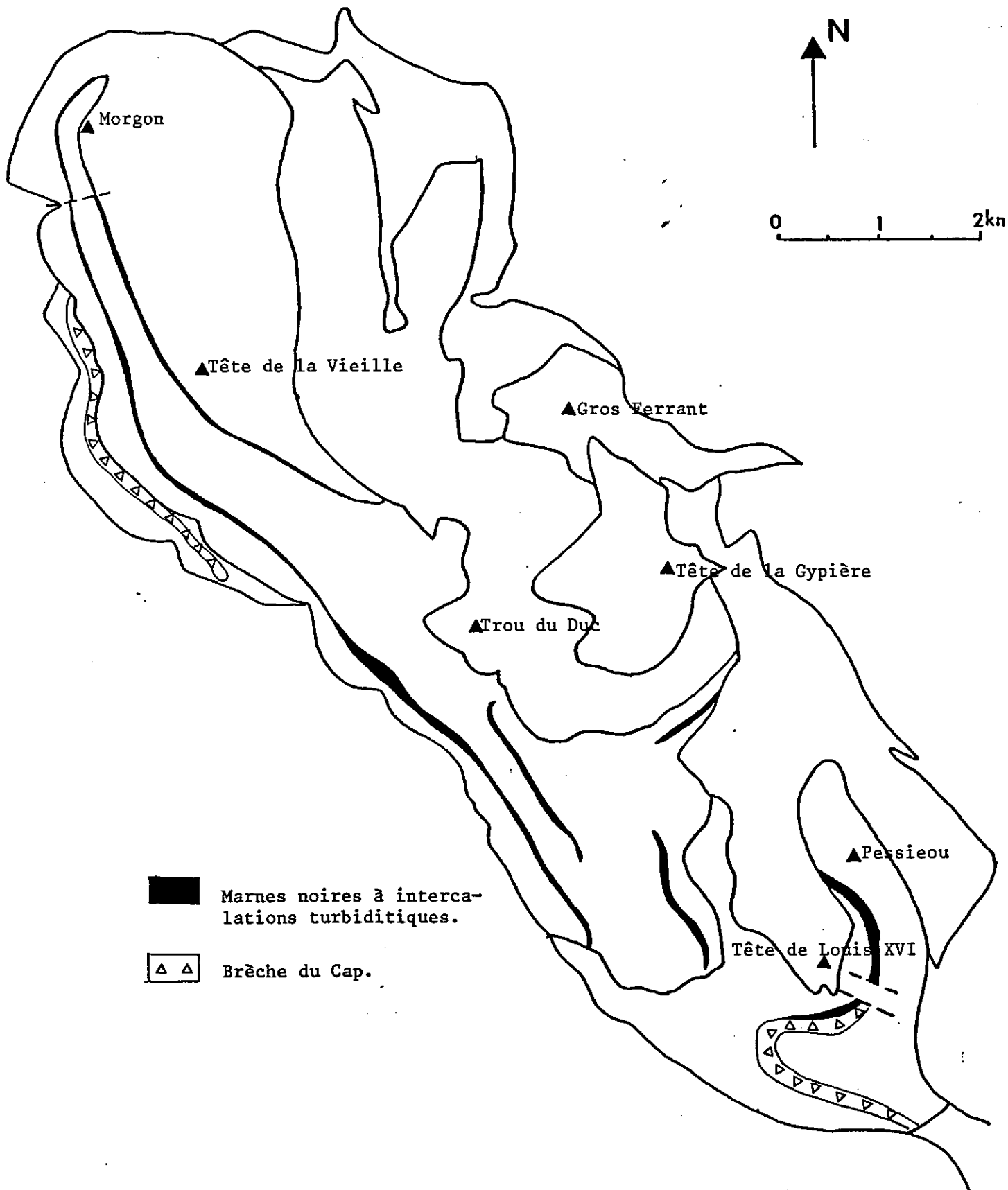
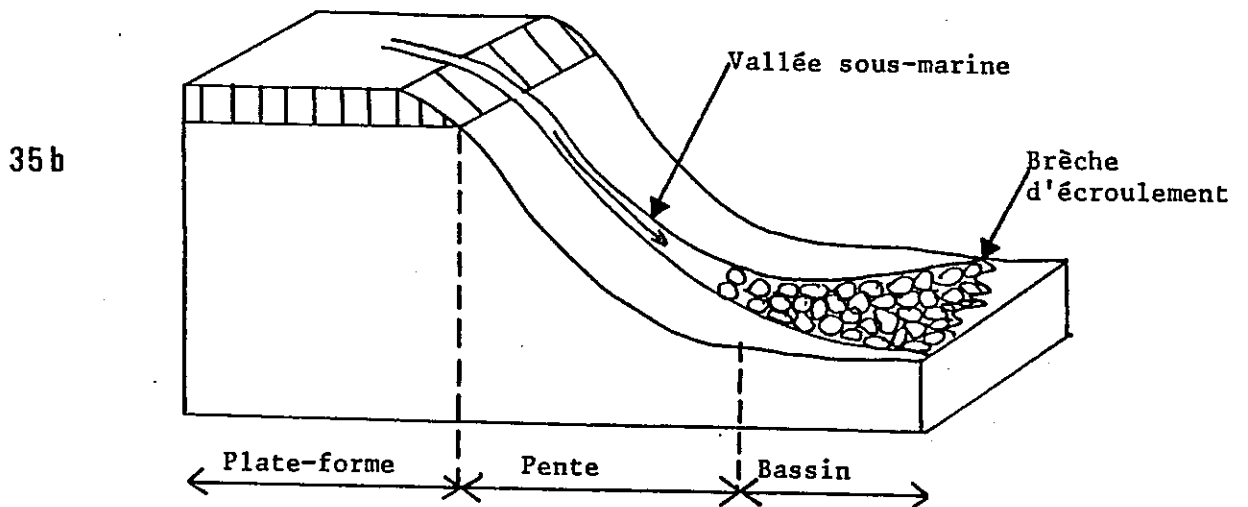
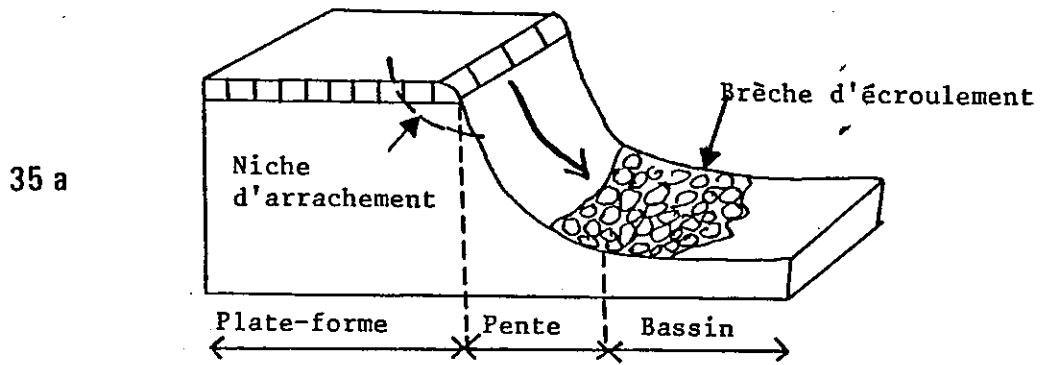


Fig. 34 : CARTE DES AFFLEUREMENTS DE LA FORMATION DES TERRES NOIRES (Callovo - Oxfordien)





**Fig. 35 : DEUX MECANISMES EXPLIQUANT LA MISE EN PLACE DE LA BRECHE DU CAP.**

Les conditions d'affleurement défavorables de la Brèche du Cap ne permettent pas de trancher entre ces deux mécanismes, qui impliquent néanmoins l'existence d'un fort relief sous-marin proche de la zone de sédimentation et que l'on peut assimiler à un escarpement de faille. On notera également que cet accident hypothétique se situait à l'emplacement d'une limite structurale actuelle majeure, celle qui sépare l'ensemble des unités du Morgon de celles des Séolanes.

L'un et l'autre des mécanismes proposés ne rendent toutefois pas compte de l'érosion qui affecte les formations sous-jacentes à la Brèche, jusqu'au toit du Trias. Cette érosion, qui intéresse aussi le domaine voisin des Séolanes, releverait donc des événements intervenus au début du Dogger.

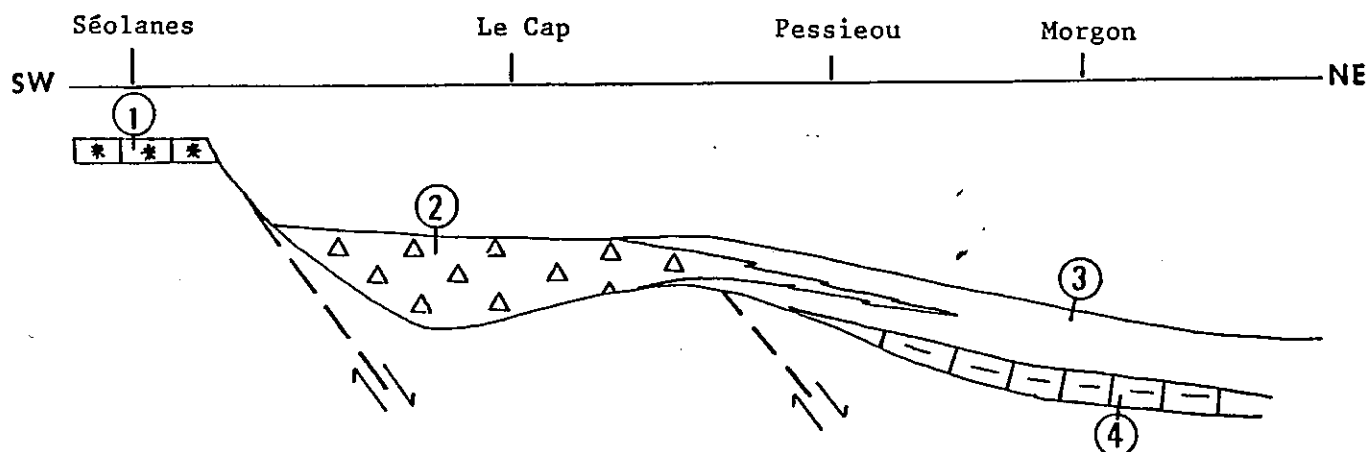
#### Profondeur de dépôt de la Brèche du Cap.

Les critères suivants sont disponibles:

- le mécanisme de mise en place du matériel suppose une sédimentation au bas d'une pente
- la rareté des foraminifères à l'intérieur de la matrice indique une profondeur de dépôt située probablement au voisinage de la F.C.D.
- le toit de la Brèche est localement constitué par un niveau de radiolarites, ce qui indiquerait une profondeur voisine de la C.C.D à la fin du dépôt et une tendance à l'approfondissement en fin de dépôt.

#### D – Conclusions.

La formation des Terres noires correspond à une séquence d'approfondissement intervenant après les dépôts de plate-forme du Dogger. Cet approfondissement est inégal dans le massif du Morgon, ce qui entraîne des variations latérales de faciès importantes résumées dans la figure 36.



1-Calcaires à Entroques, 2-Brèche du Cap, 3-Terres noires, 4-Marno-calcaires à Zoophycos.

Fig. 36 : SCHEMA DES VARIATIONS LATÉRALES DU CALLOVO-OXFORDIEN DANS LE MASSIF DU MORGON.

### 5.2.2 – L'ensemble calcaire du Malm - Néocomien .

#### A – Introduction.

Les faciès de calcaires fins à *Aptychus*, *Radiolaires* et *Calpionelles* de la série-type ne se retrouvent avec les mêmes caractères (faciès et épaisseur) que dans la partie N.W du massif du Morgon.(Fig.37).

Dans l'écaïlle de la Roche et dans le flanc inverse du Pli du Cap, ils sont remplacés par des faciès de calcaires blancs, généralement qualifiés, à la suite de D. SCHNEEGANS, de "récifaux". Partout ailleurs, cet ensemble est absent sous le Crétacé supérieur.

#### B – L'ensemble "récifal" de l'unité du Cap.

Au Sud, et plus spécialement dans le flanc inverse du Pli du Cap, une puissante formation de calcaires blancs s'intercale entre la Brèche du Cap et l'horizon-repère des schistes noirs crétacées.

Dans le détail, on observe, après remise en série normale, la coupe suivante (fig. 38) :

- au dessus des schistes noirs sommitaux de la Brèche du Cap, un horizon siliceux à bancs décimétriques de radiolarites surmonté par des schistes siliceux rouges ou verts (détail n°1)
- le calcaire blanc "récifal" ,formant une falaise de 50m de hauteur, qui repose sur l'ensemble précédent par un conglomérat jaune à galets de silex, de dolomies, et *Belemnites* et *Aptychus*.

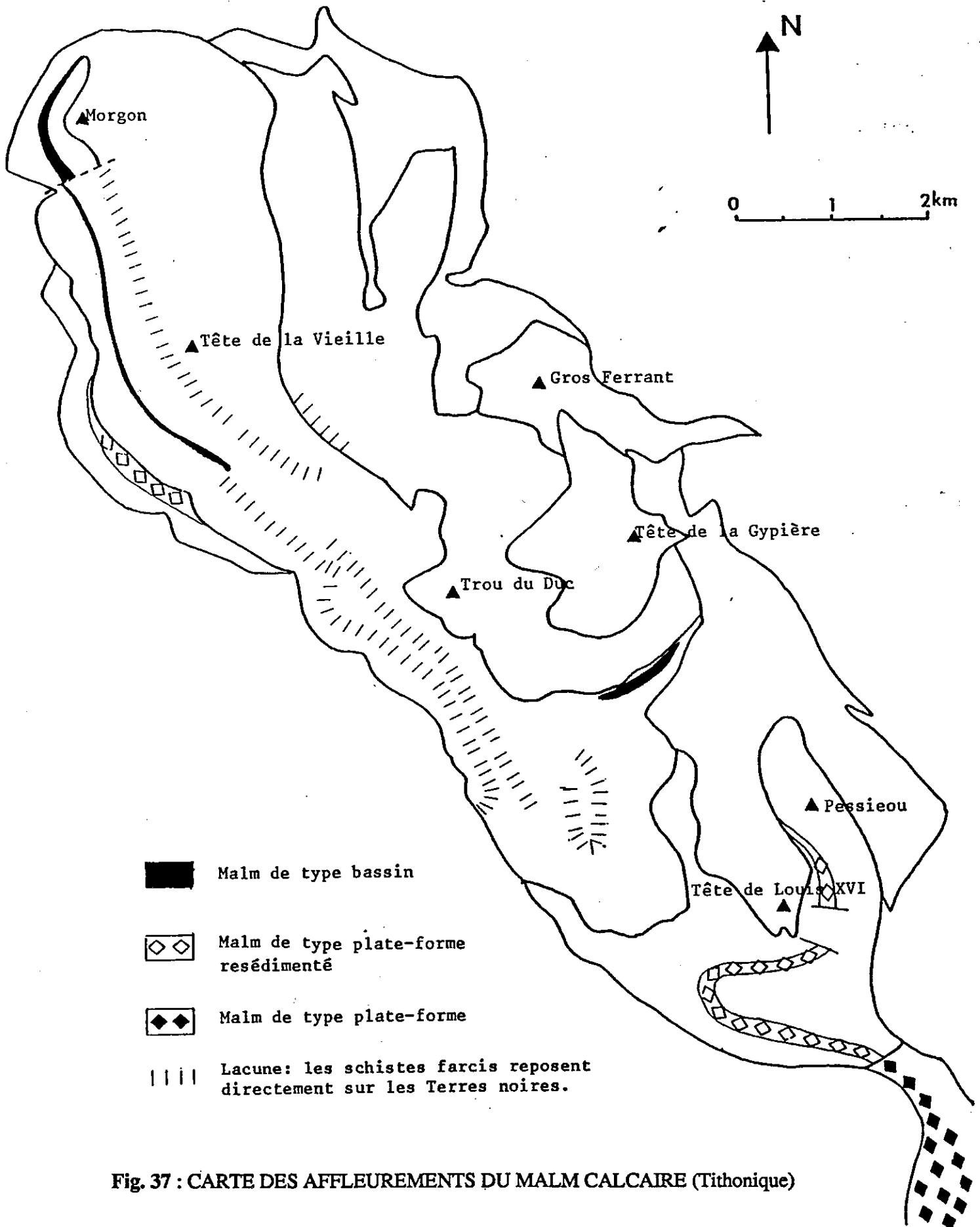


Fig. 37 : CARTE DES AFFLEUREMENTS DU MALM CALCAIRE (Tithonique)

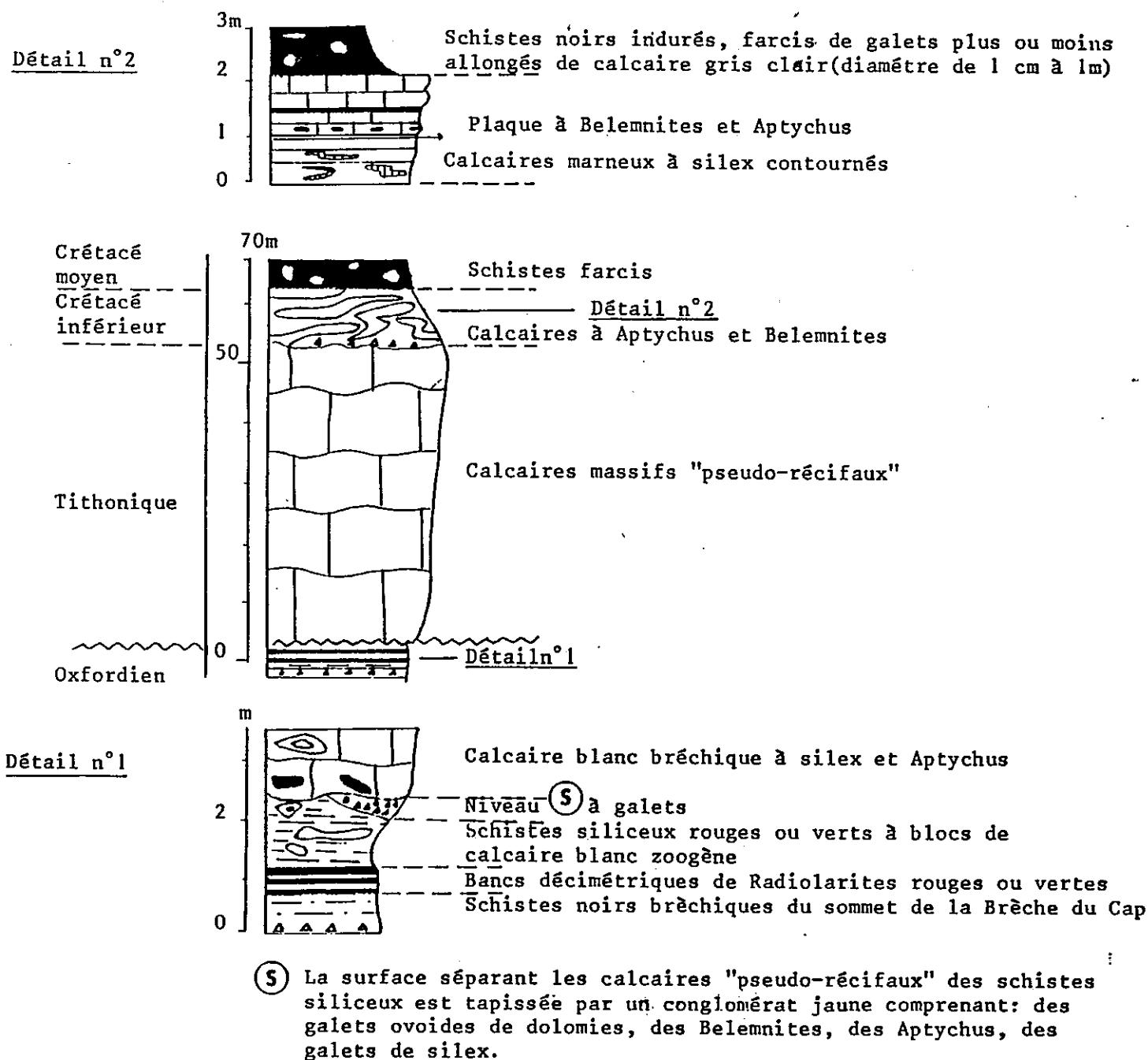


Fig. 38 : COUPE DANS LE FLANC INVERSE DU PLI DU CAP (restituée en série normale)

TABLEAU G

FACIES	DONNEES MACROSCOPIQUES	DONNEES MICROSCOPIQUES	INTERPRETATION
Faciès "pseudo-récifaux" du flanc inverse du Pli du Cap	-Brèche monogénique à éléments de calcaires récifaux pratiquement sans matrice. -En continuité apparente au dessus des niveaux radiolaritiques du toit de la Brèche du Cap. -Absence d'Ammonites, seuls les Aptychus sont conservés.	-Peu de bioclasts, en place, la plupart sont cassés et resédimentés. -Mélange de microfaciès provenant de milieux sédimentaires différents. -Petites tailles des éléments figurés en place.	-Brèche d'éroulement de pied de récifs. -Profondeur de dépôt sous l'A.C.D, à la base du talus. -Origine du matériel resédimenté: unité des Séolaves, au Sud de l'unité du Cap.
Calcaire fin à Calpionelles et à lits siliceux	Barre massive de calcaires fins Les 10 premiers mètres contiennent des bancs de cherts de 5 à 10 cm d'épaisseur.	Micrite à Calpionelles et quelques Radiolaires.	-Faciès pélagiques. -Sédimentation lente par décantation sur le fond de particules en suspension -Profondeur de dépôt F.C.D

Tableau G - Synthèse des données macro. et microscopiques des faciès tithoniques du massif du Morgon.

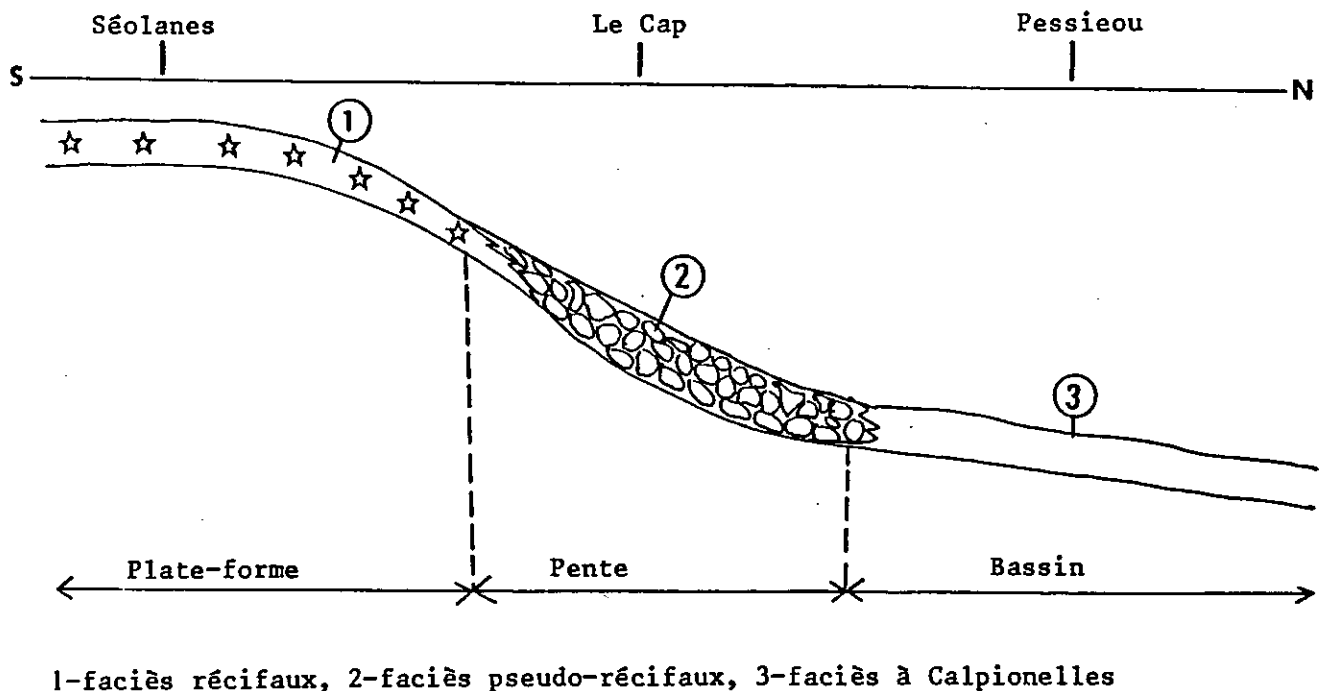
- le sommet de la coupe est constitué de bancs décimétriques de calcaires argileux à silex contournés (détail n°2) au milieu desquels on observe une plaque à galets centimétriques de calcaires blancs, tapissée d'Aptychus et de Belemnites orientées; ces niveaux sont attribuables au Crétacé inférieur.

