



HAL
open science

La marge téthysienne au mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier : (Alpes occidentales françaises)

Pierre Yves Chénet

► To cite this version:

Pierre Yves Chénet. La marge téthysienne au mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier : (Alpes occidentales françaises). Stratigraphie. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1978. Français. NNT : . tel-00799966

HAL Id: tel-00799966

<https://theses.hal.science/tel-00799966>

Submitted on 13 Mar 2013

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

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

THÈSE

présentée à

L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE
DES MINES DE PARIS

par

Pierre-Yves CHÉNET

Ingénieur civil des mines

en vue de l'obtention

DU TITRE DE DOCTEUR INGÉNIEUR

EN SCIENCES ET TECHNIQUES MINIÈRES

Option : PROSPECTION DES GÎTES MINÉRAUX

LA MARGE TÉTHYSIENNE AU MÉSOZOÏQUE
DANS LE SECTEUR SUBBRIANÇONNAIS
ENTRE GAP ET LE COL DU GALIBIER
(Alpes occidentales françaises)

Soutenue le 5 décembre 1978 devant le jury composé de

M. H. PÉLISSONNIER	Président
M. P.C. de GRACIANSKY	Rapporteur
M. M. LEMOINE	Directeur de thèse
M. B. BIJU-DUVAL	Examineur
M. J. DEBELMAS	Examineur

THÈSE

présentée à

L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE
DES MINES DE PARIS

par

Pierre-Yves CHÉNET

Ingénieur civil des mines

en vue de l'obtention

DU TITRE DE DOCTEUR INGÉNIEUR
EN SCIENCES ET TECHNIQUES MINIÈRES

Option : PROSPECTION DES GÎTES MINÉRAUX

LA MARGE TÉTHYSIENNE AU MÉSOZOÏQUE
DANS LE SECTEUR SUBBRIANÇONNAIS
ENTRE GAP ET LE COL DU GALIBIER
(Alpes occidentales françaises)

Soutenue le 5 décembre 1978 devant le jury composé de :

M. H. PÉLISSONNIER	Président
M. P.C. de GRACIANSKY	Rapporteur
M. M. LEMOINE	Directeur de thèse
M. B. BIJU-DUVAL	Examineur
M. J. DEBELMAS	Examineur

AVANT-PROPOS

Ce mémoire est le fruit d'un travail de thèse mené au sein du Centre de Géologie générale et minière de l'École des Mines de Paris, où Monsieur le Professeur H. PELISSONNIER m'accueillit à la sortie de l'École en 1976. Je tiens à lui exprimer ici ma profonde gratitude pour la confiance qu'il m'a témoignée et pour sa simplicité et sa bienveillance dans les rapports qu'il a pu entretenir avec moi.

Je tiens également à exprimer ma reconnaissance à M. LEMOINE, directeur de cette thèse, pour l'honneur qu'il m'a fait en proposant ce sujet. Son départ à Grenoble n'a pas pour autant diminué l'attention qu'il a portée à l'élaboration des résultats tout au long de ce travail. Sa grande expérience de la géologie alpine et sa clairvoyance des problèmes d'ensemble m'ont évité bien des erreurs et des tâtonnements.

Ce travail n'aurait pu aboutir sans l'aide de M. P.C. de GRACIANSKY, qui n'a pas ménagé ses efforts pour revoir et améliorer les épreuves successives de ce travail et a bien voulu m'introduire auprès des spécialistes qui m'ont assuré leur aide.

Monsieur le Professeur J. DEBELMAS et Monsieur J. BIJU-DUVAL ont bien voulu participer au Jury ; qu'ils trouvent ici mes remerciements pour l'attention qu'ils m'ont apportée et pour l'honneur qu'ils me font à cet égard.

Je voudrais aussi remercier tous les membres de l'"équipe briançonnaise" : aux côtés de MM. M. LEMOINE et P.C. de GRACIANSKY, Mme J. MEGARD-GALLI, MM. M. BOURBON et D. MERCIER, pour l'enthousiasme qu'ils ont su me communiquer et pour la multiplicité de leurs conseils, tant durant ces belles journées de terrain en montagne qu'au laboratoire. Sans eux, ce travail serait encore en chantier.

J'ai retiré le plus grand profit d'entretiens avec P. CROS, pour ses conseils lors de l'étude des carbonates de plate-forme ; C. KERCKHOVE, dont la grande connaissance du terrain, notamment du point de vue tectonique, m'a été d'un grand secours ; G. DUNOYER de SEGONZAC, pour l'étude des argiles sub-briançonnaises ; S. ELMI, qui m'a montré les conséquences de la découverte

d'un gisement d'ammonites, et pour l'amabilité avec laquelle il a bien voulu les déterminer. J'ai bénéficié également des avis précieux de E.L. WINTERER, P. HOMEWOOD, A. BAUD, H. et A. ARNAUD et M. SEPTFONTAINE, lors de leurs visites sur mon terrain.

Ce travail n'aurait pu être mené à bien sans le concours des spécialistes : Mme L. BEAUVAIS pour les polypiers, M.R. ENAY pour certaines ammonites, M.E. FOURCADE pour les foraminifères jurassiques, Mme C. MULLER pour les nannofossiles et M. J. SIGAL pour les foraminifères crétacés.

Ma reconnaissance va également au personnel du laboratoire, pour la diligence et l'efficacité avec laquelle ils ont contribué à la réalisation de ce travail, et plus spécialement à M^{lle} D. BARBETTE pour la frappe, M^{lle} CLAYE pour les photos, M. FARRIEU pour les lames minces et M. H. PINAULT et R. ROZAN pour le tirage.

Je ne saurai également oublier mes amis, et plus spécialement A. DIEULIN, C. KOCH-MATHIAN et F. FIACRE-GRALLIOT pour leur aide matérielle, et ma famille, pour leurs encouragements et leur soutien moral tout le long de cette thèse.

RESUME

Le but de ce travail est l'étude sédimentologique de l'unité pennique la plus externe, la zone subbriançonnaise, ceci dans le cadre plus vaste de l'évolution de la marge téthysienne européenne de la Téthys, entre la fin du Trias et la fin du Crétacé.

Dans la région comprise entre la vallée de la Durance au Sud et le col du Galibier au Nord, le Subbriançonnais est connu surtout comme une nappe de charriage complexe, coincée entre le Briançonnais et l'ensemble Dauphinois-Ultradauphinois. Elle comporte du S au N, l'unité de St-Apollinaire-La Martinasse et l'unité de Piolit, plus interne, puis celle de Vallouise, enfin les digitations du Petit Galibier et du Lauzet Roche Olvera, celles-ci en position externe et interne respectivement.

Le Subbriançonnais présente aussi une véritable identité paléogéographique, caractérisée par une histoire en quatre épisodes principaux :

1. Transgression du Jurassique après l'émersion du Lias, puis passage au régime pélagique à la fin du Dogger, période correspondant à la phase de "rifting" de la marge.

Le Lias est absent tout ou partie. Le Dogger est représenté d'abord par des carbonates de plateforme peu épais (calcaires de Vallouise au Nord et de la Rouanne dans le massif de Piolit) ; les faciès correspondent à des accumulations d'oolites et de bioclastes déposés en milieu agité. Dès le Bathonien inférieur (zone à Zigzag) dans la région de Piolit, les conditions de la sédimentation passent au milieu de mer ouverte, avec le dépôt de calcaires marneux à *Posidonomias*, *Cancellophycus* et Ammonites.

L'effondrement généralisé de la marge à la fin du Dogger se traduit ici par le passage au régime pélagique profond, probablement entre le Callovien moyen et supérieur, et est enregistré par la production massive de brèches grossières dont la plus célèbre est celle du Télégraphe. La morphologie sous-marine est désormais faite de hauts-fonds, d'escarpements et de bassins.

2. Sédimentation pélagique profonde du Malm-Crétacé inférieur, contemporaine de la période de "détumescence" thermique de la marge et de la création de l'Océan piémontais ("spreading").

A l'Oxfordien inférieur et moyen, les hauts-fonds et les hauts de pente (St-Apollinaire-La Martinasse) sont omis par la sédimentation. Dans les dépressions (autres unités), les Terres Noires sont intercalées de turbidites vers la base, consécutives à la mise en place des brèches du Télégraphe ; le détritisme grossier s'estompe vers le milieu puis réapparaît vers le haut, seulement dans les bassins les plus profonds (Piolit et Galibier), remaniant alors des carbonates pélagiques.

De l'Oxfordien supérieur au Tithonique, la sédimentation redevient calcaire, très mince et micritique sur les hauts-fonds (St-Apollinaire-La Martinasse) plus épaisse dans les bassins, là sous la forme de micrites à radiolaires, intercalées de brèches calcaires (dites "brèches bleues"), largement développées dans les bassins les plus profonds (Piolit-Galibier).

Avant l'apparition des Calpionelles (Tithonique supérieur), des sédiments enrichis en silice apparaissent dans les points bas (Piolit et Galibier) du fait des dissolutions de carbonates sur le fond, en liaison avec la CCD ; le dépôt reste calcaire ailleurs.

Au Tithonique supérieur, le nivellement des reliefs est pratiquement achevé dans les creux des faits de la sédimentation et de mouvements dus à la subsidence différentielle. Dans le bassin devenu alors unique, des argiles reviennent timidement du Valanginien au Barrémien. Des croûtes ferrugineuses et silicatées se forment sur les hauts-fonds et les hauts de pente.

3. Renouveau paléogéographique généralisé à partir de l'Aptien jusqu'au Turonien.

Après la lacune probable de l'Aptien-Albien moyen, de nouveaux escarpements alimentent des brèches (L'Argentière, Piolit) qui s'intercalent dans les argilites noires de l'Albien supérieur-Cénomaniens.

La géométrie des reliefs est désormais indépendante de celle du Jurassique-Crétacé inférieur.

4. Nivellement des reliefs sous l'effet de réajustements du substratum et du comblement par la sédimentation épaisse.

Après la lacune du Turonien ; le dépôt des calcschistes planctoniques (Sénonien à Paléocène) est associé à la mise en place d'une série turbiditique au Sénonien inférieur ("flysch" de l'Aiguille) dans la région de Piolit.

+

+ +

Replacé dans le contexte de l'évolution de la marge téthysienne le secteur subbriançonnais des Hautes-Alpes paraît se relier à la fois au Briançonnais par l'émersion liasique, et pendant le Dogger au domaine dauphinois, dont il constitue la bordure orientale, "pennique", symétrique de celle de l'Ardèche.

Le Subbriançonnais se relie au contraire franchement au Briançonnais de l'Oxfordien au Paléocène : ces deux domaines connaîtront une destinée commune jusqu'au Crétacé inférieur du fait de leur situation sur la pente de la marge continentale, et jusqu'au Tertiaire par leur comportement vis-à-vis des efforts tectogéniques.

à mes soeurs ,
Marianne et Sophie

SOMMAIRE

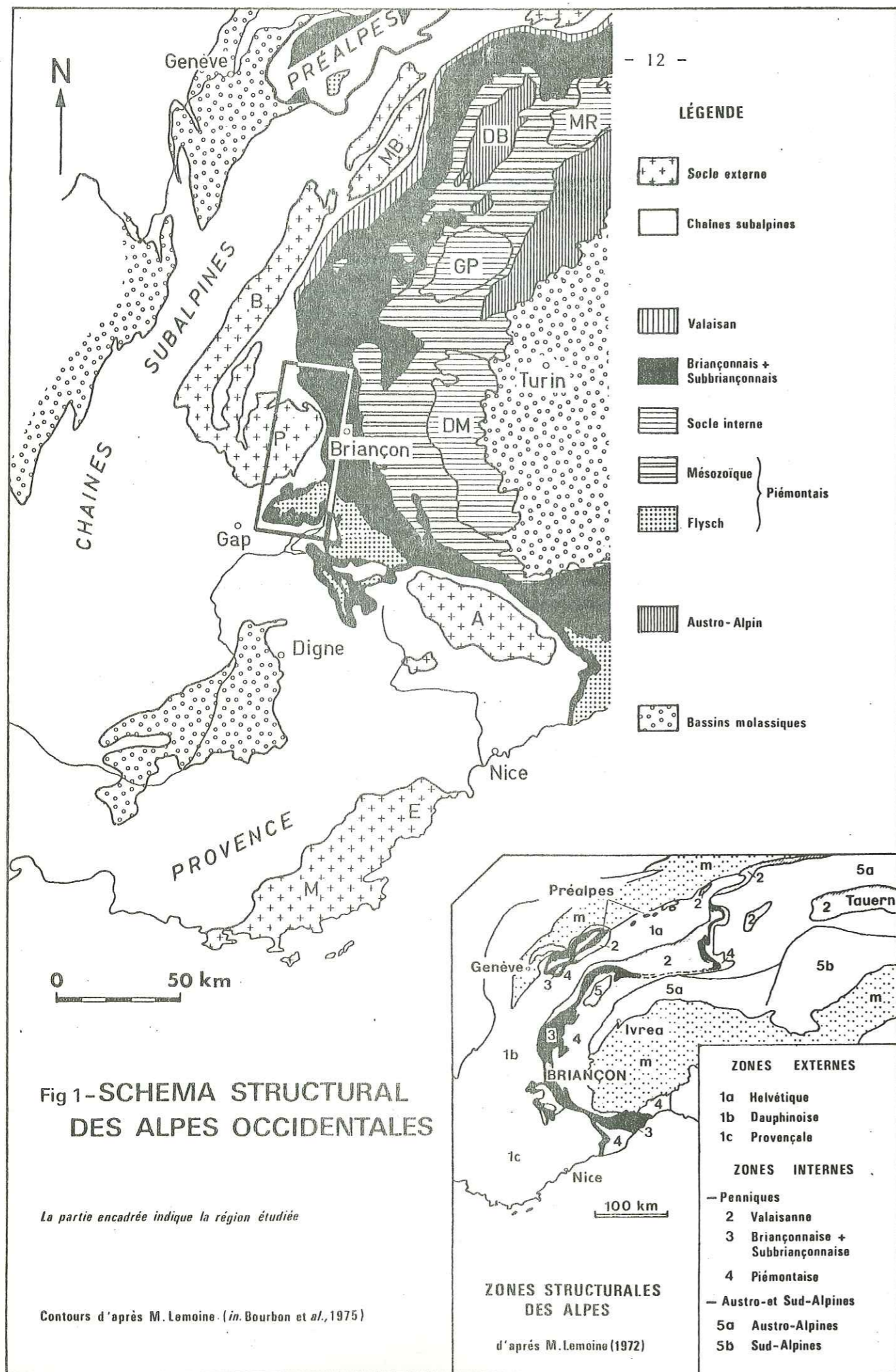
	Pages
<u>INTRODUCTION</u>	11
I - Cadre géologique et géographique	13
II - Historique	15
III - Problèmes actuels	17
IV - Schéma structural de la zone subbriançonnaise	20
V - Objet du présent travail	30
<u>CHAPITRE I : INSTAURATION PUIS EFFONDREMENT D'UNE PLATE-FORME CARBONATEE AU JURASSIQUE INFÉRIEUR A MOYEN DANS LE DOMAINE SUBBRIANCONNAIS</u>	
Sommaire détaillé	33
INTRODUCTION	35
I - SERIE-TYPE DE PIOLIT	38
I-1. Coupe de Rouanne-Basse, description et interprétation	38
I-2. Coupe du Jas-Cerisier, description et interprétation	41
I-3. Résumé de la série-type	48
I-4. Variations latérales	49
I-5. Conclusion, séquences et discontinuités	62
II - LE JURASSIQUE MOYEN DES NEYZETS	63
II-1. Coupe des Neyzets, description et interprétation	63
II-2. Résumé de la coupe	69
II-3. Variations latérales	70
II-4. Conclusions, séquences et discontinuités	82
III - CONCLUSIONS	
III-1. Lithostratigraphie	86
III-2. Paléogéographies successives, évolutions séquentielles	88

	Pages
CHAPITRE II : <u>LA SEDIMENTATION PELAGIQUE AU JURASSIQUE SUPERIEUR</u>	
<u>ET AU CRETACE DANS LE SECTEUR SUBBRIANCONNAIS DES HAUTES-ALPES</u>	101
INTRODUCTION	103
PARTIE A. LES FACIES : INTERPRETATION, PROBLEMES SPECIFIQUES	107
Sommaire détaillé	107
A-1. Présentation de la série pélagique	109
A-I.1. Coupe de l'Arche	109
A-I.2. Coupe de la Martinasse	114
A-2. Les mécanismes de la sédimentation	116
A-3. La sédimentation carbonatée en domaine pélagique	128
A-4. Le problème de la silice, les silicifications	142
A-5. Croûtes et minéralisations	154
A-6. Les argiles	160
A-7. Aspects de la diagenèse	167
A-8. Conclusions, interprétations des différents faciès	174
PARTIE B. RECONSTITUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS	181
B-1. Introduction	181
B-2. Période I : Fin du Callovien (?) à Oxfordien moyen	183
B-3. Période II : Oxfordien supérieur à Tithonique	191
B-4. Période III : Kimméridgien (?) - Tithonique moyen	199
B-5 . Période IV : Tithonique supérieur-Berriasien	204
B-6 . Période V : Valanginien à Barrémien	208
B-7 . Période VI : Aptien-Albien moyen (?)	212
B-8 . Période VII : Albien supérieur-Cénomanién	214
B-9 . Période VIII : Turonien	221
B-10 . Période IX : Sénonien inférieur	222
B-11 . Période X : Campanien-Paléocène	231
B-12 . Conclusion, les trois grandes étapes de l'évolution du secteur subbriançonnais des Hautes-Alpes au Jurassique supérieur- Crétacé	234

	Pages
CONCLUSIONS GENERALES	241
I - LA MARGE EUROPEENNE, SITUATION ET HISTOIRE	241
I-1. Situation palinspastique dans la Téthys mésozoïque	241
I-2. Evolution le long de la transversale des Hautes-Alpes	242
II - PLACE DU SECTEUR SUBBRIANCONNAIS DANS LA MARGE NORD-TETHYSIENNE	243
II-1. La Période de "rifting" du Lias-Jurassique moyen	243
II-2. La Période de "spreading" du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur	251
II-3. La Période de compression de la marge de l'Aptien au Crétacé supérieur	258
EPILOGUE	263
BIBLIOGRAPHIE	265
LISTE DES FIGURES	275
PLANCHES	278
DESCRIPTION DES COUPES	287

INTRODUCTION

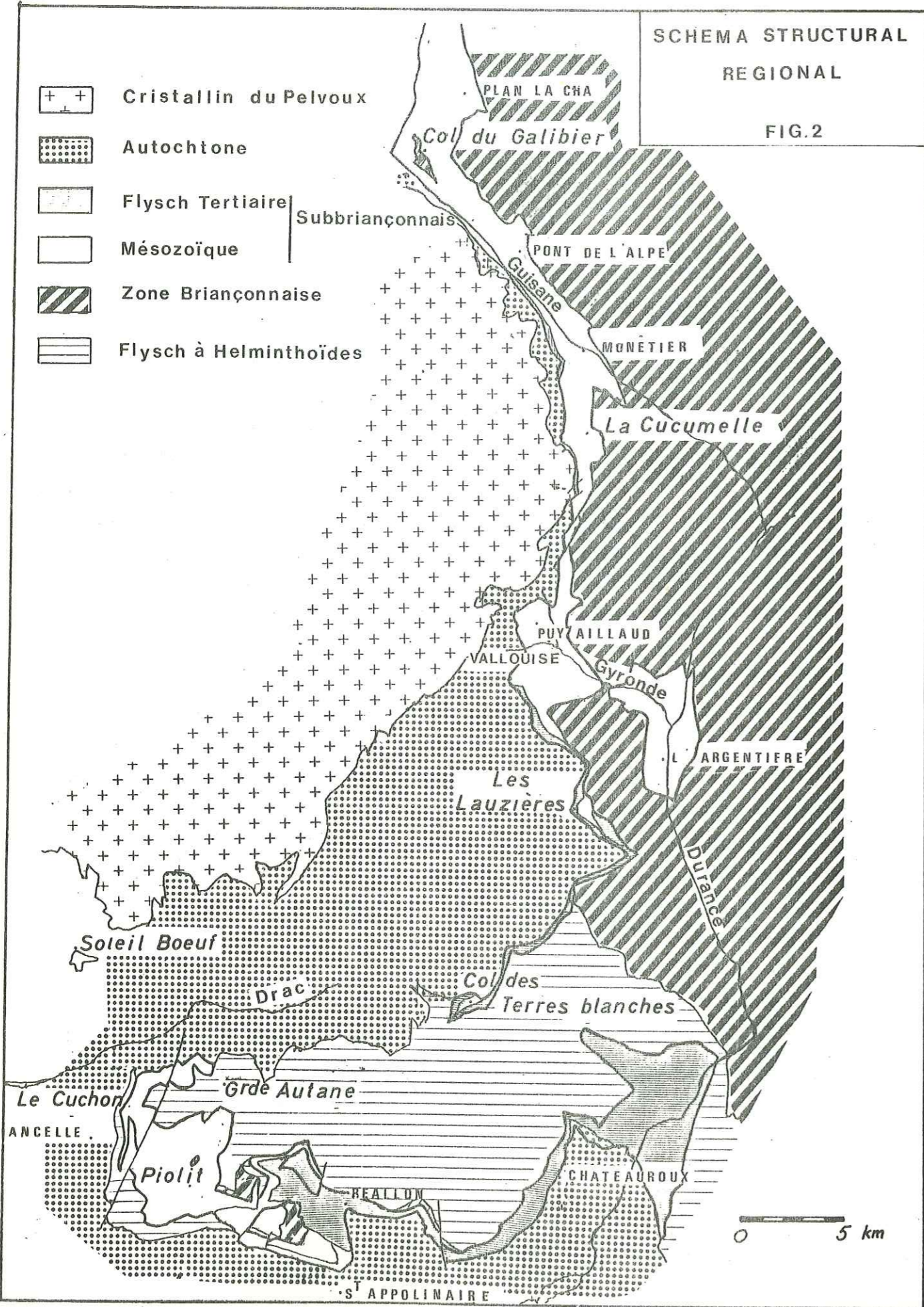
	Pages
I - CADRE GEOLOGIQUE ET GEOGRAPHIQUE	13
Place du secteur subbriançonnais étudié dans les Alpes Occidentales françaises	
II - HISTORIQUE	15
La notion de zone subbriançonnaise. Ses caractéristiques.	
III - PROBLEMES ACTUELS	17
Le concept de la marge européenne de la Téthys.	
IV - SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE SUBBRIANCONNAISE DES HAUTES ALPES ; IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES	20
IV.1. Les unités du massif de Piolit	22
IV.2. Les écailles mésozoïques entre Drac et Gyrone	25
IV.3. Les unités subbriançonnaises entre Gyrone et Guisane	25
IV.4. Les unités comprises entre le Monétier-les-Bains et la région du col du Galibier	26
IV.5. Le schéma palinspastique	28
V - OBJET DU PRESENT TRAVAIL	30



SCHEMA STRUCTURAL REGIONAL

FIG.2

- + + Cristallin du Pelvoux
- Autochtone
- Flysch Tertiaire
- Mésozoïque
- Zone Briançonnaise
- Flysch à Helminthoïdes



II - HISTORIQUE

La notion de zone subbriançonnaise, ses caractéristiques.

Les grands traits de la géologie de la région étudiée étaient esquissés dès le début du siècle par E. HAUG (1904) pour l'Embrunais et W. KILIAN et P. TERMIER (1900) pour les montagnes situées au N de Réotier. Ces auteurs mettent en évidence alors les phénomènes de charriage qui caractérisent la structure géologique régionale et individualisent une zone "briançonnaise" dont les grands traits de la stratigraphie sont précisés, (âge des calcaires de Vallouise par ex.), ce domaine présentant des relations complexes avec la nappe du Flysch.

Les étapes de la transition entre la zone alpine externe et la zone briançonnaise restèrent toutefois mal précisées jusqu'à ce que M. GIGNOUX et L. MORET définissent une zone "ultra dauphinoise" correspondant à la partie la plus profonde de l'avant-fosse alpine et une zone "subbriançonnaise" interprétée paléogéographiquement comme la partie orientale de cette avant-fosse et les premiers ressauts de la "cordillère" briançonnaise, la série stratigraphique de cette zone étant définie dans le massif de Piolit. La plupart des distinctions stratigraphiques faites par ces deux auteurs restent valables aujourd'hui :

- le Trias supérieur : calcaires dolomitiques et schistes rouges,
- le Lias-Dogger : calcaires spathiques à entroques à la base et à oolites au sommet,
- une série "compréhensive" de calcaires et de calcschistes où l'on peut reconnaître :
 - le Dogger à Cancellophycus, sous la forme de calcaires marneux
 - les schistes noirs de l'Oxfordien
 - un niveau bréchoïde anté-Argovien
 - le Tithonique-Berriasien : radiolarites puis calcaires à silex
 - le Néocomien : calcaires fins et calcschistes
 - le Crétacé supérieur (Sénonien) : brèches puis "marbres en plaquettes" à Rosalines
- enfin le Flysch à Helminthoïdes, alors réputé d'âge Tertiaire.

En 1938, D. SCHNEEGANS publia un remarquable travail synthétique sur le massif du Morgon, qui préfigurait avec une dizaine d'années d'avance les travaux de R. BARBIER (1948, 1961) sur la zone subbriançonnaise en Savoie, de J. DEBELMAS (1955, 1960) sur la portion comprise entre Guillestre et le col du Galibier et de M. LATREILLE (1961) sur les nappes de l'Embrunais. Dans ces ouvrages, les différentes unités tectoniques étaient clairement définies par leur série stratigraphique et un schéma cohérent de leurs origines paléogéographiques était proposé.

Ainsi, en remontant du S vers le N dans la région étudiée dans le présent mémoire, furent distingués :

- le massif de Piolit (LATREILLE, 1961) constituée de l'unité de St Apollinaire-la Martinasse (série stratigraphique lacunaire, origine externe) et de l'unité de Piolit, (série plus continue et origine plus interne). Ces deux unités sont chevauchées localement par les unités briançonnaises, l'ensemble étant recouvert par la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

- le domaine compris entre le Drac et la Gyronde (Vallouise) (GIGNOUX, 1938 ; DEBELMAS, 1955) où la zone subbriançonnaise se réduit essentiellement au flysch noir lutétien, coïncé entre les Grès du Champsaur à la base, les unités briançonnaises frontales et le Flysch à Helminthoïdes au sommet. Quelques écailles mésozoïques, très laminées, s'y trouvent emballées : écaille de Néocomien des Terres Blanches et de Dogger de la Tête des Lauzières. A l'E de ce dispositif, dans la demi-fenêtre d'Embrun, quelques klippe mésozoïques réapparaissent, reposant sur les Terres Noires dauphinoises (Chateauroux, Embrun).

- le domaine compris entre la Gyronde et la Guisane (DEBELMAS, 1955, 1961) où se développe l'unité de Vallouise, à série apparemment continue. Vers l'E, cette unité réapparaît dans la fenêtre de l'Argentière, à la faveur d'un anticlinal de nappe, sous l'empilement des unités briançonnaises.

- le domaine au N de la Guisane (BARBIER, 1948, 1963) où la zone subbriançonnaise va s'élargissant jusqu'au col du Galibier. Elle se divise en deux sous ensembles : l'unité du Petit Galibier, en position externe et l'unité du Lauzet-Roche Olvera, plus interne.

Au début des années 1960 (BARBIER et al., 1963), les grandes synthèses sur la tectonique et la paléogéographie des Alpes sont présentées et la zone subbriançonnaise apparaît alors comme un domaine de paléogéographie complexe et variable en haut-fonds et sillons où l'on peut distinguer : (1) une cordillère briançonnaise externe représentée par l'unité de la Martinasse et la nappe des brèches de la Tarentaise, (2) un domaine subbriançonnais médian où les unités du Pas du Roc et de Piolit correspondent à des sillons et l'unité des Séolanes à une cordillère, enfin (3) un domaine subbriançonnais interne constitué des unités du Morgon (avec Lias) et de Vallouise-l'Argentière (sans Lias), toutes deux à série stratigraphique de type sillon. A noter que ces reconstitutions présupposaient jusqu'à un certain point le parallélisme des lignes isopiques et structurales.

III - PROBLEMES ACTUELS

L'application des méthodes modernes de la sédimentologie et de la géochimie aux sédiments alpins a permis des reconstitutions de paléoenvironnements assez précises dans les régions voisines du secteur étudié.

Sur la transversale au domaine alpin situé à la latitude des Hautes-Alpes, l'évolution tectono-sédimentaire du Lias au Crétacé est connue dans le détail. Parmi les très nombreux travaux effectués dans cette région, il faudrait citer ceux de S. ELMI (1967) sur le Lias-Dogger de la bordure ardéchoise, B. BEAUDOIN (1975, 1977) sur le Lias et le Tithonique-Berriasien dauphinois, P. ARTRU (1972) sur les Terres Noires du bassin rhodanien, S. FERRY (1976) sur le Crétacé inférieur vocontien, A. & H. ARNAUD (1976) sur l'Urgonien et B. PORTHAULT (1974) sur le Crétacé supérieur de la "fosse vocontienne".

Dans le domaine briançonnais, à l'E, l'évolution tectono-sédimentaire du Lias-Dogger a été précisée par des travaux de D. MERCIER (1977), la période Malm-Crétacé faisant l'objet de la thèse en cours de M. BOURBON.

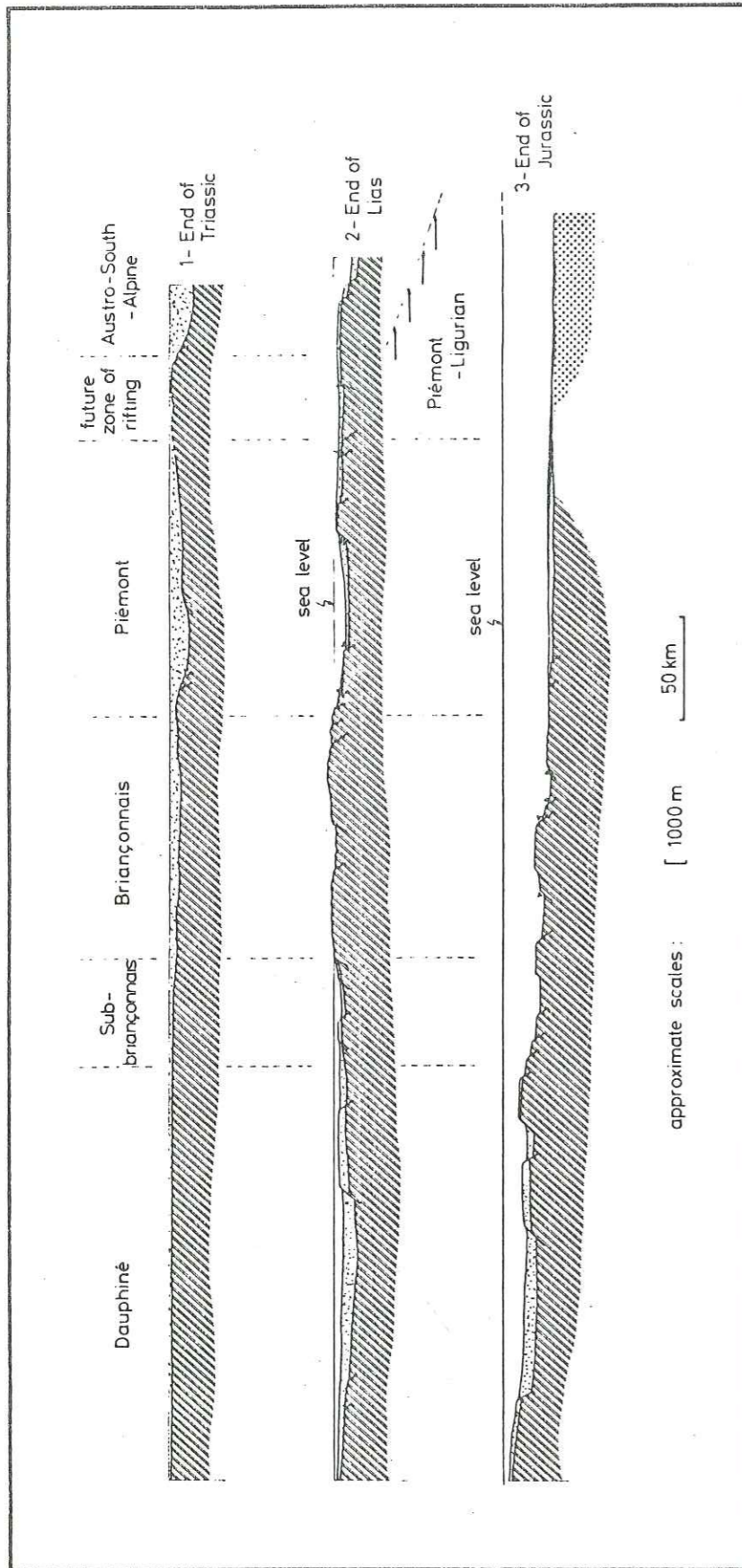


Fig. 3- Tentative palinspastic sections of the European passive continental margin along the Briançon traverse.

These sections are of course only rough sketches. Their sole purpose is to illustrate the main steps of the birth and evolution (sinking) of the margin; they are not intended to represent all known details, but only to express the main features which are discussed in the text: (1) pre-oceanic Triassic platform carbonate sedimentation with different rates of subsidence from place to place; (2) incipient rifting with emergence of the Briançonnais domain; (3) oceanic spreading, and sinking of the continental margin.

Hatching: Basement (continental crust and sediments): pre-Norian in section 1; pre-Jurassic in section 2; pre-Middle Jurassic in section 3.
 Heavy dots: Oceanic basement
 Dotted: sediments (Norian in 1; Lias in 2; Middle and Upper Jurassic in 3); the absence of a dotted layer in parts of the sections mainly corresponds to the fact that the deposits are too thin to be represented at such a scale.
 Triangles: submarine breccias
 Black: Volcanites (lavas or tuffs).

(d'après M. BOURBON et al., 1977).

Le concept de la marge continentale européenne de la Téthys.

Depuis longtemps, il est admis que les Alpes résultent de la contraction au cours de l'ère Tertiaire d'une partie d'une mer téthysienne ayant existé pendant tout le Mésozoïque. L'attribution des ensembles ophiolitiques des zones internes alpines à un certain type de croûte océanique (CARON, 1977) a permis de comparer cette mer à un océan, au sens domaine à croûte océanique, bordé par des marges continentales à socle sialique (BOURBON, et al., 1977). De plus, les récentes découvertes sur la sédimentologie et la paléotectonique des domaines externes et pennique des Alpes occidentales ont permis à M. LEMOINE (1975) de définir la marge européenne de cet océan téthysien correspondant aux ensembles structuraux externe et pennique à substratum sialique.

Du même coup, l'ensemble des études récentes citées plus haut ont été replacées dans le cadre de cette marge débouchant sur un schéma évolutif pour la transversale des Hautes-Alpes (BOURBON, et al., 1977 et fig. 3), intégrant la bordure ardèchoise, le bassin dauphinois (vocontien au Crétacé), les domaines subbriançonnais, briançonnais et piémontais. L'histoire de la marge peut alors se résumer comme suit :

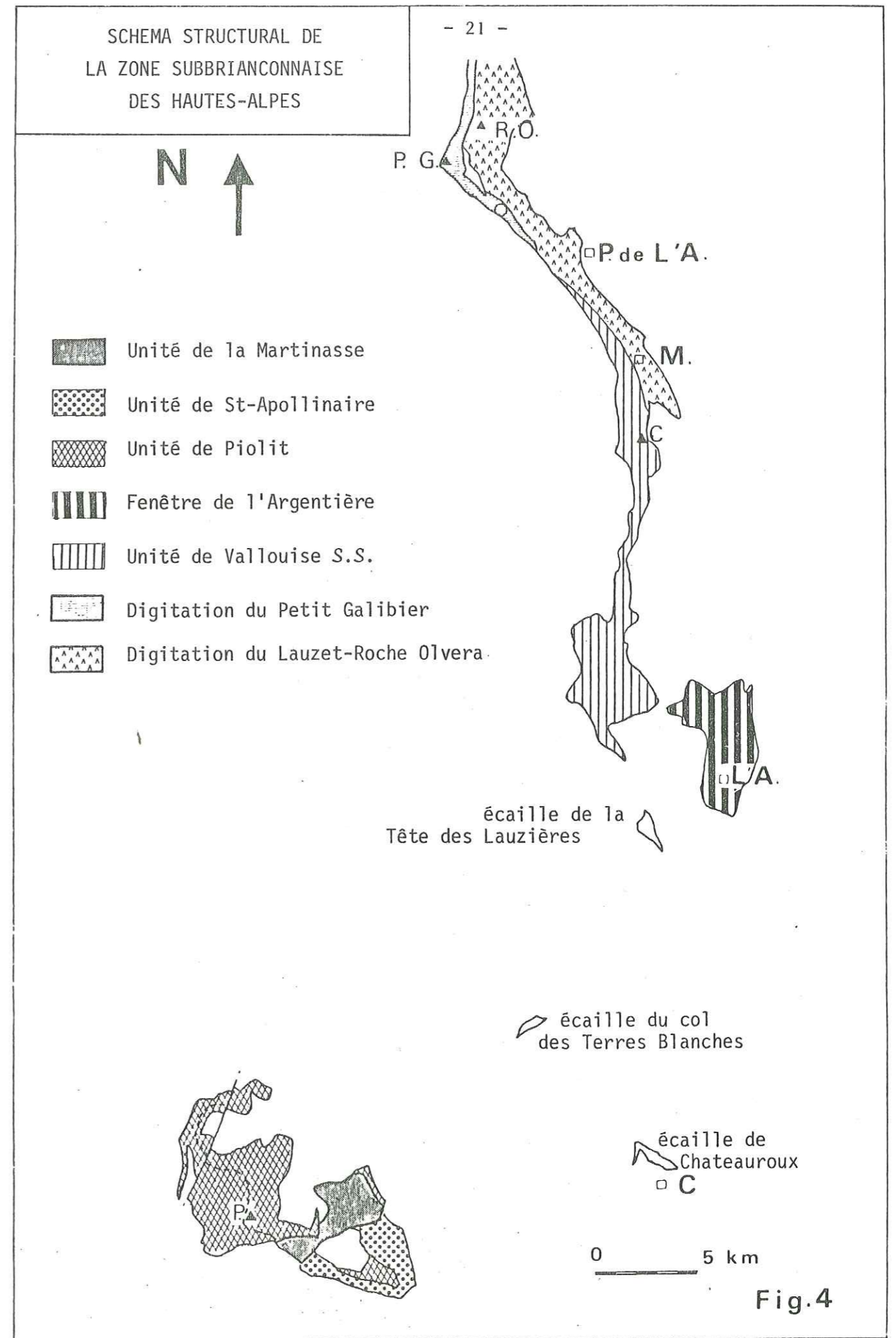
- la période "pré-océanique" au Trias, caractérisée par une sédimentation carbonatée ou évaporitique à très faible profondeur sur l'ensemble de la marge.
- la période de "rifting" au Lias et Jurassique moyen au cours de laquelle les différents domaines paléogéographiques précités s'individualisent et évoluent pour leur propre compte : apparition d'aires respectivement faiblement et fortement subsidentes dans le domaine dauphinois, émergence du Briançonnais et jeu de failles actives (brèches) en domaine piémontais.
- la période de "spreading", au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur qui voit l'accrétion de la croûte océanique en domaine liguro-piémontais et l'effondrement de la marge. Le domaine dauphinois, situé à une profondeur pas trop importante (inférieure ou égale à 1000 m ?) et en tous cas au-dessus de l'A.C.D., peut alors être considéré comme la plate-forme continentale où s'accumule une grande quantité de sédiments, la pente continentale, de topographie complexe, où les taux de sédimentation sont faibles correspondant aux domaines subbriançonnais, briançonnais et piémontais à socle continental. Localement, la marge peut atteindre des profondeurs importantes, où les carbonates sont dissous.

- la dernière étape de l'histoire de la marge, au Crétacé supérieur au cours de laquelle "l'océan" liguro-piémontais se contracte ; de leur côté, les domaines qui correspondaient à la pente continentale voient leur paléogéographie complètement renouvelée, mais les conditions pélagiques subsistent ; le domaine externe, maintenant vocontien, est soumis à une orogénèse pendant toute cette période (en liaison avec la contraction de l'océan ?) qui va conduire à son émergence totale à la fin du Crétacé.

L'intérêt de ce concept vient de ce qu'il permet d'établir des comparaisons fructueuses avec d'autres marges continentales, et notamment celles de l'Océan Atlantique. En effet, la stratigraphie de ces marges, découverte lors du programme D.S.D.P. de forages océaniques profonds (legs 11, 14, 41, 43, 44, 47, 48, 50) présente de grandes analogies avec celle de la marge téthysienne : par exemple, schistes et/ou radiolarites à l'Oxfordien, calcaire argileux rouge (*red clayey limestone*) à faciès *Ammonitico Rosso* au Jurassique supérieur, calcaires et marnes à radiolaires et cherts du Crétacé inférieur, "black shales" de l'Aptien-Cénomaniens et boues ou craies à foraminifères ("foram-nanno-ooze/chalks") du Crétacé supérieur (BERNOULLI et JENKINS, 1974). Cependant, ces comparaisons doivent tenir compte de l'évolution tectonique spécifique des deux marges en particulier, la marge téthysienne est le siège d'une tectonique synsédimentaire constamment active qu'un système de contrainte en distension, qui semble être la règle en Atlantique, n'explique pas totalement, sauf peut-être pour la période Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

IV - SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE SUBBRIANCONNAISE DES HAUTES-ALPES ; IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

L'ordre apparent d'empilement des unités subbriançonnaises dans toutes les Alpes occidentales (KERCKHOVE, 1969) est tel que celles-ci se relaient du SE vers le NW, en "festons", de manière à occuper une position externe, puis centrale, puis interne. Cette disposition se retrouve naturellement dans les Hautes-Alpes mais il est possible de situer les écailles par rapport à une origine interne ou externe.



La série subbriançonnaise est décollée de son substratum au niveau des argilites du Trias supérieur-Rhétien ; celui-ci actuellement inconnu à l'affleurement est vraisemblablement enfoui sous les diverses unités de l'ensemble pennique.

La structure de la zone subbriançonnaise est commandée par l'existence du niveau préférentiel de décollement que constituent les Terres Noires de l'Oxfordien, entre les calcaires massifs du Lias-Dogger, rigides et cassants, et les calcaires et schistes du Malm-Crétacé, susceptibles de se plisser aisément.

IV.1 - Les unités du massif de Piolit (fig. 4 et 5)

a) L'unité de Piolit : Caractérisée par une série sédimentaire relativement épaisse, cette unité est la mieux conservée. Elle repose à l'W et au N sur un complexe chaotique : le complexe d'Orcières-Moissières, constitué d'olistolites et de matériel externe décollé, d'âge crétacé et tertiaire ("parautochtone") ; cette formation repose elle-même sur une écaille de Flysch à Helminthoïdes appartenant à la nappe de l'Autapie, d'origine insubrienne (KERCKHOVE, 1965). A l'E et au S, l'unité de Piolit chevauche l'unité de St Apollinaire-la Martinasse (voir paragraphe suivant). Elle est surmontée au S par les unités de Chabrières-Estaris et de la Fourche, à faciès briançonnais ; elle est chevauchée partout ailleurs par la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes) d'origine piémontaise interne.

L'unité de Piolit est composée de deux sous-ensembles (KERCKHOVE, communication personnelle) :

- une sous-unité externe, dite de Piolit-Rouanne-Basse où l'ensemble Malm-Crétacé est écaillé à la base (sommet du Cuchon, torrent du Sapet), puis replissé en synclinaux (l'Aiglière) et en anticlinaux (ravin de Courrou) couchés ; le verrou de Lias (?) - Dogger de Rouanne Basse, à valeur anticlinale, constituant le témoin le plus externe de la série inférieure.

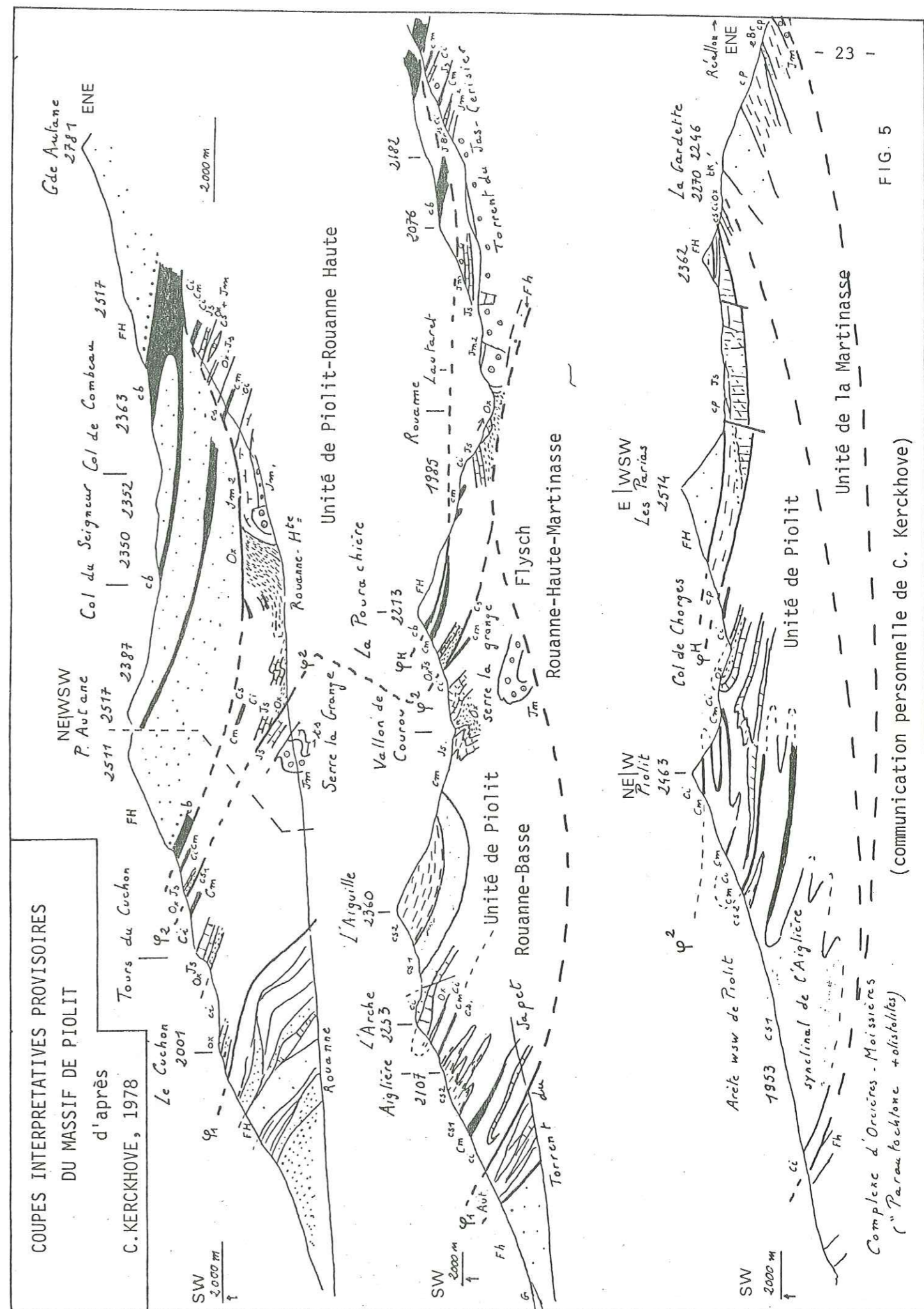


FIG. 5

(communication personnelle de C. Kerckhove)

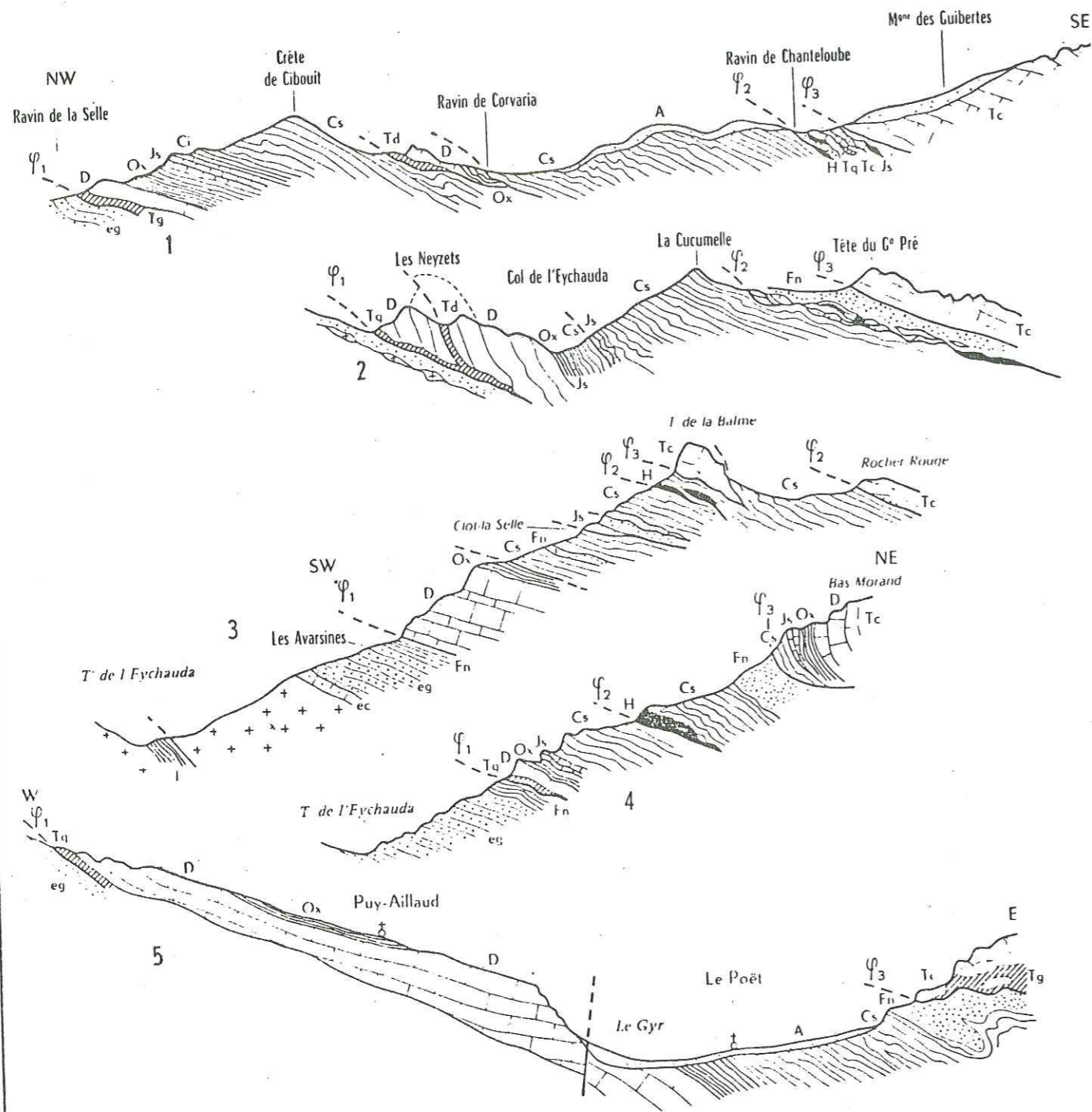


Fig. 6.- Coupes en séries dans la zone subbriançonnaise entre Vallouise et le Monétier. d'après J. DEBELMAS (1961).

F_n, flysch noir ; eg, Grès priabonien ultra-dauphinois ; ec, Calcaire priabonien ultra-dauphinois ; Cs, Crétacé supérieur ; Ci, Crétacé inférieur ; Js, Jurassique supérieur ; Ox, Oxfordien ; D, Dogger (Calcaires de Vallouise) ; 1, Lias ultra-dauphinois ; Td, Dolomies triasiques ; Tc, Calcaires triasiques ; Tg, Gypses et cargneules triasiques ; Tq, Quartzites triasiques, H, Houiller ; x, Cristallin ; A, Quaternaire. ϕ_1 , surface de chevauchement du Subbriançonnais ; ϕ_2 , surface de chevauchement de la nappe de Roche-Charnière.

- une sous-unité interne, dite de Piolit-Rouanne-Haute où les termes rigides de la série inférieure, bien représentés, sont découpés par de multiples failles et les niveaux plus souples du Malm-Crétacé sont par endroits décollés aux niveaux des Terres Noires et déformés en plis isoclinaux (sommet de Piolit, la Plaine) ; la partie nord-orientale, écrasée sous le Flysch à Helminthoïdes, est écaillée et fortement laminée ; c'est le seul point de l'unité de Piolit où le flysch tertiaire subbriançonnais soit observable.

b) Unités de St Apollinaire et de la Martinasse : caractérisées par des séries stratigraphiques lacunaires de faciès très comparables, elles sont souvent considérées comme un seul et même ensemble tectonique, d'autant qu'elles se situent structurellement dans la même position, coincées sous l'unité de Piolit, c'est-à-dire en situation externe.

L'unité de St Apollinaire forme de petits affleurements discontinus, souvent glissés vers les vallées de Réallon et de la Durance.

L'unité de la Martinasse, affleurant bien dans le vallon du même nom se caractérise par un flysch tertiaire bien développé.

IV.2 - Les écaillés mésozoïques entre le massif de Piolit et la vallée de la Gyronde (fig. 4)

Très laminées et emballées dans le flysch noir tertiaire, ces écaillés jalonnent par endroits le contact entre la zone externe et les unités internes (Briançonnais et Flysch à Helminthoïdes). Ce sont les écaillés du col des Terres Blanches (Crétacé inférieur) et de la Tête des Lauzières (Jurassique moyen) au front des unités internes, au-dessus des Grès du Champsaur, et de Chateauroux-Embrun (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) dans la demi-fenêtre d'Embrun, entre les Terres Noires et le Flysch à Helminthoïdes.

IV.3 - Les unités subbriançonnaises entre Gyronde et Guisane (fig. 4 et 6)

La zone subbriançonnaise est écrasée ici entre la couverture du Cristallin du Pelvoux et l'empilement des nappes briançonnaises qui constituent

les célèbres écaïlles de P. TERMIER (1903) dans le massif de Montbrison. Souvent considérée comme la première écaïlle, la zone subbriançonnaise n'en représente qu'une partie puisque cette unité comprend aussi dans l'esprit des auteurs (GOGUEL, 1940) l'équivalent septentrional de la nappe de Roche-Charnière.

Pour J. DEBELMAS (1961), l'ensemble des terrains subbriançonnais peut être rassemblé dans une seule et même unité, dite de Vallouise. Sa structure est complexe ; on peut y distinguer :

- la fenêtre de l'Argentière au S, où la série Jurassique supérieur Crétacé est plissée en anticlinal d'axe N-S à coeur de Terres Noires ; cet ensemble se prolonge à l'W par la digitation de calcaire de Vallouise de Puy-Aillaud, elle-même relayée au N par :

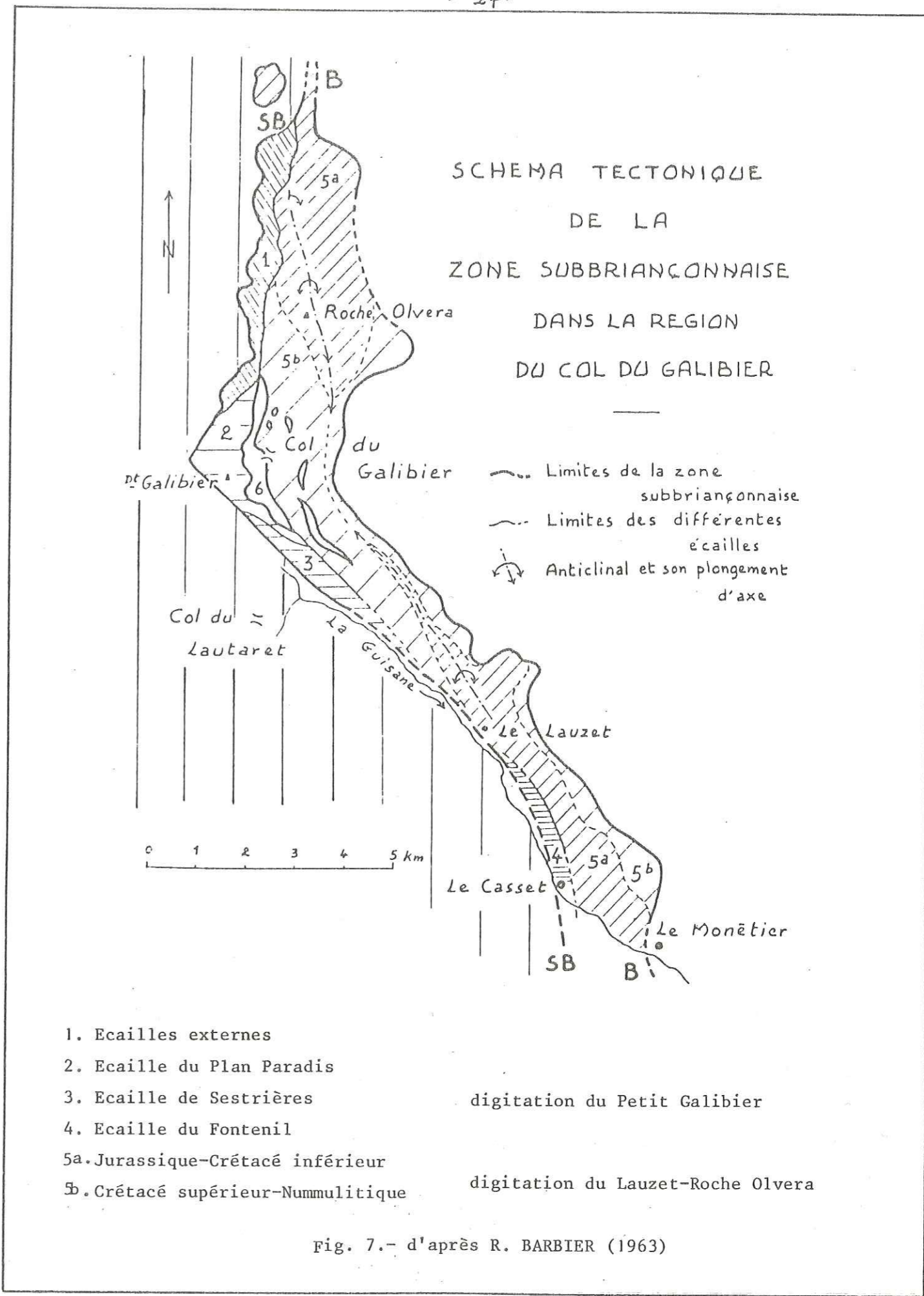
- l'ensemble inférieur des terrains situés au N de Vallouise, reposant sur le Priabonien autochtone. Il est constitué d'une superposition d'écaïlles laminées et décalées par des failles subverticales décrochantes orientées généralement NE-SW ; ce sont du S au N : l'écaïlle des Claux (calcaires de Vallouise), l'écaïlle des Avarsines montrant la série complète du Dogger au Crétacé, la banquette des Neyzets (calcaires de Vallouise), surmonté par l'écaïlle du col de l'Eychauda, à série stratigraphique lacunaire, enfin l'écaïlle de Cibouit à série complète. Cet ensemble est surmonté à l'E par :

- l'ensemble supérieur, réduit à un chapelet d'écaïlles emballées dans les calcschistes du Crétacé supérieur. Du S au N, on distingue l'écaïlle de Clot la Selle, surmontant la barre de calcaire de Vallouise des Avarsines, l'ensemble de la Cucumelle, de structure complexe, fortement replissée, enfin les écaïlles du ravin de Corvaria, surmontant la crête de Cibouit.

IV.4 - Les unités comprises entre le Monétier-les-Bains et la région du col du Galibier (fig. 7)

La zone subbriançonnaise, très laminée au S, va s'élargissant vers le N ; R. BARBIER (1963) y distingue, d'E en W :

- les "écaïlles externes" de Crétacé et de Nummulitique, correspondant à la couverture des digitations de la Grande Moenda et du Perron des Encombres (BARBIER, 1948).



- la digitation du Petit Galibier, qui comporte trois écailles différentes se relayant du N au S : celle du Plan Paradis (à l'W du col du Galibier) de Sestrières (barre calcaire du vallon de Roche Noire, se prolongeant jusqu'au lieu-dit les Sestrières) et du Fontenil (barre calcaire dominant la route de Briançon au droit du hameau du Fontenil)

- la digitation du Lauzet-Roche Olvera, à structure anticlinale très apparente dans les noyaux jurassiques tant à Roche Olvera qu'au Lauzet, avec plongement d'axe sur la couverture crétacée et nummulitique du col du Galibier, sous laquelle l'anticlinal passe "en tunnel".

IV.5 - Le schéma palinspastique (fig. 8)

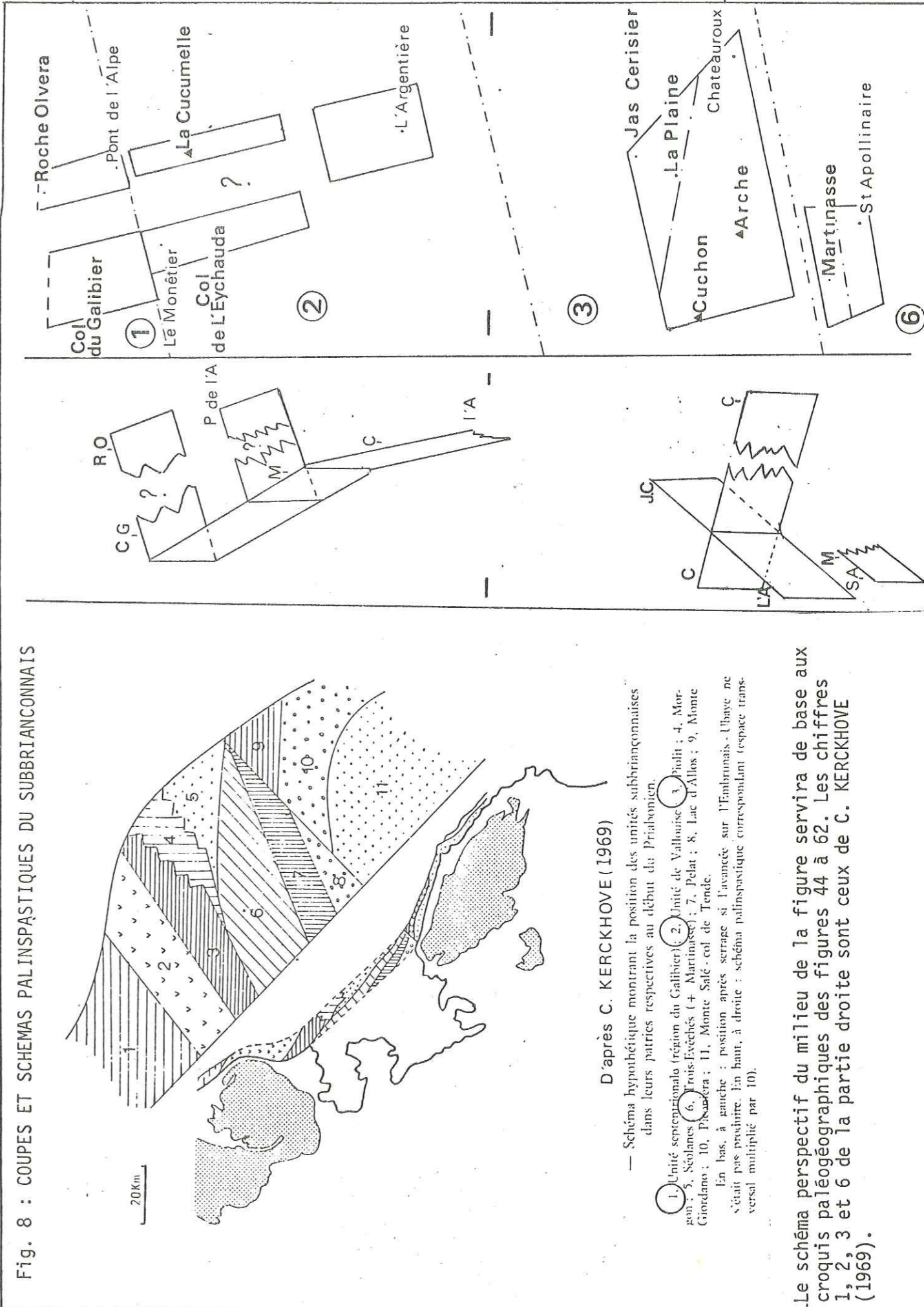
Comme le souligne C. KERCKHOVE (1969) pour les unités de l'Embrunais-Ubaye : "il n'est pas possible de disposer les diverses entités paléogéographiques du Jurassique-Crétacé dans un schéma palinspastique de type plus ou moins cylindriste où l'on distingue un Subbriançonnais externe, moyen, et interne" comme celui de R. BARBIER et J. DEBELMAS (1962).

Ce même auteur propose un schéma, hypothétique certes, qui tient compte de l'obliquité des lignes de faciès par rapport aux directions tectoniques.

Dans la partie méridionale du secteur étudié, le domaine de St Apollinaire-la Martinasse apparaît situé au S du domaine de Piolit, lui-même divisé en une partie externe (Rouanne-Basse) et une partie interne (Rouanne-Haute). Les écailles de Chateauroux-Embrun, dont la série stratigraphique est très comparable à celle de l'unité de Piolit, constituent probablement des témoins de la partie méridionale du domaine de Piolit et donnent une idée de son extension (entre 30 et 50 km dans sa plus grande dimension).

Vers le N, la complexité des structures rend délicate toute reconstitution palinspastique. Dans l'unité de Vallouise, l'hypothèse la plus simple consiste à faire de l'ensemble inférieur la partie externe du domaine paléogéographique correspondant et à rattacher le domaine de l'Argentièrre à celui de l'ensemble supérieur, en position interne. Dans le détail, des problèmes se posent, notamment de savoir l'on passe latéralement de l'écaille du col de l'Eychauda à celle de Cibouit dont les séries stratigraphiques différentes témoignent d'environnements différents.

Fig. 8 : COUPES ET SCHEMAS PALINSPASTIQUES DU SUBBRIANÇONNAIS



Dans le domaine du Galibier, on peut distinguer le domaine externe correspondant à la digitation du Petit Galibier du domaine interne du Lauzet-Roche Olvera.

Les hypothèses faites et les limitations de ce schéma conditionnent les reconstitutions paléogéographique qui vont suivre. Ainsi, s'il semble raisonnable de proposer un schéma en trois dimensions pour le domaine de Piolit lorsque la quantité des affleurements le permettra (au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur notamment), il sera plus honnête de se limiter à des coupes palinspastiques plus au N, compte tenu des hiatus d'observations et des incertitudes sur les rapports entre les unités tectoniques.

V - OBJET DU PRESENT TRAVAIL

L'évolution paléogéographique des domaines penniques et externe des Alpes occidentales apparaît comme l'histoire de la marge européenne de la Téthys au mésozoïque.

Dans le domaine pennique, les zones briançonnaises et piémontaises font l'objet actuellement d'études sédimentologiques approfondies, qui sont d'ailleurs plus avancées en domaine externe, lequel est moins déformé. Aussi une étude sédimentologique de la zone subbriançonnaise, bien définie tectoniquement, s'imposait entre les domaines briançonnais et dauphinois.

La distinction opérée classiquement dans la série stratigraphique subbriançonnaise entre Lias-Dogger néritique et Malm-Crétacé pélagique peut servir de guide, d'autant qu'elle correspond à deux grandes étapes de l'évolution de la marge. On envisagera alors successivement :

- la période de sédimentation carbonatée de plate-forme au Lias-Dogger et la phase d'effondrement du secteur étudié
- l'histoire "pélagique" du domaine subbriançonnais au Jurassique supérieur Crétacé.

A leur propos on tentera de reconstituer les paléoenvironnements successifs à partir de l'interprétation sédimentologique des faciès. Enfin, en guise de conclusion, le secteur étudié sera replacé dans le contexte de la marge, afin de dégager son originalité et d'observer comment les diverses phases de l'évolution de la marge ont été enregistrées à son échelle.

CHAPITRE I

INSTAURATION PUIS EFFONDREMENT D'UNE PLATE-FORME CARBONATEE AU
JURASSIQUE INFERIEUR A MOYEN DANS LE DOMAINE SUBBRIANCONNAIS

	Page
INTRODUCTION	
Plan de l'étude, classifications pétrographiques utilisées	35
I - SERIE - TYPE DE PIOLIT	
I-I - <u>Coupe de Rouanne-Basse</u> , description et interprétation	38
I-2 - <u>Coupe du Jas-Cerisier</u> , description et interprétation	41
I-3 - <u>Résumé de la série-type</u>	48
- Calcaires de la Rouanne	
- Calcaires marneux à posidonomies	
- Brèche du Jas-Cerisier	
I-4 - <u>Variations latérales</u>	49
- Evolution du calcaire de la Rouanne	49
- Variation de faciès et d'épaisseur des calcaires marneux à posidonomies	56
- Origine et géométrie de la brèche du Jas-Cerisier	58
I-5 - <u>Conclusion : séquences et discontinuités</u>	62
- Discontinuité inférieure (Lias p.p.)	
- Séquence I : Calcaires de la Rouanne (Lias ? - Bathonien inf.), milieu agité à faible profondeur générateur d'oolites	
- Discontinuité moyenne (Bathonien inférieur), passage à un milieu calme plus profond	
- Séquence II : Calcaires marneux à posidonomies, passage graduel aux conditions pélagiques	
- Discontinuité supérieure (Bathonien supérieur ? - Oxfordien), lacune probable, brèche du Jas-Cerisier, effondrement de la plate-forme, création de reliefs.	
II - LE JURASSIQUE MOYEN DU TYPE NEYZETS	63
II-I - <u>Coupe des Neyzets</u> , description et interprétation	69
II-2 - <u>Résumé de la coupe</u> - lacune du Lias	70
- calcaires de Vallouise	
- brèche des Neyzets	

II-3 - Variations latérales

- Apparition du Lias au N du secteur étudié
- Passage latéral des calcaires de Vallouise aux calcaires de la Rouanne
- Faciès des calcaires de Vallouise "noduleux", équivalent des calcaires marneux à posidonomies
- Répartition de la Brèche des Neyzets, passage à la brèche du Télégraphe

II-4 - Conclusion, séquences et discontinuités

82

- Discontinuité inférieure, lacune du Lias
- Séquence I : calcaires de Vallouise, milieu de chenaux ou zone d'épandage à faible profondeur
- Discontinuité moyenne, approfondissement
- Séquence II : calcaires de Vallouise "noduleux" et calcaires à posidonomies, création de pentes, approfondissement
- Discontinuité supérieure : brèches des Neyzets et du Télégraphe, effondrement de la plate-forme, création de reliefs.

III - CONCLUSIONS

III-I - Lithostratigraphie

86

- Substratum triasique
- Lacune du Lias en certains points, non prouvée ailleurs
- Calcaires de Vallouise (Dogger) et de la Rouanne (Lias p.p. ? Dogger)
- Discontinuité (localement *hard-ground*) : Bathonien inférieur
- Calcaires marneux à posidonomies, calcaires de Vallouise "noduleux" (Bathonien inf. à Bathonien sup. - Callovien moyen)
- Brèches du Jas-Cerisier, des Neyzets et du Télégraphe (de Bathonien supérieur à Oxfordien).

III-2 - Paléogéographies successives, évolutions séquentielles

88

- Haut-fond émergé ou non au Lias
- Milieu de chenaux et de barrière discontinue jusqu'au Bathonien inférieur
- Entre le Bathonien inf. et le Bathonien sup. approfondissement (vers le SW dans le domaine de Piolit)
- Effondrements, reliefs escarpés à la fin du Dogger et au début du Jurassique supérieur.

INSTAURATION PUIS EFFONDREMENT D'UNE PLATE-FORME CARBONATEE AU JURASSIQUE INFÉRIEUR A MOYEN DANS LE DOMAINE SUBBRIANCONNAIS

INTRODUCTION

1. Plan de l'étude

Le domaine subbriançonnais est au Jurassique inférieur à moyen le siège d'une sédimentation de plate-forme qui évoluera à l'Oxfordien vers un milieu pélagique. Pour la description lithostratigraphique, deux exemples caractéristiques ont été choisis :

(1) Les coupes de Rouanne Basse et du Jas-Cerisier (unité de Piolit).

(2) La coupe des Neyzets (unité de Vallouise).

Les autres coupes sont comparées aux deux coupes de référence afin de préciser les modalités de la variabilité latérale des faciès, illustrée par des cartes (fig. 26 à 29).

Les méthodes d'analyse séquentielle sont utilisées dans le but de reconstituer, autant qu'il est possible, le milieu de dépôt et son évolution dans le temps ; ensuite des schémas palinspastiques correspondant aux différentes phases de cette évolution sont mis au point à partir des cartes de faciès.

Enfin un modèle de la plate-forme subbriançonnaise est proposé, s'appuyant sur l'interprétation des divers faciès et sur leur succession dans le temps.




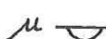

















2. Classification des roches carbonatées de plate-forme

Les classifications de microfaciès carbonatés de R. FOLK (1959) et de R.J. DUNHAM (1962) ont été retenues.






La première précise la texture du liant (ou orthochem) : micrite, microsparite ou sparite, et la nature et la concentration en éléments figurés (allochems) : bioclastes, oolites, pellets, lithoclastes. (Exemple : bioosparite à lithoclastes signifie : plus de 25 % de bioclastes, plus de 25 % d'oolites et moins de 25 % de lithoclastes pris dans un ciment sparitique).

La seconde ne renseigne que sur la texture de la roche. Elle précise la granulométrie du liant et la proportion d'allochems, sans préjuger de leur nature. Ainsi *mudstone*, *wackestone*, *packstone* correspondent respectivement à moins de 10 %, entre 10 et 50 % et plus de 50 % d'éléments figurés dans une matrice micritique, tandis que *grainstone* correspond à un microfaciès à plus de 50 % d'allochems, jointifs, avec un ciment sparitique. Cette dernière classification est censée représenter l'énergie de dépôt (ou agitation du milieu), de plus en plus forte du *mudstone* vers le *grainstone*.

LEGENDE DES FIGURES

<u>Composition pétrographique</u>		<u>Objets sédimentaires</u>	
	Intraclastes		Chenal
	Oolites		Microchenal (< 10 cm)
	Oncholites		Slumps
	Pellets		Laminations
	Gravelles		Grapestones
	Bioclastes		Polypiers
	Lithoclastes		Petits Lamellibranches
	Micrite		Cancellophycus
	Sparite		Bioturbations
			Feldspaths
			Rhomboèdres de dolomie
			Entroques

Lithologie

	Dolomie
	Calcaire marneux à débit en plaquettes
	Calcaire d'aspect graveleux éventuellement microbréchiq
	Calcaire lité
	Calcaire massif
Eléments des Brèches	○ arrondis
	△ calcaires
	△ dolomitiques

Textures : M, mudstone ; W, wackestone ; P, packstone ; G, grainstone.

I - SERIE - TYPE DE PIOLIT

I-I - Coupe de Rouanne-Basse (voir fig. 9, p. 39)

L'affleurement de Rouanne-Basse appartient à l'unité de Piolit. Il est situé à proximité du verrou de Rouanne-Basse, en rive droite du torrent à 30 mètres au-dessus de la route forestière (feuille Chorges 1-2 ; X = 910,6 Y = 265,85).

On y observe les termes les plus anciens de la série stratigraphique subbriançonnaise :

1.1. Dolomies blondes en bancs métriques alternant avec des argilites vertes ou rouges.

L'épaisseur apparente est de 10 m.

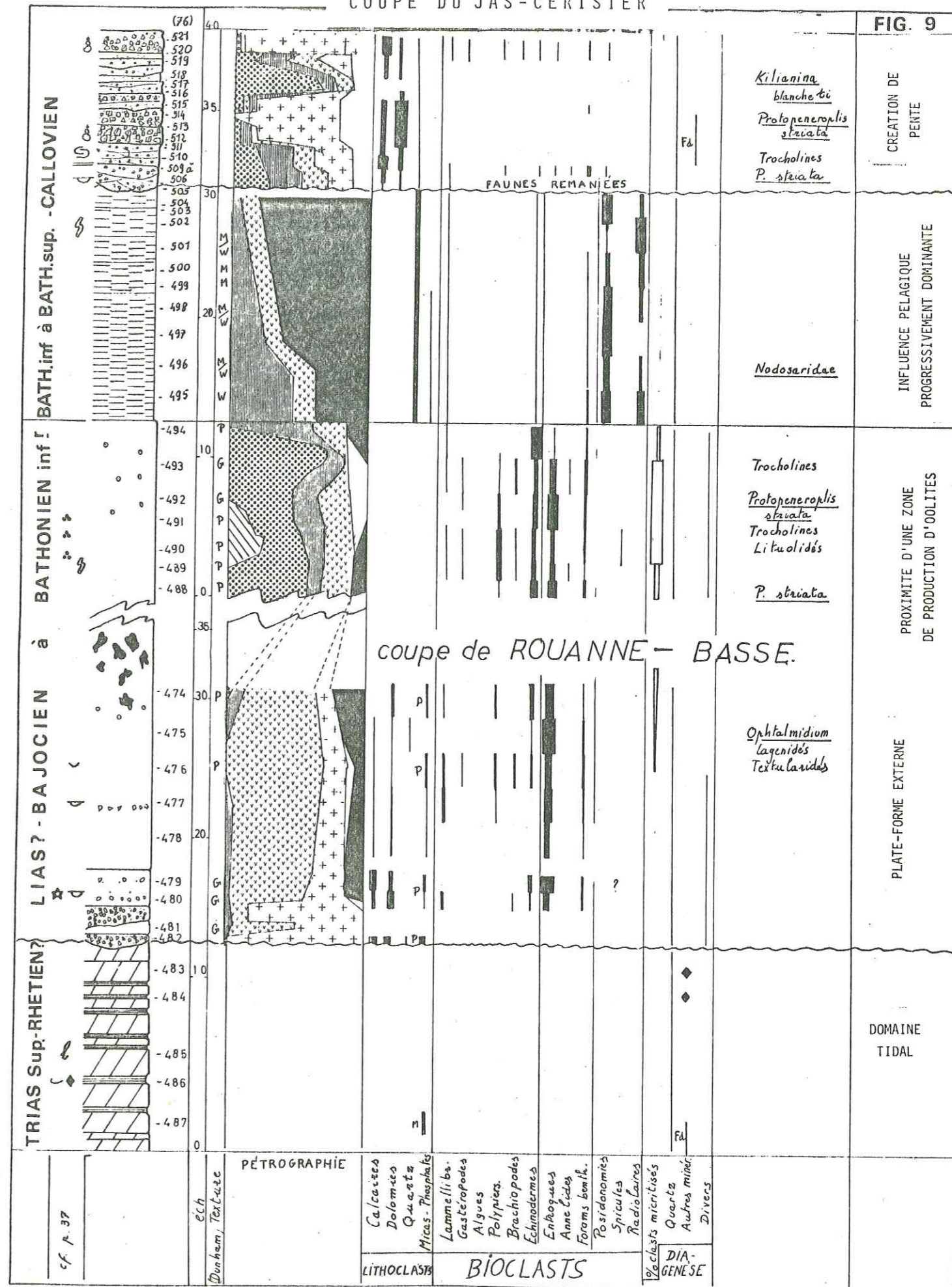
L'âge est sujet à discussion ; l'alternance de dolomies et d'argilites évoque les faciès du Carnien de la zone briançonnaise ; mais M. LATREILLE (1961) n'exclut pas un âge Rhétien pour la partie sommitale de ces niveaux. Latéralement, dans l'unité de St-Apollinaire, on connaît en effet une lumachelle à *Avicula contorta* au sommet de cette formation.

Une telle alternance de dolomies riches en pseudomorphoses de cristaux de gypse et d'argilites est connue en domaine briançonnais où J. MEGARD-GALLI (1977) la rapporte à un faciès de milieu tidal.

1.2. Calcaire massif spathique reposant sur un microconglomérat.

L'épaisseur apparente de l'ensemble est de 25 m.

Deux hypothèses sont envisageables quant à l'âge de ces dépôts : ou bien il serait liasique, selon l'idée de D. SCHNEEGANS (1938) qui établissait des analogies de faciès avec le Sinémurien à silex du Morgon (dans ce cas la série s'étendrait sur le Lias et le Dogger) ou bien le Dogger seul serait représenté et il y aurait une lacune du Lias.



1.2.a. Le microconglomérat à grains dolomitiques (de taille inférieure à 5 mm) ravine les dolomies et argilites sous-jacentes. Il s'organise en chenaux demi-métriques (épaisseur : 3 à 5 m). Les éléments du microconglomérat sont jointifs et pour la plupart anguleux. On y distingue essentiellement : des grains calcaires (mudstones), des grains de dolomies, de rares quartz de petite taille, enfin des galets parfois quartzeux, le plus souvent carbonatés, encroûtés de phosphate ainsi que des fragments isolés de croûte phosphatée.

Les bioclastes sont essentiellement des débris d'échinodermes, dont des entroques, parfois très abondantes. Les niveaux plus fins du microconglomérat sont souvent de véritables calcaires crinoïdiques.

L'interprétation de la discontinuité soulignée par le microconglomérat est difficile : elle peut être due à une émergence fini-triasique, (mais ceci sans preuve tangible), suivie ou non d'une lacune en milieu sous-marin ; la présence des éléments de croûte phosphatée et des entroques dans les grains du conglomérat suggérerait plutôt l'idée d'une lacune sous-marine.

1.2.b. Les calcaires spathiques contiennent quelques débris de lamellibranches et des rognons siliceux dans la moitié supérieure. Il peut s'y intercaler des lentilles de microbrèches. La stratification est peu marquée.

Ces calcaires présentent une texture de packstone (biomicrite) ; la microfaune est ici plus variée : bryozoaires, brachiopodes, foraminifères benthiques (lagenidés, Ophtalmidium) auxquels s'adjoignent des entroques. Les phénomènes de micritisation affectent, progressivement du bas vers le haut de la série, l'ensemble des éléments carbonatés.

Le milieu de sédimentation correspondant devait être situé sous la limite d'action des vagues puisque des crinoïdes pouvaient s'y développer, mais il y régnait une agitation suffisante pour que la micritisation ait lieu (BATHURST, 1972). La profondeur de dépôt devait être faible mais il n'est pas possible de préciser ici le paléoenvironnement correspondant sans avoir étudié l'ensemble des variations latérales.

I-2 - Coupe du Jas-Cerisier

(feuille Chorges 1-2, X = 912,9, Y = 267,25, 2000 m d'altitude).

Située dans la partie interne de l'unité de Piolit-Rouanne-Haute (fig. 9), la coupe du Jas-Cerisier n'est pas reliée directement avec celle de Rouanne-Basse, mais les observations conduites sur l'ensemble de l'unité de Piolit montrent que la base de l'une prolonge à quelques mètres près le sommet de l'autre.

On y distingue trois termes lithologiques, de bas en haut :

1. un calcaire massif gris blanc
2. des calcaires marneux à débit en plaquettes
3. une brèche.

2.1. Le Calcaire massif

Celui-ci est riche en entroques et contient par endroits des oolites. Son épaisseur apparente est de 15 m.

2.1.a. Age :

D. SCHNEEGANS (1938, p. 79) décrit dans l'échelle du Dramonasq, appartenant à l'unité du Morgon, un calcaire oolitique à lamellibranches, bélemnites et ammonites daté de l'Aalénien terminal-Bajocien basal qu'il propose de paralléliser avec le calcaire oolitique de l'unité de Piolit. De plus, un gisement d'ammonites a été découvert au sommet du Lautaret (point culminant de Rouanne-Haute) dans les premiers mètres au-dessus du calcaire massif et a été daté du Bathonien inférieur (zone à Zigzag) par S. ELMI. L'âge de ce calcaire est donc limité supérieurement à cet endroit par le Bathonien inférieur et sa base descendrait sous le Bajocien.

Un problème subsiste toutefois : LATREILLE (1961, p. 33) signale la présence (sans préciser la localité) de Kilianina blancheti (PFENDER). Ceci impliquerait un âge Bathonien supérieur pour le calcaire, incompatible avec les données du gisement d'ammonites. La limite supérieure de l'âge du calcaire massif pourrait donc varier suivant les localités, à moins que les Kilianines aient été découvertes notablement plus haut dans la série, puisque le lieu du gisement n'est pas précisé.

2.1.b. Analyse micrographique (fig. 9)

Description

Le calcaire massif est une oomicrite ou une oosparite à bioclastes parfois bien classée ; dans le second cas, la micritisation atteint tous les éléments, y compris les oolites. Au sommet du calcaire, le microfaciès change et devient une pelmicrite à bioclasts.

Les oolites constituent de 30 à 70 % des éléments figurés. Elles sont de taille assez réduite, entre 150 et 500 μ , et sont constituées en général de deux à trois couches, rarement plus ; les couches ont une structure radiaire et le noyau est le plus souvent un bioclast plus ou moins micritisé. Les bioclasts, oolitisés ou non, sont de nature variée et le plus souvent micritisés à la périphérie : débris d'échinodermes abondants (dont entroques et radioles d'oursins) parfois entourés de calcite épitaxique, lamellibranches, gastéropodes, bryozoaires (en général noyaux d'oolites), foraminifères benthiques (lituolidés, textularidés, trocholines et, en particulier, Protopeneroplis striata (WEYNSCHENK)). Les autres éléments figurés sont des *grapestones*, des oncholites et des pellets.

Interprétation

L'étude pétrographique du calcaire montre que les éléments figurés sont tous issus d'une plate-forme carbonatée. Un modèle classique (DELFAUD, 1974) de ce milieu distingue une plate-forme interne et une plate-forme externe séparées par une barrière de morphologie qui peut être variable et complexe suivant les lieux, avec platiers, chenaux, lagons, aire d'érosion, levées. Ces milieux peuvent être reconstitués grâce à leurs caractéristiques sédimentologiques spécifiques : facteurs dynamiques ("énergie de dépôt"), physico-chimiques et biologiques.

Or les faunes observées dans le calcaire du Jas-Cerisier correspondent à des milieux de vie différents : gastéropodes (Nérinées) et foraminifères benthiques (lituolidés, Protopeneroplis striata) issus de milieux plutôt calmes dans la plate-forme interne ; lenticulines, brachiopodes, crinoïdes provenant d'un milieu à énergie modérée de la plate-forme externe polypiers et bryozoaires venant de la plate-forme externe aussi, mais de milieux plus agités.

Le lieu de dépôt du sédiment était proche des zones agitées où les oolites sont engendrées, comme le montre l'abondance de celles-ci, d'ailleurs associées à des pellets. De plus, la micritisation de l'ensemble des clasts, les phénomènes de classement observés et les faciès de packstone et de grainstone caractérisent une énergie de dépôt pouvant être localement assez forte.

Les milieux actuels où le sédiment présente des caractéristiques comparables à celui du Jas-Cerisier ont été particulièrement étudiés aux Bahamas et au Golfe Persique ; dans celui-ci J.P. LOREAU et B. PURSER (1973) distinguent plusieurs environnements favorables à la production d'oolites :

- dans les bassins à une centaine de mètres de profondeur
- dans les environnements désertiques
- dans les aires à faible profondeur : barrières, deltas de marée, plages, lagons.

Les caractéristiques paléontologiques des calcaires du Jas-Cerisier sont celles d'un milieu littoral de faible profondeur ; dans ce type de milieu, les environnements où règne une agitation suffisante de l'eau et où les oolites et les particules non oolitisées sont mélangées, sont les suivants, d'après les mêmes auteurs :

- les deltas de marée, les plages et les dunes des barrières voisines où la fraction oolitique est très variable ; celle-ci diminue dans les chenaux où les bioclasts abondent ainsi qu'aux bords des deltas où les pellets prédominent.
- dans les chenaux où sont présents des cordons oolitiques (tidal bars) pouvant émerger et qui sont le siège de courants de marée bidirectionnels.
- dans les plages de baies ouvertes, dans un milieu intertidal où les oolites forment des rides d'amplitude métrique. Dans cet environnement, on peut observer du matériel issu des milieux émergés proches.
- enfin, au pied des hauts-fonds (Bahamas) où les oolites remaniées se mélangent aux autres éléments.

En résumé, la comparaison avec certains milieux actuels montre que les calcaires de la coupe du Jas-Cerisier se sont déposés dans un environnement relativement agité proche d'un milieu générateur d'oolites. Le mélange des faunes, issues respectivement du domaine externe et du domaine

interne de la plate-forme suggère un environnement situé à la transition. Parmi les environnements de faible profondeur (inférieure à 10 m) décrits ici, on peut écarter la plage de baie ouverte, incompatible avec l'existence d'une plate-forme interne, mais il n'est pas possible de privilégier les chenaux de marée à la proximité d'une barrière.

2.2. Calcaires marneux (épaisseur 12 m)

En concordance sur la barre de calcaire massif repose une série de calcaires marneux à débit en plaquettes, décrits par les auteurs sous le faciès "calcaires à Cancellophycus".

2.2.2. Age :

Une limite inférieure est donnée par les ammonites du Bathonien inférieur (zone à Zigzag) découvertes à leur base, au point culminant de Rouanne-Haute. D'autre part, la brèche les surmontant contient Orbitamina elliptica (d'ARCHIAC) remaniée du Bathonien supérieur (dét. E. FOURCADE). Enfin, au Galibier (Roche Olvera) une ammonite très déformée a été trouvée en éboulis datant soit le Bajocien moyen à Bathonien inférieur soit le Callovien moyen (dét. R. ENAY). L'âge des calcaires marneux du Jas-Cerisier s'étendrait donc du Bathonien inférieur au Bathonien supérieur au moins, éventuellement plus haut, jusqu'au Callovien moyen.

2.2.3. Microfaciès :

Ce sont des mudstones ou wackstones argileux à posidonies, radiolaires, rares débris d'échinodermes, foraminifères benthiques et petits quartz. L'évolution verticale de la série se caractérise par une diminution de la quantité d'éléments figurés au profit de la micrite. Ceci montre que la sédimentation s'effectuait en milieu calme ; les débris de posidonies, à peu près plans, sont disposés de manière assez aléatoire par rapport à la stratification, cette absence d'organisation interne étant peut-être le fait de bioturbations ou de glissements synsédimentaires, ces derniers apparaissant clairement dans d'autres coupes (voir p. 56).

Du point de vue du paléoenvironnement, les calcaires marneux succèdent rapidement, mais progressivement, aux sédiments micritiques du sommet de la barre calcaire, rapportés, quant à eux à la plate-forme externe ; de plus, la faune est de type nettement pélagique. Ces indications conduisent à

situer le milieu de dépôt des calcaires marneux à la transition entre le domaine de plate-forme et les fonds pélagiques proprement dits pas nécessairement à grande profondeur. Notons aussi que ce milieu a été soumis alors à quelques apports terrigènes à cause de la présence de petits quartz et d'argiles. Plusieurs auteurs ont tenté de donner une fourchette de la paléoprofondeur du faciès des "calcaires à Cancellophycus", qui constituent l'équivalent faciologique de nos calcaires. FÜRER et SEPTFONTAINE (1977) situent la profondeur de dépôt vers quelques centaines de mètres. Les observations que nous ferons à propos de la coupe du Lautaret (p. 56) apporteront quelques données supplémentaires quant à cette estimation.

2.3. La brèche (épaisseur 12 m)

Cette formation débute par une microbrèche (3 m) qui s'organise en chenaux décimétriques, où on observe localement des glissements synsédimentaires. Cette microbrèche, qui ravine les calcaires marneux, est surmontée par une brèche à éléments parfois classés pratiquement jointifs, décimétriques et disposés en bancs, dessinant des chenaux (fig. 10). Les éléments détritiques reconnus sont : des dolomies capucins (Trias), des calcaires gris à cassure noire (Trias ou Lias), de rares éléments calcaires issus de la barre calcaire sous-jacente (Dogger). Ces chenaux présentent une orientation moyenne d'axe 50 (NE-SW) (voir histogramme fig. 10) mais il n'est pas possible de préciser dès maintenant le sens ; cette mesure doit être utilisée avec précaution, en effet l'amplitude de la rotation de l'unité tectonique où elle a été faite par rapport au substratum et aux autres unités devra être prise en considération lors de la synthèse régionale.

Au-dessus de cette formation débutent les Terres Noires pélagiques (voir chapitre suivant).

2.3.1. Age :

La présence d'Orbitamina elliptica remaniée dans la brèche montre que celle-ci est contemporaine ou postérieure au Bathonien supérieur. Par sa position entre les calcaires marneux du type calcaires à Cancellophycus sous-jacents, et les Terres Noires (très peu représentées au Jas-Cerisier) cette brèche représente l'équivalent latéral de la brèche du Télégraphe très développée en zone subbriançonnaise de Maurienne où elle est réputée d'âge Dogger supérieur-Malm inférieur (GIGNOUX et MORET 1938, BARBIER 1948, LATREILLE 1961).

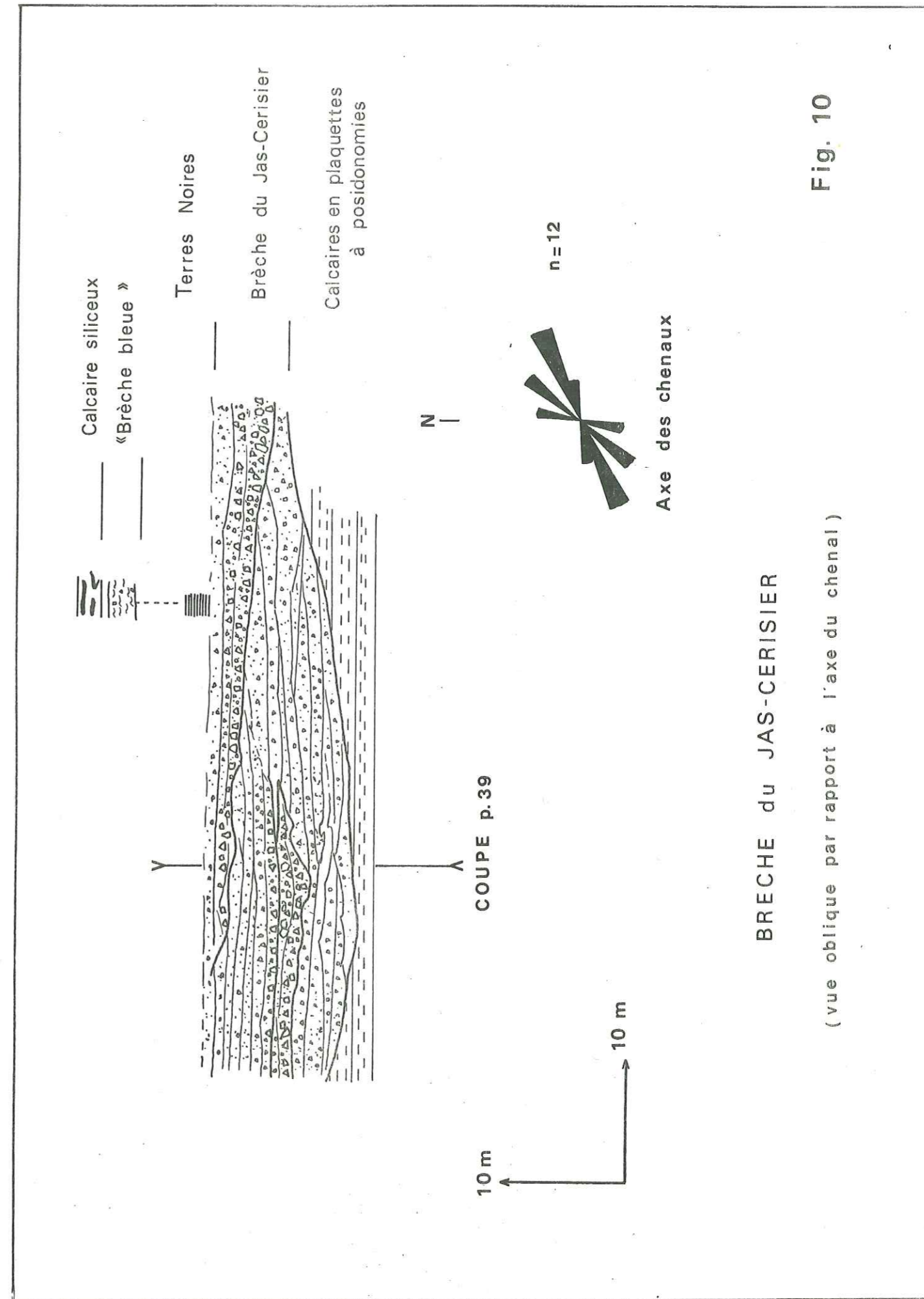
2.3.2. Microfaciès :

L'ensemble des échantillons observés, aussi bien dans les blocs que dans le ciment, montre toutes les variations intermédiaires entre deux microfaciès-type ; (1) une sparite à lithoclastes, ceux-ci pouvant être des dolomies ou calcaires du Trias, des grainstones à oolites du Dogger et, très rarement, des wackestones à posidonomies ; (2) une biopeloosparite contenant quelques oncholites et gravelles et, parmi les bioclastes, des foraminifères benthiques : trocholines, pseudocyclammes, nautiloculines, Protopenneroplis striata (WEYNSCHENK) et Orbitamina elliptica (d'ARCHIAC). Ce dernier type est identique à certains microfaciès du calcaire de plate-forme sous-jacent. Dans le cas présent, il s'agit d'une recimentation d'éléments primitivement associés au sein du calcaire puis dissociés car celui-ci s'est désagrégé. C'est un faciès reconstitué au sens de M. LEMOINE (1967).

2.3.3. Interprétation : Origine du matériel détritique ; conséquences paléogéographiques.

Tous les lithoclastes décrits sont connus en place dans les niveaux sous-jacents à la brèche ; les éléments sont souvent anguleux et peuvent avoir une dimension demi-métrique ; enfin, on peut observer des faciès reconstitués. Ces faits montrent que le transport du matériel a été relativement court.

La présence de *wackestone* à posidonomies montre qu'une partie du matériel remanié dans cette brèche s'était primitivement déposée à une certaine profondeur, de plus celle-ci est immédiatement surmontée par les Terres Noires, déposées en milieu pélagique profond (voir II.A.3.) ; elle correspond donc à un écroulement en milieu sous-marin. Cet écroulement implique la création de reliefs accentués, au pied desquels s'accumulent les éléments dissociés, le matériel pouvant transiter ensuite vers le bas d'une pente dans des chenaux ravinant les fonds marins.



BRECHE du JAS-CERISIER

(vue oblique par rapport à l'axe du chenal)

Fig. 10

I-3 - Résumé de la série-type

Le Jurassique inférieur à moyen de la série de Piolit peut être subdivisé en trois ensembles, au-dessus d'une surface d'érosion recoupant les dolomies et argilites finitriasiques déposées en domaine tidal.

Terme 1 : Les calcaires de la Rouanne

Ces calcaires forment un ensemble massif débutant par un conglomérat à éléments dolomitiques et phosphatés. A la base, ceux-ci sont riches en niveaux à entroques et rognons siliceux; progressivement, le microfaciès évolue vers des biopeloosparites ou biopeloomicrites dont la teneur en oolites est très variable. L'ensemble s'est déposé en milieu de plate-forme externe, se rapprochant progressivement d'un milieu agité générateur d'oolites (chenal ou barrière) à très faible profondeur.

L'âge des calcaires de la Rouanne est Lias *pro parte* et Dogger, antérieur au Bathonien inférieur.

Terme 2 : Les calcaires marneux à posidonomies

Ces calcaires reposent par l'intermédiaire d'un diastème sur les calcaires de la Rouanne, ils se débitent en plaquettes et ont un microfaciès de *wackestone* à posidonomies. Leur milieu de dépôt est situé à la transition entre la plate-forme externe et le domaine pélagique. Le dépôt des calcaires à *Cancellophycus* débute ici au Bathonien inférieur et se poursuit au moins jusqu'au Bathonien supérieur, peut-être jusqu'au Callovien.

Terme 3 : Brèche du Jas-Cerisier

Cette brèche est l'équivalent latéral de la brèche du Télégraphe des auteurs. Elle résulte d'un écroulement sous-marin d'une falaise proche et remanie des éléments provenant des termes sous-jacents ; elle est l'indice de la création d'une pente. L'âge de sa mise en place se situe entre le Bathonien supérieur et le Malm inférieur.

I-4 - Variations latérales

La série du Piolit, telle qu'elle vient d'être décrite, regroupe certains caractères communs aux coupes étudiées dans l'unité structurale de Piolit, ainsi que dans celles, voisines, de la Martinasse et de St-Apollinaire ; par ailleurs quelques beaux exemples de calcaires oolithiques au Nord du col du Galibier sont comparables à ceux du Jas-Cerisier.

Il existe cependant diverses variations latérales dont les lignes ci-dessous vont faire l'objet.

4.1. Le substratum triasique

D'une façon générale, les affleurements sont réduits, discontinus et il n'est pas possible de faire des corrélations entre les coupes. Rappelons cependant la présence de la lumachelle à *Avicula contorta* d'âge Rhétien signalée par M. LATREILLE (1961) juste au-dessus des dolomies et argilites supposées triasiques au village de St-Apollinaire dans l'unité du même nom, l'extension de cette lumachelle semblant ainsi limitée à la partie la plus méridionale du domaine étudié ici. Par ailleurs, plus au Nord, dans l'unité de la Martinasse, les argilites colorées en jaune et rouge forment un niveau bien visible dans le cirque de la Martinasse et sont surmontées par quelques mètres des dolomies blanches entrecoupées de filons remplis de matériel siliceux, ces filons correspondant peut-être à l'émersion supposée entre le Trias supérieur et le Dogger.

4.2. Terme 1 : Les calcaires de la Rouanne

Ceux-ci se retrouvent dans les unités tectoniques suivantes :

- (a) l'Unité de St-Apollinaire
- (b) l'Unité de la Martinasse
- (c) l'Unité de Piolit
- (d) l'Ecaille du Plan Paradis, au pied du col du Galibier.

4.2.a. Unité de St-Apollinaire :

La majorité des terrains qui constituent cette unité est recouverte par du matériel glaciaire ; les rares affleurements laissent voir presque partout le Crétacé supérieur reposant par l'intermédiaire d'un hard-ground ferrugineux sur l'équivalent des calcaires de la Rouanne. Le Malm-Crétacé inférieur est parfois représenté par des minces lentilles de calcaires cryptocristallins gris-rosé d'épaisseur inférieur au mètre.

Ces hard-grounds et ces séries extrêmement condensées sont en partie la conséquence de phénomènes d'érosion sous-marine (cf. infra).

Deux coupes ont été levées dans cette unité :

- la coupe de Serre du Mouton (X = 918,3 ; Y = 260,55) à 200 m à l'Est du lieu-dit Serre du Mouton vers 1950 m (voir fig. 11, p. 51).
- la coupe du Clot les Hourmes (X = 920, 15 ; Y = 260,35), juste au-dessus de la route forestière de St-Apollinaire à Pra-Prunier, au lieu-dit Clot les Hourmes (voir fig. 12, p. 52).

Dans les deux cas, la partie supérieure de la barre des calcaires de la Rouanne présente un aspect karstifié. Le matériel remplissant les karsts à petite échelle (filons centimétriques) est pourpre ou vert et ferrugineux, de nature très comparable au hard-ground vert et rouge qui surmonte la barre ; il semble s'être infiltré *per descensum* dans des fissures. L'époque de la karstification est postérieure à la diagenèse des calcaires encaissants puisque le matériel ferrugineux a attaqué les quartz authigènes. L'étude sera faite lors du chapitre sur les minéralisations (p.54).

La coupe de Serre du Mouton montre le raccord vertical entre les deux coupes partielles décrites dans la série de Piolit. Il faut y remarquer la présence de calcite stalactitique dans certains échantillons (77-324 et 77-327) où certains éléments sont entourés d'une couche de sparite dissymétrique, plus épaisse sous l'objet que sur sa partie supérieure. Ce phénomène peut être rapporté à une émergence ou à un dépôt à fleur d'eau, ce qui irait dans le sens de la très faible profondeur d'eau, notion évoquée à propos des milieux générateurs d'oolites.

COUPE de SERRE du MOUTON

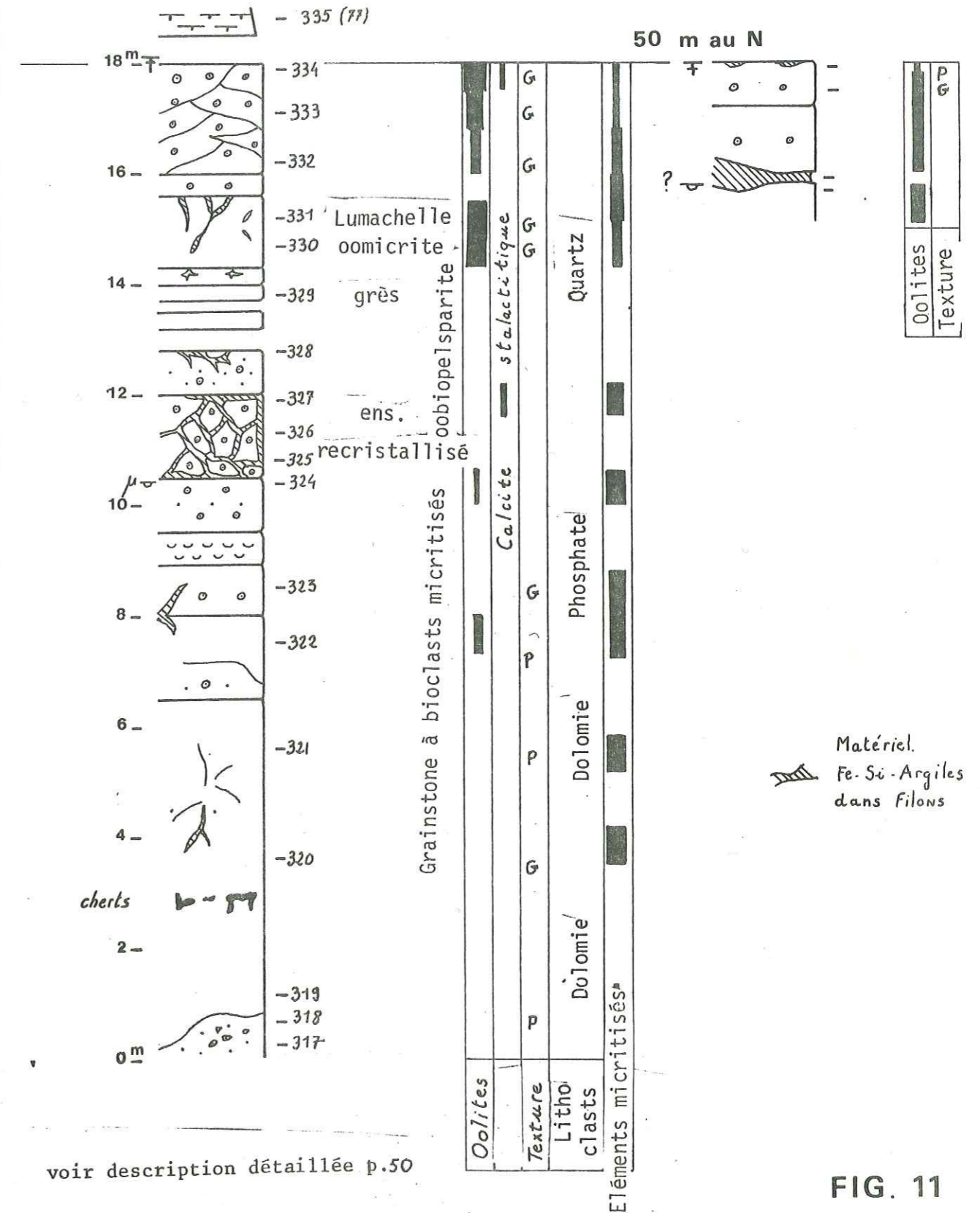


FIG. 11

CLOT les HOURMES

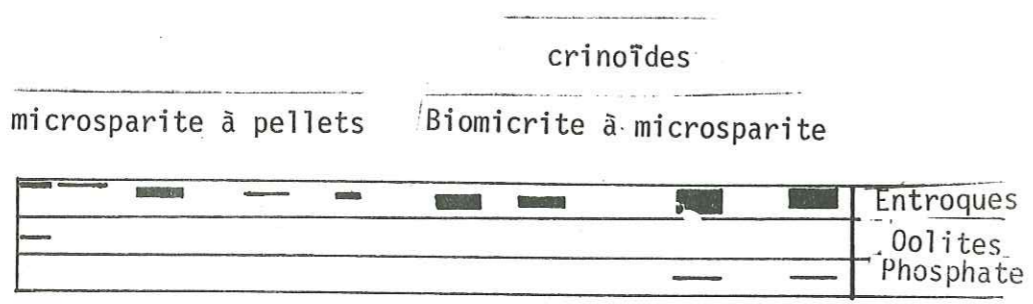
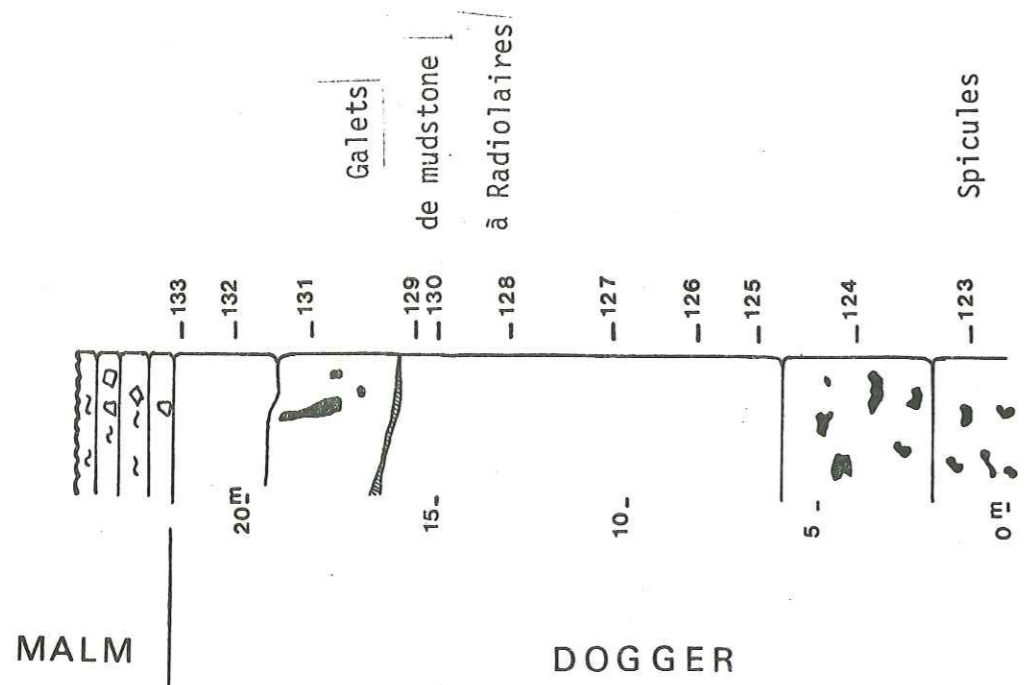


FIG.12

Coupe de la MARTINASSE

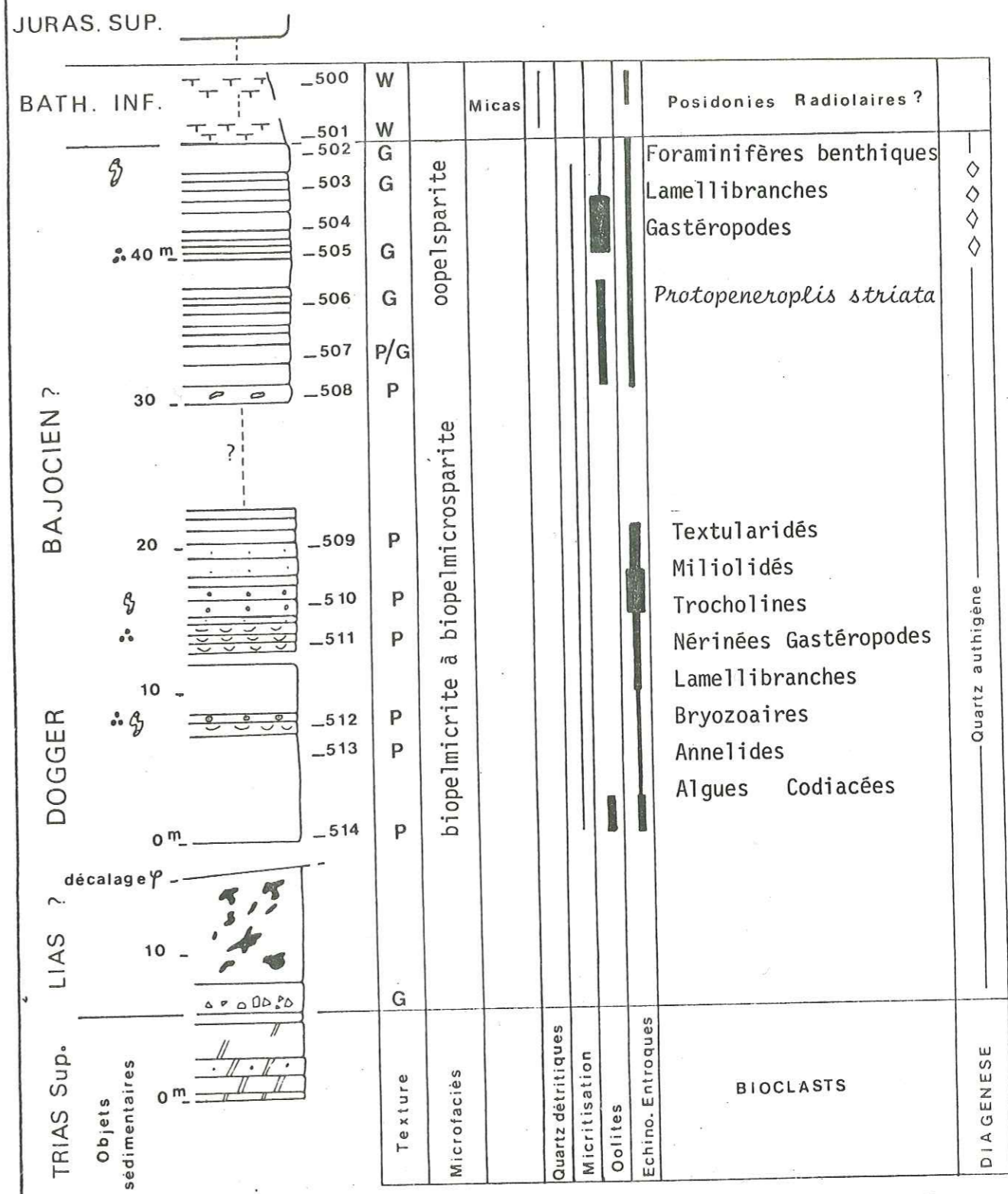


Fig. 13

La coupe du Clot les Hourmes (voir fig. 12) est partielle : elle ne montre que le début du passage du calcaire à silex et entroques de la Rouanne vers un grainstone à oolites éparses. La série est en effet tronquée à un sommet par un calcaire très fin, gris rosé, bréchifié, daté du Jurassique supérieur. Ceci est probablement la conséquence des phénomènes d'érosion évoqués ci-dessus.

4.2.b. Unité de la Martinasse (voir fig. 13) :

Cette unité constitue le prolongement septentrional de l'unité de St-Apollinaire. Les calcaires de la Rouanne forment un demi-anticlinal au fond du cirque de la Martinasse. La série stratigraphique est comparable à celle de l'unité de St-Apollinaire, à ceci près que les calcaires à *Cancellophycus* peu épais (0 à 5 m) peuvent reposer sur les calcaires de la Rouanne ; de plus, la partie inférieure de la série, avec le contact des calcaires à rognons siliceux sur les dolomies triasiques, affleure.

4.2.c. Unité de Piolit (voir fig. 16) :

Excepté à Rouanne-Basse il n'est pas possible d'observer le contact inférieur des calcaires de la Rouanne sur les dolomies.

On notera à l'intérieur de l'unité de Piolit la variation d'épaisseur des calcaires de la Rouanne, ceux-ci étant très épais (> 60 m) en position externe pour n'atteindre qu'une dizaine de mètres dans les écailles internes (Jas-Cerisier). L'origine sédimentaire de cette variation d'épaisseur n'est pas prouvée, elle peut être aussi bien la conséquence de tronçatures tectoniques.

4.2.d. Ecaille du Plan Paradis (voir fig. 14) :

La série stratigraphique dans cette unité, située tout à fait au Nord du domaine étudié, est analogue à celle du Piolit.

Notons que les oolites du calcaire de la Rouanne, de taille moyenne (300 à 500 µ), peuvent constituer la totalité des éléments figurés. L'épaisseur des calcaires est de l'ordre de 80 m.

Coupe du PLAN PARADIS

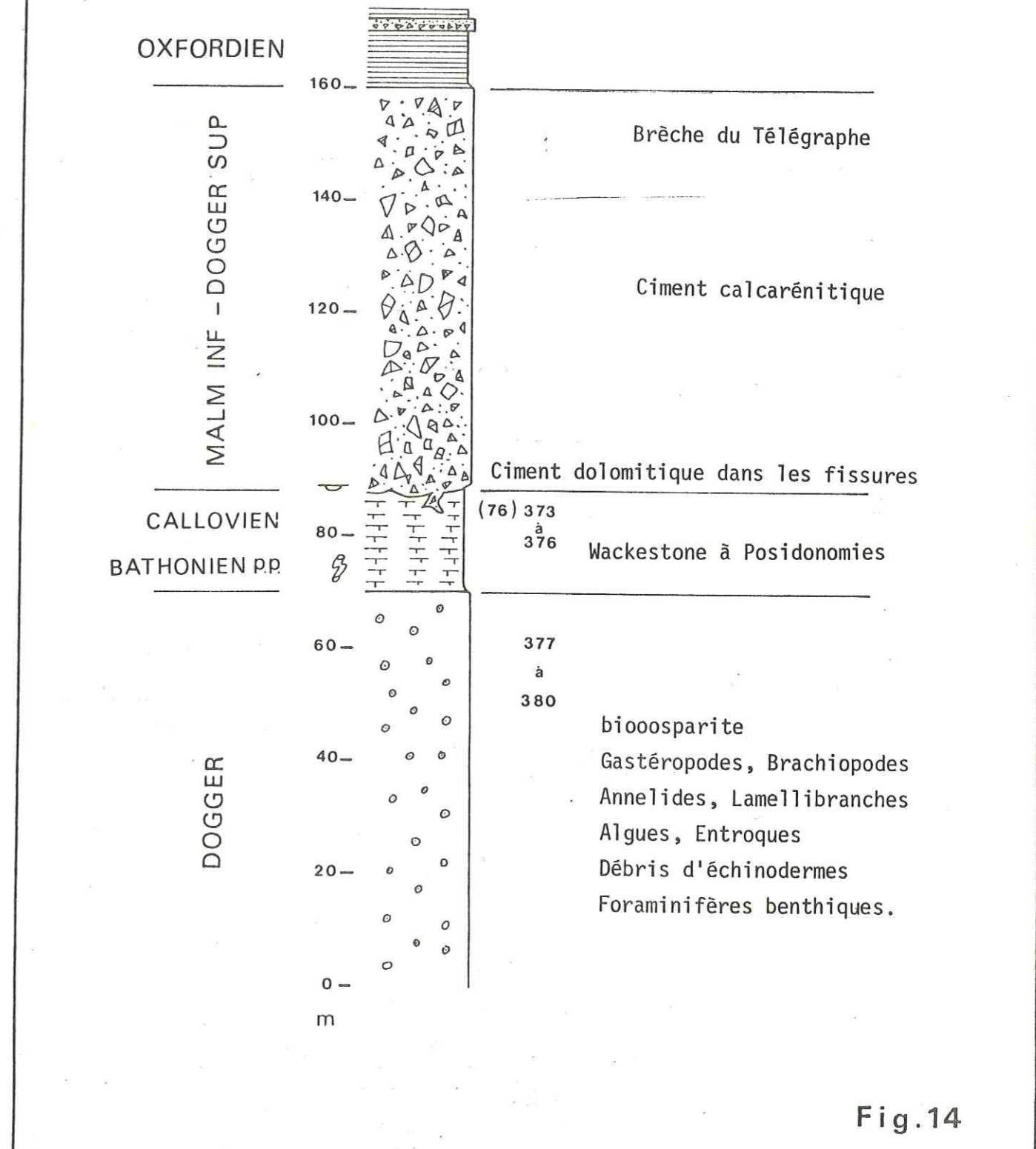


Fig.14

4.3. Terme 2 : Les calcaires marneux à posidonomies.

4.3.a. Modalités du passage des calcaires de la Rouanne aux calcaires marneux à posidonomies :

Un type de transition entre ces deux termes s'observe dans le détail à la coupe du Lautaret située au sommet du Lautaret, point culminant du lieu-dit Rouanne-Haute (voir fig. 15) ; la présence de macrofaune (*) et de hard-grounds en constitue l'originalité. La succession suivante a été relevée :

- Calcaire de la Rouanne, contenant Ctenostreon proboscideum (SOWERBY).
- Deux hard-grounds (H.G. 1 et H.G. 2) fossilifères distants d'un mètre entre lesquels s'intercalent des lentilles de calcaire massif résultant de glissements synsédimentaires, des calcaires plus marneux complétant l'espace entre les lentilles glissées. Les calcaires et les hard-grounds contiennent Ctenostreon sp., ces derniers livrant en sus des Pectens, des Ostréidés et des débris phosphatés (squelette de saurien ?).

- Alternance de bancs calcaires massifs montrant de belles empreintes de Cancellophycus, et de niveaux plus marneux à débit en plaquettes. A la base de l'alternance, les bancs sont légèrement boudinés. Deux niveaux fossilifères à ammonites couchées dans le plan de stratification se trouvent respectivement à 1 m (niveau A) et 2,50 m (niveau B) du hard-ground supérieur H.G. 2.

macrofaune niveau A

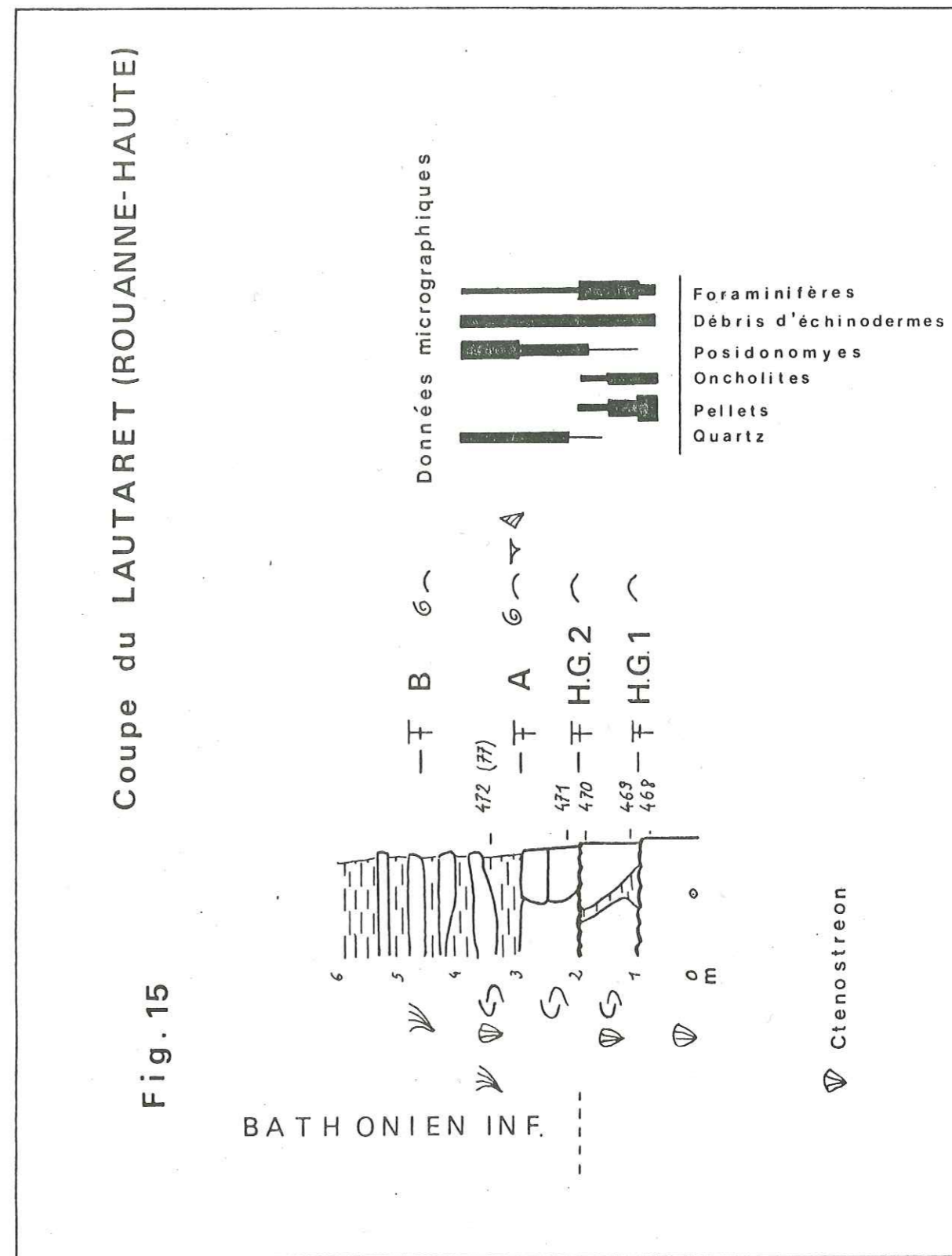
Ammonites : Oecotraustes bomfordi ARKELL, (3 ex.), Oxycerites seebachi (WETZEL), Lobosphinctes sp. (déformé), Bullatimorphites latecentratus (QUENSTEDT), Ptychophylloceras hommairei (NEUMAYR), Procerites gr. fullonicus (BUCKMAN), Partschiceras viator (d'ORBIGNY) déformé, Siemiradzka ? sp., Chlamys gr. dewalquei OPPEL.

Brachiopodes : Wattonithyris sp. (dét. Y. ALMERAS). Un moule interne de gastéropode indéterminable.

macrofaune niveau B

Ammonites : Cadomites (Polyplectites) sp. (nucléus), Siemiradzka ? sp. fragment, Sphaeroptychius buckmani LISSAJOUS, Oecotraustes bomfordi ARKELL (2 ex.), Oecotraustes sp. (incomplet), Procerites sp. juv.

(*) La macrofaune a été déterminée lors de l'étude qu'il a faite sur ce gisement, par S. ELMi, que je tiens à remercier ici.



Lamellibranches : Pholadomya bellona d'ORBIGNY, Entolium sp.,
Ctenostreon sp.

macrofaune en éboulis (entre 0 et 5 m au-dessus du H.G.)

Ammonites : Oecotraustes bomfordi ARKELL (empreintes), Procerites
sp. juv., Phylloceras sp.,

Lamellibranches : Camptonectes richei DECHASEAUX (assez nombreux).

Pecten sp. et en place dans tout l'ensemble de calcaires marneux.

"Posidonomyia" dalmasi (DUMORTIER) rapportée au genre Silberlingia par S. FRENEIX.

- Age : Bien que provenant de plusieurs couches superposées, le matériel ne montre pas de notables différences chronostratigraphiques. Il s'agit de la partie médiane du Bathonien inférieur (zone à Zigzag). Il faut noter que cette faune est plus ancienne que celle citée par D. SCHNEEGANS dans les calcaires à Cancellophycus du Subbriannonnais au S de la Durance. Les faunes citées par cet auteur demanderaient donc révision ; elles semblent se rattacher surtout au Bathonien moyen.

- Microfaciès : L'évolution pétrographique se fait de façon progressive du bas vers le haut de la coupe ; après les oobioelmicrites riches en entroques et foraminifères benthiques du sommet des calcaires de la Rouanne, les oolites disparaissent au profit des pellets, la faune restant la même ; puis, au-dessus du deuxième hard-ground, on passe progressivement d'une biopelmicrite à une biomicrite où la faune, constituée tout d'abord de foraminifères benthiques et pélagiques et d'entroques, évolue vers des lamellibranches (posidonomies) et des débris d'échinodermes. Parallèlement, la teneur en matériel terrigène : quartz et argiles, augmente.

- Interprétation, problèmes soulevés : La présence de Ctenostreon proboscideum caractérise un faciès de transition entre les calcaires de plate-forme néritique et les niveaux calcaréo-marneux plus pélagiques. En effet, cette espèce se retrouve dans les "couches à Hecticoceras retrocostatum" de D. SCHNEEGANS où elle marque le passage à l'ensemble franchement marneux. La même espèce existe aussi à La Voulte-Rompon où elle caractérise un banc situé à la limite Bathonien inférieur-moyen (ELMI, 1967, p. 286, n° 38a, p. 290, n°38 *pro parte*). Plus au Nord, dans le Mâconnais par exemple, cette espèce est

conservée dans des faciès nettement plus néritiques.

Sa présence de part et d'autre des hard-grounds et l'évolution progressive du microfaciès suggère que le changement des conditions de dépôt s'est fait graduellement. Ce changement se caractérise par l'apparition de pentes (glissements synsédimentaires, hard-grounds) marquant l'approfondissement du milieu.

L'apparition des Cancellophycus semble s'effectuer ici dans un environnement situé en plate-forme externe comme le suggère le microfaciès de biomicrite, nettement sous la limite d'action des vagues et à caractère franchement pélagique (Ammonites, Posidonomies). L'accumulation des ammonites couchées parallèlement à la stratification à des niveaux préférentiels suggère leur mise en place par l'action de courants.

- Variations latérales : Le hard-ground n'est connu que dans la partie occidentale de l'unité de Piolit (jusqu'à Rouanne-Haute). Ailleurs, dans les unités de St-Apollinaire-La Martinasse et la partie orientale de l'unité de Piolit, je ne l'ai jamais observé, mais le léger métamorphisme alpin a pu effacer en partie les figures sédimentaires correspondantes.

4.3.b. Variations d'épaisseur des calcaires marneux à posidonomies (voir fig. 16) :

L'épaisseur de ces calcaires marneux est à peu près constante dans l'ensemble de l'unité de Piolit ; elle diminue un peu au Jas-Cerisier du fait des phénomènes de ravinements liés à l'arrivée de la brèche du Jas-Cerisier.

Dans les parties internes de l'unité de Piolit, comme dans les unités de St-Apollinaire-La Martinasse, ils peuvent avoir complètement disparu et lorsqu'ils sont présents, montrer de fortes variations latérales d'épaisseur (0 à 10 m en quelques dizaines de mètres).

4.4. Terme 3 : La brèche du Jas-Cerisier, sa répartition (fig. 16).

Cette brèche connaît son développement maximum à la coupe du Jas-Cerisier, où on la suit latéralement sur 700 m environ, son épaisseur variant de 5 à 10 m. 200 m plus bas, dans le torrent du Jas-Cerisier elle est

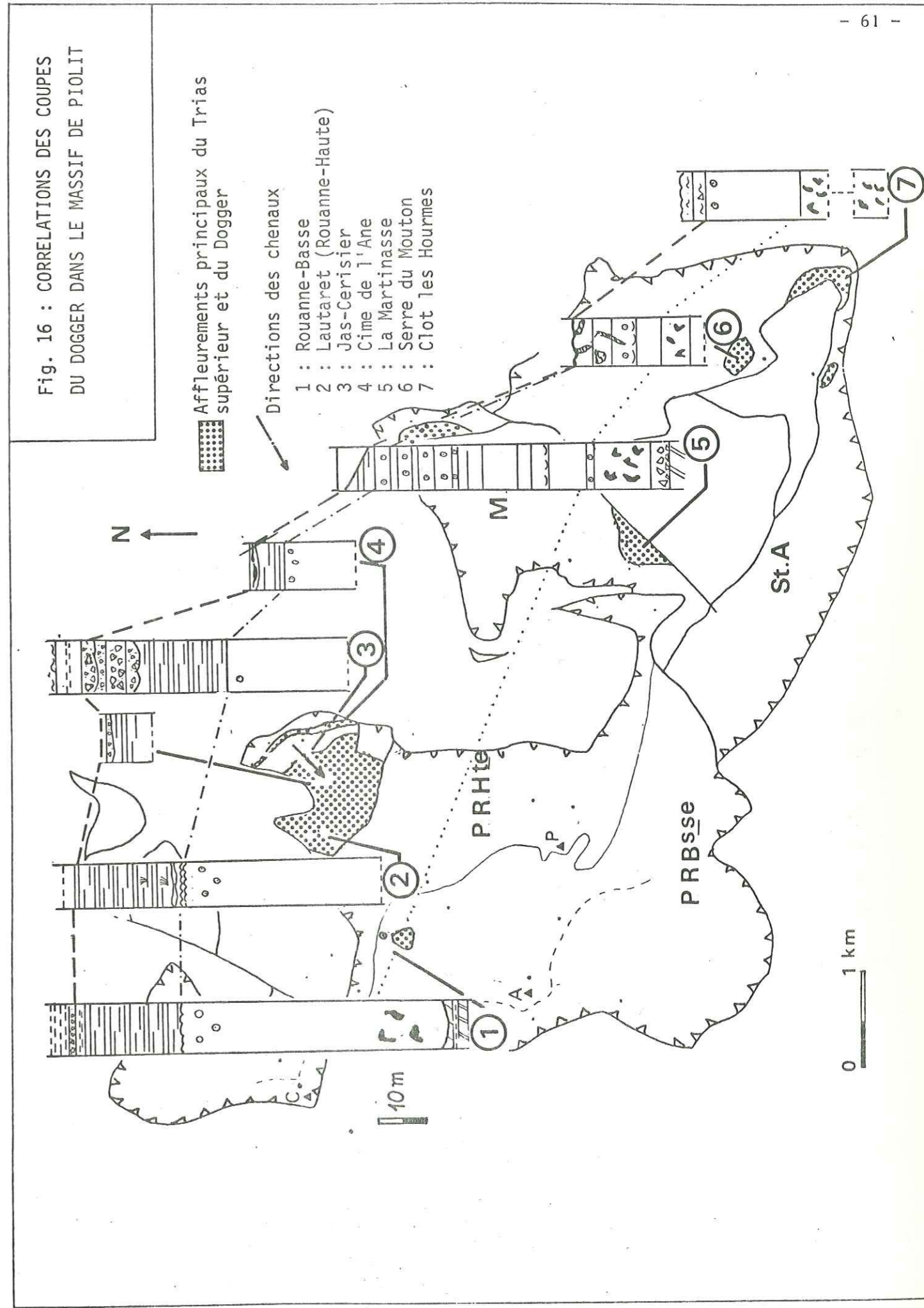
réduite à 1 m d'épaisseur. Enfin, à Rouanne-Haute, je n'en ai pas observé la trace. A Rouanne-Basse, les Terres Noires riches en calcarénites et en microbrèches reposent directement sur les calcaires marneux à posidonomies.

Le détritisme est de moins en moins grossier lorsqu'on s'éloigne du Jas-Cerisier vers l'W, la partie occidentale de l'unité de Piolit apparaît donc comme distale par rapport à la source du détritisme. Le sens de la pente évoquée p. 45 à propos de la description de la brèche s'en déduit alors : du NE vers le SW. Dans ce schéma, l'écaille la plus interne de l'unité de Piolit où les calcaires de la Rouanne sont surmontés directement par les calcaires siliceux du Jurassique supérieur pourrait correspondre à un point haut par rapport au restant de l'unité ou à une localité en pente forte située en amont de l'aire d'épandage de la brèche.

4.5. Modalités du passage du Jurassique moyen aux termes supérieurs.

La série la plus complète montre le passage des calcaires marneux à posidonomies aux Terres Noires (Rouanne-Basse, Rouanne-Haute) mais cette succession comporte de nombreuses exceptions : (1) Une brèche peut s'intercaler entre les calcaires marneux à posidonomies et les Terres Noires (Jas-Cerisier) ; (2) Des lacunes, de durée variable, mettent en contact des terrains d'âge Tithonique (Jas-Cerisier) cf. infra, Crétacé inférieur ou Crétacé supérieur (St Apollinaire, la Martinasse) avec les calcaires marneux à posidonomies. Ces lacunes sont soulignées localement par des glissements synsédimentaires à la base des terrains supérieurs (Rey-Térouvières), montrant qu'elles peuvent correspondre à des épisodes de non-sédimentation sur des pentes fortes ; (3) Des phénomènes d'érosion, souvent associés aux lacunes, peuvent être responsables de la disparition partielle ou totale des calcaires marneux à posidonomies.

La discontinuité soulignant le passage des calcaires du Jurassique moyen aux termes Jurassique supérieur ou Crétacé marque un changement important des conditions de sédimentation consécutif à un approfondissement général. Certaines modalités de cet approfondissement ont été discutées à propos de la genèse de la brèche du Jas-Cerisier. Les phénomènes de non sédimentation et d'érosion qui sont la conséquence de l'approfondissement sont à relier en partie à la création de fortes pentes.



I-5 - Conclusions : séquences majeures et discontinuités dans la série de Piolit.

La série Jurassique de Piolit repose sur un substratum de dolomies et d'argilites finitriasiques, qui se déposaient alors en milieu tidal. On trouve au-dessus, de bas en haut :

Discontinuité inférieure - Soulignée par un conglomérat, elle marque une lacune de tout ou partie du Lias. Cette lacune peut être rapportée à une émergence, mais qui ne peut être directement prouvée ; elle enregistre un approfondissement faible mais réel, puisque le milieu de sédimentation devient marin (prairie à entroques).

Séquence I. Calcaires de la Rouanne (Lias sup. ? Bajocien). Cette séquence débute par des calcaires à entroques, caractéristiques de la plate-forme externe ; elle évolue ensuite vers des calcaires à oolites et clastes micritisés, déposés en milieu agité à faible profondeur, du type chenaux de marée ou barrière. Elle peut donc être considérée comme une séquence de comblement, ce qui implique une subsidence faible, vu son épaisseur relativement mince.

Discontinuité moyenne (Bathonien inférieur). Par endroits représentée par un hard-ground, cette discontinuité marque un approfondissement net mais graduel ; des pentes apparaissent alors.

Séquence II. Calcaires marneux à posidonomes ou Calcaires à Cancellophycus (Bathonien-Callovien ?). Cette séquence correspond à une sédimentation en milieu où l'influence pélagique (ammonites, radiolaires) va augmentant à partir des conditions de plate-forme externe. C'est une séquence d'approfondissement.

Discontinuité supérieure. (Dogger supérieur-Malm inférieur). Cette discontinuité est soulignée par des érosions, des lacunes de durée variable ; elle est surmontée par la brèche du Jas-Cerisier. Celle-ci marque une brusque accélération de la subsidence qui a abouti à la création de pentes, dont une est orientée NE-SW dans l'unité de Piolit. Cette pente se situe à la transition entre le domaine briançonnais, probablement aussi en voie d'approfondissement à ce moment, et le bassin dauphinois situé au contrebas, depuis le Bajocien au moins.

II - LE JURASSIQUE MOYEN DU TYPE NEYZETS

II-I - Coupe des Neyzets (feuille de Briançon n° 1, X = 929,04 ; Y = 299,95) (fig. 17, p. 65).

Cette coupe a été levée dans la partie S de l'échelle des Neyzets, qui appartient à l'unité de Vallouise et constitue la partie la plus externe de la zone subbriançonnaise sur cette transversale, puisqu'elle repose directement sur les terrains autochtones ou parautochtones appartenant à la couverture du Pelvoux.

Au-dessus d'une surface perforée qui recoupe des dolomies blanches, trois ensembles lithologiques peuvent être distingués ; de bas en haut, viennent :

- (1) Alternance de calcaires en plaquettes et de calcaires plus massifs (25 m)

- (2) Barre calcaire massive (15 m)

- (3) Brèche (8 m)

Le terme inférieur (1) repose sur des dolomies, perforées sur leur surface supérieure, rapportées au Trias, ceci par comparaison de faciès avec le Briançonnais.

1.1. Calcaires en plaquettes et calcaires massifs.

Ces faciès sont connus depuis P. TERMIER (1903) sous le nom de "calcaires de Vallouise". Ils débutent par un microconglomérat chenalisant à grains dolomitiques ; ils comportent une alternance de niveaux décimétriques à métriques de calcaires zoogènes à débit en plaquettes et de calcaires plus massifs graveleux ; certains bancs montrent de fines laminations parallèles et des chenaux de quelques centimètres de profondeur caractérisant ainsi des indices de remaniements.

Cette formation renferme deux niveaux fossilifères riches en polyptères avec notamment : Lochmaesmilium trapeziformis (GREGORY), Isostraere bernardina (d'ORB.) et Isostraere ornata (d'ORB.) (détermination de BEAUVAIS). Ces espèces ne vivaient pas en milieu récifal agité mais plutôt en milieu vaseux.

1.1.a. Age :

Les polypiers précités sont largement répandus au Jurassique moyen. J. DEBELMAS (1961) a cité par ailleurs la présence de *Cladophyllia radiata* KOBY, caractéristique du Bajocien supérieur-Bathonien à la base de la formation. Cette datation implique l'existence d'une lacune du Lias soulignée par la surface d'érosion et peut-être liée à l'émersion de l'île briançonnaise au cours du Lias. Il n'y a toutefois pas d'indice caractéristique d'émersion *in situ*.

1.1.b. Microfaciès :

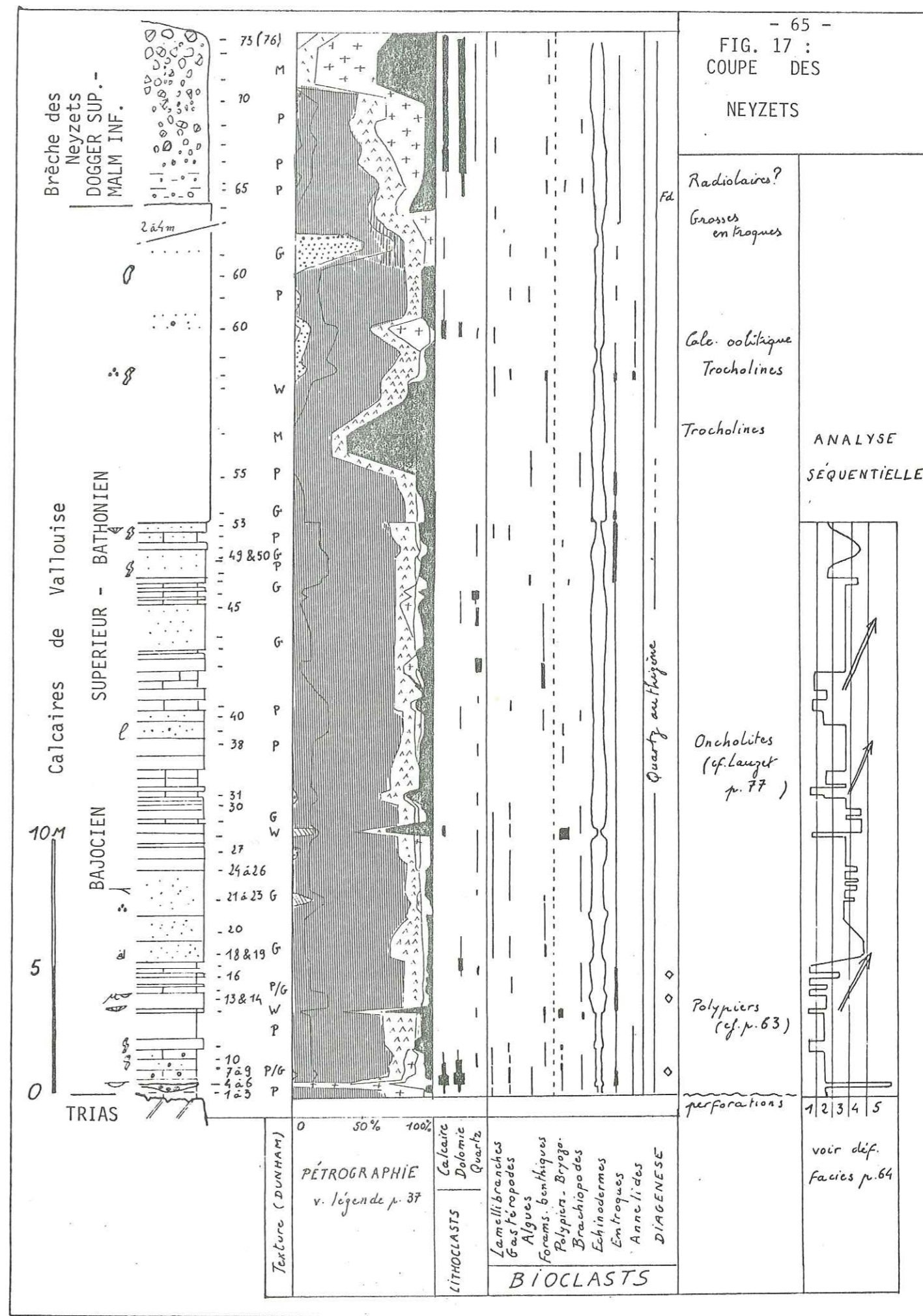
L'analyse micrographique confirme l'importance des remaniements déjà observés lors de l'analyse macroscopique. En effet, les éléments figurés sont en général roulés, souvent micritisés à leur périphérie ; dans certains cas ils sont classés ou disposés selon des laminations parallèles. Les microfaciès se répartissent alors entre deux pôles correspondant à un hydrodynamisme du mode de dépôt respectivement faible et fort : (a) Une biopelmicrite graveleuse où les bioclasts sont variés : grands lamellibranches, gastéropodes (quelques nérinées), algues (codiacées) foraminifères benthiques (lituolidés, trocholines), polypiers, bryozoaires, brachiopodes, annélides et en majorité débris d'échinodermes et entroques ; les bioturbations y sont fréquentes. (b) Une biosparite graveleuse à oncholites où les bioclasts sont moins abondants et peu variés, essentiellement débris d'échinodermes et entroques, quelques rares foraminifères benthiques mal conservés et des brachiopodes.

Les faciès principaux :

La combinaison des résultats de l'analyse de terrain et des microfaciès permet de distinguer cinq types de faciès marquant les étapes entre les deux pôles d'énergie de dépôt définies ci-dessus.

faciès 1. Calcaire en plaquettes, organogène, de type *wackestone*, riche en bioclasts de nature variée, légèrement micritisés à la périphérie, à bioturbations fréquentes.

faciès 2. Calcaire en plaquettes ou massif, de type *packstone* riche en pellets et gravelles et bioclasts micritisés à la périphérie.



faciès 3. Calcaire graveleux et/ou massif, de type *packstone* lorsque les éléments sont classés ou *grainstone* à pellets (taille inférieure à 80 μ) ou *grainstone* mal classé. Les bioclasts sont moins variés (essentiellement débris d'échinodermes et entroques) et partiellement micritisés ; laminations.

faciès 4. Calcaire graveleux, de type *grainstone* à débris d'échinodermes peu nombreux ; laminations, microchenaux. Ce faciès est proche de celui d'une calcarénite.

faciès 5. Microconglomérat.

1.1.c. Analyse séquentielle et interprétation :

Il est possible de distinguer des séquences à énergie de dépôt croissante. Ce type de séquence, dite négative ou d'accrétion, est fréquent en domaine de plate-forme externe (DELFAUD, 1974). Il correspond à la progradation des dépôts issus de la zone de production biologique, située en plate-forme.

L'importance des phénomènes de remaniement rend malaisée la caractérisation de la sédimentation *in situ* ; les bioclasts les plus grossiers (échinodermes, polypiers) observés dans les faciès 1 et 2 peuvent renseigner sur le milieu de dépôt, car ils ont été probablement peu transportés ; ainsi les entroques indiquent la présence à proximité de platiers, situés sous la limite d'action des vagues, en plate-forme externe, les polypiers (cf. supra) caractérisant un milieu de faible profondeur plutôt vaseux.

Le matériel remanié est d'origine varié, il comprend des faunes de plate-forme externe : brachiopodes, échinodermes mais aussi des oncholites et foraminifères benthiques (lituolidés), probablement issus de la plate-forme interne ; les indices d'apport terrigène se limitant à quelques niveaux riches en petits quartz (50 μ).

En conclusion, un modèle de milieu de dépôt de ces calcaires pourrait être celui d'une zone d'épandage située à la transition entre la plate-forme externe et la plate-forme interne. Ce modèle s'intègre dans celui d'un milieu de chenaux et de barrière discontinue tel que le définit J. DELFAUD (1974), caractérisé par un enchevêtrement de corps sédimentaires,

marquant la transition entre les domaines internes et externes de la plate-forme et siège de nombreux remaniements.

1.2. Barre calcaire massive.

Cette barre repose par l'intermédiaire d'un diastème sur la formation précédente et appartient aussi aux calcaires de Vallouise. Ce calcaire massif présente peu de structures sédimentaires significatives, excepté des passées plus graveleuses vers le haut ; de ce fait, l'interprétation sédimentologique repose entièrement sur l'analyse micrographique.

1.2.a. Microfaciès :

Il s'agit de micrites, de biopelmicrites et de biopeloosparites, la faune étant essentiellement constituée de débris d'échinodermes, dont des entroques. Les indices de remaniements sont fréquents : clasements, microlaminations, microbrèches, les éléments resédimentés étant tous issus de la plate-forme. Dans le haut de la barre, des oolites de taille réduite (300 μ) apparaissent soit dans une oopelsparite, soit dans une oosparite en élément dans une microbrèche. Leur présence est peut être contemporaine de la formation d'oolites en des points voisins : écaille du Plan Paradis au N, massif de Piolit au SW.

Les microfaciès observés ne sont pas caractéristiques d'un milieu de dépôt particulier et les remaniements masquent les indices permettant de reconstituer le milieu de dépôt ; il est probable toutefois que les oolites se sont déposées sous une faible profondeur d'eau, à moins que la barre calcaire soit un resédiment (au sens de J. REMANE, 1970) qui se serait redéposé en s'homogénéisant, à une profondeur plus importante que ne le laisse supposer la présence d'oolites. Les micrites et les entroques suggèrent quant à elles un milieu de plate-forme externe.

1.2.b. Age :

Il n'y a pas d'argument paléontologique permettant la datation. Le faciès de la barre calcaire évoque celui du calcaire de Champcella connu en zone briançonnaise (D. MERCIER, 1977) qui est d'âge postérieur au Bathonien supérieur. Par ailleurs, les oolites de la barre sont peut-être contemporaines de celles du massif de Piolit, lesquelles disparaissent avant le Bathonien

inférieur. Dans l'une ou l'autre hypothèse, il est nécessaire d'invoquer un diachronisme entre le début de l'enfoncement soit entre les domaines briannonnais et subbriannonnais, soit des diverses régions de la plate-forme subbriannonnaise.

1.3. La brèche.

La barre calcaire est surmontée par cinq mètres environ de calcaires en plaquettes gris, "farcis" d'éléments arrondis de taille inférieure au décimètre ; au-dessus se développe une brèche chaotique à ciment calcaire, la taille des éléments pouvant atteindre plusieurs décimètres ; latéralement cette brèche est surmontée par les Terres Noires.

Les éléments suivants y ont été recensés : dolomies blondes du Trias légèrement arrondies (60 % des lithoclasts) ; calcaires noirs à patine grise probablement triasiques ; quelques silex noirs ; de rares calcaires du Dogger (*mudstones*, *wackestones*, *grainstone* à pellets, oopelsparites) observés en place dans les niveaux sous-jacents ; enfin des petits quartz (50 à 100 μ).

L'étude du ciment montre qu'il s'agit d'une micrite tantôt à rares débris d'échinodermes, tantôt de type *packstone* à pellets, gravelles, oncholites et bioclasts littoraux (dont de nombreux échinodermes). Comme dans le cas de la brèche du Jas-Cerisier, ce microfaciès de *packstone* est très probablement reconstitué et la profondeur de dépôt de la brèche plus importante que ne l'indique la présence de matériel d'origine littoral par ses éléments.

1.3.a. Interprétation, conséquences paléogéographiques .

Latéralement, la brèche est surmontée par les Terres Noires, déposées en milieu pélagique. Son apparition marque donc l'effondrement de la plate-forme. L'absence d'organisation interne et de classement montre que la source du matériel détritique, conséquence de l'écroulement de reliefs, était très proche.

- Age : Cette brèche se place au même endroit dans la série que la brèche du Jas-Cerisier, à ceci près que son substratum s'est déposé dans un milieu qu'il est difficile de caractériser. Vers le N, cette brèche se prolonge par la "brèche du Télégraphe" datée du Dogger supérieur-Malm inférieur. Les

arrivées de ces trois brèches ont pu être diachrones, sans qu'il n'y ait d'argument paléontologique pour préciser de quelle façon.

II-2 - Résumé de la coupe

Les différents termes lithologiques de la série des Neyzets peuvent être regroupés en deux ensembles au-dessus de la surface d'érosion entamant le substratum triasique, et matérialisant la lacune du Lias.

Terme 1 : Les calcaires de Vallouise.

a. partie inférieure.

C'est une alternance de calcaires en plaquettes fossilifères et de calcaires massifs graveleux s'organisant en séquences d'énergie croissante : *wackestone* bioclastique passant vers le haut à un *grainstone* classé à gravelles et bioclasts. Ces séquences et la nature des faunes observées s'intègrent dans un modèle de milieu de chenaux et de barrière discontinue ou de zone d'épandage. (DELFAUD, 1974).

b. partie supérieure (Bathonien ?)

Il est difficile de caractériser le milieu de dépôt, qui devait être toutefois situé en plate-forme externe, car les nombreux indices de remaniements : (microbrèches à éléments d'origine variée : proximité d'une barrière oolitique à faible profondeur ; prairie à entroques, plus profonde) rendent malaisée la distinction entre sédiments autochtones et redéposés. Enfin l'absence d'organisation interne (stratification par ex.) est peut-être l'indice de la resédimentation de l'ensemble à une profondeur plus grande que le milieu de plate-forme où le sédiment a été élaboré.

Les calcaires de Vallouise sont d'âge Dogger, très probablement entre le Bajocien supérieur et le Bathonien.

Terme 2 : Brèche des Neyzets.

Cette brèche se prolonge vers le N par la brèche du Télégraphe et vers le S par la brèche du Jas-Cerisier. Son aspect chaotique montre que

les éléments constitutifs ont subi un transport très court. Elle enregistre la création de pentes consécutive à l'effondrement de la plate-forme. L'âge de sa mise en place se situe entre le Bathonien et l'Oxfordien.

II-3 - Variations latérales.

Dans cette partie, les variations latérales des différents termes seront envisagées ci-dessous suivant leur position dans la série.

3.1. Le substratum triasique.

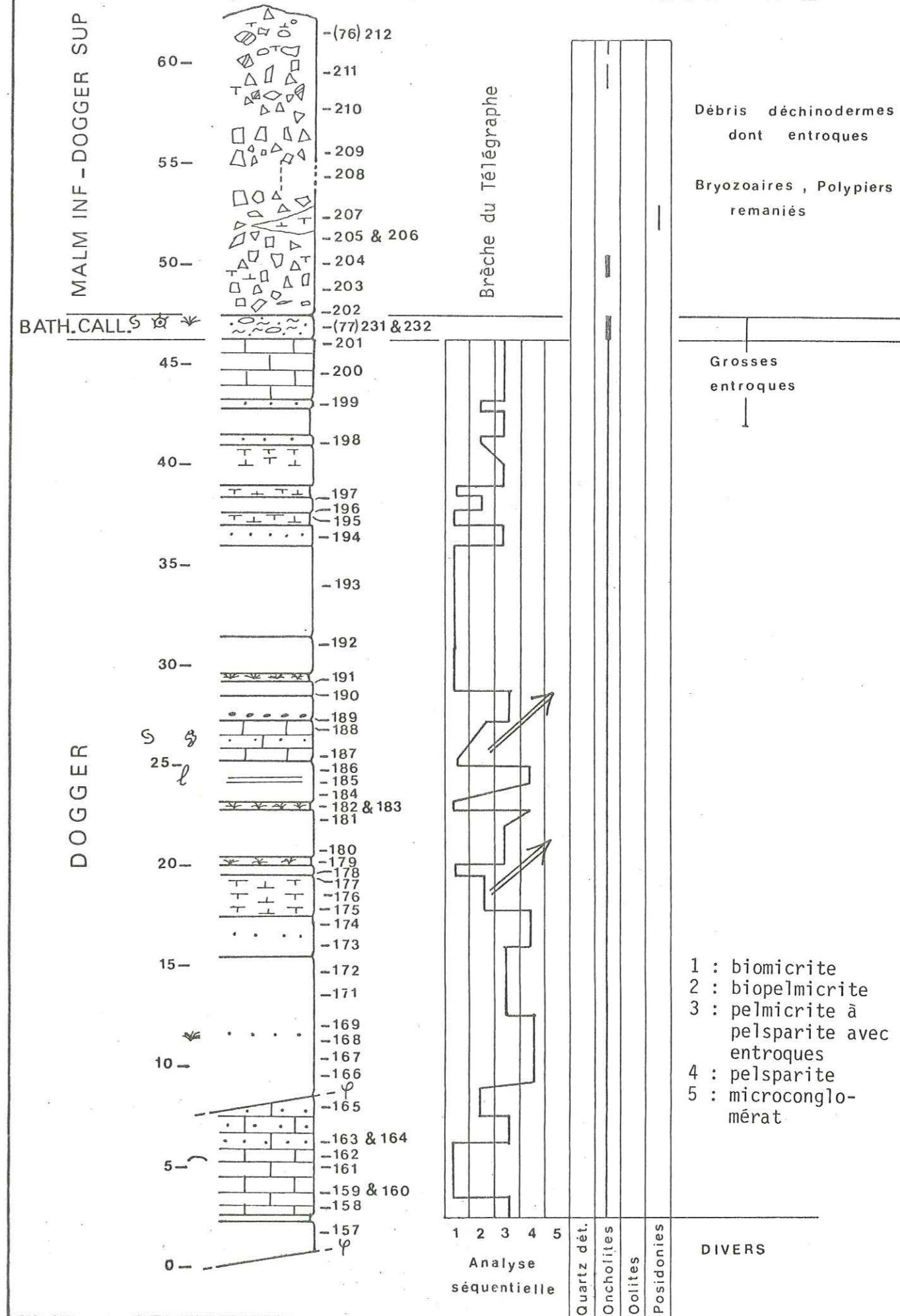
De la région de la Tête des Lauzières au S au Petit Galibier au N, les derniers termes de la série triasique ont servi de niveaux de décollement inférieur à la série stratigraphique subbriançonnaise. Ils se réduisent à des dolomies blanches couronnées par une surface d'érosion, elle même surmontée par un microconglomérat d'épaisseur inférieur au mètre.

3.2. La lacune du Lias.

Cette lacune est prouvée aux Neyzets ainsi que pour le domaine situé plus au S, jusqu'au massif de la Tête des Lauzières. Vers le N, le Lias semble être représenté, au moins en partie. R. BARBIER (1963) cite la présence de quelques mètres de calcaire noirs spathiques à silex qu'il rapporte au Lias inférieur dans l'écaille du Fontenil (unité du Petit Galibier) ; cette écaille correspond à la barre rocheuse dominant la route de Briançon (vers 1600 m) à 1 km au SE du Fontenil. Au N du col du Galibier, dans la digitation du Lauzet-Roche Olvera ce même auteur remarque l'épaississement des calcaires noirs à silex jusqu'à 200 m.

Les indices permettant de connaître les causes de la lacune du Lias sont rares. En zone briançonnaise, à l'E, celle-ci est rapportée à une émergence (galets roulés, charbons), (MERCIER, 1977) mais dans le cas présent des phénomènes d'érosion sous-marine peuvent tout aussi bien être envisagés, soit par l'action de courants sur des hauts-fonds (qui expliqueraient la présence des éléments de croûte phosphatée remaniée dans le conglomérat de base de la série de Piolit, plus au S), soit par absence de dépôt sur des pentes (mais je n'ai jamais observé de traces de glissements synsédimentaires).

Fig. 18 : Coupe des NEYZETS n° 2 - 71 -



Dans l'hypothèse du haut fond, émergé ou non, le domaine compris entre les Lauzières et le Lauzet serait en position haute ; plus au N, à partir du col du Galibier, les localités où le Lias est représenté correspondraient à des points plus profonds.

3.3. Les calcaires de Vallouise.

3.3.a. Unité de Vallouise - digitation du Petit Galibier.

Coupe des Neyzets n° 2 (fig. 18) : dédoublement de la barre calcaire supérieure.

Cette coupe a été levée dans la banquette des Neyzets à 200 m au N de la coupe-type. La barre calcaire supérieure de la coupe de référence se dédouble ici en deux bancs massifs entre lesquels se développe le même type d'alternance que celui observé pour la partie inférieure de la coupe, celle-ci restant à peu près identique à l'ensemble décrit dans la coupe de référence.

L'analyse séquentielle a été effectuée à partir des mêmes faciès définis p. 64. Les séquences à énergie croissante ne peuvent être corrélées à celles de la série type. Le dédoublement des bancs massifs et la variabilité latérale des séquences montre l'enchevêtrement des différents corps sédimentaires dont les milieux de dépôt, en plateforme externe, devaient être voisins.

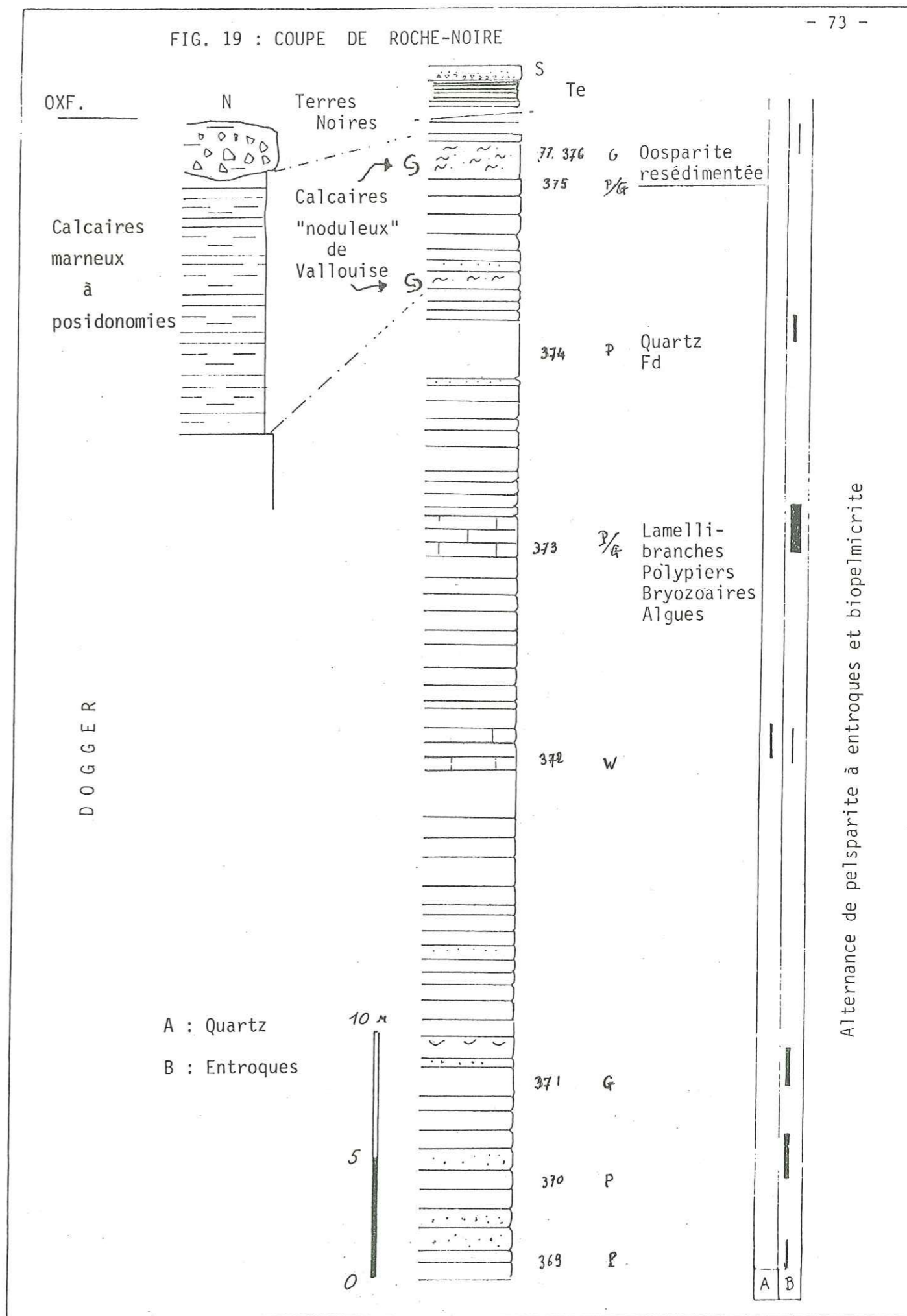
Vers le milieu de la série, on remarque un niveau riche en oncholites peut-être synchrone des niveaux analogues situés à la base du Dogger du Lauzet et de la série des Lauzières (cf. infra).

Jusqu'au S du col du Galibier : faciès analogues à ceux des calcaires des Neyzets.

Plus au N, on retrouve les calcaires de Vallouise jusqu'à la route du Lautaret au Galibier, au N du vallon de Roche-Noire. Les coupes de Sestrières (MERCIER, thèse 1977, fig. 50).

et de Roche-Noire

(feuille La Grave n° 8, X = 920,9 ; Y = 313,4, fig. 19) montrent toutes deux une alternance de niveaux calcschisteux demi-métriques et de bancs massifs,



constitués de biomicrites à biopelsparites caractéristiques d'une énergie de dépôt variable.

Domaine septentrional : faciès analogues à ceux du Jas-Cerisier.

Au pied N du Galibier, dans l'écaïlle du Plan-Paradis, les caractéristiques de la série changent, les calcaires de Vallouise font place à des calcaires à faciès du Jas-Cerisier riches en oolites dans leur partie supérieure (cf. supra p. 48).

Domaine méridional : apparition des oolites.

Les meilleurs affleurements constituent les falaises qui supportent le plateau de Puy-Aillaud, une coupe levée dans le torrent de la Combe au S de Puy-Aillaud (Briançon, n° 5) montre (fig. 20) :

- un microconglomérat calcaréo-dolomitique à la base (épaisseur 2 m).
- une alternance de calcaires plus ou moins riches en oolites ; leur microfaciès (biosparite) montre que l'énergie de dépôt était forte. Il est difficile de dire si les oolites se sont formées *in situ*, mais le milieu générateur devait être très proche. (épaisseur 50 m).
- la moitié supérieure montre une alternance de *mudstone* d'aspect "nuageux" et à lituolidés et d'oobiosparite classée. Il n'y a pas de transition apparente entre ces deux microfaciès. La forte disparité d'énergie de dépôt qu'ils caractérisent implique que la mise en place de l'un au moins d'entre eux résulte d'une resédimentation par suite d'un glissement, donnant des coulées boueuses (aspect nuageux du *mudstone*).

Le témoin le plus méridional de la série des Neyzets dans la zone subbriançonnaise frontale se trouve au massif des Lauzières, à l'W du col d'Anon (Guillestre n° 1, X = 930 ; Y = 282,8).

La série des Lauzières, (fig. 21) reconstituée grâce à des coupes partielles, permet d'observer une évolution très semblable à celle de la série des Neyzets.