Les calcaires "récifaux" se révèlent constitués surtout par des brèches monogéniques à blocs de calcaires blancs à Polypiers, Nérinées, gros Lamellibranches, etc., c'est-à-dire par du matériel de plate-forme récifale redéposé. Il s'agit donc d'un corps détritique pseudo-récifal entièrement compris entre des horizons ayant plutôt des faciès de bassin, à savoir :

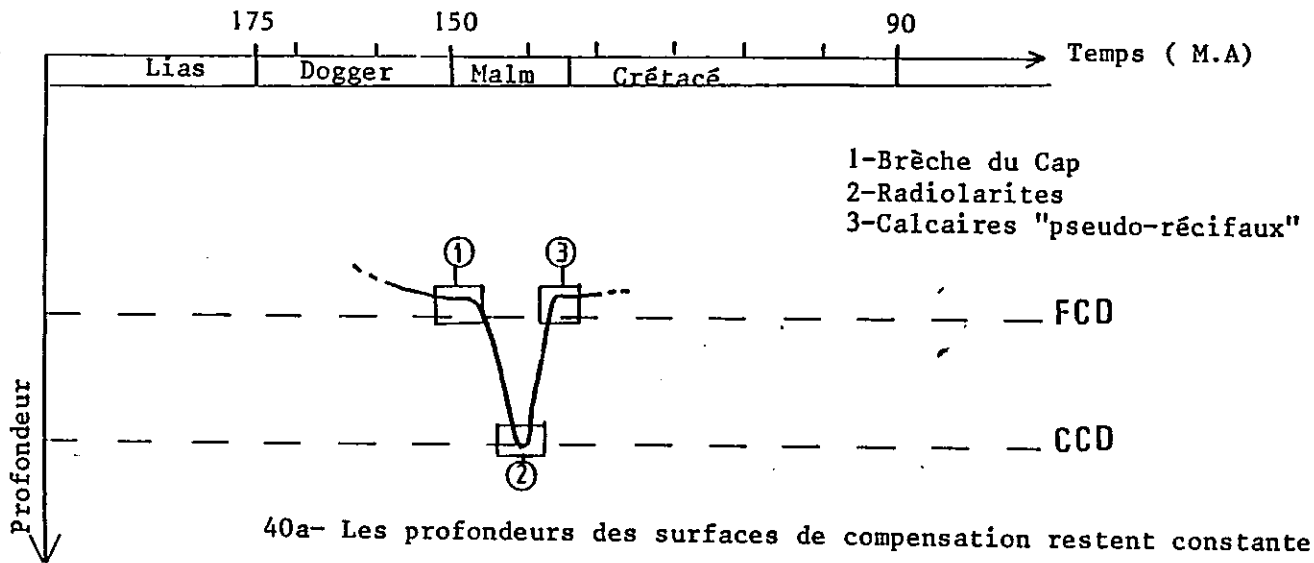
- à la base, des schistes siliceux et les radiolarites classiquement interprétés comme des dépôts profonds sous la C.C.D.
- au sommet, les horizons à Aptychus, Belemnites avec des indices de slumps.

L'origine du matériel récifal se situe certainement au Sud de l'Unité du Cap, dans le domaine des Séolanes où il existe des faciès typiquement récifaux à Polypiers en place.

Le tableau G récapitule les données macroscopiques et l'interprétation des faciès du Jurassique terminal. Les faciès calcaires de l'unité du Cap, bien que constitués essentiellement de matériel récifal, se sont sédimentés en milieu plus profond (au bas du talus) comme en témoignent le mélange des microfaciès et l'absence d'Ammonites dont seuls les Aptychus sont conservés. Le passage latéral vers des faciès typiquement pélagiques à Calpionelles en direction du Nord est alors plus facile à interpréter (fig.39).



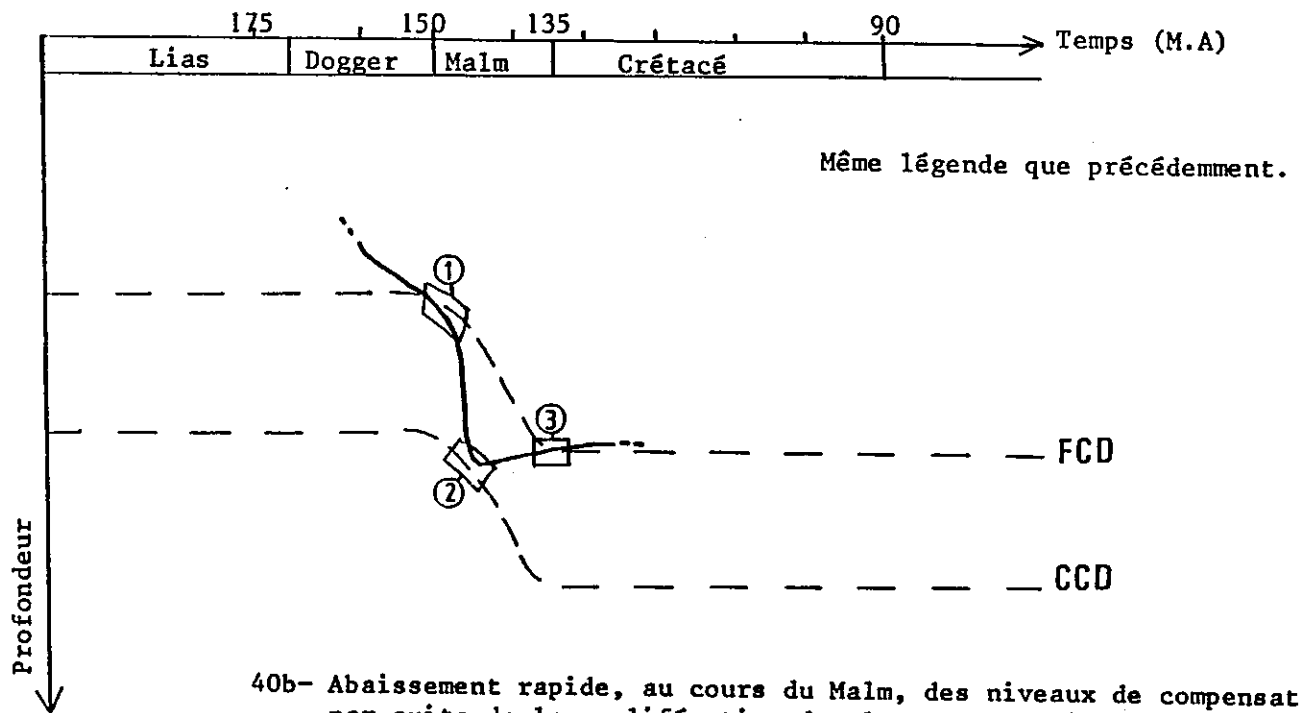
**Fig. 39 : SCHEMA DES VARIATIONS LATERALES DES CALCAIRES DU MALM DANS LE MASSIF DU MORGON**



40a- Les profondeurs des surfaces de compensation restent constantes.

- Episode de dépôt
- Position du fond marin
- - - Position des surfaces de compensation

N.B: L'âge et l'amplitude de l'abaissement des niveaux de compensation sont tirés des données de A.Boşel'ini et E.Winterer.



40b- Abaissement rapide, au cours du Malm, des niveaux de compensation par suite de la prolifération du plancton calcaire.

Fig. 40 : DEUX HYPOTHESES RELATIVES A LA PROFONDEUR DES DEPOTS DU MALM



### C - Le niveau à radiolarites.

Le niveau à radiolarites se situe, dans la coupe du Cap (fig.38), entre les formations de la Brèche du Cap et des "calcaires pseuso-récifaux" du Malm qui se sont probablement déposés tous les deux à des profondeurs voisines relativement grandes par rapport à l'environnement des termes précédents de la série, mais certainement pas en dessous de la C.C.D. Or, les radiolarites sont classiquement interprétées comme des dépôts beaucoup plus profonds, sous la C.C.D.

Cela implique que, dans l'intervalle de temps séparant ces formations, le fond marin ait subi un brusque mouvement de descente et de remontée (fig.40 a); or un tel mouvement d'ascenseur est difficile à concevoir du point de vue géodynamique.

Il est néanmoins possible d'expliquer cette particularité en discutant la signification bathymétrique des radiolarites ou en tenant compte des variations de la profondeur de la C.C.D. à cette époque.

Sur le premier point, les avis sont partagés :

- M. STEINBERG *et al* (1977), à partir d'une comparaison avec les sédiments hypersiliceux actuels, suggèrent que l'étroitesse et la situation aux basses latitudes de la Téthys au Jurassique (entre 0 et 20° de latitude Nord) aient contribué à une remontée de la C.C.D.

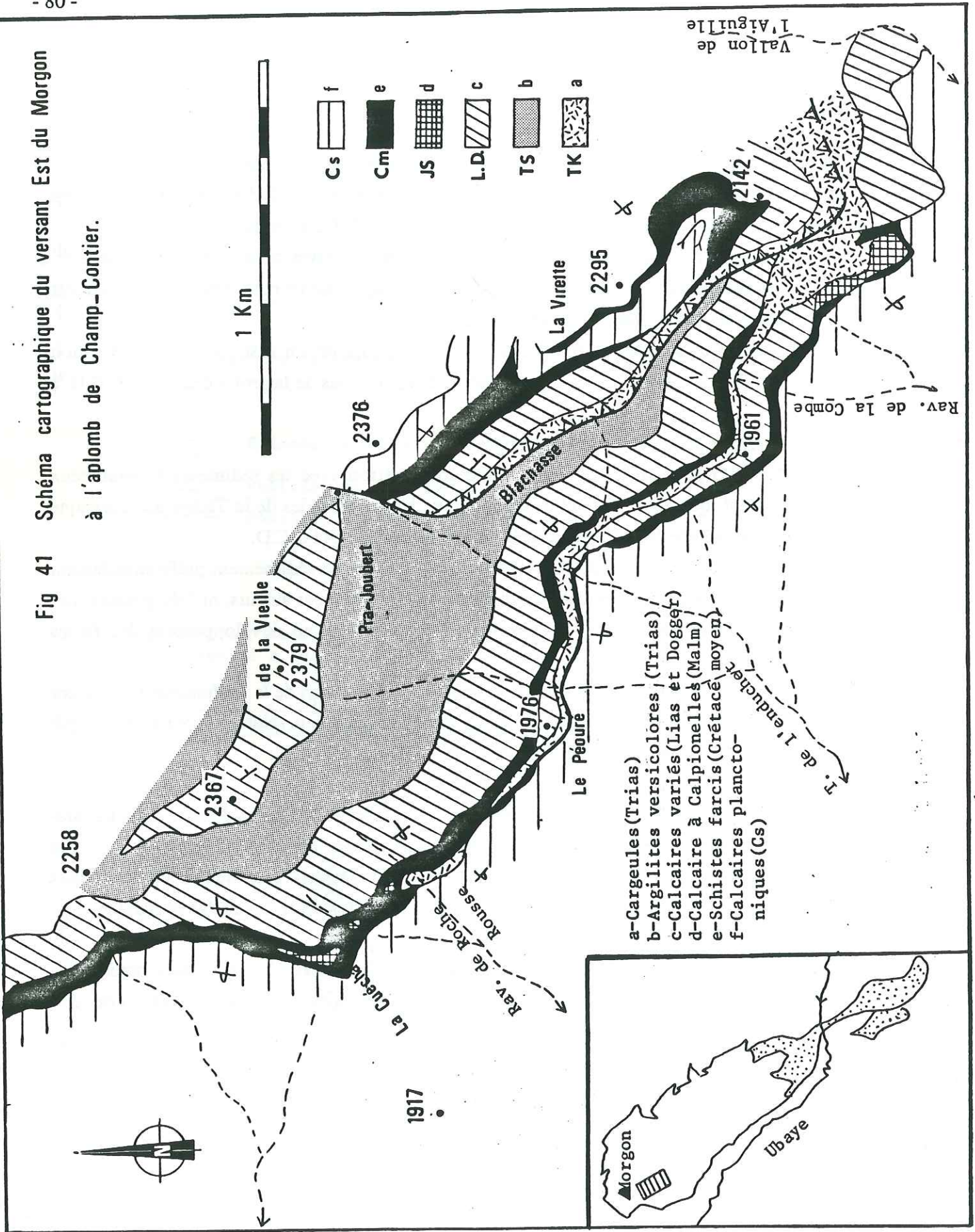
- Pour J. MARCOUX et L.E. RICOU (1979), les radiolarites se sédimentent préférentiellement dans des sillons pélagiques à circulation océanique réduite. Pour ces auteurs, ni l'éloignement des côtes, ni une grande profondeur ne semblent indispensables au développement des faciès radiolaritiques.

- A. BOSELLINI et E. WINTERER (1979) proposent une variation de la profondeur absolue des différents niveaux de compensation à la fin du Jurassique, en relation avec une brusque prolifération des organismes planctoniques calcaires.

Dans cette hypothèse, si la position relative de la Brèche du Cap et des calcaires pseudo-récifaux reste stable par rapport aux niveaux de compensation, leur profondeur absolue est très différente (fig. 40 b). La succession Brèche du Cap - Radiolarites - calcaires pseudo - récifaux traduit alors un enfoncement rapide du fond à la fin de l'Oxfordien suivi d'une relative stabilité.

En conclusion, il convient de manier avec la plus grande prudence les estimations numériques de la profondeur de la C.C.D, d'autant plus qu'aucun sédiment océanique actuel ne permet de faire une comparaison entièrement satisfaisante avec les radiolarites jurassiques alpines.

Fig 41 Schéma cartographique du versant Est du Morgon à l'aplomb de Champ-Contier.



- a-Cargeules (Trias)
- b-Argilites versicolores (Trias)
- c-Calcaires variés (Lias et Dogger)
- d-Calcaire à Calpionelles (Malm)
- e-Schistes farcis (Crétacé moyen)
- f-Calcaires planctoniques (Cs)

### 5.3 – LE CRETACE SUPERIEUR.

Dans les séries du massif du Morgon, le Crétacé supérieur est surtout représenté par l'habituelle formation des calcaires planctoniques, attribuable essentiellement au Sénonien. Dans les écaillés supérieures du massif, ces calcaires débutent par des couches rouges qui reposent, en général, directement sur le Dogger par l'intermédiaire de croûtes minéralisées (fig. 22 et 23).

Dans le reste du massif, ils surmontent l'horizon des pélites noires siliceuses à blocs et olistolites décrit dans la série-type. Dans la coupe du Pessiéou et à l'extrémité Nord du Massif (promontoire du Morgon), ces pélites succèdent normalement à l'ensemble calcaire du Malm - Néocomien. Partout ailleurs cet ensemble manque sous les Schistes farcis qui surmontent ainsi une série réduite. Curieusement, cette anomalie a été à peine évoquée par D. SCHNEEGANS.

#### 5.3.1 – Les Schistes farcis ou Black shales.

La coupe de la Lauze (fig.20) offre un bon exemple de série réduite. Entre les calcaires à Zoophycos du Callovien et la formation des calcaires planctoniques s'intercale un horizon sombre d'une dizaine de mètres d'épaisseur évoquant les Terres noires oxfordiennes, comme le pensait D. SCHNEEGANS, mais où l'on observe en réalité deux termes superposés :

- à la base, sur quelques mètres, des marnes noires à bancs décimétriques de calcaires détritiques roux granoclassés. Il s'agit de la formation habituelle des Terres noires, ici extrêmement réduite ;
- au sommet, des argilites noires non carbonatées, sans stratification visible et contenant plusieurs blocs lenticulaires décimétriques de calcaires fins à Calpionelles du Malm. Ce sont les "Schistes farcis" de la série - type du Pessiéou qui peuvent donc reposer directement sur les Terres noires Jurassiques.

Cette coupe révèle donc l'existence, dans la série régionale, d'une **quatrième discontinuité** se situant probablement dans l'Albien, par comparaison avec les données tirées du massif de Piolit (P.Y.CHENET, 1978). Dans les différentes coupes observées, l'épaisseur de la formation des Schistes Farcis varie beaucoup. Elle atteint son maximum dans les parties centrales du massif où, parallèlement, les lentilles calcaires deviennent plus abondantes et passent à de véritables olistolites de dimension décamétrique voire hectométrique.

Le détritisme est maximum le long d'une bande de terrain qui affleure vers 2000m d'altitude, sur le versant de l'Ubaye, à l'aplomb du village de Champ-Contier, et qui disparaît sous l'unité de l'Aiguille au droit du synclinal de la Virette (fig.41). A l'intérieur de cette bande, de nombreux olistolites se succèdent du N.W au S.E :

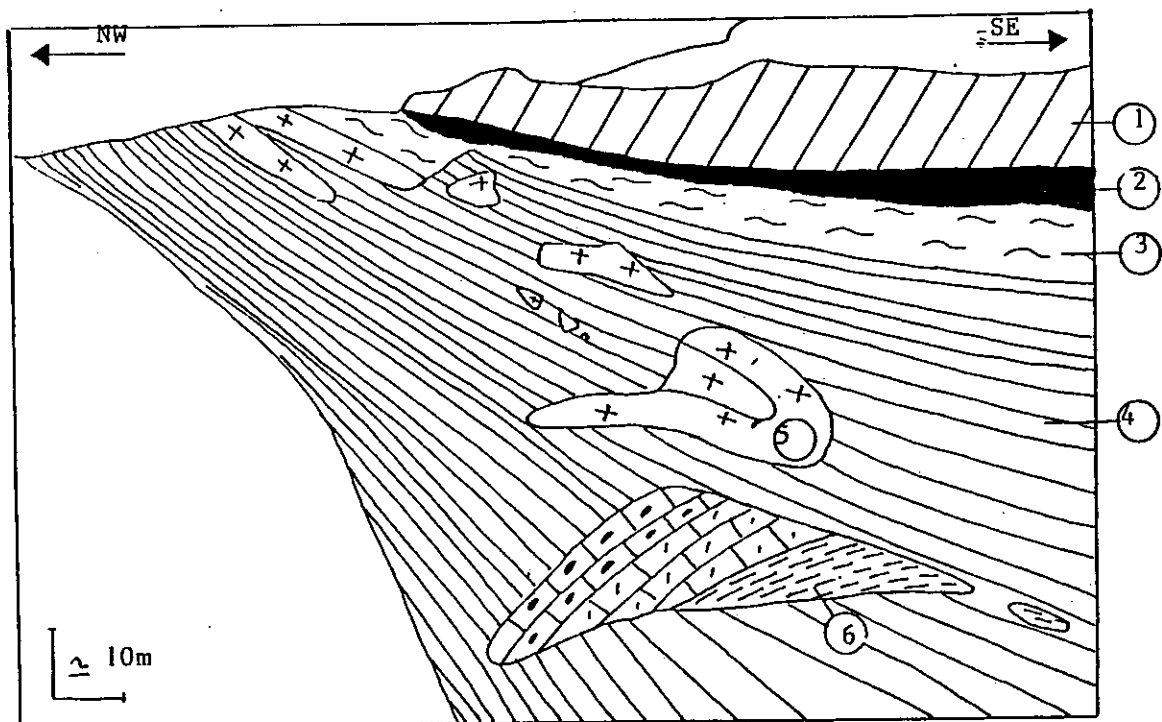


Fig: 42 -"Black-shales" à olistolites de la Cuécha et de Roche-Rousse

1-Calcaires bioclastiques massifs du Dogger; 2-Marno-calcaires à Zoophycos; 3-Terres noires; 4-"Black-shales" crétacées; 5-Olistolite de calcaire à Calpionelles, noduleux et rose; 6-Olistolite d'un morceau de série liasique condensée (détail fig 43)

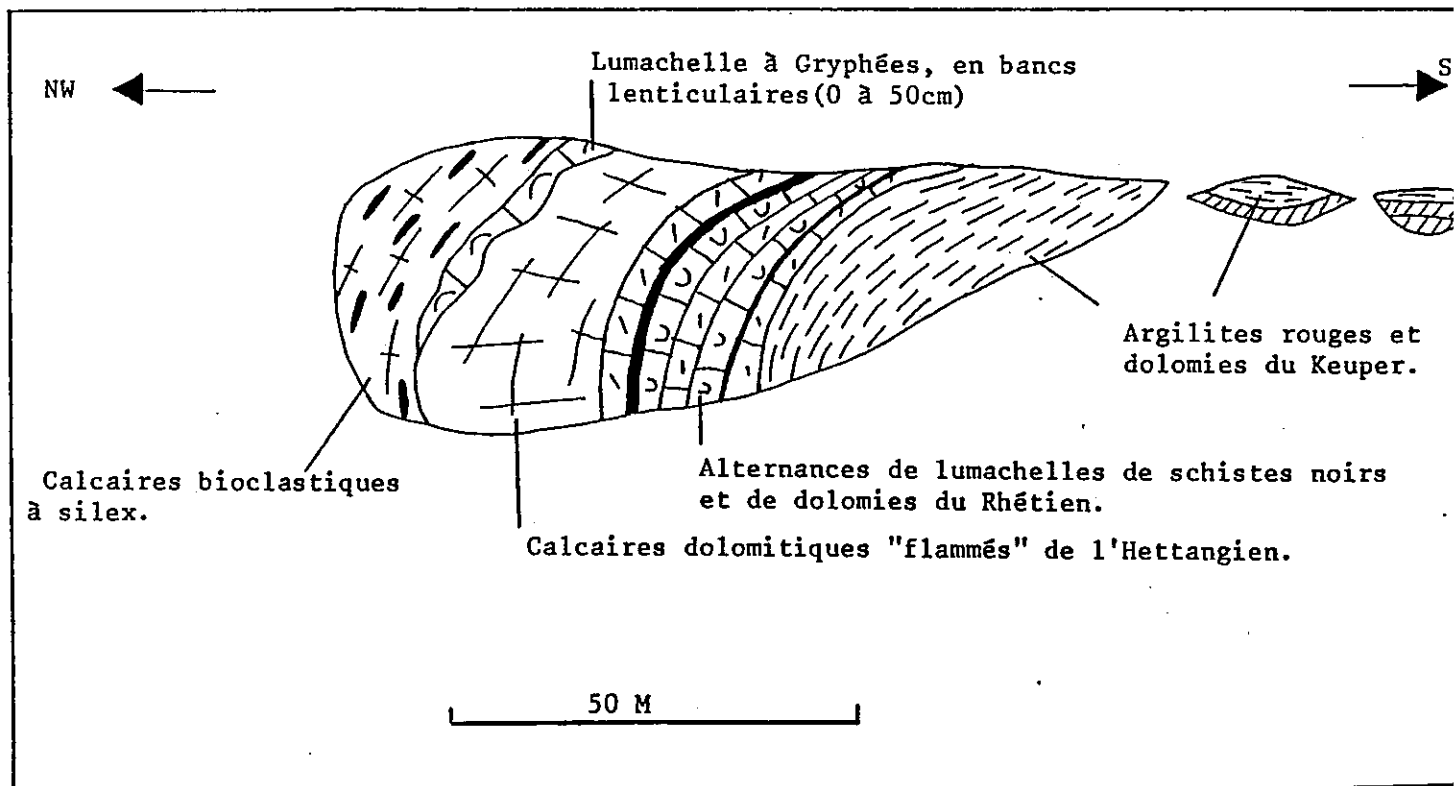
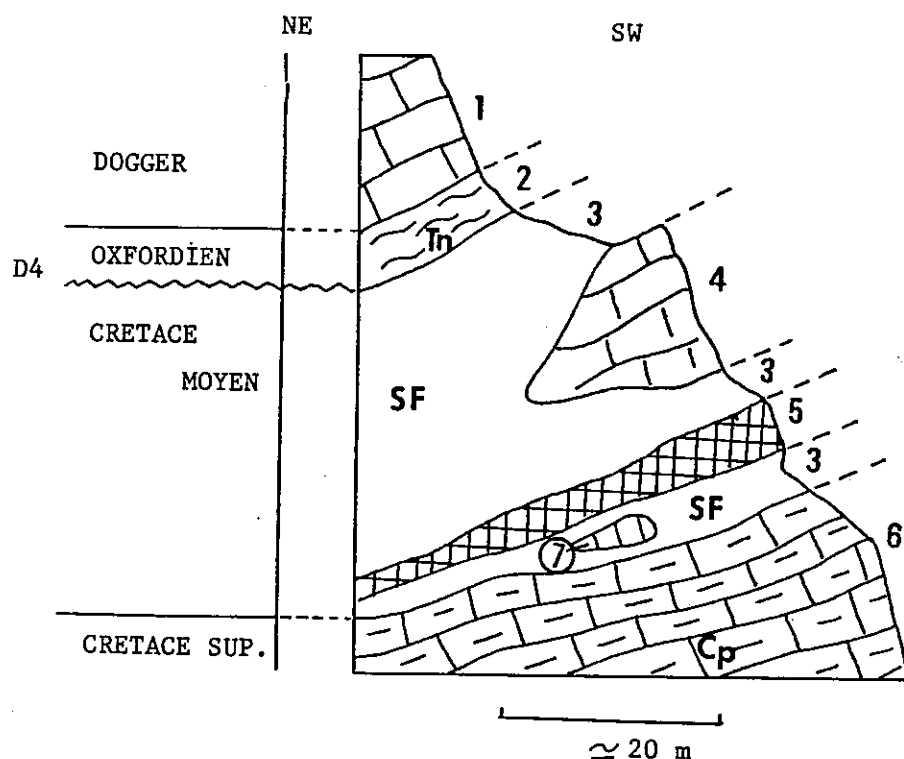


Fig: 43 -Détail de l'olistolite du Haut Ravin de Roche-Rousse est.



1-Calcaires bioclastiques massifs; 2-Marno-calcaires à Zoophycos; 3-Schistes farcis ("Black-shales"); 4-Mégabloc de Dogger; 5-Dolomie cargneulisée; 6-Calcaires planctoniques; 7-Mégabloc de calcaire fin du Tithonique.

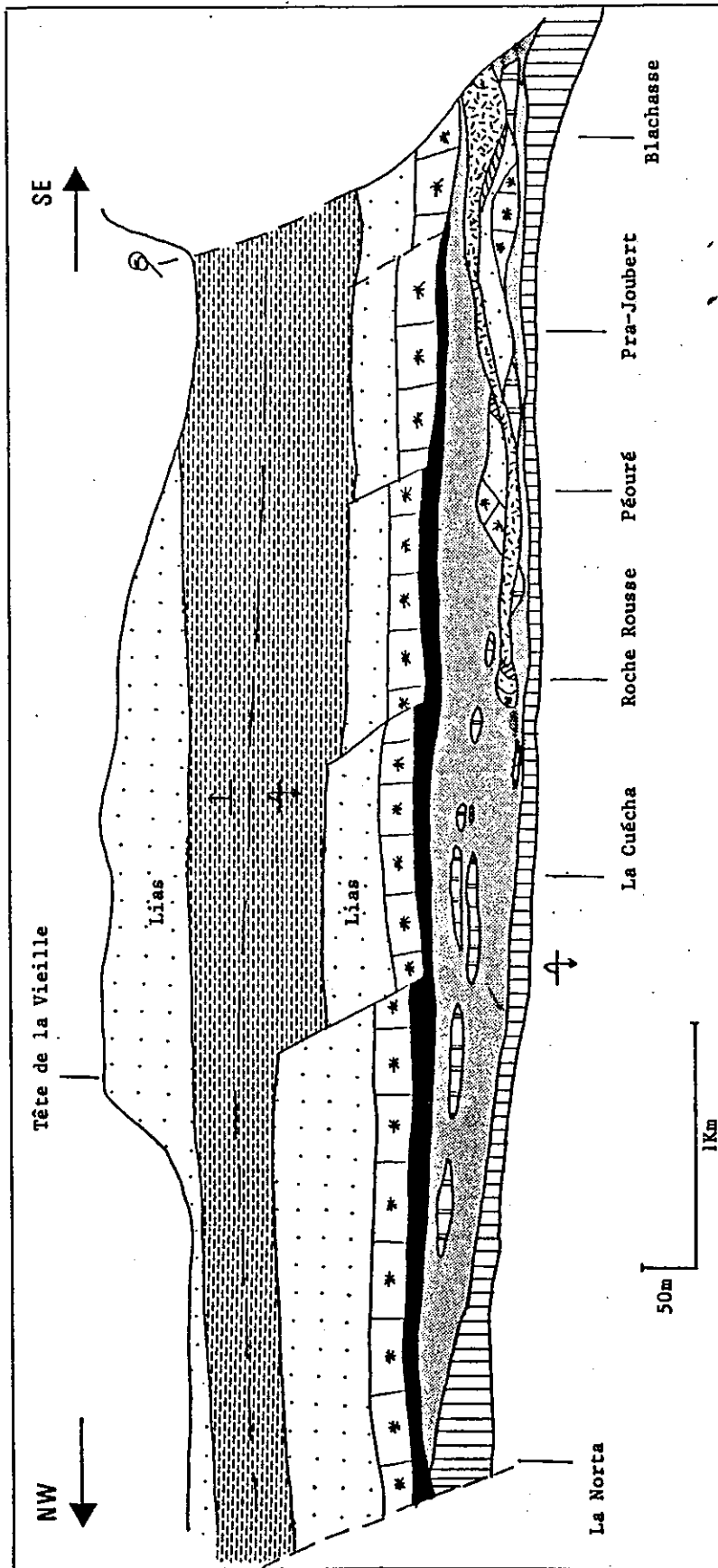
Fig. 44 : COUPE PASSANT PAR LE ROCHER DU PEOURE (OU PEYRON)

- Olistolites de la Couècha, constitués de tronçons de bancs lenticulaires horizontaux de quelques mètres d'épaisseur et de plusieurs dizaines de mètres de longueur de calcaires fins du Tithonique et du Néocomien (fig.42).

- Olistolite du Ravin de Roche-Rousse, constitué par un bloc hectométrique où l'on observe une superposition de différents termes de la série, des argilites et dolomies du Keuper aux calcaires à silex du Carixien. Toutefois, l'ensemble correspondant au Sinémurien inférieur (calcaires à Gryphées et à silex y est réduit à un seul banc lenticulaire de moins d'1 m d'épaisseur.

Au SE du ravin de Roche Rousse, un chapelet de mégablocs de calcaires du Lias, du Dogger et du Malm encadre une mince lame de terrains triasiques très disloqués, comprenant des dolomies cargneulisées, des argilites versicolores et du gypse. L'un de ces mégablocs constitue un énorme monolite au rocher du Péouré ou Peyron (fig. 44). D'autres mégablocs de même nature se succèdent ainsi dans le versant, au sein des Black shales, jusqu'à la Blachasse en contrebas de la crête de la Virette qui borde au N le vallon de l'Aiguille.

La coupe du versant à l'aplomb de la Tête de la Vieille (Fig.45) montre la disposition des olistolites dans le versant. Dans sa partie SE, elle évoque un anticlinal couché à coeur triasique inséré dans les Schistes farcis crétacés. D. SCHNEEGANS qui attribuait l'ensemble de cette formation à l'Oxfordien, interprétait cette structure comme un repli de la série ("repli de Pra Joubert").











- |   |  |   |   |
|---|--|---|---|
|  | Calcaires planctoniques (Crétacé sup.)                     |  | Calcaires à Entroques du Dogger.          |
|  | Schistes farcis (Crétacé moy.)                             |  | Calcaires liasiques.                      |
|  | Calcaire noduleux à Calpionelles. (Malm)                   |  | Argillites rouges, dolomies du Trias sup. |
|  | Marno-calcaires à Zoophycos, et Terres noires. (Oxfordien) |  | Cargneules.                               |

Fig. 45 : COUPE DU VERSANT SOUS LA TETE DE LA VIEILLE



Dans le synclinal de la Virette, les Schistes Farcis reposent directement sur les calcaires argileux à Zoophycos (fig.46). Ils scellent des paléofailles recoupant les calcaires du Dogger et contiennent plusieurs lentilles de calcaires à Aptychus et à Belemnites du Crétacé inférieur (fig.47).

Le détritisme des Schistes farcis est également important dans les écaillés des Ferrants, en contrebas de la crête qui relie le vallon des Olettes au col de la Rouse par la Tête de la Gypièrre et les Ferrants, où ils contiennent une longue lentille de gypse et de cargneules (fig. 48 et 49).

- Le petit sommet du Gros Ferrant (fig. 50) permet d'observer de nombreux détails concernant les Black shales qui comportent un niveau basal de schistes siliceux rouille, sans blocs, en repos direct sur les calcaires à Zoophycos réduits à quelques mètres. Sur l'arête Ouest, ces schistes deviennent franchement silteux et prennent un curieux faciès de quartzites compacts noir-verdâtre. Ils surmontent alors un banc de calcaire gris brèchique à Aptychus et Belemnites qui pourrait représenter un reste de Crétacé inférieur condensé. La partie supérieure des Black shales est truffée de blocs de dolomies triasiques et de calcaires du Dogger, ainsi que de lentilles de cargneules.

La figure 51 donne un schéma de la structure de ce chaînon, en coupe longitudinale. On remarquera que la bande de terrains triasiques resédimenté dans les Black shales semble bien représenter un diverticule latéral de l'énorme masse de gypses qui occupe le fond du vallon des Olettes au Sud.

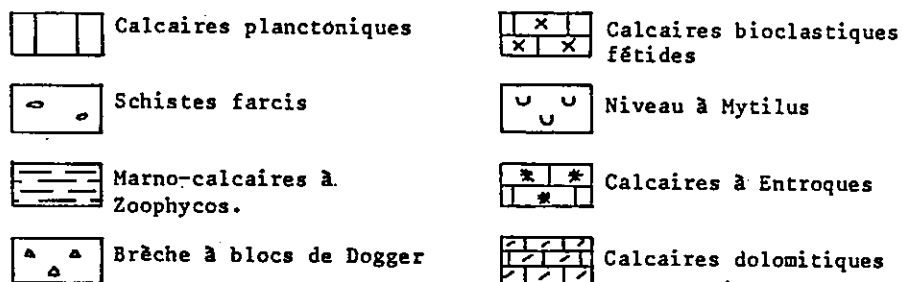
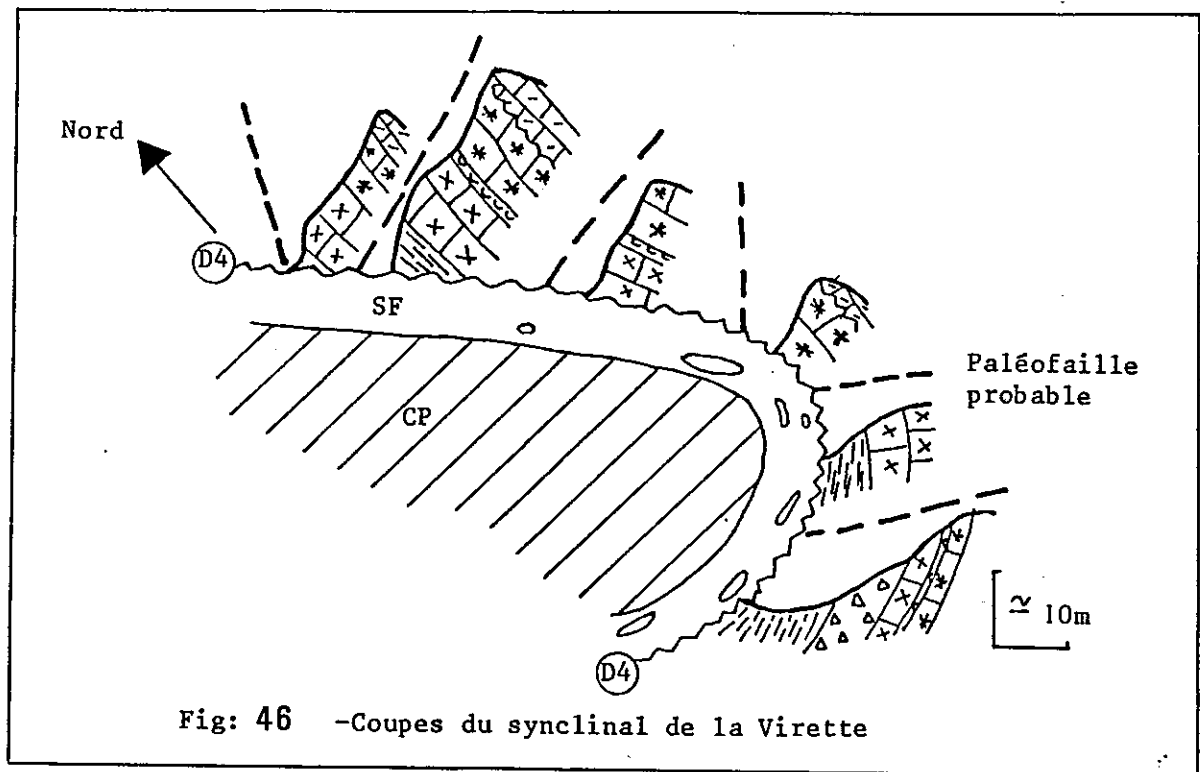
L'horizon des Schistes farcis ou des "Black-shales" présente donc trois faciès différents qui se distinguent par l'importance du détritisme et la nature des éléments remaniés (fig. 52) :

- un faciès sans blocs ou à graviers centimétriques, coïncidant avec une épaisseur de formation faible et qui se rencontre dans l'unité du Cap-Pessiéou et dans le flanc inférieur normal de l'unité du Morgon ;
- un faciès à blocs décimétriques à métriques où dominent les calcaires du Malm et de Crétacé inférieur, coïncidant avec un épaissement de la formation (La Lauze) ;
- un faciès à méga-olistolites de calcaires du Lias et du Dogger accompagnés de matériel triasique abondant incluant des lentilles de gypses et de cargneules.

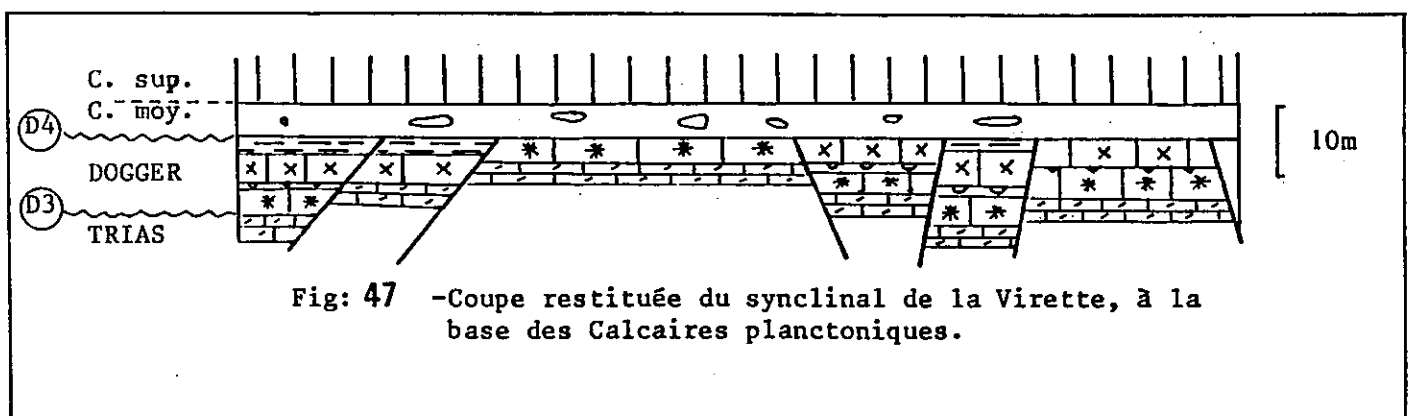
### 5. 3. 2 – Interprétation du faciès des Schistes Farcis.

La matrice d'argilites noires non carbonatée, non litée, peut être interprétée comme un ensemble de "mud-flows" remaniant des sédiments déposés, en milieu confiné, au voisinage ou en dessous de la C.C.D.

Le matériel qui y est incorporé sous forme de graviers, blocs et lentilles de toutes dimensions ne montre ni stratification ni classement. Il s'agit exclusivement de matériel sédimentaire provenant de la série sous-jacente, des gypses triasiques aux calcaires à *Aptychus* du Néocomien