Fig. 20 : COUPE DE PUY-AILLAUD (TORRENT DE LA COMBE)

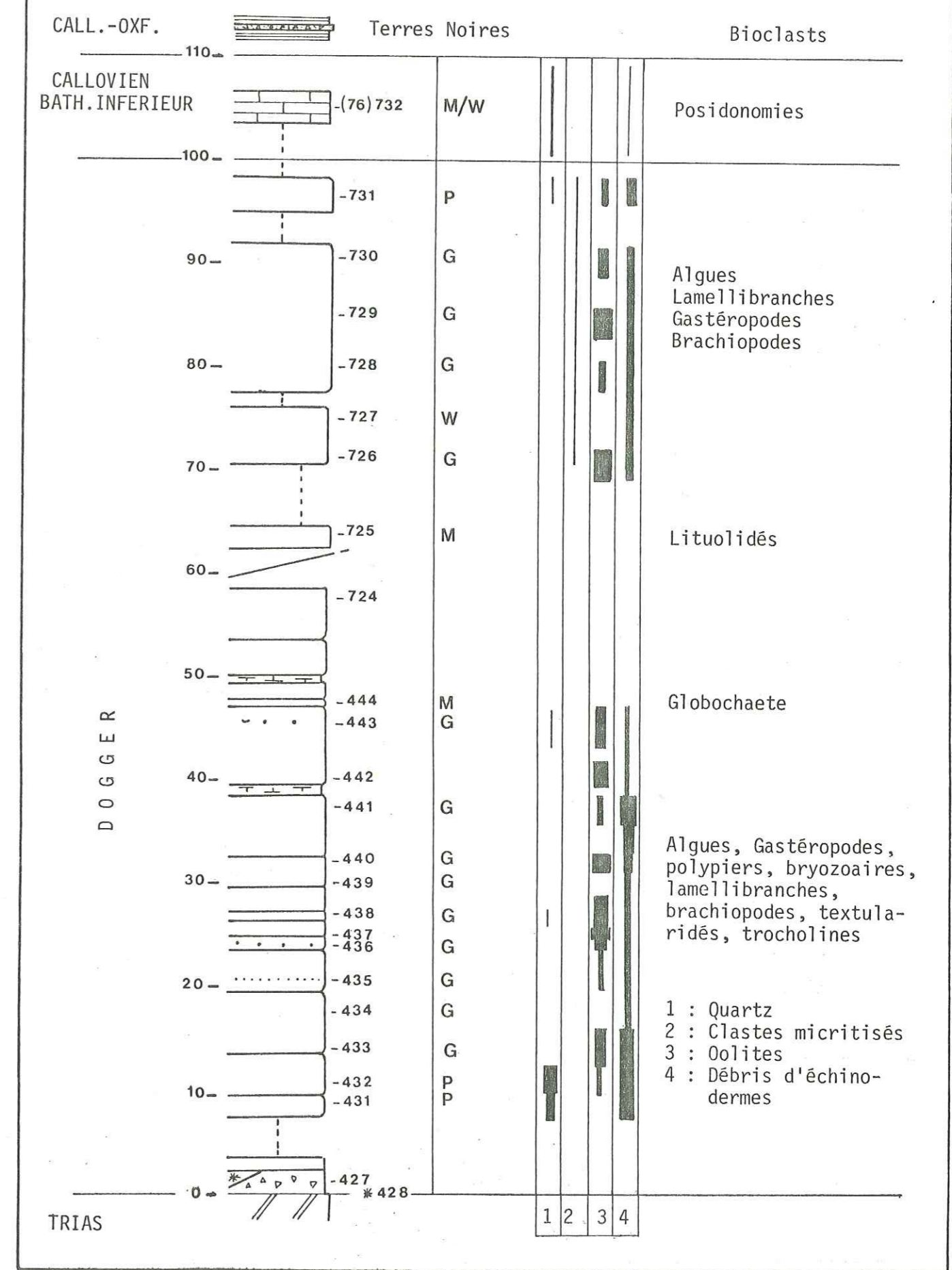


FIG. 21 : SERIE DES LAUZIERES

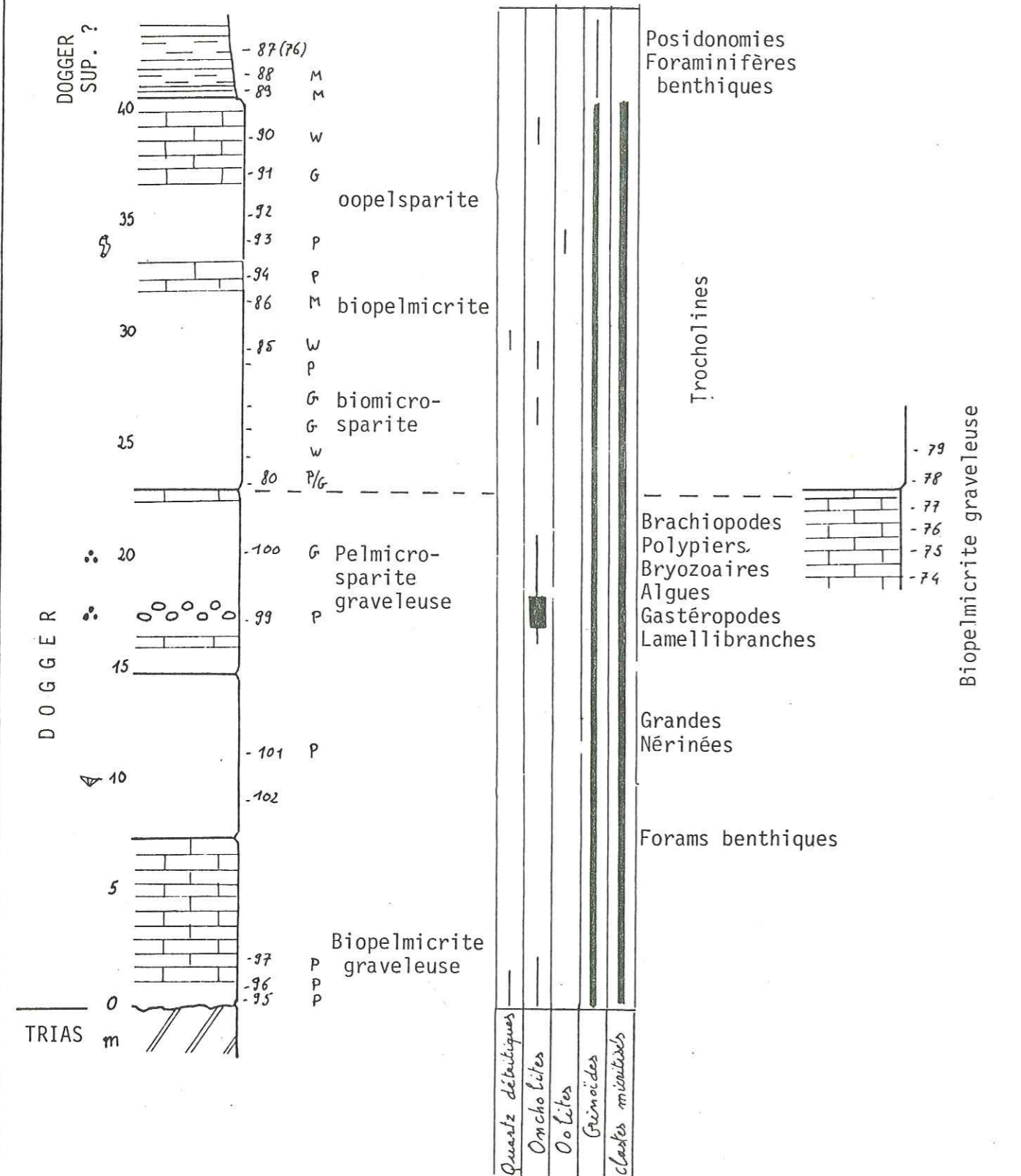
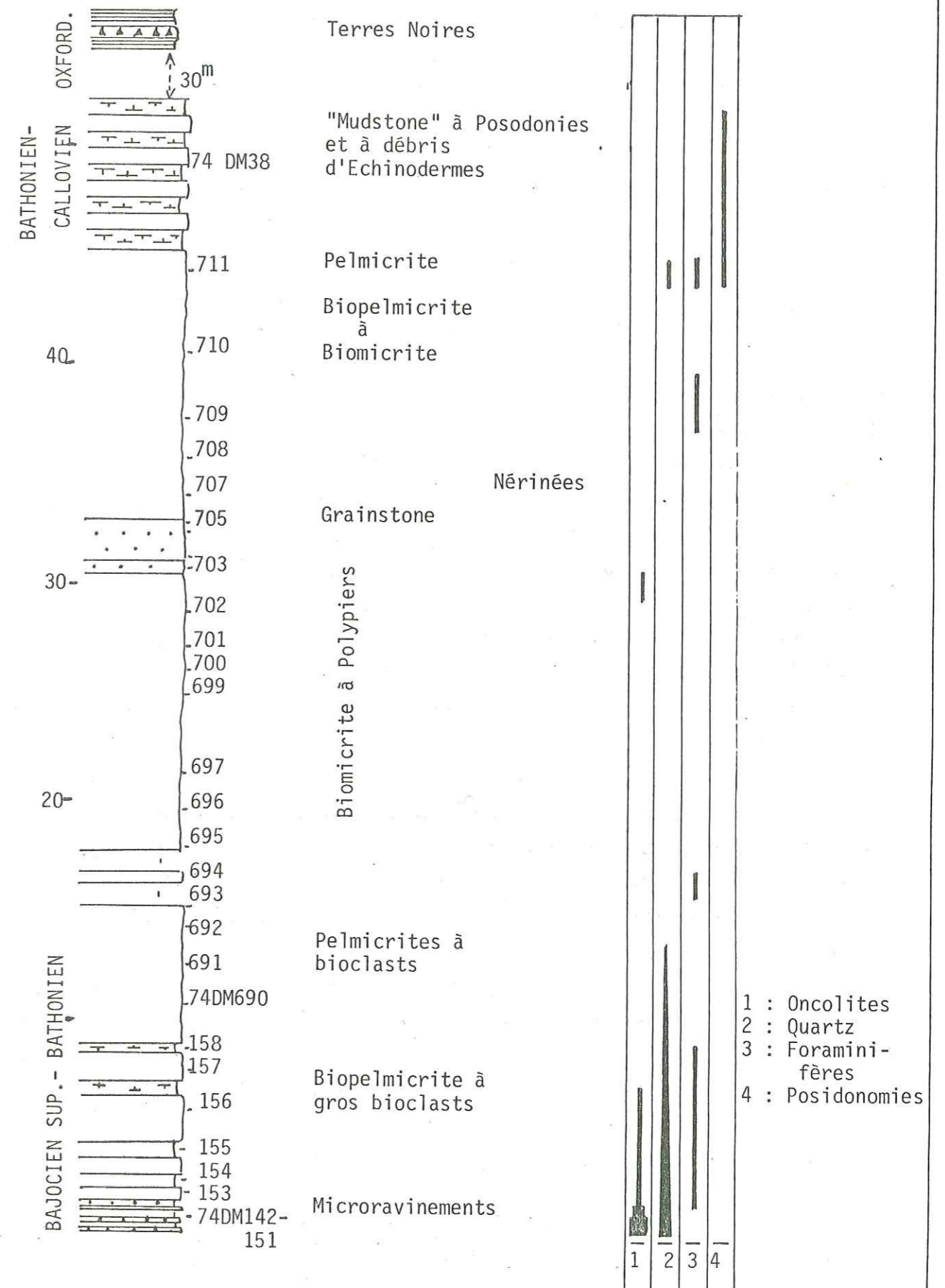


FIG. 22 : COUPE DU LAUZET (DOGGER) - Communication personnelle de D. MERCIER



Les calcaires de Vallouise ont ici une épaisseur de 40 m environ. On notera en particulier l'existence (1) d'un microconglomérat dolomitique à la base et d'un niveau à oolites quelques mètres au-dessus, (2) vers le milieu, d'une passée à grosses oncholites, comme à la coupe des Neyzets n° 2. et (3) au sommet, d'oolites de taille comparable à celles des Neyzets (300 µ environ). Les indices de remaniements ne sont pas évidents ici.

3.3.b. Digitation du Lauzet - Roche Olvera.

Cette unité est en position interne par rapport à celle des Neyzets (cf. p.27).

La coupe du Lauzet (D. MERCIER, communication personnelle) (La Grave n° 8, X = 924,8 ; Y = 311,4) (fig. 22) a été levée au coeur de l'anticlinal du Lauzet, à 100 m environ au-dessus de la route du col du Lautaret. Elle montre une évolution verticale des faciès comparable à celle des Neyzets, avec une barre de calcaires massifs et des niveaux plus tendres. La base de la série affleure au coeur de l'anticlinal et est constituée par une alternance de calcaires en plaquettes et de calcaires plus massifs en bancs décimétriques à patine grise ou brune, riches en oncholites et en petits quartz. Ces calcaires étaient primitivement rapportés au Lias supérieur (BARBIER, 1963) mais leurs microfaciès est très comparable à ceux observés dans le terme inférieur des calcaires de Vallouise des Neyzets (fig. 17), d'âge Dogger. Ces calcaires gris bruns seraient donc déjà d'âge Jurassique moyen.

Les calcaires massifs qui forment la falaise dominant la route sont à rattacher au terme supérieur des calcaires de Vallouise des Neyzets ; ils présentent un microfaciès assez constant de *wackestone* à débris d'échinodermes et de polypiers, où s'intercalent par endroits des passées graveleuses (*grainstone*).

A Roche Olvera, je n'ai pas levé de coupe mais R. BARBIER (1963) cite 150 m de "calcaire en gros banc gris-noir, à pâte fine ; certains niveaux étant zoogènes (polypiers, piquants d'oursins, lits à crinoïdes) ou oolitiques". Ce faciès évoque à la fois les calcaires de Vallouise et ceux de la Rouanne.

3.3.c. Récapitulation.

En résumé, l'examen des calcaires de Vallouise permet d'y distinguer :

- une partie inférieure, constituée de calcaires en plaquettes, fossilifères, plus ou moins graveleux, avec une ou plusieurs passées riches en oncholites (Lauzet, Neyzets, les Lauzières) et en petits quartz détritiques (Lauzet, Neyzets), des oolites pouvant apparaître latéralement (Puy Aillaud).

- une partie supérieure, qui est généralement une barre calcaire massive, où s'intercalent souvent des niveaux plus fissiles comparables aux calcaires de la partie inférieure (Neyzets n° 2, Roche Noire, Les Lauzières) ; des niveaux riches en oolites (resédimentées ?) peuvent apparaître au sommet (les Lauzières, Puy Aillaud). L'interstratification étroite des deux types de faciès (calcaires massifs et alternances montrent qu'ils correspondent à des milieux de dépôt comparables ou voisins.

Les variations latérales décrites sont compatibles avec un modèle de milieu correspondant à des chenaux et à des barrières discontinues, dans un contexte de plate-forme externe, soumis aux apports de la zone de production située sur la plate-forme interne.

Paléogéographiquement, les domaines situés à proximité d'un milieu générateur d'oolites (Puy Aillaud au S, le Plan Paradis au N) se distinguent des domaines de chenaux, plutôt concentrés entre les Neyzets et le S du col du Galibier.

L'épaisseur des calcaires de Vallouise varie peu (50 m environ) jusqu'au Galibier où celle-ci augmente nettement (plus de 100 m) montrant ainsi que les disparités de reliefs synsédimentaires sont peu accentuées sauf vers l'extrême N où les séries épaisses indiquent une subsidence plus rapide du fond. La subsidence générale reste faible dans le secteur envisagée et est compensée par le taux de sédimentation.

3.4. Termes surmontant les calcaires de Vallouise.

Les formations surmontant les calcaires de Vallouise sont différentes suivant les localités à cause de l'instauration d'une morphologie complexe résultant de la subsidence qui affecte l'aire de sédimentation sub-briançonnaise lors de leur dépôt.

3.4.a. Le calcaire de Vallouise noduleux.

Cette formation, peu épaisse (1 m environ), présente un microfaciès hétérogène où se dessinent des plages de biopelmicrite et d'oosparrite à gravelles aux contours peu nets dans une biomicrite à entroques. Ce mélange de microfaciès, observés en alternances juste au-dessous, est la conséquence de glissements synsédimentaires ; il y a donc création de pentes, pas nécessairement très inclinées, consécutives au début de l'approfondissement de la plate-forme. La subsidence s'accélère alors.

3.4.b. Les calcaires marneux à posidonomies.

Ils présentent le microfaciès classique de biopelmicrite à entroques, posidonomies et petits quartz ; légèrement métamorphisés, ils ont souvent un débit en plaquettes.

Dans l'unité de Vallouise - digitation du Petit Galibier, ils sont absents (les Neyzets, S de Roche-Noire, Cibouit) ou peu épais (Les Lauzières, Puy Aillaud, N de Roche-Noire, Plan Paradis, moins de 15 m). Leur épaisseur augmente nettement dans l'unité interne du Lauzet-Roche Olvera (50 m au Lauzet, 200 m à Roche Olvera).

La position analogue dans la série de ces calcaires et des calcaires de Vallouise noduleux suggère la simultanéité de leur sédimentation.

La sédimentation des calcaires marneux à posidonomies, qui nécessite une certaine profondeur de dépôt (en plate-forme externe, cf. supra) a affecté essentiellement la partie interne du domaine envisagé. Les séries épaisses correspondent ainsi aux aires en contrebas vers l'E et le N, les séries réduites caractérisant soit des pentes, soit des points-hauts, vers l'W.

Ceci implique une subsidence différentielle suivant les aires de sédimentation, plus rapide qu'à l'époque du dépôt des calcaires de Vallouise et conduisant à la création de pentes.

3.4.c. La brèche des Neyzets, équivalent de la brèche du Télégraphe (fig. 23).

Cette brèche, peut reposer indifféremment sur l'un des trois termes étudiés plus haut. Elle est d'autant plus épaisse que les calcaires marneux à posidonomies, sont peu représentés ; lorsqu'elle ne montre pas de classement ceux-ci sont absents (les Neyzets), ils apparaissent lorsque la brèche présente un granuloclassement grossier (Sestrières) ou lorsque son épaisseur est réduite (Roche Noire). Inversement, dans l'unité du Lauzet-Roche Olvera, où les calcaires à posidonomies sont épais, il n'y a plus que quelques passées microbréchiques.

La brèche du Télégraphe enregistre un à-coup dans la subsidence contemporaine de la dislocation de la plate-forme. L'approfondissement concomitant, comme on l'a discuté à propos de la brèche du Jas-Cerisier, est générateur de pentes et de reliefs.

. Dans ce type de paléogéographie compliquée, les brèches peuvent s'accumuler au pied des reliefs en cours de destruction (fig. 24 schéma n° 1) et éventuellement raviner les niveaux sous-jacents (schéma n° 2).

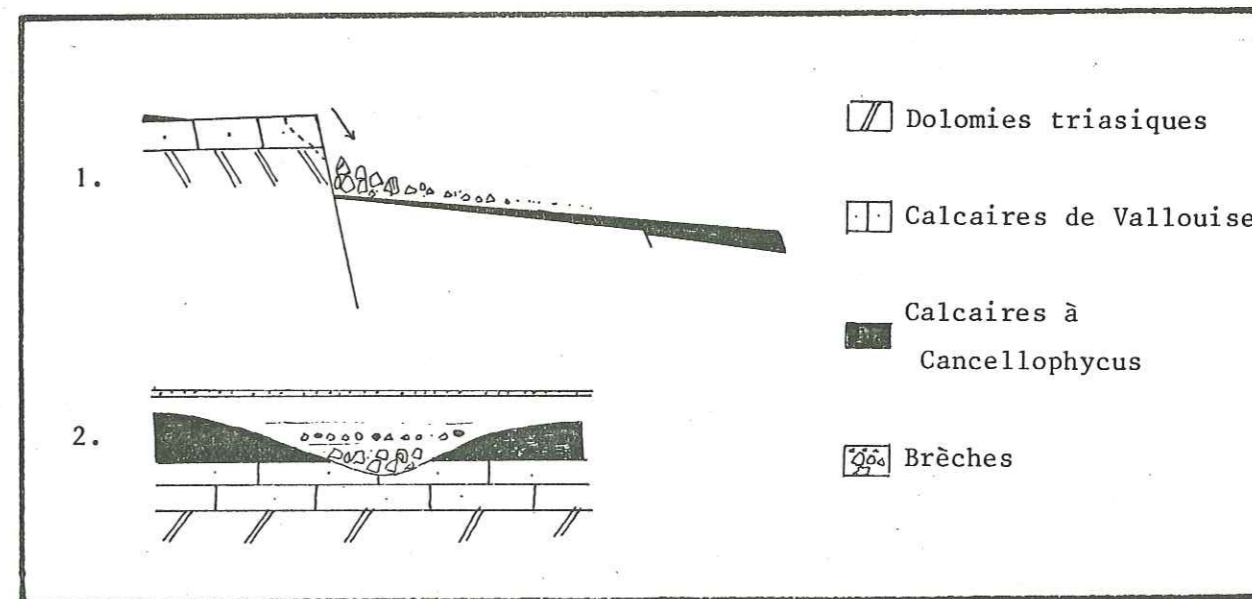


Fig. 24 : Mise en place des brèches dans la morphologie sous marine.

Du point de vue paléogéographique, l'épaississement des calcaires marneux à posidonies dans la région du col du Galibier et la disparition des apports détritiques grossiers du SW vers le NE suggèrent l'existence d'une pente orientée du SW vers le NE. Au S de cette région, le sens des pentes est impossible à reconstituer à cause de la trop faible largeur des affleurements et l'absence d'indications directionnelles.

3.5. Termes supérieurs.

En chaque point où le passage Dogger-Malm est observable, les Terres Noires du Callovo-Oxfordien, riches en calcarénites à la base, reposent indifféremment sur le calcaire de Vallouise, les calcaires marneux à posidonies et la brèche du Télégraphe.

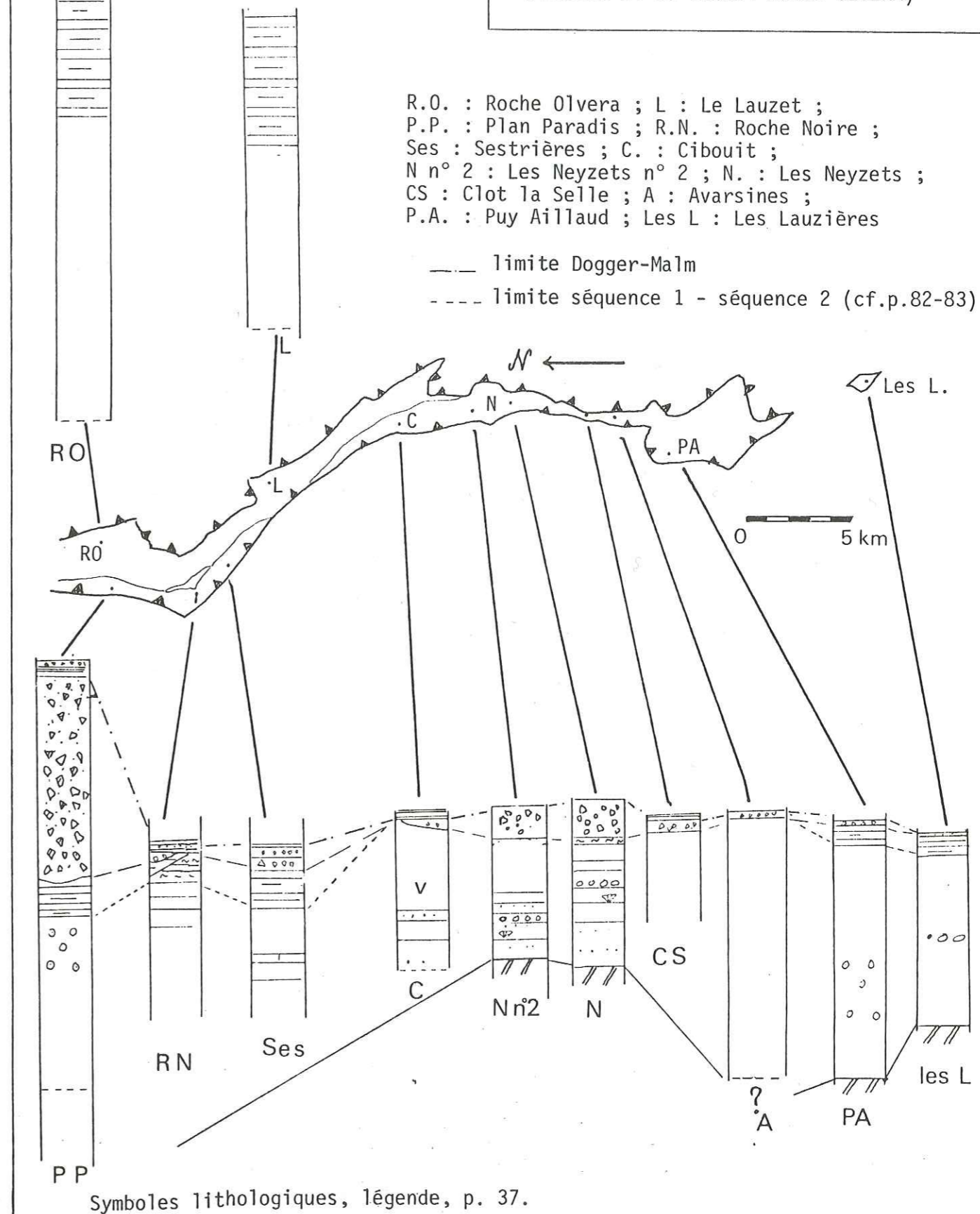
II-4 - Conclusions sur la série des Neyzets : séquences et discontinuités :

Les différentes étapes de l'enfoncement de la marge déjà repérés dans la série de Piolit se retrouvent à quelques nuances près dans la série des Neyzets. Au-dessus des dolomies blanches du Trias, il est possible de définir :

La discontinuité inférieure : Celle-ci correspond à la lacune du Lias, au moins pour les séries comprises entre les Lauzières et les Neyzets. Cette lacune souligne une période d'émersion ou d'érosion sur un haut-fond et éventuellement sur une pente. Au N du Galibier, le Lias semble représenté au moins en partie.

La Séquence n° 1 des calcaires de Vallouise (Bajocien supérieur-Bathonien) : Les calcaires de Vallouise représentent l'équivalent des calcaires de la Rouanne dans l'évolution de la série. Ils constituent une séquence de milieu de chenaux et de barrière discontinue qui est caractérisée par des séquences élémentaires de progradation et des phénomènes de resédimentation. Paléogéographiquement, les aires proches des zones de production d'oolites correspondent aux régions de Puy-Aillaud et du col du Galibier, celles-ci encadrant un domaine intermédiaire siège d'une sédimentation montrant fréquemment des indices de remaniements et un enchevêtrement des différents corps sédimentaires. La subsidence est alors faible.

FIG. 23 : CORRELATIONS DANS LE SECTEUR N (UNITES DE VALLOUISE, DU PETIT GALIBIER ET DU LAUZET-ROCHE OLVERA)



Symboles lithologiques, légende, p. 37.

La discontinuité moyenne : Celle-ci marque le passage des calcaires de Vallouise aux termes supérieurs, que ce soient les calcaires marneux à posidonomies, les calcaires de Vallouise noduleux ou la brèche des Neyzets. Elle n'est pas soulignée par un hard-ground, contrairement à ce qui se passe dans l'unité de Piolit. Elle enregistre une accélération de la subsidence.

La Séquence n° 2 : calcaires à posidonomies, calcaires de Vallouise noduleux (Bajocien-Bathonien) :

Les calcaires de Vallouise noduleux caractérisent une sédimentation de pente, les calcaires marneux à posidonomies, contemporains, marquant un approfondissement du milieu. Une pente, dirigée du SW vers le NE, s'individualise dans la région du col du Galibier. L'accélération de la subsidence montre qu'il s'agit d'une séquence d'approfondissement.

La discontinuité supérieure (Bathonien supérieur-Malm inférieur) :
Là encore, comme pour la série de Piolit, la discontinuité est soulignée localement par les brèches des Neyzets ou du Télégraphe. Celles-ci témoignent d'un approfondissement brutal, contemporain de la dislocation de^{la} plate-forme . De fortes pentes sont alors créées, l'une d'elles semblant orientée du SW vers le NE dans la région du col du Galibier ; ailleurs le sens des pentes n'est pas connu et les fortes variations latérales suggèrent un paléogéographie compliquée.

III - CONCLUSIONS

Récapitulation de la série subbriançonnaise au Jurassique inférieur à moyen.

1. Lithostratigraphie

La série est la suivante (fig. 25) de bas en haut :













a. Dolomie et argilites, parfois lumachelles au sommet, d'âge Trias supérieur et pouvant monter dans le Rhétien (St Apollinaire).

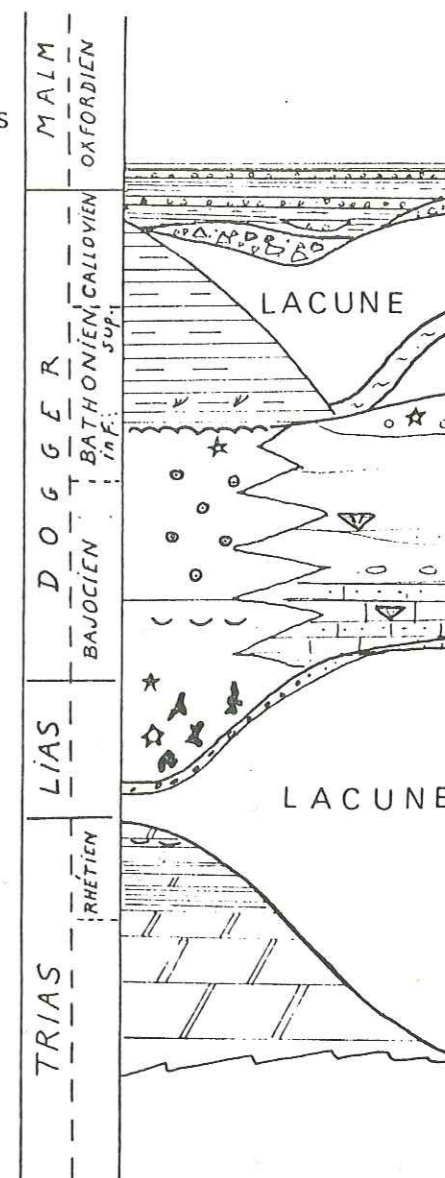
b. Une lacune, qui peut comprendre le Lias dans sa totalité. En d'autres points (N du Galibier), la présence de formations liasiques doit être envisagée.

c. Les calcaires de Vallouise et leur équivalent latéral : les calcaires de la Rouanne. Le dépôt de ces calcaires de plate-forme débute peut être au Lias (calcaire à silex et entroques) mais plus probablement au Dogger (Bajocien ?) ; en certains points, il se termine au Bathonien inférieur par un "hard-ground". Il n'est pas exclu que la sédimentation de plate-forme se poursuive plus tard dans d'autres domaines, dans la partie septentrionale par exemple. Ces deux formations s'intègrent dans un même modèle sédimentaire de milieu de chenaux (les calcaires de Vallouise graveleux) et de barrière discontinue (calcaires de la Rouanne à oolites).

d. Une discontinuité, par endroits représentée par un "hard-ground" daté du Bathonien inférieur (zone à Zigzag), le plus souvent par un simple diastème ; il ne semble pas y avoir de discordance entre les termes encadrant la surface de discontinuité. Il est difficile d'estimer la durée correspondant à l'arrêt de sédimentation, qui est variable suivant les points.

e. Les calcaires marneux à posidonomies et les calcaires de Vallouise noduleux. Ces deux formations ont la même place dans la série. La durée de leur sédimentation est variable suivant les localités et les limites stratigraphiques imprécises, probablement du Bathonien inférieur jusqu'au Callovien.

-  Terres Noires et intercalations microbréchiques
-  Brèches -du Jas-Cerisier -des Neyzets -du Télégraphe
-  Calcaires marneux à posidonomies
-  Calcaires Noduleux de Vallouise
-  Entroques et oolites
-  Calcaires de la Rouanne
-  Rognons siliceux
-  Calcaires de Vallouise
-  Conglomérat de base
-  Lumachelle
-  Argilites
-  Dolomies



Série stratigraphique subbriançonnaise Trias sup.-Malm inférieur

N.B. : Les échelles ne sont pas respectées. Pour les figurés, cf. p. 37

FIG. 25 : SYNTHÈSE DE LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE SUBBRIANCONNAISE DU TRIAS AU JURASSIQUE MOYEN

f. Brèches du Jas-Cerisier et des Neyzets. Ces brèches, placées au même endroit dans la série, contiennent des éléments issus des niveaux sous-jacents. L'âge de leur mise en place est mal connu : de Bathonien supérieur à Oxfordien.

g. Terres Noires à microbrèches. Elles couronnent la série et marquent le début d'une période nouvelle dans l'évolution du domaine sub-briançonnais vers le milieu pélagique profond.

2. Evolution séquentielle, données paléogéographiques et coupes palinspastiques.

L'étude sédimentologique des différents termes a montré qu'ils pouvaient être groupés en deux séquences du 3^{ème} ordre (selon la nomenclature de J. DELFAUD, 1974), encadrées par des continuités. A propos de certaines d'entre elles, des cartes paléogéographiques et des coupes palinspastiques sont présentées (fig. 26 à 29).

Sur un substratum triasique de dolomies et d'argilites, viennent successivement de bas en haut :

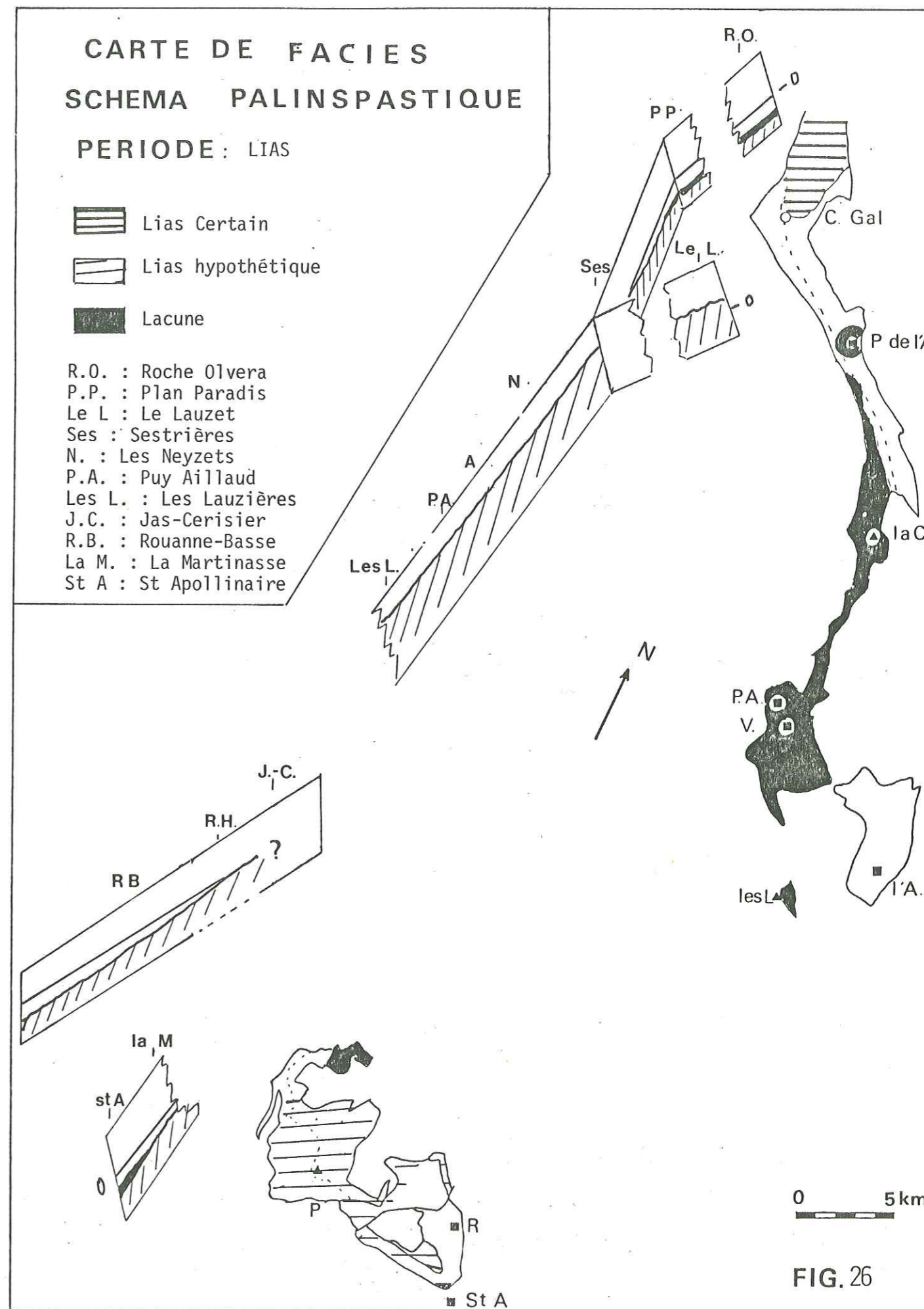
a. Discontinuité inférieure (Lias p.p.).

Cette discontinuité, soulignée par un microconglomérat, correspond en certains points à la lacune du Lias (les Neyzets) ; ailleurs cette lacune n'est pas prouvée. Elle marque un léger approfondissement : passage du domaine supratidal au domaine de plate-forme externe. Entre temps, le domaine étudié a pu se trouver en position haute, éventuellement émergé, où les sédiments ne pouvaient se maintenir s'il s'en déposait.

Carte de faciès et coupe palinspastique au Lias (fig. 26)

Trois types de régions ont été distinguées sur la carte :

- les domaines où l'existence du Lias est quasi-certaine : au N, l'unité du Roche Olvera, et à l'extrême S, l'unité de St Apollinaire.
- les régions où l'existence du Lias est hypothétique, celui-ci serait alors représenté par les calcaires à silex et entroques, d'épaisseur réduite (10 à 20 m au plus).
- les domaines où le Lias n'est pas représenté (séries lacunaires).



Sur la coupe palinspastique (fig. 26), il a été suggéré l'existence d'une aire émergée, correspondant à l'unité de Vallouise, encadrée par des domaines immergés (Piolit, Galibier), à faible profondeur.

b. 1^{ère} séquence : Calcaires de Vallouise et calcaires de la Rouanne. (Lias p.p. et Dogger jusqu'à Bathonien inférieur). (fig. 27).

C'est une séquence de plate-forme. Le milieu de dépôt peut être celui de chenaux et de barrières discontinues, probablement à la limite de la plate-forme externe, et recevant des apports à partir de la plate-forme interne.

Localement cette séquence peut correspondre à un comblement (calcaires de la Rouanne) : séquence à énergie de dépôt croissante, ou à un épandage (les Neyzets) : multiples séquences élémentaires d'accrétion.

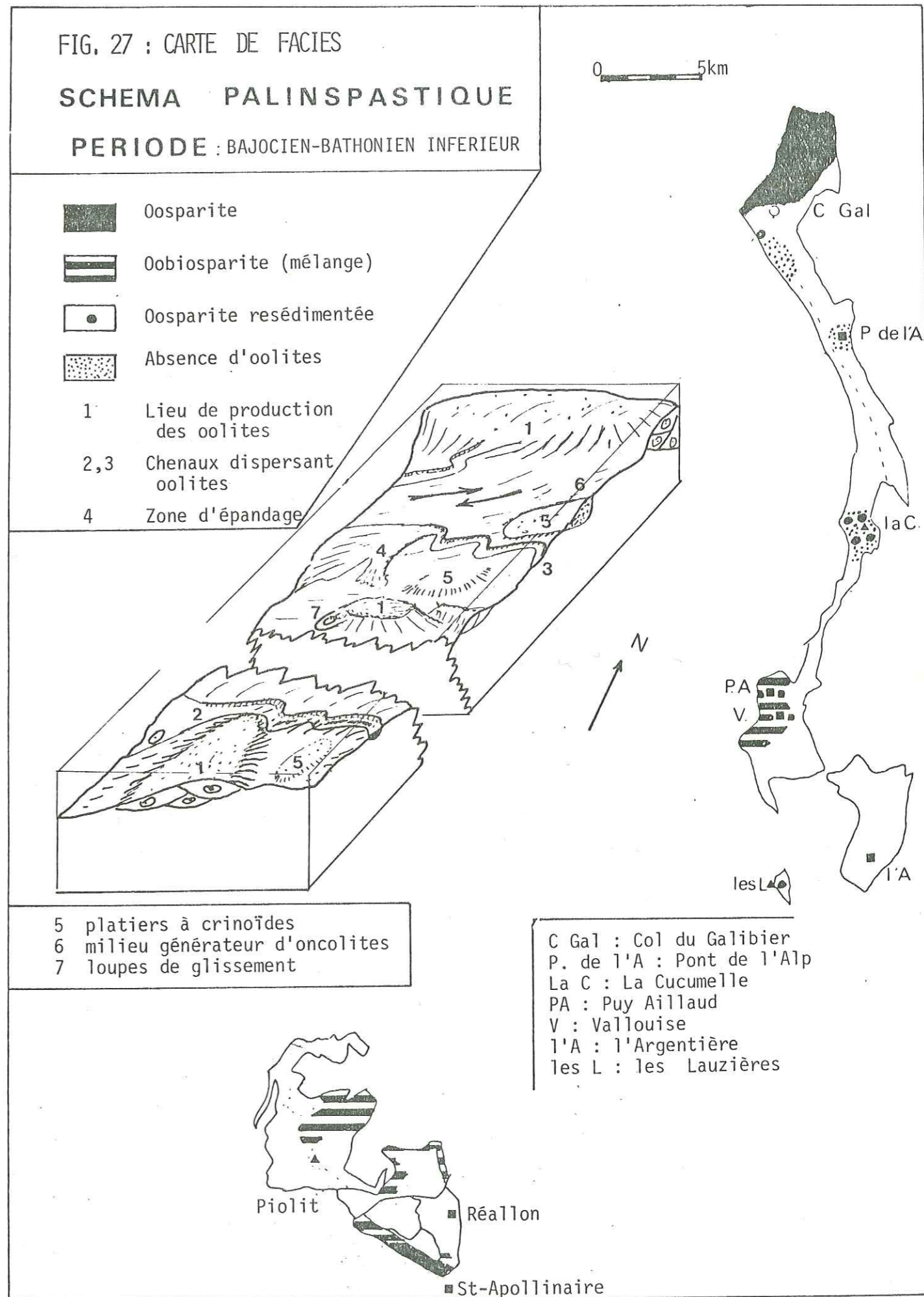
La subsidence est alors faible.

La carte des faciès au Bajocien-Bathonien inférieur correspond à la répartition des faciès de la partie supérieure de la 1^{ère} séquence. On y distingue :

- 1- les domaines de production d'oolites (régions de St Apollinaire au S, de Puy-Aillaud au centre et du Galibier au N).
- 2- Au voisinage de ces domaines, les sédiments présentant des concentrations variables en oolites : oobiosparites dans le domaine de Piolit par exemple.
- 3- les domaines à oolites resédimentées : oobiomicrocrites ou passées à oolites entre bancs micritiques, aux Lauzières ou aux Neyzets.
- 4- les domaines sans oolites : biopelmicrocrites ou biopelmicrosparites graveleuses, plutôt concentrés entre les Neyzets et le S du col du Galibier.

A partir de la nature des faciès observés et de leur répartition géographique, il est possible de dessiner un modèle de la plate-forme subbriançonnaise au Bathonien inférieur, c'est-à-dire juste avant son enfouissement.

Une orientation Nord-Sud a été indiquée mais l'étroitesse des affleurements de la zone subbriançonnaise ne permet pas de préciser une orientation de paléostructures E-W ; une symétrie d'axe N-S a donc été conservée sur le schéma. Remarquons (fig. 27) :



(1) les barrières oolitiques à fleur d'eau, dans la zone d'action des vagues, (2) les chenaux dispersant le matériel oolitique et le benthos, (3) les chenaux se terminant par (4) des zones d'épandage (région des Neyzets), (5) les platiers à crinoïdes, (6) un milieu mal caractérisé où se déposent des *packstone* et où peuvent se former des oncholites ; il est soumis à des apports de provenance diverses (flèches) ; des loupes de glissement de matériel oolitique peuvent s'y resédimer (7).

c. Discontinuité moyenne (Bathonien inférieur)

Cette discontinuité marque le début de l'enfoncement de cette partie de la marge téthysienne. Elle enregistre le passage du domaine de plate-forme soumis à l'agitation des vagues et aux apports de la zone de production de la plate-forme interne à un domaine plus distal par rapport à ces sources et soumis aux influences pélagiques. Paléogéographiquement, le "hard-ground" pourrait correspondre à un talus : point de rupture en amont de la pente proprement dite.

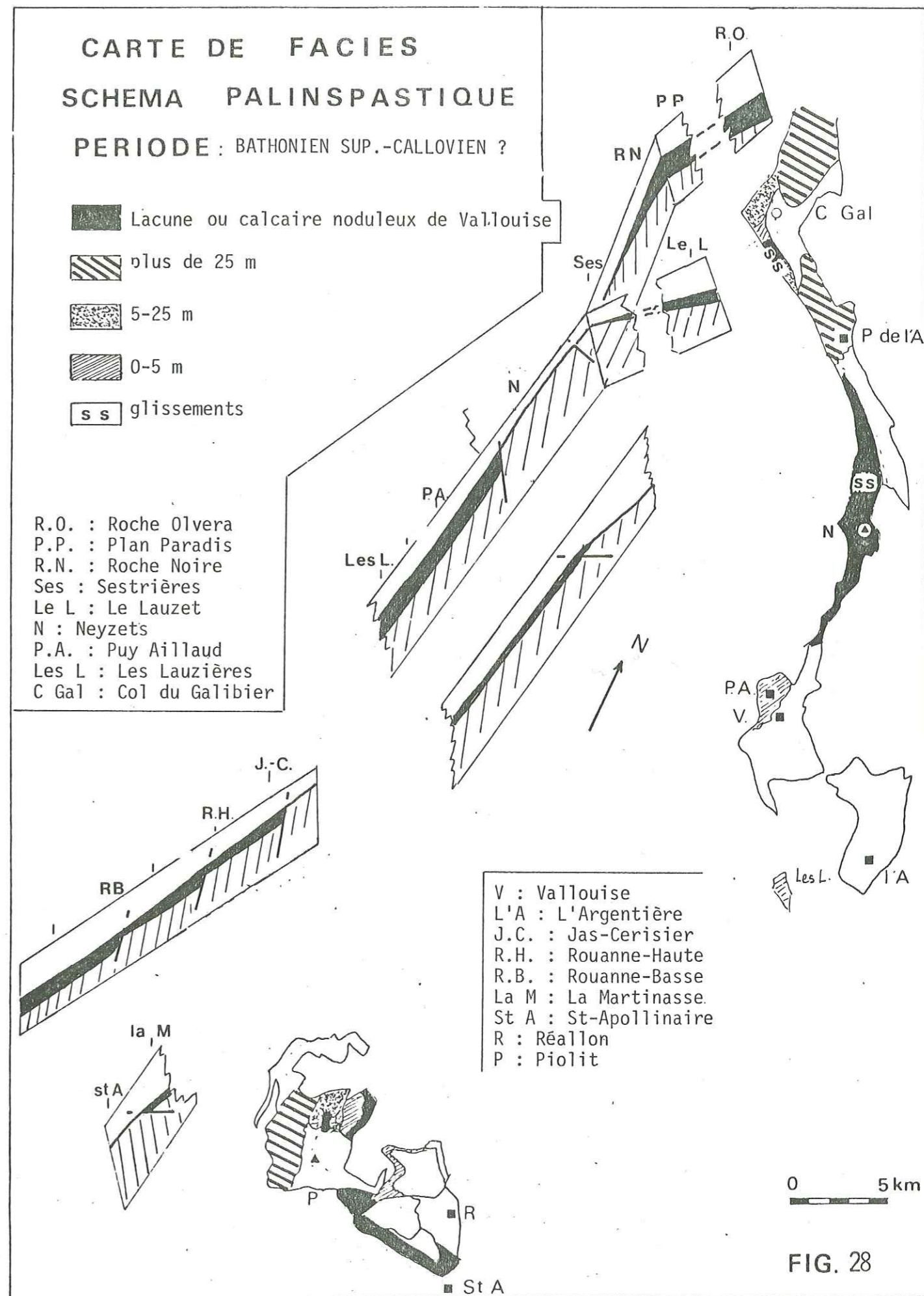
d. 2^{ème} séquence : les calcaires marneux à posidonomies - calcaires de Vallouise noduleux (Bathonien inférieur à Callovien ?) (fig. 28).

Il s'agit d'une séquence d'approfondissement puisque l'on passe, de bas en haut, des biopelmicrites, encore à affinités de plate-forme, à des boues à Radiolaires et Posidonomies, de caractère pélagique franc. Des pentes apparaissent, caractérisées par des réductions de série, des glissements synsédimentaires (Lautaret, Rouanne-Haute) ou, à certains endroits (Neyzets, Roche Noire), par le faciès du calcaire de Vallouise noduleux. La subsidence s'est accélérée.

La carte de la fig. 28 indique les variations d'épaisseur des calcaires marneux à posidonomies ainsi que la localisation des affleurements de calcaire de Vallouise noduleux. Les séries épaisses sont localisées dans les unités de Piolit-Rouanne-Basse (au S) et du Lauzet Roche Olvera (au N), les séries réduites se trouvant principalement dans l'unité de Vallouise-Petit Galibier ainsi que tout-à-fait au S dans celle de St Apollinaire-La Martinasse.

La coupe palinspastique montre un modèle paléogéographique possible de la zone subbriançonnaise, à la fin du dépôt des calcaires marneux à posidonomies, probablement au Callovien.

Deux schémas ont été envisagés :



1. Les domaines où les calcaires à posidonies sont absents correspondent à des hauts-fonds.

Les écailles de la Martinasse-St Apollinaire et l'unité de Vallouise sensu stricto correspondraient donc à de telles zones hautes. De cette hypothèse résulte la notion de pentes opposées de part et d'autre de ce haut-fond, c'est-à-dire inclinée vers le SW à Piolit et vers le NE au Galibier.

2. Les séries lacunaires peuvent correspondre à des domaines de pentes suffisamment fortes pour que les sédiments ne puissent s'y maintenir; la paléogéographie est alors complexe et il est difficile de donner une image exacte de la zone étudiée; les variantes proposées pour certaines parties du schéma montrent certaines configurations possibles.

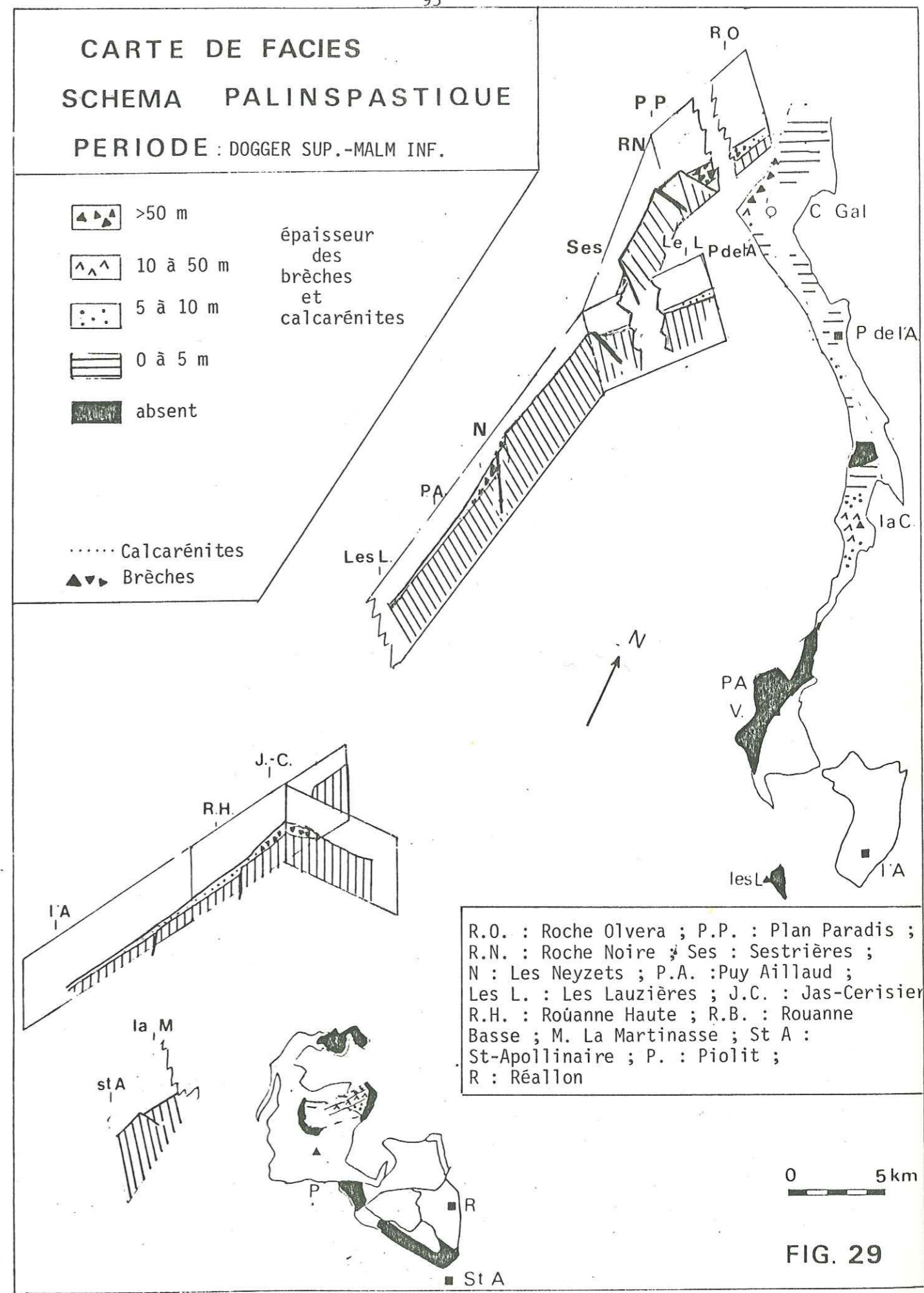
Dans ces deux schémas, l'idée du non parallélisme de la paléogéographie par rapport aux structures tectoniques est clairement illustrée de toutes façons.

e. Discontinuité supérieure (Dogger supérieur-Malm inférieur)

(fig. 29).

Cette discontinuité marque le passage du domaine de plateforme externe vers le milieu pélagique où la profondeur de compensation des carbonates sera atteinte en certains endroits. Localement, elle est soulignée par les brèches du Jas-Cerisier et des Neyzets; ailleurs une lacune, de durée inconnue (Callovien p.p. ?), n'est pas à exclure. Cette époque voit l'instauration d'une paléogéographie compliquée, résultat de la dislocation de la plateforme (en blocs basculés?).

Sur la carte de faciès, l'épaisseur des brèches apparaît d'autant plus importante que les termes de la 2^{ème} séquence sont peu représentés. Au N, les brèches se cantonnent dans les unités subbriançonnaises externes. Au S, dans le domaine de Piolit une direction de transport et probablement de pente SW a été relevée. Le schéma palinspastique ne prétend pas représenter la configuration exacte du domaine subbriançonnais mais correspond plutôt à l'image qui peut être donnée des types de reliefs de l'époque. Il illustre l'hypothèse d'une paléogéographie accidentée résultant du basculement de blocs. Certains traits de la paléogéographie du toit des calcaires à posidonies sont conservés : pente tournée vers le SW dans la région de



Piolit et plutôt tournée vers les domaines internes dans la région du col du Galibier et sur la transversale du Lauzet. Dans la région centrale (Neyzets) des phénomènes de ravinement et des reliefs escarpés ont été envisagés.

Cette paléogéographie fortement contrastée marque le début de l'histoire "océanique" de cette partie de la marge téthysienne, qui sera désormais le siège d'une sédimentation en milieu pélagique profond. Le taux de subsidence, très important au début de cette période, diminuera ensuite progressivement.

Modèle de répartition horizontale des faciès.

L'enchaînement vertical des faciès au travers des séquences et des discontinuités traduit -comme nous l'avons montré- le passage d'une sédimentation néritique à une sédimentation en domaine pélagique. Si l'on applique à cette succession de faciès la loi de WALTER-GOLOWINSKY, qui veut qu'une telle succession soit à l'image des dispositions paléogéographiques à une époque donnée, on obtient un profil de ce que pouvait être au Dogger la bordure sub-briançonnaise (fig. 30).

L'absence de données ne permet pas de figurer une zone émergée qui ferait suite au milieu soumis à l'influence néritique. Il est certain cependant que celle-ci existait puisqu'à l'époque où les conditions néritiques régnaient dans le domaine subbriançonnais, l'île briançonnaise était émergée à l'E.

La figuration (fig. 30) de la zone néritique s'inspire des modèles courants de plate-forme, tels ceux proposés par J. DELFAUD (1974), J. BOURULLEC et al. (1973) pour la plate-forme carbonatée du Quercy et de l'Aquitaine, caractérisées par la présence de zones de production d'oolites à la même époque.

La singularité du modèle proposé ici tient au mode de transition entre la zone à très faible profondeur et le bassin proprement dit ; on rencontre successivement : (1) des biopelmicrites fréquemment glissées à oncholites, riches en crinoïdes, lituolidés, où apparaissent des posidonies et des ctenostreons ; (2) des pelmicrites calcaréo-argileuses riches en posidonies, où apparaissent progressivement des radiolaires, et où on note localement la présence de Cancellophycus ; (3) des brèches, des glissements synsédimentaires

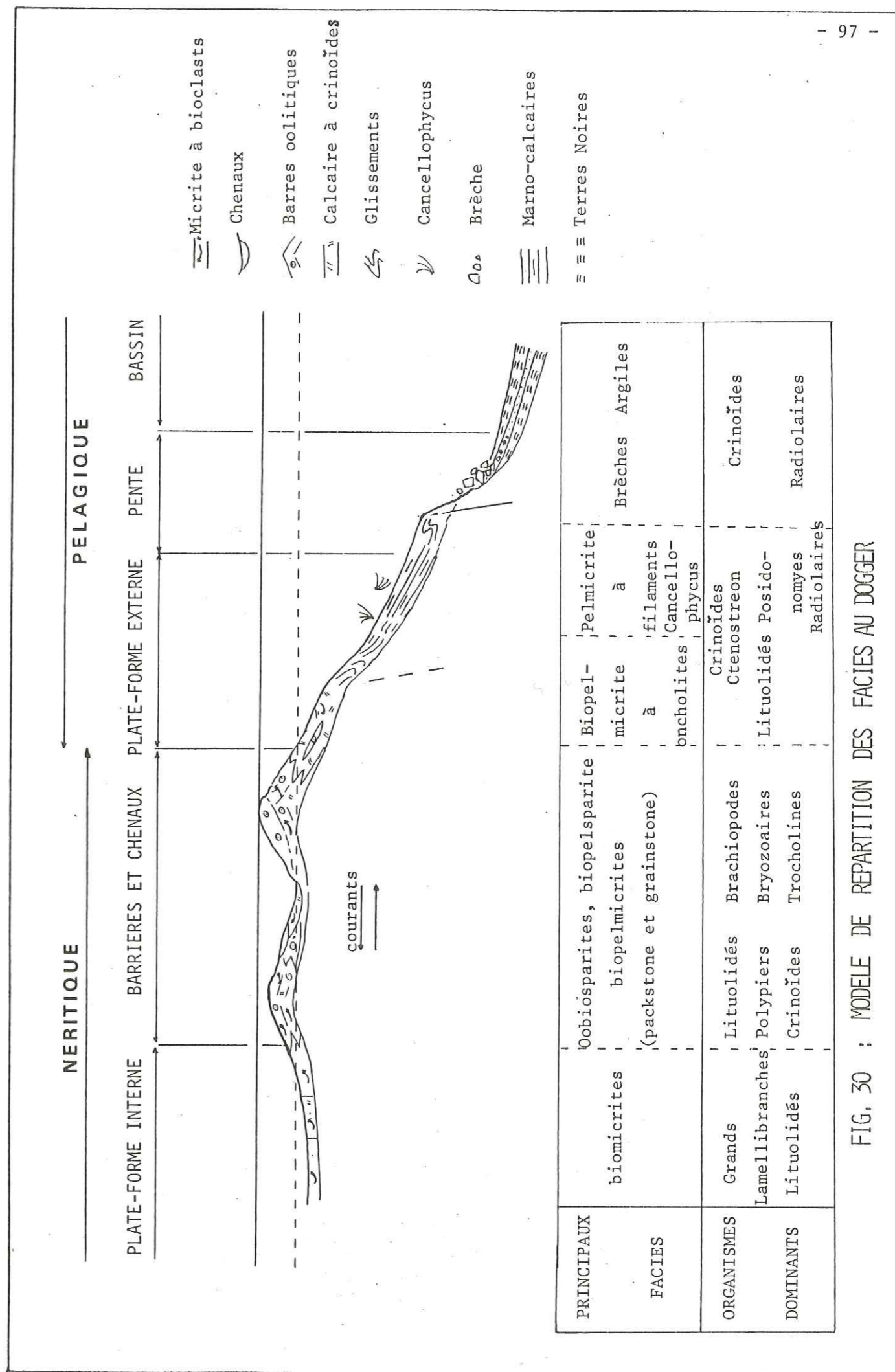


FIG. 30 : MODELE DE REPARTITION DES FACIES AU DOGGER

ou des lacunes, qui marquent le passage au milieu pélagique profond, où se déposent les Terres Noires contenant des radiolaires et quelques crinoïdes.

L'intérêt de ce modèle est de pouvoir se comparer aux schémas de transition entre milieu néritique et milieu pélagique établis sur les bordures d'îles voisines au Dogger, en particulier sur la bordure ardéchoise du massif Central à l'W (ELMI, 1967), de l'autre côté du bassin dauphinois, et sur la bordure briançonnaise, à l'E (MERCIER, 1977).

Sur la bordure ardéchoise, polluée par les importants apports terrigènes venant du massif Central alors émergé, la transition néritique-pélagique est plus graduelle ; on rencontre ainsi successivement après les biomicrites gréseuses à entroques, brachiopodes et oncholites algaires de milieu néritique : (1) des pelmicrites à filaments, oncholites, galets phosphatés et spicules ; (2) des micrites plus ou moins argileuses, richements biodétritiques avec "slumps", contournements et écroulements ; (3) des calcaires à Cancellophycus et à chailles (pelmicrites à filaments) ; (4) des calcaires siliceux se chargeant en matériel argileux ; enfin (5) des calcaires argileux et des "marno-calcaires", où s'observent des glissements, qui passent aux Terres Noires.

Le fait important à noter est l'apparition de certains faciès au même moment sur les deux bordures ardéchoises et subbriançonnaises : les faciès néritiques avant le Bathonien inférieur (oolites, biomicrites à entroques), les pelmicrites à filaments, à Cancellophycus et à posidonomes au Bathonien inférieur, puis les Terres Noires, au Bathonien supérieur ou au Callovien en Ardèche et probablement au Callovien (tardif ?) en Subbriançonnais. Ceci rappelle l'appartenance des deux bordures à un même système, celui du bassin dauphinois.

De son côté, le modèle offert par les successions de faciès en domaine briançonnais présente des caractéristiques différentes. Un horizon condensé, souligné soit par une lacune, soit par des brèches et microbrèches ou encore par des formations de calcaires à posidonomes peu épaisses, marque notamment le passage rapide des conditions de la plate-forme externe, où se déposent des biopelmicrites riches en crinoïdes et foraminifères benthiques, au milieu pélagique profond, siège d'une sédimentation de micrites calcaires.

A noter que, contrairement à ce qui se passe en Ardèche à l'W, le domaine briançonnais est pratiquement épargné par les apports terrigènes. Enfin, la submersion de l'île briançonnaise n'intervient que tardivement, au Bathonien supérieur. Tout se passe donc comme si le Briançonnais, qui dominait le bassin dauphinois et le domaine subbriançonnais jusqu'au Bathonien supérieur y compris, rattrapait rapidement son retard à la fin du Dogger pour s'incorporer à l'Océan Téthysien.

CHAPITRE II

LA SEDIMENTATION PELAGIQUE AU JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE
DANS LE SECTEUR SUBBRIANCONNAIS DES HAUTES-ALPES

INTRODUCTION	Pages
1. Présentation du chapitre	103
2. Echelles chronologiques	104
3. Renseignements pratiques	106
PARTIE A - LES FACIES, INTERPRETATION, PROBLEMES SPECIFIQUES	
A.1. Présentation de la série pélagique subbriançonnaise	109
A.2. Les mécanismes de la sédimentation	116
A.3. La sédimentation carbonatée en domaine pélagique	128
A.4. Le problème de la silice, les silicifications	142
A.5. Les minéralisations	154
A.6. Les argiles	160
A.7. Aspects de la diagenèse	167
A.8. Conclusions, interprétations des différents faciès	174
PARTIE B - RECONSTITUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS	
B.1. Introduction	181
B.2. Période I : Oxfordien	183
B.3. Période II : Oxfordien supérieur-Tithonique	191
B.4. Période III : Kimméridgien (?) - Tithonique	199
B.5. Période IV : Tithonique supérieur-Berriasien	204
B.6. Période V : Valanginien-Barrémien	208
B.7. Période VI : Aptien-Albien moyen (?)	212
B.8. Période VII : Albien supérieur-Cénomanién	214
B.9. Période VIII : Turonien	221
B.10. Période IX : Sénonien inférieur	222
B.11. Période X : Campanien-Paléocène	231
B.12. Conclusion	234

LA SEDIMENTATION PELAGIQUE AU JURASSIQUE SUPERIEUR ET AU CRETACE
DANS LE SECTEUR SUBBRIANCONNAIS DES HAUTES-ALPES.

INTRODUCTION

1. Présentation du chapitre

Les successions de faciès et leurs variations latérales dans la série pélagique subbriançonnaise du Jurassique supérieur-Crétacé, peuvent se comprendre à l'aide de deux coupes type, celle de l'Arche (unité de Piolit) et celle de la Martinasse (unité de la Martinasse) respectivement. La première se caractérise par une série stratigraphique relativement continue de l'Oxfordien au Paléocène, avec des périodes d'omission sédimentaire au cours du Crétacé moyen. Les faciès rencontrés se retrouvent sur la majeure partie du territoire étudié, et sont significatifs d'un environnement profond. La seconde succession, à série stratigraphique lacunaire et condensée, est moins répandue et caractérise un type d'environnement particulier, pente ou haut-fond, ayant existé pendant tout le Jurassique supérieur et une partie du Crétacé.

Dans un premier temps, les divers faciès rencontrés dans ces coupes seront examinés dans le but de reconstituer l'histoire des sédiments depuis leur mise en place jusqu'à leur diagénèse, sans toutefois s'attacher au problème des transformations tardives (métamorphisme notamment) qu'ils ont subi au cours de l'orogénèse alpine. L'aspect paléocéanographique (mode de profondeur de dépôt, environnement chimique des fonds marins), attirera tout particulièrement l'attention.

La reconstitution des paléoenvironnements du secteur étudié sera ensuite abordé à la lumière de l'interprétation des faciès et des cartes de répartition de ceux-ci. Des schémas palinspastiques seront proposés pour quelques moments significatifs.

2. Echelles chronologiques

L'extrême rareté et la mauvaise conservation des macrofossiles (Ammonites de l'Oxfordien, *Aptychus*, *Belemnites*) recueillis dans les divers niveaux de la série pélagique subbriançonnaise implique le recours à la micro-paléontologie et aux nannofossiles.

Par comparaison avec des biozones mises en évidence dans des régions voisines (chaînes subalpines : B. BEAUDOIN, 1972 ; Briançonnais, M. BOURBON, 1971), nous nous sommes rapportés pour le Jurassique supérieur aux divisions suivantes :

- la "zone" à Protoglobigérines, caractérisée par un développement de ces organismes à l'Oxfordien supérieur, un "pic" au Kimméridgien inférieur, et leur extinction à la fin du Kimméridgien (BEAUDOIN, 1977).
- la "zone" à *Saccocomidae*, dont le début au Kimméridgien est marqué par un épanouissement très rapide et qui se prolonge jusqu'au Tithonique moyen (BEAUDOIN, 1977).

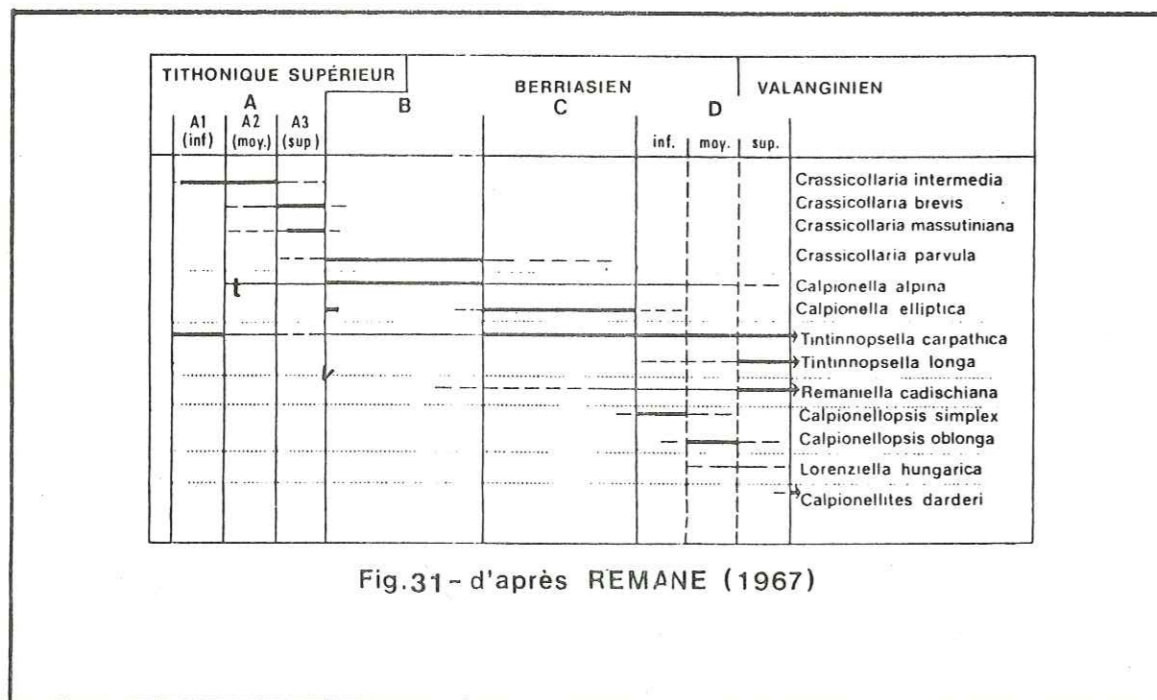


Fig.31 - d'après REMANE (1967)

- la "zone" à Calpionelles, qui constitue un repère stratigraphique précis pour la période Tithonique supérieur-Berriasien. Dans le domaine dauphinois, J. REMANE (1967) distingue quatre zones successives A, B, C, et D, (fig. 31) correspondant aux intervalles entre les événements suivants : 1. Apparition des Calpionelles avec une variété de *Tintinnopsella carpathica* et *Crassicollaria aff. intermedia* ; 2. Développement maximal de *C. alpina* ; 3. Epanouissement de *T. carpathica* ; 4. Apparition du genre *Calpionellopsis* ; 5. Apparition de *Calpionellites darderi*.

Pour le Crétacé, l'échelle chronologique repose sur les déterminations de foraminifères planctoniques en lames minces, faites par J. SIGAL⁽⁺⁾ et sur les déterminations de nannofossiles en frottis, faites par C. MÜLLER⁽⁺⁾.

Foraminifères planctoniques : les principales divisions faites dans le Crétacé sont les suivantes :

1. Albien supérieur et Cénomaniens ; association de *Rotalipora appenninica*, *R. cushmani*.
2. Sénonien inférieur ; association de : *G. lapparenti*, *G. linnei*, *G. sigali*, *G. convexa*, *G. inflata*, *G. angusticarinata*, *G. coronata*. Le Santonien a pu localement être reconnu grâce à une forme conique de *G. sigali*.
3. Le Campanien ; association de *G. stuarti*, *G. lapparenti*, *G. bulloides* et *G. fornicata*.
4. Le Maestrichtien ; association de : *G. marginata*, *G. arca*, *G. linnei*, *G. gr. lapparenti* et *G. contusa*.
5. Le Paléocène, avec les Globigérines à tests épais et le genre *Globorotalia*.

Nannofossiles . Les subdivisions suivantes ont été utilisées :

Valanginien-Hauterivien :

Watznaueria barnesea, *W. communis*, *W. britannica*, *Cyclopygeosphaera deflandrei*, *Nannoconus colomii*, *Cruciellipsis cuvillieri*, *Parhabdolithus embergeri*, rares *Micrantholithus obtusus* et *Manivitella pemmatoides*.

(+) M. J. SIGAL et Mme C. MÜLLER ont bien voulu étudier mes échantillons. Qu'ils soient remerciés ici pour leur aide précieuse.

Barrémien :

M. hoschulzi, *N. colomi*, *P. embergeri*, *W. barneasae*.

Albien supérieur Cénomaniens inférieurs (éch. 77-176 à 180)

Eiffelithus turriseiffeli, *Zygodiscus diplogrammus*,
Prediscosphaera cretacea, *M. pemmatoides*, *P. splendens*, *W. britannica*,
W. barnesea.

Sénonien inférieur (Santonien ?)

Tetralithus pyramidus, *Eiffelithus turriseiffeli*, *P. cretacea*,
Lucianorhabdus cayeuxi, *W. barnesea*.

Campanien :

Broinsonia parca, *Arkangelskiella cymbiformis*, *Gartnerago*
obliquum, *Cribosphaera ehrenbergi*, *Cretarhabdus crenulatus*, *M. staurophora*.

3. Renseignements pratiques

Les coupes stratigraphiques, au nombre de 43, ont été rassemblées à la fin de l'ouvrage, en annexe. Elles possèdent toutes un numéro d'ordre, qui est cité lorsqu'il est fait référence à l'une d'entre elles au cours de l'exposé.

Chapitre II, Partie A

LES FACIES ; INTERPRETATION, PROBLEMES SPECIFIQUES

	Pages
A-I - PRESENTATION DE LA SERIE PELAGIQUE SUBBRIANCONNAISE	109
I.1. Coupe de l'Arche	109
- Les Terres Noires (Oxfordien)	
- L'ensemble des "brèches bleues" (Oxfordien sup.-	
Tithonique)	
- L'ensemble calcaréo-siliceux (Tithonique ?)	
- Les calcaires à cherts (Tithonique-Berriasien)	
- Les alternances calcaires-calcschistes (Crétacé inf.)	
- Les schistes et brèches (Albien-Cénomaniens)	
- le flysch de l'Aiguille (Sénonien inf.)	
- Les calcschistes planctoniques rouges et blancs	
(Campanien-Paléocène).	
I.2. Coupe de la Martinasse	114
- Les calcaires blancs (Jurassique sup.-Crétacé inf.)	
- Les <i>hard-grounds</i> minéralisés, lacune du Crétacé inf.	
- Les schistes noirs (Albien-Cénomaniens)	
- Les calcschistes planctoniques (Crétacé sup.)	
A-2 - LES MECANISMES DE LA SEDIMENTATION	116
2.1. Les différents aspects de la sédimentation rythmique	116
2.2. La sédimentation "arythmique"	126
A-3 - LA SEDIMENTATION CARBONATEE EN DOMAINE PELAGIQUE	128
3.1. Rappel sur les données de la nature actuelle : la dissolution des carbonates, le concept de C.C.D..	128
3.2. L'évolution de la C.C.D. dans le temps, exemple de l'Atlantique Nord..	130
3.3. L'estimation de la C.C.D..	132
3.4. Application à la série subbriançonnaise, évolution de la paléobathymétrie.	132
3.5. Conclusions, le problème du niveau absolu de la C.C.D..	141

	Pages
A-4 - LE PROBLEME DE LA SILICE, LES SILICIFICATIONS	142
4.1. La silice dans les sédiments subbriançonnais.	142
4.2. Conclusions préliminaires sur les silicifications subbriançonnaises.	146
4.3. La silice dans les sédiments océaniques.	147
4.4. Conséquences pour la formation des cherts subbriançonnais.	151
4.5. Conclusion, problèmes en suspens.	153
A-5 - CROUTES ET MINERALISATIONS	154
5.1. Les minéralisations des séries lacunaires : Géométrie, pétrographie, chimisme, âge, modèle de mise en place.	154
5.2. Les croûtes vertes du Jurassique supérieur dans la série de Piolit.	159
A-6 - LES ARGILES	160
6.1. Résultats des analyses.	164
6.2. Discussions des résultats. Origine des principales phases argileuses rencontrées.	166
A-7 - ASPECTS DE LA DIAGENESE	167
7.1. Lithification de la "brèche bleue".	167
7.2. Diagenèses dans l'ensemble calcaréo-siliceux.	170
7.3. Induration des calcaires micritiques (Js-Ci).	171
7.4. Minéraux d'origine diagénétique.	172
A-8 - CONCLUSIONS, INTERPRETATIONS DES DIFFERENTS FACIES	174
8.1. Les Terres Noires (Oxfordien).	174
8.2. Les "brèches bleues" (Oxfordien sup.-Tithonique).	174
8.3. L'ensemble calcaréo-siliceux (Tithonique).	175
8.4. Les calcaires à cherts (Jurassique sup.-Crétacé inf.).	177
8.5. Les calcaires interlits marneux (Crétacé inf.).	177
8.6. Les schistes noirs et brèches (Albien-Cénomaniens).	177
8.7. Le flysch de l'Aiguille (Sénonien inf.).	178
8.8. Les calcschistes planctoniques (Crétacé sup.).	178
8.9. Les calcaires blancs (Jurassique sup.-Crétacé inf.).	178
8.10. Les croûtes et minéralisations (Crétacé inf. ?).	179

A-I - PRESENTATION DE LA SERIE PELAGIQUE SUBBRIANCONNAISE.

I.I. Une coupe-type : la coupe de l'Arche (unité de Piolit-Rouanne-Basse, coupe n° 12).

Cette coupe débute au pied de l'arête NNW du sommet de l'Arche à 2130 m d'altitude dans les Terres Noires de l'Oxfordien et se termine au sommet de l'Aiguille (2366 m) dans les calcschistes planctoniques du Paléocène. Les couches ont un pendage de 10 à 30° vers l'E. La série montre, de bas en haut (fig. 32) :

1.1.1. Les Terres Noires, où s'intercalent de nombreuses calcarénites rousses décimétriques parfois granuloclassées ; vers le haut, les schistes prennent une couleur verte et sont partiellement remplacés par des niveaux jaunes calcaréo-siliceux.

En lame mince, les calcarénites contiennent des grains de dolomies du Trias, du calcaire à oolites de plate-forme du Dogger, des micrites azoïques ou à Radiolaires, de nombreux quartz et des grains opaques ; les niveaux fins calcaréo-siliceux ainsi que les schistes peuvent contenir des Radiolaires en abondance. Les minéraux d'origine diagénétique peuvent être abondants : silice, feldspaths (albite), minéraux opaques.

- épaisseur apparente : 15 m

- âge : fin du Callovien-Oxfordien moyen (cf. p. 250).

1.1.2. Deux niveaux de brèches de couleur gris-bleu, d'aspect noduleux, pratiquement monogéniques en apparence, de 1,50 m et 8 m d'épaisseur respectivement. Ceux-ci encadrent une série de calcaires micritiques et de calcschistes gris où on n'observe que des Radiolaires en lame mince.

La brèche inférieure contient des galets arrondis centimétriques de dolomie (5 %), de calcaires de plate-forme du Dogger (5 %) et de micrite calcaire (85 %). Le ciment est très argileux et présente par endroits une patine jaune.

La brèche supérieure, qui sera décrite désormais sous le nom de "brèche bleue" est grossièrement granuloclassée et constituée de 95 % d'éléments calcaires micritiques aux formes contournées, imbriqués les uns dans les autres.

En lame mince, les éléments micritiques ne présentent pas des microfaciès identiques ; en effet, la fraction biodétritique, constituée notamment par des débris d'échinodermes, ammonites, protoglobigérines, *Saccocomidae*, radiolaires et gastéropodes est inégalement répartie dans les éléments. A l'intérieur des éléments, on observe, outre les bioclastes, des figures géotropes par endroits non concordantes avec la stratification, des bioturbations, des quartz et des albites d'authigenèse (50 μ). Le liant entre les éléments voit sa composition varier entre un pôle calcaire et un pôle argilo-ferrugineux ; dans le premier cas, il est généralement abondant, à grain légèrement plus grossier (microsparitique), et contient des radiolaires, des débris d'échinodermes et des petits quartz ; dans le second, son aspect rappelle plutôt un joint stylolithique, du fait de son épaisseur réduite à quelques mm, de son aspect flexueux et notamment de traces de dissolution (par compaction ?), mises en évidence par les tronçatures brutales qui affectent les fossiles à la périphérie des éléments micritiques.

La surface inférieure de la "brèche bleue" est enduite par endroit d'une pellicule millimétrique verdâtre-noire, siliceuse, en continuité apparente avec le ciment.

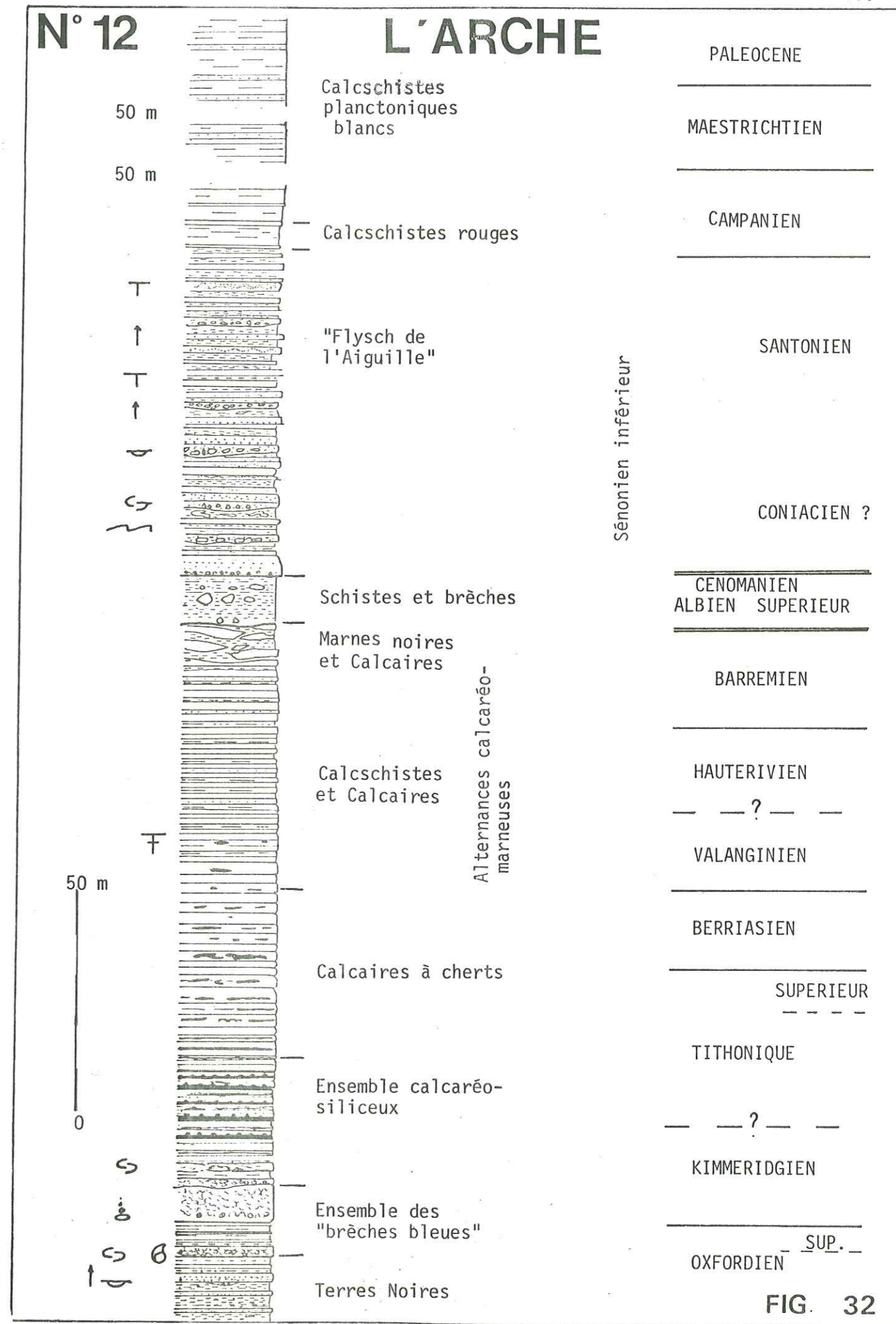
- épaisseur de l'ensemble : 16 m

- âge : la brèche inférieure s'est mise en place

dans l'intervalle Oxfordien-Kimméridgien. On y trouve en effet des Protoglobigérines et *Perisphinctes* sp. (remanié ?) de l'Oxfordien (détermination R. ENAY).

La brèche supérieure ("brèche bleue") s'est mise en place dans l'intervalle Kimméridgien-Tithonique moyen (présence de Protoglobigérines et de *Saccocoma*).

1.1.3. Un ensemble calcaréo-siliceux où le taux de silice atteint son maximum au milieu de la formation. Les faciès sont variés : calcarénites classées à patine jaune (quelques cms), calcaires à cherts noirs plus ou moins riches en silice (épaisseur inférieure au dm) et des niveaux fissiles verts



d'aspect extérieur comparable à celui de radiolarites. Tous ces faciès ne contiennent que des Radiolaires en quantité variable, parfois siliceux.

- épaisseur : 25 m

- âge : Kimméridgien-Tithonique moyen (datation par encadrement).

1.1.4. Un ensemble de calcaires à cherts en bancs de 10 à 25 cm présentant une bonne continuité latérale ; les cherts sont disposés en lits dans la partie inférieure et en rognons dans la partie supérieure, leur fréquence diminuant. Les calcaires sont des micrites à radiolaires et très rares calpionelles.

- épaisseur : 30 m. Le sommet de la formation correspond au sommet de l'Arche.

- âge : Tithonique supérieur-Berriasien à calpionelles.

1.1.5. Un ensemble de bancs de calcaires blancs micritiques décimétriques et de niveaux calcschisteux plus fins (5 cm environ). Les inter-lits calcschisteux passent à des marnes sombres dans le tiers supérieur de la série. Dans cette partie, observable seulement sur les versants du col entre l'Arche et l'Aiguille (car une faille passe par le col), les bancs calcaires sont plus épais (50 cm) et montrent des figures de glissements synsédimentaires au sommet, les interbancs étant marneux et noirs. Des niveaux de calcarénites ou des lumachelles à *Aptychus* et belemnites peuvent s'intercaler dans la série. Les calcaires sont toujours des micrites à radiolaires et très rares débris de phosphate (dents de poissons ?).

- épaisseur : 50 m

- âge : Les niveaux marneux des deux premiers tiers de la série sont datés du Valanginien-Hauterivien par des nanofaunes ainsi que la partie supérieure (gros bancs) d'âge Barrémien.

1.1.6. Des schistes vert-noir farcis de blocs de Trias, de Dogger, de Malm, et d'Albien (foraminifères), de tailles variables (cm ou m). Certains niveaux sont franchement bréchiques ou silteux.

- épaisseur : 6 m

- âge : les foraminifères planctoniques donnent un âge Cénomaniens pour la partie supérieure, les nanofossiles datant l'ensemble

des schistes de l'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur (zone à *Eiffelithus turriseiffeli*).

1.1.7. Un flysch calcaire qui sera décrit dans la suite sous le nom de "flysch de l'Aiguille", où s'observent les faciès suivants : brèches (inférieures au m), turbidites Ta-e (au sens de BOUMA, 1962), calcarénites (5 à 50 cm) à rides de courant ou à laminations parallèles, parfois siliceuses, montrant souvent des traces de bioturbation sur leur surface supérieure, calcaires fins à figures de charges (10 à 20 cm), marnes et schistes calcaires. Le détritisme est en majorité calcaire et argileux, il s'y ajoute en petite quantité des quartz, des micas et de la glauconie.

- épaisseur : 120 m

- âge : - A la base, les foraminifères sont d'âge Coniacien-Santonien (Sénonien inférieur).

- Entre 40 et 80 m au-dessus de la base les nanofossiles sont au moins d'âge Santonien.

- Les derniers mètres sont probablement déjà d'âge Campanien (foraminifères).

1.1.8. Un niveau de calcschistes et de calcarénites rouges riche en quartz et minéraux opaques.

- épaisseur : 5 m

- âge : Campanien (foraminifères et nanofossiles).

1.1.9. Une série de calcaires et de calcschistes blancs constituée de niveaux alternativement plus durs et plus tendres, décimétriques. En lame mince, ce sont des micrites à foraminifères planctoniques.

- épaisseur : 130 m

- âge : Les 50 premiers mètres sont datés du Campanien, viennent ensuite 70 m de Maestrichtien, les 10 derniers mètres appartenant au Tertiaire (Paléocène). La série est apparemment continue.

Ce type de succession est très largement répandu, à quelques nuances près, sur l'ensemble du domaine étudié ; il s'oppose à la série type suivante, limitée à certains secteurs.

I.2. Une autre coupe-type : La coupe de la Martinasse (unité de la Martinasse)

Cette coupe se situe vers 1980 m d'altitude dans le haut vallon de la Martinasse. Les différents termes lithologiques ont réagi de façon variable aux déformations tectoniques, très intenses dans ce secteur ; aussi les contacts entre ces différents ensembles sont-ils souvent oblitérés et leur interprétation sédimentologique rendue délicate.

Cette coupe se caractérise par l'extrême variabilité latérale de la série et par la réduction de l'épaisseur de l'ensemble, en comparaison avec la série de l'Arche.

Sur les calcaires marneux à posidonomies du Jurassique moyen précédemment étudiés reposent successivement (fig. 33).

1.2.1. Des calcaires blancs massifs micritiques. En lame mince, la structure est hétérogène, certaines plages aux contours flous et plus riches en organismes se distinguent du fond micritique. On y observe des radiolaires, des débris d'ammonites et d'échinodermes, des *Aptychus*, des protoglobigérines et des *Saccocoma*.

- épaisseur : 3 à 5 m (difficilement estimable)
- âge : Jurassique supérieur.

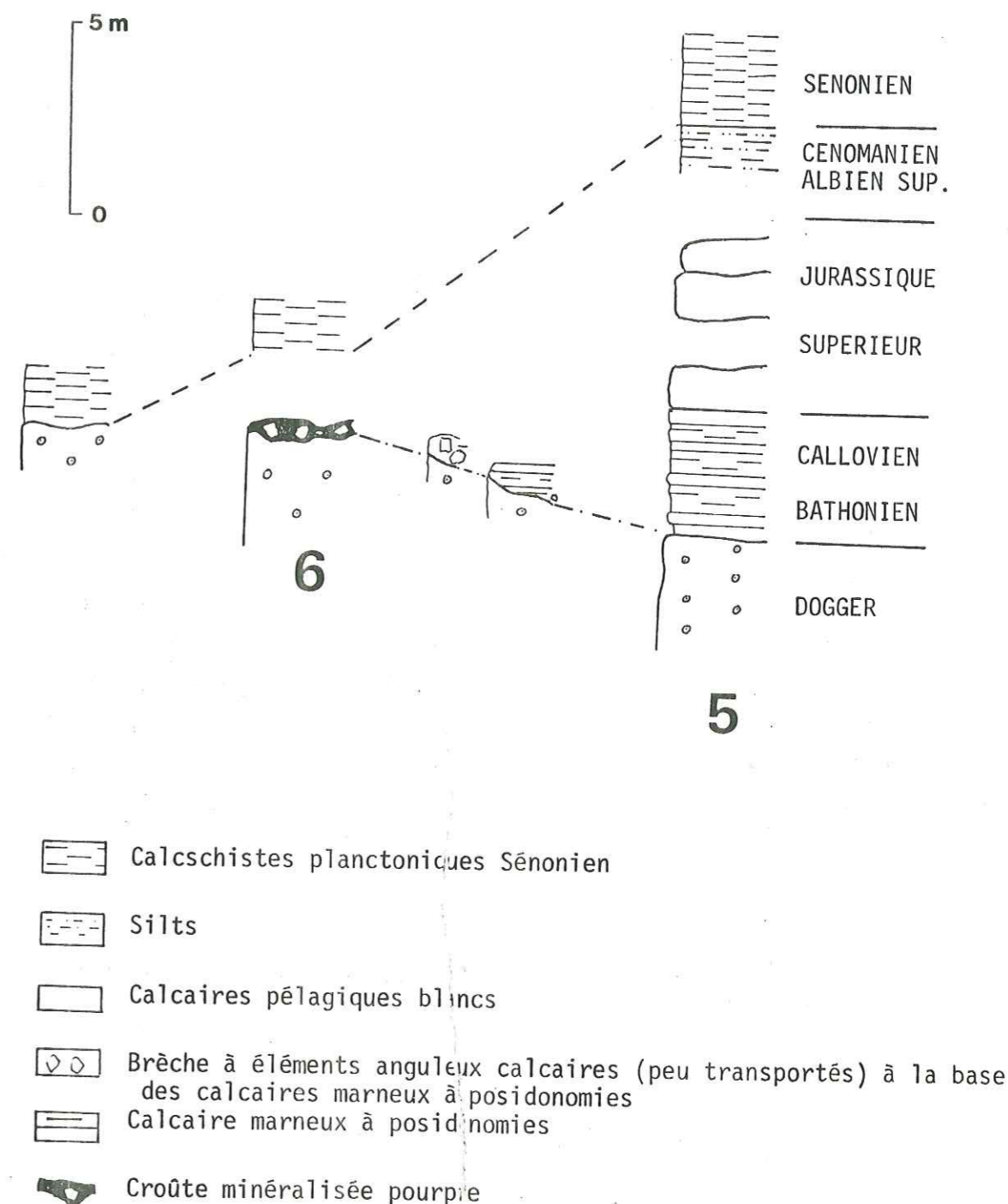
1.2.2. Des pélites noires avec quelques lentilles plus calcaires. Elles contiennent des grains de chlorite, du matériel opaque en abondance ainsi que quelques rares foraminifères planctoniques.

- épaisseur : 3 à 5 m
- âge : Albien-Cénomanién (foraminifères)

1.2.3. Des calcschistes planctoniques de faciès tout-à-fait identiques à ceux connus partout en domaine Briançonnais à l'E.

- épaisseur : au moins 100 m, les replis affectant la série ne permettant pas de donner une estimation plus précise.
- âge : Sénonien inférieur à Campanien (foraminifères).

FIG. 33 : LA MARTINASSE



1.2.4. Variation latérale (coupe n° 6).

20 m au N de cette coupe, les calcschistes planctoniques reposent directement sur le calcaire oolitique de la Rouanne. Celui-ci est surmonté par une croûte rouge ferrugineuse et montre un aspect bréchifié dans sa partie supérieure sur quelques centimètres, l'enduit ferrugineux constituant le ciment. Cette croûte souligne donc une lacune du Jurassique moyen au Crétacé supérieur.

A-2 - LES MECANISMES DE LA SEDIMENTATION.

Dans cette partie, on s'attachera à reconstituer les processus physiques de dépôt des sédiments sans tenir compte des transformations dues à la dissolution au cours du dépôt et des transformations diagénétiques ultérieures.

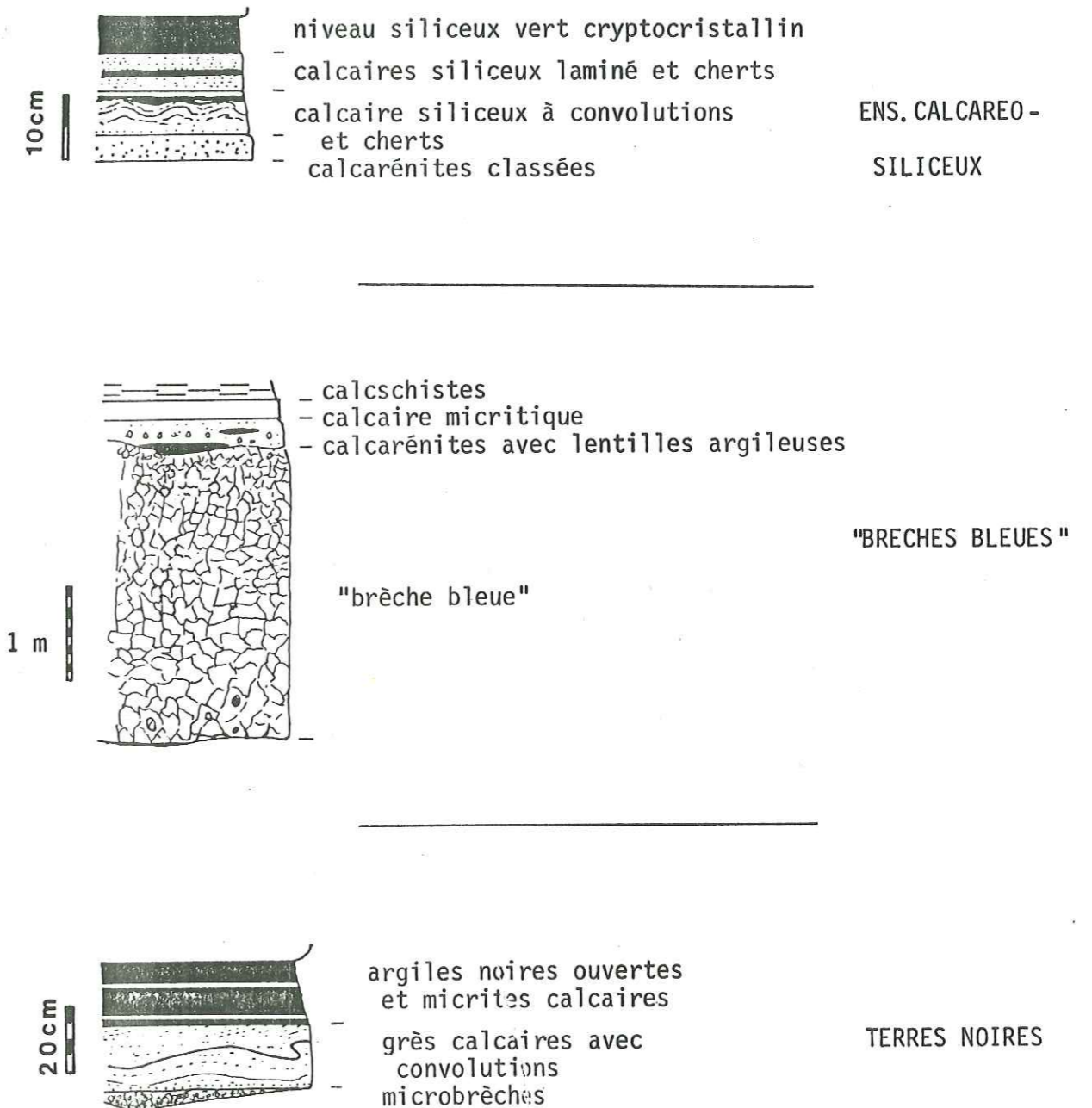
Parmi les ensembles lithologiques observés dans les deux coupes-types, certains présentent les caractères d'une sédimentation "rythmique", qui peut se schématiser par la répétition plus ou moins régulière d'une séquence élémentaire ou unité de dépôt. C'est le cas pour la plupart des unités lithologiques de la coupe de l'Arche. A l'opposé, il n'est pas possible de distinguer des rythmes sédimentaires dans les schistes et brèches de l'Albien-Cénomaniens ; ceux-ci s'apparentent à certains ensembles lithologiques définis à la coupe de la Martinasse, ou l'absence d'organisation interne caractérise une sédimentation "arythmique" ; la signification de ce dernier mode de sédimentation devra être trouvée.

2.1. Les différents aspects de la sédimentation rythmique, recherche des séquences élémentaires.

2.1.1. Les Terres Noires (unité n° 1 ; fig. 34)

Dans cette unité, la séquence élémentaire de dépôt est une séquence de turbidite, au sens où A. BOUMA (1962) l'a définie, avec une microbrèche granuloclassée d'épaisseur variable (0 à 5 cm) à la base,

Fig. 34 : SEQUENCES TYPES DANS LE MALM SUBBRIANCONNAIS



une calcarénite où l'on observe successivement un niveau à laminations parallèles centimétriques, un niveau à *convolutes laminations* et rides de courants décimétrique, puis un niveau à grains fins disposés en stratifications entrecroisées. L'ensemble est surmonté par des marnes, d'abord franchement

calcaires puis essentiellement argileuses. Ces dernières peuvent être considérées comme la fraction hémipélagique de la séquence.

Dans d'autres coupes, la séquence peut se réduire à deux termes : microbrèche et schistes. Du point de vue du paléoenvironnement, ces séquences turbiditiques en milieu pélagique caractérisent un environnement de cône sous-marin au pied d'un canyon (MUTTI et RICCI-LUCCHI, 1972).

2.1.2. Les brèches du Malm (unité n° 2), le problème de la genèse de la brèche bleue, aspect séquentiel (fig. 34).

Avant de dégager dans cet ensemble une éventuelle "unité de dépôt", il nous paraît nécessaire d'examiner certains aspects du faciès particulier de la "brèche bleue".

Le mélange des microfaciès des éléments : Apparemment identiques sur le terrain, les éléments micritiques présentent en fait des microfaciès variés ; en particulier, on peut trouver *juxtaposés dans une même lame mince des éléments d'origine différentes* : oobiomicrocrites issues de la plate-forme et micrites à Radiolaires pélagiques, et *d'âge différents* : Kilianines du Bathonien supérieur dans une micrite à Radiolaires, pelmicrites à Posidonies du Dogger-Malm inférieur, micrite à Protoglobigérines de l'Oxfordien-Kimméridgien, micrite à *Saccocoma* du Kimméridgien-Tithonique (coupes de la Plaine et des Tours du Cuchon).

Les indications de remaniement : A la coupe de la Plaine, des Belemnites situées sur la surface inférieure de la "brèche bleue" montrent une orientation privilégiée, suggérant leur mise en place dynamique; les figures de *glissements synsédimentaires* à l'intérieur de la brèche (coupe du Cuchon-Grande Autane) et les granuloclassements (coupe de l'Arche) sont fréquents; enfin, des ravinements peuvent s'observer à la base des brèches (La Plaine), ils sont toutefois peu marqués. En lame mince, certaines hétérogénéités

observées dans les micrites et le fait que certaines figures géotropes ne concordent pas avec la stratification (coupe du Cuchon), peuvent aussi être interprétés comme des figures de remaniements.

Les disparités d'origine des éléments et les nombreux indices de remobilisation des sédiments constituant la brèche suggèrent d'interpréter celle-ci comme un ensemble resédimenté. Cette interprétation s'opposerait à celle qui prévalait à l'époque de la thèse de M. LATREILLE (1961), où l'on voyait dans la création de telles brèches, l'effet de "remaniements sur place", comme dans les pseudo-brèches du Tithonique sub-alpin.

Les brèches ne se placent pas au hasard dans la série mais représentent le terme inférieur d'une *séquence* comportant de bas en haut : brèche, calcarénites et lentilles de schistes, calcaires micritiques et calcschistes. Dans la coupe de l'Arche, cette séquence ne se reproduit que deux fois dans sa totalité, et on observe surtout la succession calcaires, calcschistes ; ailleurs (coupe de la Plaine n° 17) les termes intermédiaires peuvent manquer, la séquence se réduit alors aux deux termes : brèches, schistes. Localement, de gros éléments micritiques et des figures de contournement (glissements synsédimentaires) peuvent s'observer dans la masse même de la "brèche bleue". Enfin la brèche, généralement bien classée, est souvent granuloclassée (coupe de l'Arche, n° 12 ; La Plaine, n° 17) et il n'est pas rare d'y observer à la base des figures de ravinement d'amplitude décimétrique ainsi que des belemnites orientées suivant une direction préférentielle.

Ces faits d'observations ne sont pas sans rappeler les caractères des faisceaux contournés décrits dans le Tithonique-Crétacé inférieur des chaînes subalpines (BEAUDOIN et al., 1975) ainsi ^{que} les observations faites sur les termes de base de certaines turbidites (MUTTI et al., 1972). En ce qui concerne le premier faciès, B. BEAUDOIN (1977) propose une mise en place par désorganisation d'une masse de sédiments glissant sur le fond. Pour les séquences turbiditiques avec termes de base comparables au faciès "brèches bleues", MIDDLETON (1969) et E. MUTTI (1972) proposent un transport par courant de turbidité de type *grain-flow*.

L'analogie de faciès et d'origine (resédimentée) des "brèches bleues" avec les faisceaux contournés et certaines turbidites éclaire le problème des processus de transport et de dépôt. On pourrait envisager successivement une désorganisation *poussée* d'une masse de sédiment glissant sur le fond et le déclenchement d'un courant de turbidité après que l'ensemble, désormais constitué d'éléments dissociés, ait acquis une vitesse suffisante. Mais il ne s'agit là que d'une hypothèse.

Il est tout aussi envisageable que les deux processus de glissement et d'écoulement turbide aient pu intervenir en même temps. Enfin la question reste posée de savoir si l'ensemble resédimenté présentait initialement une certaine hétérogénéité comme celle des calcaires noduleux par exemple; ou si au contraire la masse sédimentaire initiale était ordonnée.

L'aspect particulier de la "brèche bleue" tient aussi à la nature des éléments et du ciment qui la composent; ainsi l'imbrication des éléments micritiques les uns dans les autres montre clairement que ceux-ci n'étaient pas totalement indurés à l'instant du dépôt final de la brèche et que des phénomènes post-dépôt, de compaction (et de dissolution ?), sont intervenus. Ces questions seront abordées ultérieurement, l'objet de ce paragraphe étant d'essayer de reconstituer ici le mécanisme du dépôt.

2.1.3. L'ensemble calcaréo-siliceux (unité n° 3) (fig. 34).

L'étude détaillée de la succession des faciès a été faite à la coupe de la Plaine où l'ensemble calcaréo-siliceux, plus accessible, est identique à celui de la coupe de l'Arche. Il est facile de reconstituer dans cet ensemble une unité de dépôt, avec, successivement : une calcarénite à grains millimétriques, une calcarénite fine à *convolutes laminations*, un niveau calcaréo-siliceux jaune à fines laminations parallèles et un niveau vert essentiellement siliceux à débit plus ou moins schisteux ; des lits centimétriques de cherts noirs, parfois ondulés, peuvent se placer indifféremment dans les deux termes intermédiaires.

Là encore, comme pour la séquence élémentaire définie dans l'unité des Terres Noires, il s'agit d'une turbidite ; toutefois, celle-ci est probablement d'origine plus distale, comme en témoigne la finesse du matériel resédimenté, la minceur des couches et leur bonne continuité latérale

(les niveaux verts se retrouvent identiques dans des coupes éloignées de plusieurs kilomètres : Cuchon n° 11, La Plaine n° 17).

L'originalité de cette séquence tient à l'abondance de silice dans les différents termes et à la réduction de la microfaune aux seuls Radiolaires. L'interprétation de ces faits sera envisagée ultérieurement.

2.1.4. Les calcaires à cherts (unité n° 4), les bancs calcaires.

Il est difficile de définir une séquence dans cet ensemble où un seul type lithologique apparaît ; on notera toutefois le caractère rythmique de la succession, les limites nettes (diastèmes) entre deux bancs ainsi que leur bonne continuité latérale ; en lame mince, les figures sédimentaires se limitent à de rares laminations parallèles, la micrite présentant le plus souvent un aspect homogène.

Les discontinuités entre les bancs sont généralement interprétés comme des épisodes de non-dépôt (relativement longs ?) (DELFAUD, BEAUDOIN, 1975), ceux-ci encadrant les périodes de sédimentation des bancs. Quant à la sédimentation proprement dite, nous manquons d'observations pour en préciser les modalités ; des recherches plus poussées permettraient de décider entre l'hypothèse d'une sédimentation "pélagique" et celle d'une sédimentation dynamique parcourant turbide, qui semble prépondérante dans le bassin dauphinois au Jurassique supérieur-Crétacé (BEAUDOIN, 1977). Dans cette dernière hypothèse, la finesse du matériel et la bonne continuité latérale plaide en faveur d'un transport sur une longue distance.

2.1.5. Les calcaires et calcschistes (unité n° 5), les alternances

L'observation directe montre une succession de couples calcaire-calcschiste (plus ou moins marneux), sans qu'il soit possible de préciser l'ordre de ces deux termes dans une séquence. Il faut remarquer que les rares calcarénites ou lumachelles de la série sont en général surmontées par un banc calcaire auquel fait suite un niveau marneux; de plus, la micrite des calcaires est homogène, excepté la présence de quelques rares laminations parallèles. On pourrait donc voir dans ces couples calcaire-calcschiste l'équivalent en domaine subbriançonnais des alternances calcaire-marne du domaine dauphinois

dont on admet maintenant qu'elles sont le résultat d'une mise en place dynamique (BEAUDOIN, LE DOEUFF, 1977). Cette hypothèse, de même nature que celle émise précédemment, pourrait constituer un axe de recherches futures. Là encore, la bonne continuité latérale des alternances et des calcarénites suggère l'origine lointaine du matériel remanié.

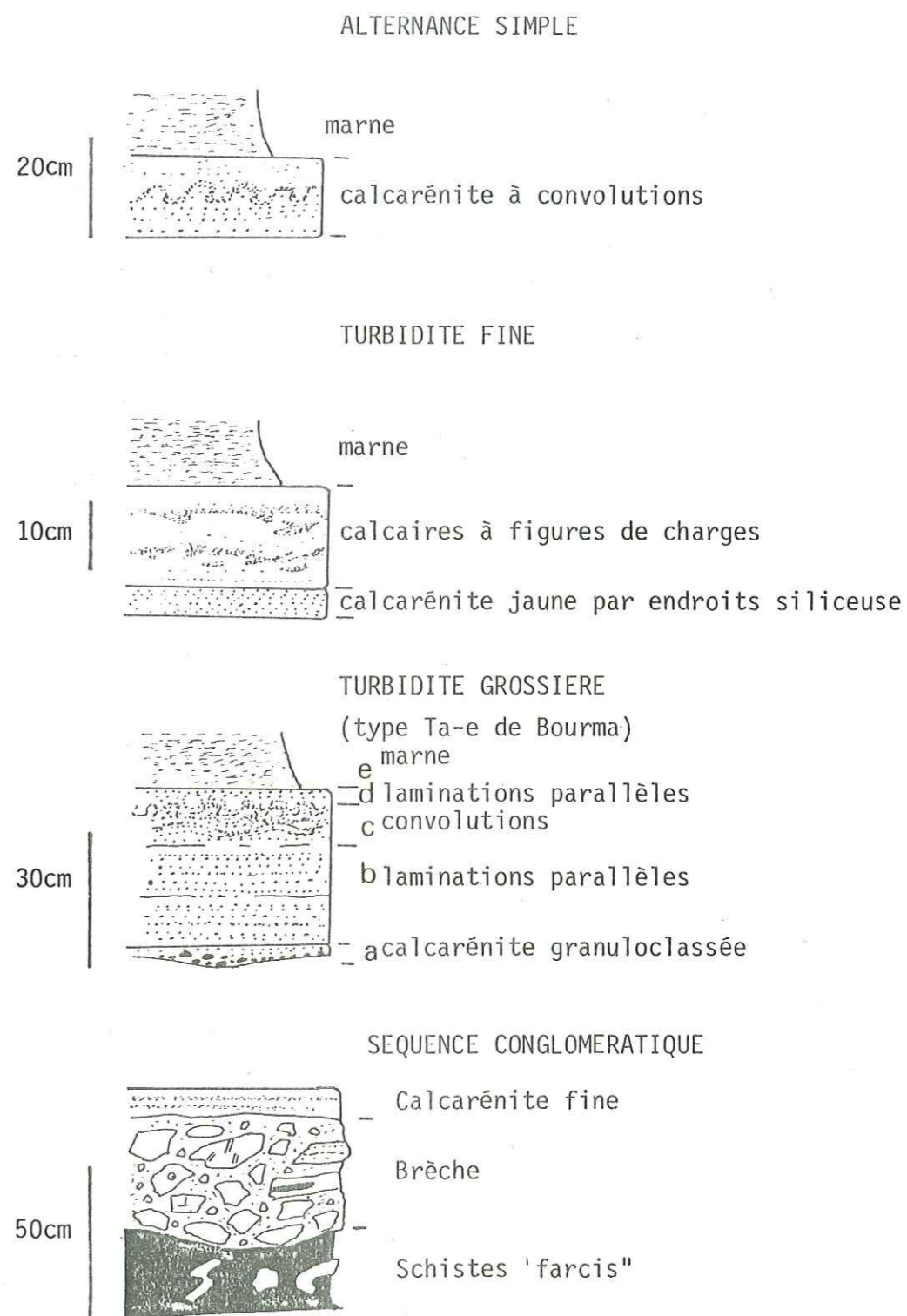
2.1.6. Le flysch de l'Aiguille (unité n° 7)

Sept termes lithologiques, ou faciès élémentaires, peuvent être distingués ; ils se regroupent en trois catégories par granulométrie décroissante.

a. *les rudites* : elles comprennent (1) des brèches d'épaisseur métrique à galets assez peu roulés, à ciment argileux peu abondant (5 %) et (2) des schistes noirs farcis de blocs ou de morceaux de bancs contournés.

b. *les arénites* : on y a groupé (3) les calcarénites granuloclassées à laminations parallèles, (4) les calcarénites à *convolutes laminations* dans la partie centrale, à stratifications entrecroisées dans la partie supérieure et à dunes (*ripple marks*) sur la surface supérieure, et (5) les calcarénites fines siliceuses, à patine jaune.

FIG. 35 : SEQUENCES TYPES DANS LE "FLYSCH" SENONIEN DE L'AIGUILLE



c. *les lutites* : un faciès particulier se situe à la limite arénite-lutite, il s'agit (6) d'un calcaire en bancs décimétriques présentant des figures de charges (*load cast*) centimétriques ainsi que des laminations, ces deux ligures sédimentaires étant soulignées par un matériel légèrement plus grossier (grains de 0,2 mm) que la micrite du calcaire ; les bancs montrent une organisation interne avec à la base des laminations parallèles et des granuloclassements, dans la partie médiane, la plus importante, des laminations ondulées ou des figures de charges à intervalles réguliers (3 à 10 cm) amorçant par endroits des figures de contournements, qui résultent probablement du fluage du sédiment encore incomplètement induré (accentué par la charge du courant ?) ; enfin, dans la partie supérieure, des stratifications obliques peu marquées après un niveau granuloclassé. Enfin (7) les marnes constituent le niveau le plus fin.

Ces faciès élémentaires s'organisent en séquences de deux, trois ou quatre termes que l'on peut reconstituer statistiquement. Dans la réalité, ces séquences ne sont pas toujours complètes et le terme supérieur (en général les marnes) peut manquer (fig. 35).

1) *une séquence conglomératique* : elle montre la succession schistes farcis, brèche. Elle correspond aux faciès A et F de MUTTI *et al.*, (1972). Les processus de dépôt correspondant sont du type *debris-flow* ou *grain flow*, les schistes à blocs pouvant être interprétés comme le résultat d'une coulée boueuse. L'arrivée de ces dépôts peut provoquer le fluage du dépôt sous-jacent (cf. éch. 77-211 et 212, fig. 60). Ce type de séquence s'observe essentiellement dans les chenaux des cônes sous-marins ou sur des pentes.

2) *une séquence de turbidite grossière* : c'est la séquence complète de A. BOUMA (1962) montrant tous les termes Ta à Te depuis la calcarénite granuloclassée jusqu'aux marnes. Elle correspond au faciès C de E. MUTTI *et al.*. Elle est le résultat d'un dépôt par courant de turbidité : écoulement turbulent de densité faible à forte (MIDDLETON, 1969). Ce type de

séquence est fréquent dans la partie moyenne du cône sous-marin.

3) *une séquence de turbidite fine*, montrant la succession : calcarénite fine siliceuse jaune, calcaire à figures de charges, marnes. Dans cette séquence, les termes de A. BOUMA ne sont pas tous représentés, on trouve essentiellement T_{bcde} et T_{cde} ; la finesse du matériel permet de rapprocher cette séquence du faciès D_1 de E. MUTTI *et al.*. Là encore, il s'agit d'un dépôt par courant de turbidité, mais à faible densité. Une grande partie du matériel est transporté en suspension dans le courant. Ce type de séquence est fréquent dans la partie médiane, dans les aires interchenaux du cône ainsi que dans ses parties plus distales.

4) *une séquence calcarénite-marne* où les calcarénites présentent souvent des figures de courants. Certains couples peuvent être considérés comme des turbidites $T_{c/e}$ de A. BOUMA, d'autres ne correspondent à aucun type de la classification. Cette séquence rappelle le faciès E de E. MUTTI *et al.*. Le processus de dépôt est de type courant de turbidité, et correspond à la queue d'une turbidite "classique" de type BOUMA (MIDDLETON, 1969), il intéresse une grande partie du cône sous-marin (les aires interchenaux notamment).

On retrouve ici des types de séquences comparables à ce qui a été déjà décrit dans les cônes sous-marins actuels (NORMARK, 1970) et anciens (MUTTI *et RICCI-LUCCHI*, 1972). Dans cette optique, le modèle de cône sous-marin fournira un guide lors de la reconstitution paléomorphologique.

2.1.7. Les calcschistes blancs (unité n° 9).

L'alternance de niveaux tendres et durs dans cette série rappelle l'alternance calcaire-calcschiste du Crétacé inférieur (unité n° 5) pour laquelle l'hypothèse d'un dépôt par courant turbide d'un nuage chargé de particules s'avancant sur le fond avait été envisagée. La présence de quartz détritiques dans le sédiment s'interpréterait ainsi de cette manière. Mais l'absence de figures sédimentaires significatives, l'abondance de foraminifères planctoniques disposés de manière aléatoire dans le sédiment permet de penser qu'un apport vertical, éventuellement remanié par des courants de fond, jouait un rôle important.

Dans la séquence calcaire-calcschiste une hypothèse de travail consisterait à donner un rôle majeur aux courants turbides dans le dépôt du calcaire, la sédimentation "pélagique" prédominant dans le dépôt des calcschistes ; mais, en toute rigueur, l'inverse est aussi envisageable.

Conclusions : Dans l'ensemble des séquences élémentaires envisagées, il est apparu que la sédimentation par courant de turbidité jouait un rôle majeur, la sédimentation pélagique ayant une importance, semble-t-il, réduite, en tout cas limitée aux apports très fins. Ce fait devra être pris en compte lors de la reconstitution du paléoenvironnement. On verra en particulier que la profondeur de dépôt de certains sédiments, la "brèche bleue" par exemple, est plus importante que ne le laisse supposer leurs faciès.

2.2. La sédimentation "arythmique".

2.2.1. Les schistes et brèches (unité n° 6 de l'Arche).

La présence de blocs de tailles variées, parfois métriques, mêlés aux schistes, l'absence de granuloclasement suggère un mode de dépôt de type coulée boueuse (*debris flow*) et un transport plutôt court, au moins pour les éléments les plus gros. De plus, la nature des blocs, connus dans des niveaux plus anciens de la série stratigraphique subbriançonnaise implique la mise à nu de ces couches et la création de reliefs, donc situés à proximité. La morphologie où se mettait en place ce type de dépôt devait être en pente.

2.2.2. Les sédiments de la coupe de la Martinasse.

1) Variabilité de la série.

La description de la coupe a montré que les formations du Jurassique supérieur pouvaient passer de 0 à 5 m très rapidement, de même, à quelques centaines de mètres, (coupe du ravin de Charence n° 4), les schistes de l'Albien-Cénomaniens sont absents.

2) Les condensations.

A la différence de la coupe de l'Arche où il atteint une épaisseur de plus de 60 m, le Jurassique supérieur ne dépasse pas ici 5 m ; d'autre part, il ne présente pas d'organisation en bancs bien délimités comme ceux de la coupe de l'Arche, mais une stratification peu nette ; en lame mince les indices de remobilisation du sédiment sont nombreux : hétérogénéités de la micrite, formes de blocs estompées.

3) Les lacunes.

Celles-ci sont de durée variable, en certains points, (coupe décrite) le Crétacé inférieur est absent ; ailleurs il y a contact direct des calcaires de plate-forme du Dogger surmontés d'une croûte, avec les calcschistes du Sénonien inférieur. Notons aussi qu'à la coupe de l'Arche, l'Aptien et le Turonien ne sont pas représentés.

Signification des lacunes et des condensations.

Certaines lacunes, celles du Crétacé inférieur et moyen notamment, sont d'origine sous-marines ; en effet, elles ne font suite à ou ne précèdent aucun faciès néritique pouvant évoquer une régression, où une transgression ; néanmoins, il n'est pas impossible que la lacune du Dogger supérieur soit le résultat d'une érosion subaérienne, puisque la profondeur pouvait être encore faible en certains points à cette époque (p. 50).

Ces lacunes et ces condensations ont longtemps été interprétées comme le résultat de l'action de courants sur des hauts-fonds empêchant la sédimentation (DEBELMAS, 1955, LEMOINE, 1953, LATREILLE, 1961). Cette hypothèse doit néanmoins être confrontée aux indices de remaniements observés dans les calcaires du Malm, où la variabilité des dépôts et leur réduction s'expliquerait très bien dans une sédimentation sur une aire de pente, où les phénomènes d'érosion par glissement joueraient un rôle prépondérant. On rejoindrait ainsi l'opinion de M. BOURBON (1973, 1977) sur certaines lacunes et condensations du Malm Crétacé briançonnais.

Cette image de sédimentation sur une pente s'applique de façon satisfaisante aux lacunes de l'Aptien et du Turonien à la coupe de l'Arche ; en effet des pentes se créent à l'Albien-Cénomaniens,

entre ces périodes de vacuité sédimentaire.

En résumé, il apparaît que les sédimentations arythmiques et lacunaires peuvent caractériser des processus de dépôt analogues où les phénomènes d'érosion des sédiments par glissement sur des pentes prédominent.

A-3 - LA SEDIMENTATION CARBONATEE EN DOMAINE PELAGIQUE.

3.1. Rappel sur les données de la nature actuelle : La dissolution des carbonates, le concept de C.C.D. (calcite compensation depth).

L'examen d'une carte de la répartition des sédiments dans les océans actuels montre qu'au delà d'une certaine ligne, comprise entre 4000 m et 5000 m suivant les régions océaniques, les sédiments sont très pauvres en carbonates. Cette ligne permet de définir dans l'espace une surface de compensation des carbonates, sous laquelle les carbonates ne se déposent plus. Depuis longtemps déjà (MURRAY, 1891), il a été reconnu que cette disparition des carbonates résultait d'une dissolution, d'autant plus active que la profondeur augmente. Différentes expériences et des calculs théoriques ont conduit à utiliser le concept de niveau de compensation des carbonates, ou C.C.D., qui est la profondeur en chaque point d'un océan à laquelle le taux d'apport de carbonate de calcium est compensé par le taux de dissolution (BRAMLETTE, 1961) ; en d'autres termes, la C.C.D. est l'intersection de la surface de compensation des carbonates avec la verticale.

La dissolution des carbonates s'effectue essentiellement sur le fond marin (KUENEN, 1950 ; BRAMLETTE, 1961) où les organismes sont soumis un laps de temps suffisant à son action. La dissolution pratique une sélection suivant le type d'organisme, ceux à tests aragonitiques disparaissant tout d'abord lorsqu'on atteint l'A.C.D. (aragonite compensation depth), située entre 500 et 2000 m au-dessus de la C.C.D., les foraminifères disparaissant ensuite,

avec tout d'abord les organismes à tests fragiles, les tests épais résistant mieux, ce qui permet de définir une F.C.D. (*foraminifer compensation depth*). La lysocline est la profondeur à laquelle le taux de dissolution augmente notablement, ce qui se caractérise par une thanatocoenose particulière; elle se situe entre 500 à 1000 m au-dessus de la C.C.D.. Au delà de la C.C.D., seuls les organismes à test non calcaire, Radiolaires surtout et arénacés, sont conservés.

La C.C.D. résulte d'un équilibre dynamique entre la quantité d'apport carbonaté dissous et le taux de précipitation des carbonates sous forme de tests organiques. En effet, les apports carbonatés venant des continents ne représentent qu'une fraction de la quantité de carbonates nécessaire à la formation des tests, ce qui implique le recyclage d'une partie de ceux-ci. Lorsque l'organisme mort n'est pas enfoui rapidement et que la profondeur est importante, celui-ci est dissous par les eaux profondes, actives sur les carbonates de par leur pression, leur température et la grande quantité de CO₂ dissous (REVELLE, 1944; PYTKOWICZ; 1968, LI ^{*} et al., 1969). En conclusion, le niveau de la C.C.D. est commandée par le taux d'apports en carbonates, toute augmentation conduisant à un abaissement de la C.C.D.

La distribution des carbonates dans les océans est contrôlée en partie par la circulation océanique et surtout par la fertilité. Celle-ci conditionne en effet le taux de production des organismes et influe donc sur le niveau de la C.C.D.. Cette influence peut être négative ou positive suivant les cas ; en effet sur les marges continentales la fertilité va de pair avec d'importants apports de matériel organique, conduisant à une activité benthique importante et au développement d'eaux interstitielles relativement riches en CO₂ ; ces conditions sont propices à la dissolution des tests carbonatés, même à des profondeurs faibles (BERGER, 1974) et, globalement, le niveau de la C.C.D. remonte. Inversement, dans les zones de convergence océanique (Pacifique équatorial notamment), le taux de production de tests carbonatés compense l'effet des apports de matériel organique et le niveau de la C.C.D. baisse (ARRHENIUS, ^{*} 1952).

* in BERGER, 1974.

3.2. L'évolution de la C.C.D. dans le temps; exemple de l'Atlantique Nord.

Le modèle de la tectonique des plaques fournit un guide pour la reconstitution de l'histoire d'un océan ; en particulier, il existe une relation biunivoque entre l'âge d'un élément de croûte et sa profondeur (SCLATER et al., 1971) ; il est alors possible de reconstituer l'évolution bathymétrique du fond marin en tenant compte de la surcharge isostatique par la méthode de "back tracking" (BERGER, et al., 1972, CHENET et FRANCHETEAU, 1978). A l'aide de l'ensemble des forages ayant atteint la croûte océanique, on peut retracer l'évolution de la C.C.D. jusqu'au Jurassique supérieur (fig. 36). Celle-ci reste comprise entre 2500 et 3000 m jusqu'au début du Crétacé ; entre l'Aptien et l'Albien, elle connaît une évolution complexe, remontant jusqu'à 2200 m sur les marges et au niveau de la ride (leg. 51), et restant comprise entre 3000 et 3300 m dans le bassin proprement dit; puis au Crétacé supérieur, elle baisse légèrement pour atteindre 3300 m au Maestrichtien. De nos jours elle se situe aux alentours de 5000 m.

L'intérêt de cette reconstitution vient de ce que la série pélagique de l'Atlantique Nord présente de grandes analogies avec la série pélagique de la Téthys (BERNOULLI, 1972 ; BOURBON, 1978). On retrouve en effet dans le forages du D.S.D.P. des legs 11, 14, 41, 44, 47 et 51 la série suivante : Argiles colorées et calcaires argileux du Jurassique supérieur, calcaires blancs et interlits marneux du Crétacé inférieur, argiles noires ("black shales") de l'Aptien Cénomaniens et boues calcaires à foraminifères du Crétacé supérieur. Cette succession est comparable dans ses grandes lignes aux séries stratigraphiques des domaines dauphinois, subbriançonnais et briançonnais, ce qui laisse supposer que certains événements sédimentaires communs ont affecté les deux océans et en particulier les variations de la C.C.D. au cours du temps. Toutefois, l'estimation de la C.C.D. au Mésozoïque en Atlantique doit être discutée avant de l'appliquer au domaine subbriançonnais, situé à cette époque sur la marge Nord de la Téthys. Il a été souligné en effet que le niveau de la C.C.D. était modifié sur les marges continentales et que le type d'apports sédimentaires jouait un rôle considérable.

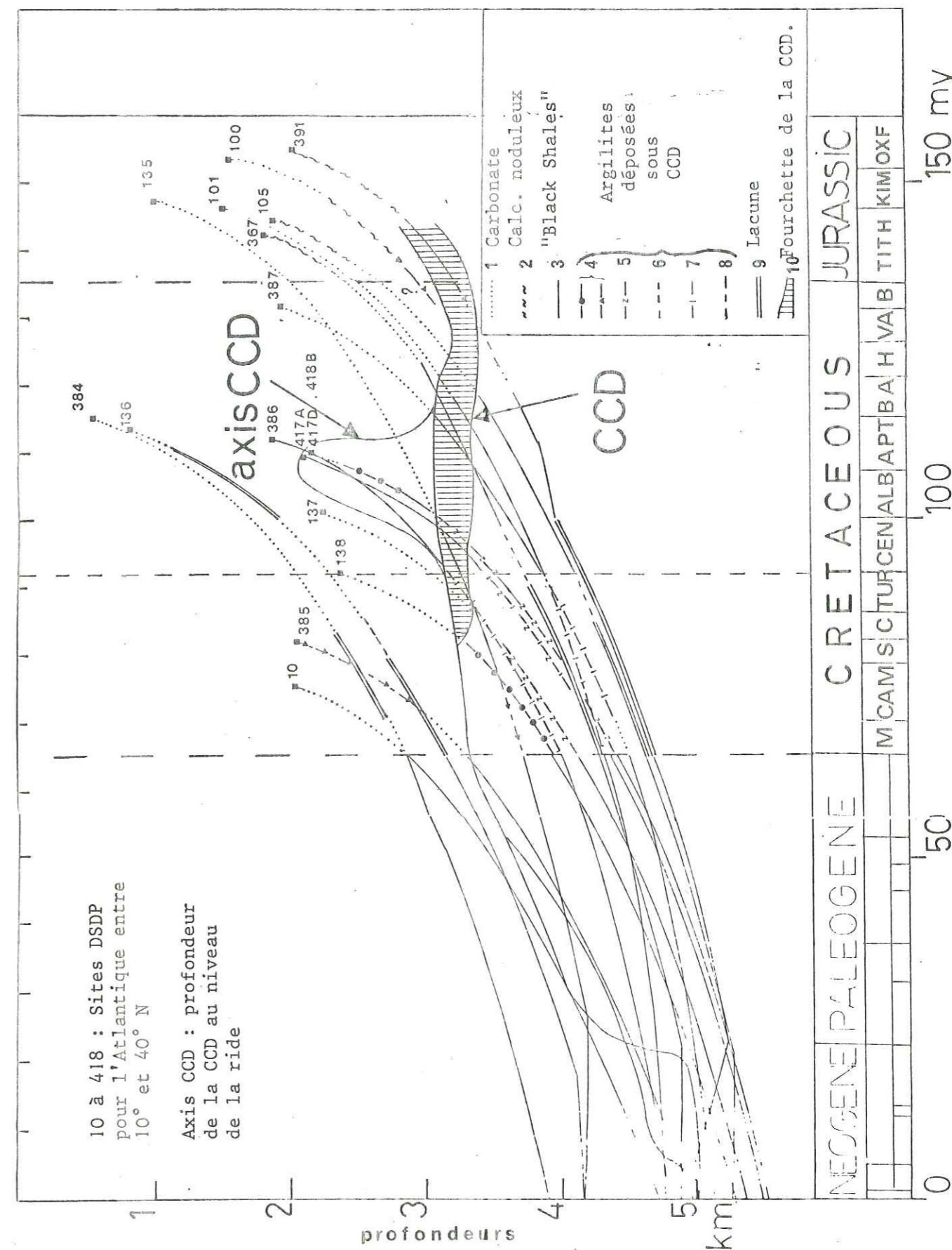


Fig. 36 : VARIATIONS DE LA CCD dans L'ATLANTIQUE NORD ENTRE LES 10^{ème} ET 40^{ème} PARALLELE (CHENET et FRANCHETEAU, 1978).

3.3. L'estimation de la C.C.D.

La sédimentation sur une marge continentale peut être caractérisée par la prédominance des apports détritiques, ceux-ci pouvant se mettre en place sous forme de coulées boueuses ou par courants de turbidité. De ce fait, l'estimation de la C.C.D. peut se faire d'après l'examen de la fraction hémipélagique des séquences détritiques ou du moins sur le terme supérieur d'une séquence dont on suppose qu'il n'a pas été enfoui trop rapidement. En effet, les organismes doivent être soumis suffisamment longtemps à l'action des eaux de fond pour qu'une éventuelle corrosion soit décelée. L'étude des forages 398 D (leg 47B) et 400 (leg 48), respectivement sur les marges portugaise et armoricaine de l'Atlantique, fournit des exemples démonstratifs de séquences sédimentaires déposées respectivement au-dessus, au niveau et sous la C.C.D., (fig. 37). Dans l'exemple de séquence déposée au-dessus de la C.C.D., les faunes sont constituées de radiolaires calcitisés, de plancton et de benthos, la teneur en $CaCO_3$ est élevée ; dans la séquence déposée au niveau de la C.C.D., la teneur en $CaCO_3$, le plancton et les nannofossiles diminuent fortement en pourcentage dans la fraction hémipélagique et les radiolaires sont à égalité siliceux et calcitisés ; enfin, dans le sommet des séquences turbides déposées sous la C.C.D., les radiolaires sont tous siliceux, il n'y a jamais -ou exceptionnellement- de plancton ni de benthos dans la fraction hémipélagique et le $CaCO_3$ est indosable. (GRACIANSKY et CHENET, 1978 ; GRACIANSKY, AUFFRET, DUPEUBLE, MULLER, MONTADERT, 1978).

3.4. Applications à la série subbriançonnaise, évolution de la paléobathymétrie.

La distinction opérée lors du paragraphe précédent entre les faciès de sédimentation rythmique et arythmique fournit un guide pour l'interprétation des conditions locales de la sédimentation. Pour les premiers, on a vu qu'il fallait considérer la partie supérieure des séquences ; quant aux seconds, dont on a dit qu'ils pouvaient résulter d'une sédimentation sur une pente, il est plus difficile de caractériser la sédimentation *in situ*, car les dépôts ont pu subir une remobilisation en masse. De ce fait, on ne peut caractériser que les conditions au moment du premier dépôt.

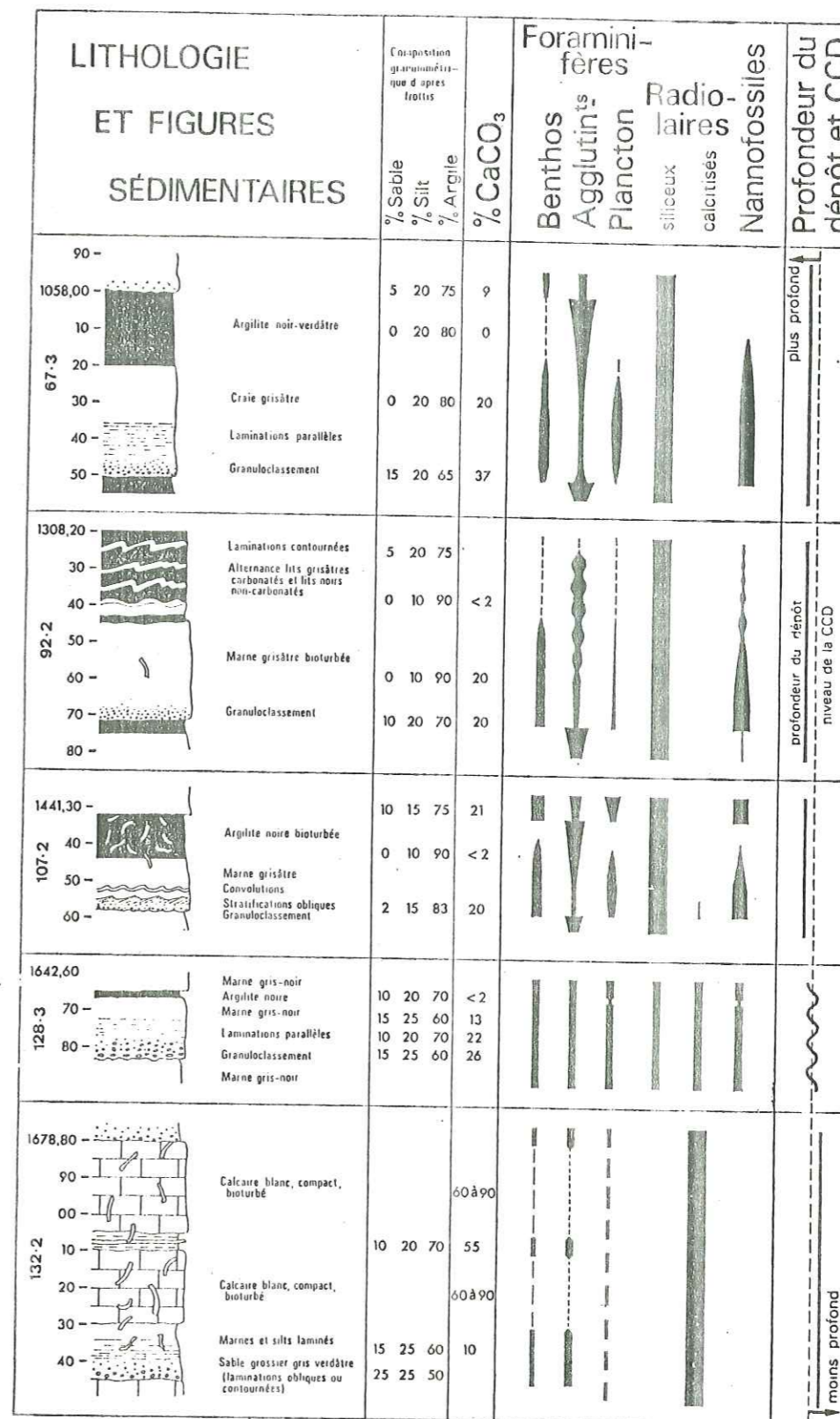


Fig. 37 : SEQUENCES CALCAIRES ET ARGILEUSES RESEDIMENTEES AU-DESSUS ET AU-DESSOUS DE LA CCD, D'APRES L'EXEMPLE DU SITE D.S.D.P. 398D (GRACIANSKY et CHENET, 1978).

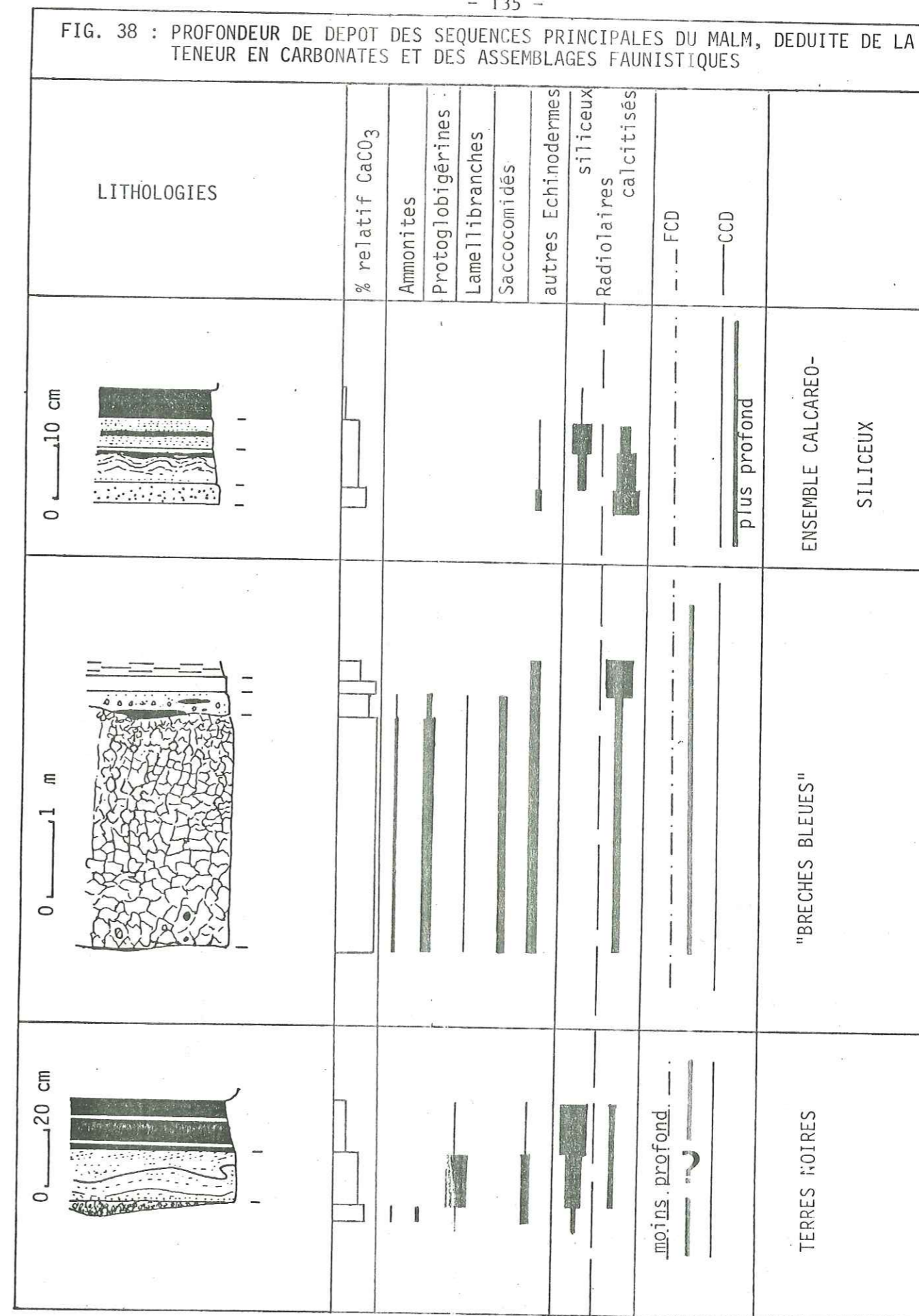
3.4.1. Les Terres Noires, l'influence des apports terrigènes fins.

L'examen de la partie fine des séquences, essentiellement argileuse, montre que la faune se réduit essentiellement à des radiolaires peu abondants et à quelques rares débris d'échinodermes. Les argiles, où l'on a déterminé de la chlorite et de l'illite (voir p. 160), sont souvent riches en grains de quartz et de chlorite, ce qui montre leur origine terrigène. L'absence d'ammonites et de foraminifères, connus ailleurs dans les Terres Noires du domaine dauphinois laisse penser que ceux-ci ont pu être dissous avant d'être enfouis, ce qui placerait la profondeur de dépôt entre la F.C.D. et la C.C.D.. Mais l'abondance des apports terrigènes a pour conséquence la dilution des apports carbonatés fins ce qui rend difficile l'interprétation de la faible teneur en carbonates des sédiments fins. D'autre part, la présence de nombreux cristaux opaques, probablement pyriteux, et/ou organiques, la couleur verte ou noire des argiles suggèrent que les conditions d'oxydo-réduction qui régnaient alors au fond étaient plutôt réductrices et de ce fait peu favorables à la vie, comme le propose P. ARTRU (1972) pour les Terres Noires du bassin dauphinois. Ceci peut expliquer en partie la rareté de la faune. Enfin, la diagenèse a pu masquer les caractéristiques initiales du sédiment, en particulier recristalliser les éventuels organismes présents au moment du dépôt. Aussi l'interprétation des conditions de la sédimentation à l'aide du seul modèle de la sédimentation carbonatée apparaît délicate et il est difficile d'estimer la profondeur, probablement située au-dessus de la C.C.D., dans cet environnement pollué par les apports terrigènes, et peu propice à la vie.

3.4.2. L'ensemble des brèches bleues (unité n° 2 de l'Arche) ; paléoprofondeur de dépôt ; origine du ciment.

Cet ensemble peut se ramener à la répétition d'une séquence élémentaire comportant de bas en haut : brèche, calcarénite, calcaire, calcschistes ; c'est ce dernier terme qui est le plus représentatif des conditions du dépôt, notamment de la profondeur.

FIG. 38 : PROFONDEUR DE DEPOT DES SEQUENCES PRINCIPALES DU MALM, DEDUITE DE LA TENEUR EN CARBONATES ET DES ASSEMBLAGES FAUNISTIQUES



Les calcschistes sont des micrites faiblement argileuses où la faune se réduit à des débris d'échinodermes et des radiolaires, ces derniers en grande quantité. A l'opposé, les micrites pélagiques de la "brèche bleue" contiennent des ammonites, des protoglobigérines, des *Aptychi*, des débris d'échinodermes, des *Saccocomidae*, et des radiolaires. Les milieux de dépôt respectifs de ces deux faciès -calcschistes et micrites- sont donc nettement différents ; dans le premier cas, la profondeur de dépôt est importante, peut-être entre la F.C.D. et la C.C.D., puisqu'il n'y a que du benthos et des radiolaires ; dans le second cas, la présence d'ammonites suggère que la profondeur de dépôt est située au-dessus de l'A.C.D.. Cette remarque s'accorde avec le fait que la brèche bleue est un ensemble resédimenté.

Le ciment qui lie les éléments de la "brèche bleue" peut présenter un aspect très différent, suivant sa teneur en carbonate, en argiles et en oxydes. Lorsque la teneur en carbonates est forte, il est en général assez abondant mais ne contient que des radiolaires et des débris d'échinodermes ainsi que du quartz. Lorsque les argiles et oxydes prédominent, le ciment se réduit à un simple film d'épaisseur millimétrique, par endroits pris dans une gangue sparitique. D'une façon générale, les éléments de calcaires micritiques sont presque toujours corrodés à la périphérie (fossiles tronqués) et souvent recouverts d'une mince pellicule de sparite.

L'aspect actuel du ciment peut tenir à plusieurs facteurs : l'origine terrigène d'une partie de ses composants (quartz, argiles) ; les phénomènes de dissolution par les eaux interstitielles actives sur les carbonates ; enfin les phénomènes de dissolution par pression (*pressure solution*), intervenant plus tardivement. L'importance respective des deux derniers facteurs est difficile à évaluer ; s'il semble probable que le phénomène de dissolution par pression a dominé lorsque le ciment est réduit à un simple film argilo-ferrugineux et que les éléments sont imbriqués les uns dans les autres, la présence des seuls radiolaires et des débris d'échinodermes dans le cas d'un ciment calcaire, les traces de corrosion sur les éléments micritiques et les indices de circulation des eaux (gangue sparitique) sont peut-être le fait de la profondeur de dépôt de la brèche, situé sous l'A.C.D. (voir *supra*), où les eaux sont susceptibles de corroder les éléments calcaires aragonitiques déposés initialement à plus faible profondeur.

3.4.3. L'ensemble calcaréo-siliceux (unité n° 3 de l'Arche), passage de la C.C.D., teneur en silice.

Dans la séquence élémentaire, (fig. 38), le terme supérieur, de couleur verte, est essentiellement siliceux (95 %). La faune, très rare, se limite à quelques radiolaires encore siliceux. Dans les termes intermédiaires de la séquence, ceux-ci, parfois très nombreux, constituent l'essentiel de la faune. L'absence d'organismes à test calcaire, la disparition des carbonates en sommet de séquence permet de penser que la profondeur de dépôt est située alors sous la C.C.D.. La présence des seuls radiolaires, si elle peut être due à un tri mécanique peut s'expliquer aussi par le fait que le matériel remanié est issu de milieux marins profonds.

Les niveaux verts, qui rappellent le faciès des radiolarites par certains aspects : couleur, teneur en silice, bien que les radiolaires en soient pratiquement absents, reçoivent donc la même interprétation bathymétrique que ces dernières, considérées par de nombreux auteurs comme se déposant sous la C.C.D. (CAYEUX, 1929 ; CALVERT, 1973 ; FOGELGESANG, 1975), bien que le consensus sur une grande profondeur de dépôt ne soit pas encore établi.

Remarquons enfin que la grande profondeur de dépôt est liée à une forte teneur en silice et que celle-ci constitue la quasi-totalité de la fraction hémipélagique.

3.4.4. Les calcaires à cherts (unité n° 4 de l'Arche).

Dans cet ensemble la faune observée se réduit à des radiolaires, de très rares calpionelles et débris phosphatés de squelettes de poissons. Plusieurs interprétations de ce faciès micritique sont envisageables, compte tenu du fait que l'incertitude entre un dépôt par courant turbide ou une sédimentation pélagique n'est pas levée : (1) la rareté de la faune résulterait d'un tri mécanique, envisageable dans l'hypothèse d'une mise en place par courant dynamique ; (2) la rareté des calpionelles, abondantes à cette époque dans des aires de sédimentation voisines (bassin dauphinois (BEAUDOIN, 1977), parties hautes du domaine Briançonnais (BOURBON, 1977))

résulterait d'une profondeur de dépôt importante, au voisinage de la F.C.D., et d'une vitesse d'enfouissement suffisamment lente pour que la dissolution puisse s'effectuer. Enfin (3), des conditions écologiques particulières, peu propices au développement des calpionelles, pouvaient régner dans la zone source du sédiment. Ces trois facteurs : tri mécanique, profondeur, conditions écologiques défavorables, ont pu intervenir ensemble.

3.4.5. Les alternances calcaires-calcschistes (unité n° 5 de l'Arche).

La fraction hémipélagique est représentée ici par les calcschistes, ceux-ci passant à des marnes dans le haut de la série (voir p. 124). Les organismes présents sont des radiolaires, de rares débris d'échinodermes et d'*Aptychus*, de squelettes de poissons. Des nannofossiles, fortement corrodés par la diagénèse (MÜLLER, communication personnelle) ont été observés dans les marnes. La profondeur de dépôt de ce faciès serait donc comparable à celle des calcaires à cherts, aux environs de la F.C.D., à moins qu'un tri mécanique ne soit intervenu là encore. L'absence d'ammonites enfin, mais l'existence d'*Aptychus*, est peut-être aussi le résultat d'une dissolution sélective.

3.4.6. Les schistes et brèches de l'Albien-Cénomaniens (unité n° 6).

Il est difficile de déterminer la profondeur de dépôt final de cet ensemble, puisque les sédiments ont pu être remaniés en masse. L'examen de termes non visiblement remaniés, c'est-à-dire les faciès fins datés de l'Albien supérieur-Cénomaniens, peut fournir des indications. Ceux-ci sont de deux types : (1) des calcschistes contenant des foraminifères planctoniques, des nannofossiles ainsi que du benthos et des radiolaires ; (2) des argiles très peu carbonatées ; dans certaines, la présence de nannofossiles a été décelée, les autres étant apparemment azoïques. S'il semble clair que les calcschistes se sont déposés au-dessus de la F.C.D., il est plus délicat de conclure dans le cas des argiles. Les niveaux azoïques pourraient être interprétés comme des sédiments déposés sous la C.C.D., mais aussi comme des sédiments d'origine terrigène dont il est impossible de connaître la profondeur de dépôt. Il y a donc incertitude entre un dépôt au-dessus de la F.C.D. et au-dessous de la C.C.D.

3.4.7. Le flysch de l'Aiguille ; les calcaires à figures de charge (unité n° 7).

Il a été montré (p. 122) que les termes supérieurs des séquences étaient des marnes. Les organismes sont difficilement observables du fait de la schistosité qui affecte ce type de lithologie ; les radiolaires semblent nombreux ; certaines formes peuvent être interprétées comme étant des débris de foraminifères planctoniques (SIGAL, communication personnelle) et C. MÜLLER a reconnu des nannofossiles très déformés. Le flysch de l'Aiguille s'est très probablement déposé au-dessus de la F.C.D..

Le microfaciès des calcaires à figures de charges mérite une explication. Dans les niveaux à grain plus grossier (0,1 à 0,5 mm), caractérisés par des laminations et par des figures de charges, on trouve, outre des quartz, des feldspaths et du mica, quelques foraminifères planctoniques et des radiolaires ; dans les niveaux micritiques, les débris organiques se limitent à des radiolaires et des petits grains de phosphate ; enfin dans les terriers, qui recourent les niveaux fins et grossiers, se trouvent en abondance des foraminifères, des radiolaires et des débris d'échinodermes. Les calcaires à figures de charge ayant été interprétés comme des turbidites, donc des sédiments redéposés, la présence des seuls radiolaires est due probablement ici à un tri mécanique, puisque les conditions qui règnent alors sur le fond marin n'interdisent en rien la sédimentation des foraminifères planctoniques ; leur présence dans les terriers en est la preuve. Ceci constitue un exemple de micrite à radiolaires obtenue par tri mécanique sous l'effet d'un transport dans un environnement non suffisamment profond pour qu'une dissolution sélective s'opère. Il convient donc de ne pas conclure hâtivement si l'on constate l'absence de foraminifères dans un calcaire.

3.4.8. Les calcschistes rouges et blancs (unités n° 8 et 9).

L'abondance des foraminifères planctoniques dans l'ensemble des deux formations montre clairement que la sédimentation se faisait au-dessus de la F.C.D.

Il est difficile de préciser à quel niveau la sédimentation s'effectuait par rapport à l'A.C.D. puisque les seuls organismes présents étant constitués (pour partie) d'aragonite, sont des petits lamellibranches trop recristallisés pour qu'on puisse y distinguer l'éventuelle couche aragonitique.

3.4.9. Les calcaires blancs du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de la Martinasse.

Il a été souligné que cet ensemble a pu subir une remobilisation en masse et que seules les caractéristiques du premier dépôt étaient observables.

La sédimentation de ces calcaires semble toutefois s'être effectuée à une profondeur moindre que dans le domaine de l'Arche à la même époque. En effet les calcaires du Jurassique supérieur montrent en lame mince des débris d'ammonites, des protoglobigérines et des *Saccocomidae*; puis sans discontinuité apparente, ces organismes font place aux calpionelles, en général plus fréquentes en lame mince qu'à l'Arche. De plus ces calcaires sont dépourvus de cherts. De leur côté les calcaires blancs du Crétacé inférieur ne montrent pas de différence de microfaciès notable avec ceux de l'Arche. La sédimentation de ces calcaires s'est donc effectuée tout le long de la période considérée au-dessus de la F.C.D. et jusqu'au Tithonique supérieur au-dessus de l'A.C.D.. Bien que ces calcaires aient pu subir une remobilisation, il ne semble pas y avoir de trace de dissolution, ni de sédiment déposé à une profondeur importante. Ceci suggère que la remobilisation éventuelle a été de faible amplitude, puisque les niveaux de l'A.C.D. et de la F.C.D. n'ont pas été franchis.

3.4.10. Conclusions.

L'estimation de la profondeur de dépôt des sédiments de la coupe de l'Arche a montré que celle-ci était importante tout le long du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur : en général inférieure ou voisine de la F.C.D., et dépassant la C.C.D. quelque part entre le Kimméridgien et le Tithonique. A l'inverse, la sédimentation s'effectuait au-dessus de la F.C.D. et même à la Martinasse au-dessus de l'A.C.D. au Malm. A partir du Crétacé moyen, les conditions semblent s'uniformiser pour les deux coupes.

L'échelle absolue des profondeurs, le problème des fluctuations de la C.C.D.

Comme cela a été dit précédemment, (p.128) le niveau de la C.C.D. dépend de nombreux facteurs ; ainsi sur une marge continentale, il est plus haut que dans le bassin océanique proprement dit ; la fertilité, qui conditionne la production d'organismes, est susceptible de le faire varier fortement ; pour W.H. BERGER et E. WINTERER (1974) une forte production de silice est indicative d'une fertilité accrue qui aboutit à une montée sur les marges (voir A.3.I., p.128) ; enfin, un temps d'exposition du sédiment relativement long sur le fond marin (i.e. un taux de sédimentation faible) favorise la dissolution des carbonates [R.A. BERNER (1965) et M.N.A. PETERSON (1966) font état de dissolutions à partir de 300 m de profondeur] et de ce fait provoque une remontée apparente de la C.C.D.. Les dimensions de l'océan influent aussi sur le niveau de la C.C.D., qui est notablement plus haute dans les mers marginales, de dimensions réduites (BOSELLINI et WINTERER, 1975).

Or, il se trouve que pour la période Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, les conditions propices à une C.C.D. haute dans le secteur étudié sont réunies. En effet, les taux de sédimentation sont relativement faibles (inférieurs ou égaux à $4\text{mm}/10^3$ ans) ; les apports en silice sont abondants (radiolaires, cherts), ce qui témoignerait d'une fertilité accrue, à moins qu'il ne s'agisse d'une concentration due à la profondeur de dépôt ; enfin les dimensions de la Téthys étaient à cette époque réduites (quelques centaines de kilomètres de large ; M. BOURBON et al., 1977). Il est donc possible que la C.C.D. ait été assez haute dans le secteur étudié, et que, de ce fait, la profondeur absolue des bassins profonds du secteur étudié (voir p.251) n'ait pas été très importante (de l'ordre de 2000 à 2500 m ?). A titre de comparaison, la C.C.D. était probablement située entre 2500 et 3000 m dans l'océan Atlantique à la même époque, où les conditions de sédimentation étaient comparables à celles qui régnaient dans la Téthys (CHENET et FRANCHETEAU, 1978 ; BERNOULLI et al., 1972 ; BOURBON, 1977) ; Enfin, BOSELLINI et WINTERER (1975) situent la C.C.D. aux alentours de 2500 m et l'A.C.D. vers 1500 m dans la Téthys.

A-4 - LE PROBLEME DE LA SILICE, LES SILICIFICATIONS.

4.1. La silice dans les sédiments subbriançonnais.

La silice est abondamment représentée dans les sédiments subbriançonnais dans des configurations variables. Il est possible de distinguer quatre types principaux de silicifications : les cherts microcristallins, très répandus, décrits dans la littérature sous le nom de "zones siliceuses" et "rognons siliceux" ; les cherts verts cryptocristallins, connus exclusivement dans l'ensemble calcaréo-siliceux, présentant des caractéristiques pétrographiques particulières, et regroupés par M. LATREILLE (1961) avec les zones siliceuses ; enfin, visibles en lame mince seulement, les éléments micritiques silicifiés dans les brèches du Jurassique supérieur et la silice tardivement précipitée, dans les fractures surtout, très probablement liée aux déformations contemporaines de l'orogène alpine (silice "alpine" des auteurs).

4.1.1. Les cherts microcristallins

Ce sont les roches siliceuses les plus répandues dans la série subbriançonnaise ; on les trouve à tous les niveaux au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, en lits lorsqu'ils sont nombreux, en nodules allongés lorsqu'ils sont dispersés dans le sédiment ; ils présentent une couleur sombre bleu-noir ; au Crétacé supérieur, essentiellement dans le flysch de l'Aiguille, ils sont sous la forme d'anciennes calcarénites jaunes ou vertes silicifiées.

Toutes ces roches siliceuses ont en commun une texture microcristalline. Les cristaux, généralement du quartz, plus rarement de la calcédoine, ont une taille comprise entre 1 et 50 μ . La silice est associée à des rhomboèdres de carbonates néoformés, en quantité variable. Ces cherts sont associés à des sédiments calcaires en général.

Caractères remarquables des cherts microcristallins.

Les silicifications ne se placent pas au hasard dans le sédiment : certaines sont clairement associées à des niveaux de porosité préférentielle comme en témoignent les calcarénites silicifiées du flysch de l'Aiguille et les cherts noirs de l'ensemble calcaréo-siliceux qui se placent dans les termes intermédiaires de la séquence élémentaire de dépôt (p. 120). Dans certaines micrites de l'ensemble calcaréo-siliceux, les silicifications soulignent des hétérogénéités du sédiment : "microslumps", bioturbations.

Les limites des cherts sont en général des joints de stratification ou des joints stylolithiques. Tous les intermédiaires sont observables entre un niveau stratifié, parfois noduleux, aux limites nettes, où la silice s'accumule préférentiellement à la périphérie, le cœur étant constitué de micrite calcaire, et un chert constitué à 100 % de silice. Il semble donc qu'il y ait remplissage du chert par les épontes et donc migration de la silice vers l'intérieur du chert.

La proportion de cherts dans le sédiment semble fonction de la teneur en radiolaires du sédiment. Au Jurassique supérieur, dans le domaine de l'Arche (coupe n° 12), les radiolaires ainsi que les cherts sont très abondants, les proportions diminuent au Crétacé inférieur ; au Crétacé supérieur, les cherts ne sont présents que dans le flysch de l'Aiguille, où les radiolaires sont plus abondants que dans les calcschistes planctoniques.

La profondeur semble faciliter la formation des cherts. Ceux-ci sont abondants à la coupe de l'Arche, où la profondeur est importante (voir p. 140) et ils sont absents de la coupe de la Martinasse, où la profondeur est plus faible.

Les conditions sont plutôt réductrices lorsque les cherts sont abondants, comme en témoigne la couleur du sédiment auxquels ils sont associés (gris-bleu, verdâtre ou noir) et la présence probable de cristaux de pyrite.

Les cherts subissent une induration précoce ; il est fréquent d'observer dans une micrite homogène, des cherts apparemment interstratifiés dans la micrite, et donc contemporains de son dépôt, localement brisés en morceaux aux contours anguleux.

4.1.2. Les cherts cryptocristallins.

Ce sont les niveaux verts de l'ensemble calcaréo-siliceux, à débit en plaquettes ou d'aspect massif suivant les cas. Les cristaux de silice dont ils sont constitués ne sont pas visibles au microscope ; seule une pâte cryptocristalline de couleur rouille, présentant une biréfringence en masse, est observable. En fait, il s'agit de quartz, déterminé aux RX. Comme cela a été indiqué précédemment (p. 120) ces cherts sont associés à des calcaires siliceux dans une séquence élémentaire de dépôt où ils occupent la place de la fraction hémipélagique. Les calcaires siliceux sont constitués à 50 % de silice, présente, d'une part, sous forme microcristalline dans certains radiolaires et les silicifications examinées précédemment, d'autre part en lentilles mal individualisées, ou dans des terriers, sous le même aspect que la pâte des niveaux verts, suggérant ainsi l'origine sédimentaire de celle-ci, sans préjuger de transformations diagénétiques ultérieures.

Passage latéral de l'ensemble calcaréo-siliceux aux calcaires à cherts.

Dans la coupe de l'Arche, les cherts cryptocristallins verts apparaissent au-dessus de l'ensemble des brèches bleues ; ils font place vers le haut aux calcaires à cherts et à calpionelles du Tithonique-Berriasien. Dans la coupe des Avarsines (n° 35), les calcaires à cherts contenant des *Saccocomidae* surmontant directement une "brèche bleue", les *Saccocomidae* faisant ensuite place aux calpionelles. Il semble donc que les calcaires à cherts à *Saccocomidae* constituent l'équivalent latéral de l'ensemble calcaréo-siliceux. La différence de faciès pourrait être due à la profondeur de dépôt, située sous la C.C.D. dans le secteur de l'Arche, et au-dessus, dans le secteur des Avarsines. Les cherts cryptocristallins seraient typiques de dépôts situés sous la C.C.D.

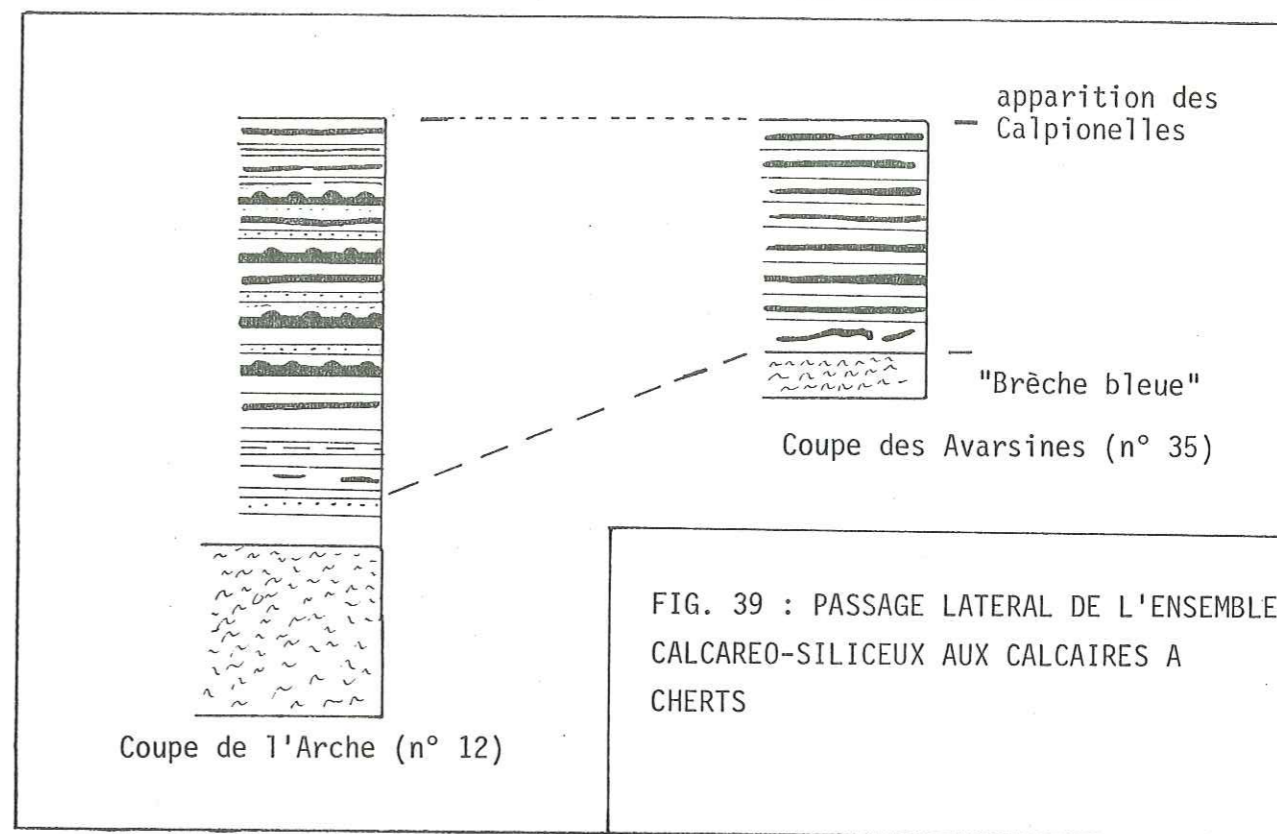


FIG. 39 : PASSAGE LATÉRAL DE L'ENSEMBLE CALCAREO-SILICEUX AUX CALCAIRES A CHERTS

4.1.3. Autres silicifications.

Eléments micritiques silicifiés (voir Planche III).

Ceux-ci sont localisés dans les calcarénites des Terres Noires et les niveaux détritiques de l'ensemble des "brèches bleues". La silice, microcristalline, croît à partir de la périphérie ; en effet, on peut observer tous les passages entre un galet silicifié seulement à la périphérie et un galet totalement silicifié. Dans certains cas, des radiolaires calcitisés subsistent, ce qui laisse penser que la silicification a eu lieu après la calcitisation des radiolaires.

La silice provient en partie des argiles du ciment dans lequel est pris le galet ; en effet la silicification est d'autant plus développée que la gangue est riche en argile et épaisse ; elle n'intervient pas dans les éléments de la brèche bleue dont le liant est très réduit.

La silice "alpine". Elle a été remobilisée lors des compressions orogéniques. Elle est d'autant plus abondante que les couches sont déformées (unité de Vallouise par exemple). Elle s'accumule préférentiellement dans les grès ou calcarénites, où elle se substitue au ciment calcaire originel,

dans les fissures, et sous forme de gros cristaux de quartz automorphes bipyramidés associés à des joints stylolithiques ou à des points de recristallisation dans les calcaires. Elle peut provenir aussi de niveaux primitivement riches en silice : cherts, quartz détritiques abondants, qui servent de point de départ à la recristallisation.

4.2. Conclusion préliminaire sur les silicifications subbriançonnaises.

D'une manière schématique, les silicifications résultent d'apports siliceux en quantité suffisante qui se concentrent en précipitant par la suite.

4.2.1. Origine de la silice.

L'étude des silicifications dans les sédiments subbriançonnais a montré que la silice pouvait avoir plusieurs origines :

Silice biogénique (radiolaires) : les deux types de cherts décrits se trouvent toujours associés à des sédiments riches en radiolaires.

Diagenèse d'argiles : cette source semble prépondérante dans le cas des éléments siliceux (p. 145). La silice des cherts verts cryptocristallins peut aussi provenir de la transformation d'argiles sédimentaires qui constituaient la fraction hémipélagique primitive.

Silice "tardigénétique" : celle-ci, libérée lors de la diagenèse profonde et du métamorphisme, a pu reprendre certaines silicifications amorcées pendant la sédimentation et le début de la diagenèse et reprécipiter à partir de ces germes.

4.2.2. Facteurs de silicification.

Un certain nombre de facteurs semblent faciliter la formation des cherts :

- l'importance des apports de silice biogénétique sous forme de radiolaires.
- la profondeur : celle-ci est importante dans le cas des cherts verts puisqu'elle se situe probablement sous la C.C.D. ; dans le cas des cherts microcristallins, celle-ci intervient probablement dans la mesure où, à une époque donnée, ils sont absents dans des régions voisines situées à plus faible profondeur (calcaires blancs du Jurassique-Crétacé inférieur de la Martinasse).
- Un environnement chimique plutôt réducteur suggéré par la couleur sombre des sédiments et la présence de pyrite et de matière organique.
- Des niveaux de perméabilité préférentielle.

4.3. La silice dans les sédiments océaniques.

Nous allons maintenant comparer les silicifications observées dans notre secteur d'étude avec celles décrites dans les sédiments océaniques. En effet, lors des campagnes D.S.D.P. dans les différents océans du globe, de nombreux cherts ont été recueillis, essentiellement dans les sédiments mésozoïques et paléogènes. A la lumière des résultats apportés par l'étude de la silice dans les océans, nous tenterons de cerner le problème de la formation des cherts subbriançonnais.

4.3.1. Les différentes formes de silice dans les sédiments marins.

La silice est présente sous différentes phases dans le sédiment. Ces phases s'ordonnent en fonction de leur solubilité.

a. l'opale ou silice amorphe. Elle constitue le test des organismes siliceux (Radiolaires, Diatomées, spicules d'éponges...). Sa solubilité est forte (120 à 140 ppm).

b. l'opale en voie de cristallisation. Cette rubrique regroupe une grande variété de phases intermédiaires entre l'opale amorphe et les formes cristallisées de silice. C'est le domaine de la lussatite (BERGER et von RAD, 1972), sorte d'interstratifié entre la cristobalite et la trydimite. Cette phase correspond à la cristobalite désordonnée de LANCELOT (1973) et à l'opale-cristobalite de FLORKE (1975). Elle se trouve dans des cherts porcellanitiques, dans certains calcaires ou pélites siliceuses. Sa solubilité est faible (quelques ppm).

c. la calcédoine. Elle constitue les remplissages de vides ou de fractures.

d. le quartz. On le trouve dans les cherts quartzeux ou en remplissage de vides. Sa solubilité est faible.

Les niveaux siliceux dans les sédiments sont souvent associés à des argiles : palygorskite (attapulgite) et montmorillonite, des zéolites : clinoptilolite et phillipsite et des feldspaths potassiques et plagioclases.

4.3.2. Les silicifications dans les sédiments océaniques, leur genèse.

Les cherts dans les sédiments carrottés dans les forages D.S.D.P. se regroupent en deux catégories.

a. *Les cherts "porcelanitiques"* Ceux-ci sont constitués de lussatite (cristobalite désordonnée) et de quartz, ils sont disposés en fins lits indurés dans les sédiments argileux d'âge Crétacé à Tertiaire. Ils appartiennent au domaine cryptocristallin de G. MILLOT (1964).

b. *Les cherts "quartzeux"*, constitués de quartz et de calcédoine. On les trouve essentiellement dans les sédiments carbonatés, en lits, en nodules, ou présentant une géométrie complexe.

Le problème de l'origine des cherts fait l'objet chez les géologues d'un débat qui reste encore largement ouvert, comme le montre la variété des hypothèses sur leur genèse. Un certain nombre de faits semble toutefois acquis :

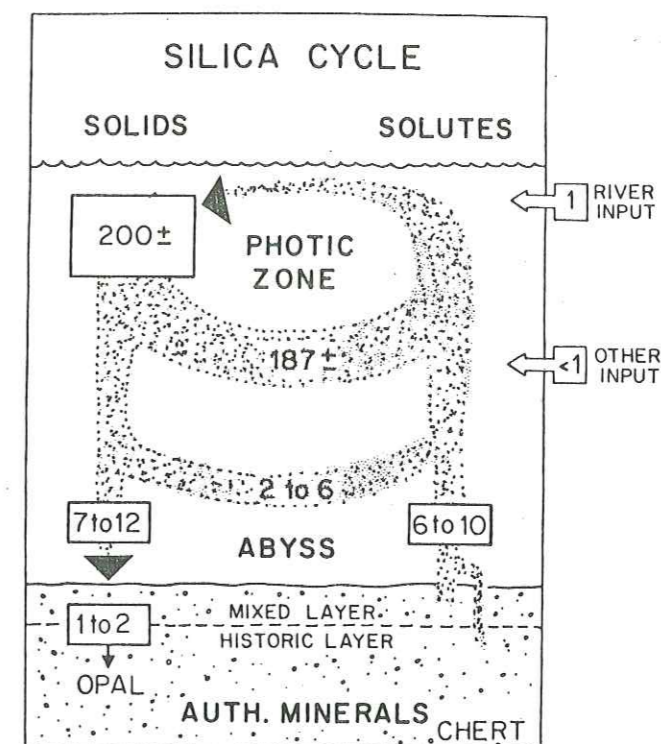


Fig. 40 : Le Cycle de la silice dans les océans (BERGER, 1974).