Légende commune





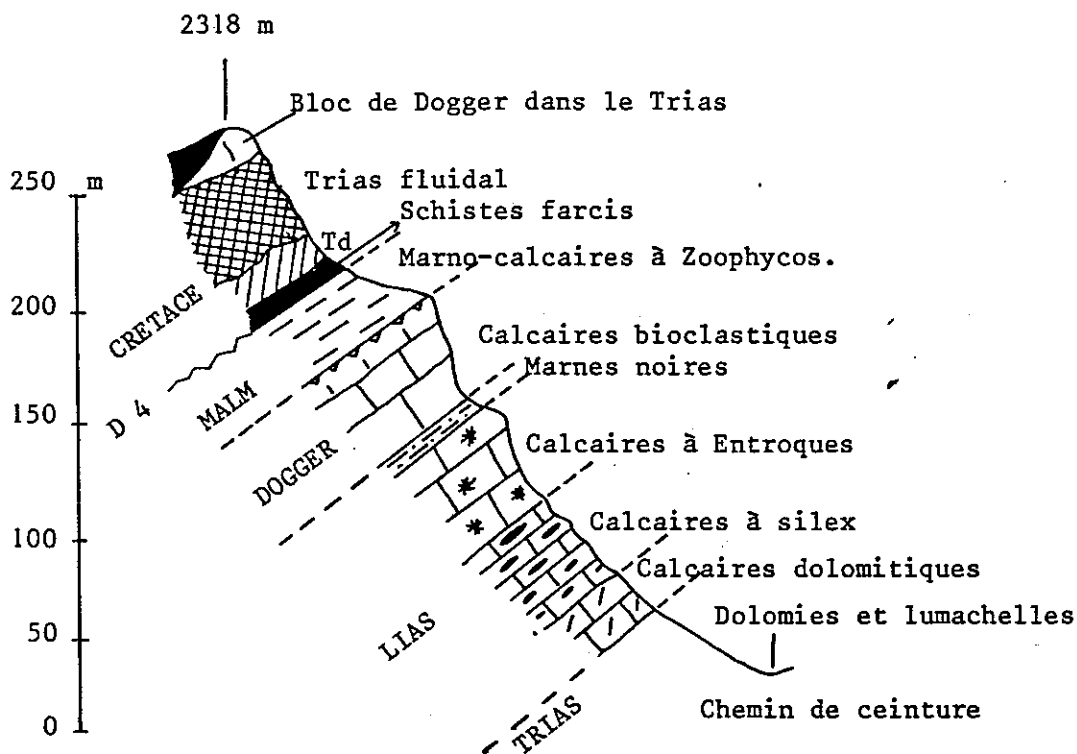


Fig. 48 : COUPE DE L'EPERON 2318 AU NORD DU VALLON DES OLETES

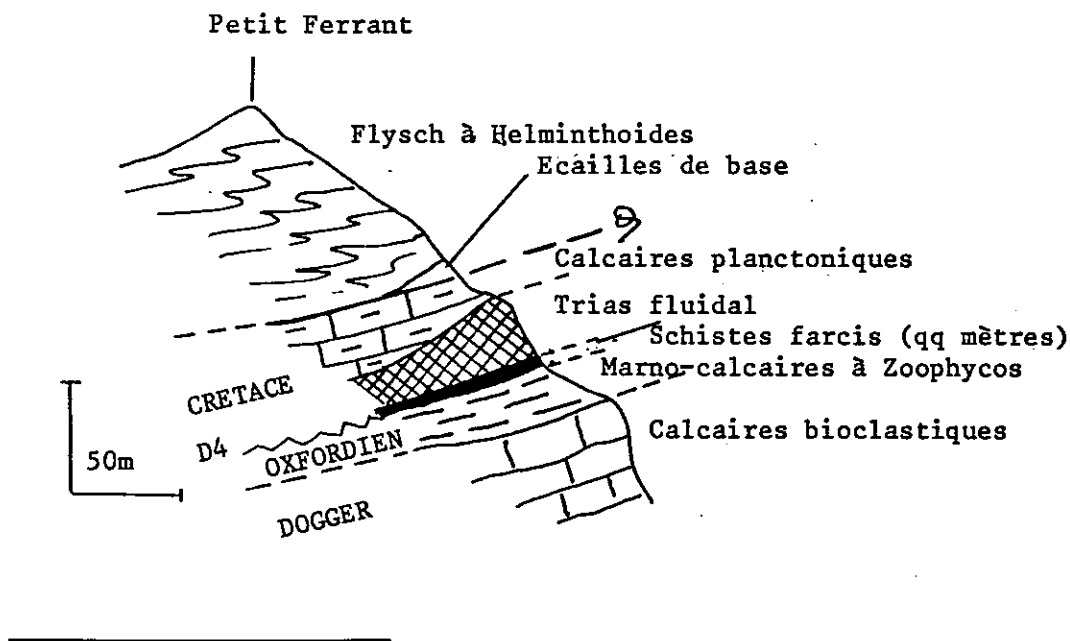
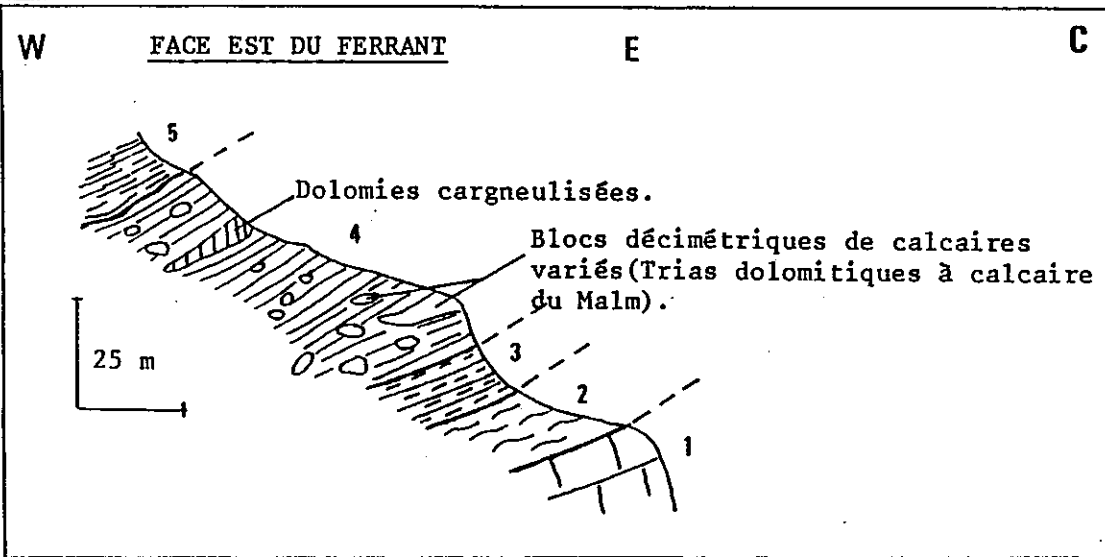
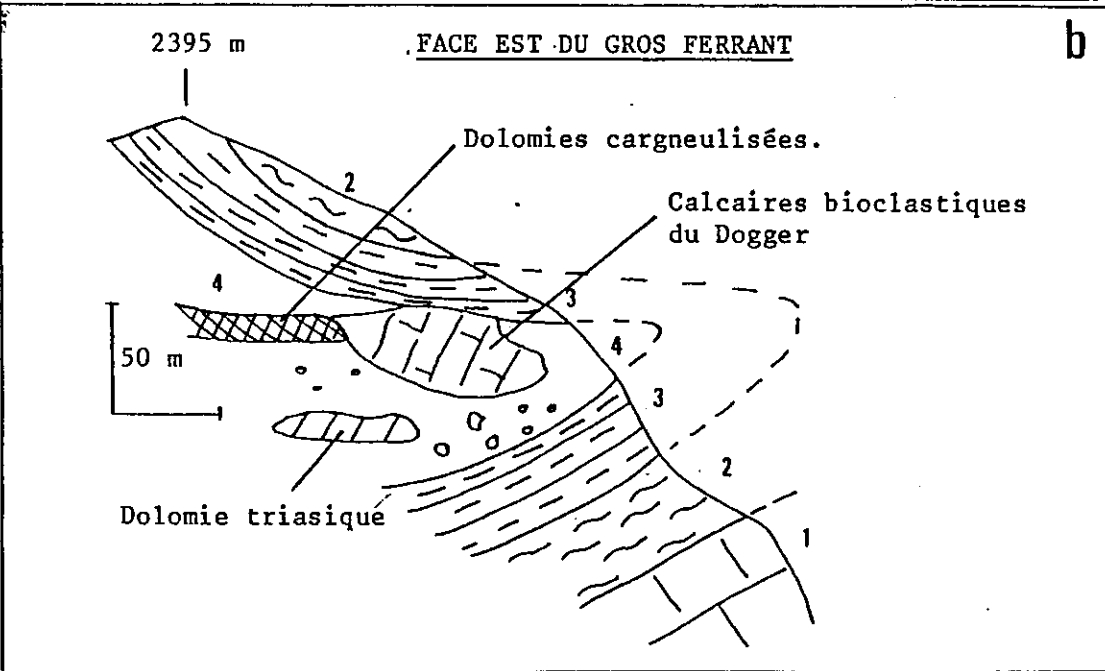
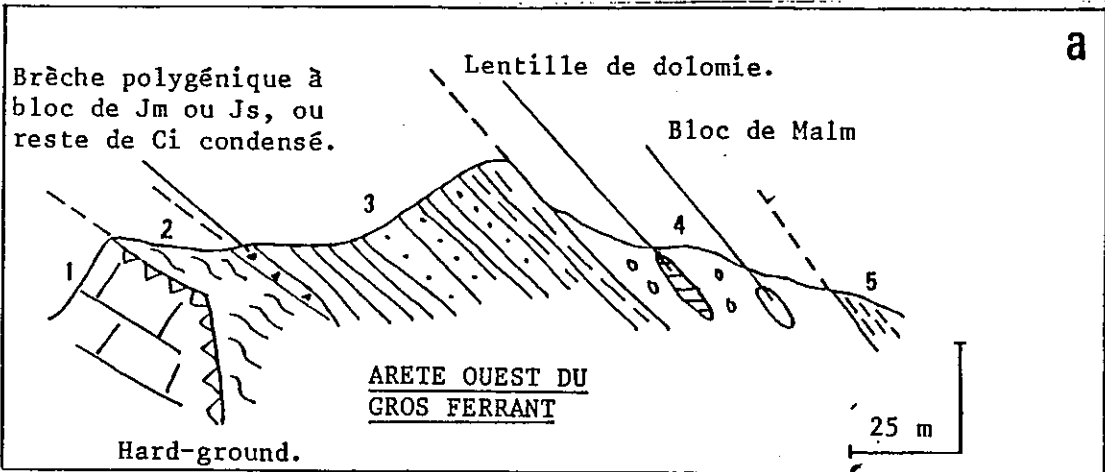


Fig. 49 : COUPE AU DROIT DU PETIT FERRANT

Brèche polygénique à bloc de Jm ou Js, ou reste de Ci condensé.



Légende commune aux coupes du Gros Ferrant

- 1- Calcaires massifs bioclastiques du Dogger
- 2- Marno-calcaires à Zoophycos
- 3- Schistes noirs rouillé sans blocs.
- 4- Schistes noirs crétacés à blocs de calcaires décimétriques variés: faciès SCHISTES FARCIS
- 5- Calcaires planctoniques du Crétacé sup.

**Fig. 50 : COUPES DU GROS FERRANT**

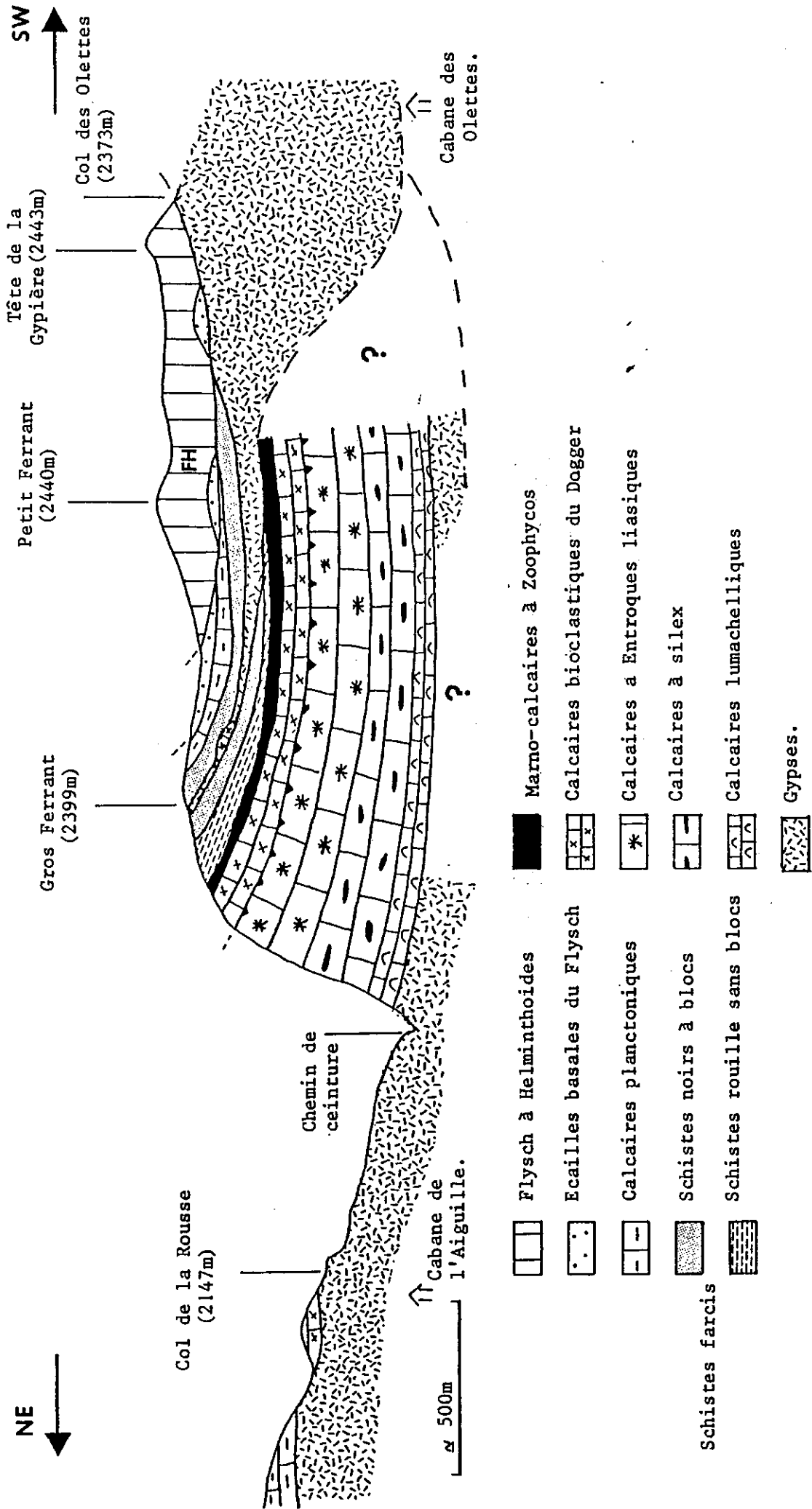


Fig 51 - Coupe synthétique des Ferrants.

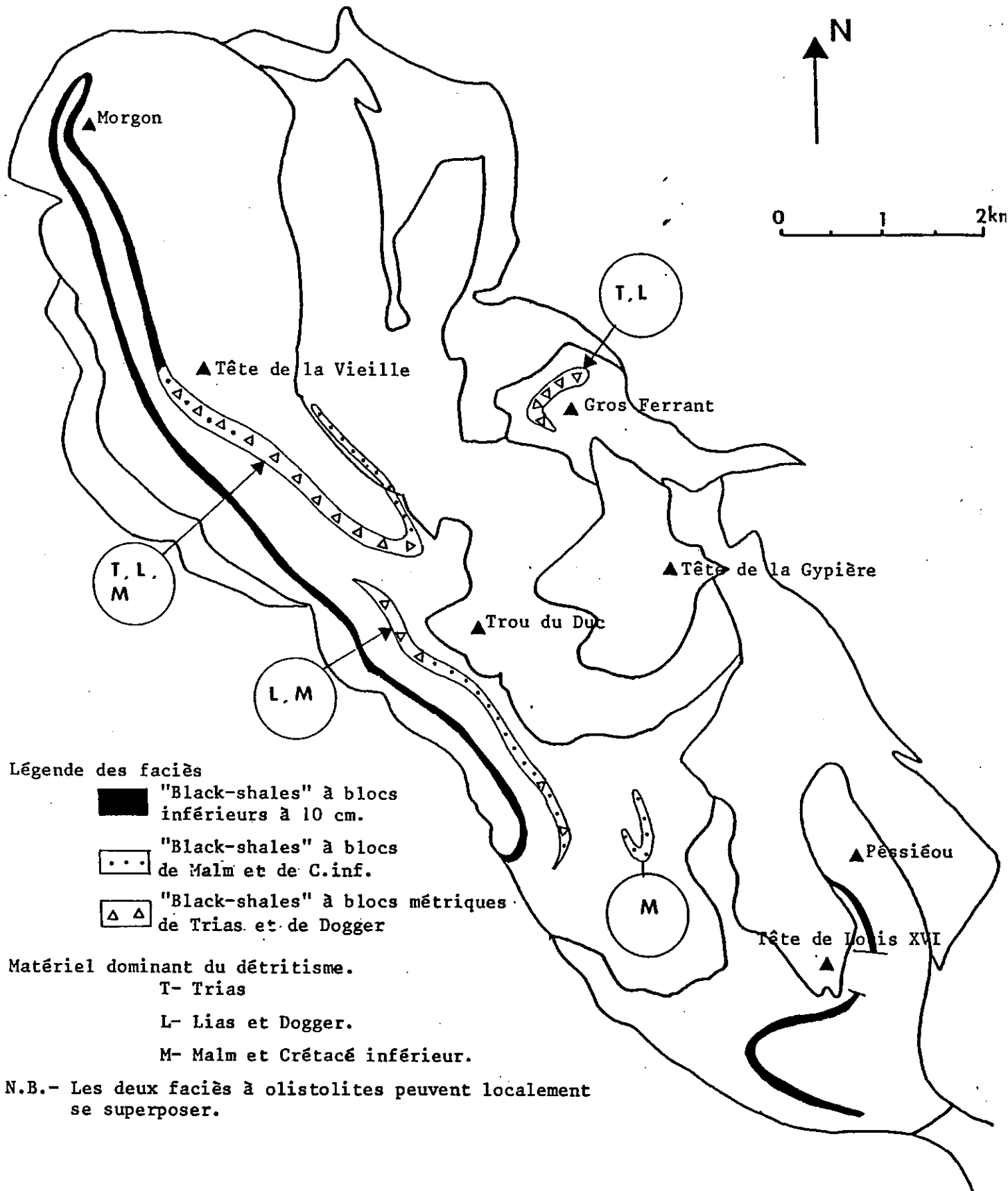


Fig. 52 : CARTE DES AFFLEUREMENTS DE BLACK SHALES DU MASSIF DU MORGON

Ce matériel ne peut être fourni que par des reliefs instables nouvellement créés dans l'environnement du bassin, qui peuvent être des escarpements de failles fournissant des blocs anguleux (calcaires du Lias et du Dogger ou des pentes permettant le décollement de strates dans les formations litées (calcaires du Tithonique et du Néocomien).

Cependant, la présence de lentilles de gypse accompagné d'argilites du Keuper-Rhétien permet d'envisager l'existence, à proximité des affleurements de la bande Couécha-Blachasse et des Ferrants, d'un **diapir triasique perçant le fond du bassin** et alimentant un ou plusieurs olistostromes. Il se pourrait que l'énorme masse de gypses du vallon des Olettes représente les restes de ce corps diapirique qui a naturellement été remobilisé lors de la tectogénèse alpine au Paléogène.

On constate par ailleurs une coïncidence entre la présence de méga-blocs et de matériel triasique resédimenté, l'épaississement de la formation et son repos direct sur les Terres noires ou les calcaires à *Zoophycos* du Jurassique.

A priori, ce repos direct peut être interprété comme une discordance de ravinement et dans ce cas le domaine où l'on constate la lacune des calcaires du Malm-Néocomien correspondrait à un **chenal d'érosion profond** d'environ 100 m, et recoupant, en direction moyenne E-W, les directions structurales actuelles du massif (fig. 52 et 53 H1). Dans cette hypothèse, la préservation de quelques mètres de Terres noires au fond du chenal reste difficile à expliquer.

Il est également possible que la lacune résulte d'une réduction d'épaisseur originelle de l'ensemble calcaires du Malm-Néocomien (fig. 53 H2). Les arguments en faveur de cette hypothèse sont les suivants :

- dans la coupe de Roche-Juan (fig. 54) existe, entre les Terres noires et les Black Shales un chapelet de lentilles de calcaires à Calpionelles qui pourrait représenter un résidu condensé de la formation des calcaires du Malm ; ce niveau présente par ailleurs un faciès noduleux évoquant celui des calcaires de Guillestre de la zone Briançonnaise, comme c'est aussi le cas de nombreux blocs observés dans les zones riches en olistolites (La Virette). Or on sait que ce type de faciès résulte d'une sédimentation condensée sur des pentes instables (M. BOURBON, 1977)
- la coupe du Gros Ferrant (fig. 50 c) comporte, entre les calcaires à *Zoophycos* et les Black shales, une intercalation métrique de calcaire argileux à *Aptychus* et Belemnites qui ne peut en aucun cas être considérée comme un bloc détritique et qui représenterait un autre témoin d'une série condensée.

Pour trancher entre ces deux explications qui conduisent l'une et l'autre à envisager l'existence d'une sorte de canyon dans le domaine du Morgon, créé soit à la fin du Crétacé inférieur, soit dès le Jurassique terminal, il faudrait pouvoir observer comment se fait le passage latéral entre une série complète et une série lacunaire. Malheureusement, le seul secteur où ces observations seraient possibles se situe dans les parois quasiment inaccessibles de la face SW du Pic du Morgon, qui n'ont pas pu être visitées.

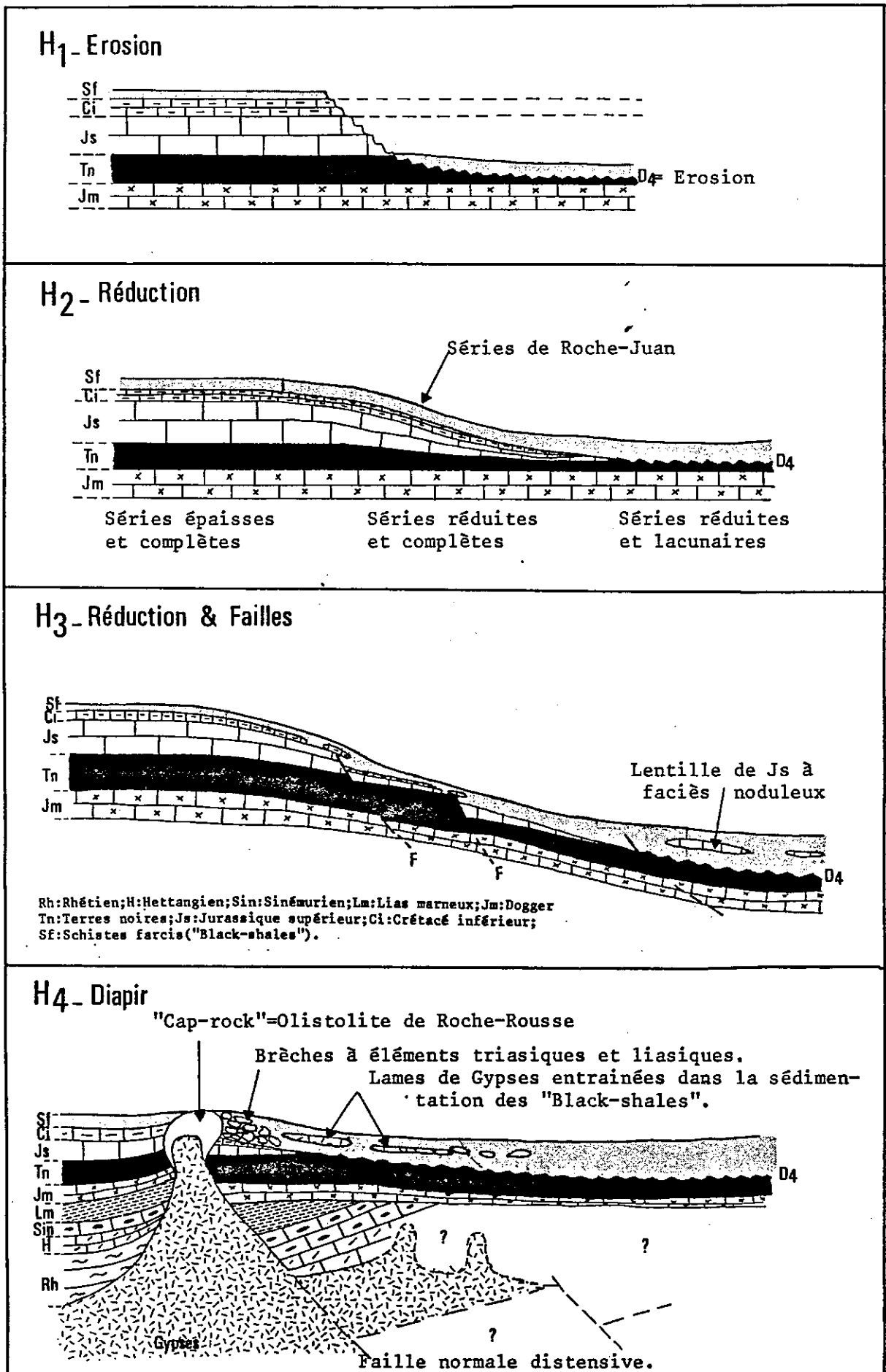


Fig. 53 : HYPOTHESES SUR L'ENVIRONNEMENT DU BASSIN DES BLACK SHALES

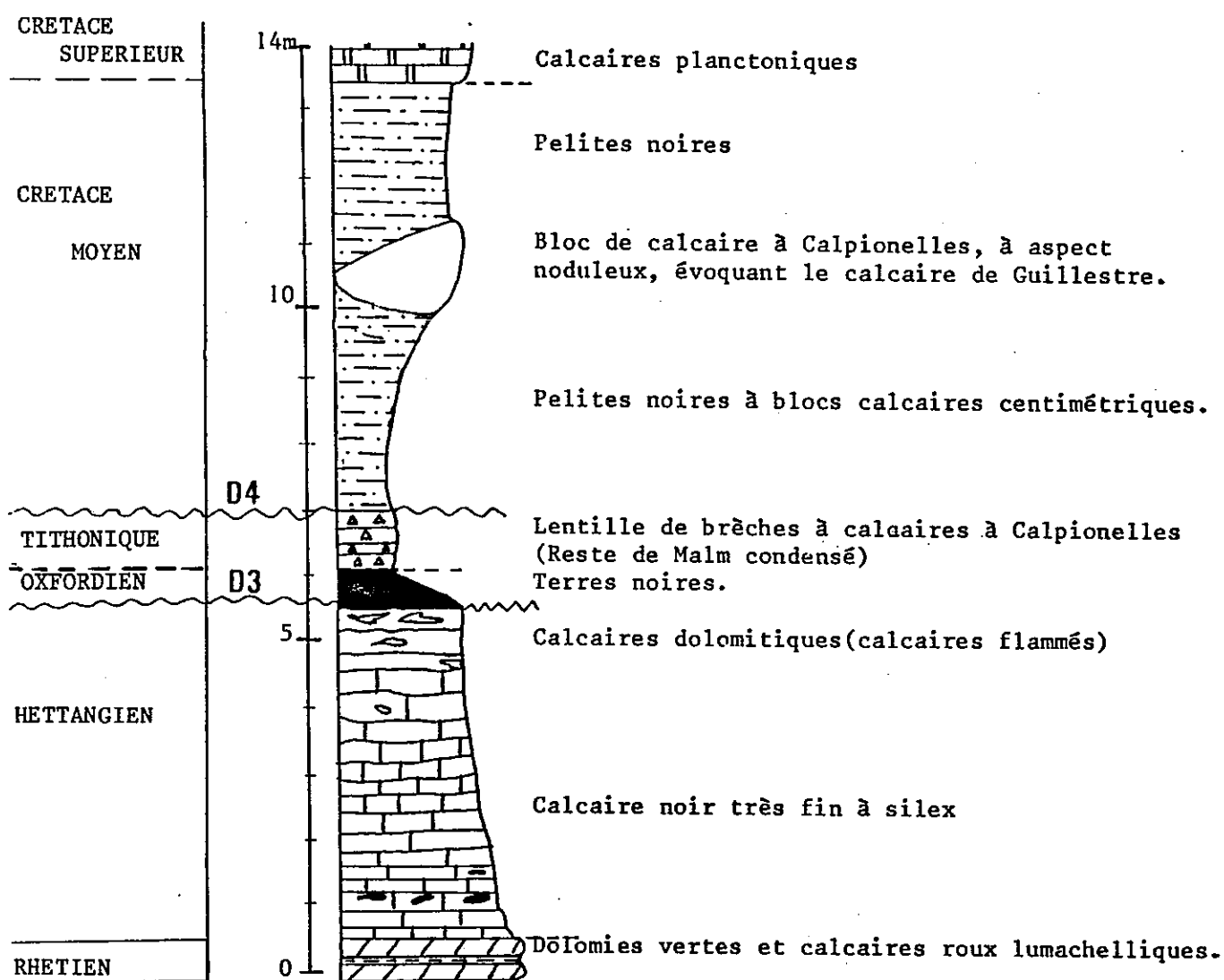


Fig. 54 : COUPE DE ROCHE JUAN

L'un et l'autres des modèles n'excluent pas l'incidence de failles permettant le débit des olistolites de calcaires du Malm-Néocomien. Un certain nombre de petites failles normales synédimentaires ont pu être observées au sein de ces calcaires, en particulier au promontoire du Morgon.

#### **Le diapirisme synsédimentaire crétacé du Morgon.**

Les coupes décrites précédemment dans le haut versant dominant l'Ubaye et aux Ferrants montrent que des phénomènes d'halocinèse précoce se sont déroulés au début du Crétacé supérieur dans le domaine du Morgon. Cette migration suppose que du sel ait été présent à l'origine dans le corps d'évaporites du Trias.

Dans les conditions d'affleurement actuelles, ce sel a certes depuis longtemps diapré par dissolution, mais des sources salées sont connues dans la zone subbriançonnaise en Savoie, attestant de l'existence de sel en profondeur.

La migration des évaporites a dû être facilitée par les nombreuses failles distensives jurassiques qui recoupent la série. Il se peut qu'elle ait débuté localement au Lias : l'olistolite à Lias inférieur réduit de la Couécha (fig. 43) pourrait être un témoin d'une sédimentation sur une aire en voie de soulèvement à l'aplomb d'un dôme de sel.

Rappelons aussi l'existence en de nombreux points de cette région d'une roche particulière le "marbre fluidal" (tab. C) généralement associée aux gypses et aux cargneules dans de nombreux contacts tectoniques, qui présente des analogies avec les résidus de dissolution ("cap-rocks") au toit des dômes de sel (D. SCHNEEGANS, 1938, C. KERCKHOVE, 1969). Les Black shales de la crête des Ferrants comportent d'ailleurs une longue bande de ce marbre fluidal.

Le modèle que l'on peut reconstituer d'après les données disponibles évoque ceux que J. HENRY et G. ZOLNAI (1971) ont décrits en bordure de la chaîne des Pyrénées dans le bassin d'Aquitaine, pour des séries du Crétacé supérieur et du Paléogène.

#### **5.3.3 – Conclusions sur l'évolution du domaine du Morgon au cours du Crétacé.**

L'enfoncement progressif et définitif, amorcé au début du Malm, se poursuit au Crétacé inférieur et s'accroît au début du Crétacé supérieur. A ce moment, l'environnement paléogéographique qui avait peu varié depuis l'Oxfordien supérieur subit de profondes modifications sous l'effet d'une tectonique synsédimentaire qui contribue à la création de reliefs sous-marins dont la destruction alimente la sédimentation chaotique des Black shales.

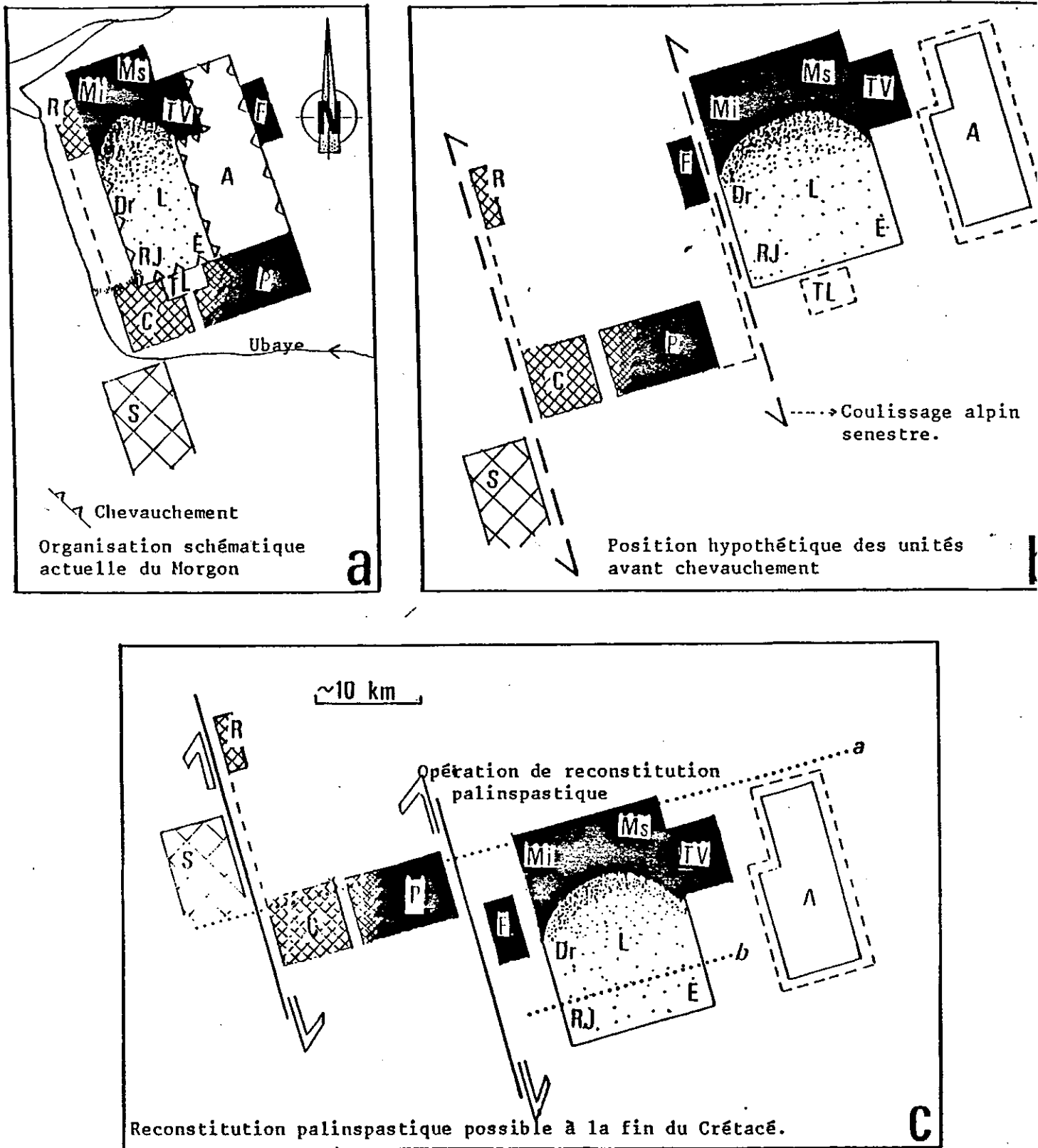
A partir du Sénonien, les structures morphologiques nouvellement créées seront progressivement ennoyées sous une sédimentation carbonatée planctonique uniforme.



## 6 - CONCLUSION : LES EVENEMENTS MAJEURS ENREGISTRES PAR LA SERIE JURASSIQUE ET CRETACEE DU MASSIF DU MORGON.

L'analyse des variations latérales des différentes mégaséquences de la série conduit à un premier bilan des événements qui sont intervenus dans le domaine subbriançonnais du Morgon entre le Trias supérieur et le Crétacé supérieur. Ce sont :

- Au Lias, à la lente subsidence d'une plate-forme carbonatée au sein de laquelle se dessine une aire à sédimentation continue plus épaisse qui est conservée dans la partie occidentale de l'unité du Morgon (flanc inférieur normal et écaïlle de Dramonasc. Cette évolution est commandée par le jeu de failles déterminant des aires hautes et basses fonctionnant comme dépôts-centres individualisés.
- Au début du Bajocien intervient une "première révolution paléogéographique" : au Dogger, en effet, s'établit un nouvel environnement de plate-forme carbonatée dont les dépôts cachètent les structures distensives liasiques qui ont localement été érodées jusqu'au toit du Trias. Cette plateforme est momentanément et localement à la limite d'émerger (couches charbonneuses à, *Mytilus* ).
- Dès le Callovien, le bassin s'approfondit rapidement, en bordure d'une zone haute située vers le SW, correspondant probablement à une faille active jusqu'au cours de l'Oxfordien, et qui alimente la sédimentation des Terres noires en matériel détritique grossier donnant lieu à la formation de la Brèche du Cap.
- A la fin du Malm, ce même secteur méridional reçoit les produits de démantèlement d'une plateforme carbonatée récifale plus méridionale. Le Morgon est lui-même en domaine pélagique déjà profond, au sein duquel semble se dessiner un couloir où la sédimentation est réduite probablement du fait de l'instabilité des sédiments sur des pentes.
- Au Crétacé inférieur, le faible taux de sédimentation et l'abondance des slumps indiquent que l'approfondissement se poursuit.
- Le début du Crétacé supérieur correspond à une seconde "révolution paléogéographique" qui est attestée par les avalanches de matériel chaotique incorporé dans la sédimentation profonde des Black shales. La présence d'évaporites triasiques dans ces olistostromes permet d'envisager l'existence d'un diapir perçant le bassin dans le domaine du Morgon.



**Fig 55** - Essai de reconstitution palinspastique du domaine subbriançonnais du massif du Mordon.

S-Séolanes; R-La Roche; C-Cap; P-Péssiéou; F-Ferrant; Mi-Mordon inférieur; Ms-Mordon supérieur  
 Dr-Dramonasq; L-La Lauze; RJ-Roche-Juan; E-Enfers; TV-Tête de la Vieille; A-Aiguille;  
 TL-Tête de Louis XVI.

.....a - Emplacements des coupes restituées.

N.B: Les figurés représentent les différentes unités structurales, caractérisées par une abréviation.

**CHAPITRE 4**  
**ESSAI DE RECONSTITUTION  
PALEOGEOGRAPHIQUE**

- 1 – Introduction
- 2 – Modèle d'organisation palinspastique du massif du Morgon
- 3 – Coupes restituées à la base des calcaires planctoniques du Crétacé supérieur
- 4 – Coupes paléogéographiques :
  - 4.1 – A la fin du Callovo - Oxfordien
  - 4.2 – A la fin du Jurassique
  - 4.3 – Au début du Crétacé supérieur
- 5 – Conclusions : évolution des zones hautes et basses.

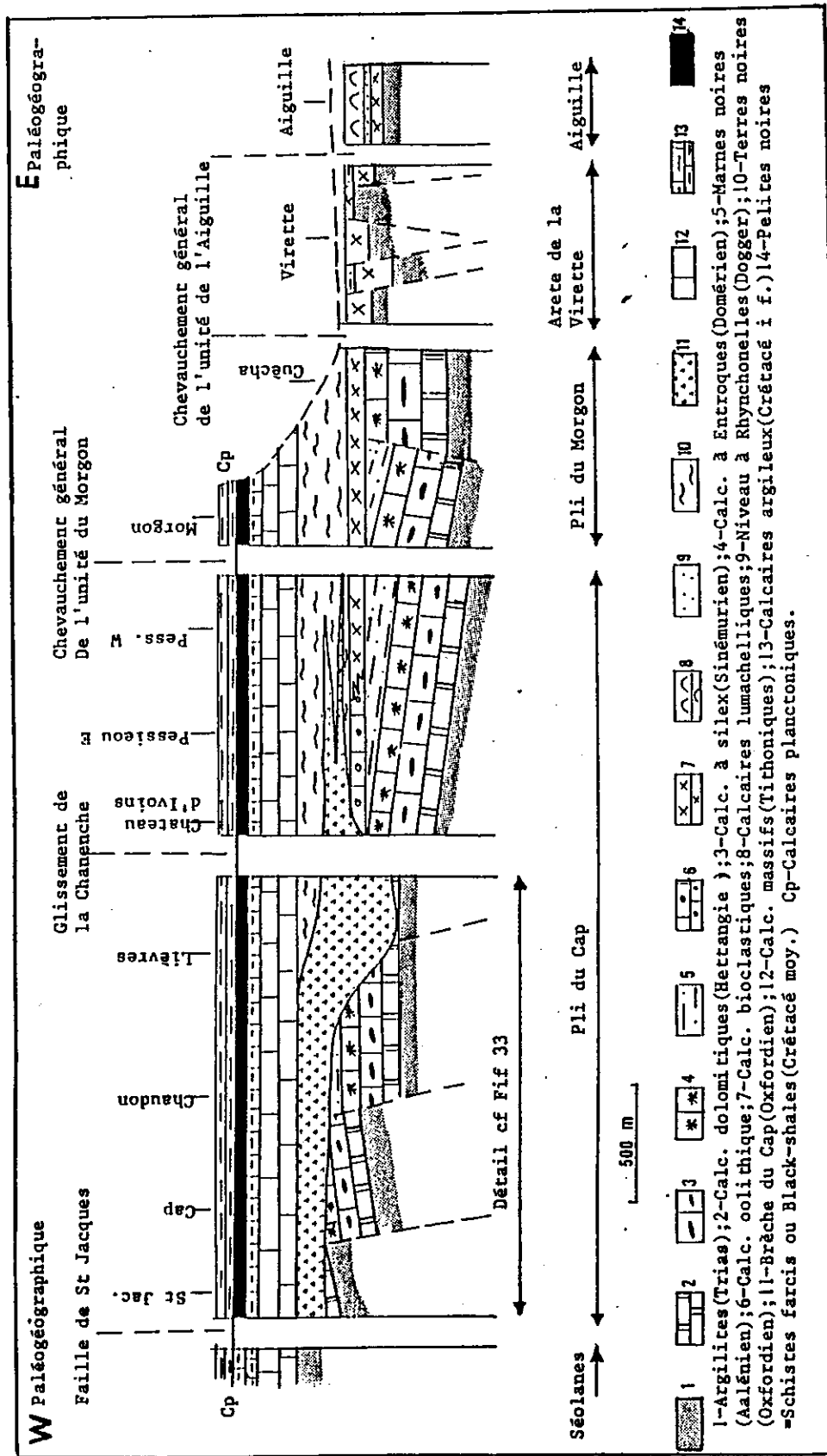


Fig. 56 : COUPE RESTITUEE "A" A LA BASE DES CALCAIRES PLANCTONIQUES DU SENONIEN

## 1 - INTRODUCTION.

Ce chapitre présente une tentative d'interprétation paléogéographique du massif du Morgon :

- un essai de reconstitution palinspastique des différentes unités du massif à la fin du Crétacé
- la construction de coupes restituées, puis de coupes paléogéographiques.

Cette première étape, limitée au massif du Morgon, permettra ensuite (chapitre 5), d'insérer le modèle obtenu dans le cadre plus général du domaine subbriançonnais durancien.

## 2 - MODELE D'ORGANISATION PALINSPASTIQUE DU MASSIF DU MORGON.

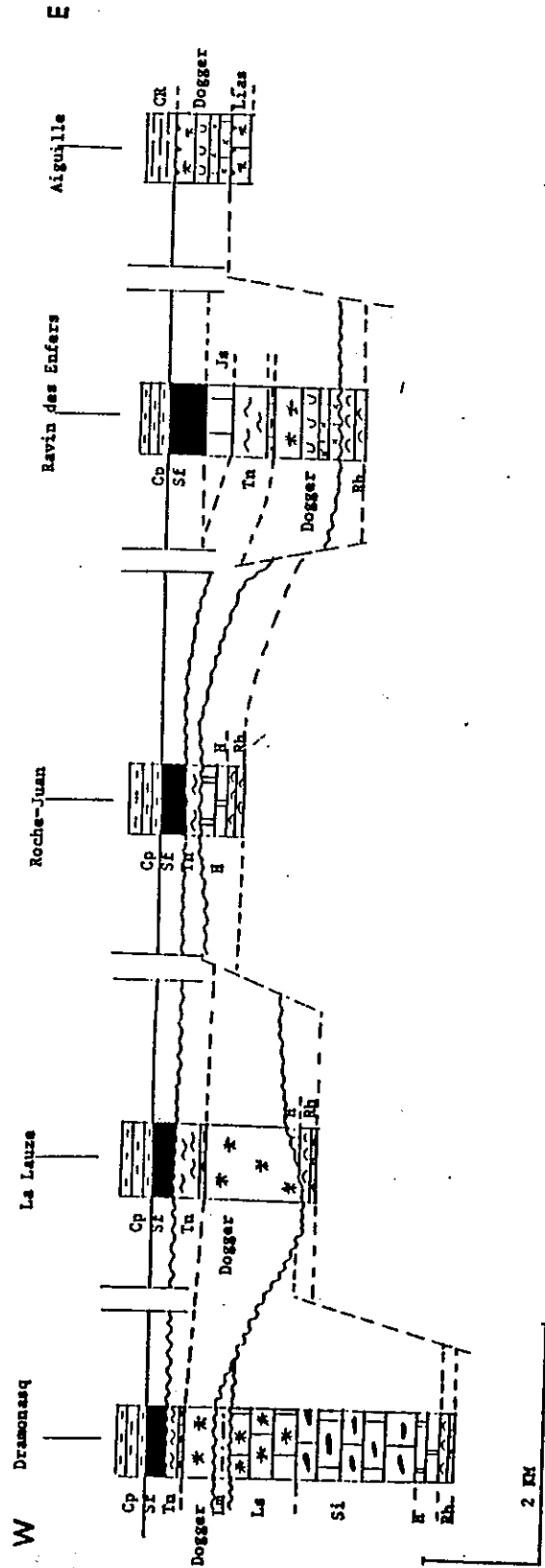
La figure 55 a est un schéma de l'organisation structurale actuelle du massif. On y retrouve les unités tectoniques décrites en détail au chapitre 2, dépliées et avec des contours ramenés à des formes géométriques simples.

La construction du schéma palinspastique est basée sur les affinités de certaines séries du massif qui permettent de distinguer 5 domaines sédimentaires mis en évidence par des figurés contrastés

- le domaine des Séolanes qui comporte une puissante série de carbonates de plate-forme récifale du Malm supérieur,
- le domaine du Cap et de La Roche caractérisé par un Malm pseudo-récifal qui surmonte la formation de la Brèche du Cap,
- les domaines du Pessiéou, du Morgon s. st., et de la Tête de la Vieille où les séries sont épaisses et complètes,
- les domaines de Dramonasc, La Lauze, Les Enfers et Roche-Juan, la Couécha et les Ferrants caractérisés par la lacune de l'ensemble carbonaté du Malm-Néocomien sous des Black shales riches en olistolites,
- le domaine de l'Aiguille dont les séries sont réduites et lacunaires.

Ces sous-domaines paléogéographiques sont aujourd'hui superposés ou juxtaposés de manière complexe par le jeu des déformations tectoniques alpines. On a vu qu'il est exceptionnel de pouvoir observer le passage latéral continu d'un domaine à un autre; l'exemple quasi unique est fourni par l'unité du Cap intermédiaire entre celle des Séolanes et du Morgon.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr



Rh-Rhétien; H-Hétengien; Si-Sinémurien; La-Lias supérieur à Enroques; Lr-Lias marnéux; Tu-Terres noires; Js-Jurassique supérieur  
 Sf-Schistes lacés ou "black-shales"; Cp-Calcaires planctoniques; CR-Couches rouges.

Fig. 57 : COUPE RESTITUEE "B" A LA BASE DES CALCAIRES PLANCTONIQUES DU SENONIEN

La reconstitution palinspastique est effectuée en plusieurs étapes (fig. 55) :

1) dépliage des structures plissées d'axe N 160

2) annulation de l'effet des chevauchements liés à la mise en place des nappes de l'Embrunais-Ubaye que l'on suppose à vergence générale vers le SSW .

3) rapprochement des éléments structuraux pourvus de séries identiques : il faut pour cela annuler les effets de deux coulissements sénestres de direction apparemment N-S et d'environ 10 km de rejet.

Le schéma ainsi obtenu permet alors de concevoir un enchaînement simple et logique des différentes séries du Morgon. On a pris le parti de situer l'unité des Ferrants entre le domaine du Morgon - Pessiéou et celui du Dramonasq : en effet elle possède une série jurassique (Lias à Terres noires oxfordiennes) très proche de l'ensemble Morgon NW-Pessiéou tandis que le développement des Schistes farcis à olistolites de Trias suggère une communauté paléogéographique avec la série de l'unité de Roche-Juan ou de la Couècha.

Ce schéma palinspastique n'est certes qu'une hypothèse : en l'absence d'arguments microtectoniques conservés et interprétables, ces paléodécrochements probables ne peuvent être révélés que par des données lithostratigraphiques. Mais, contrairement à celui proposé par L.E.RICOU (1980), il fait apparaître des directions paléogéographiques mésozoïques à tendance méridienne et non pas E.W pour les limites paléogéographiques majeures (ex: limite Séolanes-Cap). Il existe néanmoins des directions E-W (ex: limite Morgon- La Lauze), mais ce sont des directions mineures. De plus, ce schéma s'intègre mieux dans le modèle de la paléomarge nord-téthysienne où les directions paléogéographiques majeures sont elles-aussi sub-méridiennes (M. LEMOINE, 1985). Deux coupes restituées permettent de mettre en évidence la structure paléogéographique.

### **3 - COUPES RESTITUEES A LA BASE DES CALCAIRES PLANCTONIQUES DU CRETACE SUPERIEUR.**

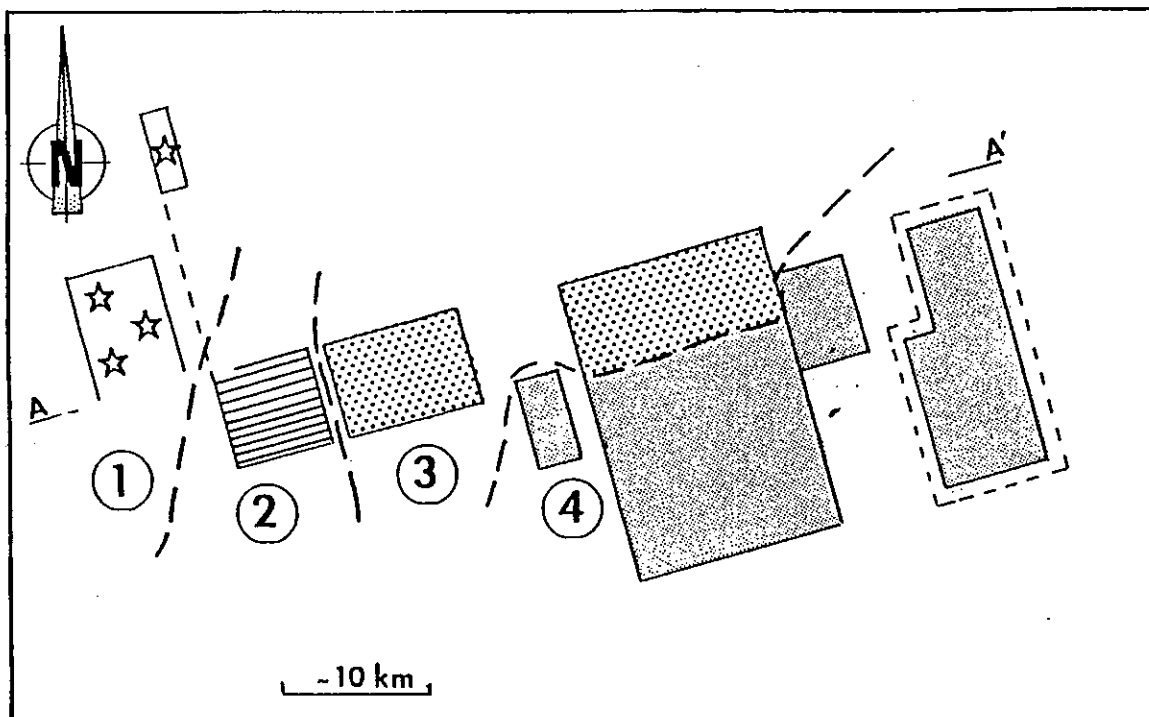
L'intérêt de ces coupes est de montrer l'organisation générale des unités lithostratigraphiques en éliminant les déformations alpines.

La coupe A, la plus complète, traverse toutes les unités tectoniques du massif (fig.56).

La coupe B, située 5 km plus au Sud, se cantonne dans l'unité du Morgon (fig.57).