- Le cycle de la silice actuel dans les océans (BERGER, 1974) :

L'eau de mer contient de la silice dissoute fortement sous-saturée (2 à 3 ppm), la concentration augmentant avec la profondeur. La teneur en silice est essentiellement contrôlée par un processus biodynamique (fig. 40), la silice dissoute provenant du recyclage des organismes siliceux, la dissolution s'effectuant directement dans l'eau de mer ou à l'interface eau-sédiment, (BERGER, 1970). A ce processus s'ajoute l'apport de la silice dissoute des rivières et, en petite quantité, la silice provenant des éruptions volcaniques (STEFANSON, 1966). Une partie de la silice reste enfouie dans le sédiment où elle va subir une évolution diagénétique complexe.

- La silice dans le sédiment :

Les cherts ne sont jamais constitués d'opale amorphe. Ce fait est interprété comme la dissolution d'opale biogénique et sa reprécipitation en cristobalite désordonnée, calcédoine ou quartz. Cette authigenèse est compatible avec la teneur en silice dissoute des eaux interstitielles (40 à 50 ppm), suffisante pour permettre la précipitation des phases cristallines mais inférieure à la solubilité de l'opale amorphe.

- Quant au mode de formation des cherts, plusieurs interprétations sont avancées :

Pour G.R. HEATH et R. MOBERLY (1971), les cherts quartzeux noduleux résultent de la précipitation de lussatite, ultérieurement reconvertie en quartz. Pour W. BERGER et U. von RAD (1972) les différents cherts se classent dans une séquence diagénétique où ils distinguent quatre étapes depuis les "cherts immatures" jusqu'aux "cherts matures". Cette évolution est marquée par une disparition progressive des organismes siliceux présents dans les cherts et une diminution du rapport lussatite/quartz. La transformation de lussatite (cristobalite désordonnée) en quartz provenant initialement de la dissolution de l'opale biogénétique, semble donc pour ces auteurs le facteur déterminant dans la formation des cherts.

L'interprétation de Y. LANCELOT (1973) est différente. Pour cet auteur, la formation de chert porcelanitique est dictée principalement par la nature argileuse du milieu environnant ; l'évolution des formes peu cristallisées de la silice vers le quartz n'ayant qu'une importance secondaire ; ainsi, la faible perméabilité du milieu argileux ne permet pas la circulation des eaux chargées de silice. Celles-ci sont alors polluées par les gros cations (Mg^{++} , Al^{+++}) issus des argiles et la variété cristobalite-trydimite (lussatite) précipite préférentiellement (MILLOT, 1964). Quant aux cherts quartzeux, ils sont associés à des sédiments carbonatés et leur formation résulte d'un mécanisme en trois étapes : 1. Précipitation de quartz directement dans les carbonates, roches poreuses, 2. Développement du chert par accretion autour d'un germe dans les directions de perméabilité préférentielle (joint de stratification, hétérogénéités, ...) et éjection à la périphérie du front de silicification des minéraux argileux et des cations. 3. Précipitation de cristobalite désordonnée à la périphérie, favorisée par la présence en quantité suffisante des cations échangeables des argiles.

Enfin J.B. KEENE et M. KASTNER (1974) montrent que la silice contenue dans un chert porcelanitique peut provenir en partie de la diagenèse des argiles environnantes, la montmorillonite libérant de la silice lors de sa transformation en illite et chlorite. Ceci confirme l'opinion de G. DUNOYER (1969), sur l'importante quantité de silice libérée lors de la diagenèse des argiles.

4.3.3. Conclusions, conditions pour la formation des cherts.

Les silicifications dans les sédiments sont commandées par l'importance des apports siliceux dans l'eau de mer. Les auteurs s'accordent pour privilégier les apports de silice biogénique, les apports de silice par dévitrification de verres volcaniques et de silice d'origine terrigène (rivières) n'ayant qu'une influence plus réduite ou tout du moins locale.

La silice incorporée au sédiment sous forme d'opale biogénique devra être dissoute dans les eaux interstitielles pour pouvoir précipiter en cristobalite désordonnée ou en quartz. L'environnement chimique devra être favorable, c'est-à-dire être composé de silicates riches en silice (attapulgite, zéolites, ...) (LANCELOT, 1973) et présenter des conditions plutôt réductrices (teneur en matière organique non nulle ; BERGER, 1974) ; pour cet auteur, la formation de cherts sera encore favorisée par une vitesse d'enfouissement suffisamment grande et une quantité d'apports carbonatés par trop importante pour éviter la mobilisation précoce de la silice et sa redispersion dans l'eau de mer. La silice précipitera dans des zones de perméabilité préférentielle (LANCELOT, BERGER), dans les fractures ou des joints de stratification.

Ces conditions ne semblent pas réunies dans les océans depuis le Néogène, excepté dans les zones très fertiles (divergences équatoriales et polaires) où la précipitation par voie chimique est intense (LECLAIRE, 1974). Ceci peut être dû à la trop grande dilution de silice dans les sédiments du fait des importants taux actuels de sédimentation et de la trop faible teneur en silice dissoute dans l'eau de mer. Les facteurs régissant la production de silice, comme l'influence du climat, privilégiée par L. LECLAIRE (1974), sont en fait encore mal perçus.

4.4. Conséquences pour la formation des cherts subbriannonnais.

Les cherts microcristallins : Nos observations ont montré que la silice migrait et précipitait plutôt dans les niveaux de perméabilité préférentielle : calcarénites, laminations, hétérogénéités préexistantes dans le sédiment (slumps, bioturbations), joints de stratifications, et que ces cherts

se trouvaient dans des sédiments carbonatés ; ceci concorde avec certaines observations de Y. LANCELOT et W.H. BERGER sur les cherts quartzeux, qui constituent l'équivalent des cherts microcristallins. Toutefois, nous manquons d'observations fines du type analyses chimiques à la microsonde pour éprouver les théories de W.H. BERGER et U. von RAD (1972) sur la maturation des cherts et de Y. LANCELOT (1973) sur la croissance des cherts à partir d'un germe, d'autant que les recristallisations alpines ont pu effacer la plupart des structures précoces.

Ces théories font en effet appel à la présence ou absence de cristobalite désordonnée (lussatite), indiscernable au microscope optique. D'autre part, la diagenèse poussée des sédiments subbriançonnais a probablement fait évoluer ces formes métastables de silice vers le quartz ou la calcédoine ce qui rend impossible leur détermination éventuelle.

Les cherts verts cryptocristallins : Ceux-ci rappellent les cherts porcellanitiques décrits dans les sédiments marins dont la composition fait intervenir, outre du quartz, de la cristobalite désordonnée et des argiles (attapulгите). Une analyse chimique et une étude ^{aux} RX permettraient peut-être de détecter ces minéraux, si toutefois ils n'ont pas disparu pendant la diagenèse. Suivant les auteurs, ces cherts sont le résultat d'une évolution diagénétique incomplète (BERGER et al., HEATH et al., 1972) ou de la précipitation de silice mal cristallisée piégée dans un niveau argileux (LANCELOT, 1972). Dans le cas des cherts subbriançonnais, il semble que la profondeur de dépôt, située sous la C.C.D., ait eu une influence déterminante en provoquant d'une part la dissolution d'une grande partie des apports carbonatés, d'autre part la concentration relative en silice dissoute dans l'eau de mer et les eaux interstitielles. La fraction hémipélagique était alors constituée essentiellement de silicates baignant dans une eau très riche en silice. Ce mélange a pu alors évoluer vers un chert (par quels processus?), surtout si les silicates étaient riches en silice originellement et ont libéré celle-ci pendant la diagenèse.

4.5. Conclusions ; problèmes en suspens.

L'étude de la silice dans les sédiments subbriançonnais a permis d'aborder le problème des sources de silice nécessaires à la formation des cherts. Il est apparu que les apports biogénétiques et la libération de silice par diagenèse d'argile semblaient jouer un rôle important, ce en accord avec les résultats apportés par l'étude des sédiments océaniques.

Les conditions favorables à la formation des cherts, et donc à la concentration de silice, semblent être un apport biogénique important, une profondeur importante, sous la C.C.D. dans le cas des cherts cryptocristallins, susceptible de concentrer la silice par dissolution des carbonates, des conditions plutôt réductrices, et, pour ce qui est des cherts microcristallins l'existence de niveaux de perméabilité préférentielle.

Quant au mode de formation des cherts proprement dit, les auteurs invoquent une dissolution d'opale biogénique et une reprécipitation sous diverses autres formes de silice (lussatite, quartz). Les cherts subbriançonnais sont constitués de quartz, essentiellement du fait d'une diagenèse poussée, ce qui rend malaisée la recherche des transformations minéralogiques qui ont affecté les silicifications au cours de leur histoire.

De plus, les mécanismes de migration et de la précipitation de la silice ne sont pas totalement élucidés ; la précipitation semble être le fait d'une concentration suffisante en silice dans les eaux interstitielles ; mais le processus de migration reste obscur.

Enfin, la rareté des silicifications dans les sédiments marins Néogènes, comparée à leur relative abondance au Mésozoïque et au Paléogène, suppose un environnement géochimique des fonds marins différents de celui que l'on connaît ; sa nature (commandée par les climats ?) est encore mal connue.

A-5 - CROUTES ET MINERALISATIONS

Certaines minéralisations, outre les silicifications précédemment étudiées, peuvent prendre place à divers niveaux de la série subbriançonnaise.

Parmi les croûtes, deux types principaux peuvent être distingués :

1. Les minéralisations dans les séries lacunaires de l'unité de St Apollinaire-La Martinasse.

2. Les croûtes vert foncé du Jurassique supérieur de l'unité de Piolit.

5.1. Les minéralisations des séries lacunaires.

Géométrie : Ces minéralisations ont été observées dans trois coupes de l'unité de St Apollinaire-La Martinasse : Coupe de Clots les Hourmes (n° 1), de Serre du mouton (n° 2) et de la Martinasse (n° 6). Elles se présentent sous formes de placages verts ou pourpres d'épaisseur centimétrique sur la surface supérieure de la barre calcaire oolitique du Dogger, sous les calcschistes du Crétacé supérieur, et peuvent alors être interprétées comme des *hard-grounds*. Comme cela a été indiqué précédemment (voir P. 50), ces minéralisations peuvent s'infiltrer *per descensum* dans le calcaire oolitique, donnant à la roche un aspect bréchifié (la bréchification affectant préférentiellement certains bancs) ou fissuré (les filons étant par endroits épais de plus de dix centimètres). Elles n'affectent jamais les calcschistes du Sénonien inférieur. En première approximation donc, ces minéralisations semblent s'être mises en place après l'induration du calcaire du Dogger, et avant le dépôt des calcschistes du Sénonien inférieur.

Observations microscopiques :

Les minéralisations présentent des microfaciès distincts, suivant qu'elles sont vertes ou pourpres.

Minéralisations vertes : Il s'agit d'un matériel phylliteux où l'on reconnaît au milieu d'argiles indifférenciées des plages de chlorite, de micas blancs (muscovite) et en plus ou moins grande quantité des grains phosphatés, des cristaux de quartz parfois légèrement émoussés et de sparite aux formes complexes (organismes recristallisés ?). Une partie de ce matériel semble être d'origine terrigène (chlorite, muscovite, quartz)^{et} d'une façon générale présente des analogies de faciès avec les pélites de l'Albien Cénomaniens.

Minéralisations pourpres : La couleur est due à la forte teneur en hématite. A ce minéral, s'ajoute en petite quantité de la chlorite, de la muscovite, du quartz et de la sparite. Comme pour le matériel vert, il n'est pas impossible que certains cristaux de sparite soient d'anciens foraminifères planctoniques recristallisés.

Ces minéralisations vertes ou pourpres sont souvent intimement mêlées, ce qui laisse supposer qu'elles se sont mises en place à la même époque et de la même manière. Deux configurations sont observables :

- La minéralisation est en contact franc avec la gangue calcaire, en général une micrite, parfois riche en argiles, plus rarement une biosparite (microfaciès du calcaire de la Rouanne) ; Elle peut (1) emballer des micrites du Jurassique supérieur (à *Saccocomidae*), (2) s'interstratifier entre le calcaire Jurassique et les calcschistes crétacés et (3) s'accumuler dans des fissures du calcaire Jurassique.

- La minéralisation s'est amalgamé avec l'encaissant qui est alors recristallisé en sparite. Cette configuration se rencontre en général dans le calcaire de la Rouanne. Il est possible que la sparitisation résulte en partie du lessivage par les eaux interstitielles mais il est difficile de dire si les minéralisations se sont mises en place par précipitation ou par simple accumulation *per descensum* dans des fissures à partir du matériel situé au sommet de la barre calcaire.

Le chimisme :

Trois analyses chimiques ont été faites, l'une dans le *hard-ground* rouge (525), les deux autres dans des filons sédimentaires verts et rouges (325 et 337) contenus dans la masse calcaire de la Rouanne (tableau I).

TABLEAU I - ANALYSES CHIMIQUES DES CROUTES ET MINERALISATIONS

N° éch.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.
77π525	10.39	3.52	31.13	.04	1.83	27.08	.04	.33	.24	.65	24.18
77π325	8.18	2.45	7.1	.01	.87	44.74	traces	.47	.17	1.50	34.03
77π337	28.95	7.31	8.94	.02	2.5	27.04	.04	1.00	.35	2.00	21.72
76π648	48.76	15.73	5.73	.06	2.1	9.78	.86	3.33	.73	.29	12.52
77π139	17.49	2.14	1.6	.09	.64	44.39	.01	.45	.14	.1	32.81
74+656	63.07	13.95	7.15	.03	7.15	1.74	.32	3.72	.64		5.08
74+655	27.42	4.76	3.44	.07	4.55	29.64	.02	.61	.22		26.52

Eléments majeurs %

N° éch.	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb	Zn	Pb
77π525	59	36	76	14	203	249	307	16	361	16
77π325	55	10	76	<10	60	365	162	19	150	7
77π337	106	35	76	<10	108	264	158	40	173	8
76π648	733	27	116	51	95	141	171	168	113	15
77π139	2454	21	53	<10	47	1281	67	17	52	8
74+656	696	23	189	11	97	57	271		144	9
74+655	159	38	65	35	87	323	105		173	14

Eléments traces ppm.

N° éch.	Fe ₂ O ₃	CaO	CaO	V	Co	SiO ₂	Fe ₂ O ₃
	MnO	Sr	Ba	Fe ₂ O ₃	MnO	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
77π525	778	1090	4590	0.9910 ⁻³	90.10 ⁻³	2.95	8.85
77π325	710	1220	8130	2.3 10 ⁻³	100.10 ⁻³	3.3	2.9
77π337	447	1020	2550	1.7710 ⁻³	175.10 ⁻³	3.95	1.2
76π648	95,5	700	130	3.10 ⁻³	45.10 ⁻³	3.1	.36
77π139	17,8	350	180	4.2 10 ⁻³	23.10 ⁻³	8.17	.75

Rapports

525	Croûte sommet calcaire de la Rouanne (la Martinasse n° 5)
325	Filons sédimentaires dans calcaire de la Rouanne (Serre du Mouton n°2)
327	Filons sédimentaires dans calcaire de la Rouanne (Serre du Mouton n°2)
139	Argile silicifiée sommet niveau Malm (Clot les Hourmes n° 1)
648	Croûte verte sous la "brèche bleue" (ravin de Courou n° 8)
74+655	Encroûtement vert dans brèche (Albien) (Queyrellin, massif de Cerces)
74+656	Schistes remaniés (même gisement que 655).

Lieu de gisement

+ Echantillon M. BOURBON.

L'examen des teneurs en éléments majeurs et traces suggère que ces échantillons appartiennent à la même famille géochimique, bien distincte du type de croûte décrite plus loin. Cette famille se caractérise par :

Une certaine quantité de Al₂O₃ (2,5 % à 7,3 %), qui suggère la présence d'argiles.

Une teneur en SiO₂ trois à quatre fois plus forte que la teneur en alumine : la silice provient des argiles mais doit se trouver aussi sous forme libre, ce que confirme l'étude pétrographique.

Un rapport Fe/Al élevé. Le fer, présent dans les argiles, est aussi sous forme d'oxydes, très abondants dans l'échantillon 525 (hématite). Ces oxydes sont probablement trivalents dans le cas des échantillons 325 et 525, comme l'atteste leur couleur rouge, et bivalents dans l'échantillon 337 (vert).

La présence de P₂O₅ (0,6 % à 2 %), observable en grains en lame mince (débris d'organismes ?).

Un rapport V/Fe relativement faible. Le Vanadium est réputé s'associer au Fer lorsque celui-ci est dans les argiles plutôt que dans les oxydes, la valeur réduite du rapport est donc compatible avec l'abondance d'oxydes.

L'absence presque complète de Manganèse (Fe/Mn fort).

Des rapports Ca/Sr et Ca/Ba forts.

Ce type de famille, caractérisée par la présence d'argiles, de phosphate et l'absence de manganèse, est très comparable à celle des croûtes d'âge Vraconien du domaine briançonnais (BOURBON, thèse sous presse).

Le problème de l'âge des encroûtements :

On a vu que les minéralisations pouvaient emballer des lentilles de micrite du Jurassique supérieur. La présence de foraminifères planctoniques a été suggérée mais n'a pu être prouvée. Sur le terrain, je n'ai jamais pu mettre en évidence ces minéralisations dans les coupes où le Tithonique supérieur et le Crétacé inférieur étaient représentés, soit parce que les conditions d'affleurement sont défavorables, soit parce qu'elles ne se sont effectivement pas mises en place. Dans un cas, (coupe de Clot les Hourmes) les pélites noires de l'Albien Cénomaniens reposent sur le Jurassique supérieur encroûté. La composition chimique des minéralisations rappelle celle des encroûtements liées à la lacune du Crétacé inférieur en domaine briançonnais (M. BOURBON, communication personnelle). Enfin la mise en place des minéralisations dans les filons du

calcaire de la Rouanne et est peut-être contemporaine de la création de reliefs mise en évidence à partir de l'Aptien-Albien à la coupe de l'Arche, cette activité tectonique provoquant la fissuration du substratum jurassique dans le domaine de St Apollinaire-La Martinasse.

Tous ces indices, s'ils ne constituent pas des preuves, suggèrent la mise en place des minéralisations au Crétacé inférieur (jusqu'à l'Albien ?) et leur infiltration dans la masse calcaire à partir de l'Aptien. Mais dans d'autres cas, le contact direct du Jurassique moyen avec le Crétacé supérieur par l'intermédiaire d'une minéralisation n'exclut pas une mise en place dès le Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé supérieur.

Résumé, modèle de mise en place des minéralisations :

Il a été suggéré (p. 126) que ces minéralisations, d'origine sous-marine, pouvaient être interprétées comme des *hard-grounds* se formant sur une pente sur laquelle les sédiments ne pouvaient se maintenir. Cette sédimentation condensée résulte peut-être aussi du lessivage du sédiment soumis à l'action de courants sur un haut-fond, du fait de son exposition en relief, la fraction insoluble formant une surface durcie riche en argile, en fer et légèrement phosphatée. Ce dispositif a fonctionné au minimum pendant tout le Crétacé inférieur (30 millions d'années) et peut être depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé supérieur.

La présence des minéralisations dans le calcaire de la Rouanne est le résultat d'une fissuration contemporaine des pulsations tectoniques qui affectent le domaine considéré entre l'Aptien et le Cénomaniens et d'une accumulation *per descensum* s'accompagnant de recristallisations du calcaire.

5.2. Les croûtes vert foncé du Jurassique supérieur de l'unité de Piolit.

Géométrie : Ces croûtes, d'épaisseur plurimillimétrique, se placent aux épontes des calcarénites à éléments micritiques de la partie supérieure de l'unité des Terres Noires, à la base et parfois au sommet des "brèches bleues". Elles apparaissent uniquement lorsque l'encaissant des niveaux détritiques est argileux (coupes de Courou, la Plaine, brèche inférieure de l'Arche). On ne les observe jamais lorsque celui-ci est calcaire. La minéralisation, de couleur vert-noir, s'infiltré entre les grains des niveaux détritiques, constituant le ciment.

Analyse microscopique : Quatre éléments principaux interviennent dans la composition pétrographique, soit, dans l'ordre décroissant, les argiles, les oxydes métalliques dont certains sont ferreux (couleur verte de la minéralisation), le quartz, en très petits cristaux (1 à 10 μ) et la calcite, sous forme de micrite et de grains de sparite (anciens débris d'organismes). L'examen des lames minces montre que l'on passe sans rupture aucune de la minéralisation des épontes au ciment, ce dernier étant toutefois plus riche en minéraux opaques.

Analyse chimique (tableau I, éch. 648) : L'abondance de silice et d'alumine est due à la présence d'argiles ; le fer, sous forme bivalente du fait de la couleur verte est sûrement pour une bonne partie dans les argiles, en effet, le rapport V/Fe est plus élevé que pour les croûtes précédentes ; le phosphate est pratiquement absent.

Les pourcentages en éléments majeurs et traces ainsi que les rapports (tableau I) sont étonnamment comparables à celles de certains films argileux diagénétiques connus en Briançonnais (par exemple film argileux 74.656 autour de boules de slumps dans des argiles) (BOURBON, communication personnelle).

Interprétation, mode de mise en place :

Les minéralisations étant de nature comparable au ciment des niveaux détritiques, leur mise en place résulte de son évolution particulière. En effet, lors de la compaction particulièrement intense du fait de la plasticité des éléments micritiques (p. 167), les eaux interstitielles du ciment, probablement riches en ions métalliques, circulant entre les éléments micritiques,

ont été expulsées et piégées aux épontes du fait de la présence d'argiles encaissantes imperméables. Les minéralisations se sont alors développées.

Remarque : M. LATREILLE (1961) à la suite de M. GIGNOUX et L. MORET (1938) cite la présence d'un *hard ground* à nodules phosphatés, ammonites et belemnites roulées, surmonté par une pseudobrèche, correspondant à une lacune de tout le Lusitanien dans l'unité de Piolit. Il semble plutôt que ce "fond durci" soit une minéralisation située sous la pseudobrèche (notre "brèche bleue") et non sur les Terres Noires; d'autre part, la teneur en phosphate de la minéralisation paraît être pratiquement nulle et la croûte semble s'être mise en place après le dépôt de la pseudobrèche. Quant à la lacune, son existence est possible à la coupe de la Plaine (n° 17), où une légère discordance probablement due à un ravinement s'observe entre les Terres Noires et la "brèche bleue". Par contre, à la coupe de l'Arche, il n'a pas été observé d'indice caractéristique de hiatus de sédimentation.

A-6 - LES ARGILES.

Introduction.

Trente neuf analyses aux rayons X ont été effectuées sur la fraction décarbonatée des divers niveaux argileux de la série subbréançonnaise : Terres Noires, interlits argileux du Barrémien de l'Arche, argilites de l'Albien-Cénomaniens et marnes du flysch de l'Aiguille.

Elles ont révélé la présence des minéraux suivants : Illite, chlorite interstratifiés Illite-Smectite, Quartz et dans un seul échantillon (77-31) de la Kaolinite.

Pour chaque analyse, on a mesuré la teneur de chacun de ces constituants ainsi que l'indice de cristallinité de l'illite par la méthode de KUBLER (largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å) et le rapport d'intensité des pics à 5 et 10 Å.

N° éch.	Origine AGE	% Illite	% Illite + I.S.	% I.S.	% Chlorite	% Kaolinite	Quartz	ILLITE + I.S.	
								Cristallinité	002/001
13 (77)	Fenêtre de l'Argentière OXFORDIEN	65	-	0	35	0	P**	6,3	0,39
17		48	-	0	52	0	T***	5,2	0,47
19		47	-	0	53	0	O	5,8	0,50
233		81	-	0	19	0	P	9,0	0,43
51	Unité de Piolit OXFORDIEN-KIMMERIDGIEN	45	-	15	40	0	P	10,7	0,29
400		37	-	29	34	0	P	-	-
401		34	-	29	37	0	O	-	-
402		-	54	0	46	0	P	(14,5)*	(0,54)
83		51	-	0	49	0	P	95	0,54
243	Unité de Piolit BARREMIEN	77	-	0	23	0	O	-	-
242		85	-	0	15	0	O	(12,6)	-
241		77	-	0	23	0	O	(11,4)	-
240		66	-	0	34	0	O	(10,3)	-
239		64	-	0	36	0	T	(11,5)	-
238		70	-	0	30	0	O	(10,)	-
396		78	-	0	22	0	P	(10,9)	-
397	-	-	71	0	29	0	P	(12,2)	-
31	Fenêtre de l'Argentière ALBIEN-CENOMANIEN	87	-	0	0	13	P	5,7	0,50
32		69	-	0	31	0	O	5,0	0,32

Tableau 2 : MINERALOGIE DES ARGILES, FRACTION DECARBONATEE

* les parenthèses indiquent un chiffre dont la signification est imprécise.

** P : Présent

*** T : Traces

Le but de ces analyses est de discerner la part des recristallisations diagénétiques, voire métamorphiques, dans le spectre des minéraux argileux, afin de reconstituer ensuite, dans la mesure du possible, la composition minéralogique originelle des sédiments étudiés.

6.1. Résultats.

Les résultats bruts des analyses figurent sur le tableau II. Par ailleurs, les indices de cristallinité de l'illite ont été portés sur un diagramme selon la méthode d'ESQUEVIN (1969), c'est-à-dire en tenant compte du rapport d'intensité des pics à 5 et 10 Å ($I(002)/I(001)$).

Il est possible de définir d'après ce diagramme le taux de diagénèse et de métamorphisme des argiles. Ainsi, dans les conditions expérimentales de l'analyse, pour une largeur du pic à 10 Å supérieur à 5,5 mm, on reste dans le domaine de la diagénèse ; entre 3,5 mm et 5,5 mm, c'est le domaine de l'anchizone, au delà c'est le domaine de l'épizone (début du métamorphisme).

Les Terres Noires de la fenêtre de l'Argentière : excepté l'échantillon 233 (prélevé dans les Terres Noires du col de l'Eychauda, plus à l'W), les argiles de cette formation ont en commun un pourcentage de chlorite élevé et une assez forte cristallinité des illites (5,2 à 6,3 mm). Elles se situent à la frontière entre la zone de diagénèse et l'anchizone dans le diagramme d'ESQUEVIN. Dans ce domaine, la nature des minéraux argileux devient uniforme et indépendante du contexte lithologique ; c'est le faciès à Illite-chlorite (DUNOYER, 1969). La composition minéralogique n'a donc pas de signification sédimentologique.

Les Terres Noires de l'unité de Piolit : La teneur en chlorite est peu variable d'un échantillon à l'autre : moyenne : 41,2 % écart-type : 6,2 %. Les interstratifiés illite-smectite apparaissent, le restant de la fraction argileuse étant constituée d'illite. La cristallinité est très faible (largeur du pic supérieure à 10 mm) et parfois non mesurable. Ces argiles n'ont donc pas subi une diagénèse trop poussée et il est probable que leur composition minéralogique est en partie le reflet de la sédimentation.

Les interlits marneux du Barrémien de Piolit : La teneur en illite est forte : $73,9 \pm 7$ %, le reste étant constitué essentiellement de chlorite. Là encore, comme pour les Terres Noires de l'unité de Piolit, la cristallinité est très faible, l'illite et la chlorite sont donc probablement en partie héritées du sédiment originel.

Les schistes de l'Albien-Cénomaniens de la fenêtre de l'Argentière.

L'échantillon 31 présente une cristallinité assez forte : 5,7 mm, qui le place à la limite diagénèse anchizone dans le faciès illite-chlorite. Par contre l'échantillon 32, bien qu'ayant une forte cristallinité : 5,0 mm, contient de la kaolinite. Celle-ci est normalement instable dans de telles conditions (DUNOYER, 1969) mais, comme le fait remarquer cet auteur, elle peut réapparaître par diagénèse régressive par des eaux vadoses acides, lors de la remontée des couches vers l'affleurement. Donc, la composition minéralogique ne reflète probablement plus les caractères de la sédimentation argileuse.

Les schistes de l'Albien-Cénomaniens de l'unité de Piolit : Leur composition minéralogique est voisine de celle des niveaux marneux du Barrémien, Illite, $72,5 \pm 5,5$ %, Chlorite : $29,5 \pm 5,5$ %. Leur cristallinité est un peu plus forte (entre 5,9 et 11 mm), de ce fait il est difficile de cerner les rôles respectifs de la diagénèse et de la sédimentation.

Les niveaux marneux du flysch de l'Aiguille : La diagénèse n'a pas été trop poussée, comme en témoigne l'ouverture des feuillets d'illite (cristallinité non calculable). Ces argiles sont caractérisées par l'abondance d'illite et d'interstratifiés illite-smectite, ces derniers rentrant pour un tiers dans la composition de l'ensemble : environ 78 %. Le restant étant constitué de chlorite et d'un peu de quartz.

6.2. Discussion des résultats.

L'illitisation des interstratifiés . Dans les Terres Noires, la teneur en chlorite reste à peu près la même dans la fenêtre de l'Argentière, où l'on atteint le domaine de l'anchizone, et dans l'unité de Piolit, où l'on reste dans le domaine de la diagenèse moyenne ; par contre les interstratifiés, présents dans ce dernier domaine, semblent avoir disparu à l'Argentière au profit de l'illite. Ce phénomène d'illitisation est classique et est rapporté à une remise en ordre des réseaux cristallins (DUNOYER, 1969 ; MILLOT, 1964).

Origine des principales phases argileuses rencontrées.

La Chlorite : La forte teneur en chlorite dans les Terres Noires de l'unité de Piolit, qui ont subi une diagenèse moyenne au sens de G. DUNOYER, (1969) a probablement une origine sédimentaire. Dans ce cas, ces chlorites caractérisent un apport terrigène (MILLOT, 1964). De plus l'abondance de ce minéral concorde avec les observations de P. ARTRU (1972) sur l'augmentation de la teneur en chlorite vers l'Est dans les Terres Noires dauphinoises. Cet auteur admettait en outre l'origine interne de ce minéral depuis un continent dont la trace aurait disparu.

Quant à la chlorite des formations crétacées de l'unité de Piolit, il est possible qu'elle soit héritée, caractérisant un apport terrigène, mais elle peut aussi résulter d'une diagenèse précoce du type transformation de montmorillonite par exemple (DUNOYER, 1969).

Les interstratifiés illite-smectite : Ils ne sont présents que dans le Crétacé de l'unité de Piolit. On sait (MILLOT, 1964) qu'ils sont le résultat de nombreuses transformations, à partir de montmorillonite par exemple, depuis le dépôt de la fraction argileuse sur le fond marin et pendant toute la diagenèse.

L'illite : D'une façon générale, celle-ci est abondante dans tous les niveaux argileux. Comme le soulignent G. MILLOT (1964) et G. DUNOYER, (1969), elle peut avoir plusieurs origines : (1) érosion des roches sédimentaires, (2) dégradation de phyllites variées préexistantes, (3) aggradation en milieu marin. Une étude cristallographique de l'illite permet parfois de choisir

entre ces diverses origines.

Conclusions :

Les remarques faites à propos des trois principales phases argileuses rencontrées : Illite, interstratifiés illite-smectite, chlorite, montrent l'importance des transformations diagénétiques qu'elles ont pu subir, même dans le cas des séries relativement fraîches (Piolit) et, partant, la difficulté, voire l'impossibilité à caractériser la nature de la sédimentation argileuse.

Toutefois, la présence de chlorite terrigène en quantité appréciable semble probable dans les Terres Noires, ainsi qu'une certaine quantité d'illite sédimentaire dans l'ensemble des niveaux argileux. L'éventualité de la sédimentation de montmorillonite dans le flysch de l'Aiguille, maintenant sous forme d'interstratifiés, n'est pas à rejeter.

La diagenèse varie suivant les unités tectoniques, ainsi l'examen du diagramme d'ESQUEVIN a permis de caractériser une diagenèse poussée, à la limite de l'anchimétamorphisme, des sédiments de l'unité de Vallouise, c'est-à-dire à un degré comparable à celui des Terres Noires du bassin d'Embrun (ARTRU, 1972). A l'opposé les argiles de l'unité de Piolit ont subi une diagenèse moyenne à forte, comparable à celle des Terres Noires du bassin de Gap (ARTRU, 1972).

A-7 - ASPECTS DE LA DIAGENESE DE CERTAINS SEDIMENTS PELAGIQUES SUBBRIANCONNAIS.

7.1. Lithification de la "brèche-bleue".

Tout au long des paragraphes précédents, nous avons montré l'importance des remaniements et des déformations subies par les éléments de cette brèche, entre le moment où ils se sédimentent pour la première fois et celui où ils ont acquis leur configuration définitive. L'examen des figures sédimentaires va permettre de préciser certains aspects de ces déformations et d'aborder le

problème de la lithification de la brèche.

- Les bioturbations. Certains éléments micritiques présentent des traces de bioturbations. Celles-ci sont remplies de micrite à grain plus grossier que celui du sédiment lui-même (voir Planche III). Elles n'affectent qu'un élément à la fois et jamais, semble-t-il, le ciment de la brèche. Elles sont donc antérieures à la phase de remaniement conduisant à la mise en place de la brèche. Elles ont pu contribuer à la désorganisation du sédiment originel.

- Les figures géotropes. Elles sont de deux types : (1) Remplissage de tests d'organismes (radiolaires, loges d'ammonites). Dans ce cas leur formation est précoce puisqu'elles sont orientées de manière variée par rapport à la stratification de la brèche. (2) Remplissage de cavités (fig. 42). Celles-ci ont une forme complexe mais toujours convexe. Les contours du haut de la cavité, remplie de sparite, sont souvent plus anguleux que ceux de la partie remplie de micrite. A l'intérieur on y observe parfois des éléments de micrite qui peuvent s'être détachés des épontes ou avoir une origine biologique (*fecal pellets*). En majorité ces figures concordent avec la stratification actuelle mais il y a de nombreuses exceptions.

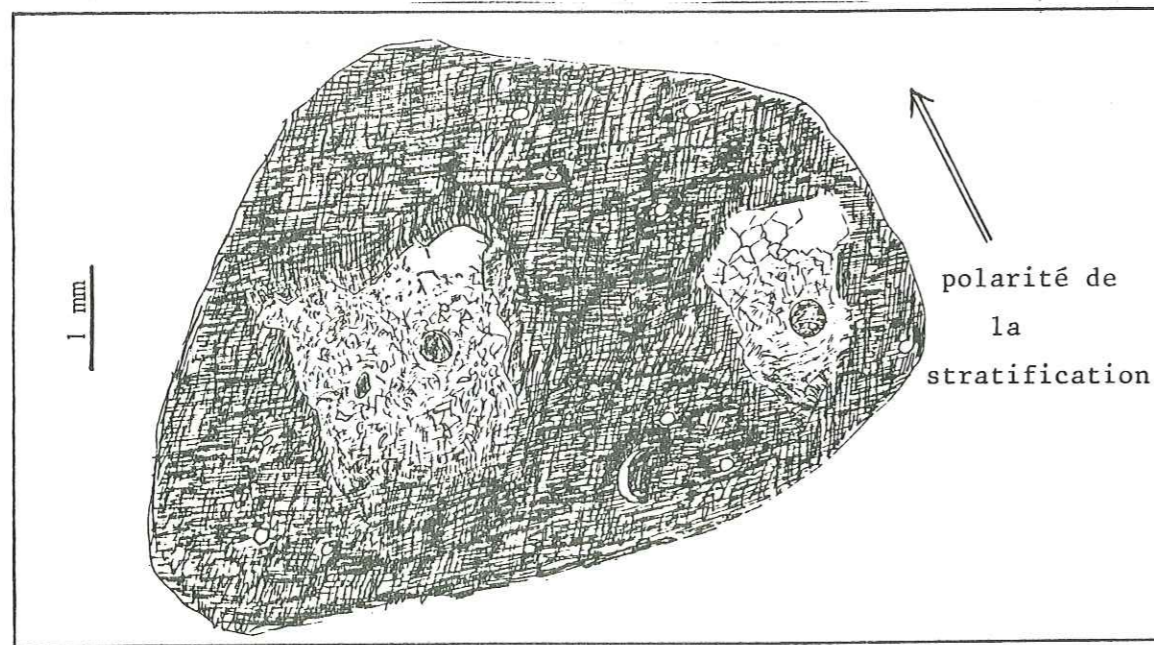


Fig. 42 : FIGURES GEOTROPES DE REMPLISSAGE DE CAVITE, D'ORIGINE MECANIQUE PROBABLE, APPARAISSANT A L'INTERIEUR D'UN ELEMENT MICRITIQUE DE LA BRECHE BLEUE. LE CONTACT DE BASE ENTRE LA FIGURE GEOTROPE ET LA MICRITE ENCAISSANTE EST TRANSITIONNEL. LES BOULES MICRITQUES A L'INTERIEUR DES FIGURES GEOTROPES DOIVENT ETRE D'ORIGINE BIOLOGIQUE.

Leur mise en place a pu donc s'effectuer avant ou après la mise en place de la brèche. L'existence des figures non concordantes montre que la micrite était suffisamment indurée pour que ces cavités où l'eau pouvait circuler librement subsistent.

Elles ont pu apparaître au moment où le sédiment amorçait son déplacement et présentait déjà une plasticité telle que des vides pouvaient se créer, ou plus tard, au début de la compaction définitive, les éléments micrites étant suffisamment indurés pour qu'apparaissent des vides sous l'effet des contraintes. On pourrait alors interpréter ces cavités comme des figures de contraintes (de distention ?).

- L'imbrication des éléments micritiques. Celle-ci est le résultat de la compaction de la brèche. Elle suggère que les éléments de la brèche n'étaient pas totalement indurés après le dépôt final. Il est probable que les compressions ultérieures, due à la surcharge des sédiments et à l'orogénèse alpine ont accentué l'imbrication par un phénomène de solution par pression, donnant ainsi au liant des éléments d'aspect d'un véritable joint stylolitique.

Conclusion : La lithification des éléments de la brèche.

Avant la mise en place définitive de la brèche, les éléments micritiques étaient à la fois suffisamment indurés pour que des traces de remaniements (bioturbations, cavités à remplissage géopète) apparaissent, et suffisamment mous pour qu'un aplatissement relatif ait eu lieu.

Après la mise en place définitive de la brèche, ces éléments étaient suffisamment indurés pour conserver leurs hétérogénéités initiales et ne pas reformer une pâte homogène, et suffisamment mous pour subir d'importantes déformations pendant la compaction.

7.2. L'ensemble calcaréo-siliceux.

Dans cet ensemble, certains termes lithologiques ont pu subir une induration très précoce. Dans une même lame mince (Planche IV et fig. 43), on peut en effet observer la succession suivante : (1) micrite siliceuse à radiolaires, (2) micrite franche à radiolaires abondants, (3) niveau calcaréo-argileux riche en silice, laminé, à rares radiolaires, brisé en deux morceaux, la cassure étant nette ^{et} le remplissage constitué de micrite à radiolaires provenant du niveau supérieur (4), celle-ci passant continûment à la micrite (2) ; enfin, (5) cet ensemble est scellé par une lamination riche en radiolaires.

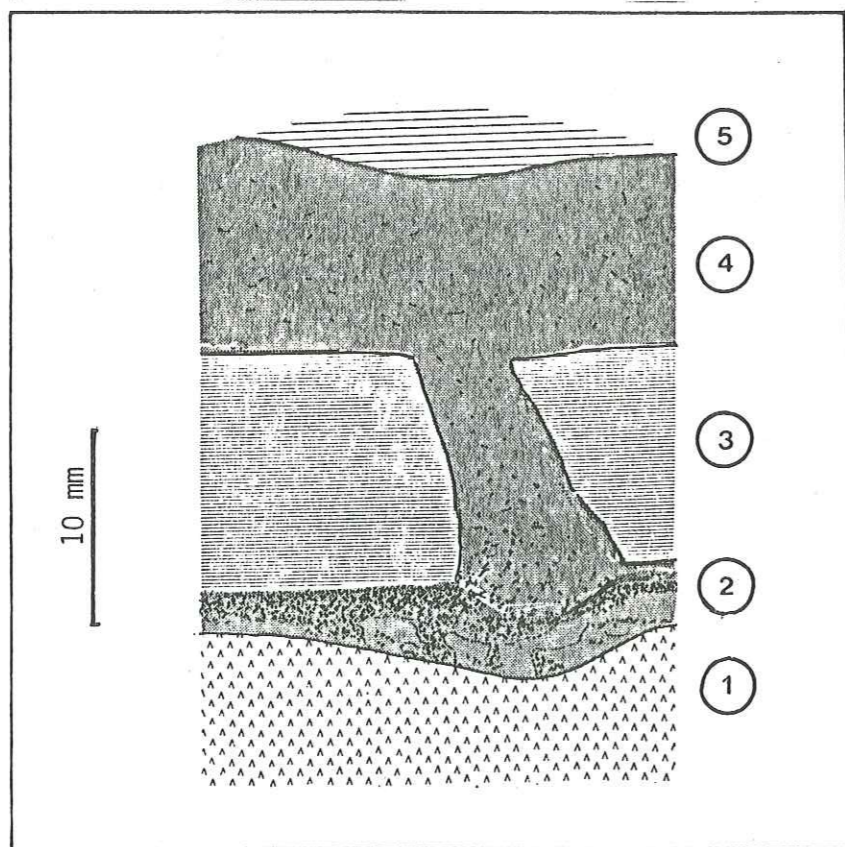


Fig. 43

(Légende et explication ci-dessus et sur la page adjacente)

DIAGENÈSE PRÉCOCE ET DÉFORMATION SYNSEDIMENTAIRE
DANS UN NIVEAU DE L'ENSEMBLE CALCAREO-SILICEUX

L'histoire de cette lame peut se résumer comme suit : dépôt du niveau (1), ravinement par le niveau (2), mise en place du niveau (3), induration et rupture du niveau (3) pendant le dépôt de la micrite (4), qui colmate au fur et à mesure le vide créé et s'amalgame au niveau (2) non totalement induré ; enfin dépôt ultérieur de la lamination (5) qui celle le tout. Ceci montre que l'induration du niveau (3) a été très précoce.

Les niveaux siliceux subissent eux aussi une induration très rapide (p. 144) : on observe parfois des éléments de cherts microcristallins aux contours anguleux disposés de manière aléatoire dans une micrite à radiolaires homogène, l'ensemble étant surmonté par une lamination plane.

En résumé, la lithification des niveaux riches en silice et argiles est précoce ; L'induration des niveaux franchement micritiques n'intervenant que plus tard.

7.3. Les calcaires micrites du Tithonique-Crétacé inférieur.

On ne dispose que de renseignements partiels sur le problème de la lithification de ces calcaires micritiques. Du fait des conditions de sédimentation particulièrement calmes pendant cette période dans le domaine de l'Arche ils n'ont pas subi de déformations, jusqu'à l'Aptien au moins, qui permettraient d'estimer la vitesse d'induration. On notera toutefois la présence d'un niveau de brèche dans les couches détritiques de l'Albien supérieur-Cénomaniens (coupe du sentier de Piolit) dont les éléments, micritiques calcaires, sont imbriqués les uns dans les autres et reliés par une fine pellicule argilo-ferrugineuse sombre, comme dans le faciès la "brèche-bleue" ; ils n'étaient donc pas totalement indurées au moment de leur dépôt. Parmi ceux-ci on trouve des micrites à calpionelles du Berriasien ce qui suggère la lithification n'avait pas encore abouti après 30 millions d'années au moins. Il semble donc, au vu de cet exemple, que la lithification de ces micrites soit lente, comparée à celle des niveaux riches en silice et en argile. Les résultats des forages montrent d'ailleurs des exemples de boues carbonatées d'âge Eocène, soit 50 millions d'années environ, encore très fluides.

7.4. Minéraux d'origine diagénétique.

On rencontre essentiellement des feldspaths plagioclases et des minéraux opaques .

7.4.1. Les feldspaths plagioclases : On les observe dans deux types de gisement :

1) Dans les calcaires micritiques du Jurassique supérieur, et plus spécialement dans les éléments micritiques des calcarénites des Terres Noires et des "brèches bleues", rarement dans les calcaires à cherts. On ne les trouve jamais dans le ciment de ces niveaux détritiques. Ce sont des cristaux automorphes d'albite ou d'oligoclase allongés, de 10 à 80 μ de dimension. Ces cristaux, non déformés, ont précipité au cours de la diagenèse après la compaction définitive.

2) Dans les calcarénites riches en quartz du Sénonien inférieur.

Ce sont alors des albités automorphes de taille millimétrique . On les observe aussi bien dans le flysch de l'Aiguille que dans les calschistes de la Cucumelle. Ils sont associés à de gros cristaux de quartz détritiques et authigènes et à de la sparite de recristallisation. Ils sont d'origine diagénétique (tardive ?).

7.4.2. Minéraux opaques : On les rencontre à divers niveaux de la série subbriançonnaise. Ce peuvent être des cristaux de pyrite, d'hématite, des oxydes de fer, associés à filets argileux, et de la matière organique, dans les schistes.

Dans les Terres Noires : A l'intérieur de la fraction argileuse, ils se présentent sous forme de pyrite automorphe (50 μ) et en abondance sous forme de filets opaques; ce sont probablement alors des oxydes de fer, résidus de dissolutions diagénétiques. Les niveaux détritiques renferment de nombreux éléments arrondis d'hématite, d'origine épigénétique probable. Ce minéral imprègne l'ensemble de la roche, lui donnant une couleur rouille caractéristique à l'affleurement.

L'abondance de minéraux opaques dans l'ensemble de la formation est peut-être dû à l'importance des apports terrigènes sous forme

de débris végétaux. Une étude en lumière réfléchie, qui n'a pu être menée faute de temps, permettrait de tester cette hypothèse.

Dans l'ensemble de "brèches bleues".

On les observe essentiellement dans le ciment de la brèche bleue, dans deux types de configurations :

(1) Le ciment est abondant. On y observe de nombreux cristaux de pyrite néoformée et des filets opaques, probablement riches en oxydes ferreux comme en témoigne la couleur vert-noir du ciment.

(2) Le ciment se réduit à un simple liseré opaque ; c'est alors un véritable joint stylolithique constitué d'argiles et d'oxydes de fer (ferreux ?). Il s'agit du résidu de dissolution par compaction.

Dans les schistes de l'Albien-Cénomaniens.

Lorsque les schistes sont azoïques, les minéraux opaques se présentent sous forme de pyrite néoformée (50 μ) dispersée dans le sédiment, ou d'agglomérats d'origine organique probable, ou en filets opaques dans les plans de schistosité. Lorsque le sédiment contient des organismes, on les observe en plus sous formes d'agrégats pyriteux à l'intérieur des loges d'organismes (foraminifères notamment).

Dans les calcschistes planctoniques rouges (Campanien).

La couleur de ces calcschistes est due à la forte teneur en oxydes métalliques qui imprègnent la roche. En lame mince, on reconnaît de l'hématite, en cristaux ou dans des filets opaques où elle est probablement associée à de l'alumine. Dans les niveaux calcarénitiques, l'hématite se présente sous forme d'éléments à texture fibreuse, qui constituent avec les quartz et les grains de chlorite la fraction détritique. L'abondance des oxydes métalliques n'est probablement pas d'origine primaire, c'est-à-dire sous forme d'apports continentaux de produits d'altération, mais vient plutôt de la dissociation des argiles en alumine et en oxydes de fer *in situ*, comme en témoigne la structure encore fibreuse des minéralisations opaques. Pour M. LATREILLE (1961), cette dissociation serait facilitée par les conditions oxydantes du paléoenvironnement.

A-8 - CONCLUSIONS, SIGNIFICATION DES DIFFERENTS FACIES RENCONTRES.

Les différents termes lithologiques qui constituent la série pélagique subbriançonnaise sont le résultat d'une évolution dictée par la nature des apports, le mécanisme du dépôt, le chimisme du milieu de dépôt et les conditions de diagenèse. Ces différents aspects ont été évoqués au moins partiellement tout au long de cette partie. Les conclusions relatives aux différents faciès rencontrés peuvent se résumer comme suit :

8.1. Les Terres Noires à turbidites (Oxfordien p.p.).

Cette formation peut s'interpréter comme une succession de turbidites, dont la partie inférieure de chacune est une calcarénite ou une microbrèche à ciment riche en argile et la partie fine, un niveau de schistes noirs ou vert foncé ; la fraction argileuse est constituée d'illite et de chlorite, cette dernière en partie d'origine terrigène ; c'est la plus abondante.

Le milieu de dépôt de ces Terres Noires à turbidites devait être situé à une profondeur relativement importante (au voisinage de la F.C.D.) sans toutefois dépasser la C.C.D. ; les conditions étaient franchement réductrices. De nombreuses minéralisations sont apparues pendant la diagenèse : des croûtes riches en silice et oxydes ferreux, aux épontes des microbrèches calcaires ; des cherts, dans les calcarénites ; enfin de la pyrite, dans l'ensemble des termes lithologiques.

8.2. L'ensemble des "brèches bleues" (Oxfordien sup.-Tithonique).

Ce terme peut être compris comme un empilement de séquences qui, lorsqu'elles sont complètes, montrent la succession suivante : "brèche bleue", calcarénite et argiles, calcaire micritique et calcschistes à radiolaires. La brèche a été interprétée comme un ensemble resédimenté, dont le milieu de dépôt final est profond, entre la F.C.D. et la C.C.D.

Le tableau III résume l'interprétation génétique qui a été proposée pour le faciès "brèche bleue". Trois étapes peuvent être distinguées dans le processus de formation :

- Sédimentation (régulière ?) d'une micrite calcaire dans un milieu pélagique situé au-dessus de l'A.C.D.
- Glissement et écoulement turbide du sédiment encore non induré, qui se désagrège pendant le transport.
- Dépôt final de la brèche en milieu profond, sous la F.C.D., tassement et compaction des éléments micritiques se lithifiant progressivement.

8.3. L'ensemble calcaréo-siliceux (Tithonique p.p. ?).

Cet ensemble est constitué de la répétition d'une séquence élémentaire de turbidite fine, où l'on distingue : une calcarénite, un calcaire siliceux fin à laminations parallèles et un niveau siliceux vert. La silice, très abondante, est présente : sous forme de cherts noirs microcristallins interstratifiés avec le calcaire siliceux ; sous forme de radiolaires, qui constituent par ailleurs la seule faune observable dans cet ensemble lithologique ; enfin dans le terme vert, dont celui-ci est composé à 95 % et peut être considéré à ce titre comme un chert cryptocristallin.

Selon le modèle retenu, la sédimentation de ces turbidites fines s'effectue sous la C.C.D.. La silice contenue dans les sédiments provient probablement des apports de silice biogéniques importants (radiolaires) et de la diagenèse des argiles, la grande profondeur de dépôt ayant provoqué sa concentration. Ainsi, les cherts verts cryptocristallins ont été interprétés comme des dépôts typiques d'une sédimentation sous la C.C.D.

	1 ^{er} DEPOT	REMANIEMENT	COMPACTION
<p><u>Observations</u></p> <ul style="list-style-type: none"> - Abondance d'éléments micritiques à protoglobigérinidés, Saccocornidae, ammonites, débris d'échinodermes et radiolaires. - Bancs parfois demi-métriques de micrite bien stratifiée. - Bioturbations dans les éléments micritiques. - Figures géotropes de remplissage de cavités non concordantes avec la stratification. - Hétérogénéités de certains éléments micritiques - "Slumps" décimétriques se dessinant dans la brèche - Figures géotropes (A.L.) non concordantes avec la stratification - Belemnites orientées sur la surface inférieure de la brèche - Mélange de micrites d'âge différents - Granuloclasses, bon classement - Brèche : terme inférieur d'une séquence : brèche, calcarénite, calcaire, calcschistes. - Ravinements (peu marqués) - Présence de matériel ancien : éléments de Dogger dissociés ; galets de dolomie, schistes noirs. - Ciment argileux et peu calcaire à rares radiolaires - Le terme supérieur de la séquence de dépôt ne contient que des radiolaires - Dissolution d'organismes à test calcaire et traces de corrosion à la périphérie des éléments micritiques - Imbrications des galets - Figures géotropes concordant avec la stratification - Ciment réduit à une simple pellicule d'argiles et d'oxydes métalliques : aspect d'un joint stylolithique - Croûte aux épontes de la brèche lorsque l'encaissant est argileux 	<p><u>Interprétation</u></p> <p>SEDIMENTATION AU-DESSUS DE L'A.C.D.</p> <p>Sédimentation "ordonnée"</p> <p>Apparitions d'hétérogénéités dans le sédiment</p> <p>Instabilité du sédiment après début d'induration, amorces du glissement ?</p>	<p>MISE EN PLACE DYNAMIQUE DE LA BRECHE PAR GLISSEMENT ET ECOULEMENT TURBIDE D'UN SEDIMENT NON TOTALEMENT INDURE SE DESORGANISANT PENDANT LE TRANSPORT</p> <p>Ravinements des Terres-Noires : reprise du matériel des calcarénites</p> <p>DEPOT FINAL DE LA BRECHE EN MILIEU PROFOND (SOUS LA F.C.D.)</p>	<p>Tassement et déformation des éléments non indurés</p> <p>Induration sélective</p> <p>Expulsion du ciment argileux vers les épontes</p> <p>Compaction définitive (dissolution par pression)</p>

8.4. Les calcaires à cherts (Tithonique-Berriasien).

Ces calcaires micritiques lités contiennent des radiolaires et de rares calpionelles. La faible quantité de ce dernier type d'organismes, par ailleurs présents en grand nombre dans des régions voisines à la même époque, peut être le résultat d'une profondeur de dépôt importante, située à proximité de la F.C.D., à moins qu'un tri mécanique, dû à une mise en place des calcaires par courant turbide, soit intervenu. Le développement des cherts microcristallins, est probablement à relier aux apports de silice biogénétique (radiolaires) plutôt qu'à une diagenèse des argiles, pratiquement absentes à ce moment dans les sédiments. Il semble que les cherts se soient développés préférentiellement dans des hétérogénéités de la micrite (microslumps, laminations).

8.5. Les calcaires blancs de la Martinasse (Jurassique sup.-Crétacé inf.).

Contrairement aux calcaires lités de même âge présents à la coupe de l'Arche, ces sédiments ne présentent pas de stratification ni d'organisation interne nette ; leur épaisseur, très variable, est toujours réduite. Ils se sont déposés au-dessus de l'A.C.D., probablement sur une aire en pente.

8.6. Les alternances de calcaires et de calcschistes (Crétacé inf.)

Les calcaires sont des micrites à radiolaires ; les calcschistes, qui passent vers le haut de la formation à des marnes sombres, contiennent eux-aussi des radiolaires ainsi que des nannofossiles. La rareté de la faune à test calcitique, qui se limite à quelques débris d'*Aptychus*, peut s'expliquer par une profondeur de dépôt importante, au voisinage de la F.C.D., à moins que là encore un tri mécanique soit intervenu.

8.7. Les schistes et brèches (Albien-Cénomaniens).

Cette formation s'oppose aux précédentes par son caractère chaotique, qui a été interprété comme résultant d'une sédimentation sur une pente, où se déposait du matériel provenant de reliefs créés simultanément. La profondeur de dépôt de cet ensemble est impossible à estimer, du fait des phénomènes de remaniements qui ont affecté les sédiments, et de la difficulté à distinguer la fraction hémipélagique.

8.8. Le flysch de l'Aiguille (Sénonien inf.).

Quatre séquences élémentaires ont été définies dans cette formation détritico-calcaire : une séquence conglomératique (schistes "farcis", brèche), une turbidite grossière de type BOUMA, une turbidite fine et une séquence calcaire-marne. Ces séquences de dépôt sont fréquentes dans les environnements de cône sous-marin. La profondeur de dépôt était située au-dessus de la F.C.D., comme l'atteste la présence de foraminifères planctoniques dans la fraction hémipélagique.

8.9. Les calcschistes planctoniques (Sénonien-Paléocène)

Ce faciès, très répandu en domaine pennique, caractérise une sédimentation à dominante pélagique (foraminifères, nannofossiles) mais où la fraction terrigène n'est pas négligeable (quartz et argiles). La couleur rouge à la base de la formation à l'Arche, datée du Campanien, est due à l'abondance d'oxydes ferriques, provenant de l'altération d'argiles *in situ*.

8.10. Les croûtes et minéralisations.

Deux types principaux ont été reconnus :

Les croûtes siliceuses aux épontes des calcarénites ou des brèches calcaires dans le Jurassique supérieur de l'unité de Piolit. Elles résultent du piégeage et de la précipitation de solutions silicatées riches en silice, aux épontes des niveaux détritico-calcaires, du fait de la présence d'argiles encaissantes imperméables.

Les *hard-grounds* argilo-ferrugineux et légèrement phosphatés des séries lacunaires. Ils se mettent en place pendant une période de vacuité sédimentaire qui comprend tout le Crétacé inférieur (jusqu'à l'Albien), sur un haut-fond ou sur une pente. Ces minéralisations sont susceptibles de s'infiltrer dans des fractures du calcaire jurassique sous-jacent, probablement apparues lors des pulsations tectoniques affectant le secteur étudié à partir de l'Aptien.

B - RECONSTITUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS

B-1 - INTRODUCTION.

1.1. Les étapes de l'histoire régionale au Jurassique et au Crétacé.

On peut compter dix périodes principales :

- Période I : (Callovien ?) et Oxfordien ; époque de la sédimentation des Terres Noires. p. 183
- Période II : Oxfordien supérieur -Tithonique, correspondant à l'époque de mise en place des "brèches bleues". p. 191
- Période III : Kimméridgien (?) -Tithonique moyen, pendant laquelle se dépose l'ensemble calcaréo-siliceux dans l'unité de Piolit. p. 199
- Période IV : Tithonique supérieur-Berriasien, calcaires à calpionelles. p. 204
- Période V : Valanginien-Barrémien, calcaires micritiques à radiolaires. p. 208
- Période VI : Aptien-Albien moyen, lacune de sédimentation probable sur l'ensemble du domaine. p. 212
- Période VII : Albien supérieur-Cénomanién, sédimentation des schistes noirs. p. 214
- Période VIII : Turonien, lacune de sédimentation sur la plus grande partie du domaine étudié. p. 221
- Période IX : Sénonien inférieur : sédimentation des calcschistes planctoniques et mise en place du "flysch" de l'Aiguille. p. 222
- Période X : Sénonien supérieur-Paléocène, sédimentation des calcschistes planctoniques. p. 231

Certains faciès semblent liés à une époque précise à l'échelle du domaine étudié, comme les Terres Noires ou l'ensemble des "brèches bleues", ou encore l'ensemble calcaréo-siliceux et les schistes de l'Albien supérieur-Cénomanién. Certains autres ne sont pas caractéristiques d'une période donnée : calcaires à cherts, calcaires blancs, calcschistes planctoniques.

1.2. Méthodes de reconstitutions des paléoenvironnements.

La reconstitution des paléoenvironnements sera tentée pour chacune des périodes envisagées précédemment. Elle repose principalement sur l'interprétation des faciès telle qu'elle a été proposée précédemment. On caractérisera ainsi, lorsque ce sera possible :

- la profondeur de dépôt, par rapport aux niveaux de l'A.C.D., de la F.C.D. et de la C.C.D., en examinant le type de faune et la teneur en carbonate de la fraction hémipélagique,
- les conditions d'oxydo-réduction, caractérisées par la couleur du sédiment et d'éventuelles minéralisations (pyrite, hématite, oxydes),
- d'éventuelles pentés, mises en évidence par certains faciès chaotiques (exemple : schistes et brèches de l'Albien supérieur-Cénomaniens de l'Arche), ou certains *hard-grounds* (p. 154), ou par d'autres indices tels que glissements synsédimentaires, lacunes et condensations associées à de rapides variations latérales, remaniements et resédimentations.
- des reliefs escarpés, situés à proximité de lieux d'accumulation de brèches à gros éléments non classés.

Les autres documents utilisés sont :

- des cartes de faciès,
- des cartes des courbes isopaques, compte tenu des étirements liés à la tectogenèse alpine et des variations du taux d'aplatissement d'une unité à l'autre,
- des cartes de variations granulométriques dans les niveaux détritiques, aidant à localiser les zones de source ou les lieux de transit,
- des cartes de directions de courant et de pente, étant entendu que ces directions ne sont comparables qu'à l'intérieur de chaque unité et que les déplacements relatifs (translation et rotation) de chaque nappe ne peuvent être estimés.

B-2 - PERIODE I : FIN DU CALLOVIEN (?) A OXFORDIEN (MOYEN ?).

Cette période est caractérisée par la sédimentation argileuse des Terres Noires sur la majeure partie du domaine considéré. D'un point de vue lithostratigraphique, elle débute après la mise en place des brèches du Jas-Cerisier, des Neyzets et du Télégraphe, à une date encore mal connue, probablement au Callovien. Elle se termine à l'Oxfordien (moyen ?) lorsque la sédimentation hémipélagique devient franchement calcaire, c'est-à-dire au moment de l'arrivée des "brèches bleues".

2.1. Evolution verticale de la formation des Terres Noires.

Dans l'unité de Piolit, la série stratigraphique subbriançonnaise est presque toujours décollée au niveau des Terres Noires ; aussi est-il difficile de reconstituer la série complète. On ne peut l'observer qu'au N du secteur étudié, dans l'unité du Petit Galibier, au Plan Nicolas ; la remarquable similitude des faciès dans cette unité avec ceux de Piolit permet de penser que les caractères des Terres Noires sont comparables dans les deux domaines. La succession verticale des faciès est la suivante, sur un fond d'argiles noires :

- Intercalations de brèches ou de microbrèches à éléments de carbonates du Trias et du Dogger plus ou moins bien classés,
- Disparition presque complète de ces brèches et microbrèches,
- Apparition de turbidites puis augmentation progressive du nombre de leurs bancs. Dans celles-ci, croissance de la proportion relative des grains de micrite calcaire à radiolaires et dans certains cas, à protoglobérines.
- changement de la couleur des argiles, du noir vers le vert.

Cette sédimentation argileuse, interrompue par des courants de turbidité sur la majeure partie du secteur étudié, permet de considérer celui-ci comme un bassin, où s'accumulent les apports détritiques issus de régions plus élevées en cours d'érosion et les apports argileux en partie d'origine terrigène (p. 165).

2.2. Cartes de faciès (fig. 44 et 45).

Sur les cartes de faciès de la région de Piolit et de l'ensemble du secteur étudié ont été portés :

- Les isopaques de la formation, ou l'épaisseur affleurant, lorsqu'on ne peut toucher le substratum.

- La taille maximum des grains des niveaux grossiers.
- Les directions et sens de courants donnés par les *flute casts* observables à la base des turbidites et les orientations de rostrés de belemnites.

- La présence de chenaux et leur dimension, éventuellement.
- les modalités du passage à la formation sus-jacente à dominante calcaire : passage progressif ; contact plan et franc ; ravinement.

a. Unité de Piolit.

D'après l'examen de la carte de faciès (fig. 44), trois domaines principaux peuvent être distingués :

- L'unité de Piolit-Rouanne-Basse, caractérisée par l'abondance des termes gréseux (rapport grès/argile entre 0,25 et 1), leur disposition en chenaux, et l'absence de ravinements au toit de la formation.

- Plus à l'E, la partie de l'unité de Piolit-Rouanne-Haute située à l'W du Dogger de Rouanne-Haute ainsi que la région SW de l'unité de Piolit s.l., caractérisées toutes deux par des apports turbiditiques plus réduits et par l'existence de ravinements au toit de la formation, qui sont en général le fait des "brèches bleues".

- Enfin, à l'E du massif de Rouanne-Haute, un domaine où la fraction détritique gréseuse est absente, où l'épaisseur des Terres Noires est réduite, voire nulle, et où des failles synsédimentaires délimitant des gradins apparaissent (coupes 22 et 23, Rey Térovières).

Ces faits peuvent s'interpréter comme la conséquence d'une érosion différentielle, qui aurait affecté faiblement le domaine de Rouanne-Basse, situé alors en contrebas, et qui aurait été d'autant plus intense vers

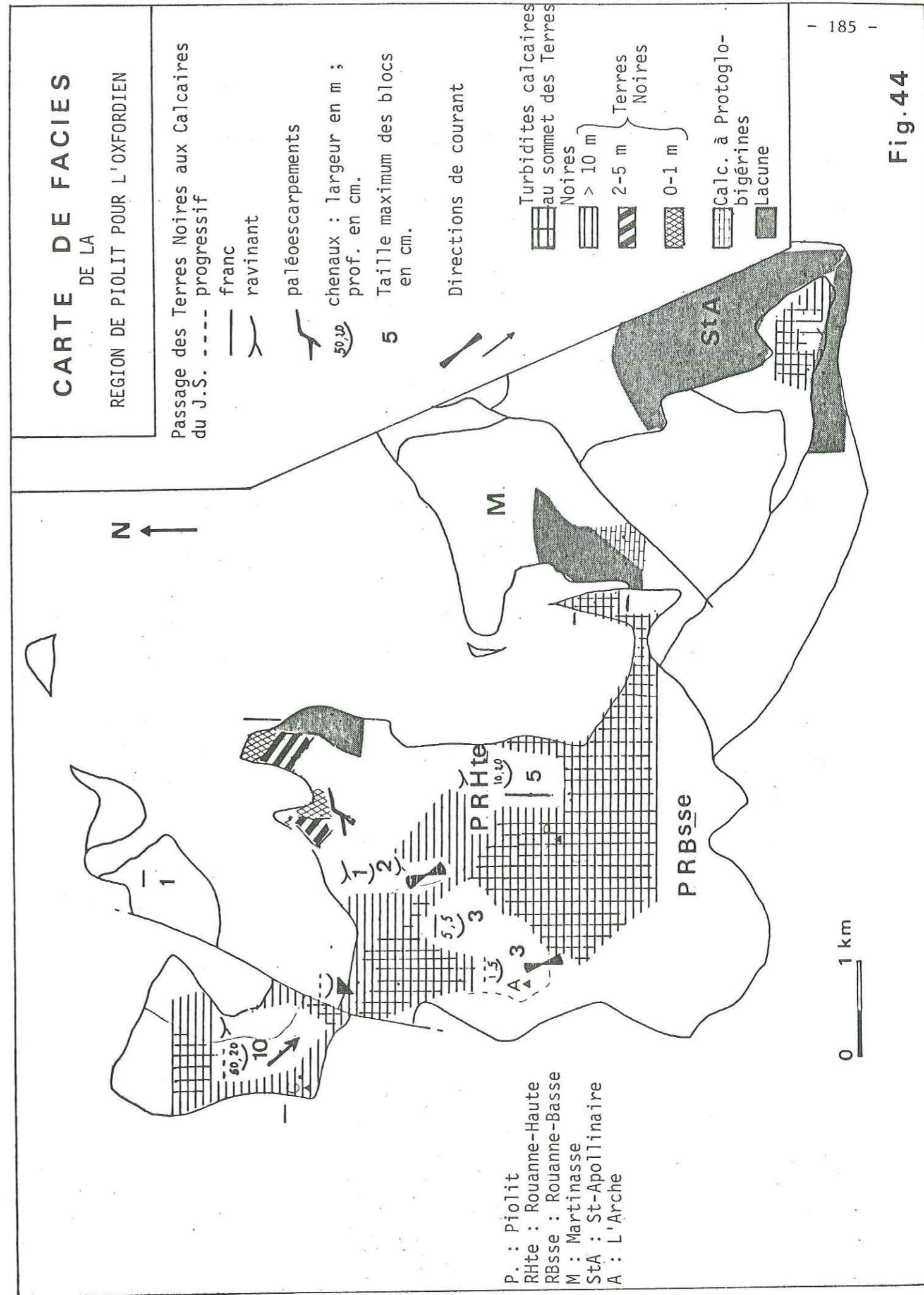


Fig. 44

le NE, où le fond marin remontait. On voit alors se dessiner une paléogéographie à lignes d'isofaciès NE-SW, comprenant le bassin correspondant à l'unité de Piolit-Rouanne-Basse, dans lequel s'accumulait une grande quantité de turbidites ; sa remontée NE, où la quantité de turbidites était moins importante, en même temps que des pentes (faibles ?) favorisaient les ravinements ; enfin un redressement de la pente (en gradins) à l'extrémité NE, où la sédimentation, réduite ou lacunaire, est dépourvue de turbidites.

Les données des directions de courants semblent s'inscrire de façon satisfaisante dans ce schéma ; elles se situent entre 140° et 190°, l'une d'elles donnant un sens vers le SW, et apparaissent grosso modo parallèles aux lignes d'isofaciès. Les turbidites ne semblent donc pas provenir de la zone haute située au NE mais d'une zone source qui se trouvait au N ou au NW du bassin, ce qui concorderait avec leur disparition progressive vers le NE, du fait de la surélévation du domaine dans cette direction.

b. Unités de la Martinasse et de St-Apollinaire.

Il y a probablement une lacune de sédimentation sur la majorité du domaine paléogéographique correspondant à ces unités ; cette lacune a été interprétée comme la conséquence des conditions régnant sur une morphologie de haut-fond ou de pente (p. 126). Par ailleurs, on observe un calcaire micritique blanc à protoglobigérines à la coupe n° 5 de la Martinasse, qui pourrait constituer l'équivalent latéral des Terres Noires du bassin de Piolit ; ce calcaire reflète une sédimentation au-dessus de l'A.C.D. (p. 140),

à une profondeur moins importante donc que dans le domaine de Piolit, où les Terres Noires se déposent -semble-t-il- sous la F.C.D. (p. 134). L'absence de détritisme dans le domaine de St-Apollinaire-La Martinasse pourrait ainsi s'expliquer par sa position surélevée ; dans ce cas, la position méridionale de celui-ci par rapport au bassin de Piolit impliquerait une remontée de ce bassin vers le S, placée en vis-à-vis de la remontée NE.

c. Ecaille de Chateauroux (fig. 45).

On y rencontre un faciès Terres Noires à turbidites tout à fait comparable à celui du secteur de Piolit-Rouanne-Basse ; l'aire de sédimentation correspondante pourrait constituer le prolongement E du bassin de Piolit.

d. Unité de Vallouise (fig. 45).

Le faciès Terres Noires est présent partout lorsque la série affleure ; toutefois, les niveaux gréseux ne se présentent pas de la même manière qu'à l'unité de Piolit. Ils sont abondants à la base de la formation (Cibouit, n° 39), mais disparaissent souvent au sommet (l'Argentière, n° 34 ; Cibouit, n° 39), ou sont plus fins (les Avarsines, n° 35) ; ils peuvent être totalement absents (col de l'Eychauda, n° 38). Les apports gréseux de la base proviennent probablement de l'érosion des reliefs créés lors de la phase d'effondrement de la plate-forme subbriançonnaise à la fin du Jurassique moyen, et ont la même origine que les brèches des Neyzets et du Télégraphe. La rareté des apports dans le haut peut être due à l'éloignement des sources de matériel détritique, plus proches du bassin de Piolit, ou à une légère surélévation de ce que l'on pourrait appeler le bassin de Vallouise.

e. Unité du Petit Galibier et du Lauzet-Roche Olvera (fig. 45).

Depuis Sestrières (n° 39) au S, jusqu'au Col du Petit Galibier au N (n° 41), on observe un retour progressif à la sédimentation connue dans le bassin de Piolit, c'est-à-dire une fraction grossière plus importante et une réapparition du détritisme calcaire dans le haut de la formation des Terres Noires.

2.3. Conclusions, reconstitution du paléoenvironnement pour la période fin du Callovien à Oxfordien (moyen).

2.3.1. Paléomorphologie (fig.45) . A cette époque, le secteur étudié présente une paléogéographie de bassins où la régularité de la sédimentation argileuse est troublée par des apports de matériel détritique plus

grossier, sous forme de turbidites, ces aires d'accumulation de sédiments étant bordées par des pentes ou des haut-fonds où la sédimentation est réduite, voire lacunaire. Du S vers le N, on peut ainsi distinguer :

- Le bassin de Piolit et son prolongement E jusqu'à Chateauroux, lieu d'accumulation de turbidites provenant principalement du N ou du NW à la fin de la période considérée, bordé au S par le domaine de St-Apollinaire-La Martinasse, pente surélevée ou haut-fond, et au NE par le secteur du Jas-Cerisier, en pente.

- Le bassin de Vallouise, où s'accumulent dans un premier temps les produits de l'érosion des reliefs créés lors de l'effondrement de la plate-forme subbriançonnaise, relativement épargné ultérieurement par les apports gréseux, du fait de son éloignement par rapport aux zones sources ou de sa légère surélévation par rapport au bassin de Piolit.

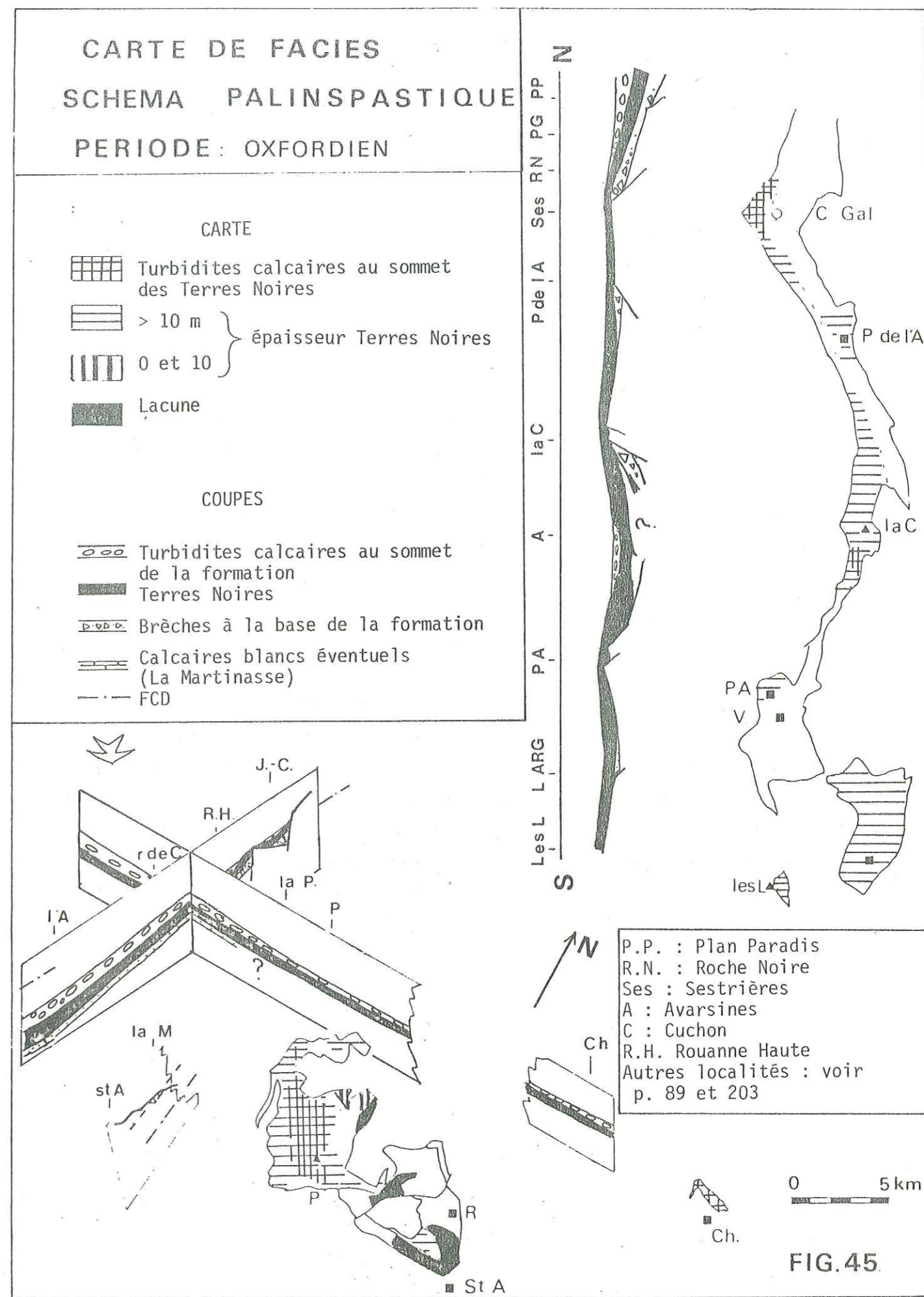
- Le bassin du Galibier-Roche Olvera, qui se raccorde en contrebas au bassin de Vallouise, où le mode et la nature des apports détritiques sont comparables à ceux du bassin de Piolit.

La situation des bassins de Piolit et du Galibier en contrebas de pentes, la grande quantité de turbidites qui s'y accumule, suggèrent la comparaison avec des environnements de cônes sous-marins.

2.3.2. Le détritisme, nature, origine.

La fraction détritique est constituée respectivement de calcaires et de dolomies de plate-forme, de micrites calcaires pélagiques et de matériel terrigène fin. Les calcaires et les dolomies, d'âge antérieur au Jurassique supérieur, constituent la totalité des éléments des brèches stratifiées et des microbrèches qui se mettent en place dans les bassins au début de la période considérée ; ils ont la même origine que les éléments des brèches du Jas-Cerisier, des Neyzets et du Télégraphe ; ce sont les produits de l'érosion des reliefs créés lors de l'effondrement de la plate-forme subbriançonnaise.

Les micrites pélagiques, qui se substituent progressivement aux calcaires et dolomies de plate-forme, sont probablement contemporaines des Terres Noires qui s'accumulent dans les bassins, et proviennent de zones plus hautes, type St-Apollinaire-La Martinasse, épargnées par la sédimentation argileuse. Les apports terrigènes fins, constitués de quartz et d'argiles



(chlorite) témoignent de l'influence d'une terre émergée, non nécessairement à proximité du secteur envisagé, peut-être la même que celle dont les produits d'érosion s'accumulent dans le bassin dauphinois des Terres Noires.

2.3.3. Conditions d'oxydo-réduction.

Celles-ci étaient réductrices dans les bassins, comme en témoigne la couleur noire ou verte de la fraction hémipélagique du sédiment. Sur les haut-fonds elles étaient notablement plus oxydantes (couleurs rosées).

2.3.4. Profondeur.

On a vu dans le chapitre précédent les difficultés rencontrées pour fixer une valeur absolue des profondeurs de dissolution des carbonates ; le bassin de Piolit, situés entre la F.C.D. et la C.C.D., pouvaient être situés aux alentours de 1500 à 2500^m de profondeur, tandis que les hauts-fonds de St-Apollinaire-La Martinasse, situés au-dessus de l'A.C.D., devaient être situés nettement en-dessous de la zone d'action des vagues, soit entre 100 m et 1500 m.

2.3.5. Paléotectonique.

L'abondance des apports détritiques relativement grossiers, le jeu de failles synsédimentaires, le passage à des profondeurs importantes dans les bassins à la fin de la période considérée, témoigne d'une subsidence différentielle active, particulièrement forte dans les bassins. Elle fait suite à la brusque accélération de subsidence contemporaine de la mise en place des brèches du Télégraphe et assimilées ; elle correspond à une tectonique en distension et à l'effondrement de la marge européenne de la Téthys, au début de la phase de "spreading" (LEMOINE et al., 1976).

B-3 - PERIODE II : OXFORDIEN SUPERIEUR A TITHONIQUE.

Cette période correspond paléontologiquement à l'épanouissement des protoglobigérines et à une partie de la "zone à *Saccocomidae*" ; elle débute à la coupe de l'Arche avec l'arrivée des premières "brèches bleues" et se termine avec l'apparition des premiers niveaux siliceux verts. La sédimentation hémipélagique redevient franchement calcaire, mais est troublée dans certains bassins par d'importantes arrivées de calcaires resédimentés, en particulier sous le faciès "brèche bleue".

. Les faciès.

a. Les calcschistes à radiolaires. Ils représentent la fraction hémipélagique dans un dépôt sous la F.C.D. ; ils constituent le terme supérieur des séquences élémentaires de dépôt, qui montrent, lorsque la succession est complète : "brèche bleue", calcarénite, calcaire à radiolaires. Ils peuvent être associés seulement aux calcaires lités à radiolaires.

b. Les calcaires blancs. Ils résultent d'une sédimentation pélagique au-dessus de l'A.C.D. ; de plus, leur épaisseur réduite, leur mauvaise continuité latérale, voire leur rapide disparition, et leur hétérogénéité suggèrent qu'ils constituaient des dépôts de pente ou de haut-fond. Leur microfaciès est très comparable à celui des éléments micritiques des "brèches bleues".

c. Les "brèches bleues". D'aspect particulier, elles ont été interprétées (p.174) comme ayant été resédimentées dans un milieu profond, probablement sous la F.C.D., après que le matériel constitutif se soit déjà déposé de manière plus ou moins ordonnée à une profondeur plus faible, au-dessus de l'A.C.D., pour se désagréger ensuite au cours du transport. Certains indices (granuloclassements, figures de courants) permettent de rapprocher son mode de dépôt de ceux d'une turbidite et d'un faisceau contourné.

Remarques : Observations sur la répartition spatiale des "brèches bleues".

Comblement des morphologies : la surface supérieure des brèches est généralement plane alors que leur surface inférieure peut dessiner des chenaux (La Plaine, n° 17), ou raviner les Terres Noires (unité de Piolit-Rouanne-Haute). Elles semblent alors niveler la morphologie.

Extension, caractère progradant probable. Dans l'unité de Piolit, on peut observer suivant les cas un ou deux bancs de brèches bleues ; dans le premier cas (un seul banc), les éléments renferment des *Saccocomidae* ou des protoglobigérines, dans le second cas (deux bancs), le terme inférieur ne contient que des protoglobigérines, les *Saccocomidae* n'apparaissant que dans le niveau supérieur, d'ailleurs souvent plus épais. Sur le terrain, les bancs contenant des *Saccocomidae* ont une bonne continuité latérale ; ainsi les coupes de l'Arche et du Cuchon, distantes de trois kilomètres, montrent des niveaux de brèches quasiment identiques, sans variations d'épaisseur notable. Il est donc très probable que les bancs de brèches contenant des *Saccocomidae* constituent un seul et même corps sédimentaire, dont l'extension (plusieurs dizaines de km² en dépliant les structures) et l'épaisseur sont donc beaucoup plus importantes que les bancs contenant des éléments à protoglobigérines seules. Ces coulées de brèches occupent donc une surface croissante au fur et à mesure du temps qui s'écoule ; leur caractère progradant peut être supposé (cf. ci-dessous).

Long transport. La grande extension des coulées, l'impossibilité de caractériser dans l'unité de Piolit une localité d'où les éléments micritiques pourraient provenir, la différence de profondeur entre le lieu de formation de ces éléments et le milieu de dépôt de la brèche, les phénomènes de classement enfin, suggèrent un transport sur une longue distance de l'ordre de la dizaine de kilomètres au moins ; la seule zone source actuellement affleurant pourrait être la région de St-Apollinaire-La Martinasse, originellement distante de la coupe du Cuchon d'au moins dix kilomètres.

Ce long transport reste parfaitement compatible avec le mode de dépôt envisagé (p. 118), à caractère de turbidite. On sait en effet que les turbidites peuvent en effet parcourir plusieurs centaines de kilomètres

(MUTTI et al., 1972) ; B. BEAUDOIN (1977) cite des déplacements d'une dizaine de kilomètres au minimum pour les bancs glissés dans le Tithonique et le Berriasien subalpins.

. Les cartes de faciès (fig. 46 et 47).

Sur les cartes ont été portées les isopaques de l'ensemble des "brèches bleues", ainsi que certaines figures sédimentaires (slumps, ravinements) et directions de courants (pour le secteur de Piolit seulement).

D'une manière générale, la répartition des faciès permet de définir les mêmes domaines paléogéographiques qu'à l'Oxfordien.

a. Unité de Piolit-écaille de Chateauroux (fig. 46). La loi de la répartition des "brèches bleues" est la même que celle des turbidites des Terres Noires : les brèches sont d'autant plus épaisses et leur continuité latérale est d'autant meilleure que les turbidites oxfordiennes sont mieux représentées (secteur de Piolit-Rouanne-Basse-Chateauroux) ; à l'opposé, leur épaisseur est réduite, les variations latérales sont rapides (coupe de la Plaine) aux mêmes endroits où la quantité de turbidites dans les Terres Noires diminue (Piolit-Rouanne-Haute). Les rares directions de courants semblent confirmer une origine septentrionale identique pour les turbidites à dominante calcaire du sommet des Terres Noires et les coulées de "brèches bleues".

b. Unité de St-Apollinaire-La Martinasse. C'est le domaine du faciès des calcaires pélagiques blancs, il conserve sa situation surélevée par rapport au bassin de Piolit ; la remontée S de celui-ci se manifeste peut-être déjà dans l'écaille la plus externe de l'unité de Piolit-Rouanne-Basse, où l'épaisseur de la "brèche bleue" est sensiblement plus réduite que dans la partie centrale du bassin.