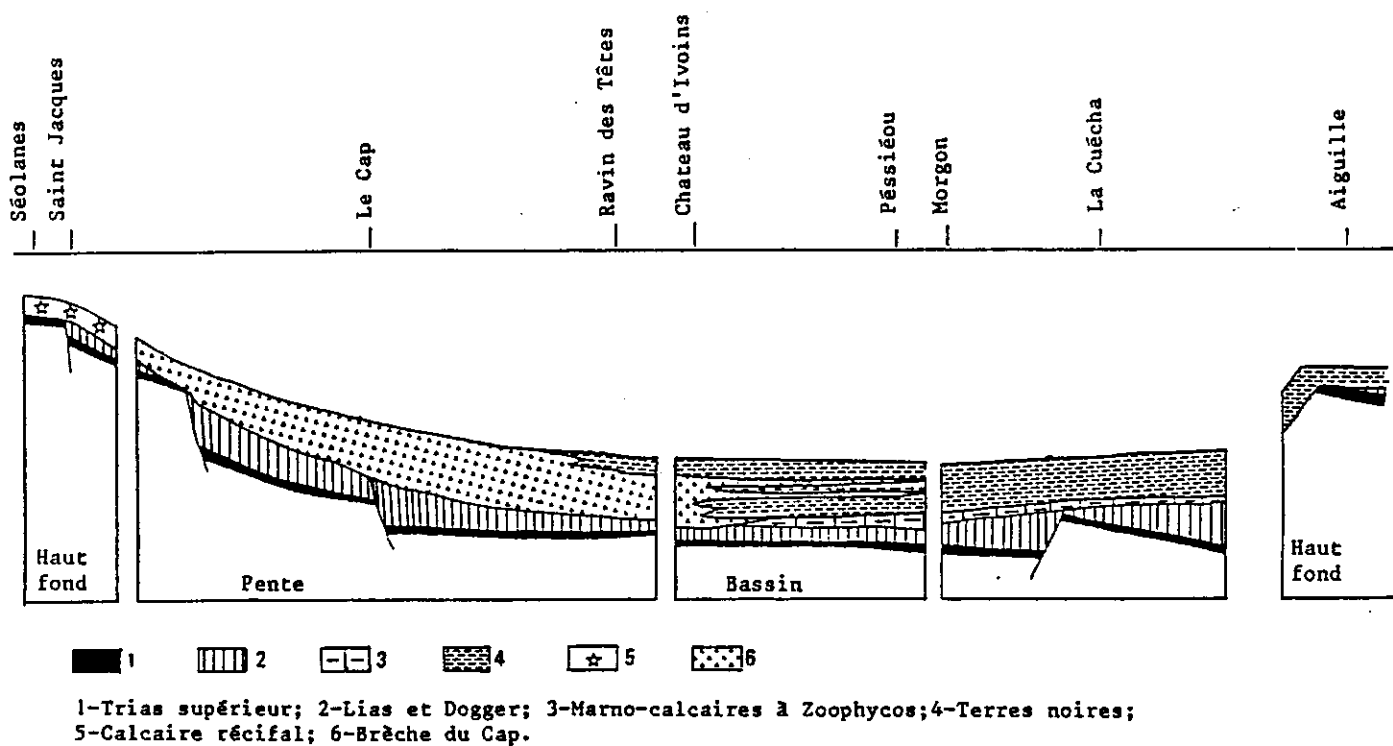
### **4 - COUPES PALEOGEOGRAPHIQUES.**

Les coupes paléogéographiques donnent un "cliché" instantané de la paléogéographie du domaine étudié. Trois périodes ont été choisies : la fin du Callovo - Oxfordien, la fin du Malm et le début du Crétacé supérieur (période des Black-shales).



1-Haut fond, pret pour l'implantation d'une plate-forme récifale; 2-Pente  
 3-Bassin à sédimentation autochtone et allochtone; 4-Ride sédimentaire  
 à sédimentation presque exclusivement autochtone.  
 A-A': Coupe paléogéographique de la Fig 59.

**Fig. 58 : SCHEMA PALINSPASTIQUE A LA FIN DU CALLOVO-OXFORDIEN**



1-Trias supérieur; 2-Lias et Dogger; 3-Marno-calcaires à Zoophycos; 4-Terres noires;  
 5-Calcaire récifal; 6-Brèche du Cap.

**Fig. 59 : COUPE PALEOGEOGRAPHIQUE A LA FIN DU CALLOVO-OXFORDIEN**



#### 4.1 – FIN DU CALLOVO - OXFORDIEN (fig.58 - 59).

Quatre zones paléogéographiques se succèdent latéralement :

- une zone de haut-fond (Séolanes, St-Jacques), d'où provient le matériel sédimentaire de la Brèche du Cap
- une zone de pente caractérisée par une érosion importante de la série liasique (fig.33) et le dépôt de la Brèche du Cap
- un bassin qui reçoit des dépôts pélagiques autochtones (argilites noires) et du matériel allochtone resédimenté (bancs turbiditiques des Terres noires)
- une ride, à l'abri des apports détritiques, où les Terres noires sont peu épaisses et dépourvues de bancs calcaires.

#### 4.2 – FIN DU JURASSIQUE (fig. 60 - 61).

Les quatre zones paléogéographiques précédentes subsistent :

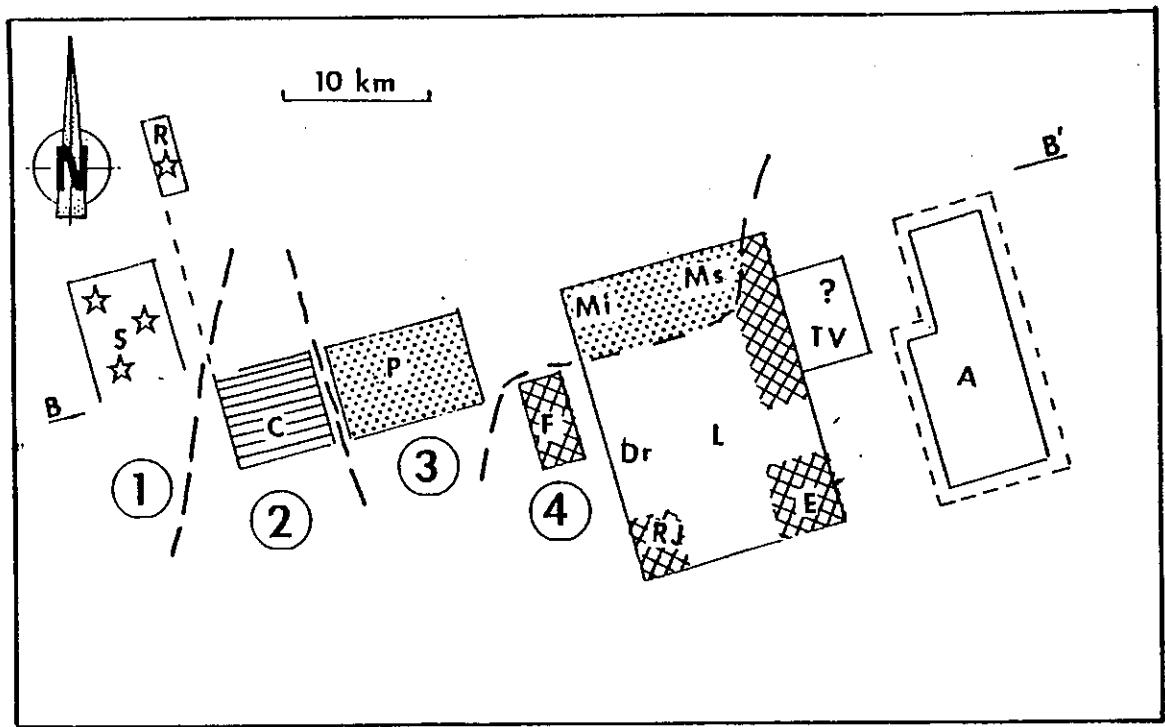
- dans l'unité de St-Jacques, et dans celle des Séolanes, une plate-forme de type récifale se met en place.
- La zone de pente se localise au même endroit qu'à l'époque précédente (Pli du Cap) et reçoit le matériel carbonaté de démantèlement de la plate-forme.
- Dans le bassin, le faciès pélagique à Calpionelles du Tithonique apparaît.
- La ride s'étend, elle est caractérisée par des faciès réduits et noduleux (faciès de pente ou de haut-fond) comme par exemple ceux des olistolites de la Couècha.

#### 4.3 – DEBUT DU CRETACE SUPERIEUR (fig. 62).

La coupe paléogéographique tirée de la coupe restituée A n'apporte pas de données pour préciser l'environnement des Black shales. Le schéma d'organisation palinspastique des faciès à cette époque permet de distinguer 3 aires paléogéographiques :

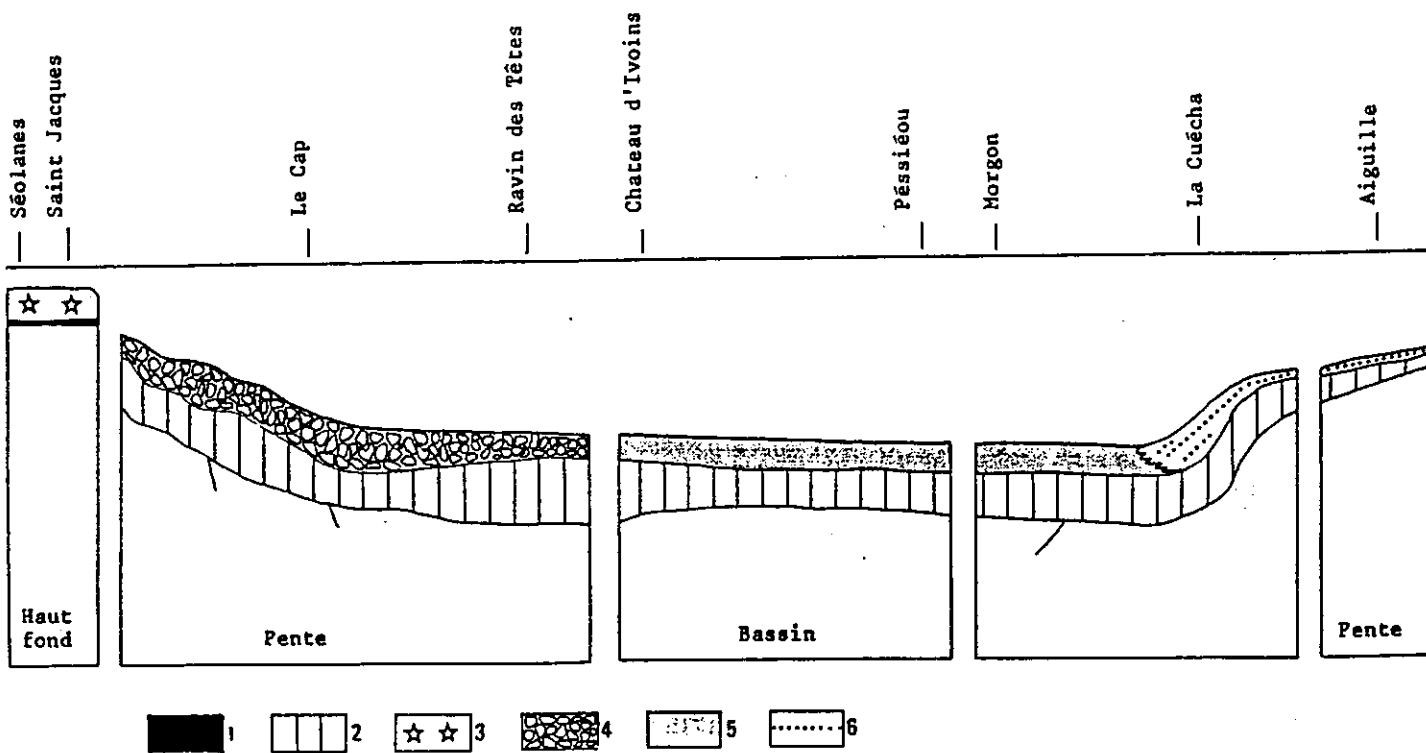
- au N.W, celle où le détritisme des Black shales se limite à des éléments centimétriques
- au centre, un "sillon" qui reçoit l'essentiel du matériel mésozoïque resédimenté
- dans deux secteurs bien délimités (Gros Ferrant et versant de la Couècha à Blachasse), du matériel triasique avec gypses est présent.

La limite entre les deux dernières zones est imprécise: elles peuvent localement se superposer. Les conditions structurales actuelles ne permettent pas de situer avec certitude l'emplacement du ou des diapirs du Morgon.



1-Haut fond=plate-forme récifale; 2-Pente; 3-Bassin; 4a-Pente: sédimentation réduite et noduleuse; 4b-Pente ou courant: Lacune.  
 B-B': Coupe paléogéographique de la Fig 61.

Fig 60 - Organisation palinspastique des faciès du Morgon, à la fin du Jurassique.



1-Trias supérieur; 2-Série callovo-oxfordienne; 3-Faciès récifal du Tithonique; 4-Faciès bréchique du Tithonique; 5-Faciès de bassin du Tithonique; 6-Faciès réduits et noduleux du Tithonique.

Fig 61 - Coupe paléogéographique, à la fin du Jurassique.

## 5 - CONCLUSIONS : EVOLUTION DES ZONES HAUTES ET BASSES.

L'histoire paléogéographique du massif du Morgon est marquée par la persistance ou la migration de certaines zones paléogéographiques caractéristiques (Fig.63).

- L'extrémité Sud du massif (unité de St-Jacques) garde durant tout le Jurassique un caractère de haut-fond sur lequel s'installe, à la fin du Malm, une sédimentation récifale.

- L'unité du Cap (entre St-Jacques et le Château d'Ivoins) montre, au cours du Jurassique, des caractères de pente. Elle se caractérise par :

- l'ablation, ou le non dépôt, d'une partie de la série liasique
- des accidents tectoniques, actifs durant le Lias et, scellés par le Dogger ou l'Oxfordien
- des brèches d'écroulement.

A partir du Crétacé inférieur, ce secteur s'enneie définitivement.

- L'unité du Pessiéou et celle du flanc normal du Morgon conservent du Lias au Crétacé un caractère de bassin (ou de zone subsidente).

- Les unités centrales du massif (La Lauze et Roche-Juan) ont successivement les caractères d'une ride ou d'un sillon sédimentaire. Au Jurassique elles reçoivent une sédimentation réduite ou lacunaire identique à celle d'une zone haute. Au début du Crétacé supérieur, elles se comportent soudainement comme des zones basses.

- Les unités de l'Aiguille sont difficiles à caractériser du fait de leurs séries réduites et discontinues. Il semblerait qu'elles aient eu un comportement de zones hautes au Lias et au Dogger. La lacune complète des horizons stratigraphiques sus-jacents ne permet aucune hypothèse quant à leur comportement ultérieur.

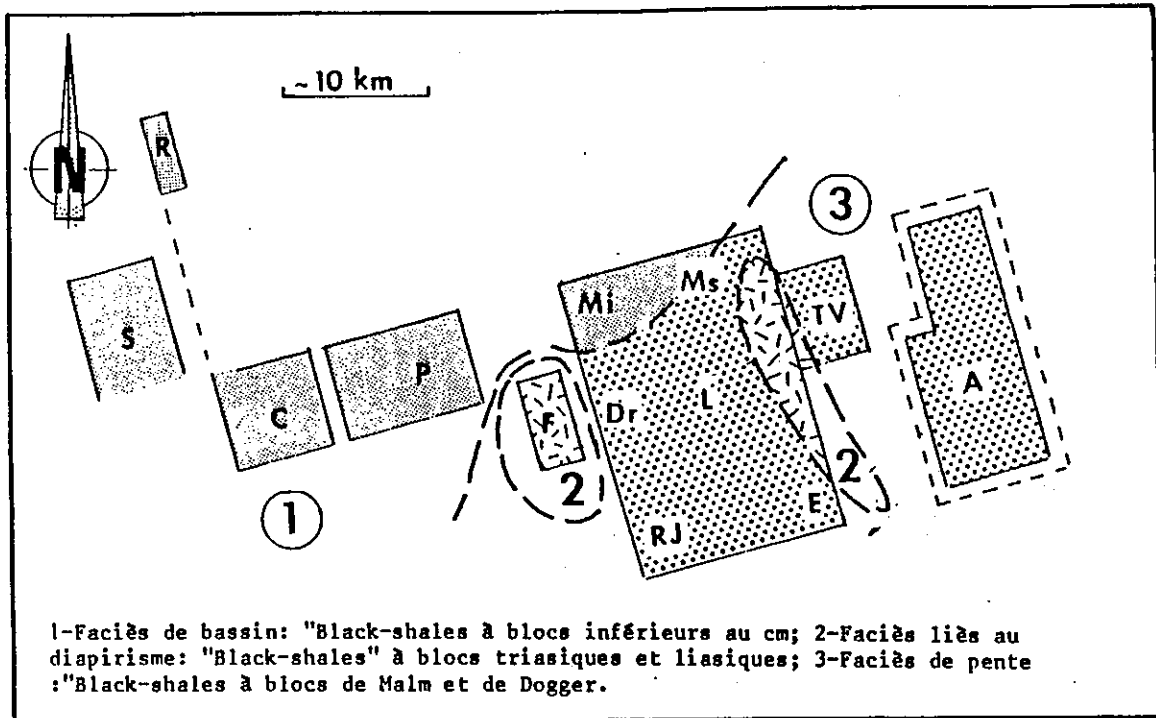


Fig 62 - Organisation palinspastique des faciès du Morgon, à la fin du Crétacé moyen.

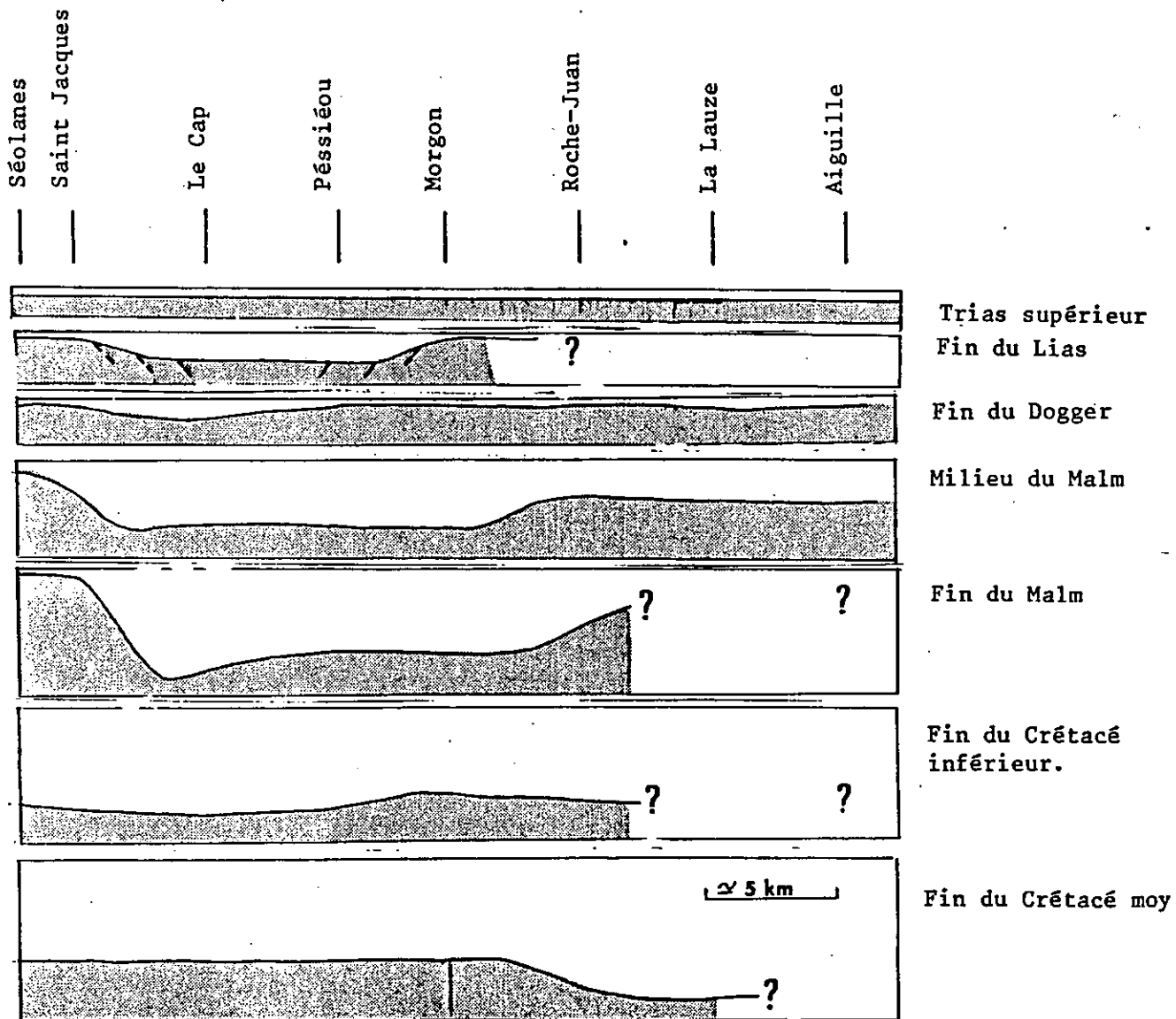


Fig 63- Schéma de l'évolution de la bathymétrie probable du bassin du Morgon, au cours du Mésozoïque.

**CHAPITRE 5**  
**CONCLUSIONS  
GENERALES**

**1 – Résultats**

**1.1 – Mégaséquences et discontinuités**

**1.2 – Faciès particuliers**

**1.3 – Reconstitution palinspastique**

**2 – Place du domaine paléogéographique du bassin du Morgon au sein de la province  
subbriançonnaise durancienne**

**2.1 – Premier schéma palinspastique possible**

**2.2 – Deuxième schéma palinspastique probable**

**3 – Perspectives de recherches.**

## 1 - RESULTATS.

### 1.1 - MEGASEQUENCES ET DISCONTINUITES.

L'étude systématique et détaillée des séries du massif du Morgon a permis de définir une série-type qui se divise en cinq mégaséquences sédimentaires.

La séquence 1 comprend le Trias supérieur et correspond à une séquence subémersive de pré-rift.

La séquence 2 débute à l'Héttangien inférieur, englobe toute la série liasique et représente une séquence de comblement après un enfoncement progressif du bassin.

La séquence 3 se limite à la formation calcaréo-marneuse du Toarcien - Aalénien et indique un brusque retour à une sédimentation hémipélagique.

La séquence 4 est la séquence d'approfondissement généralisé de la marge. Elle marque la fin de la période de rifting des séquences 2 et 3.

La séquence 5 constitue un retour à une sédimentation calme, pélagique après les événements du Crétacé moyen.

Ces séquences sont séparées par quatre discontinuités. Les deux dernières sont majeures et générales à l'échelle du massif.

La discontinuité D3 se situe entre l'Aalénien supérieur et le Bajocien inférieur. Elle peut être soulignée par une discordance angulaire de 30° environ et accompagnée d'une érosion importante de la série sous-jacente, parfois jusqu'au Rhétien.

La discontinuité D4, située à la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur, correspond à une réduction et à une érosion locale; de ce fait elle n'est pas visible partout. Dans la série-type, par exemple, elle passe pratiquement inaperçue car la série est complète et continue. Ailleurs, elle correspond à une lacune importante d'une partie de la série, puisque localement les Black shales de la base du Crétacé supérieur reposent directement sur les Terres noires oxfordiennes.

### 1.2 - FACIES PARTICULIERS.

Les variations latérales d'épaisseur et de faciès sont nombreuses, et se localisent surtout dans la séquence 4. Certains faciès sont spécifiques au massif du Morgon et n'avaient jamais été décrits auparavant.

La **Brèche du Cap** représente l'équivalent latéral des Terres noires oxfordiennes. C'est une brèche hétérométrique et hétérogénique qui remanie toute la série liasique et dont la mise en place résulte d'un écroulement au pied de falaise sous-marine.

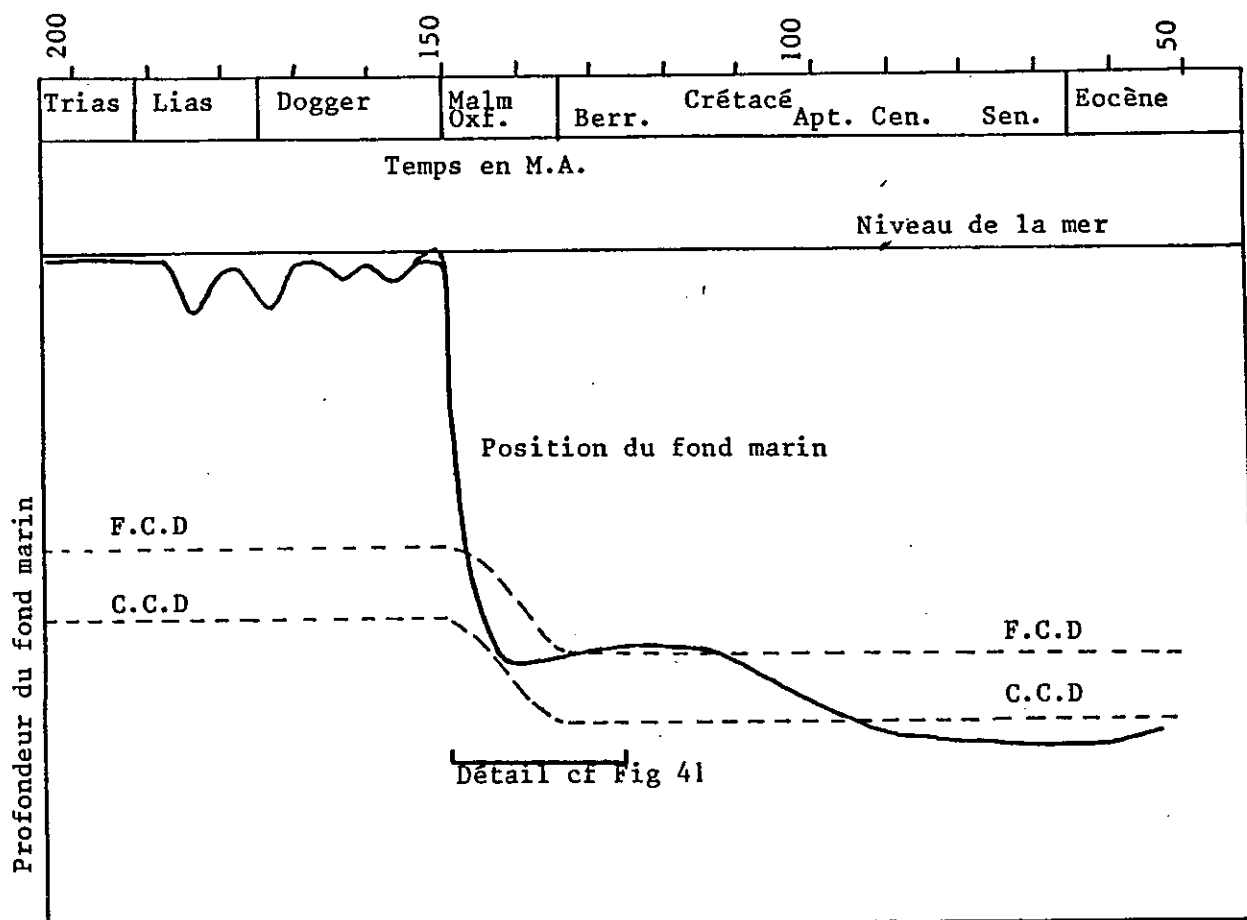


Fig. 64 : EVOLUTION POSSIBLE DE LA PROFONDEUR ABSOLUE DU FOND MARIN  
DANS LE DOMAINE DU MORGON AU COURS DU MESOZOIQUE

Les calcaires "pseudo-récifaux" du Cap constituent un faciès intermédiaire entre le faciès pélagique à Calpionelles de l'unité du Morgon au Nord et celui des calcaires blancs récifaux de l'unité des Séolanes au Sud. Ces calcaires "pseudo-récifaux" sont constitués de blocs monogéniques à matériel de plate-forme redéposés en milieu assez profond. Le mécanisme de mise en place est sensiblement le même que celui de la brèche précédente : écroulement de reliefs sous-marins.

Bien que la profondeur relative de ces deux formations bréchiques par rapport à la C.C.D soit sensiblement la même ; leur profondeur absolue pourrait être assez différente si l'on admet qu'entre les deux dépôts un brusque enfoncement de l'ensemble des niveaux de compensation se soit produit à la fin du Malm, suite à une augmentation rapide de la production biologique (fig. 64).

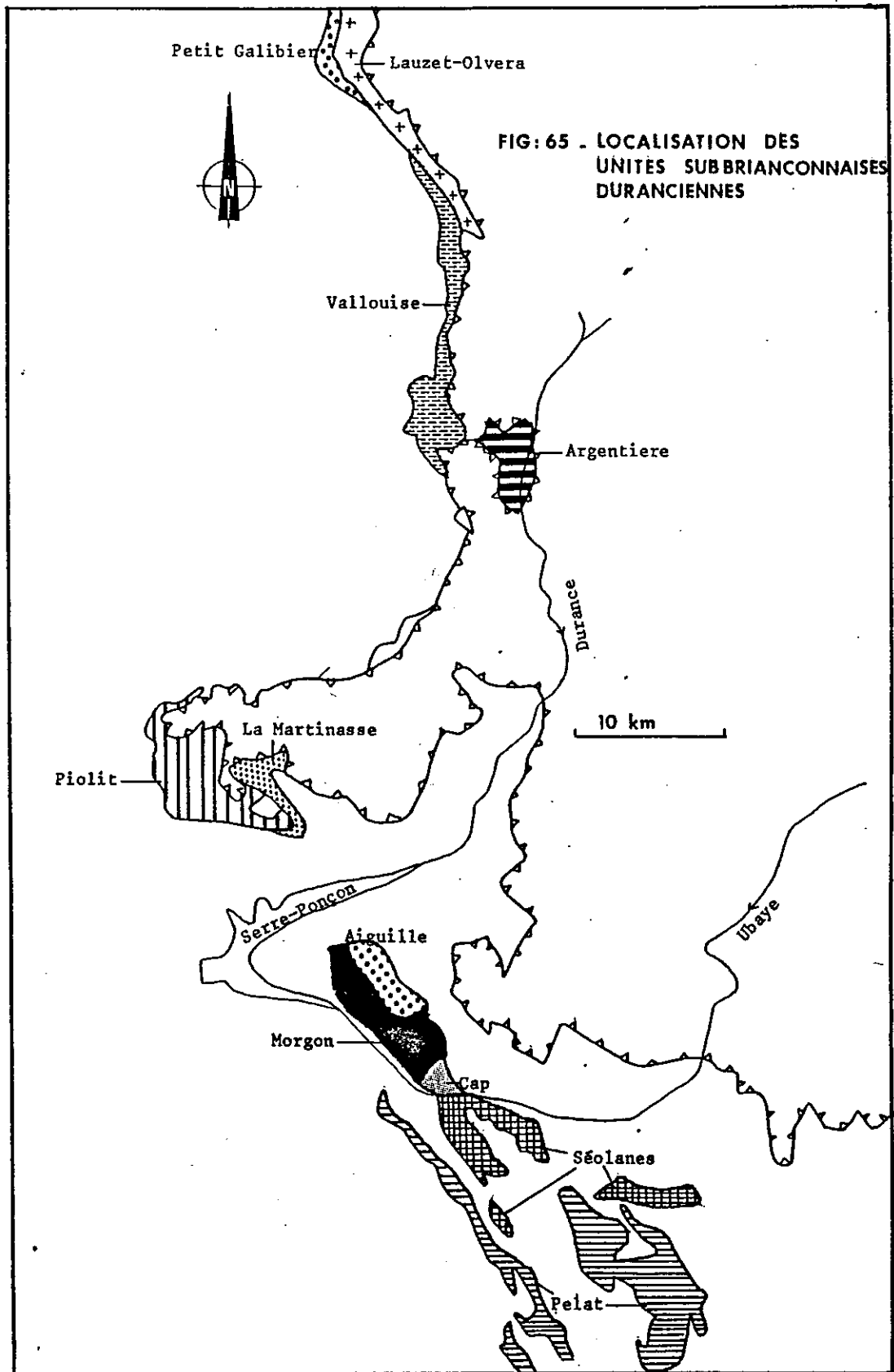


Fig. 65 : LOCALISATION DES UNITES SUBBRIANCONNAISES DURANCIENNES



Les **Schistes farcis** ou **Black shales** de la base du Crétacé supérieur constituent sans aucun doute le faciès le plus surprenant du massif. Il s'agit d'argilites noires non carbonatées à blocs et olistolites dont le nombre, la taille et la nature varient beaucoup d'un point à un autre du massif. Deux sources différentes du détritisme ont été mises en évidence, mais la direction des apports n'a pas pu être précisée. La première est liée à une réduction locale de l'ensemble calcaire du Malm - Néocomien. La deuxième est en relation avec un ou plusieurs diapirismes d'évaporites triasiques qui percent, à l'Albien, le fond du bassin du Morgon et permet la remobilisation de matériel liasique et triasique entraîné en surface au cours de son ascension.

### 1.3 - RECONSTITUTION PALINSPASTIQUE

Malgré l'organisation structurale complexe du massif et les déformations tectoniques importantes liées aux plissements alpins, il a été possible de définir **cinq sous-domaines paléogéographiques**. Un modèle palinspastique du massif du Morgon a ensuite été proposé.

Au Mésozoïque, le Morgon est une région de transition complexe, où se juxtaposent un domaine de pente (Pli du Cap), un bassin (Pessiéou - Morgon), une ride sédimentaire (Roche-Juan, La Lauze) et un haut-fond (Aiguille). Il reste à tenter d'élargir cette reconstitution aux unités subbriançonnaises voisines de la région durancienne.

## 2 - PLACE DU DOMAINE PALEO GEOGRAPHIQUE DU BASSIN DU MORGON, AU SEIN DE LA PROVINCE SUBBRIANCONNAISE DURANCIENNE.

Le concept de Subbriançonnais est ambigu, car dès sa création (M. GIGNOUX. et L.MORET., 1934) il a eu une signification à la fois tectonique et paléogéographique :

- au point de vue tectonique, le Subbriançonnais désigne un train d'unités intermédiaires entre la zone briançonnaise et la zone externe
- au point de vue paléogéographique, il représente, au Jurassique et au Crétacé, un domaine de transition entre la zone des faciès dauphinois, à l'Ouest, et celle des faciès briançonnais, à l'Est.

Il n'existe donc pas de série subbriançonnaise qui puisse servir de modèle de référence. En raison de l'important déplacement de ces unités lors de la mise en place des nappes et de la disparition d'une partie du domaine paléogéographique par érosion ou par enfouissement sous le front de la zone briançonnaise, les reconstitutions palinspastiques et paléogéographiques sont difficiles à concevoir.

En ce qui concerne les seules unités subbriançonnaises de l'Ubaye et de la haute Durance (fig.65), il est néanmoins possible de proposer deux hypothèses de schémas palinspastiques.

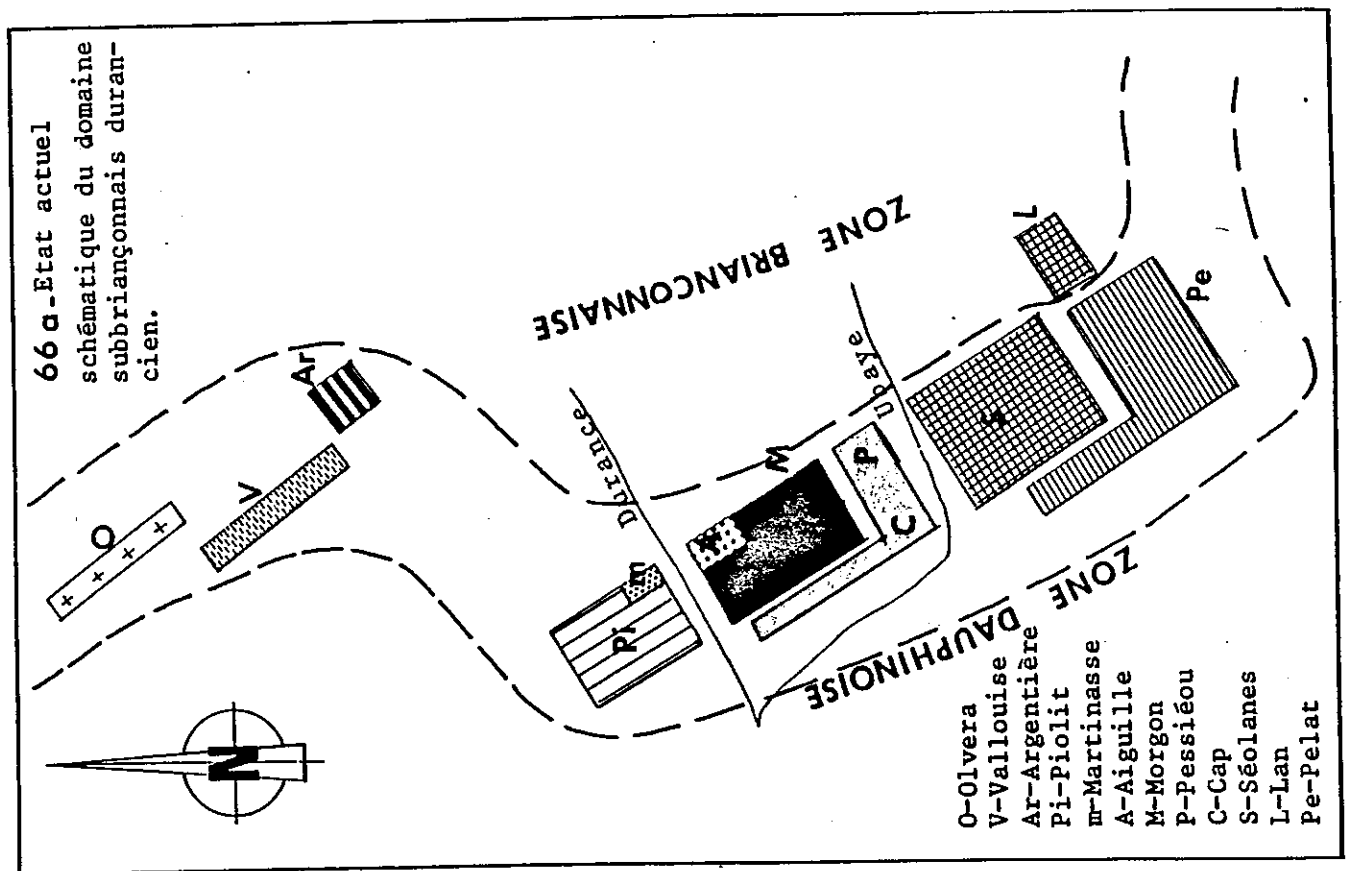
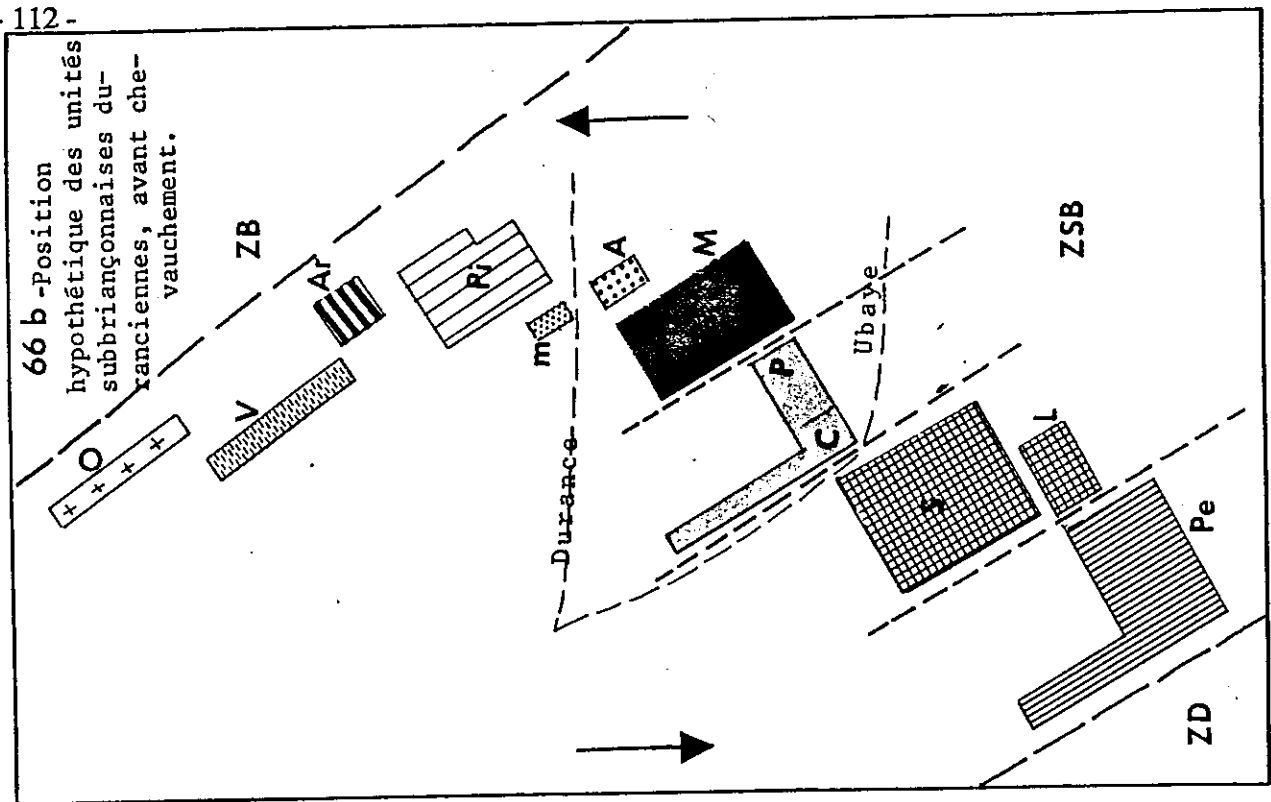


Fig 66- Premier schéma palinspastique possible du Subbriançonnais durancien.

## 2.1 – PREMIER SCHEMA PALINSPASTIQUE POSSIBLE (fig.66).

Il pourrait être construit à partir de celui proposé pour le Morgon (fig.55).

Comme on l'a vu ( 4.2) il n'y a pas de difficultés pour situer le domaine des Séolanes à proximité et plutôt au Sud ou à l'Ouest de celui du Morgon. La position encore plus méridionale et plus externe de l'ensemble du Pelat est attestée par sa position basale et périphérique au sein des nappes de l'Ubaye.

Les relations problématiques entre les domaines du Morgon et de Piolit, séparés par le hiatus d'affleurements de la vallée de la Durance, sont clarifiées si l'on considère les analogies des séries de l'Aiguille et de La Martinasse, toutes deux réduites et lacunaires, où seuls les horizons du Trias et du Dogger sont conservés sous le Crétacé supérieur discordant.

Les relations palinspastiques de Piolit avec les autres unités subbriançonnaises de l'Embrunais septentrional ont été établis avec une bonne certitude par P.Y. CHENET (1978). Le schéma palinspastique d'ensemble (fig.66) est obtenu après dépliage et annulation des chevauchements et de quelques coulissements probables. Les figurés employés ne servent qu'à désigner les unités tectoniques reconnues dans la région : ce schéma est purement géométrique. Une coupe restituée (fig.67) rend compte de la structure stratigraphique à la fin du Crétacé supérieur.

## 2.2 – DEUXIEME SCHEMA PALINSPASTIQUE PROBABLE (fig. 68).

On peut considérer que les discontinuités tectoniques majeures ne correspondent pas seulement à des décrochements alpins, mais sont surtout héritées de failles jurassiques (anté-Dogger) plus ou moins obliques à la direction de la paléomarge continentale européenne. Ces paléofailles pourraient ainsi délimiter des blocs triangulaires susceptibles d'être basculés non seulement transversalement, mais aussi longitudinalement par rapport à la direction moyenne de la marge.

Dans ces conditions, on peut construire le schéma de la figure 68. On y retrouve la même disposition des unités tectoniques que dans la fig. 66, après dépliage et annulation des chevauchements. On y a en plus représenté les variations latérales observées, en précisant les aires "hautes" et " basses". Il a l'avantage de rendre compte des variations latérales rapides et localisées aussi bien dans un sens transversal que longitudinal dans le "couloir" subbriançonnais, tout en s'intégrant sans difficultés dans le modèle général de la paléomarge téthysienne.

En conséquence il devient inutile de faire intervenir un mégadécrochement senestre au cours du Paléogène pour rendre compte de la complexité stratigraphique de la zone subbriançonnaise.