P : Piolitt
 R.Hte : Rouanne Haute
 R.Bsse : Rouanne Basse
 St-A : St-Apollinaire
 M : Martinasse
 C : Cuchon
 A : l'Arche

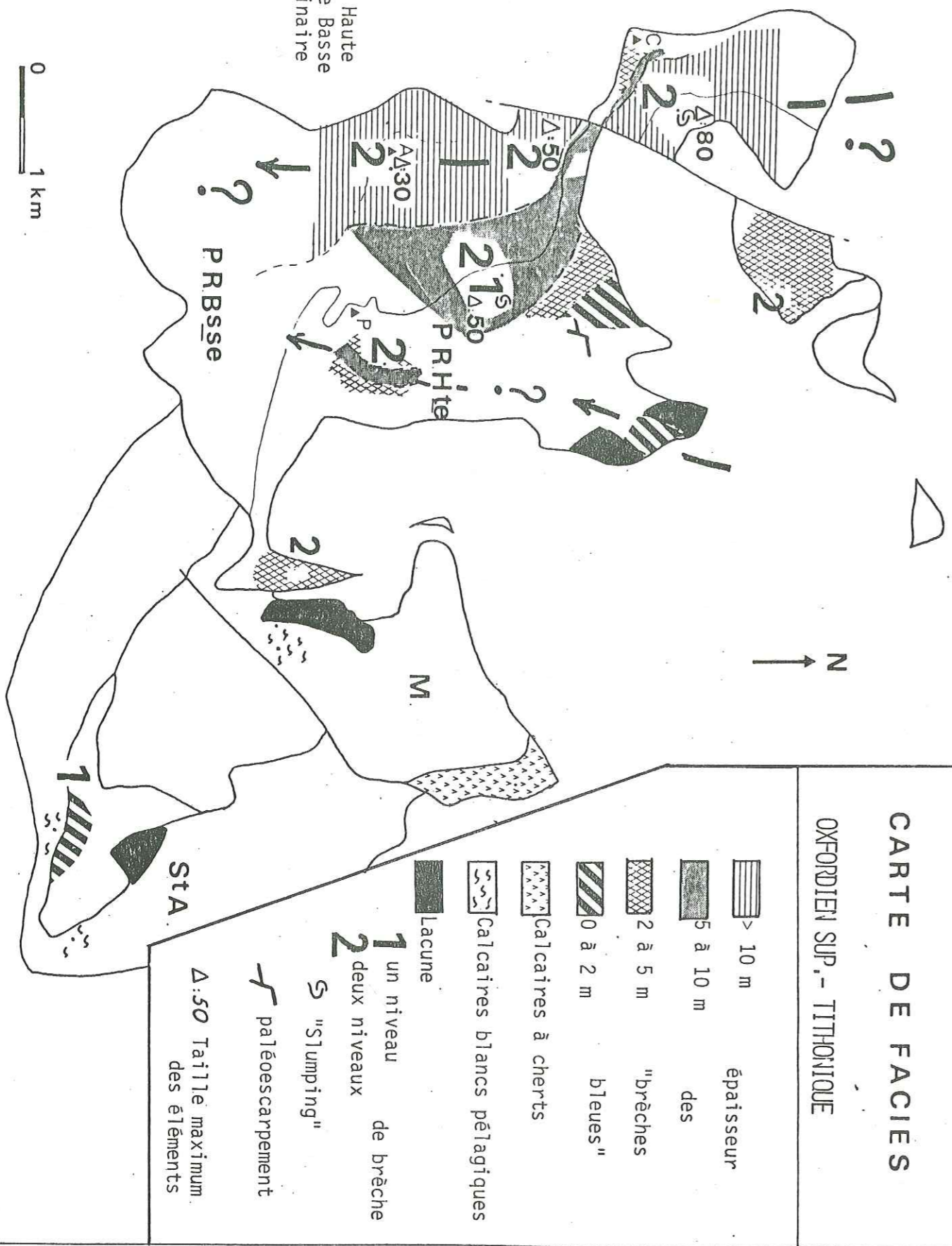


Fig. 46

c. Unité de Vallouise. Excepté aux Avarsines (coupe n° 35), où elle surmonte des Terres Noires riches en turbidites, la brèche bleue est absente. Ce domaine conserve son caractère de bassin, puisqu'il s'y dépose des calcarénites et des calcschistes hémipélagiques à radiolaires de milieu profond. Localement toutefois, au col de l'Eychauda (n° 34), il se dépose des calcaires pélagiques blancs au-dessus des Terres Noires sans turbidites ; ce lieu devait donc être un point haut relatif de ce bassin, pour les mêmes raisons que celles qui ont été énoncées à propos de l'unité de la Martinasse.

d. Unité du Petit Galibier et du Lauzet-Roche Olvera. Comme précédemment, on observe une réapparition progressive du S vers le N des conditions connues dans le bassin de Piolitt ; présence de "brèches bleues" et de calcschistes pélagiques à radiolaires.

Conclusions, reconstitution du paléoenvironnement pour la période Oxfordien supérieur-Tithonique.

Paléomorphologie. Celle-ci est peu modifiée par rapport à la période précédente ; le comblement des bassins s'amorce, notamment par des arrivées de "brèches bleues", à caractère turbide, qui s'accumulent préférentiellement dans les bassins les plus profonds. Ces mêmes bassins sont bordés par des aires de haut-fond ou de pentes, où la sédimentation carbonatée est réduite ou absente. On retrouve ainsi :

- le bassin de Piolitt-Chateauroux, sous la F.C.D., où s'accumulent les plus fortes épaisseurs de "brèches bleues" (par endroits 15 m dans le secteur Piolitt-Rouanne-Basse) ; il remonte vers le NE et vers le S où il est dominé par la région de St-Apollinaire-La Martinasse, pente ou haut-fond situé au-dessus de l'A.C.D.
- le bassin de Vallouise, relativement épargné par les arrivées de "brèches bleues" (présentes seulement aux Avarsines, n° 35), soit du fait de sa position légèrement surélevée par rapport aux autres bassins, bien que la profondeur paraisse encore voisine de la F.C.D., soit du fait de son éloignement par rapport aux zones sources ; localement, une zone plus haute s'y est peut être individualisée, au col de l'Eychauda.
- le bassin profond du Galibier-Roche Olvera, en continuité avec celui de Vallouise, constitue le pendant septentrional du bassin de Piolitt.

La place des "brèches bleues" dans la morphologie, les lobes de cône sous-marin.

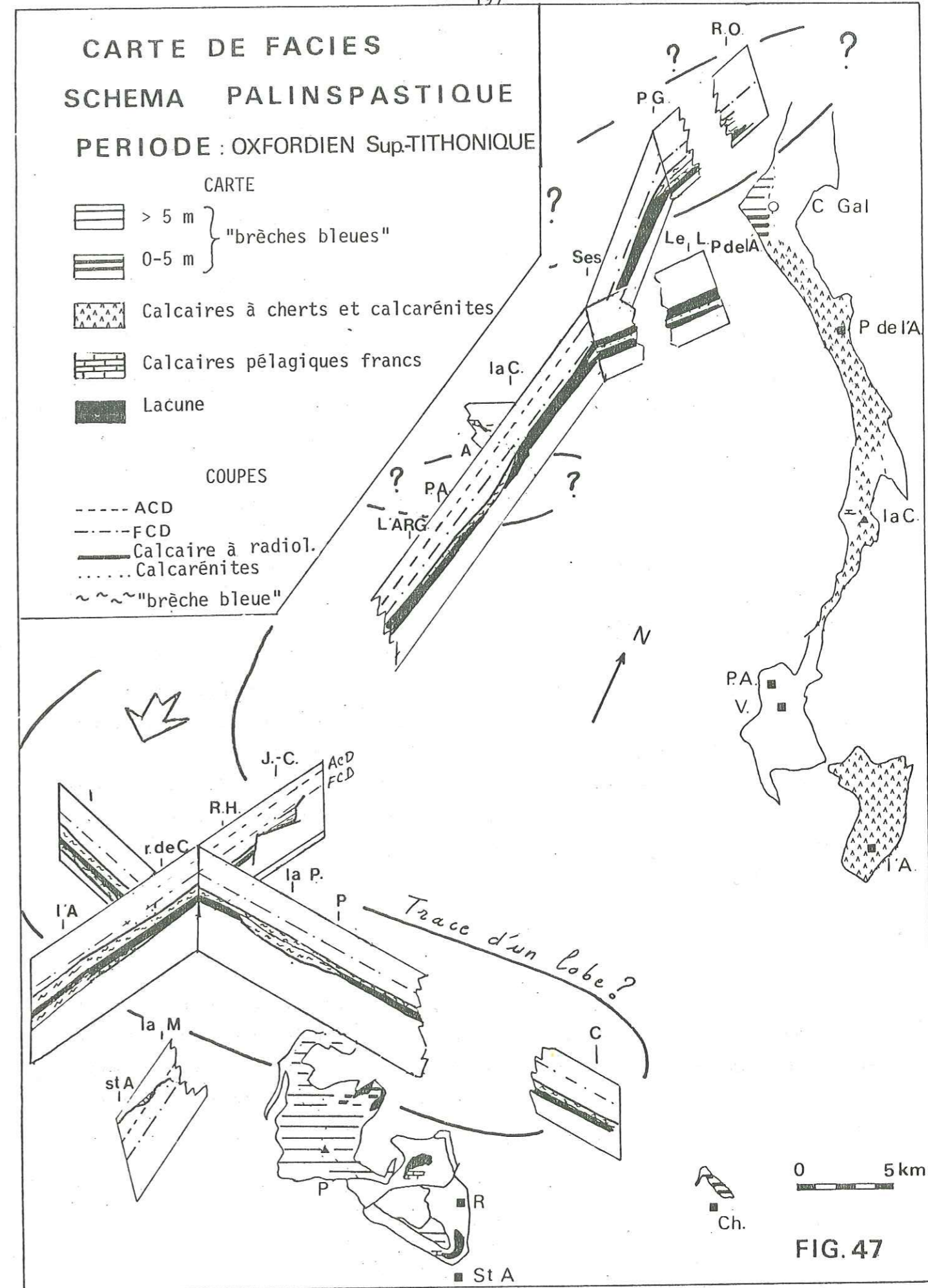
Les coulées de "brèches bleues", à caractère turbide, peuvent parcourir une longue distance (de l'ordre de la dizaine de km au moins) ; elles sont susceptibles de prograder : dans le bassin de Piolit, la coulée inférieure se limite au domaine de Piolit-Rouanne-Basse, la coulée supérieure, plus épaisse, recouvrant la majeure partie du bassin ; elles nivellent la morphologie ; enfin elles se mettent en place préférentiellement dans les bassins à turbidites hérités de l'Oxfordien (Piolit, Galibier). Si l'on envisage une possibilité de comparaison de ces dépôts avec ceux des cônes sous-marins, on est tenté de paralléliser ces brèches avec les gigantesques turbidites qui constituent les lobes, à l'embouchure des chenaux empruntés par les courants de turbidité, dans la partie externe de certains cônes sous-marins actuels et anciens (NORMARK, 1970 ; MUTTI et al., 1972). On pourrait ainsi définir les lobes de Piolit et du Galibier, de plusieurs dizaines de km² de dimension, et, dans une certaine mesure, de celui des Avarsines, de dimension plus réduite.

La nature du détritisme des "brèches bleues", le problème de l'origine des lobes.

Les brèches sont constituées essentiellement d'éléments micritiques pélagiques déposés initialement au-dessus de l'A.C.D.. On y observe en outre des éléments arrondis de dolomies, de taille décimétrique et du matériel issus d'un milieu de plate-forme (oolites, pellets) à très faible profondeur et notamment plusieurs exemplaires de *Kilianina blancheti*, foraminifères benthiques vivant à fleur d'eau, et connus seulement au Bathonien supérieur.

Les micrites pélagiques peuvent provenir d'un grand nombre de localités ; on les connaît en place aussi bien en domaine dauphinois, situé à cette époque au-dessus de l'A.C.D., qu'en domaine subbriançonnais (région de St-Apollinaire-La Martinasse) et en domaine briançonnais, dans ses parties hautes. Leur origine peut donc être quelconque.

Par contre, les Kilianines proviennent nécessairement de zones situées à faible profondeur au Bathonien supérieur, qui ne sont connues qu'en



N.B. : Pour les indications de lieux, voir p. 89 et p. 203.

FIG. 47

domaine briançonnais, à l'E. Néanmoins les indications directionnelles, bien que fragmentaires, semblent plutôt indiquer une origine septentrionale (NW ou N).

Quoiqu'il en soit de l'origine exacte de ce foraminifère, sa présence, ainsi que celle des dolomies dans une certaine mesure, indique qu'une partie au moins du matériel des brèches provient de zones à caractère "briançonnais", c'est-à-dire encore à fleur d'eau au Bathonien supérieur et à substratum dolomitique. Certaines de ces zones, actuellement masquées par les charriages tertiaires, pourraient très bien être situées dans l'actuelle zone sub-briançonnaise, montrant ainsi la similitude de certaines des parties des domaines briançonnais et subbriançonnais au Jurassique supérieur.

On retrouve à ce propos une fois de plus l'obliquité des lignes tectoniques sur les lignes paléogéographiques. Le caractère complexe ("amoéboïde") de la paléogéographie au Jurassique s'en déduit tout autant.

Les conditions d'oxydo-réduction.

La couleur gris-noir des sédiments hémipélagiques dans les bassins suggère des conditions plutôt réductrices. Les micrites calcaires des "brèches bleues" étaient peut-être également issues de milieux réducteurs, à moins qu'elles ne reflètent seulement les conditions du dépôt final, ce qui ne peut pas être argumenté. A l'opposé, les calcaires pélagiques blancs de St-Apollinaire-La Martinasse, gris-brun à rosé, témoignent de conditions nettement plus oxydantes.

Paléotectonique.

Bien que les failles synsédimentaires soient toujours actives, la morphologie a peu évolué, à l'exception de l'apparition possible d'une pente au col de l'Eychauda ; la subsidence de l'ensemble du secteur étudié se poursuit, probablement moins rapidement, et est peut-être responsable du déclenchement des coulées de "brèches bleues".

B-4 - PERIODE III - KIMMERIDGIEN (?) A TITHONIQUE MOYEN.

Cette période correspond à la sédimentation de l'ensemble calcaréo-siliceux dans le domaine de Piolit ; elle débute dans la biozone à *Saccocomidae* et se termine un peu avant l'apparition des calpionelles, datée du Tithonique supérieur. La sédimentation est beaucoup plus régulière qu'à l'époque précédente, sous forme de turbidites fines calcaréo-siliceuses dans les bassins les plus profonds, de calcaires à cherts ou de calcaires pélagiques blancs dans les autres domaines.

Les faciès.

Les turbidites calcaréo-siliceuses. Il s'agit d'un empilement de séquences minces où l'on distingue de bas en haut une calcarénite fine, un calcaire à radiolaires souvent remplis de quartz ou de calcédoine, associé à des cherts, allongés, enfin un niveau le plus souvent vert, parfois rouge, totalement siliceux et pauvre en radiolaires ; celui-ci, qui représente la fraction hémipélagique, peut être considéré comme un chert particulier, typique d'un dépôt sous la C.C.D.

Les calcaires à cherts. Il a été montré (p. 142) qu'ils pouvaient constituer un équivalent latéral de l'ensemble calcaréo-siliceux ci-dessus. Les résultats de l'interprétation des calcaires à cherts de l'Arche, d'âge un peu plus récent, sont applicables ici : la sédimentation a dû être très régulière, dans un milieu relativement profond (au voisinage de la F.C.D. ?).

Les calcaires pélagiques blancs. Ce faciès caractérise, comme cela a été montré précédemment, une zone de pente ou de haut-fond, située au-dessus de l'A.C.D..

d. Unités du Petit Galibier et du Lauzet-Roche Olvera. Vers le S, les calcaires à cherts se déposent, tandis que l'on franchit la C.C.D. un peu au S du col du Galibier (Roche Noire n° 40) vers le bassin N. On notera l'abondance de calcarénites au Pont de l'Alp (n° 43) en position interne.

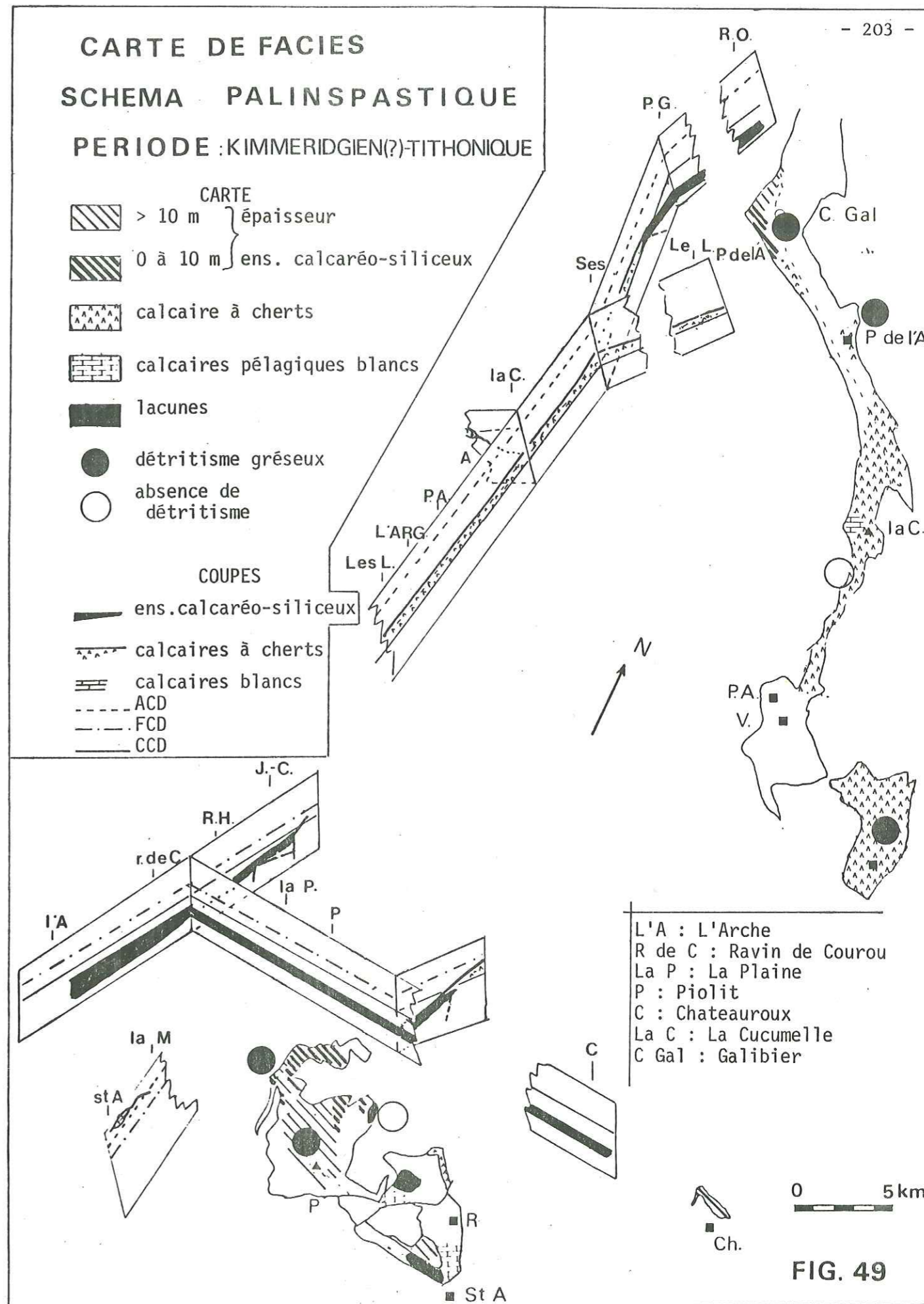
Conclusions, reconstitution du paléoenvironnement pour la période Kimméridgien (?) - Tithonique (fig. 49).

Paléomorphologie. La profondeur respective des bassins de Piolit, du Galibier et de Vallouise est maintenant précisée : ce dernier, situé au-dessus de la C.C.D., apparaît légèrement surélevé par rapport aux deux précédents, dont la profondeur dépasse celle du niveau de compensation des carbonates. Le comblement de la morphologie se poursuit, comme l'atteste l'ennoisement progressif de la remontée NE du bassin de Piolit, cependant que les zones hautes (St-Apollinaire-La Martinasse, col de l'Eychauda), pentes ou haut-fonds situés au-dessus de l'A.C.D., continuent à dominer les bassins.

La brusque disparition du détritisme grossier des "brèches bleues" dans les bassins profonds, et l'instauration d'une sédimentation de fines turbidites, voire de calcaires à cherts, suggèrent le retrait des cônes sous-marins et le passage à un environnement proche de celui des plaines abyssales ou des parties les plus distales des cônes sous-marins.

Paléotectonique ; le niveau repère de la C.C.D. . L'absence de détritisme grossier, la fossilisation des failles synsédimentaires (Rey-Térouvières, n° 22, 23), le comblement progressif des morphologies suggèrent une diminution sensible de l'activité tectonique à cette époque, et notamment des mouvements de subsidence différentielle.

Il est probable que l'ensemble des bassins a continué à s'enfoncer ; cependant, il est difficile de dire si le passage sous la C.C.D. des bassins plus profonds est le résultat de la subsidence seule ou d'un effet combiné avec une remontée apparente de la C.C.D. dans ce secteur ; on sait en effet que ce niveau ^{est} susceptible de varier sensiblement sur les marges sous l'influence de multiples facteurs : taux de sédimentation, conditions d'oxydo-réductions, fertilité... (p. 129). Un ordre de grandeur de 2000 à 3000 m de



N.B. : Pour les noms de lieux, voir p. 89.

profondeur paraît envisageable dans les bassins les plus profonds, compte tenu des estimations de la C.C.D. à cette époque (p. 130).

Condition d'oxydo-réduction. Excepté dans les zones hautes, où les conditions sont plutôt oxydantes, le milieu est franchement réducteur dans les autres régions, comme en témoignent la couleur verte ou gris noir des sédiments et la présence de pyrite.

B-5 - PERIODE IV : TITHONIQUE SUPERIEUR-BERRIASIEN.

Paléontologiquement, c'est l'époque d'épanouissement des calpionelles ; la sédimentation, exclusivement calcaire sur l'ensemble du domaine étudié, n'est plus troublée par aucun apport détritique gréseux.

Rappels de l'interprétation des faciès.

Les calcaires à cherts. Ce sont des micrites à radiolaires et rares calpionelles qui ont été interprétés comme se déposant (par courant turbide ?) à une profondeur importante, au voisinage de la F.C.D. (p. 137). L'origine de la silice des cherts est à chercher dans l'abondance de radiolaires (p. 146-151).

Les calcaires pélagiques blancs. Excepté l'absence de cherts, le microfaciès de ces calcaires se rapproche du précédent ; néanmoins, la plus forte quantité de calpionelles et la réduction d'épaisseur témoignent probablement d'une profondeur de dépôt plus faible, sur une pente ou sur un haut-fond.

Données des cartes de faciès, la morphologie (fig. 50 et 51).

Il n'est plus nécessaire de détailler ici unité par unité la répartition des faciès : la sédimentation des calcaires à cherts est généralisée sur l'ensemble des bassins, tandis que les zones hautes, pentes ou haut-fonds, sont le siège d'une sédimentation réduite ou lacunaire, avec des calcaires pélagiques blancs.

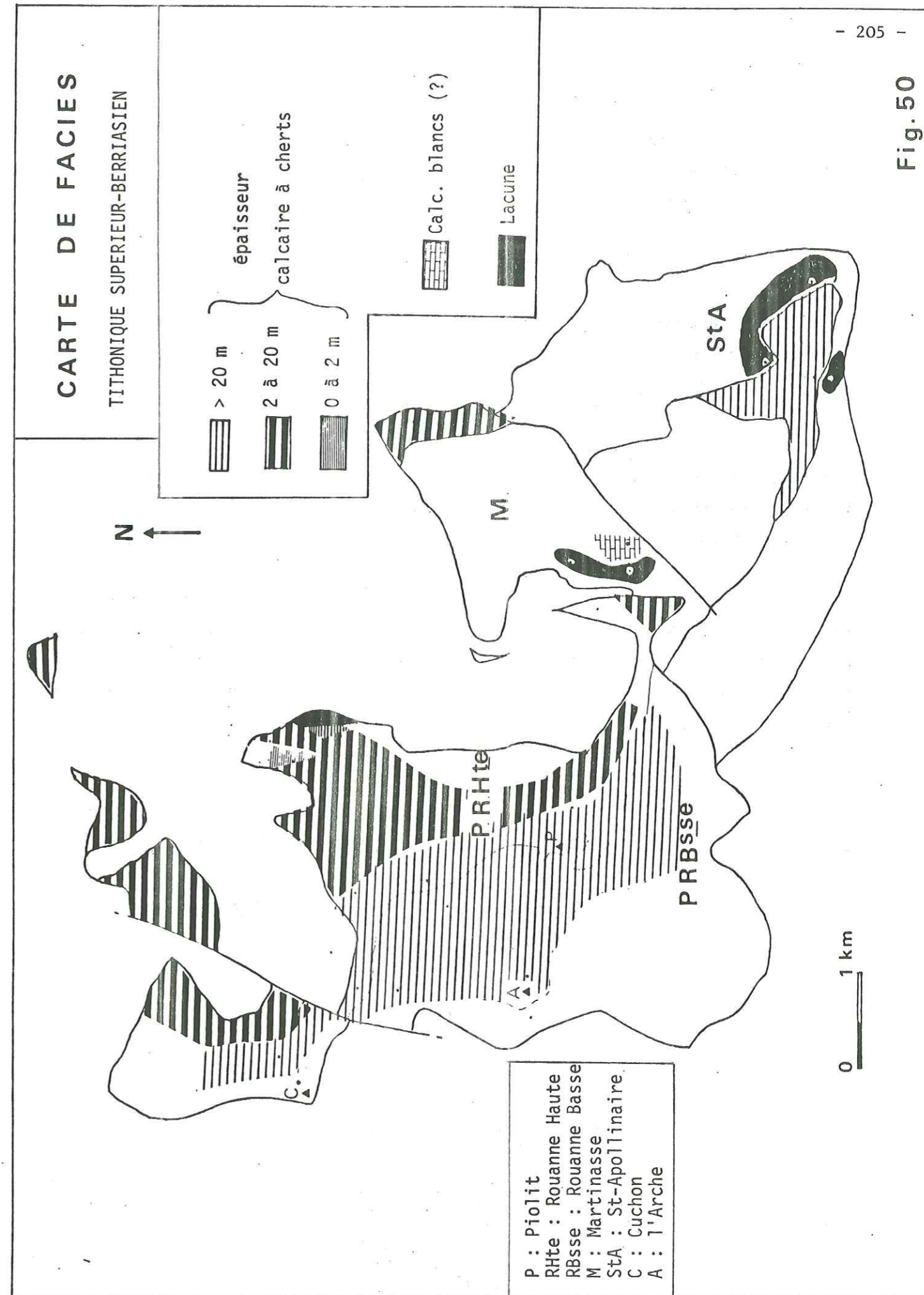


Fig. 50

Dans le bassin de Piolit-Chateauroux, la diminution d'épaisseur des sédiments dans le secteur NE, les figures de glissements synsédimentaires montrent que la remontée nord-orientale n'est pas tout à fait effacée.

Les conditions s'uniformisent entre les bassins de Vallouise et du Galibier ; toutefois, la zone haute du col de l'Eychauda n'a pas disparu. Notons enfin que la diminution d'épaisseur dans le secteur du col du Galibier a probablement une cause tectonique, comme en témoignent l'écrasement des couches et leur plissement intense.

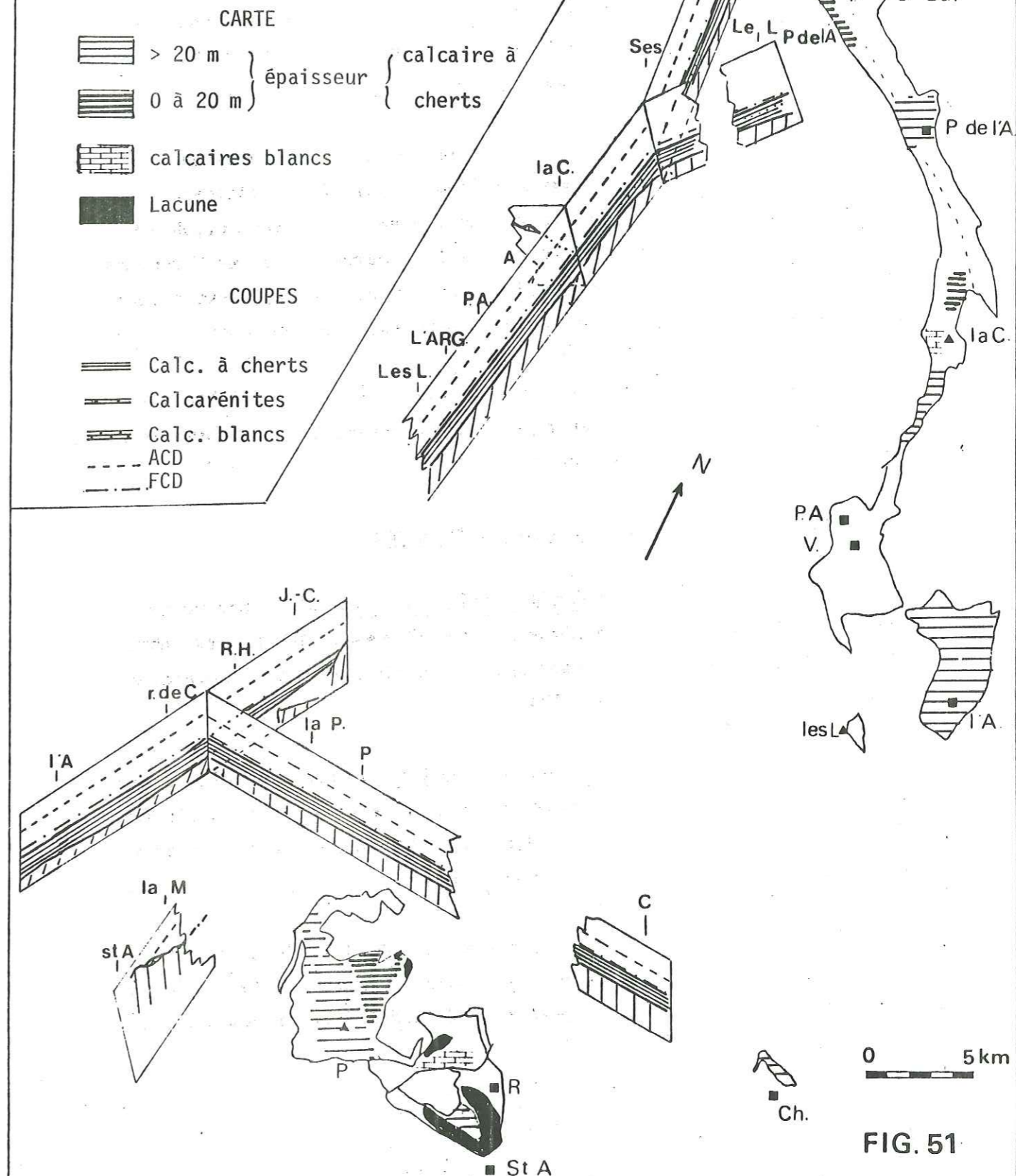
La profondeur est voisine de la F.C.D. dans les bassins, tandis qu'elle est probablement plus faible dans les régions de St-Apollinaire-La Martinasse et de l'Eychauda, bien qu'il soit impossible d'estimer la différence de niveau.

Paléotectonique. La rareté des indices de remobilisation des sédiments, l'absence d'apports détritiques gréseux, le comblement de morphologies témoignent de la cessation de toute activité tectonique sensible. La relative épaisseur des dépôts dans les bassins est peut-être l'indice d'une subsidence d'ensemble, mais faible.

Conditions d'oxydo-réductions.

La couleur grise des sédiments dans les bassins témoigne de conditions neutres où légèrement réductrices, quoique moins accentuées qu'à l'Oxfordien où pendant la sédimentation de l'ensemble calcaréo-siliceux ; elles restent encore légèrement oxydantes sur les zones hautes.

CARTE DE FACIES
SCHEMA PALINSPASTIQUE
PERIODE : TITHON. Sup-BERRIASIEN



N.B. : Pour les noms de lieux, voir p. 80 et 203

La morphologie ; données de la carte de faciès (fig. 52).

Les alternances calcaires-calcschistes sont réparties à peu près uniformément dans les bassins ; dans l'unité de Piolit, leur épaisseur pratiquement constante, y compris dans le secteur NE, montre que la morphologie est maintenant pratiquement comblée (l'absence de ces sédiments à la coupe de la cime de l'Ane, n° 28, est probablement le résultat d'érosions ultérieures, dont on verra qu'elles peuvent être importantes). L'uniformité de faciès entre les bassins de Vallouise et du Galibier suggère là aussi une uniformisation des reliefs. Les zones de pentes ou haut-fond subsistent, sièges d'une sédimentation réduite : calcaires blancs à La Martinasse (n° 4) et au col de l'Eychauda, ou condensée: *hard-grounds* de St-Apollinaire et de la Martinasse.

La fraction détritique . Les apports, en quantité limitée, se font sous forme d'argiles probablement en partie terrigène et de microbrèches calcaires ou de lumachelles. Ces niveaux livrent des oolites issues de la plateforme (du Dogger ?) ; des micrites calcaires à ophiures, à calpionelles nombreuses ou à radiolaires, ainsi que des *Aptychi* et des Belemnites, des foraminifères bisériés et des grands lamellibranches. Ce matériel provient de zones hautes éloignées, comme l'atteste son classement.

La profondeur . Celle-ci reste sous l'A.C.D. dans les bassins. Il est difficile d'estimer le dénivelé entre les zones hautes et ces points bas, mais il est possible qu'il ait été moins important qu'auparavant, comme en témoigne la similitude des faciès calcaires.

Conditions d'oxydo-réduction . La couleur sombre des sédiments illustre le caractère réducteur du milieu dans les bassins au cours du dépôt.

Paléotectonique . L'atténuation des morphologies, si elle peut avoir résulté de phénomènes de comblement, peut-être due également à de légers mouvements de réajustements tectoniques synsédimentaires, qui pourraient être aussi responsables du déclenchement des coulées de microbrèches ou de lumachelles, issues de domaines moins profonds.

B-7 - PERIODE VI : APTIEN-ALBIEN (MOYEN ?).

Aucun sédiment datant de cette époque n'a pu être mis en évidence ; dans l'unité de Piolit, une lacune de sédimentation a été prouvée en de nombreux points : l'Arche, le Cuchon (n° 11), Jas-Cerisier (n° 24) ; ailleurs on ne peut affirmer s'il y a eu omission sédimentaire ou non, du fait des difficultés de datation.

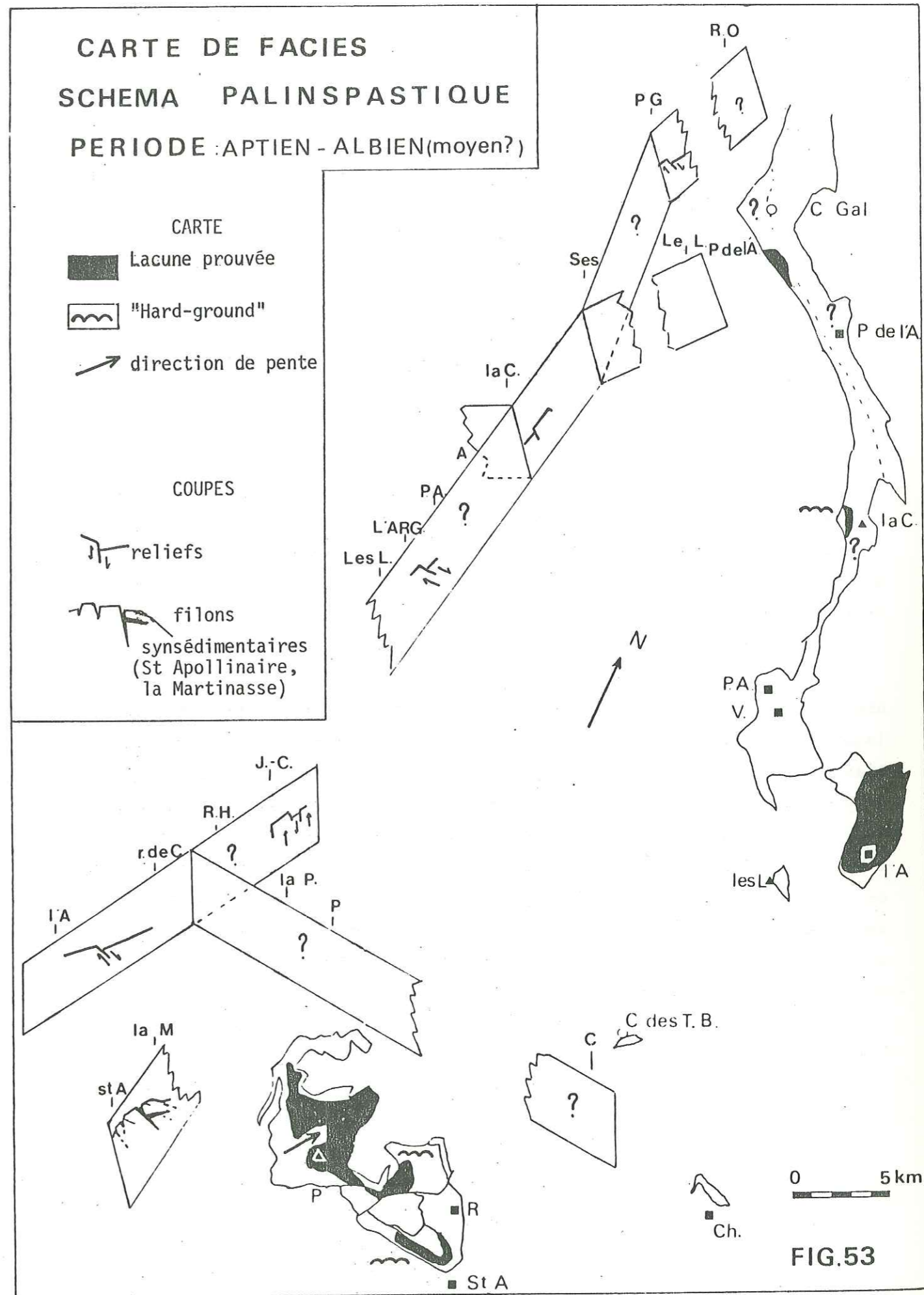
La paléomorphologie, les pentes (fig. 53).

La lacune de sédimentation, qui affecte au moins l'unité de Piolit, a été interprétée (p. 127) comme résultant en partie de la création de pentes, sur lesquelles les sédiments ne pouvaient se maintenir. A l'Arche, le sens de la pente indiquée par les *slumps* au sommet des calcaires Barrémiens serait tournée vers le NE, dans une direction que ne laissait pas prévoir la morphologie préexistante, plane ou légèrement inclinée vers le SW. Ce fait, s'il ne suffit pas à donner une image de la paléomorphologie, montre au moins le renouvellement de celle-ci.

Il n'est pas exclu toutefois que l'absence de sédiments ait une cause climatique ; c'est en effet à cette période que disparaissent les récifs urgoniens en domaine dauphinois (ARNAUD et ARNAUD, 1976) et que débute la sédimentation des "black shales" dans l'Atlantique et certaines parties de la Téthys (THIEDE, 1976).

Conditions d'oxydo-réduction . L'existence d'hématite en abondance dans les *hard-grounds* de cette époque montre que le milieu était nettement oxydant sur les pentes et les haut-fonds. Ailleurs, l'absence de sédiment ne permet pas de conclure.

Paléotectonique . L'existence de pentes, la présence de filons synsédimentaires minéralisés dans le domaine de St-Apollinaire-La Martinasse (p. 154), sont la conséquence d'une brusque recrudescence de l'activité tectonique, maintenant génératrice de reliefs. Cependant, on ne peut dire s'il s'agit d'une nouvelle étape de la subsidence due à une reprise de la distension ou au contraire de la manifestation locale d'une phase de compression nouvelle qui affecterait la marge.



N.B. : Pour les noms de lieux, voir les pages 89 et 203

B-8 - PERIODE VII : ALBIEN SUPERIEUR-CENOMANIEN.

A cette époque, la sédimentation des argilites noires ("black shales") s'est généralisée en Atlantique et dans la Téthys. Dans le secteur étudié, le dépôt de ces argilites est troublé par d'importants apports détritiques grossiers, qui témoignent d'une tectonique synsédimentaire active.

La morphologie, données des cartes de faciès.

Si les argilites noires sont réparties sur la majeure partie du domaine étudié de manière à peu près uniforme, la proportion de détritisme grossier varie notablement d'un point à l'autre.

a. Unité de Piolit (fig. 54) . L'épaisseur de la formation ne dépasse pas en général 10 m. Le détritisme grossier est prépondérant dans la digitation de Piolit-Rouanne-Basse, où on peut observer parfois des blocs décimétriques (arête NW de l'Arche), il disparaît par contre dans les écailles plus internes (Piolit-Rouanne-Haute).

La présence d'éléments grossiers dans les schistes noirs a été interprétée (p. 126) comme résultant d'une sédimentation de pente, sur laquelle se serait donc trouvée l'aire de Piolit-Rouanne-Basse ; cependant, l'absence d'indication directionnelle rend difficile la reconstitution de la morphologie. Si l'on admet que le détritisme grossier n'a pas atteint la partie interne du domaine de Piolit, du fait de l'éloignement des sources d'apports, l'hypothèse d'une pente tournée vers le NE environ paraît alors vraisemblable, ce qui serait conforme à la direction de pente donnée par les figures de glissement au sommet des calcaires barrémiens ; Inversement, l'absence de détritisme dans l'aire de Piolit-Rouanne-Haute, peut être le résultat de sa situation surélevée par rapport au domaine externe. Dans les deux cas, l'existence d'un relief semble prouvée, suggérant ainsi la destruction de la régularité de la morphologie du Crétacé inférieur.

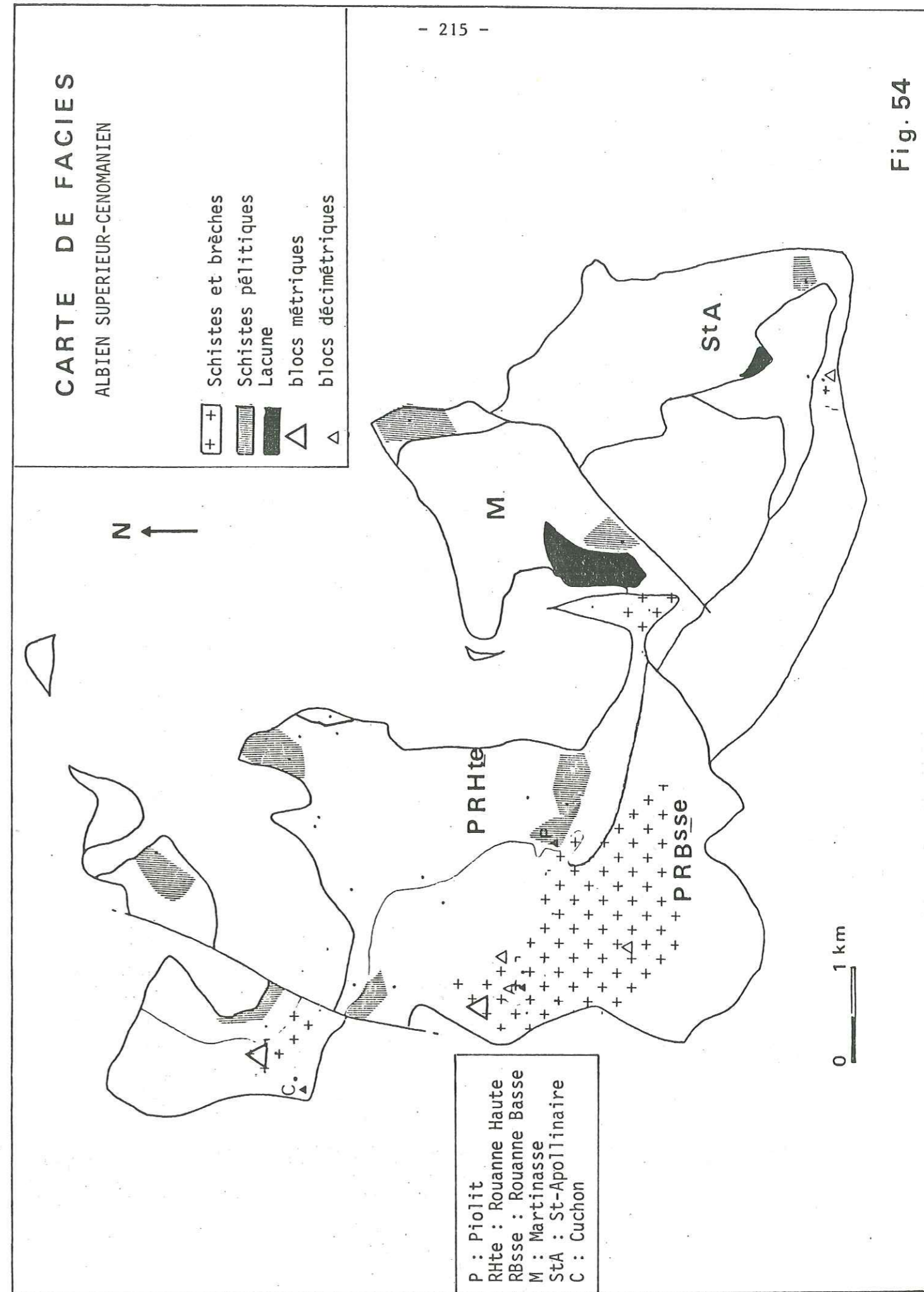
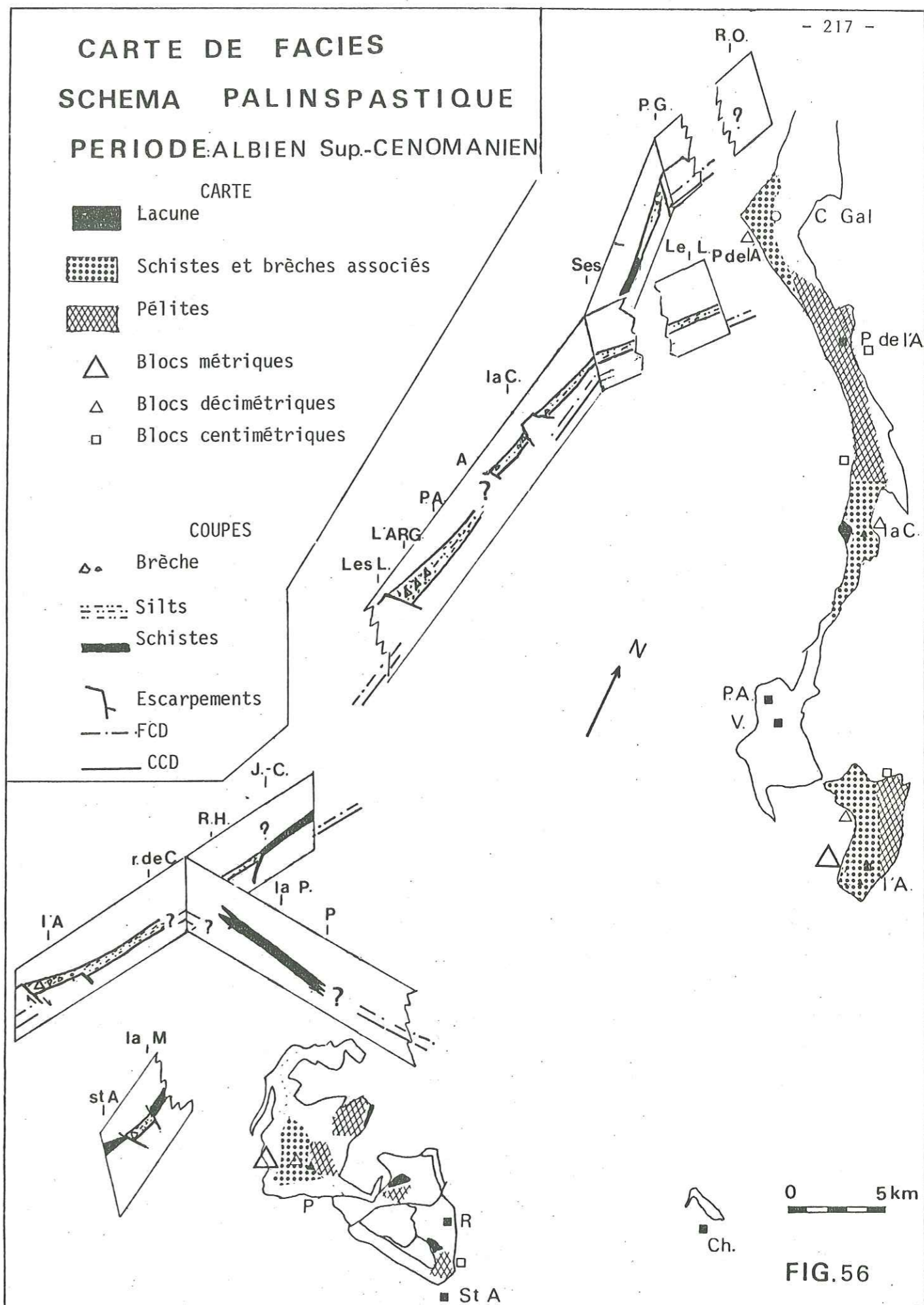
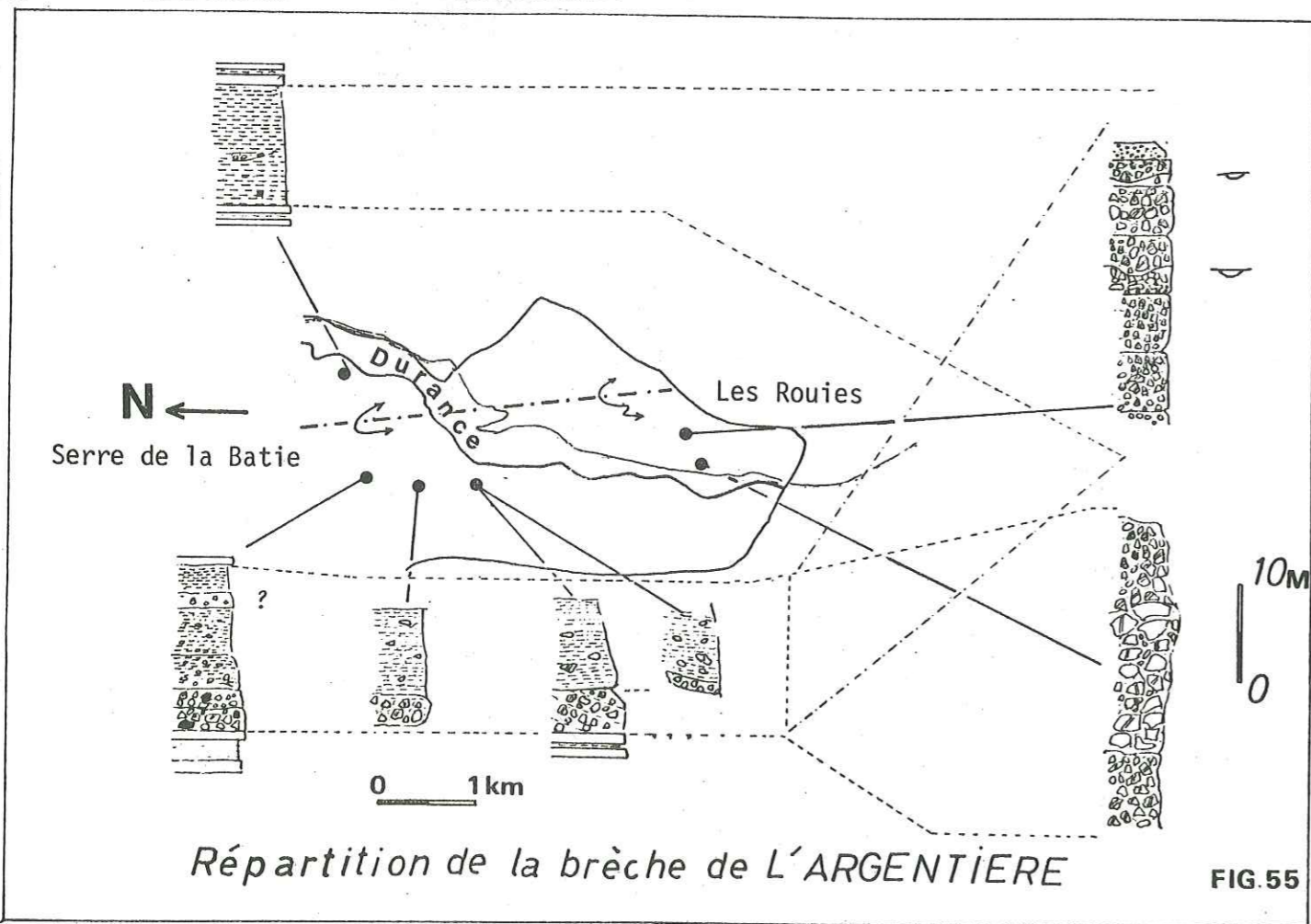


Fig. 54

b. Unité de St-Apollinaire-La Martinasse (fig. 54) . Lorsqu'ils sont présents, les schistes noirs sont plus carbonatés que dans l'unité de Piolit, leur épaisseur variable est réduite et inférieure à 5 m. Ceci suggère que le domaine de St-Apollinaire-La Martinasse se trouvait encore sur une pente, probablement en amont de l'aire de Piolit.

En d'autres points, les *hard-grounds* riches en argiles et en oxydes de l'époque précédente pouvaient continuer à se former.

c. Fenêtre de l'Argentière (fig. 55) . C'est à cette époque que se met en place la célèbre "brèche de l'Argentière", connue depuis longtemps (KILIAN, 1900) et déjà rapportée par J. DEBELMAS (1955) au Crétacé moyen. Là encore, elle est associée à des pélites sombres. La taille des blocs, plurimétriques, l'absence de stratification et de classement, la très faible quantité de ciment dans les brèches affleurant aux Rouies (S de la fenêtre) suggèrent un transport court des blocs et l'écroulement d'un relief à proximité.



N.B. : Pour les indications de noms de lieux, voir p. 220

d. Unités de Vallouise s.s., du Galibier et du Lauzet Roche Olvera (fig. 56). La brèche de l'Argentière se retrouve en de nombreux points: La Cucumelle (n° 36), Col du Petit Galibier (n° 41); elle est associée à des schistes franchement calcaires, par endroits difficiles à distinguer des calcschistes du Crétacé supérieur dans les zones déformées. Ailleurs, il n'y a plus que des calcarénites, associées à des schistes plus ou moins calcaires (Pont de l'Alp, n° 43 ; Cibouit, n° 38). L'aire du col de l'Eychauda se distingue par l'absence d'argiles noires, rappelant ainsi les caractères du domaine de St-Apollinaire-La Martinasse.

Il est difficile de préciser la paléogéographie, toutefois, l'abondance des niveaux détritiques montre que les domaines de Vallouise et de Galibier étaient situés en contrebas des reliefs en cours d'érosion.

La nature du détritisme, conséquences paléogéographiques.

- Présence de matériel anté-jurassique. Dans la brèche de l'Argentière, on observe des quartzites, ainsi que des carbonates (calcaires et dolomies), connus en place dans le Trias briançonnais (respectivement Werfénien et Aniso-Ladinien). Il faut y ajouter la présence d'un élément d'aspect granitique, constitué de quartz, de mica blanc, de feldspath et de calcite, qui pourrait bien provenir de l'altération d'un élément de socle cristallin, anté-triasique donc. Dans les autres brèches, à Piolit notamment, le matériel anté-jurassique se limite à des calcaires et dolomies triasiques.

- Présence de matériel jurassique et crétacé. La plupart des faciès observés sont connus en place dans la série subbriançonnaise, calcaires oolitique et biodétritique du Dogger, calcaires à protoglobigérines ou à *Saccocomidae* du Jurassique supérieur, calcaires à calpionelles du Tithonique supérieur-Berriasien, calcaires à radiolaires du Crétacé inférieur. On note aussi la présence d'une micrite calcaire à foraminifères planctoniques d'âge Albien, inconnue en place dans la série.

- Présence de matériel terrigène. Celui-ci, bien observable dans les schistes peu métamorphiques de l'unité de Piolit, se compose de quartz, de micas (muscovite), de chlorite et de glauconie. Il n'est pas exclu qu'une partie de la fraction argileuse soit aussi de cette origine (p. 160).

La présence de blocs de Trias de grande taille, qui n'ont pu subir un long transport, montre que le substratum anté-jurassique de la série subbriançonnaise était comparable à celui de la série briançonnaise.

La présence de quartzites d'âge Werfénien et peut-être même d'éléments de socle cristallin, implique la mise à nu de ces niveaux et donne du même coup une idée de l'amplitude des reliefs créés. Les sources de matériel terrigène, qui étaient taries depuis l'Oxfordien, ont recommencé à alimenter le secteur subbriançonnais. Elles peuvent provenir aussi de reliefs récemment émergés dans le voisinage, créés lors des mouvements verticaux en vigueur depuis l'Aptien. La présence de micrites calcaires d'âge Albien suggère que la sédimentation était encore calcaire sur les zones hautes dominant le secteur subbriançonnais.

Profondeur (p. 138). La forte teneur en carbonates des schistes dans les unités de St-Apollinaire-La Martinasse, de Vallouise et du Galibier, la présence de foraminifères, suggère un milieu de dépôt situé au-dessus de la F.C.D. ; dans l'unité de Piolit, où l'estimation de la profondeur à l'aide des niveaux de dissolution des carbonates est malaisée, du fait de la présence d'apports terrigènes, on n'a pas observé de sédiments caractéristiques de dépôts sous la C.C.D., du type des jaspes connus dans certains points bas du domaine briançonnais à la même époque (Coupe de Soureliou, in BOURBON et al., 1975); ce domaine devait être donc encore situé au-dessus de la C.C.D..

Conditions d'oxydo-réduction. Les conditions étaient plutôt réductrices dans les aires d'accumulation des argiles, comme en témoigne la couleur verte ou noir des sédiments. Localement, sur certaines pentes ou haut-fonds (La Martinasse), la présence d'oxydes ferriques dans les *hard-grounds* atteste de conditions nettement plus oxydantes.

Paléotectonique. Le bouleversement de la paléogéographie, qui avait peu évolué pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, la création de pentes nouvelles, l'amplitude des reliefs créés, où le socle est probablement mis à l'affleurement, l'abondance de brèches, mettent en évidence une tectonique synsédimentaire particulièrement active. De tels mouvements ont été reconnus dans les domaines briançonnais (BOURBON, 1977) et vocontien (B. PORTHAULT, 1974), où se répercute une tectogenèse de compression connue aussi en domaine piémontais (CARON, 1977) et provençal (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1976).

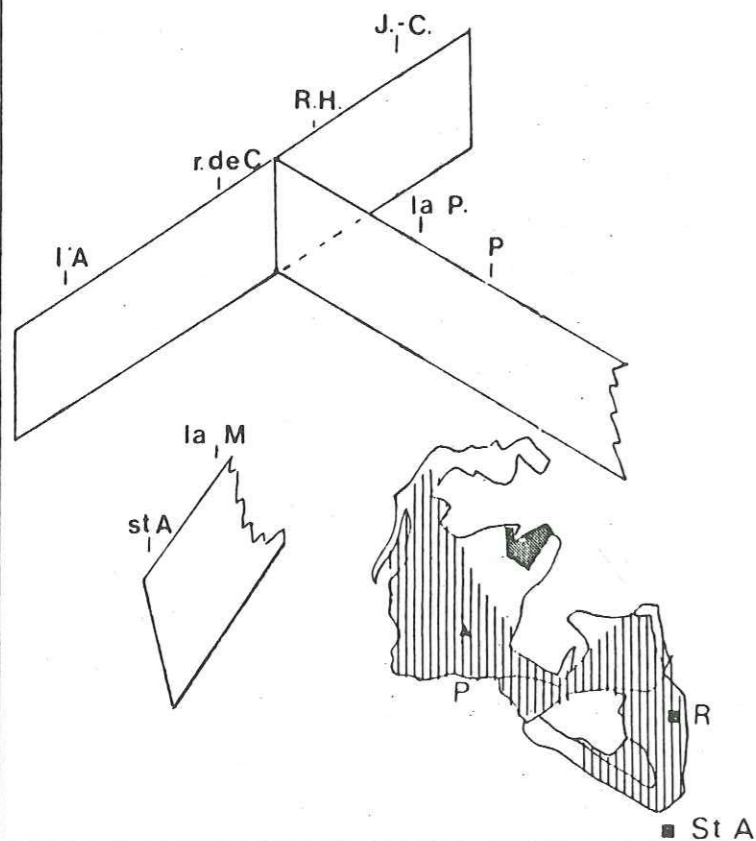
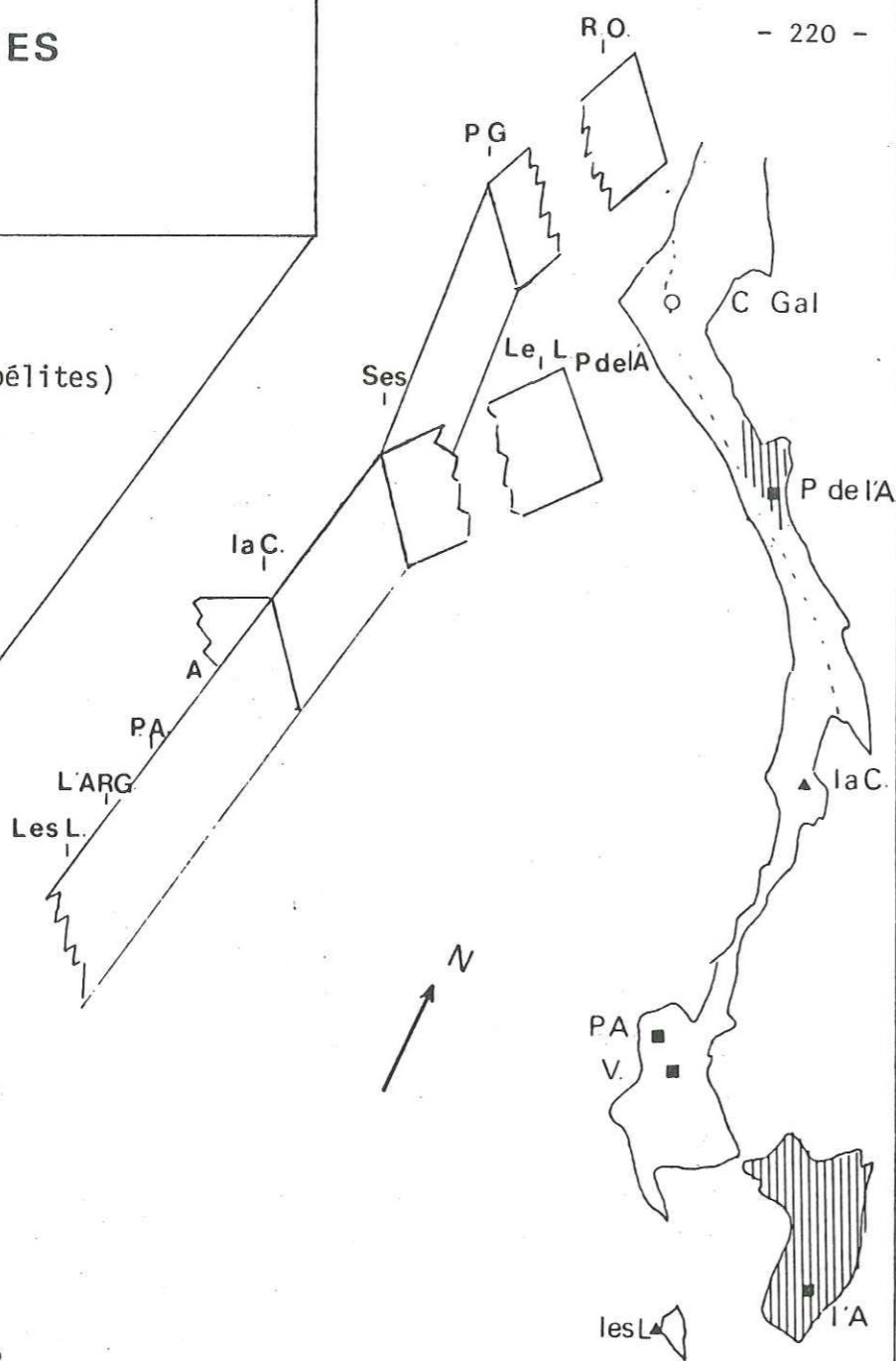
CARTE DE FACIES

PERIODE : TURONIEN

■ présence possible (pélites)

▨ lacune prouvée

C : Col du Galibier
 RO : Roche Olvera
 PG : Petit Galibier
 Ses : Sestrières
 LeL : Le Lauzet
 P de l' : Pont de l'Alp
 LaC : La Cucumelle
 A : Arvarsines
 PA : Puy Aillaud
 L'Arg : L'Argentière
 Les L : Les Lauzières
 JC : Jas-Cerisier



R.H. : Rouanne-Haute
 r. de C. : ravin de Courou
 L'A : L'Arche
 La M : Martinasse
 StA : St-Apollinaire
 C, Ch : Chateauroux

0 5 km

FIG. 57

B-9 - PERIODE VIII : TURONIEN.

Comme pour la période VI (Aptien-Albien), aucun sédiment de cet âge n'a pu être clairement mis en évidence (sauf peut être au Jas-Cerisier, n° 24) et en de nombreux points, la lacune de sédimentation a pu être prouvée (fig. 57). Cette lacune fait suite à une période pendant laquelle le domaine subbriançonnais est le siège de bouleversements paléogéographiques, caractérisés notamment par l'apparition de pentes et de reliefs escarpés dans des aires à topographie originellement peu accusée. Il est donc logique de la considérer comme on l'a fait précédemment (p.212), en partie comme le résultat de l'érosion des sédiments sur des aires en pente.

La lacune ou la réduction du Turonien affecte aussi la totalité du domaine briançonnais voisin (LEMOINE, 1953 ; DEBELMAS, 1955 ; BOURBON, 1977), où l'on a évoqué, outre l'érosion sur des pentes, un système de courants assez forts pour empêcher le dépôt des sédiments.

Paléomorphologie . Il est difficile de donner une image, même partielle, de la paléogéographie à cette époque; on peut simplement dire qu'elle est contrastée avec des pentes et des reliefs, à l'image de celle qui existait à l'Albien supérieur et au Cénomaniens.

Paléotectonique . Si la lacune ou la réduction des dépôts sont les résultats de l'érosion sur des pentes, comme il est probable, il faut invoquer une tectonique synsédimentaire toujours active pour les entretenir. Par ailleurs, à cette époque, les premiers plissements apparaissent dans le Dévoluy (LEMOINE, 1972 ; PORTHAULT, 1974) ainsi que des compressions en domaine piémontais (KERCKHOVE, 1965 ; CARON, 1977). Cette tectonique pourrait être alors la manifestation locale d'une phase de compression, qui clôturerait le chapitre "Atlantique" de l'histoire de ce secteur de la marge téthysienne, et marquerait le début de l'histoire de l'orogénèse alpine.

B-10 - PERIODE IX : SENONIEN INFÉRIEUR.

A cette époque, s'instaure la sédimentation des calcschistes planctoniques (*foram nanno ooze*) sur une grande partie de la Téthys et de l'Atlantique. Dans le secteur étudié, elle est troublée par d'importants apports détritiques, sous forme de calcarénites et de brèches, susceptibles de s'organiser dans le domaine de Piolit en dépôts à caractère flysch, en séquences classées ("flysch de l'Aiguille").

Les faciès, rappels des interprétations : il est possible d'en distinguer quatre :

Les calcschistes planctoniques s.s. : caractérisant la sédimentation hémipélagique, à dominante calcaire mais où la fraction terrigène n'est pas négligeable (argiles, quartz).

Les formations chaotiques : constituées de brèches ou de blocs dispersés associées à des calcschistes, elles peuvent être interprétées comme des formations de pente.

Les alternances calcarénites-calcschistes : il s'agit d'une succession de séquences à deux termes, du type calcarénites-marnes, telles qu'elles ont été décrites dans le flysch de l'Aiguille (p. 122). Ces séquences sont largement répandues dans les parties distales des cônes sous-marins et dans les plaines abyssales (p. 125).

Le flysch de l'Aiguille (p. 122-125) . Cette formation peut être considérée comme un empilement de quatre types de séquences ; (1) une séquence conglomératique : schistes "farcis", brèche ; (2) une turbidite, au sens de A. BOUMA (1962) ; (3) une fine turbidite calcaire et (4) une séquence calcarénites-marnes. Elles caractérisent un environnement de cône sous-marin. L'étude des cartes de faciès et de l'évolution verticale va permettre d'en préciser les aspects.

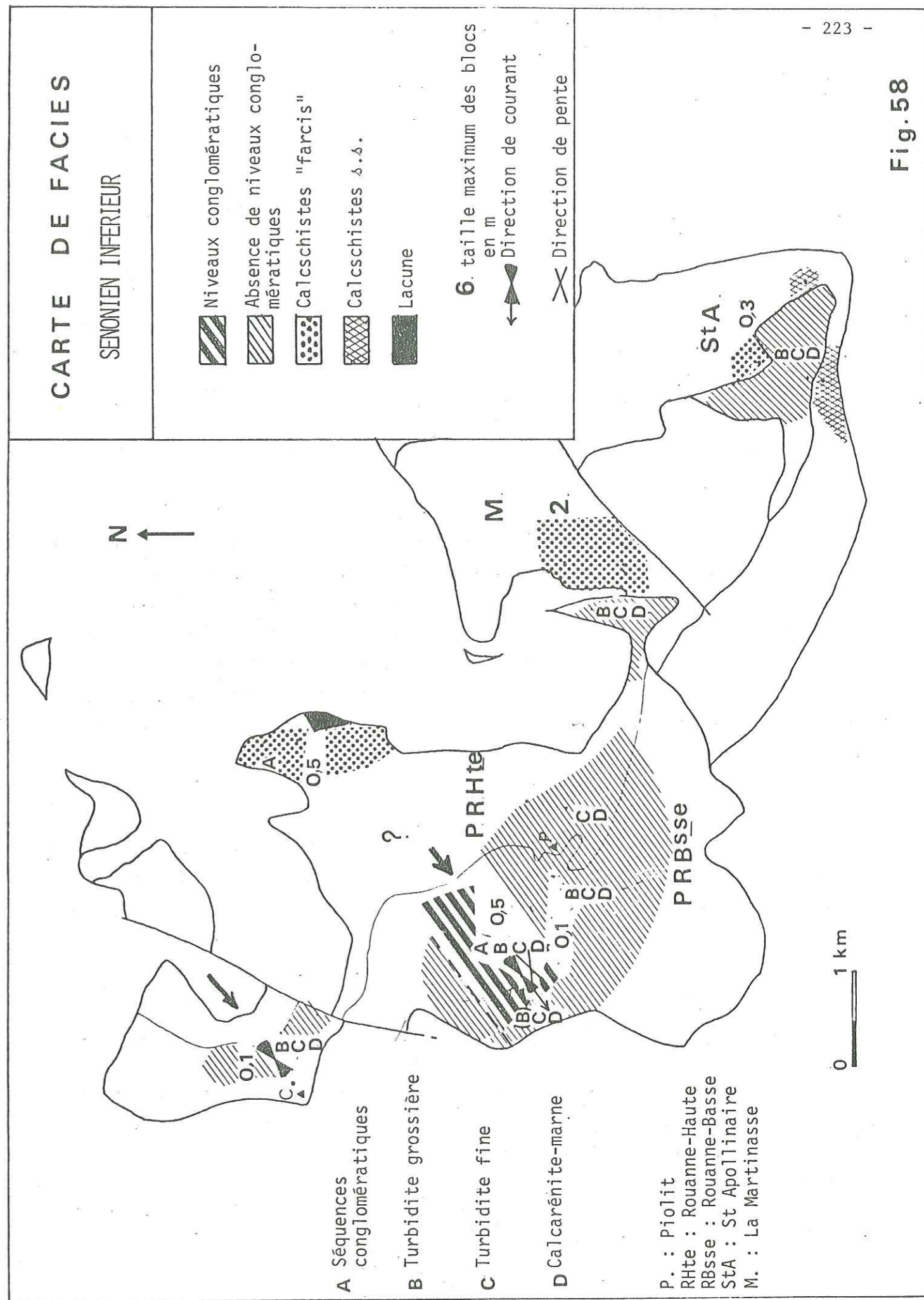


Fig. 58

a. Unité de Piolit, évolution spatiale du flysch de l'Aiguille (fig. 58).

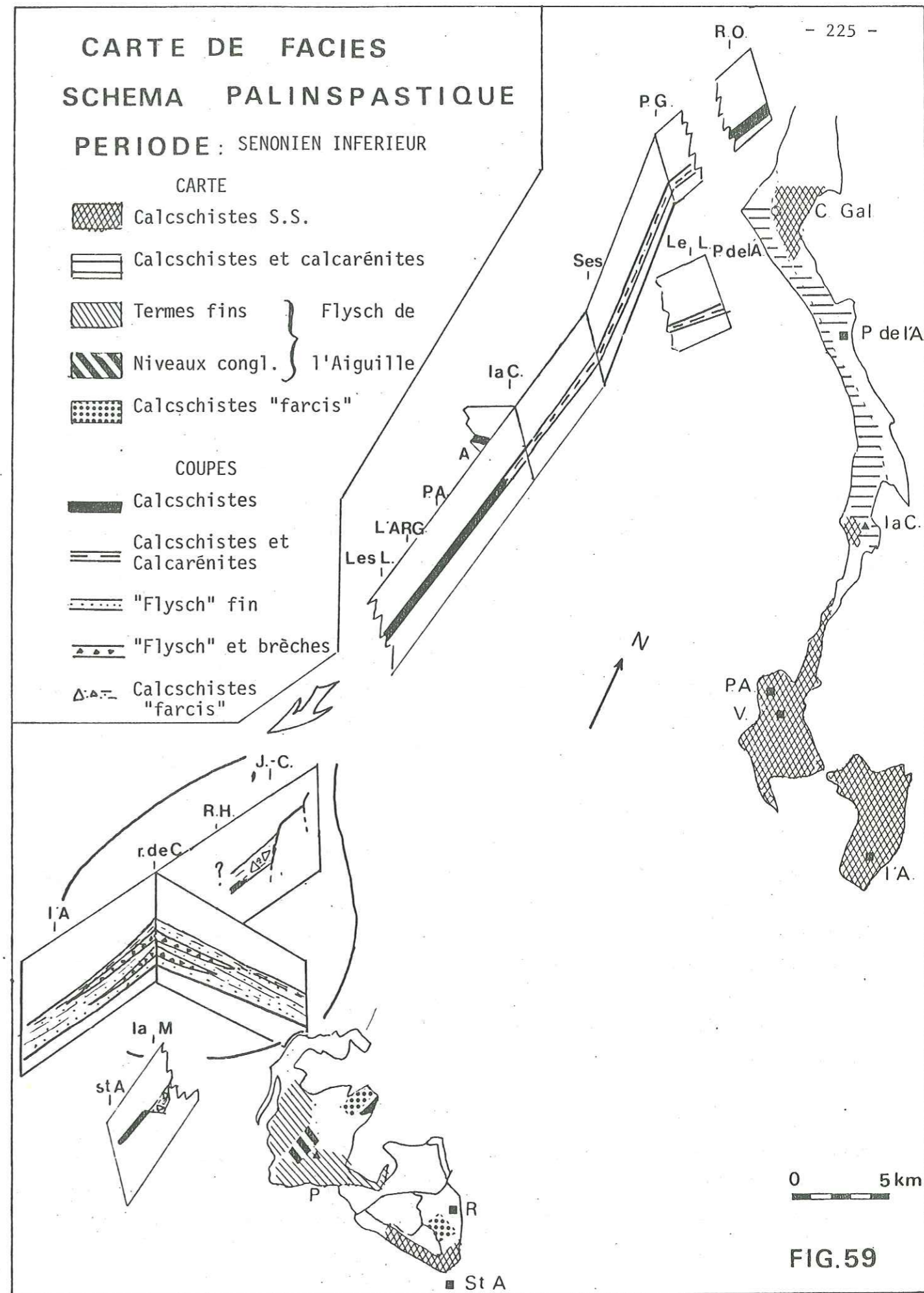
Il a été tenu compte de la taille maximale des éléments dans les brèches, du type et de la fréquence des séquences élémentaires rencontrées et des données directionnelles (courants, pentes).

Le flysch de l'Aiguille s'étend sur toute l'unité de Piolit-Rouanne-Basse, la partie occidentale de l'unité de Piolit-Rouanne-Haute et les écailles SE (La Gardette, St-Apollinaire). Dans le secteur NE, d'où il est absent, on trouve des calcschistes relativement peu épais, farcis localement de blocs métriques (Jas-Cerisier n° 24) ; localement il peut y avoir lacune de sédimentation (coupe de la cime de l'Ane, n° 26).

Dans le domaine d'extension du flysch, on peut distinguer une région de surface limitée sous le sommet de l'Aiguille, aux alentours de la coupe de l'Arche, où le matériel détritique est plus grossier qu'ailleurs (éléments de 50 cm), les séquences conglomératiques (1) et de turbidites (2) fréquentes, et le rapport arénite/lutite voisins de 2. De part et d'autre (Cuchon, versant W du sommet de Piolit) le détritisme est plus fin (blocs de 10 cm maximum). Le rapport arénite/lutite plus faible (inférieur à 0,5), les séquences conglomératiques absentes, tandis que les séquences calcarénites-marnes et de turbidites calcaires fines prédominent.

Les directions de courants (*ripple marks*, stratifications entrecroisées) sont orientées vers le SW ; les directions de pentes (*slumps* dans les calcaires à figures de charge, bancs glissés dans les schistes) concordent, entre 230 et 270, avec amont au NE.

La source du détritisme est donc à rechercher vers le NE, où les indicateurs de pente sont nombreux (calcschistes farcis, lacunes) ; si l'on admet que ce "flysch", dessine un cône sous-marin, il semble qu'il faille chercher la pente amont vers le NE et que la région de l'Aiguille corresponde à un chenal, les autres régions correspondant aux aires inter-chenaux, où le détritisme est plus fin. Toutefois le manque d'affleurement ne permet pas de préciser plus avant la forme de ce cône.



N.B. : Pour les noms de Lieux, voir p. 220

b. Unité de St-Apollinaire-La Martinasse (fig. 58).

Il s'y dépose des calcschistes planctoniques farcis par endroits de brèches ou de blocs ; ce domaine devait donc être en pente.

c. Unités de Vallouise, du Petit Galibier et du Lauzet-Roche Olvera (fig. 59).

Les alternances calcarénites calcschistes y sont constantes, suggérant ainsi l'éloignement par rapport aux sources de matériel détritique.

En résumé, la paléogéographie contrastée héritée des bouleversements de l'époque précédente s'estompe peu à peu. Dans le domaine de Piolit, les produits de l'érosion des reliefs probablement issus du NE alimentent un cône sous-marin, dont on peut encore observer un chenal dans la région de l'Aiguille. Ce cône était bordé au NE et au S par des pentes. Vers le N, entre l'Argentière et le col du Galibier, se développait un bassin, alimenté par des sources de matériel détritiques éloignées et qui n'ont pas été retrouvées.

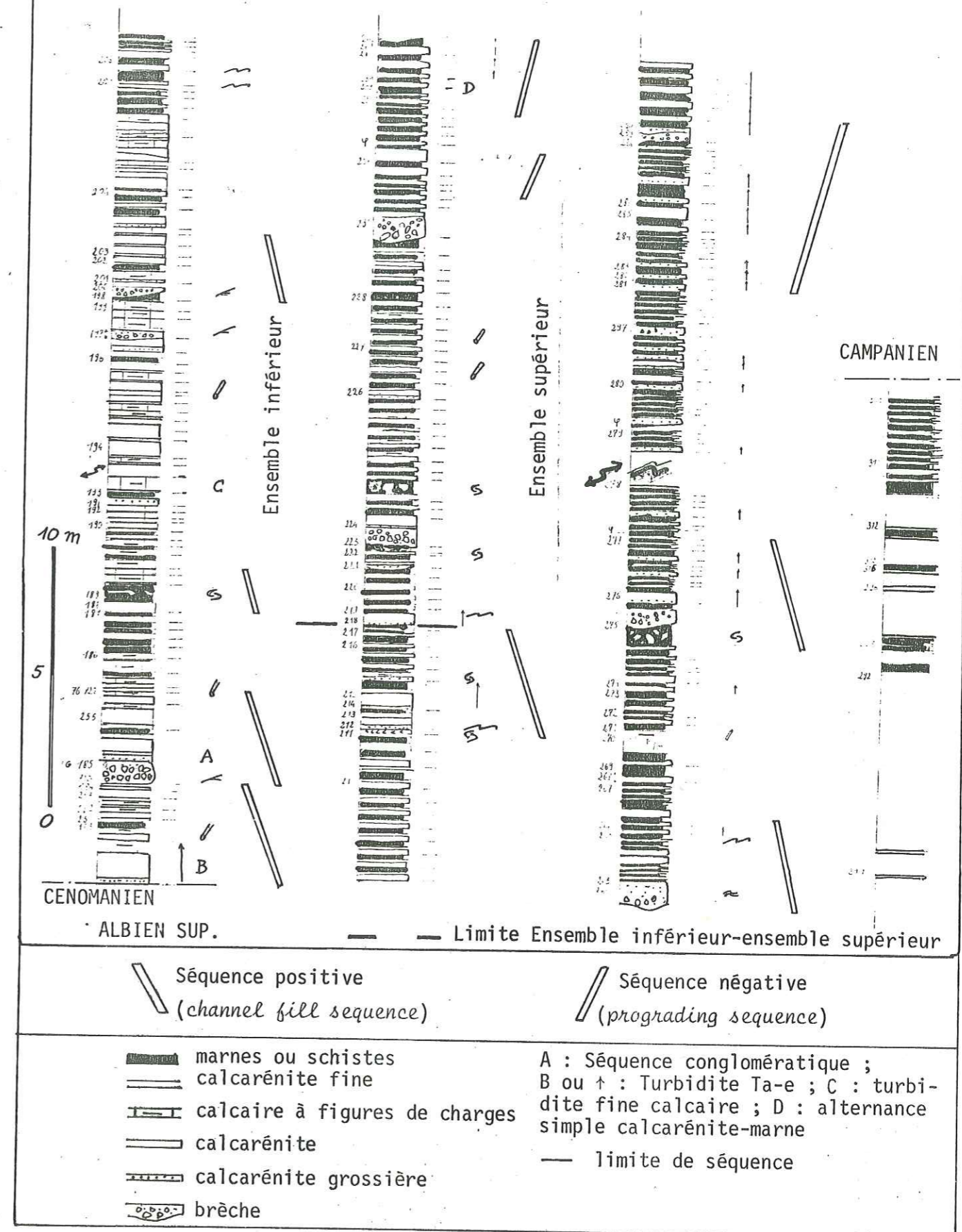
Analyse séquentielle du flysch de l'Aiguille à la coupe de l'Arche. Comparaison avec les modèles fournis par l'étude des cônes sous-marins.

Deux ensembles lithologiques peuvent être distingués à l'intérieur du flysch de l'Aiguille à la coupe de l'Arche (fig. 60).

L'ensemble inférieur : épais de 40 m, il se caractérise par l'abondance de turbidites fines à calcaires à figures de charge, la présence de séquences conglomératiques relativement épaisses (2 m en moyenne), la relative rareté des turbidites grossières et un rapport arénites/marnes de l'ordre de 3. L'analyse verticale des séquences (fig. 60), menée en portant sur un diagramme l'épaisseur de la fraction gréseuse de la séquence en ordonnée et son numéro d'ordre en abscisse, fait apparaître des séquences d'ordre supérieur de type positif, où l'épaisseur des termes gréseux diminue vers le haut.

L'ensemble supérieur : épais de 80 m, il se distingue de la formation précédente par l'abondance des turbidites grossières et la disparition des calcaires à figures de charge ; l'analyse verticale des séquences permet d'observer trois séquences négatives d'ordre supérieur en plus de deux

FIG. 60 : "FLYSCH DE L'AIGUILLE" SENONIEN INFÉRIEUR



séquences positives. La fréquence des niveaux conglomératiques est comparable sauf dans les 20 derniers mètres, où elles sont absentes. Le rapport arénite/marnes est de l'ordre de 1,5.

Le modèle de cône sous-marin (fig. 61).

L'étude des cônes sous-marins actuels et anciens (NORMARK, 1970 ; MUTTI et RICCI-LUCCHI, 1972, 1974) fait apparaître une distinction entre une partie chenalisée, ou système de distribution, et une partie externe ou système de progradation, d'où les chenaux ont virtuellement disparus.

Dans le système de distribution, lui-même divisé en cône interne et cône médian, se déposent des conglomérats, limités aux chenaux (HARMS et al., 1975) dont la continuité latérale s'améliore dans la partie médiane du cône, et des turbidites fines, qui recouvrent la totalité du système (*overbank turbidites*). Il s'y développe des séquences positives, liées au remplissage et à l'abandon plus ou moins graduel du chenal (*channel-fill séquences*). Les pentes, faibles (1/50 à 1/100) sont néanmoins suffisantes pour que des glissements synsédimentaires se produisent. Le rapport grès/schistes est en général supérieur à 1.

Dans le système de progradation, ou cône externe, se forment des séquences négatives, par progradation à l'aval des chenaux des dépôts gréseux vers le large. Ces dépôts sont susceptibles alors de constituer des corps sédimentaires caractéristiques : les lobes de cônes sous-marins. C'est encore le milieu de dépôt préférentiel des turbidites. Les pentes sont très faibles (1/100 à 1/1000) et le rapport grès/argile diminue (inférieur à 1).

Application au flysch de l'Aiguille.