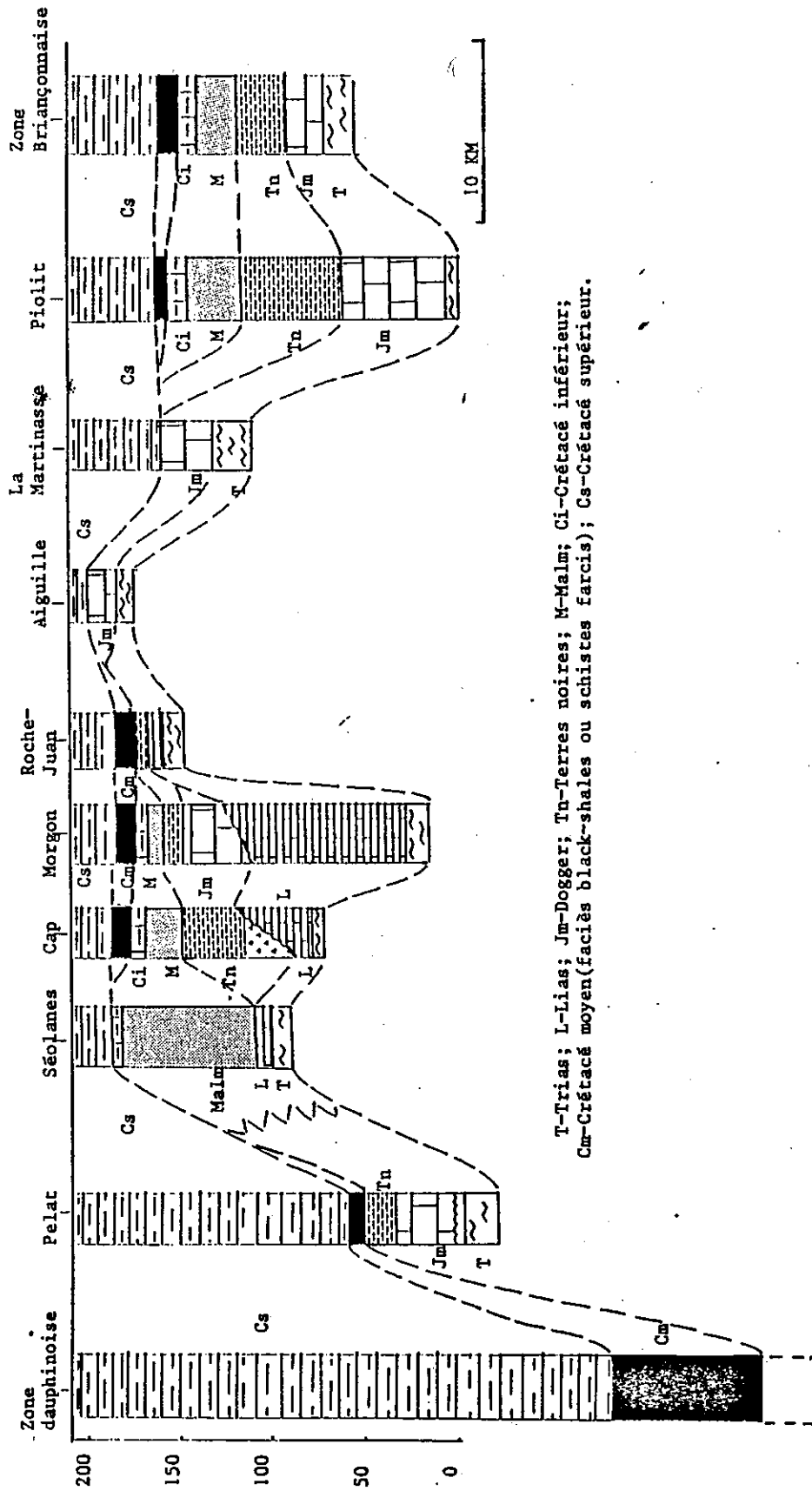
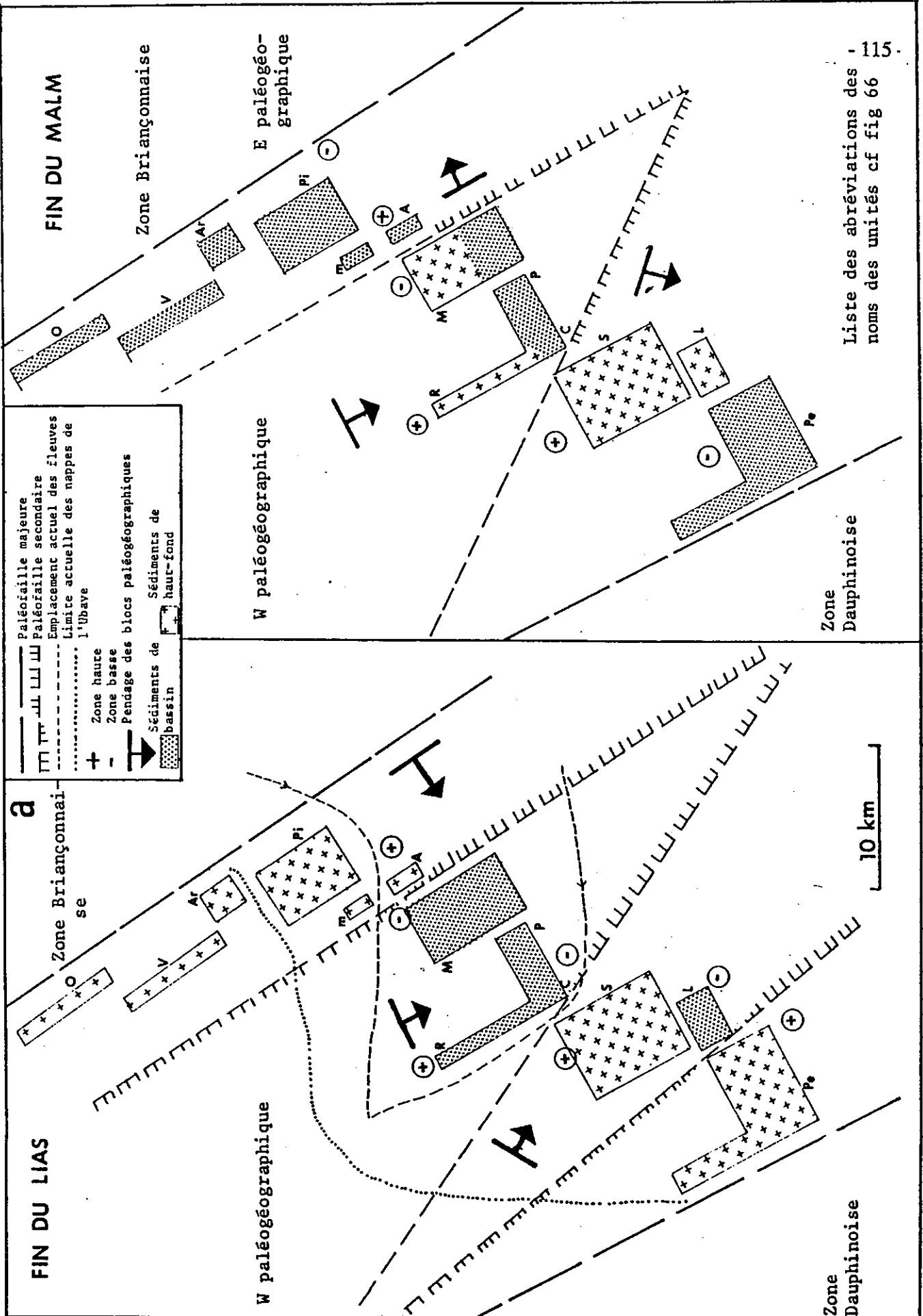


FIG 67 - Coupe restituée des unités subbriançonnaises duranciennes, au sommet des calcaires planctoniques.



Liste des abréviations des noms des unités cf fig 66

fig 68 - Deuxième schéma palinspastique probable du Subbriançonnais durancien.

### 3 - PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Au terme de ce travail, certains points demeurent obscurs et nécessiteraient d'être approfondis.

Une étude stratigraphique et tectonique détaillée des écaïlles de la Tête de Louis XVI doit être effectuée. En effet, elles comportent des séries très réduites apparemment semblables à celles de l'unité de l'Aiguille ou de Roche-Juan, mais dont on ignore leurs relations structurales avec les autres unités du massif, et de ce fait leur position exacte dans le schéma palinspastique qui a été proposé.

Une exploration des parois situées à l'aplomb du Pic du Morgon devra être effectuée pour éclaircir la question du passage entre les séries complètes et les séries lacunaires du flanc inverse du pli du Morgon.

L'étude stratigraphique et sédimentologique des séries du massif des Séolanes et des klippes de même nature qui entourent la fenêtre de Barcelonnette au Sud et à l'Est devra être poursuivie, ainsi qu'une révision des éléments de la semelle mésozoïque de la nappe du Pelat, plus au Sud.

Enfin, une étude sédimentologique détaillée de certaines formations de Morgon (en particulier la Brèche du Cap permettrait de préciser un certain nombre d'hypothèses concernant la géodynamique du domaine briançonnais au cours du Mésozoïque.

## BIBLIOGRAPHIE

- BARBIER R. (1948) - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém. Serv. Carte géol. France, 291 P.
- BAUD A., MEGARD-GALLI J. (1975) - Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IX<sup>e</sup> Congrès inter. Sédimentologie Nice, 5, p. 45-50.
- BOSELLINI A. et WINTERER E. (1975) - Pelagic limestone and radiolarite of the tethysian mesozoic : a genetic model, Geology, May 1975, p 279 - 282.
- BOURBON M. (1977) - Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord - téthysienne Le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais externes près de Briançon, Bull. Soc. géol. France, 7, t XIX, n° 4, p. 729 - 733.
- BOURBON M. (1980) - Evolution d'un secteur de la marge Nord - Téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse, Strasbourg, 334 p.
- BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C, ROUX M. (1980) - Indices bathymétriques fournis par les crinoïdes pédonculés sur le bord de la marge téthysienne (briançonnais et subbriançonnais au Jurassique et au Crétacé), Bull. Soc. géol. France, 7, t XXII, n° 5, p. 713 - 718.
- CHENET P.Y. (1978) - La marge Téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le Col du Galibier (Alpes occidentales françaises), Thèse E.N.S.M.Paris, 385 p.
- DEBELMAS J. (1955) - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guilleste (Hautes-Alpes). Mém. Serv. Carte géol. France, 171 p.
- DUMONT T.(1983) - Le chaînon de Rochebrune au S.E. de Briançon : évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes occidentales, Thèse 3e cycle Grenoble, 250 p.
- FERRY S. et FLANDRIN J.(1979) - Mégabèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo "hard-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (S.E. de la France). Géologie alpine, t. 55, p. 75 - 92.
- FURRER U. et SEPTFONTAINE M.(1977) - Nouvelles données biostratigraphiques (à l'aide des Foraminifères) dans le Dogger à faciès briançonnais des Préalpes médianes romandes (Suisse). Eclogae. géol. Helv., vol. 70 / 3, p. 717 - 737.
- GAGNEBIN E., PETERHANS E. (1927) - Les analogies des Préalpes romandes avec les nappes de l'Ubaye. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 56, 219, p. 265 - 283.
- GIGNOUX M. et MORET L.(1934) - Stratigraphie de la bordure externe de la Zone du Flysch de l'Embrunais entre la Durance et le Drac (Massif de Piolit et des Autanes, Hautes-Alpes). C. R. Acad. Sc. Paris, CXCIX, p. 1081-1083.
- GRACIANSKY P.C. de, BOURBON M., CHENET p.Y., CHARPAL O. de et LEMOINE M. (1979) - Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives: marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXI, p. 663-674.
- GUBLER-WAHL Y.(1928) - La nappe de l'Ubaye au Sud de la vallée de Barcelonnette, Thèse, Paris, 201 p.
- HENRY J. et ZOLNAI G. (1971) - Sur le Trias resédimenté dans le Sud-Ouest du Bassin aquitain. Bull. Centres. Rech. Pau SNPA, 5, 2, p.389 - 398
- KERCKHOVE C.(1969) - La "zone du flysch" dans les nappes de l'Embrunais - Ubaye (Alpes occidentales). Géologie alpine, t. 45, p. 5 - 204.
- LATREILLE M.(1961 - Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut-Drac, Thèse Grenoble, 1957, Mem.Serv. Carte géol. France, 205 p.

LEMOINE M.( 1985). Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. Bull. Soc. géol. France, (8), t. I, p. 126 - 137.

MARCOUX J. et RICOU L.E.(1979) - Classification des ophiolites et radiolarites alpino-méditerranéennes d'après leur contexte paléogéographique et structural. Implications sur leur signification géodynamique. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXI, p. 643 - 652.

MAURY P.(1984) - Etude stratigraphique et structurale de la liaison Séolanes-Morgon, son rôle dans la genèse de la zone subbriançonnaise, Thèse 3ème cycle Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. 162 p.

MERCIER D.( 1977) - Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologique, Thèse 3e cycle Paris VI, 351 p.

RICOU L.E.(1980) - La zone subbriançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 290, D, p. 835 - 838.

RICOU L.E., MAURY P.(1983) - Le décrochement subbriançonnais: une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. Rev. Géogr. Phys. Géol. dynam., XXIV, 1, p. 3 - 22.

RIO M. (1982) - Les accidents siliceux dans le Crétacé du bassin vocontien (SE de la France). Contribution à l'étude des silicifications des formations calcaires, Doc. lab. géol. Lyon, n° 84, 178 p.

SCHNEEGANS D.( 1938) - La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre les vallées de la Durance et de l'Ubaye, Mem. Serv. Carte géol. France, 334 p.

SEPTFONTAINE M.(1971) - Etude micropaléontologique et stratigraphique du Lias supérieur et du Dogger des Préalpes médianes romandes (Suisse). Résumé de thèse n° 1554, Genève.

SEPTFONTAINE M.(1983) - Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. Stratigraphie, évolution, paléogéographie, paléotectonique, Mém. Soc. Helv. Sc. Nat., vol 97.

STEINBERG et al. (1977) - Radiolarites et sédiments hyper-siliceux océaniques : une comparaison, Sedimentology, 24, p. 547 - 563.

VIALLY R.(1985) - La sédimentation de pente en milieu carbonaté : exemple du Tithonique (Jurassique terminal - Berriasien) de la bordure Nord du domaine vocontien (Diois), Rapport interne I.F.P., n° 26 947.

### Cartes géologiques consultées

GAP à 1/250 000, 1980, B.R.G.M.

BARCELONNETTE à 1/50 000, 1974, B.R.G.M.

CHORGES à 1/50 000, en préparation

SEYNE à 1/50 000, 1983, B.R.G.M.



**LISTE DES TABLEAUX**

	Page
TABLEAU A – Rappels sur les travaux effectués sur le Morgon.	10
TABLEAU B – Rappels sur les travaux effectués sur le subbriançonnais durancien.	12
TABLEAU C – Données macroscopiques et environnement de dépôt des différents faciès du Trias.	42
TABLEAU D – Synthèse des données macro et microscopiques, et de l'interprétation des milieux de dépôts des faciès du Lias du massif du Morgon.	44
TABLEAU E – Synthèse des données macro et microscopiques des faciès du Dogger du massif du Morgon.	53
TABLEAU F – Synthèse des données macroscopiques et sédimentologiques et de l'interprétation des faciès du Callovo - Oxfordien.	69
TABLEAU G – Synthèse des données macro et microscopiques des faciès tithoniques du massif du Morgon.	76

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Localisation du massif du Morgon dans les Alpes occidentales.	6
Fig. 2 - Schéma structural régional.	8
Fig. 3 - Reconstitution palinspastique des Alpes occidentales au Jurassique (P.Maury, 1984).	9
Fig.4 - Schéma palinspastique du domaine subbriançonnais durancien au Priabonien (C.Kerckhove, 1969)	11
Fig.5 - Schéma des principales directions structurales de la tectonique du rifting liasique dans les Alpes occidentales et méridionales (M. Lemoine, 1985)	14
Fig.6 - Position schématique des unités structurales à matériel subbriançonnais, de part et d'autre de la Durance.	14
Fig.7 - Les unités structurales du massif du Morgon.	18
Fig.8 - Carte géologique simplifiée de l'unité du Cap Pessiéou.	20
Fig.9 - Schéma de l'organisation structurale du massif du Morgon et situation des coupes partielles de la série-type	21
Fig.10 - Schéma de l'évolution de la structure de l'unité du Morgon entre le Pic du Morgon au N et le vallon des Enfers au S	22
Fig.11 - Série-type.	24
Fig.12 - Coupe de la Tête de la Vieille.	27
Fig.13 - Coupe du Château d'Ivoins.	28
Fig.14 - Coupe du Pessiéou Est.	30
Fig.15 - Séquence métrique turbiditique dans les Terres noires, au dessus de Dramonasq.	34
Fig.16 - Mégaséquences et discontinuités majeures de la série-type.	36
Fig.17 - Variations latérales de la série Jurassique-Crétacé dans le massif du Morgon.	40
Fig.18a - Schéma cartographique du Pessiéou.	46
Fig.18b - Coupe du Pessiéou Ouest.	46
Fig.18c - Coupe restituée à la base du Dogger.	46
Fig.18d - Coupe paléostructurale synthétique.	46
Fig.19 - Coupe du Ravin des Enfers.	48
Fig.20 - Coupes de La Lauze.	49
Fig.21 - Coupe du Ravin du Bouchier.	50
Fig.22 - Panorama du versant nord du Vallon du Clot du Méléze.	52

Fig.23 - Coupes du Vallon de l'Aiguille.	52
Fig.24 - Corrélations des différents membres du Dogger.	54
Fig.25 - Carte de répartition des affleurements du Dogger.	56
Fig.26 - Répartition des affleurements du membre inférieur du Dogger.	57
Fig.27 - Répartition des affleurements du membre intermédiaire du Dogger.	58
Fig.28 - Répartition des affleurements du membre supérieur du Dogger.	59
Fig.29 - Schéma d'organisation paléogéographique des faciès bathoniens des Préalpes médianes romandes.	61
Fig.30 - Essai de reconstitution paléogéographique du domaine du Morgon vers la fin du Dogger.	62
Fig.31 - Schéma de la paléofaille de Dramonasq.	63
31-a - coupe de terrain.	63
31-b - schéma paléostructural.	63
Fig.32 - Coupes sériées dans le Pli du Cap.	66
Fig.33 - Coupe de la série du Pli du Cap restituée au toit de la Brèche.	68
Fig.34 - Carte des affleurements de la formation des Terres noires (Callovo-Oxfordien).	70
Fig.35 - Deux mécanismes expliquant la mise en place de la Brèche du Cap.	71
Fig.36 - Schéma des variations latérales du Callovo-Oxfordien dans le massif du Morgon.	73
Fig.37 - Carte des affleurements du Malm calcaire (Tithonique).	74
Fig.38 - Coupes dans le flanc inverse du Pli du Cap.	75
Fig.39 - Schéma des variations latérales des calcaires du Malm dans le massif du Morgon.	77
Fig.40 - Deux hypothèses relatives à la profondeur des dépôts du Malm.	78
Fig.41 - Carte du versant Sud-Ouest du massif du Morgon à l'aplomb de Champ-Contier.	80
Fig.42 - "Black-shales" à olistolites de la Cuècha et de Roche-Rousse.	82
Fig.43 - Détail de l'olistolite liasique du haut ravin de Roche-Rousse Est.	82
Fig.44 - Coupe passant par le rocher du Péouré.	83
Fig.45 - Coupe du versant sous la Tête de la Vieille.	84
Fig.46 - Coupes du synclinal de la Virette.	86
Fig.47 - Coupe restituée du synclinal de la Virette.	86
Fig.48 - Coupe de l'éperon 2318, au Nord du Vallon des Olettes.	87
Fig.49 - Coupe au droit du Petit Ferrant.	87

Fig.50 - Coupes du Gros Ferrant.	88
Fig.51 - Coupe synthétique de la crête des Ferrants.	89
Fig.52 - Carte des affleurements de "Black-Shales" du massif du Morgon.	90
Fig.53 - Hypothèses sur l'environnement du bassin des Black shales	92
Fig.54 - Coupe de Roche-Juan.	93
Fig.55 - Essai de reconstitution palinspastique du domaine subbriançonnais du Morgon.	96
55-a - Organisation schématique actuelle du massif du Morgon.	96
55-b - Position hypothétique des unités avant chevauchement.	96
55-c - Reconstitution palinspastique possible à la fin du Crétacé.	96
Fig.56 - Coupe restituée "A" à la base des calcaires planctoniques du Sénonien.	98
Fig.57 - Coupe restituée "B" à la base des calcaires planctoniques du Sénonien.	100
Fig.58 - Schéma palinspastique à la fin du Callovo-Oxfordien.	102
Fig.59 - Coupe paléogéographique à la fin du Callovo-Oxfordien.	102
Fig.60 - Schéma palinspastique à la fin du Jurassique.	104
Fig.61 - Coupe paléogéographique à la fin du Jurassique.	104
Fig.62 - Schéma palinspastique au début du Crétacé supérieur.	106
Fig.63 - Schéma de l'évolution de la bathymétrie probable du bassin du Morgon, au cours du Mésozoïque.	106
Fig.64 - Evolution possible de la profondeur absolue du fond marin dans le domaine du Morgon, au cours du Mésozoïque.	109
Fig.65 - Localisation des unités subbriançonnaises duranciennes.	110
Fig.66 - Premier schéma palinspastique du subbriançonnais durancien.	112
Fig.67 - Coupe restituée des unités subbriançonnaises duranciennes au sommet des calcaires planctoniques.	114
Fig.68 - Deuxième schéma palinspastique du subbriançonnais durancien.	115

## TABLE DES MATIERES

	Page
<b>RESUME</b>	2
<b>ABSTRACT</b>	3
<b>SOMMAIRE</b>	4
<b>CHAPITRE 1. INTRODUCTION</b>	5
<b>1. Le Morgon dans les Alpes Occidentales</b>	7
<b>2. Travaux antérieurs</b>	7
2.1. Sur le Morgon	7
2.1.1. Les précurseurs	7
2.1.2. D. Schneegans	9
2.1.3. P. Maury	9
2.2. Sur le subbriançonnais durancien	11
<b>3. Idées actuelles sur la zone subbriançonnaise</b>	13
<b>4. Objet de ce travail</b>	15
<b>5. Choix du plan</b>	16
<b>CHAPITRE 2. LA SERIE - TYPE</b>	17
<b>1. Aperçu de l'organisation structurale de la région étudiée.</b>	19
1.1. Le massif du Morgon	19
1.1.1. L'unité du Cap Pessiéou	19
1.1.2. L'unité du Morgon (s.stricto)	22
1.1.3. Les unités supérieures	23
1.2. Le prolongement méridional du massif du Morgon : le massif des Séolanes	23
<b>2. La série-type : du Trias supérieur au Crétacé supérieur</b>	25
2.1. Introduction	25
2.2. Brève description des unités lithostratigraphiques	25
2.2.1. Le Trias supérieur	25
2.2.2. Le Lias	26
A – L'ensemble des calcaires dolomitiques	26
B – L'ensemble des calcaires bioclastiques à silex	29
C – L'ensemble des calcaires à Entroques	29
D – L'ensemble marneux terminal du Lias	31
2.2.3. Le "Dogger"	32

A – L'ensemble calcaire	32
B – L'unité des calcaires marneux à <i>Zoophycos</i>	33
2.2.4. Le "Malm"	33
A – Les Terres noires	33
B – La barre tithonique	34
2.2.5. Le Crétacé	35
A – Les calcaires fins du Néocomien	35
B – Les argilites noires à blocs et olistolites (Black shales)	35
C – Les calcaires planctoniques	37
2.3. Mégaséquences et discontinuités	37
<b>CHAPITRE 3. VARIATIONS LATÉRALES ET INTERPRÉTATION DE LA SÉRIE.</b>	<b>39</b>
1. Introduction	41
2. Séquence 1	41
3. Séquence 2	43
4. Séquence 3	43
5. Séquence 4	45
5.1. Le "Dogger"	45
5.1.1. Quelques coupes significatives	45
A – Face Ouest du Pessiéou	45
B – Ravin des Enfers	45
C – La Lauze	47
D – Ravin du Bouchier	47
E – Vallon de l'Aiguille	51
5.1.2. Description et interprétation des microfaciès	55
5.1.3. Problème de corrélations entre les membres des différentes coupes	55
5.1.4. Répartition des affleurements	55
5.1.5. Comparaison des formations du "Dogger" avec celles d'autres régions alpines	60
A – Le "Dogger" briançonnais	60
B – Le Dogger des Préalpes médianes	61
5.1.6. Modèle de répartition horizontal	64
5.1.7. Conclusion	64
5.2. Le Malm et le Crétacé inférieur	65
5.2.1. Les Terres noires	65
A – Description de la Brèche du Cap	65
B – Age de la Brèche du Cap	65
C – Interprétation des faciès	67
D – Conclusions	72

5.2.2. L'ensemble calcaire du Malm - Néocomien	73
A – Introduction	73
B – L'ensemble "récifal" de l'unité du Cap	73
C – Le niveau à Radiolarites	79
5.3. Le Crétacé supérieur	81
5.3.1. Les Schistes farcis ou Black shales	81
5.3.2. Interprétation du faciès des Schistes Farcis - Le diapirisme synsédimentaire crétacé du Morgon	85
5.3.3. Conclusions	94
6. Conclusion : Les événements majeurs enregistrés par la série jurassique et crétacée du massif du Morgon.	95
<b>CHAPITRE 4. ESSAI DE RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE</b>	97
1. Introduction	99
2. Modèle d'organisation palinspastique du massif du Morgon	99
3. Coupes restituées à la base des calcaires planctoniques du Crétacé supérieur.	101
4. Coupes paléogéographiques	101
4.1. A la fin du Callovo-Oxfordien	103
4.2. A la fin du Jurassique	103
4.3. Au début du Crétacé supérieur	103
5. Conclusions : évolution des zones hautes et basses	105
<b>CHAPITRE 5. CONCLUSIONS GENERALES</b>	107
1. Résultats	108
1.1. Mégaséquences et discontinuités	108
1.2. Faciès particuliers	108
1.3. Reconstitution palinspastique	111
2. Place du domaine paléogéographique du bassin du Morgon, au sein de la province subbriançonnaise durancienne	111
2.1. Premier schéma palinspastique possible	113
2.2. Deuxième schéma palinspastique probable	113
3. Perspectives de recherche	116
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	117
<b>LISTE DES TABLEAUX</b>	119
<b>LISTE DES FIGURES</b>	120
<b>TABLE DES MATIERES</b>	123