Par comparaison avec le modèle décrit précédemment, l'ensemble inférieur du flysch de l'Aiguille correspondrait à des dépôts de système distributif, puisqu'on y observe des séquences positives, avec conglomérats à la base, et que les indications de glissements synsédimentaires sont fréquentes. Les turbidites fines calcaires correspondent alors vraisemblablement à des dépôts d'"*overbank*", intéressant la totalité du système distributif. Quant à l'ensemble supérieur, la présence de turbidites et de séquences dites négatives ou de progradation, la plus grande quantité de marnes en ferait plutôt un dépôt de cône

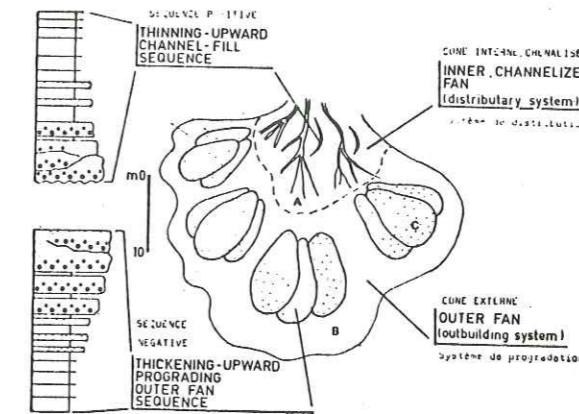


Fig. 61 : Schéma très simplifié de cône sous-marin en eau profonde, d'après E. MUTTI et F. RICCI-LUCCHI (1974).

externe, bien que la présence des conglomérats et de séquences positives rappelle les caractères du système distributif.

En résumé, il semble que le flysch de l'Aiguille, à la coupe de l'Arche, soit un dépôt de cône moyen, dans la partie distale du système distributif, évoluant progressivement vers le cône externe, suggérant ainsi la régression des apports détritiques, peut-être liée à l'éloignement de la source du détritisme.

Le détritisme.

Les éléments contenus dans les brèches sont connus en place dans la série sous-jacente. On trouve des dolomies triasiques, des calcaires à oolites d'âge Dogger probable, des micrites à *Saccocomidae*, à calpionelles et des calcaires siliceux du Jurassique supérieur, ainsi que des micrites calcaires d'âge Albien. La présence de calcaires siliceux, issus probablement de l'ensemble

calcaréo-siliceux, est compatible avec l'hypothèse de l'origine NE du matériel alimentant le cône, ce faciès est en effet connu en place dans la direction voulue (coupe du torrent 2090, n° 25).

La fraction terrigène n'est pas négligeable, une partie est contenue dans les argiles (p. 160), l'autre se présente sous forme de quartz, de micas blancs, de glauconie et probablement de minéraux opaques (débris végétaux pyritisés ?). Une terre émergée continuait donc à alimenter les bassins du secteur étudié.

Profondeur.

L'ensemble du secteur étudié est situé au-dessus de la F.C.D. à cette époque, comme le montre la teneur en carbonates et la présence de foraminifères planctoniques dans la fraction hémipélagique.

Conditions d'oxydo-réduction.

La couleur des sédiments, blanche ou grise, témoigne de conditions plutôt neutres, qui s'opposent aux conditions franchement réductrices régnant à l'Albien-Cénomaniens.

Paléotectonique.

Si le déclenchement d'une turbidite isolée n'est pas nécessairement la conséquence d'un à-coup de la subsidence, mais plus probablement de la mise en mouvement d'une masse instable de sédiments accumulés au bord d'une pente par exemple, l'abondance de celles-ci, ainsi que la présence des brèches, témoigne d'une tectonique synsédimentaire toujours active. C'est d'ailleurs à cette époque que les mouvements de compression qui affectent le Dévoluy et le domaine piémontais connaissent une grande amplitude : émergence et premiers charriages des Schistes lustrés respectivement.

B-11 - PERIODE X : CAMPANIEN-PALEOCENE.

La sédimentation épaisse des calcschistes est alors généralisée sur l'ensemble du secteur étudié. Elle n'est troublée que par de rares apports gréseux, plus spécialement au Maestrichtien. Elle se termine au Paléocène avec l'arrivée d'olistolites, qui précèdent la mise en place du flysch noir tertiaire, non étudié ici.

Les faciès.

Les calcschistes blancs : ils témoignent -on l'a vu- d'une sédimentation hémipélagique, au-dessus de la F.C.D., où la fraction terrigène n'est pas négligeable (argiles, petits quartz).

Les calcschistes rouges : dans l'unité de Piolit, ils se placent entre le "flysch" de l'Aiguille à la base et les calcschistes blancs au sommet. Ils ont été datés du Campanien. Ils réapparaissent dans l'unité de Vallouise et du Petit Galibier où ils n'ont malheureusement pu être datés. Ils témoignent probablement de conditions particulièrement oxydantes pendant une courte période, conduisant à l'altération des argiles (p. 167).

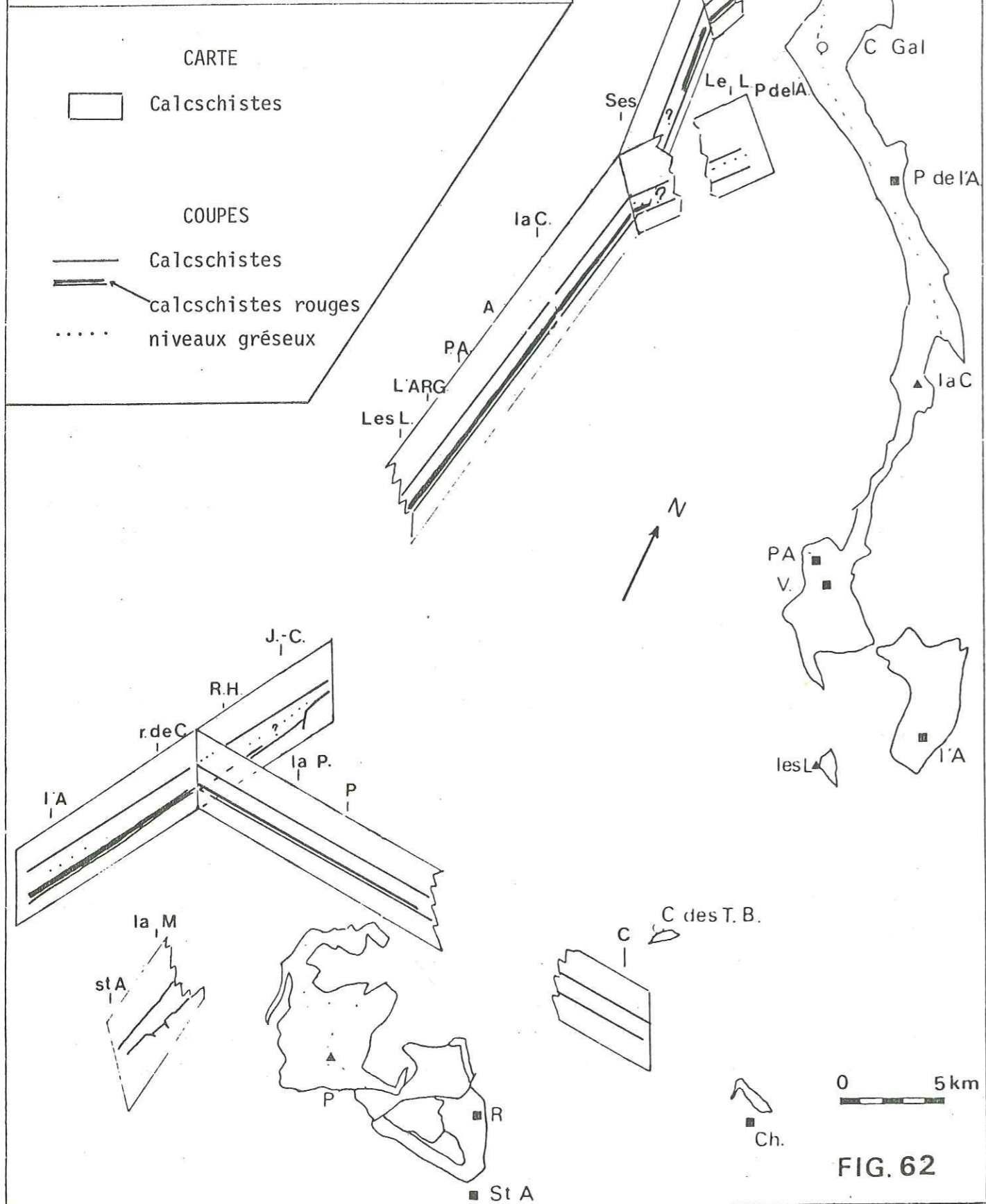
Paléomorphologie (fig. 62).

Dans l'unité de Piolit, où la stratification est encore visible, il ne semble pas y avoir de trace de remaniement synsédimentaire. Les derniers reliefs ont été ennoyés au Campanien supérieur, date à laquelle reprend la sédimentation dans la partie interne de l'unité (coupe de l'Ane 2000 n° 26).

La formation est épaisse (200 à 300 m sur l'ensemble du secteur étudié), les réductions locales étant probablement dues^à des érosions ultérieures lors de la mise en place du flysch noir Tertiaire.

Il semble donc que les reliefs créés pendant la période Aptien-Paléocène aient totalement disparu ; le domaine étudié devait se présenter comme un bassin de topographie douce, en continuité probable avec le bassin briançonnais à l'E.

CARTE DE FACIES
SCHEMA PALINSPASTIQUE
PERIODE : CAMPANIEN-PALEOCENE



N.B. : Pour les noms de lieux, voir p. 220.

Détritisme.

Celui-ci se limite pour la période considérée à des arrivées de grès constitués à 80 % de quartz et d'un peu de micas. Ce matériel a pu provenir du domaine vocontien, émergé à la fin du Maestrichtien (PORTHAULT, 1974). Au Paléocène enfin, se mettent en place les premiers olistolites (Jas-Cerisier, n° 27) préluant à l'arrivée du flysch noir Tertiaire et des nappes.

Paléotectonique.

La faible quantité des apports détritiques, l'absence de reliefs témoigne d'une tectonique plutôt calme. Néanmoins la disparition des reliefs, si elle peut être due à un phénomène de comblement, est peut-être aussi le résultat d'un réajustement du substratum, comme ce qui se passe en Briançonnais à la même époque (BOURBON, 1977).

L'activité tectonique va reprendre à partir du Paléocène, conduisant tout d'abord à la mise en place des premiers olistolites au sommet des calcschistes, puis à celle de flysch noir Tertiaire.

FIG. 62

B-12 - CONCLUSIONS, LES TROIS GRANDES ETAPES DE L'EVOLUTION DU SECTEUR SUBBRIANCONNAIS DES HAUTES-ALPES AU JURASSIQUE SUPERIEUR-CRETACE.

I. La période de subsidence apparemment continue : Oxfordien à Barrémien.

a. Paléomorphologie. Après l'effondrement de la plate-forme sub-briançonnaise, à la fin du Callovien ou au début de l'Oxfordien, une paléogéographie de haut-fonds, pentes et bassins à turbidites s'instaure, qui va être progressivement nivelée jusqu'au Crétacé inférieur. Ce sont, en remontant du S vers le N, le secteur de St-Apollinaire-La Martinasse, pente ou haut-fond dominant le bassin de Piolit-Chateauroux, lequel remonte lui-même vers le NE ; ensuite le bassin de Vallouise, moins profond; enfin celui Galibier-Roche Olvera.

Au Jurassique supérieur, d'importants apports détritiques, sous la forme de turbidites, envahissent les bassins de Piolit et du Galibier, qui sont les plus profonds ; ces turbidites, d'origine N ou NW dans le bassin de Piolit, à dominante calcaire, ont une extension et une épaisseur de plus en plus importante et une continuité latérale meilleure lorsqu'on monte dans la série, ce qui suggère leur caractère progradant. Elles diminuent brusquement d'épaisseur après la mise en place d'une coulée de brèche calcaire qui recouvre la presque totalité de ces bassins. Des lobes de cônes sous-marins devaient prograder dans ces bassins jusqu'au Tithonique.

b. La sédimentation. A caractère rythmique dans les bassins, condensée ou lacunaire sur les zones de haut-fonds ou de pentes, elle est représentée par des faciès carbonatés, argileux ou siliceux dont la nature est dictée par les conditions du paléoenvironnement et notamment la profondeur.

Entre la fin du Callovien et l'Oxfordien, se déposent les Terres Noires dans les bassins, avec des arrivées de turbidites dans les domaines les plus profonds, situés entre la F.C.D. et la C.C.D.. Les conditions sont alors réductrices. Les haut-fonds sont le siège d'une sédimentation carbonatée

condensée ou lacunaire.

Entre l'Oxfordien supérieur et le Tithonique (inférieur ?), la sédimentation est à dominante carbonatée, la fraction hémipélagique étant représentée par des calcschistes à radiolaires dans les bassins, dont la profondeur doit avoisiner la F.C.D.. La fraction détritique, constituée en majorité de calcaires pélagiques primitivement déposés au-dessus de l'A.C.D., peut se présenter sous un faciès particulier de brèches d'aspects noduleux, dénommées "brèches bleues", qui constituent les lobes de cônes sous-marins cités plus haut. Les conditions précédentes demeurent sur les zones hautes, dont l'une fournit le matériel actuellement remanié dans les "brèches bleues".

Pendant une partie du Tithonique (et du Kimméridgien ?), les bassins les plus profonds (Piolit, Galibier) atteignent et dépassent la C.C.D.. La fraction hémipélagique est alors totalement siliceuse et peut être considérée alors comme un chert cryptocristallin ; la fraction détritique, elle, est constituée de matériel calcaire (micrites) et siliceux (radiolaires). Dans les bassins moins profonds, au-dessus de la C.C.D., (Vallouise) règne la sédimentation des calcaires à cherts ; les conditions restent identiques sur les zones hautes, d'où la silice est absente.

Au Tithonique supérieur-Berriasien, les conditions s'uniformisent sur l'ensemble des bassins où se déposent des calcaires à cherts et rares calpionelles, témoignant d'une sédimentation au voisinage de la F.C.D.

Entre le Valanginien et le Barrémien, la sédimentation argileuse reprend faiblement dans les bassins maintenant nivelés (la remontée NE du bassin de Piolit a disparu), la fraction principale étant représentée par des calcaires à radiolaires, sans cherts.

C'est probablement à cette époque que se forment les "hard-grounds" minéralisés, siliceux, argileux, ferrugineux et faiblement phosphatés, sur les zones hautes exposées.

D'une façon générale, les taux de sédimentation restent modérés dans les bassins à turbidites où ils ne dépassent pas $4,5 \text{ mm}/10^3 \text{ ans}$;

ils
sur les zones de pentes ou de haut-fond sont inférieurs à $1 \text{ mm}/10^3 \text{ ans}$,
lorsqu'ils ne sont pas nuls.

c. Paléotectonique. La subsidence, très rapide à l'Oxfordien, et l'instauration d'une paléogéographie contrastée de bassins, de pentes et de haut-fonds sont la manifestation locale de la tectonique distensive qui affecte la marge européenne de la Téthys, au début de la phase de "spreading" de l'océan.

Dans le secteur étudié, les mouvements de subsidences différentiels semblent diminuer au cours du Tithonique ainsi que le taux de subsidence, qui était fort jusque là ; les reliefs s'estompent à la fin du Jurassique et l'ensemble du domaine étudié semble s'enfoncer lentement jusqu'au Barrémien. La loi de subsidence de notre secteur rappelle ainsi qualitativement celle des marges de type atlantique, pour lesquelles on admet une subsidence de type thermique, (MONTADERT et al., 1978) c'est-à-dire de même nature que la subsidence d'une croûte océanique (loi de SCLATER, 1971).

Dans l'hypothèse de la "détumescence" thermique, on peut tenter d'estimer la C.C.D. au Tithonique ; si l'on admet que la subsidence thermique du bassin de Piolit a débuté au cours du Callovien, et qu'il se trouvait à cette époque nettement sous la limite d'action des vagues, vers quelques centaines de mètres de profondeur (p. 45), on obtient une C.C.D. aux alentours de 1500 m au Tithonique, valeur beaucoup plus faible que celle actuellement admise pour les océans à cette époque : de l'ordre de 2500 m (CHENET et al., 1978 ; BOSELLINI et al., 1975). Ce niveau élevé pourrait être dû à des conditions particulièrement favorables à une C.C.D. assez haute dans le domaine étudié à cette époque, comme cela a été souligné auparavant (p. 141), à moins que l'hypothèse de départ ne soit pas valable.

2. La période des bouleversements paléogéographiques, de l'Aptien au Turonien.

a. La sédimentation

Les lacunes : Une omission de sédimentation est générale à l'Aptien-Albien moyen sur l'ensemble du secteur étudié ; de même, le Turonien n'a pu

être clairement mis en évidence, et son absence semble prouvée dans une partie de l'unité de Piolit (l'Arche, le Cuchon) ; dans le domaine de St-Apollinaire-La Martinasse, il peut y avoir une lacune totale du Crétacé inférieur au moins au Sénonien inférieur, soulignée par endroits par un *hard-ground* argileux, ferrugineux et siliceux.

Ces lacunes peuvent être due à des causes multiples parmi lesquelles il faut retenir l'apparition de pentes sur lesquelles les sédiments ne peuvent se maintenir et, dans une certaine mesure, l'action de courants empêchant la sédimentation sur une zone exposée.

Les schistes noirs (black-shales) de l'Albien supérieur-Cénomaniens.

Ces schistes, constitués ici d'illite et de chlorite, contiennent en outre du matériel terrigène sous forme de quartz, micas blancs, minéraux opaques (débris végétaux pyritisés ?). Ils sont contemporains des "black shales" de l'Atlantique et des argilites noires de la Téthys.

Dans le secteur étudié, on remarquera que cette sédimentation est contemporaine de pulsations tectoniques, qui affectent d'ailleurs l'ensemble de la marge téthysienne ; ainsi, les apports terrigènes, issus de reliefs nouvellement émergés, ont pu s'accroître notablement et fournir l'essentiel de la sédimentation.

Les brèches. C'est à l'Albien-Cénomaniens que se mettent en place en de nombreux points, dont à l'Argentière, des brèches d'écroulement de reliefs, constitués de blocs parfois plurimétriques, originaires pour certains de termes anciens du substratum (quartzites, granites ?) témoignant ainsi de l'importance des reliefs attaqués par l'érosion sous-marine.

b. Paléomorphologie

Les bassins à morphologie douce qui avaient été progressivement comblés jusqu'au Crétacé inférieur ont disparu ; dans le domaine de Piolit, un relief a été créé, probablement à proximité du secteur de Piolit-Rouanne-Basse, et, corrélativement une pente, (tournée vers le NE ?) ; plus au N, dans le domaine de l'Argentière, un relief instable très important est apparu, situé probablement au SW ; l'abondance de la fraction détritique gréseuse dans les

aires de Vallouise et du Galibier enfin, implique une situation en bassin, en contrebas de reliefs en cours d'érosion.

c. Paléotectonique .

La période "atlantique" de l'histoire de la marge téthysienne est révolue, en particulier la subsidence thermique ne suffit plus à expliquer la création de reliefs importants. Cependant, il est difficile de dire si les contraintes jouent en distension ou en compression dès l'Aptien ; ce n'est qu'au cours du Cénomaniens qu'une tectonique en compression est clairement mise en évidence dans les régions voisines.

3. Une période d'aplanissement des reliefs : Sénonien à Paléocène.

a. Sédimentation .

La sédimentation hémipélagique est représentée par les calcschistes planctoniques gris, parfois rouges (Campanien). La fraction détritique (brèches, turbidites, calcarénites) est encore importante au Sénonien inférieur, allant jusqu'à donner à la sédimentation un caractère flysch dans le domaine de Piolit (faciès du "flysch de l'Aiguille"), suggérant ainsi l'existence de reliefs encore en cours d'érosion ; elle cesse presque complètement entre le Campanien et le Paléocène, date à laquelle arrivent les premiers olistolites d'origine interne.

b. Paléomorphologie .

Son originalité tient à l'existence au Sénonien inférieur d'un cône sous-marin dans le domaine de Piolit, alimenté par le NE, qui régresse au cours du temps, et dont un chenal est bien observable dans la région du sommet de l'Aiguille. Le cône est bordé au S (St-Apollinaire-La Martinasse) par une zone de pente au pied de laquelle s'immobilisent des blocs de taille métriques. A la même époque, vers le N, entre l'Argentière et le col du Galibier, la fraction détritique, sous forme de calcarénites, est plus réduite, témoignant ainsi de l'éloignement de ce domaine par rapport aux sources alimentant le cône de Piolit.

A partir du Campanien, les reliefs ont disparu, et l'ensemble du secteur étudié devait présenter une topographie douce, en continuité probable avec le domaine Briançonnais à l'E.

c. Paléotectonique :

L'existence au Sénonien inférieur de brèches à éléments parfois grossiers et la présence du flysch de l'Aiguille témoigne d'une tectonique syn-sédimentaire toujours active, dont on remarquera qu'elle est contemporaine des compressions affectant le Dévoluy à l'W et des premiers charriages dans la zone des Schistes Lustrés à l'E. Entre le Campanien et le Paléocène, il semble y avoir un réajustement du socle, effaçant les disparités de reliefs précédentes, mais suffisamment progressif pour ne pas remobiliser les sédiments.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES, PLACE DU SECTEUR SUBBRIANCONNAIS DANS LA MARGE TETHYSIENNE.

L'abondance relative des données biostratigraphiques et le bon état de conservation des sédiments, dans le massif de Piolit notamment, permettent de situer avec une bonne précision dans le temps et dans l'espace la place du secteur subbriançonnais dans la marge nord téthysienne.

I - LA MARGE EUROPEENNE DE LA TETHYS, SITUATION ET HISTOIRE.

I-I - Situation palinspastique dans la Téthys mésozoïque.

Depuis fort longtemps, de nombreux auteurs ont montré que la chaîne des Alpes résultait de la contraction d'un ancien océan téthysien mésozoïque. Plus particulièrement, dans les Alpes occidentales, on distingue les trois ensembles structuraux classiques : (1) la zone externe ou dauphinoise, (2) la zone pennique et (3) la zone austro-alpine correspondant à des entités paléogéographiques distinctes. Ces ensembles sont constitués de matériel sédimentaire mésozoïque ou tertiaire reposant en général sur un substratum sialique (Varisque ou gneiss et granites plus anciens). Mais il y a les exceptions bien connues : dans certaines unités du domaine pennique (Piémont-Ligurie), le socle est absent ; il existe des masses ophiolitiques dans lesquelles on s'accorde à reconnaître un certain type de croûte océanique, revêtue de sa couverture sédimentaire. Ces observations ont permis d'envisager l'idée d'un "océan" Piémontais-Ligurien (au sens de "domaine à croûte océanique") qui aurait existé pendant une partie du Jurassique et du Crétacé (LEMOINE, 1975, BOURBON et al., 1977).

Dans le schéma palinspastique actuellement admis (BOURBON et al., 1977), ce domaine à croûte océanique est encadré d'un côté par la marge

européenne, correspondant aux domaines externe (dauphinois) et pennique p.p. et de l'autre par la marge africaine (apulienne), correspondant au domaine austro-alpin.

Sur une transversale orientée EW de la marge européenne, ou nord-téthysienne, qui passerait par le département des Hautes-Alpes, on rencontrerait successivement, du continent vers l'océan : (1) la bordure ardéchoise, s'appuyant sur le Massif Central, (2) le domaine rhodanien et dauphinois, puis (3) les domaines subbriançonnais, (4) briançonnais, et (5) piémontais à croûte continentale. Le secteur qui a fait l'objet de notre étude est donc situé en plein sur la marge continentale téthysienne.

I-2 - Evolution de la marge le long de la transversale considérée.

L'histoire de cette marge (LEMOINE 1975 ; BOURBON et al., 1977) peut se résumer en quatre grandes étapes : (1) la période "pré-océanique" au Trias, caractérisée par une sédimentation carbonatée au évaporitique à très faible profondeur sur l'ensemble de la marge ; (2) la période de "rifting" au Lias et au Jurassique moyen, pendant laquelle des failles actives mises en évidence par des brèches jouent dans le domaine piémontais tandis que des aires de haut-fonds (dorsales) et de bassins, respectivement faiblement et fortement subsidentes, s'individualisent en domaine dauphinois. C'est à cette époque encore qu'émerge l'île briançonnaise ; (3) l'époque d'expansion ("spreading") de l'océan téthysien au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, au cours de laquelle trois aires s'individualisent : le domaine liguro-piémontais, à grande profondeur où se forme la croûte océanique, le domaine dauphinois, subsident, où s'accu- mulent de grandes quantités de sédiments carbonatés et argileux, qui reste à une profondeur moindre, toujours au-dessus de l'A.C.D., et enfin une pente conti- nentale, de topographie complexe reliant ces deux aires, correspondant aux domaines subbriançonnais, briançonnais et piémontais pour partie. Enfin (4) la dernière étape de l'histoire de la marge, au Crétacé supérieur, au cours de laquelle "l'océan" liguro-piémontais se contracte, l'ensemble des domaines dau- phinois et pennique à croûte continentale étant soumis à une tectonique en compression, qui conduit au renouvellement complet de la paléogéographie.

L'une des particularités importantes de cette marge est l'existence d'une tectonique synsédimentaire active tout le long de son histoire, mise en évidence par une morphologie compliquée de haut-fonds, pentes, falaises, reliefs escarpés qui évolue sans cesse, comme en témoigne l'abondance d'olistolites, de brèches, de figures d'érosion et de glissements synsédimentaires à tous les ni- veaux. L'hypothèse actuellement proposée pour expliquer cette tectonique fait intervenir un mouvement décrochant senestre des blocs européens et africains, particulièrement actif au Jurassique-Crétacé inférieur, qui se serait superposé à la phase de distension qui est la règle générale à cette époque.

Il faut enfin noter que les faciès que l'on rencontre sur les deux marges de la Téthys présentent de grandes analogies avec ceux que l'on observe à la même époque sur les marges de l'Atlantique (radiolarites, calcaires à cherts, calcaires noduleux rouges du Jurassique supérieur, calcaires à radiolai- res, "black-shales", boues à foraminifères du Crétacé supérieur ; BERNOULLI, 1972 ; BOURBON, 1977).

L'histoire de la marge téthysienne, pendant les trois premières étapes jusqu'au Crétacé inférieur, est comparable à celle d'une marge de type Atlan- tique (LEMOINE, 1975). Malgré ces analogies, cette marge reste particulière par sa morphologie complexe et une tectonique sans cesse active, ceci étant lié à la petitesse de l'"océan" qu'elle borde et préfigurant son avenir alpin.

II - PLACE DU SECTEUR SUBBRIANCONNAIS DANS LA MARGE NORD-TETHYSIENNE.

La série subbriançonnaise étant décollée au niveau du Trias supérieur (Carnien ou Rhétien ?), la nature des phénomènes contemporains de l'histoire "pré-océanique" de la marge affectant le secteur étudié n'est pas connue. La présence de quartzites et de dolomies en grandes quantité dans les brèches crétacées à l'Argentière, résultant d'écroulements sous-marins, donne une idée de la nature du substratum et suggère son identité avec celui du domaine briançonnais voisin.

II-I - La Période de "rifting" du Lias-Jurassique moyen.

II-1.1. Secteur subbriançonnais des Hautes-Alpes.

D'une manière générale, la sédimentation dans ce domaine est relativement réduite et s'effectue à des profondeurs assez faibles. L'étude de la succession des faciès et de leur évolution spatiale a permis de distinguer deux séquences de sédimentation limitées par des discontinuités.

Discontinuité du Lias : Celle-ci, soulignée par endroits par un microconglomérat, correspond à une lacune de la totalité du Lias en certains points (Les Neyzets) et d'une partie seulement probablement en d'autres localités (St-Apollinaire). A cette époque, le domaine étudié était probablement un haut-fond, émergé ou non, dont les retombées N (Roche Olvera) et S (St-Apollinaire) marquent la transition vers des domaines plus subsidents, où le Lias est présent et souvent épais (plus de 100 mètres).

1^{ère} séquence : calcaires de Vallouise et de la Rouanne . Les limites d'âge de ces faciès sont sujettes à caution. Ainsi, en certaines localités (St-Apollinaire, Roche Olvera, Piolit) il est possible que leur dépôt débute avant la fin du Lias, sous forme d'un calcaire à entroques et à rognons siliceux ; dans le domaine de Vallouise, la sédimentation ne débute qu'au Jurassique moyen (Bajocien ?). Dans la région de Piolit, les calcaires de la Rouanne sont surmontés par un hard-ground d'âge Bathonien inférieur ; dans le domaine septentrional (calcaires de Vallouise) il n'est pas impossible que la sédimentation se poursuive plus tard, jusqu'au Bathonien supérieur.

Si l'on admet la simultanéité des dépôts des calcaires de Vallouise et de la Rouanne, tous deux de plate-forme peu profonde (dans la zone d'action des vagues), il est possible de les intégrer dans un même modèle sédimentaire de milieux de chenaux (calcaire de Vallouise graveleux aux Neyzets) et de barrière discontinue (calcaire oolitiques de la Rouanne).

Cette séquence peut être considérée comme résultant d'un phénomène de comblement, au cours de laquelle la subsidence reste faible.

Discontinuité, datée du Bathonien inférieur à Piolit où elle est soulignée par un hard-ground fossilifère, marquant un léger approfondissement d'une partie du domaine subbriançonnais qui passe nettement sous la limite d'action des vagues.

2^{ème} séquence, calcaires marneux à Posidonomies et calcaires de Vallouise noduleux.

Ces faciès ont un âge compris entre Bathonien inférieur et Bathonien supérieur au moins, peut-être jusqu'au Callovien. Le dépôt des calcaires marneux à Posidonomies, localement à Cancellophycus, (d'épaisseur réduite, inférieure à 30 mètres) souligne l'influence grandissante du milieu pélagique et un approfondissement, puisque des biopelmicrites à affinités de plate-forme sont surmontées de boues à radiolaires et posidonomies.

Les calcaires de Vallouise noduleux, très peu épais (un à deux mètres) résultent de l'accumulation en désordre sur une pente de matériel issu de la plate-forme.

A ce moment, le secteur étudié présente une morphologie de pentes (calcaire de Vallouise noduleux) et de petits bassins relativement peu profonds (calcaire marneux à posidonomies) ; il est encadré au N et au S par des bassins subsidents où s'accumulent des épaisseurs importantes de calcaires à posidonomies et à Cancellophycus.

Discontinuité supérieure . Elle est soulignée par les brèches du Jas-Cerisier, des Neyzets et du Télégraphe. Son âge est mal connu : entre Bathonien supérieur et Oxfordien . Elle correspond au passage au domaine pélagique franc de la plate-forme, par effondrement et dislocation, qui a commencé dès le Bathonien inférieur. Des pentes apparaissent, tournées vers le SW dans la région de Piolit^{et}, probablement vers le NE au Galibier. En d'autres termes, elle marque dans notre domaine la fin de la période de "rifting" et le début de la période de "spreading" de la marge.

II.1.2. Comparaison avec les autres régions de la marge.

Au Lias et au Jurassique moyen, les faciès observés dans le secteur subbriançonnais étudié sont comparables à ceux que l'on connaît sur la bordure ardéchoise et dans le bassin dauphinois, situés à l'W. Toutefois la réduction de la série et la faible quantité de matériel terrigène rappelle certains caractères propres au domaine briançonnais.

L'examen des diverses successions de faciès sera faite sur une transversale à la paléomarge passant par le massif de Piolit.

La bordure ardéchoise : Elle présente au Lias-Jurassique moyen une paléogéographie complexe de seuils et de bassins orientés NW-SE (ELMI, 1967). La succession des faciès est de ce fait très variable latéralement, surtout les épaisseurs. Toutefois, la coupe du Crussol, située en bordure d'un seuil, fournit un exemple relativement synthétique des événements sédimentaires qui affectent la bordure. Successivement, on observe (ELMI, 1967, pp. 69 à 88 & 260 à 270) : (1) Calcaires bréchiques puis alternances de dépôts de calcaires à entroques ou à oolites parfois ferrugineuses et d'épisodes de lacune de sédimentation. Cet ensemble caractérise une sédimentation littorale. Son âge s'étend sur la période Toarcien inférieur à Bajocien supérieur. (2) Calcaires micritiques à entroques du Bathonien inférieur. (3) Calcaires à *Cancellophycus* du Bathonien moyen recouverte par une surface rubéfiée. (4) Après un niveau condensé ocre, vient une épaisse assise de marnes à *Posidonomia alpina* représentant la période Bathonien supérieur à Callovien moyen. (5) Enfin, après une lacune du Callovien supérieur (affectant la quasi-totalité de la bordure) viennent les marnes noires de l'Oxfordien inférieur rappelant en tous points le faciès dauphinois des Terres Noires.

Le bassin dauphinois : Une activité tectonique importante pendant la sédimentation durant toute cette période est responsable de la création d'une paléogéographie contrastée de bassins subsidents et de haut-fonds mobiles. L'individualisation des différents éléments topographiques qui la constitue, débute vers l'Hettangien et se termine au Callovien moyen, date à laquelle la subsidence générale du bassin a conduit au comblement des diverses irrégularités des reliefs.

Les auteurs distinguent couramment deux grands ensembles dans la série stratigraphique du Lias-Jurassique moyen : (1) Les formations du Lias-Dogger et (2) les Terres Noires.

Les formations du Lias-Dogger, épaisses dans les bassins subsidents (1500 m environ) sont réduites et lacunaires sur les hauts-fonds mobiles. Les faciès : marnes, calcaires, encrinites, s'organisent en séquences, limitées par des surfaces durcies caractérisant une profondeur de sédimentation relativement faible (BEAUDOIN, 1975), et parfois discordantes. Ces séquences et ces surfaces témoignent d'une activité tectonique importante, probablement liée au "rifting".

Les Terres Noires se répartissent dans un bassin en distension héritant des structures liasiques (ARTRU, 1972) ; au droit de la transversale considérée, on rencontre successivement : le bassin de Die-Laragne, la dorsale dauphinoise, le bassin de Gap, le seuil (?) de St Julien et le bassin d'Embrun. Dans les bassins, la sédimentation des argiles noires, très épaisse (2000 m), débute au Bajocien supérieur après l'épisode de dépôts carbonatés du Dogger. Sur les seuils, elle ne débute qu'au Bathonien ou au Callovien inférieur (Barillonette, dorsale dauphinoise) après un dépôt carbonaté (St Julien) ou un arrêt de sédimentation depuis le Lias. Dans les bassins de Gap et d'Embrun les Terres Noires se chargent en turbidites (PAIRIS, 1965 ; ARTRU, 1972) tant au Bathonien inférieur (l'Estagnit) qu'au Callovien (Gap). La sédimentation des Terres Noires cesse définitivement à l'Oxfordien moyen après avoir été sensiblement réduite, voire arrêtée, pendant le Callovien supérieur sur la majeure partie du bassin.

Le domaine briançonnais : Une étude récente (MERCIER, 1977) du secteur briançonnais des Hautes-Alpes a montré que la transgression jurassique n'a eu lieu qu'à partir du Bathonien supérieur, la lacune du Lias et d'une bonne partie du Jurassique moyen étant due à une émergence. Cette transgression a débuté par une sédimentation en milieu lagunaire (calcaires à Ostracodes) protégée des influences de mer ouverte et localisée dans des creux ; elle s'est poursuivie par des dépôts de plate-forme interne (calcaires en plaquettes de la Lauze) ; enfin l'ensemble du domaine briançonnais des Hautes-Alpes a été submergé au cours du dépôt des calcaires dits de Champcella, de plate-forme externe.

Comme le souligne l'auteur, ces calcaires présentent de grandes analogies de faciès avec les calcaires de Vallouise.

II.1.3. Situation du secteur subbriançonnais dans le contexte du "rifting".

L'un des aspects les plus remarquables de cette période est la réduction d'épaisseur des faciès penniques par rapport aux faciès dauphinois, les faciès ardéchois se situant à l'intermédiaire. La cause en est la quasi absence d'apports terrigènes, qui ont été piégés en quelque sorte dans le bassin dauphinois. En effet, durant toute cette période, le secteur subbriançonnais devait être surélevé par rapport au bassin, et donc épargné par les apports terrigènes.

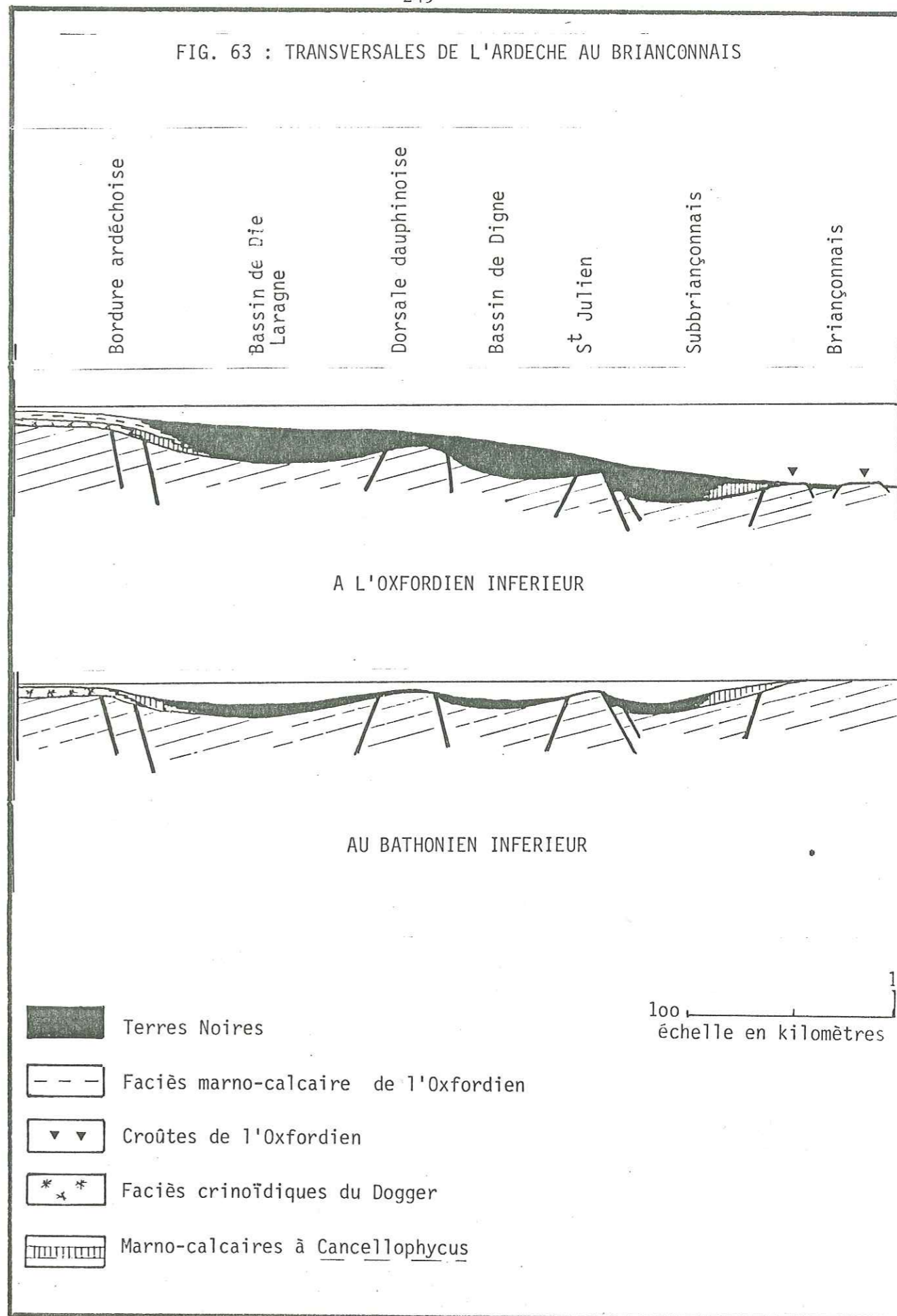
Plus précisément, au Lias, les secteurs briançonnais et subbriançonnais ont connu une évolution comparable, tout au moins sur la transversale envisagée. Si l'on interprète la lacune du Lias (aux Neyzets par exemple) comme résultant d'une émergence, il faut imaginer une prolongation de l'île briançonnaise vers l'W dans notre secteur, avançant à la manière d'un cap entre les domaines subbriançonnais de la Savoie au N (BARBIER, 1948) et du Morgon au S (SCHNEEGANS, 1938), caractérisés par une sédimentation liasique épaisse et très probablement reliés au bassin dauphinois.

Au Jurassique moyen par contre, le sort du secteur subbriançonnais semble lié à celui du bassin dauphinois subsident, ceci à certains égards.

Au Bajocien supérieur, les Terres Noires apparaissent dans les points bas du bassin dauphinois, tandis que des carbonates continuent à se déposer sur les bordures ardéchoise et très probablement subbriançonnaise, le domaine briançonnais restant encore émergé.

Au Bathonien inférieur, Les calcaires marneux à *Cancellophycus* sont transgressifs au même moment sur la transversale en Ardèche et à Piolit, pendant que les Terres Noires se déposent continuellement au fond des bassins. Les indications de pentes ("slumps") sur ces deux bordures suggèrent

FIG. 63 : TRANSVERSALES DE L'ARDECHE AU BRIANÇONNAIS



une accélération de la subsidence, confirmée par ailleurs par l'étude du faciès des calcaires argileux à Posidonies et *Cancelllophycus*, qui caractérisent des milieux pélagiques plus profonds, nettement sous la limite d'action des vagues. Quant à la pente entre domaines briannonnais et dauphinois, celle-ci est très probablement tournée vers le bassin (vers le SW dans le bassin de Piolit) mais sa paléogéographie devait être complexe dans le détail, en horsts et grabens, comme en témoigne les retombées vers le N et le S de notre domaine.

Au Bathonien supérieur, époque de la submersion de l'île briannonnaise, la subsidence de l'ensemble de la marge se poursuit, provoquant l'enneigement de certains seuils du bassin dauphinois (dorsale dauphinoise) ; des micrites à posidonies se déposent encore sur les bordures dauphinoises et subbriannonnaises. La pente orientale du bassin dauphinois continue de fonctionner et le secteur briannonnais, bien qu'immergé, continue à jouer le rôle de haut-fond entre le bassin dauphinois et le domaine piémontais.

C'est probablement entre le Callovien moyen et supérieur que se produit l'effondrement d'une grande partie de la marge, et notamment du secteur étudié, ce qui va conduire à un profond bouleversement paléogéographique sur la transversale considérée. En effet, la subsidence s'accélère en domaine dauphinois au Callovien moyen, provoquant l'enfouissement des seuils (St Julien, dorsale dauphinoise) sous les Terres Noires. De plus, celles-ci apparaissent seulement au début de l'Oxfordien après une lacune du Callovien supérieur en Ardèche et après la mise en place des brèches du Jas-Cerisier et du Télégraphe en Subbriannonnais, qui avait connu jusque-là dans le domaine de Piolit du moins, une évolution comparable à celle de la bordure ardéchoise. On est donc tenté de rapprocher l'ensemble de ces événements : lacune de sédimentation, subsidence accélérée, transgression des Terres Noires sur les bordures, à l'écroulement des reliefs sous-marins alimentant les brèches, ces événements sont en effet enregistrés à la même place dans l'évolution lithostratigraphique en des points divers de la marge.

II-2 - La Période de "spreading" du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

II.2.1. Le secteur subbriannonnais des Hautes-Alpes.

Après l'épisode d'effondrement, daté probablement du Callovien moyen à supérieur, le domaine subbriannonnais est incorporé à l'océan téthysien et va atteindre localement des profondeurs importantes. La morphologie apparue dès le début de l'Oxfordien va être progressivement comblée jusqu'au Barrémien. A partir de l'Aptien, débute une nouvelle phase de l'histoire du domaine étudié qui marque vraisemblablement la fin de la période "atlantique" de la marge européenne, encore qu'on ne puisse dire si la tectonique, qui connaît alors une recrudescence certaine, fonctionne en compression dès cet instant.

Morphologie : Des bassins profonds dominés par des aires de pentes ou de haut-fonds caractérisent la paléogéographie ; on distingue successivement, suivant une ligne subméridienne :

- le domaine St-Apollinaire-La Martinasse au S, pente ou haut-fond où la sédimentation est condensée et lacunaire.

- le bassin de Piolit, profond, entre F.C.D. et C.C.D., remontant vers le NE, probablement assez étendu, jusqu'au domaine de sédimentation de Chateauroux. Au Jurassique supérieur, des apports détritiques, sous forme de turbidites calcaires, s'accumulent préférentiellement dans la partie axiale du bassin, épargnant le plus souvent la remontée NE. Ils semblent provenir du NW ou du N. Ce bassin peut alors être considéré jusqu'au Tithonique comme un cône sous-marin dans lequel prograde un lobe. Au Crétacé inférieur, la remontée NE a disparu, et il ne se dépose plus dans le bassin que de très fines turbidites calcaires.

- le bassin de Vallouise, un peu moins profond que les domaines encadrants de Piolit et du Galibier, et de ce fait soumis à des apports détritiques plus réduits. Il est dominé localement par une aire de pente ou de haut-fond, d'extension mal connue, dont l'écaille du col de l'Eychauda constitue la relique.

- le bassin du Galibier, au N, en continuité avec le précédent, dont la profondeur était comparable à celle du bassin de Piolit.

Sédimentation : De caractère pélagique, elle est représentée par des faciès tour à tour carbonatés, siliceux et argileux, dont la nature reflète les conditions du paléoenvironnement et notamment la profondeur.

Entre la fin du Callovien et l'Oxfordien, se déposent les Terres Noires où s'intercalent des turbidites, qui s'accumulent préférentiellement dans les bassins les plus profonds, mais pas sur les pentes ou les hauts-fonds. La profondeur était probablement située entre la F.C.D. et la C.C.D.. Les conditions étaient généralement réductrices.

Entre l'Oxfordien supérieur et le Tithonique (inférieur ?) la sédimentation est à dominante carbonatée, la fraction hémipélagique se présentant comme un calcaire à radiolaires dans les bassins, dont la profondeur devait avoisiner la F.C.D.. La fraction détritique, constituée en majorité de grains de calcaires pélagiques remaniés, peut se présenter sous le faciès particulier de brèches d'aspect noduleux et apparemment monogéniques, dites "brèches bleues". Celles-ci ont subi une resédimentation, prouvée par le mélange des microfaciès micritiques, les figures de transport et la présence de clasts divers allochtones (carbonates de plate-forme), et probablement un long transport, suggéré par les figures de granuloclassement et leur grande étendue spatiale ; ultérieurement, elles ont subi des phénomènes de compaction intenses (par dissolution notamment). Les aires surélevées sont le siège d'une sédimentation de calcaires clairs pélagiques biodétritiques, ceci au-dessus de l'A.C.D.. La majeure partie du matériel resédimenté qui constitue les "brèches bleues" provient d'aires de ce type.

Pendant une partie du Tithonique, les bassins les plus profonds atteignent ou dépassent la CCD (Piolit, Galibier) ; il s'y dépose alors un faciès spécifique : "l'ensemble calcaréo-siliceux", constitué d'un empilement de séquences de turbidites fines où la fraction détritique est représentée par un sédiment fin calcaréo-siliceux, à cherts noirs microcristallins avec des radiolaires encore siliceux, et la fraction hémipélagique par un niveau siliceux cryptocristallin presque azoïque, le plus souvent vert, parfois rouge, qui n'est pas sans rappeler l'aspect d'une radiolarite.

. A la même époque, les bassins moins profonds (l'Argentière Sestrières) sont le siège d'une sédimentation de calcaires à cherts noirs, à radiolaires seuls le plus souvent.

Au Tithonique supérieur-Berriasien, les conditions s'uniformisent et c'est le dépôt des calcaires à cherts lités et rares calpionelles sur l'ensemble des bassins, témoins d'une profondeur voisine de la F.C.D.. Sur les domaines surélevés, les cherts ne se forment pas et les calcaires, plus biodétritiques, sont mal stratifiés.

Entre le Valanginien et le Barrémien, les conditions évoluent peu dans les bassins par rapport à l'épisode précédent. Les cherts sont pratiquement absents et la fraction argileuse apparaît, en faible quantité, dans des inter-lits gris calcaréo-marneux jusqu'à l'Hauterivien et sous forme de marnes noires au Barrémien.

Les minéralisations siliceuses, ferrugineuses et faiblement phosphatées se forment probablement pendant tout le Crétacé inférieur sur les domaines de pentes ou de haut-fond.

Paléotectonique . Une tectonique distensive est à l'origine des mouvements de subsidence qui provoquent l'abaissement des bassins à grande profondeur et la création des pentes. La subsidence est très rapide entre l'Oxfordien et le Tithonique et entretient alors ou crée les reliefs par des mouvements différentiels (failles synsédimentaires). Par la suite, son taux diminue sensiblement et devient le même pour l'ensemble du secteur étudié. Ce type d'évolution est comparable à ce que l'on connaît sur les marges de l'Océan Atlantique pour lesquelles on admet une loi de subsidence thermique (loi de refroidissement d'une croûte océanique).

II.2.2. Les autres régions de la marge.

Le domaine externe, dauphinois puis vocontien. A la suite des Terres Noires, dont la sédimentation cesse progressivement au cours de l'Oxfordien moyen (ARTRU, 1972), se développe une formation essentiellement calcaire : marno-calcaires de l'Oxfordien supérieur, barre calcaire massive du Kimméridgien-Tithonique, marno-calcaires berriasiens ; cet ensemble pouvant représenter jusqu'à 450 m d'épaisseur. Vient ensuite l'Eocrétacé (Berriasien à Aptien inférieur) de 150 m à 700 m d'épaisseur, d'abord essentiellement marneux (silts et argiles terrigènes) jusqu'à l'Hauterivien supérieur avec un maximum marneux au Valanginien, puis calcaire au Barrémien-Bédoulien.

Les faciès, de milieu pélagique, se caractérisent par l'existence à tous les niveaux de figures de glissements synsédimentaires, de faisceaux contournés, de brèches et de calcarénites, témoignant de l'existence de reliefs et de pentes ayant fonctionné pendant toute cette période.

Les travaux de B. BEAUDOIN (1977) font apparaître une morphologie de bassin pérenne de l'Oxfordien supérieur au Berriasien supérieur progressivement comblé au Valanginien-Hauterivien (LE DOEUFF, 1977). Ce bassin est marqué par deux sillons subméridiens (sillons du Buech et du Var) séparés par une zone haute. Les phénomènes de resédimentation se développent sur les pentes et le matériel s'accumule dans les zones basses (plus de 1000 m de profondeur), après avoir transité par des canyons sous-marins. L'entretien de ces pentes est le fait de mouvements de subsidence différentiels, dont l'intensité diminue au Crétacé inférieur.

La paléogéographie est remodelée au Barrémien, époque où se déposent les calcaires urgoniens de plate-forme carbonatée subsidente, dessinant un fer à cheval d'axe à peu près E-W ouvert vers l'E (Vercors, bordure ardéchoise du massif Central, Ventoux) ; au centre, dans le Diois, les Barronies, le Gapençais et le Dignois, se développe le domaine vocontien, siège d'une sédimentation de marno-calcaires à céphalopodes de milieu pélagique relativement profond.

Le domaine briançonnais. Dans les Hautes-Alpes, on peut y distinguer schématiquement deux types de séries pélagiques, l'une et l'autre peu épaisses, la première comportant des lacunes stratigraphiques alors que la seconde paraît complète. Les séries lacunaires montrent souvent la succession : calcaires micritiques noduleux et rosés dits "marbre de Guillestre, à faciès Ammonitico-Rosso de l'Oxfordien-Kimméridgien, calcaires compacts gris-rosé du Tithonique-Berriasien, croûte minéralisée siliceuse, ferrugineuse et phosphatée, soulignant la lacune du Crétacé inférieur. Les séries continues, mais réduites, montrent, quant à elles : calcschistes noirs ou radiolarites de l'Oxfordien, calcaires micritiques à zones siliceuses plus ou moins abondantes avec minces intercalations de calcarénites fines granuloclassées du Kimméridgien Crétacé inférieur (10 à 50 m) (BOURBON et al., 1975).

De nombreux indicateurs sédimentologiques suggèrent l'existence de reliefs escarpés (brèches) et de pentes (glissements, resédimentations, remaniements) comme l'a publié M. BOURBON (1977), lequel montre aussi qu'en de nombreux points les profondeurs atteignaient et dépassaient la F.C.D. et par endroits la C.C.D. (radiolarites et brèches siliceuses Oxfordiennes). Dans le secteur des Hautes-Alpes, il distingue un haut-fond correspondant à l'unité de Peyre-Haute, dominant un bassin profond (Champcella), bassins bordé lui-même à l'W par une pente très active au Malm ("slumps", brèches) ; cette paléogéographie s'instaure lors de la phase d'effondrement de la plate-forme au début du Malm ; elle est sans cesse entretenue par une subsidence différentielle, qui diminue toutefois d'intensité à partir du Tithonique.

II.2.3. Situation du secteur subbriançonnais dans le contexte du "spreading".

Contrastes entre le domaine externe et les domaines subbriançonnais et briançonnais.

Les domaines penniques ont de nombreux caractères communs : paléogéographies de bassins situés à grande profondeur, au voisinage de la C.C.D. par endroits, et pentes et reliefs ; sédimentation réduite ; séries stratigraphiques analogues ; passage aux conditions pélagiques à une époque comparable (fin du Jurassique moyen). Ils s'opposent en cela au domaine

externe, où la sédimentation est épaisse et se maintient au-dessus de l'A.C.D.. Il faut donc considérer le secteur subbriançonnais comme partie intégrante d'un domaine "à caractère briançonnais", dont les caractéristiques seraient celles énoncées ci-dessus. Néanmoins l'influence dauphinoise s'y fait encore un peu sentir, à preuve la présence d'argiles noires à l'Oxfordien et au Crétacé inférieur, en quantité réduite toutefois.

Dans le schéma de la marge, cette différence s'explique par la situation des domaines penniques sur la pente continentale de topographie complexe, le secteur alpin externe correspondant au plateau continental, proximal par rapport aux sources, et où, de ce fait, la sédimentation est épaisse.

Place dans la morphologie de la marge. Par leur profondeur, les bassins de Piolit et du Galibier apparaissent en contrebas à la fois du domaine externe et de certains points hauts du Briançonnais ; il est donc probable qu'ils sont alimentés par les deux domaines comme le suggèrent la présence de lobes de cônes sous-marins au Tithonique, qui pourraient bien constituer les débouchés de certains canyons dauphinois, et la présence de matériel remanié du Briançonnais (Kilianines).

La forte réduction de l'épaisseur des sédiments dans le domaine pennique est peut-être aussi l'indice de l'existence d'une barrière à l'W du secteur étudié, qui piégerait les apports sédimentaires, en particulier une bonne partie de la fraction terrigène ; à moins qu'il s'agisse d'un effet de barrière en creux.

Il est nécessaire d'invoquer l'existence d'une zone haute, d'extension difficile à connaître, entre les secteurs briançonnais et subbriançonnais à la latitude de Briançon, pour pouvoir raccorder le bassin de Vallouise avec la remontée W du sillon de Champcella.

En conclusion, l'image d'une morphologie complexe de la marge, déjà perceptible dans le secteur étudié, se confirme dans les rapports entre les différents domaines paléogéographiques. Cette image est compliquée

par le fait que les traits paléogéographiques sont obliques par rapport aux structures tectoniques.

Comparaisons des types de sédimentation.

Le taux de sédimentation des Terres Noires dans le secteur étudié contraste par sa valeur faible avec celui observé dans le bassin dauphinois.

A l'Oxfordien supérieur-Tithonique, où la sédimentation carbonatée est généralisée sur la marge, des formations particulières, aux analogies de faciès frappantes, se déposent en différents points à savoir les calcaires grumeleux ardéchois (ELMI, 1978)^{et} de la bordure provençale (BOURBON et al., 1975, p. 149), certaines "pseudobrèches" du bassin dauphinois, et les calcaires noduleux rouges en Briançonnais. L'apparition de ces faciès, fréquemment interprétés comme resédimentés (ELMI, 1978 ; BEAUDOIN, 1977 ; BOURBON, thèse en cours) sont peut-être à mettre en rapport avec la mobilité particulière des fonds-marins à cette époque, en liaison avec l'affaissement de la marge.

Au Kimméridgien-Tithonique, il ne semble pas y avoir l'équivalent de l'ensemble calcaréo-siliceux des bassins de Piolit et du Galibier dans les autres régions de la marge, soit que ces bassins aient été particulièrement profonds, soit qu'il y régnait des conditions particulières (réductrices, fertilité) favorables à une remontée locale de la C.C.D..

La sédimentation régulière des calcaires à cherts dans les bassins subbriançonnais contraste avec les nombreux remaniements qui affectent les sédiments de cet âge tant en domaine dauphinois (fonctionnement des canyons) que dans certaines parties du Briançonnais (massifs du Galibier et des Cerces ; DUQUESNOIS, 1975).

Au Crétacé inférieur, la fraction argileuse abondante en domaine vocontien, ne représente qu'une faible partie de la sédimentation en Subbriançonnais et est absente en Briançonnais. Comme pour les Terres Noires, il est possible que la morphologie gêne le passage des argiles terrigènes, à moins qu'une circulation océanique particulière, empêche la fraction argileuse de se déposer dans ces domaines.

II-3 - La période de compression de la marge de l'Aptien au Crétacé supérieur.

II.3.1. Le secteur subbriançonnais des Hautes-Alpes.

L'existence d'une phase majeure de renouvellement paléogéographique à partir de l'Aptien dans le secteur subbriançonnais suggère que le phénomène de subsidence continue a cessé à partir de ce moment, et a fait place à des mouvements plus complexes, dont on ne connaît pas l'équivalent dans l'histoire des marges de l'Océan Atlantique (HEEZEN, 1974).

L'histoire du secteur subbriançonnais peut se résumer en deux grandes étapes :

a. Une période de bouleversement paléogéographique : Aptien-Turonien.

Les bassins, progressivement comblés jusqu'au Barrémien, ont disparu ; ainsi, dans le domaine de Piolit, un relief, et, corrélativement, une pente (tournée vers le SE ?) se crée dans ce qui était le bassin de Piolit-Rouanne-Basse ; au S de l'Argentière apparaît un important relief instable au pied duquel une brèche épaisse s'accumule ; l'abondance de la fraction détritique gréseuse dans les aires de Vallouise et du Galibier enfin, implique une situation en contrebas de reliefs en cours d'érosion (à une certaine distance ?).

La sédimentation est d'abord lacunaire à l'Aptien et peut-être jusqu'à l'Albien moyen ; argileuse et terrigène (schistes noirs) à l'Albien supérieur-Cénomaniens, et troublée en de nombreux points par d'importantes arrivées de brèches d'écroulement de reliefs ; enfin lacunaire au Turonien. Sur certaines zones exposées, des croûtes minéralisées continuent à se former, les minéralisations s'infiltrant dans les filons synsédimentaires créés lors de la recrudescence de la tectonique.

b. Une période plus calme de rémission dans la déformation, marquée par le comblement et l'aplanissement des reliefs : Sénonien inférieur à Paléocène.

Au Sénonien inférieur, le flysch calcaire dit de l'Aiguille se met en place dans le domaine de Piolit ; la morphologie est alors celle d'un cône sous-marin, alimenté probablement par le NE, et dont la partie

médiane chenalisante est encore visible dans le secteur de l'Aiguille. Ce cône est bordé au NE et au S par des pentes (St-Apollinaire, la Martinasse, Jas-Cerisier. Vers le N, la fraction détritique, plus réduite, témoignent de l'éloignement des sources alimentant les bassins, la sédimentation hémipélagique des calcschistes planctoniques est alors prédominante.

La fraction terrigène, qui avait réapparu à l'Albien, continue à être importante dans les niveaux remaniés (turbidites, brèches) sous forme de quartz, glauconie, micas blancs et argiles.

Du Campanien au Paléocène, les conditions s'uniformisent sur l'ensemble du secteur où il ne semble plus y avoir de reliefs importants et où l'épaisse sédimentation des calcschistes prédomine, mis à part un bref épisode de détritisme gréseux au Maestrichtien. L'effacement des reliefs, peut être dû à un phénomène de comblement du fait de l'épaisse sédimentation, est peut-être à relier aussi à des réajustements au niveau du substratum.

C'est au Paléocène que se mettent en place dans les calcschistes les premiers olistolites, qui préludent à la sédimentation du flysch noir tertiaire.

II.3.2. Domaine externe.

Dès l'Urgonien, les structures méridiennes de l'ex-bassin dauphinois, maintenant vocontien, ont disparus, et la paléogéographie est dictée par un système de contraintes principales N-S (pyrénéo-provençal), qui aboutit à une serrage et à une émergence totale à la fin du Mésozoïque. Pour B. PORTHAULT (1974), ce domaine reste néanmoins en communication à l'E avec la "mer alpine" tout le long du Crétacé supérieur.

Entre l'Aptien inférieur (Bédoulien) et l'Albien moyen, le domaine vocontien est le siège d'une sédimentation essentiellement argileuse, fréquemment troublée par des apports gréseux, surtout à l'Albien, au voisinage des zones hautes ou émergées (isthme durancien ; BAUDRIMONT et DUBOIS, 1976).

Ensuite, B. PORTHAULT (1974) résume ainsi l'histoire subalpine au Crétacé supérieur :

A l'Albien supérieur-Cénomaniens, la sédimentation argileuse se poursuit; il se produit au Vraconnien une importante phase de distension, suivie par une période de compression, sensible surtout à l'W du domaine vocontien.

Au Turonien, une importante phase de compression entraîne la formation de plis nettement marqués dans le Dévoluy et probablement aussi dans la fosse vocontienne, à laquelle fait suite une reprise de la subsidence. La sédimentation reprend alors, sous un faciès calcaire, dans les bassins.

Pendant le Sénonien inférieur, se produit une phase orogénique majeure (phase "anté-campanienne" ou du Coniacien supérieur), responsable de l'émersion de la région vocontienne, tandis que la mer subsiste encore dans certains secteurs de la province orientale; lui fait suite au Santonien un renouvellement des processus qui régissent les mouvements du socle, conduisant à l'effondrement de la "zone haute dauphinoise", située sur l'emplacement de l'ancienne dorsale dauphinoise Jurassique.

La sédimentation, marno-calcaire dans les zones immergées jusqu'à la fin du Coniacien, se fait à partir du Santonien sous un faciès flysch (formation des "Lauzes") dans certains bassins, le faciès calcaire pélagique prédominant dans les autres.

Au Campanien-Paléocène, la paléogéographie santonienne continue à fonctionner jusqu'à la fin du Maestrichtien au moins. La sédimentation marine se limite à la partie orientale du domaine, le régime de courants de turbidité représenté par le faciès "lauzes" se poursuit jusqu'au Campanien, date à laquelle débute une sédimentation plus carbonatée des calcaires à silex, ou "lauzes siliceuses", témoignant d'une diminution de la profondeur. Au terme de cette évolution, un milieu franchement littoral s'installe, aboutissant à une émersion à la fin du Crétacé.

II.3.3. Domaine briançonnais : M. BOURBON (1977) distingue trois périodes principales dans l'évolution morphologique du domaine briançonnais entre l'Aptien et le Paléocène :

- Une période de reprise d'activité tectonique, qui débute à l'Albien et se termine probablement au cours du Turonien. La paléogéographie apparue à l'Oxfordien semble se conserver mais les reliefs sont rajeunis, comme en témoigne l'érosion d'une partie du substratum siliceux et le dépôt concomittant de grès et de silstones dans les points bas; la sédimentation est condensée et lacunaire sur les pentes ou les hauts-fonds (croûtes minéralisées) et les résidus de l'érosion des reliefs se mêlent aux argiles dans les points bas.

- Une période de transformation paléogéographique au Turonien-Sénonien inférieur (?) au cours de laquelle certaines dépressions existant depuis le début de l'Oxfordien disparaissent, peut-être du fait de réajustements dans le socle. Sur la transversale de l'Argentière, par exemple, il n'y a plus qu'une légère pente tournée vers l'E, depuis le domaine de Roche Charnière jusqu'au domaine de Peyre-Haute.

- Une période de calme relatif, du Sénonien au Paléocène, où le faciès des calcschistes planctoniques se généralise. Quelques reliefs générateurs de brèches subsistent et sur certains, exposés, des nodules phosphatés et manganésifères se forment.

Situation du secteur subbriançonnais dans le contexte précédent.

Difficultés de cerner la nature des mouvements tectoniques à l'Aptien-Albien.

Si jusqu'au Crétacé inférieur la tectonique qui affecte la marge semble régie principalement par un système de contraintes en distension, d'axe plus ou moins méridien, l'interaction de la tectogénèse compressive N-S en domaine vocontien et des premiers mouvements de compression dans les zones alpines internes permet de supposer que dès l'Aptien (puisque tel est l'âge d'un grand bouleversement de la paléogéographie), la marge européenne de la Téthys ne fonctionne plus en distension simple; le système de contraintes qui régissait la paléogéographie du secteur subbriançonnais devait alors être

complexe. Des compressions et des distensions ont pu intervenir successivement, ou simultanément suivant les points, comme ce qui se passe en domaine externe.

Décalage dans le temps et l'espace des évènements ayant affecté la marge à la fin du Crétacé inférieur.

Dans le secteur vocontien, la paléogéographie est remodelée dès le Barrémien, (apparition des faciès urgoniens) ; en Subbriançonnais, ce n'est semble-t-il qu'à l'Aptien que débute le renouvellement paléogéographique tandis qu'en Briançonnais, le *statu quo* relatif qui existait depuis le début du Crétacé inférieur semble se maintenir jusqu'à l'Albien.

La sédimentation des argilites, qui débute dès l'Aptien en domaine vocontien n'affecte le secteur pennique externe qu'à l'Albien au plus tôt.

En Subbriançonnais, il semble qu'il y ait lacune de sédimentation auparavant ; une sédimentation carbonatée pouvant se poursuivre en certains points du secteur briançonnais (BOURBON, communication personnelle).

Dissemblance des types de déformation au Crétacé supérieur dans le domaine externe et piémontais d'une part, briançonnais et subbriançonnais d'autre part.

Au Turonien comme au Sénonien inférieur, d'importants mouvements de compression ont lieu de part et d'autre des domaines subbriançonnais et briançonnais (plissements du Dévoluy, charriages en zone piémontaise), par contre, il ne semble pas y avoir de discordance angulaire dans ces domaines, ce qui suggère que l'activité tectonique s'y limite à des mouvements verticaux.

Caractères de la sédimentation comparables dans les trois domaines envisagés au Crétacé supérieur.

La sédimentation calcaire hémipélagique semble être la règle dans les zones immergées du bassin vocontien ainsi que dans le domaine pennique externe à partir du Turonien, ce qui confirme la perennité des communications des parties orientales du secteur externe avec la "mer alpine". On remarquera enfin que le flysch de l'Aiguille est contemporain des "lauzes" calcaires et siliceuses", de caractère turbiditique, dans le domaine vocontien, suggérant ainsi la simultanéité des évènements tectoniques dans les deux domaines paléogéographiques.

EPILOGUE

Le secteur subbriançonnais apparaît donc occuper d'abord une place charnière entre les zones dauphinoise et briançonnaise puis se rattacher plus franchement au Briançonnais.

Du Lias au tout début de l'Oxfordien, le pays subbriançonnais se rattache au domaine briançonnais par l'existence d'une période d'émersion, au moins locale, puis par le dépôt de carbonates de plate-forme ; il se relie aussi bien au domaine dauphinois par une certaine communauté de faciès et par une identité dans la succession des déformations synsédimentaires observée sur les bordures, notamment sur la bordure ardéchoise qui lui est symétrique ; on peut même suggérer que le Subbriançonnais est la "bordure pennique" du bassin dauphinois au Dogger. C'est dire qu'une transition s'observe du domaine dauphinois subsident au domaine briançonnais émergé au travers de la zone subbriançonnaise.

A partir du Malm, il en est autrement. Les sorts des domaines briançonnais et subbriançonnais vont être liés jusqu'à l'heure de l'orogénèse alpine (P. TRICART, 1977) y compris. Jusqu'au Crétacé inférieur, ils appartiennent ensemble à la pente de la marge continentale. Au Crétacé supérieur, ils sont caractérisés tous deux par un style de déformation selon des mouvements verticaux, style qui les distingue des domaines encadrants où les plis et même les nappes de charriage démarrent déjà. Au cours des compressions du Tertiaire, l'évolution tectonique des nappes briançonnaises et subbriançonnaises sera synchrone et de même style.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNAUD-VANNEAU A. et ARNAUD H., (1976).- L'évolution paléogéographique du Vercors au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Chaînes subalpines septentrionales, France). Géologie Alpine, t. 52, p. 5-30.
- ARTRU P., (1968).- Les terres noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse Fac.Sci.Lyon, 173 p. (multicop.).
- BARBIER R., (1948).- Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère, Mém.Serv.Carte Géol.Fr., 291 p.
- BARBIER R., (1951).- La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. Ses conséquences pour une corrélation d'ensemble des zones penniques de ces trois pays. Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 29, p. 3-46.
- BARBIER R., (1963).- La zone subbriançonnaise dans la région du Galibier. Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 39, p. 247-257.
- BARBIER R. et DEBELMAS J., (1961).- Les domaines de sédimentation dans la zone subbriançonnaise. C.R.Ac.Sc., t. 252, p. 916-918.
- BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M. et LEMOINE M. (1963).- Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. In : Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot. Mém.HS. Soc.Géol. Fr., t. 2, p. 331-377.
- BARBIER R. et DEBELMAS J., (1966).- Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au Nord du Pelvoux (Alpes occidentales). Géol. Alpine, t. 42, p. 97-107.
- BATHURST R.G.G., (1972).- Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier Publishing Co.. Amsterdam.

- BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P., (1977).- Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. Bull. Centres Rech.Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1, p. 261-308.
- BEAUDOIN B., (1977).- Méthode d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : Le Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales. Thèse Fac.Sc. Caen, 339 p.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P. et GIGOT P., (1975).- Alpes méridionales françaises; reconstitution du bassin de sédimentation. Excursion 7, IX^{ème} Congrès International de Sédimentologie, Nice 1975.
- BERGER W.H., (1974).- Deep sea sedimentation. The Geology of Continental Margins, C.A. Burk and C.L. Drake ed., Springer-Verlag, Berlin p. 213-241.
- BERGER W.H. et WINTERER E.L., (1974).- Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. Spec.Publs.Int.Ass.Sediment., 1, p. 11-48.
- BERNER R.A., (1965).- Activity coefficients of bicarbonate, carbonate and calcium ions in sea water. Geoch.Cosm.Acta, vol. 29, n° 8, p. 947-965.
- BERGER W.H. et RAD von U., (1972).- Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. In Rep. of the D.S.D.P., vol. 14, Washington D.C., US.Gov.Print. Office, p. 787-954.
- BERNOULLI D., (1972).- North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies : a comparison. In Hollister C.D., Ewing J.I. et al., 1972, Init.Rep. of the D.S.D.P., Vol. XI, Washington (U.S.Gov.Print. Of.) p. 801-871.
- BERNOULLI D. et JENKINS H.C., (1974).- Alpine, Mediterranean, and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc.of Ec.Paleont. and Mineral., Sp.Pub. n° 19, p. 129-160.
- BOSELLINI A. et WINTERER E.L., (1975).- Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic : a genetic model. Geology, May 1975, p. 279-282.
- BOURBON M., (1971).- Contribution à l'étude sédimentologique et géochimique des lacunes et des condensations de la série pélagique briançonnaise. Thèse 3e cycle, Fac.Sci.Paris.

- BOURBON M., (1977).- Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne : Le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais dans les unités de Roche Charnière et de Champcella et dans le massif Galibier-Cerces. Bull.Soc.Géol.France, 7, XIX, 4, p. 729-733.
- BOURBON M., (1978).- Mesozoic evolution of Western North Atlantic and North Tethyan Margins : a comparison. A paraître dans les Initial Reports of the D.S.D.P., vol. XLIV, Washington (U.S. Gov.Print.Office).
- BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de, MEGARD-GALLI J. et LEMOINE M., (1973).- L'évolution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque : carbonates de plate-forme subsidente, révolution du Lias supérieur, instauration progressive d'un régime pélagique profond. C.R.Ac.Sc., t. 277, p. 769-772.
- BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. et MERCIER D., (1975).- Carbonates de plate-forme et séries pélagiques condensées dans le Mésozoïque de la zone briançonnaise (Alpes françaises). Excursions A5 et Z5, IX^e Congrès International de Sédimentologie, Nice 1975.
- BOURBON M., CHENET P.Y., FAURE P., GIDON M. et REAU J., (1976).- Existence au Malm-Crétacé de profondes érosions à la marge externe de la zone briançonnaise (Alpes du Sud). C.R.Ac.Sc., Paris, t. 283, D, p. 1269-1272.
- BOURBON M., CARON J.M., GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J., et MERCIER D., (1976).- The Mesozoic evolution of the Western Alps : birth and development of a part of the spreading oceanic Tethys and of its european continental margin. XXV^e Congrès-Assemblée plénière de Split, Yougoslavie. Symposium sur l'Histoire Structurale des Bassins Méditerranéens, Split, Oct. 76, Technip Ed., p. 19-34.
- BOUMA A.H., (1962).- Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BRAMLETTE M.N., (1961).- Pelagic sediments, in Sears, M. ed., Oceanography : Am.Assoc.Adv.Sci.Publ., 67, p. 345-366.

- CALVERT S.E., (1973).- Silica in marine sediments : deposition and diagenesis of silica in marine sediments. Eur.Geoph.Soc.Symp. : Pelagic Sediments, Zürich.
- CARON J.M., (1977).- Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse Orientale. Mém.Univ.Louis Pasteur de Strasbourg, n° 48, 326 p.
- CAYEUX L., (1929).- Les roches siliceuses. Mém. Carte Géol.Fr., 774 p.
- CHENET P.Y. et FAURE P., (1976).- Paléotectonique synsédimentaire et reconstitution de paléoenvironnements dans le Jurassique et le Crétacé de la nappe de Roche Charnière et de la klippe frontale de Champcella. D.E.S., E.N.S.M.P., inédit.
- CHENET P.Y. et FRANCHETEAU J., (1978).- Paleobathymetric reconstruction method : Application to the Central Atlantic basin between 10°N and 40° N. A paraître dans les Initial Reports of the D.S.D.P., Vol. LI.
- DEBELMAS J., (1955).- Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Mém.CarteGéol. Fr., 171 p.
- DEBELMAS J., (1961).- La zone subbriançonnaise entre Vallouise et le Monétier (Hautes-Alpes) (feuille Briançon au 1/50.000^e). Bull.Carte Géol. Fr., n° 264, t. LVIII, p. 131-146.
- DELFAUD J., (1974).- L'apport du raisonnement séquentiel dans l'interprétation des assises carbonatées. Bull.Soc.Hist.Nat.Afr.N., t. 65, fasc. 1 et 2, p. 393-434.
- DELFAUD J., BEAUDOIN B., LOREAU J.P., CONTINI D., COTILLON P., FEUILLEE P., FILY G., HUMBERT L., PURSER B.H. et RIOULT M., (Ass.Séd.Fr.), (1975).- Les discontinuités sédimentaires dans le Jurassique français, réflexion méthodologique. V, 2, IX^{ème} Congrès Int.Sedim., Nice, p. 163-173.
- DUNHAM R.J., (1962).- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In : Classification of carbonate rocks, a symposium Amer.Assoc.Petrol.Geol., Mem. 1, p. 108-121.
- DUNOYER de SEGONZAC G., (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. Mém.Serv.CarteGéol.Als.Lor., 29, Strasbourg, 320p.

- DUQUESNOIS L., (1975).- Etude sédimentologique du Malm et du Crétacé briançonnais dans le Massif du Galibier (Hautes-Alpes). D.E.S., E.N.S.M.P., 91 p. inédit.
- ELF AQUITAINE, (1975).- Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1- Eléments d'analyse. Elf-Aquitaine, Centre de Recherches de Boussens et de Pau, 173 p.
- ELLENBERGER F., (1958).- Etude géologique du pays de Vanoise. Mém.Serv. Carte Géol.Fr., 561 p.
- ELMI S., (1978).- Bioturbation et tri-mécanique, facteurs déterminants dans la genèse des calcaires "noduleux" et des "Ammonitico-Rosso". 6^{ème} Réunion Annuelle Sciences de la Terre, p. 157.
- ELMI S., (1967).- Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche (Thèse). Doc.Lab.Géol.Fac.Sci. Lyon, n° 19.
- ESQUEVIN J., (1969).- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull.Centre Rech.Pau, S.N.P.A., 3, p. 147-154.
- FOGELGESANG J.F., (1975).- Géologie du Monte Baldo Septentrional (Prov. de Trente - Italie) et Aspects géochimiques de la sédimentation pélagique des zones tridentine et lombarde au Jurassique. Thèse 3^{ème} cycle, Trav.Lab.Géol.Struct., Univ. P.&M. Curie, n° 7.
- FOLK R.L., (1959).- Practical petrographic classification of limestones. Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol., 43, 1, p. 1-38.
- 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., 70/3, p. 717-737.
- GIGNOUX M. et SCHNEEGANS D., (1934).- Sur l'âge des "Calcaires de Vallouise" près Briançon (Hautes-Alpes). C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 66.
- GIGNOUX M. et MORET L., (1938).- Description géologique du bassin supérieur de la Durance.Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 21, 295 p.
- GIGNOUX M., MORET L., SCHNEEGANS D., (1934).- Observations géologiques dans le bassin de la Haute Durance entre Gap et la frontière italienne. Trav.Lab.Géol.Fac.Sci. Grenoble, t. XVIII, p. 5-23.

- GOGUEL J., (1940).- Sur les montagnes comprises entre Briançon et Vallouise. C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 55.
- GRACIANSKY P.C. de et MERCIER D., (1976).- Séquences sédimentaires dans le "Dogger" briançonnais et ouverture téthysienne. C.R.Ac.Sc., t. 283, p. 475-478.
- GRACIANSKY P.C. de et CHENET P.Y., (1978).- Sedimentological Study of Cores 138 to 56 (Upper Hauterivian to Lower Cenomanian), An Attempt at Reconstruction of Paleoenvironments (DSDP-IPOD), Site 398 D. A paraître dans Initial Reports of the D.S.D.P., Vol XLVIIB, Washington D.C. (U.S. Gov.Print. Office).
- GRACIANSKY P.C. de et AUFFRET G.A., DUPEUBLE P., MÜLLER C. and MONTADERT L. (1978).- Interpretation of Depositional environments of the Aptian-Albian black-shales on the North Margin of the Biscay Bay. (DSDP-IPOD) Site 400A and 402A. A paraître dans Initial Reports of the D.S.D.P., Vol. XLVIII, Washington D.C. (U.S. Gov.Print.Office).
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. and WALKER R.G., (1975).- Conglomerate : Sedimentary structures and facies models, *in* : Soc.Ec.Pal. and Min., Short Course n° 2, Dallas. p. 133-159.
- HAUG E., (1904).- Feuille de Gap. Bull.Serv. Carte Géol.France.
- HEATH G.R. et MOBERLY R. Jr., (1971).- Cherts from the western Pacific, leg 7, *in* : In.Rep. of the D.S.D.P., vol. 7, Washington D.C., (U.S. Gov. Print. Office), p. 991-1007.
- HEEZEN B.C., (1974).- Atlantic type continental margin. The Geology of Continental Margins, C.A. Burk and C.L. Drake ed., Springer-Verlag, Berlin. p.13-24.
- KERCKHOVE C., (1969).- La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Géologie Alpine, t. 45, p. 5-204.
- KILIAN W. et TERMIER P., (1900).- Notice explicative de la feuille de Briançon, de la carte géologique détaillée de la France.
- KUENEN P.H., (1950).- Marine Geology : New-York, Wiley, 568 p.

- LANCELOT Y., (1973).- Chert and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific. In. Rep. of the D.S.D.P. vol. 17, L, Washington D.C., (U.S. Gov.Print. Office).
- LATREILLE M., (1961).- Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut-Drac. Thèse Grenoble, 1957. Mém. Carte Géol.Fr., 205 p.
- LECLAIRE L., (1974).- Hypothèses sur l'origine des silicifications dans les grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolisants. Bull. Soc.Géol.France, (7), t. XVI, p. 214-224.
- LE DOEUFF D., (1977).- Rythme et contournements synsédimentaires en série carbonatée alternante. Reconstitution paléomorphologique au Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines méridionales. Thèse 3^{ème} cycle. Univ. Paris-Sud, Orsay. 239p.
- LEMOINE M., (1953).- Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise. C.R.Ac.Sci., Paris, t. 238, p. 1056-1058.
- LEMOINE M., (1967).- Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Geol.Rundschau, 56, p. 320-335.
- LEMOINE M., (1972).- Rythme et modalités des Plissements superposés dans les Chaînes Subalpines Méridionales des Alpes Occidentales Françaises. Geol.Rundschau, 61, 3, p. 975-1010.
- LEMOINE M., (1975).- Mesozoic Sedimentation and Tectonic. Evolution of the Briançonnais Zone in the Western Alps-Possible Evidence for an Atlantic-type Margin between the European Craton and the Tethys. IX^{ème} Congrès International de Sédimentologie, Nice. Thème 4, Tectonique et Sédimentation, t. 2, p. 211-216.
- LOREAU J.P. et PURSER B. (1973).- Distribution and Ultrastructure of Holocene Ooids in the Persian Gulf. The Persian Gulf, B.H. Purser éd., Springer-Verlag. p. 279-328.
- MERCIER D., (1977).- Les Modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (Hautes-Alpes). Thèse Univ.Paris VI, 352 p.

- MIDDLETON G.V., (1969).- Grain flows and other mass movements down slopes.
Lecture 10. The New Concepts of Continental Margin Sedimentation :
Application to geological record, D.J. Stanley Ed., Am.Geol.Institute.
- MILLOT G., (1964).- Géologie des argiles. Masson et Cie Ed., Paris, 499 p.
- MONTADERT L. et ROBERTS D.G. *et al.*, (1977).- Rifting and subsidence on passive continental margins in the North-East Atlantic, Nature, vol. 266, n° 5618, p. 305-309.
- MURRAY J. et RENARD A.F., (1891).- Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876. Rept. Voyage Challenger, London, Longmans, 525 p. (réédité en 1965 : New York, Johnson Reprint Co.).
- MUTTI E. et RICCI-LUCCHI F., (1972).- Le torbiditi dell'Appennino settentrionale : introduzione all'analisi di facies, Mem.Soc.Geol. Italiana, XI, p. 161-199.
- NORMARK W.R., (1970).- Growth patterns of deep-sea fans. Am.Ass.Petrol.Geol. Bull., 54, p. 2170-2195.
- PAIRIS J.L., (1965).- La demi-fenêtre d'Embrun (Hautes Alpes et Basses Alpes). Géologie Alpine, t. 41, p. 97-132.
- PETERSON M.N.A., (1966).- Calcite : rates of dissolution in a vertical profile in the Central Pacific : Science, vol. 154, p. 1542-1544.
- PETTIJOHN F.J., (1975).- Sedimentary rocks. Third Edition. Harper et Row, New York, 628 p.
- PORTHAULT B., (1974).- Le Crétacé supérieur de la "fosse vocontienne" et des régions limitrophes (France Sud-Est). Thèse Univ. Claude Bernard - Lyon, 342 p.
- REMANE J., (1967).- Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des Calpionelles (Protozoa incertae sedis, Ciliata ?).
In : Proc.first int. Conf. planktonic microfossils, Genève, p. 559-573.
- SCHNEEGANS D., (1938).- La géologie des Nappes de l'Ubaye-Embrunais entre les vallées de la Durance et de l'Ubaye (Thèse, Grenoble). Mém. Serv. Carte Géol..

- SCLATER J.G., ANDERSON R.N. et BELL M.L., (1971).- Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. Journ.Geoph.Res., vol. 76, n° 32, p. 7888-7915.
- STEFANSSON U., (1966).- Influence of the Surtsey Eruption of the nutrient content of the surrounding seawater. Jour.Mar.Res., v. 24, n° 2, 241-268.
- THIEDE J. et van ANDEL T.H., (1976).- The Palaeoenvironnement of Anaerobic Sediments in the Late Mesozoic South Atlantic Ocean. Earth Planetary Science Letter (sous presse).
- TRICART P. CARON J.M., GAY M. et VIALON P., (1977).- Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes Occidentales). Bull.Soc.Géol.France, (7), t. XIX, n° 4, p. 873-882.

LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX

	FIGURES	Pages
1 -	Schéma structural des Alpes occidentales	12
2 -	Schéma structural de la zone subbriançonnaise dans les Hautes-Alpes	14
3 -	Coupes palinospastiques de la marge européenne, transversale de Briançon	18
4 -	Schéma structural des diverses unités du secteur étudié	21
5 -	Coupes du massif de Piolite	23
6 -	Coupes dans la zone subbriançonnaise entre Vallouise et le Monétier	24
7 -	Schéma tectonique de la zone subbriançonnaise dans la région du col du Galibier	27
8 -	Cartes et coupes palinospastiques hypothétiques du domaine subbriançonnais des Hautes Alpes	29
	Légende des figures	37
9 -	Série de Piolite ; coupes de Rouanne-Basse et du Jas-Cerisier	39
10 -	Brèche du Jas-Cerisier	47
11 -	Coupe de Serre du Mouton	51
12 -	Coupe de Clot les Hourmes	52
13 -	Coupe de la Martinasse	53
14 -	Coupe du Plan Paradis	55
15 -	Coupe du Lautaret (Rouanne-Haute)	57
16 -	Corrélations des coupes du Dogger dans le massif de Piolite	61
17 -	Coupe des Neyzets	65
18 -	Coupe des Neyzets N (n° 2)	71
19 -	Coupes de Roche-Noire et de Sestrières	73
20 -	Coupe de Puy Aillaud	75
21 -	Coupe des Lauzières	76
22 -	Coupe du Lauzet	77
23 -	Corrélations dans le secteur N (unités de Vallouise, du Petit Galibier et du Lauzet-Roche Olvera)	83
24 -	Mise en place des brèches dans la morphologie sous marine	81
25 -	Synthèse de la série stratigraphique subbriançonnaise du Trias au Jurassique moyen	87

	Pages
26 - Carte de faciès et coupes palinspastiques au Lias	89
27 - Carte de faciès et coupe palinspastique pour la période Bajocien-Bathonien inférieur	91
28 - Carte de faciès et coupe palinspastique à la fin du dépôt des calcaires marneux à posidonomies	93
29 - Carte de faciès et coupe palinspastique au moment de la mise en place des brèches du Télégraphe et assimilées	95
30 - Modèle de répartition horizontale des faciès	97
31 - Répartition des Calpionelles, d'après J. REMANE (1967)	104
32 - Coupe de l'Arche (Oxfordien-Paléocène)	111
33 - Coupes de la Martinasse (Dogger-Sénonien)	115
34 - Séquences type dans le Malm subbriançonnais	117
35 - Séquences type dans le Sénonien inférieur ("flysch") de l'Aiguille	123
36 - Variation de la CCD dans l'Atlantique entre les 10 ^{ème} et 40 ^{ème} parallèle (CHENET et FRANCHETEAU, 1978)	131
37 - Séquences de boues calcaires et argileuses resédimentées au-dessus et au-dessous de la CCD, d'après l'exemple du Site DSDP 398D (GRACIANSKY et CHENET, 1978)	133
38 - Profondeur de dépôt des séquences principales du Malm déduite de la teneur en carbonate et des assemblages faunistiques	135
39 - Passage de l'ensemble calcaréo-siliceux aux calcaires à cherts; comparaison des coupes de l'Arche (n° 12) et des Arvarsines (n° 35)	145
40 - Le Cycle de la silice dans les océans (BERGER, 1974)	149
41 - Diagramme de cristallinité des illites d'après ESQUEVIN (1969), appliqué aux argiles de l'Oxfordien et du Crétacé subbriançonnais	163
42 - Remplissage de cavité par de la sparite dans un élément micritique de la brèche bleue	168
43 - Diagenèse précoce et déformations synsédimentaires dans un niveau de l'ensemble calcaréo-siliceux	170
44 - Carte de faciès dans le secteur du massif de Piolit pour la période fin Callovien-Oxfordien (moyen ?)	185
45 - Carte de faciès et schéma palinspastique pour l'Oxfordien	189
46 - Carte des faciès de l'Oxfordien supérieur-Tithonique pour le massif de Piolit	194
47 - Carte des faciès pour la période Oxfordien supérieur-Tithonique	197

	Pages
48 - Carte de faciès dans le Kimméridgien-Tithonique pour la région de Piolit	201
49 - Carte de faciès et schéma palinspastique pour le Kimméridgien-Tithonique	203
50 - Carte de faciès pour le Tithonique supérieur-Berriasien de la région de Piolit	205
51 - Carte de faciès et schéma palinspastique au Tithonique supérieur-Berriasien	207
52 - Carte de faciès et schéma palinspastique au Valanginien-Barrémien	209
53 - Carte de faciès et schéma palinspastique à l'Aptien-Albien moyen	213
54 - Carte de faciès dans le massif de Piolit pour l'Albien supérieur-Cénomaniens	215
55 - Répartition de la Brèche de l'Argentière	216
56 - Carte de faciès et schéma palinspastique hypothétique pour l'Albien supérieur-Cénomaniens	217
57 - Carte de faciès pour le Turonien	220
58 - Carte de faciès pour le Sénonien inférieur dans la région de Piolit	222
59 - Carte de faciès et schéma palinspastique au Sénonien inférieur	225
60 - Flysch de l'Aiguille, coupe de l'Arche	227
61 - Modèle de cône sous-marin, d'après MUTTI et al., (1974)	229
62 - Carte de faciès et coupes palinspastiques pour le Campanien-Paléocène	232
63 - Transversale de l'Ardèche au Briançonnais pour le Dogger	249

TABLEAUX

Tableau I : Analyses chimiques des croûtes et des minéralisations	156
Tableau II : Minéralogie des Argiles	161
Tableau III : Interprétation génétique du faciès "brèche bleue"	176

PLANCHE I

LE PASSAGE DES CALCAIRES DE LA ROUANNE AUX CALCAIRES MARNEUX A
POSIDONOMIES - LE LAUTARET (SOMMET DE ROUANNE-HAUTE).

- 1) Vue générale de l'affleurement. De bas en haut, on reconnaît (cf. p. 57) : le calcaire de la Rouanne, surmonté par un hard-ground (H.G.) fossilifère, puis deux niveaux de boules calcaires (figures de glissements synsédimentaires), entre A et B et enfin, au-dessus de (B), les calcaires marneux à posidonies et *Cancellophycus*. Les ammonites, disposées préférentiellement dans les niveaux A et B ; sont toutes du Bathonien inférieur (zone à Zigzag).
- 2) Le niveau B : exemple de gisement à *Cancellophycus* et à ammonites, à la base des calcaires marneux à Posidonies.

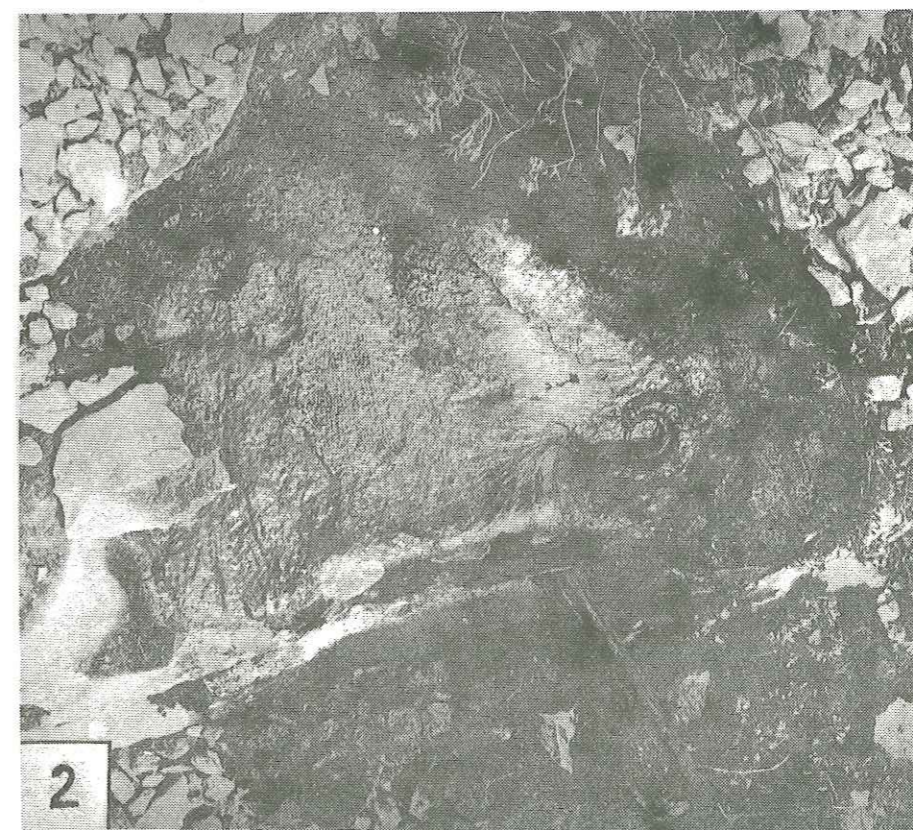
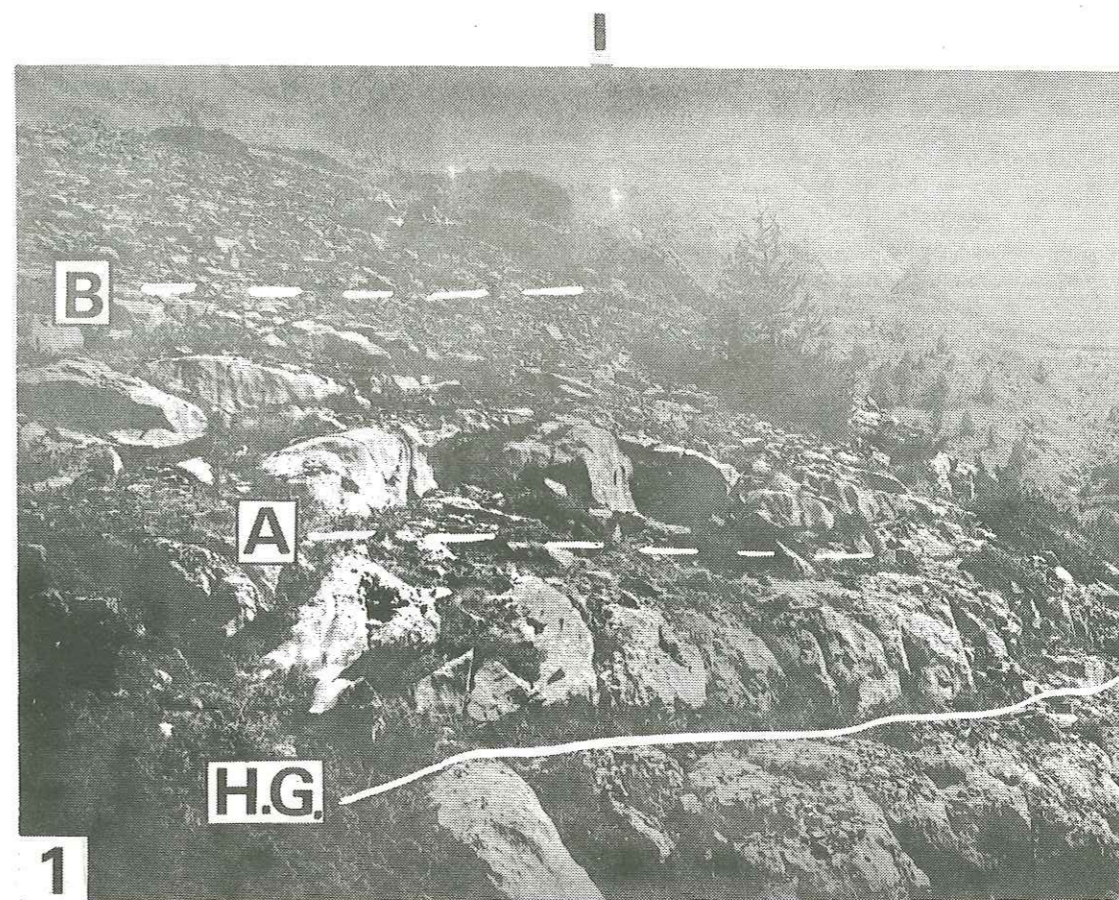


PLANCHE II

MICROFACIES DU DOGGER : CALCAIRES DE LA ROUANNE AU JAS-CERISIER
(voir p. 39)

1. Oobiosparite, dans la partie supérieure des calcaires de la Rouanne. (éch. 76-493). Dans ce faciès, on verrait à plus fort grossissement que les éléments sont tous micritisés à leur périphérie.
2. Oobiomicrite à entroques (éch. 76-489), partie supérieure des calcaires de la Rouanne.
3. Protopeneroplis striata : section oblique, dans une oobiosparite (éch. 76-492).
4. Oobiopelmicrite à entroques (éch. 76-498), détail le noyau de l'oolite (flèche) est probablement une Trocholine. Les oolites ne possèdent que deux ou trois couches concentriques.

La présence simultanée dans ces faciès de Protopeneroplis, issus de la plateforme interne et d'oolites, côte à côte avec des entroques, montre l'amplitude des remaniements vers le milieu de vie des Crinoïdes.

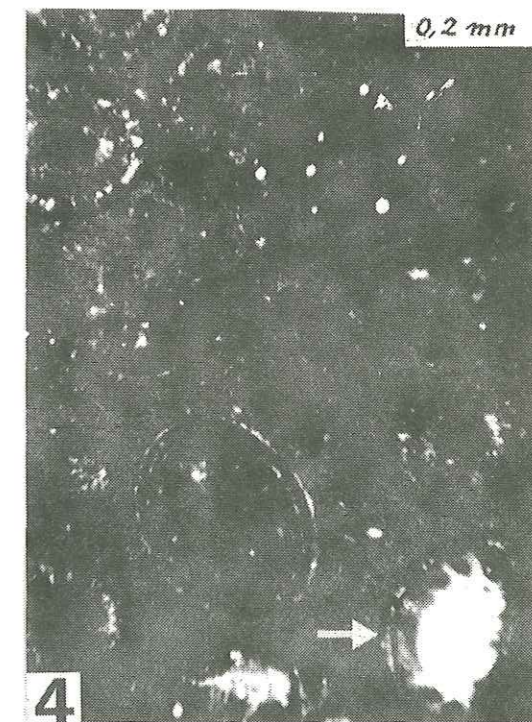
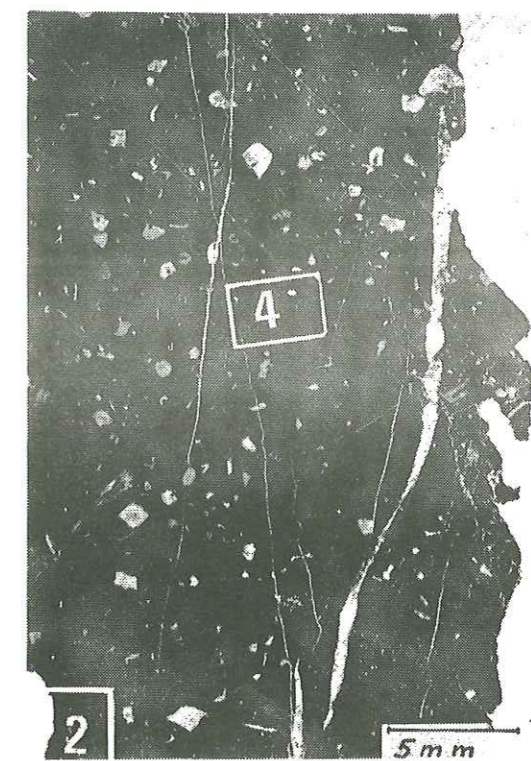
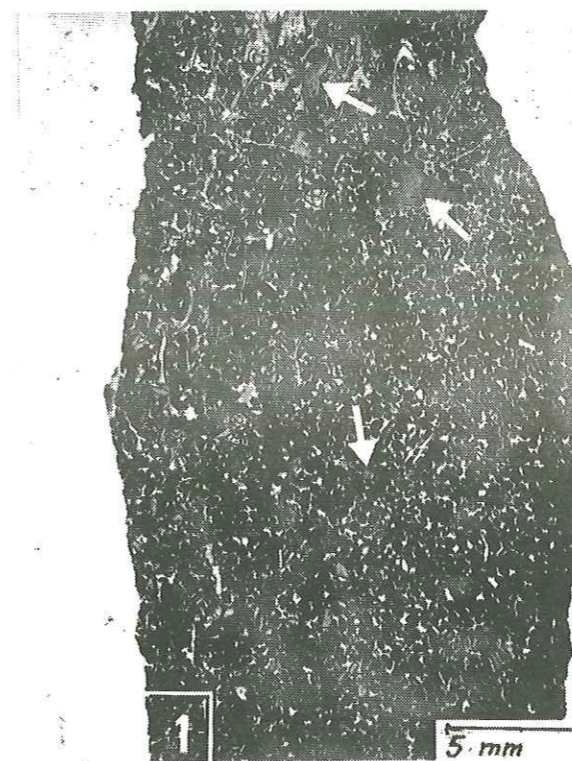


PLANCHE III

MICROFACIES DES "BRECHES BLEUES"

1. Coupe de la Plaine (n° 17) (éch. 76-462) : éléments variés imbriqués les uns dans les autres. (1) Dolomie (Trias) ; (2) oosparite (Dogger) ; (3) micrite à radiolaires (Malm) ; (4) *Kilianina blancheti* (Bathonien supérieur), agrandissement en bas à droite.
2. Coupe du Cuchon (n° 11 ; éch. 76-562) : éléments de microfaciès différents : micrite à ammonites (flèche simple) et radiolaires (bas de la figure); micrite à *Saccocomidae* en haut à droite. (b) : bioturbation à l'intérieur d'un élément. Le liant des éléments est microsparitique, le passage de l'un à l'autre pouvant être progressif (double flèche) ou sans transition.
3. Coupe du Cuchon (n° 11 ; éch. 76-556) : base d'un niveau de "brèche bleue". La matrice, abondante et sombre (à la base de la figure) correspond à l'encroûtement siliceux et ferrugineux vert foncé présent aux épontes de certains niveaux de microbrèches ou de brèches calcaires (cf. p. 159). Les éléments arrondis sont d'anciennes micrites silicifiées, la silicification progressant de l'extérieur vers l'intérieur (flèche). L'origine de la silice est à rechercher dans la matrice.
4. Coupe de la Plaine (n° 8 ; éch. 76-648) : figures géotropes de remplissage de cavité dans une micrite à radiolaires, riche en petits cristaux d'albite. La limite supérieure est nette ; à la base, le passage vers la micrite encaissante est progressif.

N.B. : le haut de la stratification correspond au haut de la page.

III

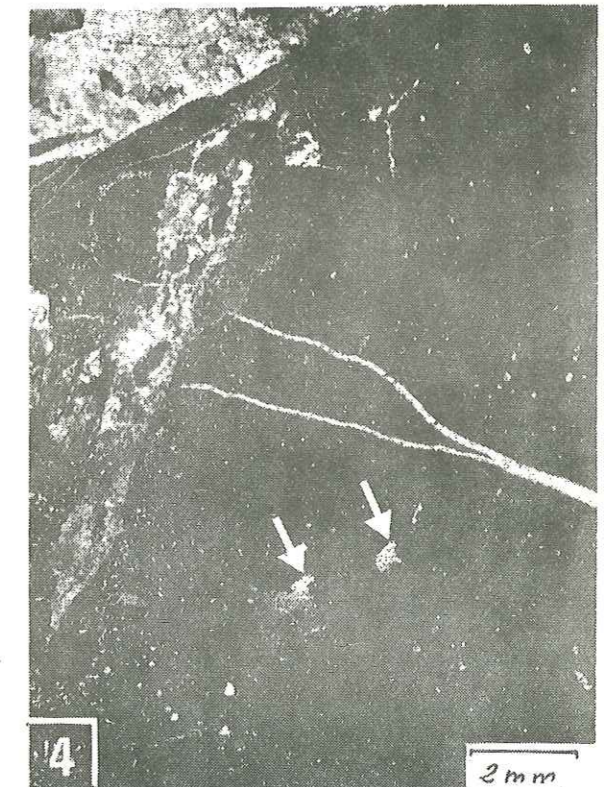
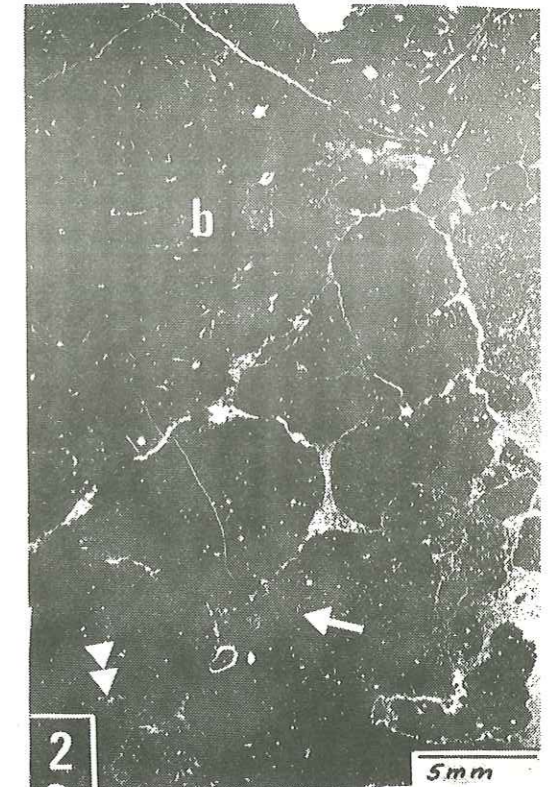
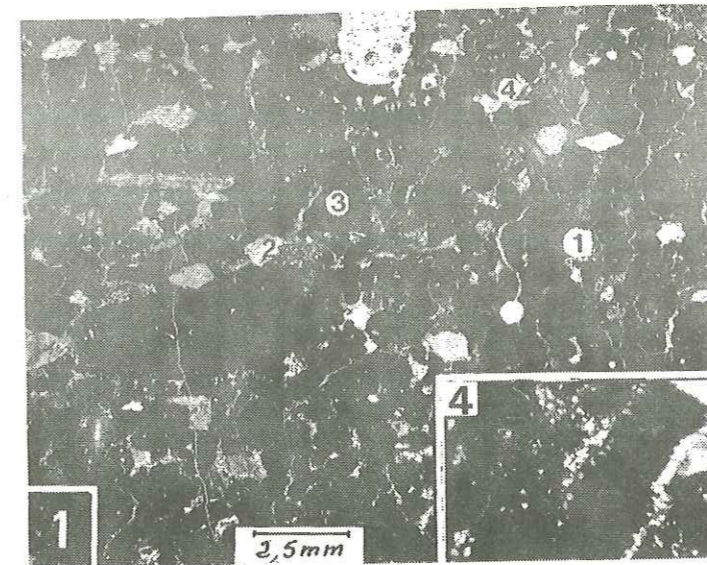


PLANCHE IV

FIGURES DE SILICIFICATIONS

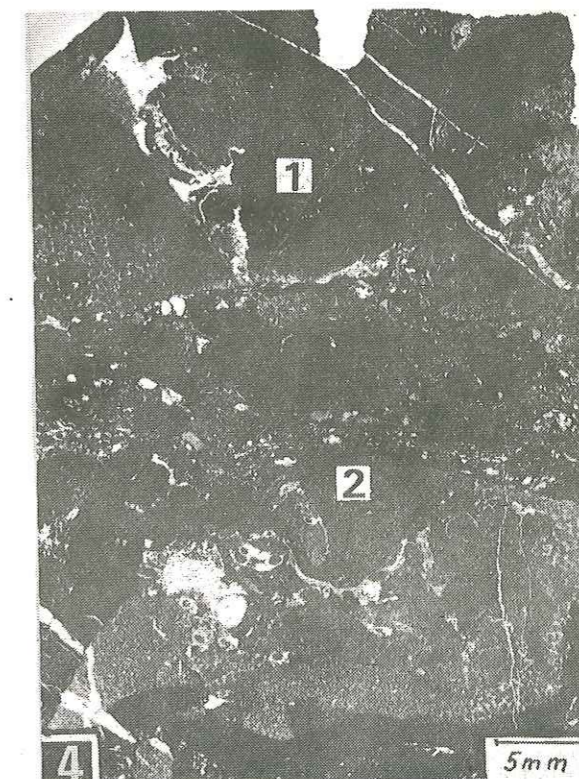
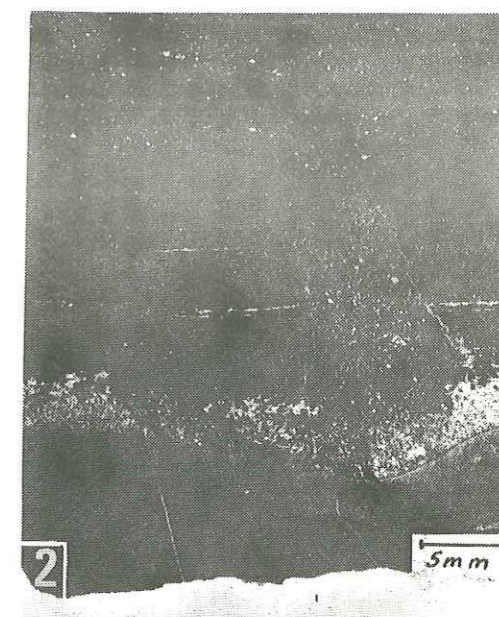
1. Micrite incomplètement silicifiée ; (éch. 76-540) ; Crétacé inférieur, Jas-Cerisier.
Les limites, nettes, sont soulignées par un joint stylolithique.
2. Figure de diagénèse précoce : banc brisé dans une micrite homogène. Silicification diffuse. Description détaillée p. 170. Le Cuchon (n° 11), Malm, ensemble calcaréo-siliceux (éch. 76-572).
3. Autre figure de diagénèse précoce : bancs calcaréo-siliceux riches en radiolaires, brisés et glissés dans une micrite à radiolaires plus dispersés. L'Arche, Malm, ensemble calcaréo-siliceux (éch. 76-681).

CROUTE MINERALISEE

4. Croûte hématitique opaque (rouge) emballant des calcaires micritiques à crinoïdes et échinodermes (1) ou à radiolaires (2). Ce niveau minéralisé souligne une lacune du Crétacé inférieur. La Martinasse (n° 6) (77-525).

N.B. : le haut de la stratification correspond au haut de la page.

IV



ANNEXE

DESCRIPTION DES COUPES DU JURASSIQUE SUPERIEUR ET DU CRETACE

RENSEIGNEMENTS PRATIQUES
















Description des coupes

La description des coupes est portée en regard des figures correspondantes. La liste complète des coupes et leur localisation se trouve pages 292 et 293.

Les coupes les plus importantes sont décrites sur un tableau synoptique où l'analyse micrographique est détaillée. Une simple description lithostratigraphique est faite pour les autres.

LEGENDE DES FIGURES

Lithologie

- | | | | | | |
|---|---------------------|---|---|---|------------------|
|  | Dolomie |  | Calcaire |  | Brèche noduleuse |
|  | Calcschistes |  | Schistes (argilites) |  | Pelites (Silts) |
|  | Calcarénite ou grès |  | Microbrèche |  | Brèche |
|  | Encroûtement |  | Galet encroûté |  | |
|  | Chert (lit) |  | Niveaux siliceux vert ou rouge (ensemble calcaréo-siliceux) | | |
|  | Chert noduleux | | | | |

Fossiles

- F Fossiles (général)
- ☆ Echinodermes
- ▽ Brachiopodes
- ∩ Belemnites
- ∆ Gastéropodes
- ⊙ Ammonites
- ⊙ Ostracodes
- ∩ Lammellibranches
- X Spicules de Radiolaires
- P Posidonomies

Structures

- ∩ Ravinement
- == parallèles } Laminations
- ≈ ondulées }
- ⊙ Granuloclasement
- ∩ "Slump"
- ∩ Bioturbation
- ∩ Galet esquissé (structure nuageuse)
- ⊙ Figure géotrope
- ⊙ Figure géotrope non conforme à la stratification
- ∩ Cavité (remplie de sparite)
- ∩ Cavité non conforme à la stratification

Clasts

- △ Lithoclast anguleux (non usé)
- " arrondi (usé)
- ◌ " déformé
- Galet mou

- △ Trias △ Dogger ○ Oolites éparses ▲ Silicifié
- △ Clast micritique
- M mica C chlorite G glauconie

Diagenèse

- ∩ stylolites
- × Filets argilo-ferrugineux
- F Feldspaths
- P Pyrite
- H Hématite

Couleur

- B : blanc b : bleu R : rouge r : rose G : gris
- N : noir J : jaune V : vert M : marron Vi : violet
- Gb : gris-bleu GN : gris noir etc....

Utilisation des tableaux synoptiques

Pourcentage en éléments figurés, représentation adoptée.

Le pourcentage en un type d'élément figuré dans une lame mince est calculé d'après la surface occupée par les éléments figurés de ce type. Ce "pourcentage d'occupation de surface" est représenté par un rectangle. Afin de rendre ce pourcentage, souvent faible, visuel, une échelle de type logarithmique a été adoptée dans de nombreux cas, c'est-à-dire que la largeur du rectangle est une fonction logarithmique de ce pourcentage. Ce rectangle est alors en noir. Dans d'autres cas, la représentation "proportionnelle" a été préférée, le rectangle est alors en blanc.

Rectangles "logarithmiques"

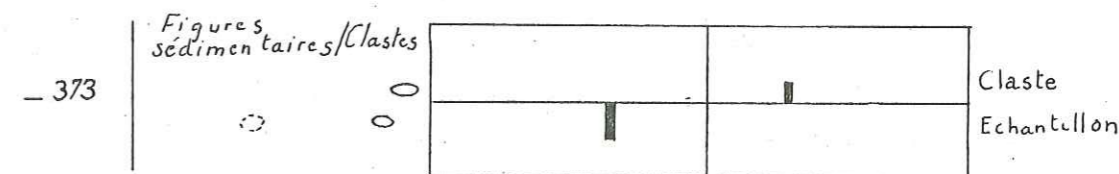
Pourcentage	largeur du rectangle en mm
0,1	0,2
0,2	0,7
0,5	1,3
1	1,8
2	2,3
5	2,8
10	3,5
20	4
50	4,5
100	5

Rectangles "proportionnels"

Pourcentage	largeur du rectangle en mm
10	0,5
50	2,5 □
100	5 □

Description d'un claste dans un échantillon.

Lorsqu'un échantillon contient des clastes dans l'analyse micrographique s'avère utile, celle-ci est faite en regard du claste porté dans la colonne "clasts/figures sédimentaires", juste au-dessus, exceptionnellement au-dessous, des autres objets sédimentaires observés dans l'échantillon.

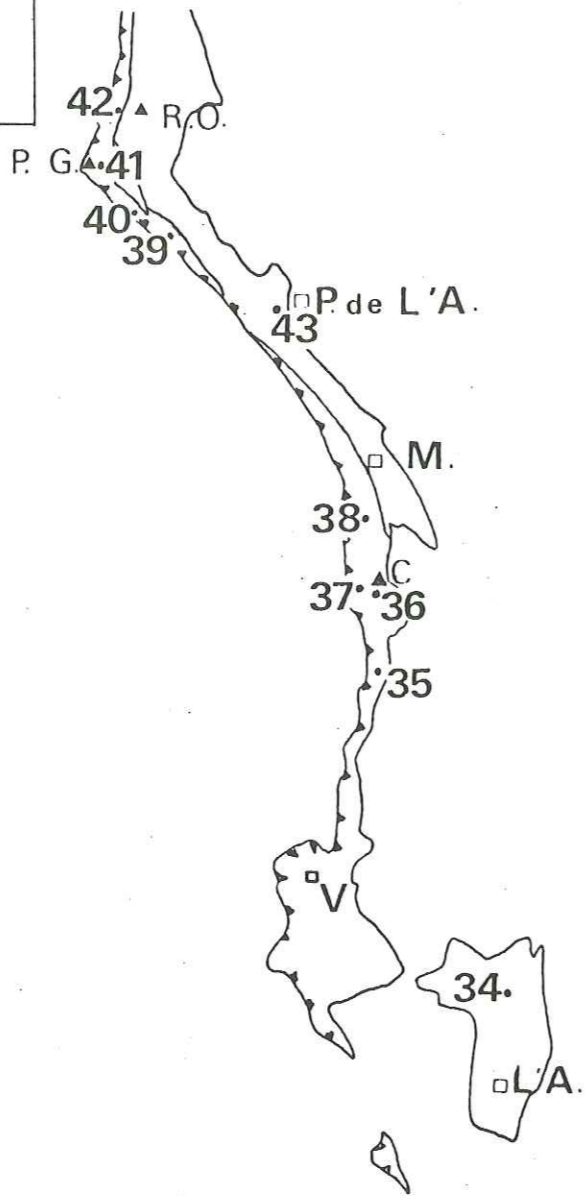


N°	Nom de la coupe	coordonnées		Carte	descrip- tion p.	N°fig.
		Lambert III X	Y			
<u>Unité de St Apollinaire</u>						
1	Clot les Hourmes	920,15	260,35	Chorges3-4	296	A-3
2	Serre du Mouton	918,3	260,55	"	299	A4-A5
3	Trou de Pancrace	918,23	260,2	"	303	A-6
<u>Unité de la Martinasse</u>						
4	Ravin de Charence	915,9	263,4	Chorges3-4		
5		915,62	262,37	"		A-7
6	Sources de la Martinasse	915,5	262,3	"	305	
7	Cote 2060	915,6	262,12	"		A-8
<u>Unité de Piolit Rouanne - Basse</u>						
8	Ravin de Courou	911,3	264,45	Chorges1-2	310	A-9
9	Sentier de Piolit	911,4	263,1	"	314	A-10
10	Sommet du Cuchon	908,25	266,8	"	316	A-11
11	Les Tours du Cuchon	908,8	267,1	"	318	A12-A14
12	L'Arche	909,75	263,7	"	327	A15-A17
13	Combeau	911,4	268,9	Orcières5-6	336	A-18
14	L'Autane	909,45	266,75	Chorges 1-2	336	A-18
15	Rouanne-Basse	910,25	265,55	"	336	A-18
16	L'Aiglière	909,65	263,65	"	338	A-19
<u>Unité de Piolit Rouanne-Haute</u>						
17	La Plaine	912,5	264	Chorges 1-2	340	A20-A21
18	Col de Chorges la Plaine	912,5	263,5	"	346	A-22
19	Cuchon-Petite Autane	909,25	267,32	"	348	A-23
20	Clot la Bourre	909,8	266,2	"	348	A-23
21	Malaparré	911,3	265	"	348	A-23
22	Rey Têrouvières W	912,18	266,7	"	350	A-24
23	Rey Têrouvières S	912,3	266,65	"	350	A-24
24	Torrent du Jas-Cerisier	912,9	267,2	"	352	A-25
25	Torrent du Point coté 2090	913,15	267,05	"	356	A-26
26	Cime de l'Ane 1950	912,87	266,2	"	356	A-26
27	Torrent du Jas-Cerisier sup ^{re}	913,1	267,35	"	358	A-27
28	Cime de l'Ane 2000	912,95	267,15	"	358	A-27

N°	Nom de la coupe	coordonnées		Carte	descrip- tion p.	N°fig.
		Lambert III X	Y			
<u>Unité de Piolit partie méridionale</u>						
29	Arête du Trou de Pancrace	917,7	260,58	Chorges 3-4		
30	Col de la Gardette	915,2	262			
31	Cabane 2172	915,1	262,8	"	360	A-28
32	Ravin d'Entraygues	917,3	263,35	"		
<u>Ecaille de Chateauroux</u>						
33	Chateauroux	932,4	266,7	Embrun I	362	A-29
<u>Fenêtre de l'Argentière</u>						
34	Série de l'Argentière	934,5	288	Guillestre I	364	A-30
<u>Unité de Vallouise</u>						
35	Les Avarsines	929,3	299,3	Briançon I	366	A-31
36	La Cucumelle	929	301,3	"	368	A-32
37	Col de l'Eychauda	928,85	301	"	370	A-33
38	Cibouit	927,8	304,2	"	372	A-34
<u>Unité du Petit Galibier, écaille des Sestrières</u>						
39	Sestrières	921,8	312,6	La Grave 8	374	A-35
40	Chalets de Roche-Noire	920,05	313,55	"		
<u>Unité du Petit Galibier, écaille du Plan Paradis</u>						
41	Col du Petit Galibier	919,2	314,87	La Grave 8	376	A-36
42	Les Gypsières - Plan Paradis	919,8	315,4	"	378	A37-A38
<u>Unité du Lauzet - Roche Olvera</u>						
43	Pont de l'Alpe	925,75	310,2	La Grave 8	382	A-39

LOCALISATION DES COUPES 33 à 43

- 294 -



Unités tectoniques : p. 21
n° des coupes : p. 293

- R.O. : Roche Olvera
- P.G. : Petit Galibier
- P. de l'A. : Pont de l'Alpe
- M. : Monétier-les-Bains
- C. : Cucumelle
- V. : Vallouise
- L'A. : L'Argentière
- C. : Chateauroux
- P. : Piolitt

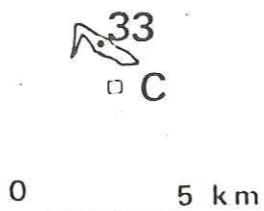
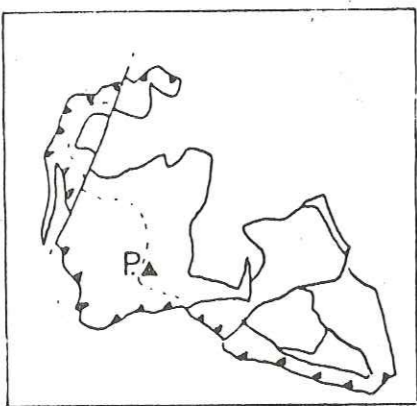
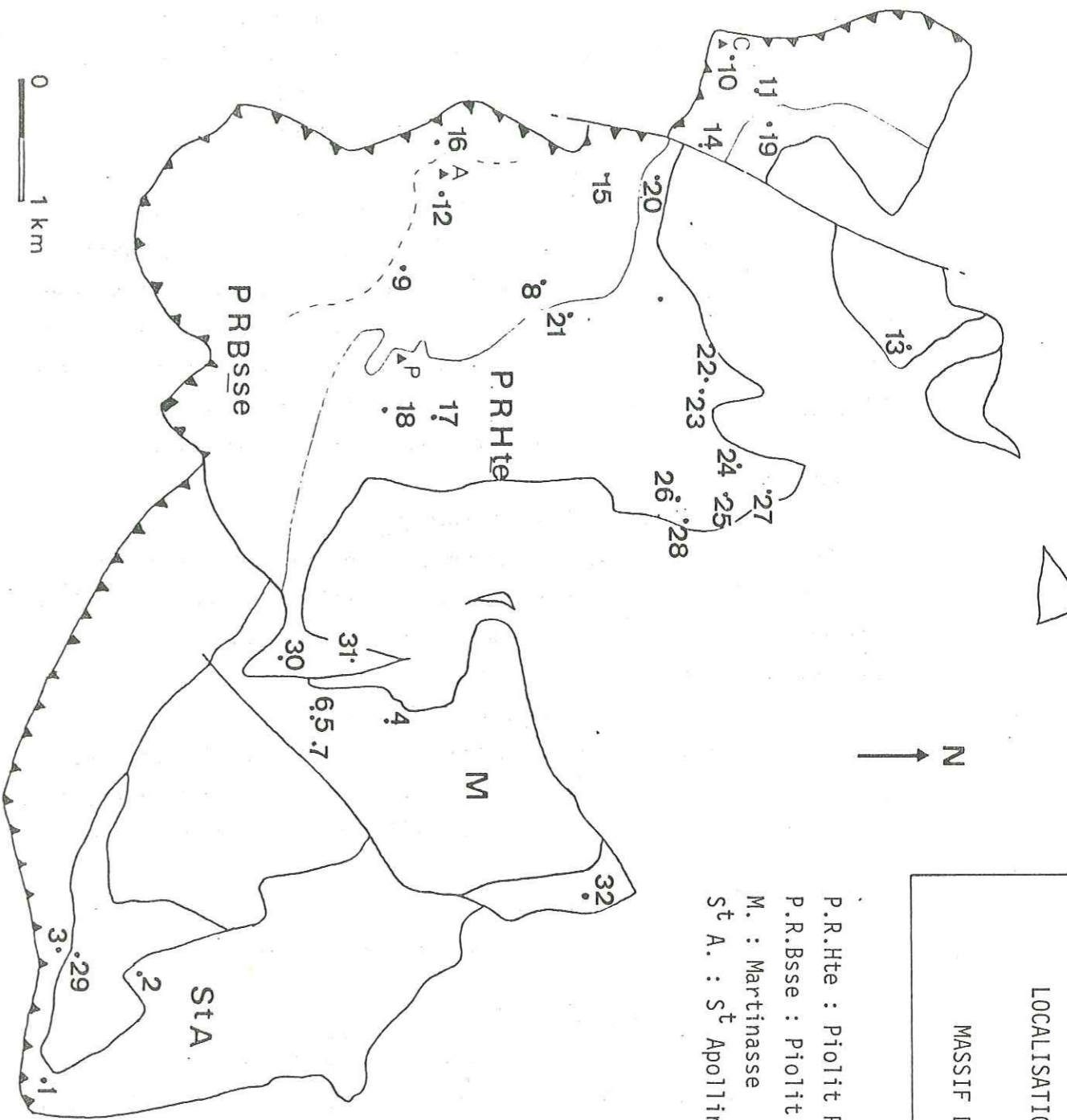


Fig.A.1

- 295 -
C. : Cuchon
A. : L'Arche
P. : Piolitt



LOCALISATION DES COUPES
MASSIF DE PIOLIT

- P.R.Hte : Piolitt Rouanne-Haute
- P.R.Bsse : Piolitt Rouanne-Basse
- M. : Martinasse
- St A. : St Apollinaire

Fig.A.2

- UNITE DE S^I APOLLINAIRE -

1. Coupe de Clot les Hourmes : exemple de série condensée et lacunaire.

Trois coupes ont été levées, mettant chacune en évidence le Jurassique supérieur dans le dernier mètre de la barre calcaire, celle-ci appartenant pour l'essentiel au Dogger (voir chapitre I, variations latérales de la série de Piolit p. 50).

La succession se résume ainsi :

1) Calcaire gris rosé, (1 à 2 m) d'aspect noduleux et par endroits bréchique, contenant localement des cherts en rognons ; la limite entre ce calcaire et le calcaire à oolites sous-jacent est soulignée par un simple diastème. Le microfaciès est celui d'un calcaire noduleux à éléments micritiques parfois assez anguleux (localement riches en Saccocomas), le plus souvent aux contours flous ; ces éléments sont liés entre eux par une micrite calcaréo-argileuse presque azoïque.

- Age : Kimmeridgien à Tithonique ?

2) Croûte siliceuse et un peu phosphatée, le plus souvent verte. Infiltrations suivant des filons dans la partie supérieure du calcaire du Malm avec accentuation de l'aspect noduleux.

Composition : quartz détritique et argile dominants.

- Age probable : Crétacé inférieur.

3) Silts (4 m) schisteux avec quartz, micas, chlorite détritique, par endroits farcis d'éléments calcaires micritiques centimétriques.

- Age probable : Albien-Cénomanién par comparaison avec des niveaux analogues datés.

4) Calcschistes planctoniques gris.

- Age : Sénonien inférieur. (dét. J. Sigal)

Légende des microfaciès de la coupe

- 1 : micrite noduleuse à "inter-nodules" argileux
- 2 : argile et quartz détritique, nombreuses silicifications
- 3 : ensemble recristallisé et croûte opaque
- 4 : Phyllite, riche en quartz
- 5 : micrite argileuse
- 6 : Oobiomicrorite.

- UNITE DE ST APOLLINAIRE -

2. Coupe de Serre du Mouton, série lacunaire, détritisme du Crétacé supérieur, conglomérats tertiaires.

L'affleurement qui montre les calcschistes et brèches du Crétacé supérieur reposant sur la barre de calcaire oolitique du Dogger, permet d'observer les variations latérales sur 50 m environ.

La succession observée est la suivante :

- 1) Calcaire oolitique du Dogger (cf. p. 50) fortement fissuré au sommet. Les filons, de pendages très variés, sont remplis par un matériel vert ou rouge de même nature que celui observé à la coupe du Clot les Hourmes (n° 1).
- 2) Croûte verte ou rouge, de même nature que le matériel filonien précédent, parfois fossilifère avec : *Ammonites*, *Aptychus*, *Lamelibranches* ainsi que des oolites. La couleur rouge ou verte est probablement liée à la teneur en fer ferreux ou ferrique. Cette croûte peut emballer des lentilles décimétriques de calcaire rosé cryptocristallin du Malm (coupe A).

Age probable : Crétacé (anté-Sénonien).

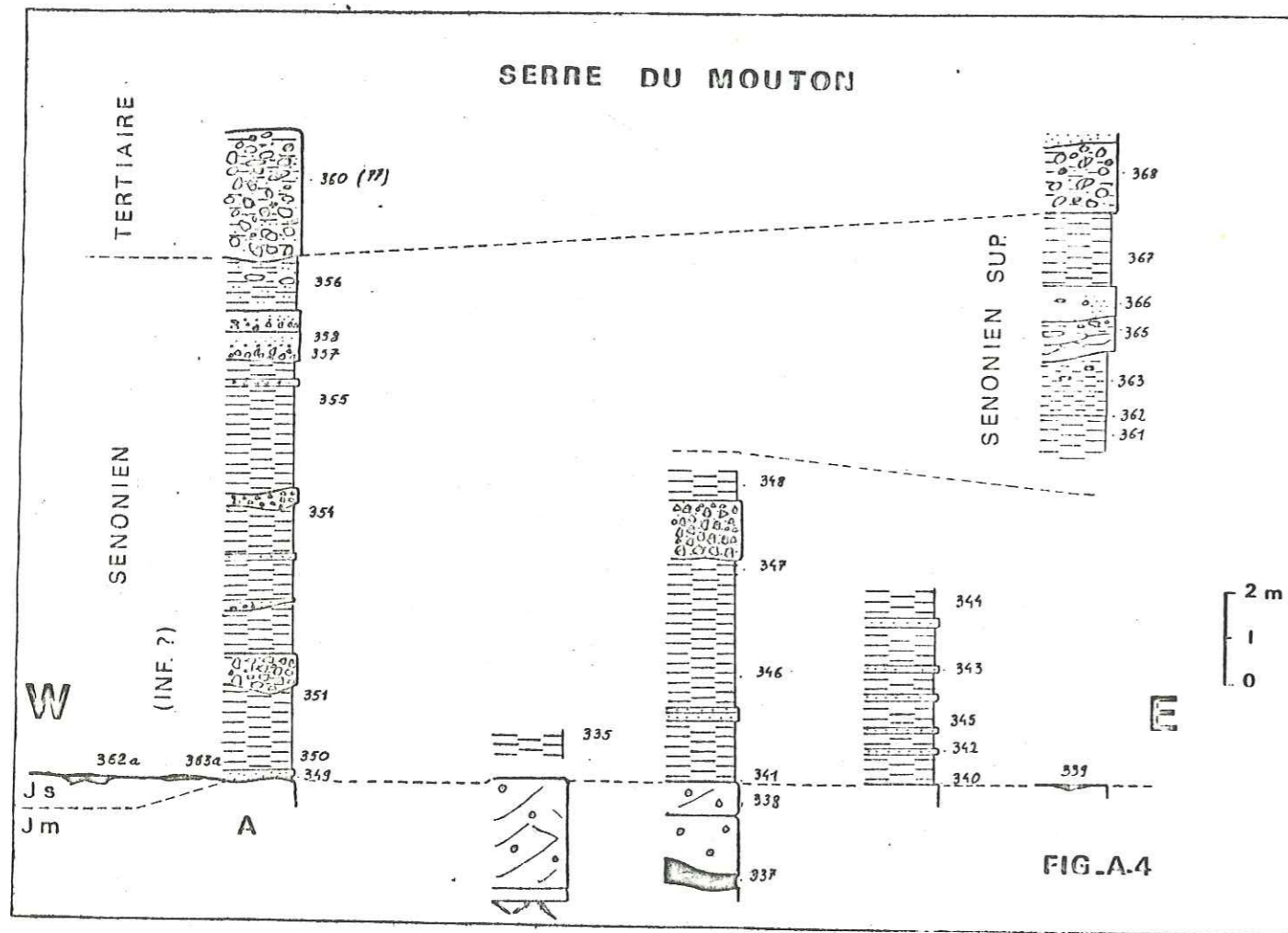
- 3) Calcschistes planctoniques, calcarénites et brèches.
- Les corps de brèches à galets jurassiques et triasiques sont en général lenticulaires et disparaissent d'une coupe à l'autre, de même que les calcarénites ; celles-ci renferment du quartz en abondance ainsi que des micas, de la chlorite et de la glauconie. Localement, on observe de véritables faciès reconstitués : quartzites, micaschistes (coupe E).

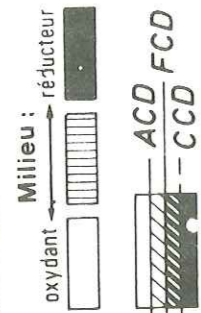
Age : Les foraminifères donnent un âge Sénonien inférieur, éventuellement Campanien à la base et Sénonien au sommet. Il est possible que la date de dépôt final des calcschistes soit plus récente, comme l'attestent les nombreux remaniements et la ressemblance de ce faciès détritique avec certains aspects du flysch noir subbriançonnais.

- 4) Conglomérat à galets verts et Nummulites.
- Ce conglomérat ravine les calcschistes bréchiques sous-jacents (coupes A et E). LATREILLE (1961) le compare avec les conglomérats du lac d'Allos d'âge Lutétien décrits par Y. GUBLER-WAHL.

Légende des microfaciès de la coupe détaillée (coupe A)

- 1 : Micrite à foraminifères planctoniques
- 2 : Calcarénite
- 3 : Brèche
- 4 : Grès calcaire à quartz, mica, chlorite et argiles
- 5 : Micrite à rares pellets et foraminifères benthiques
- 6 : Dogger "reconstitué" : oobiopelmicrite
- 7 : Oobiomicrite





SERRE du MOUTON

AGE

2

A

Fig:A5

TERTIAIRE

SENONIEN

Jm/Js
Jm

Echelle en m

Couleur

Discontinuités

Figures sédimentaires

Fossiles

N° échantillons

A N A L Y S E

M I C R O G R A P H I Q U E

Microfaciès

% Carbonates

Figures sédimentaires / Clastes

Quartz détritique

Phyllites

Autres détritiques

Minéraux opaques

Silicifications

Autres diagénèses

Echinodermes

Foram. benthiques

Ammonites

Aptychus

Lamellibranches

Foram. planct. jurassiq.

Saccocoma

Calpionelles

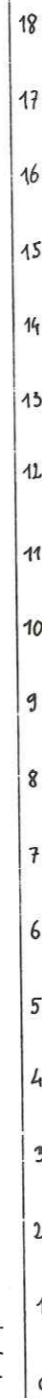
Foram. planct. crétacés

Foram. planct. tertiaires

Radiolaires

% Si des Radiolaires

Divers



- 360(77) 4

- 356 1

- 358 3

- 357 6

- 355 1

- 353 1

- 354 1

- 351 1

- 350 1

- 363 7

- 349 5/6

- 352 6

▲ ▲ ● ○

≡

△ ○

Nummulites

3. Coupe du Trou de Pancrace.

Cette coupe, non échantillonnée, où les contacts sont oblitérés par la tectonique, est le témoin le plus méridional de l'unité de S^t Apollinaire.

On y observe successivement, sur le calcaire à oolites du Dogger parfois encrouté (1)

- une passée de schistes noirs et ocres (2)
- un niveau de brèche à éléments calcaréo-dolomitiques parfois métriques (3)
- les calcschistes planctoniques (4).

L'âge de ces différents termes est sujet à caution, on peut y voir successivement : les schistes de l'Albien-Cénomaniens et le Sénonien bréchique à la base, ou interpréter l'ensemble comme un faciès de flysch noir Tertiaire, comme à la coupe de Serre du Mouton (n° 2).

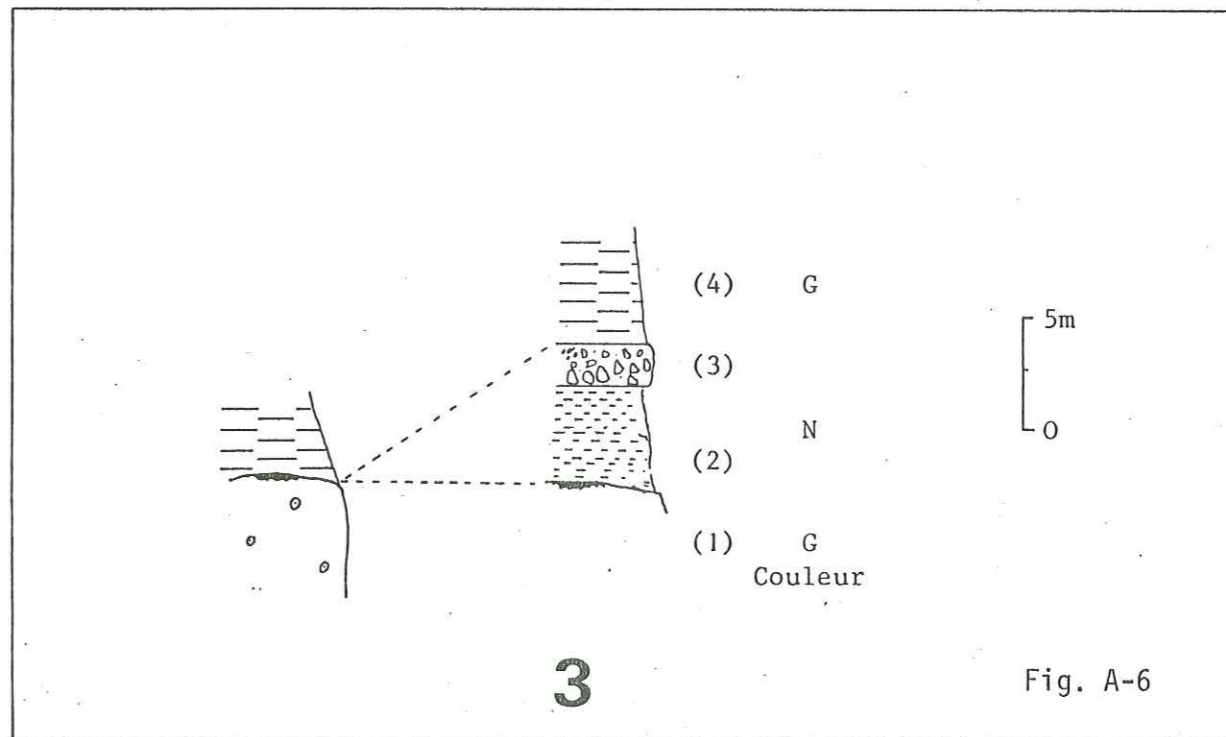


Fig. A-6

- UNITE DE LA MARTINASSE -

Quatre coupes ont été levées dans cette unité, mettant en évidence des séries condensées, lacunaires et fortement variables de l'une à l'autre.

4. Coupe du ravin de Charence.

Cette coupe permet d'observer le contact direct des calcschistes du Sénonien inférieur sur le calcaire à oolites du Jurassique moyen. 4 m au-dessus du contact, on observe un bloc métrique de calcaire fin, probablement d'âge Jurassique supérieur d'après son microfaciès, pris dans les calcschistes.

Il est difficile d'établir une stratigraphie précise à l'intérieur des calcschistes du fait des déformations. Le Sénonien inférieur et le Campanien ont été identifiés. Epaisseur apparente 130 m.

5 et 6. Coupes des sources de la Martinasse.

Elles ont été rapidement décrites p. 114. On notera que la croûte rouge de la coupe 6 emballe des éléments de calcaire du Dogger dissocié, comme à la coupe de Serre du Mouton (N° 2) ; de plus cette croûte emballe un calcaire micritique à Radiolaires, Ammonites et Lamellibranches.

A trois mètres en contrebas de la croûte, on remarquera un calcaire bréchique, dont le ciment abondant, riche en Posidonomes et entroques, lie des galets de micrite à Radiolaires. Ce calcaire est probablement d'âge Jurassique supérieur.

7. Coupe de la cote 2060, 100 m au S de la coupe 6.

On y retrouve une succession analogue à celle de la coupe-type avec au-dessus du calcaire oolitique du Dogger :

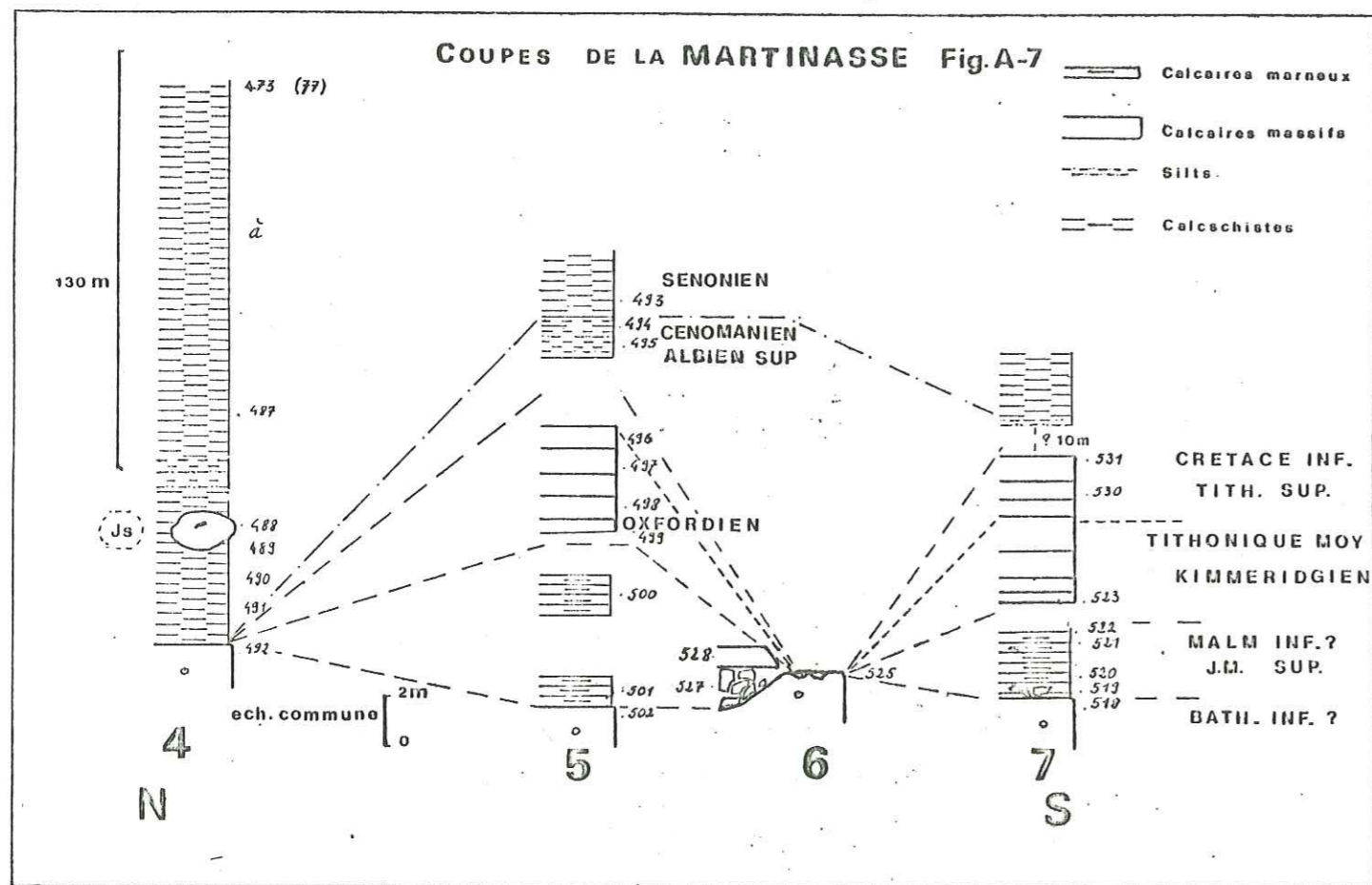
1) 3 à 4 m de calcaires blancs-jaunes, varvés, à rognons de silex. Leur microfaciès évolue de bas en haut d'une micrite à Posidonomes et Entroques vers une micrite hétérogène à Ammonites, Aptychus et Radiolaires. Ces calcaires pourraient correspondre au sommet du Dogger et à la base du Malm.

2) en contact par faille, des calcaires micritiques blancs, sans stratification apparente riches en Calpionelles et Radiolaires. Ils représentent le Malm (dont le Tithonique et le Berriasien) et le Crétacé inférieur (*pro parte* ?).

3) enfin, sans contact observable, les calcschistes du Sénonien.

Légende des microfaciès

1. *Wackestone* à posidonomies
2. Micrite calcaire d'aspect légèrement nuageux
3. Micrite calcaire d'aspect franchement nuageux
4. Silt calcaréo-argileux
5. Micrite calcaréo-argileuse



- UNITE DE PIOLIT - ROUANNE-BASSE -

8. Coupe du ravin de Courou - Jurassique supérieur.

La coupe est située vers 2000 m d'altitude en rive droite du torrent de Courou ; celui-ci a entaillé une croûte anticlinale très pincée, faisant apparaître les Terres Noires redressées à la verticale.

La série observée est très comparable à celle de l'Arche ; toutefois certaines particularités sont à retenir, concernant la "brèche bleue".

- Le passage sans transition des Terres Noires à la "brèche bleue".

Contrairement à la coupe de l'Arche, la "brèche bleue" ravine directement les Terres Noires. De plus, la surface inférieure de celle-ci est recouverte d'une croûte verte épaisse par endroits de plus d'un centimètre. Une ammonite : Perisphinctes sp. (détermination R. ENAY) a été trouvée dans cette croûte.

La "brèche bleue", figures de diagénèse.

La brèche se divise en deux ensembles, chacun imparfaitement granuloclassés. La limite entre ces deux niveaux est soulignée localement par une passée de calcaires argileux lités, à la sortie de l'affluent, en rive droite du torrent.

Les figures géotropes particulières, de remplissage de cavité (648) (voir Planche III), non conformes à la stratification, montrent un remplissage par de la sparite passant progressivement à la micrite. La non-conformité de la stratification avec la direction donnée par les figures prouve que l'hétérogénéité est apparue avant la stabilisation définitive de la brèche.

Légende des microfaciès

1. Calcarénite
2. Brèche "noduleuse" à ciment argileux
3. Micrite argileuse
4. Micrite à Radiolaires.

- UNITE DE PIOLIT - ROUANNE-BASSE -

10. Coupe du sommet du Cuchon. Variations latérales dans le Jurassique supérieur.

Le sommet du Cuchon est constituée de la superposition de petites écaillés plissées de Jurassique supérieur. Leur intérêt vient de ce qu'elles constituent le témoin le plus externe de l'unité de Piolit.

Il est possible de repérer la succession suivante :

1) Terres Noires : elles affleurent très mal, mais on y reconnaît des bancs gréseux rouille caractéristiques.

2) "Brèche bleue" (2 m environ) : la base et le sommet sont nettement tranchés, les éléments micritiques calcaires sont de taille centimétriques.

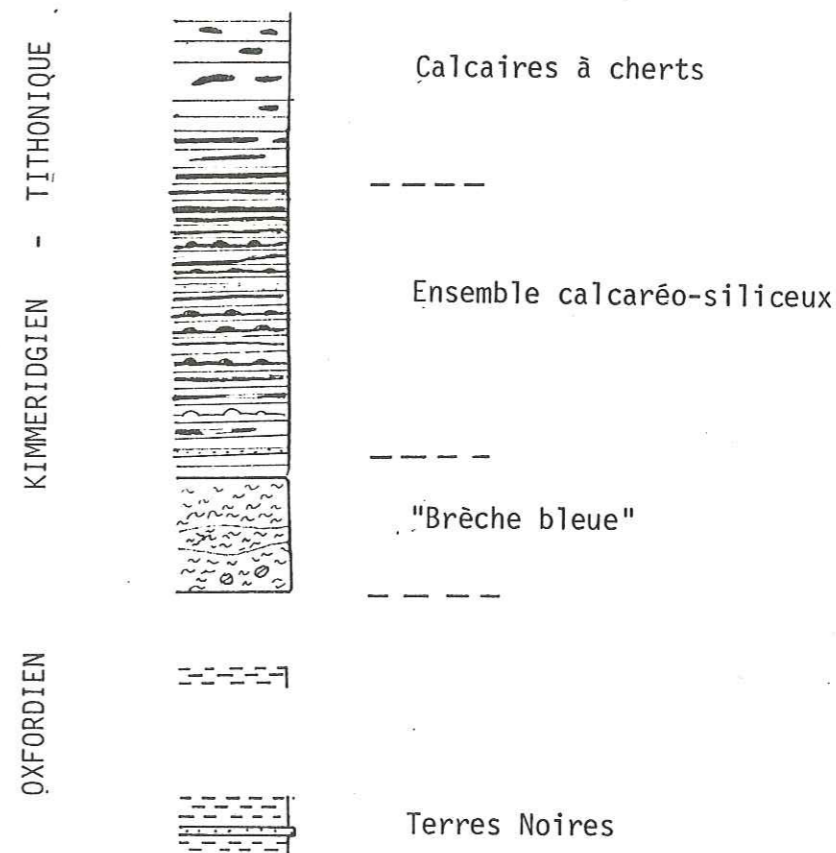
3) Ensemble calcaréo-siliceux (6 m) (Kimméridgien-Tithonique) : contrairement à la coupe de l'Arche, on n'y observe pas de termes de transition avec la brèche bleue sous-jacente. Les niveaux verts fissiles sont abondants.

4) Ensemble des calcaires à cherts (Tithonique-Berriasien). Bien qu'assez déformé, il ne semble pas présenter de différence essentielle avec celui de l'Arche.

En conclusion, la série est plus réduite ici qu'à l'Arche puisqu'il manque les termes de transition entre les différentes unités lithologiques. Ce n'est qu'à partir de l'ensemble calcaréo-siliceux que la série s'uniformise et, partant, les conditions de dépôt.

Coupe du sommet du CUCHON

Fig.A-11



- UNITE DE PIOLIT - ROUANNE-BASSE -

11. Coupe des Tours du Cuchon, réplique de la coupe de l'Arche.

Elle débute vers 2080 m sur l'arête du Cuchon à la Grande Autane, et est limitée à son sommet vers 2200 m par le niveau de décollement inférieur de l'unité de Piolit Rouanne-Haute. La succession et l'épaisseur des différentes unités lithologiques sont identiques à celles de l'Arche. A l'intérieur de chaque unité, il faut néanmoins remarquer certains aspects caractéristiques.

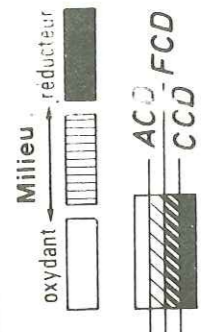
1. Les Terres Noires : le détritisme est moins important en volume qu'à Piolit, les bancs gréseux sont plus fins et le rapport grès/argile y est de 0,5, soit deux fois moins qu'à l'Arche.

2. Les "brèches bleues" : la succession lithologique est en tout point identique à celle de l'Arche ; 1^m50 de brèche avec lentille de schistes et croûte vert-noir à la base et au sommet (2 m d'alternances calcaires-calcschistes, 10 m de "brèche bleue" typique granuloclassée. Retenons la présence de Kilianina blancheti (PFENDER) dans la brèche inférieure et les figures de remplissage de cavité dans la "brèche bleue".

3. L'ensemble calcaréo-siliceux : il débute par une micro-brèche à éléments micritiques où se dessine un "slump" décimétrique ; et se poursuit identique à l'ensemble étudié à l'Arche.

Légende des microfaciès

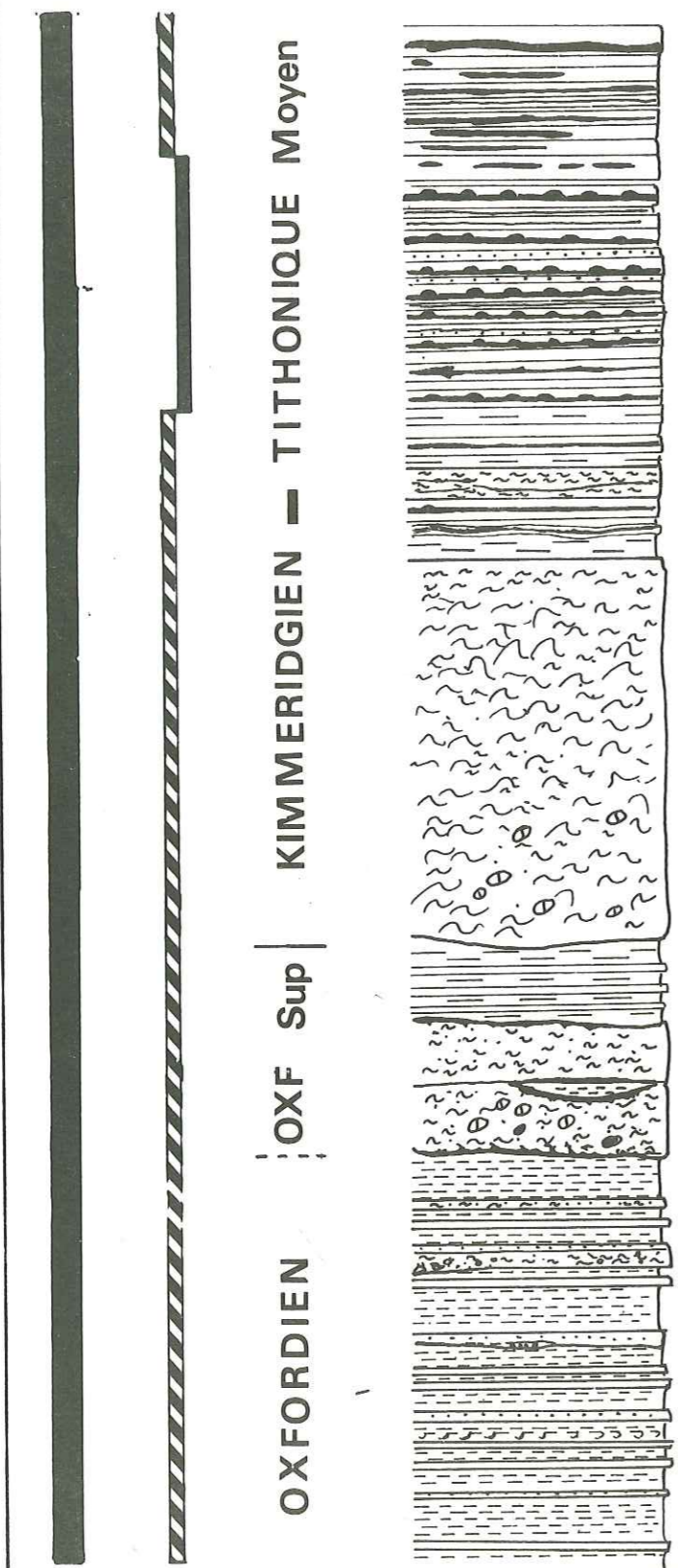
1. Microsparite
2. Calcarénite et micrite argileuse
3. Micrite à Radiolaires
4. Conglomérat polygénique à ciment microsparitique
5. Brèche "noduleuse" à ciment argileux abondant
6. Brèche "noduleuse" à éléments micritiques
7. Micrite hétérogène
8. Calcarénite à ciment calcaréo-argileux et siliceux à Radiolaires.
9. Micrite siliceuse à Radiolaires calcitisés et siliceux.



OXFORDIEN | **OXF Sup** | **KIMMERIDGIEN** — **TITHONIQUE MOYEN**

Tours du CUCHON

11 Fig.A-12



Echelle en m	Couleur	Discontinuités	Figures sédimentaires	Fossiles	N° échantillons
40	G				(76) - 576
38	B				- 575
36	J/V				- 574
34	V				-
32	J				-
30	G				- 570
28		G	G		-
26					- 566
24					- 563
22	Gb				- 565
20					- 564
18					- 562
16	G				- 561
14					- 560
12	Gb				- 559
10					- 557
8					- 555
6					- 554
4					- 553
2					-
0					- 550

Microfaciès	ANALYSE											Divers										
	% Carbonates	Figures sédimentaires / Clastes	Quartz détritique	Phyllites	Autres détritiques	Minéraux opaques	Silicifications	Autres diagenèses	Echinodermes	Foram. benthiques	Ammonites		Aptychus	Lamellibranches	Foram. planct. jurassiq.	Saccocoma	Calpionelles	Foram. planct. crétacés	Foram. planct. tertiaires	Radiolaires	% Si des Radiolaires	
3																						X
3																						X
2																						X
3																						X
9																						X
9																						X
8																						X
3																						X
3																						X
3																						X
5																						X
6																						X
6																						X
6																						X
7																						X
3																						X
3																						X
3																						X
6																						X
6																						X
6																						X
5																						X
4																						X
2																						X
3																						X
1																						X
1																						X

▽ *Nodosariidae*
 ○ *Kilianinos*
 ▽ *Faune littorale*

Coupe des Tours du Cuchon (suite).

4. Les calcaires à cherts : la seule légère différence tient à un pourcentage de Calpionelles en lame mince légèrement plus élevé qu'à l'Arche.

5. Les calcaires et calcschistes du Crétacé inférieur : C'est la même série monotone ; l'étude des nannofaunes des interlits marneux permettrait sans doute de préciser la stratigraphie. Le sommet de l'unité, ne montre pas de bancs glissés.

6. Schistes et brèches : les apports grossiers se limitent à de gros blocs métriques de Trias et Dogger dispersés dans les schistes noirs. Il n'y a pas de niveau franchement bréchiq. Les foraminifères donnent un âge Cénomanién.

7. Le "Flysch" d'Anelle (20 m) : seuls les 20 premiers mètres sont observables puisqu'il est tronqué par les schistes oxfordiens de l'unité de Piolit-Rouanne-Haute. Les séquences (cf. p. 123) sont de type turbidite fine ou calcarénite-marnes, assez rarement des turbidites grossières. Il n'y a pas de niveaux conglomératiques contrairement à l'Arche. Les foraminifères donnent un âge Sénonien inférieur. L'échantillon 76.608 serait d'âge Santonien puisqu'on y trouve une forme conique de *Globotruncana sigali*.

Liste des foraminifères planctoniques déterminés dans le flysch.

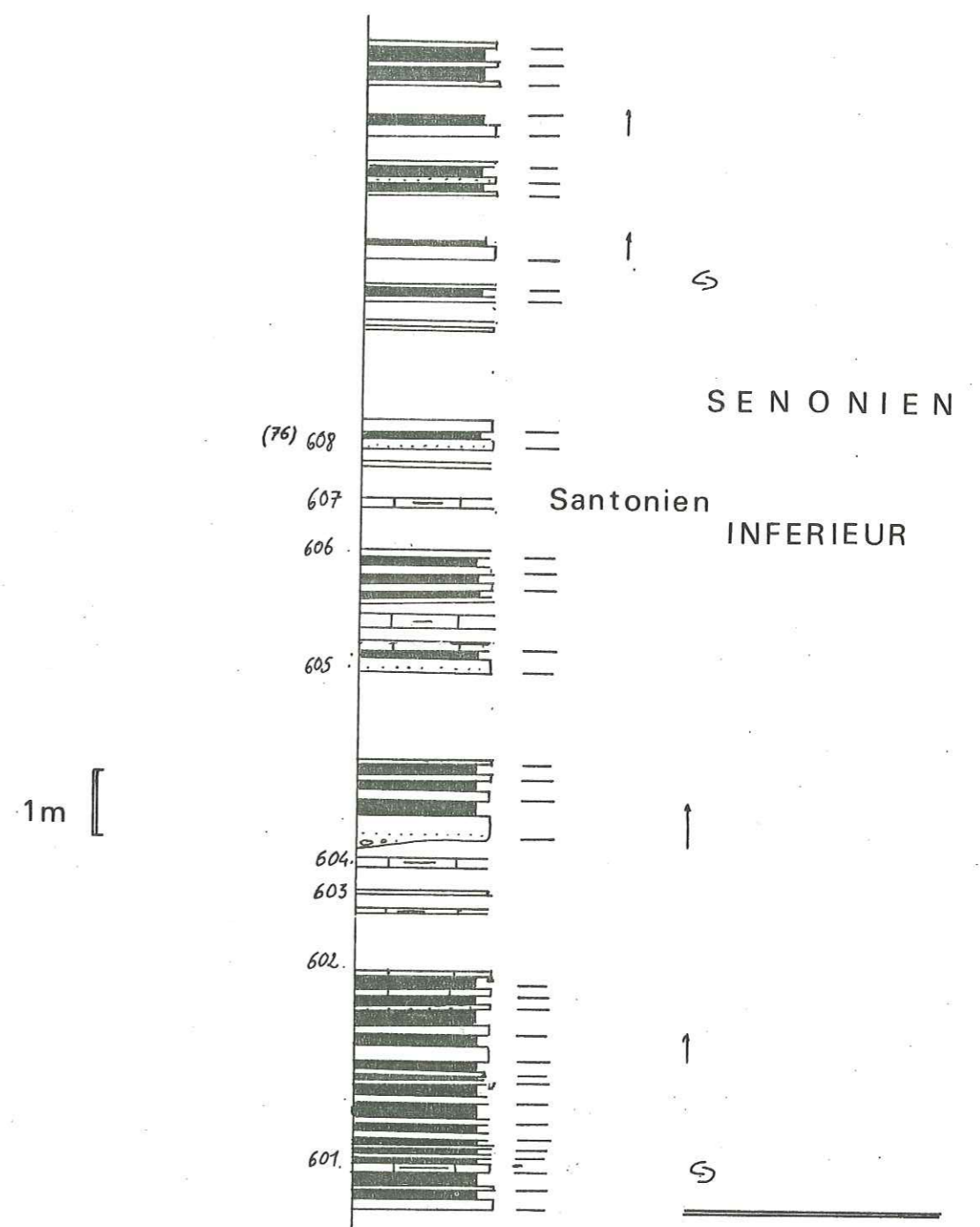
- 77.601 *Globotruncana arca*, *G. convexa*, *G. inflata*
- 602 *G. angusticarinata*, *G. coronata*, *G. linnei*
- 603 *G. sigali*, *G. linnei*, *G. coronata*
- 604 *G. linnei*
- 605 *G. linnei*, *G. lapparenti* (morceau)
- 607 *G. convexa*, *G. arca*, forme conique de *sigali* (Santonien).

Légendes des microfaciès

- 3. Micrite à Radiolaires
- 10. Phyllite
- 11. Silt et micrite à foraminifères à loges remplies de matériel opaque
- 12. Brèche
- 13. Calcarénite à foraminifères, "microslumps".

Tours du CUCHON

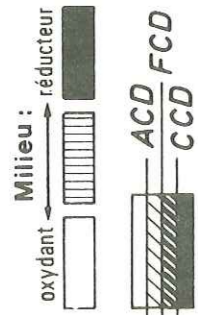
«Flysch de L'Aiguille» Fig. A-14



1m [

12

ALB. Sup.-CEN.
SYMBLES LITHOLOGIQUES v. p. 227

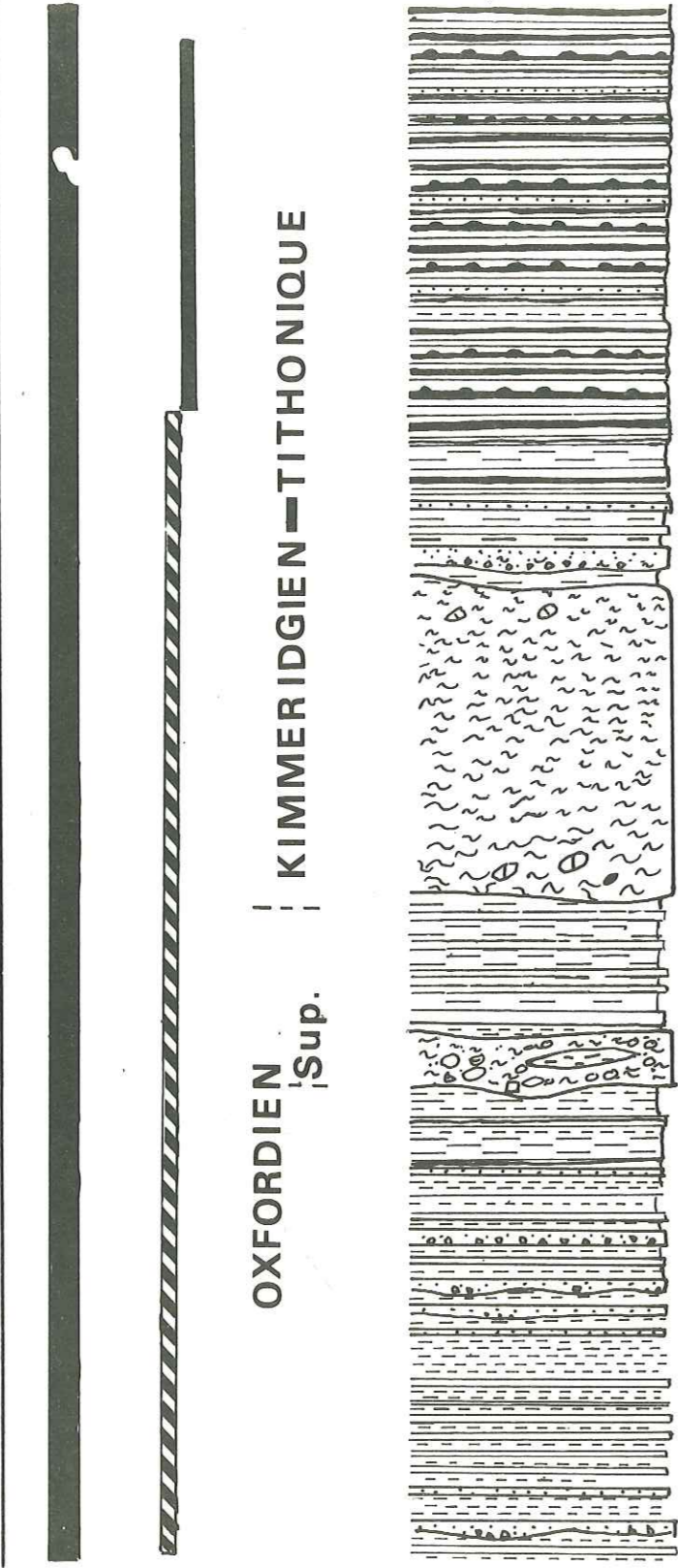


OXFORDIEN ^{Sup.} | KIMMERIDGIEN - TITHONIQUE

L'ARCHE

12

Fig. A-15



Echelle en m	Couleur	Discontinuités	Figures sédimentaires	Fossiles	N° échantillons
42	G				- 686 (??)
40	J				- 685
38	V/J				-
36	O				-
34	N/J				-
32	J				- 680
30	J				-
28	G				- 677
26	J				-
24	Gb				-
22					-
20					- 675
18	J				-
16	G				- 672
14	V				- 670 669
12	V				-
10	V				-
8	N				- 665
6	B				-
4	N				-
2	M				- 660

ANALYSE MICROGRAPHIQUE

Microfaciès	% Carbonates	Figures sédimentaires / Clastes	Quartz détritique	Phyllites	Autres détritiques	Minéraux opaques	Silicifications	Autres diagenèses	Echinodermes	Foram. benthiques	Ammonites	Aptychus	Lamellibranches	Foram. planct. jurassiq.	Saccocoma	Calpionelles	Foram. planct. crétaçés	Foram. planct. tertiaires	Radiolaires	% Si des Radiolaires	Phosphate	Divers
3																						
7																						
7 8 7																						
3																						
3																						
3/2																						
5 6																						
6																						
6 5 3/2																						
3																						
4 3 3																						
3																						
2																						
4																						
1																						
1																						
3																						
2																						
1																						

Trocholines

12. Coupe de l'Arche.

Elle a été décrite au début du chapitre 2. comme coupe-type. Son étude ne sera donc pas reprise ici.

Légende des microfaciès

- 1) Grès
- 2) Silt
- 3) Micrite
- 4) Microbrèche
- 5) Brèche
- 6) Brèche noduleuse
- 7) Calcaire siliceux
- 8) Silice cryptocristalline
- 9) Chert microcristallin
- 10) Micrite à Radiolaires
- 11) Micrite argileuse
- 12) Calcarénite
- 13) Micrite à foraminifères planctoniques
- 14) Lumachelle

Liste des faunes

A. Nannofaunes (C. MULLER)

Valanginien-Hauterivien : (éch. 77-169 à 172)

Watznaueria barnesea, *W. communis*, *W. britannica*, *Cyclagelosphaera deflandrei*, *Nannoconnus colomii*, *Cruciellipsis cuvillieri*, *Parhabdolithus embergeri*, rares *Micrantholithus obtusus* et *Manivitella pemmatoides*.

Barrémien : (éch. 77-238 et 239)

M. hoschulzi, *N. colomii*, *P. embergeri*, *W. barneasae*.

Albien supérieur Cénomaniens inférieur (éch. 77-176 à 180)

Eiffelithus turriseiffeli, *Zygodiscus diplogrammus*, *Prediscosphaera cretacea*, *M. pemmatoides*, *P. splendens*, *W. britannica*, *W. barnesea*.

Sénonien inférieur (Santonien ?)

Tetralithus pyramidus, *Eiffelithus turriseiffeli*, *P. cretacea*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *W. barnesea*.

Campanien (éch. 77-309)

Broinsonia parca, *Arkangelskiella cymbiformis*, *Gartnerago obliquum*, *Cribosphaera ehrenbergi*, *Cretarhabdus crenulatus*, *M. staurophora*.

B. Foraminifères planctoniques (J. SIGAL)

Albien Cénomaniens : (éch. 76-714 à 716)

Globotruncana appenninica, *G. cushmani*, *Rotalipora* sp.

Sénonien inférieur (éch. 76-718 à 722)

G. lapparenti, *G. linnei*, *G. sigali*.

Campanien (éch. 76-640 à 645)

G. stuarti, *G. lapparenti*, *G. bulloides*, *G. fornicata*.

Maestrichtien (éch. 76-637 & 638)

G. marginata, *G. arca*, *G. linnei*, *G. lapparenti*, *G. contusa*.

- UNITE DE PIOLIT - ROUANNE-BASSE -

Les trois coupes décrites ici confirment l'évolution de la série du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, à savoir des variations latérales sensibles dans l'unité des Terres-Noires et de la "brèche bleue" et une très grande uniformité de l'ensemble calcaréo-siliceux, des calcaires à cherts et des calcaires et calcschistes du Tithonique-Crétacé inférieur.

13. Coupe du Combeau.

Située vers 2000 m d'altitude à 500 m à l'Est de la cabane de Combeau, elle constitue le témoin le plus septentrional de l'unité de Piolit s.l.. Les Terres Noires s'enrichissent vers le haut en microbrèches à éléments micritiques d'aspect noduleux. La "brèche bleue" (3 m) est constituée de deux ensembles, le premier étant assez riche en grains de dolomie et le second montrant la séquence complète : brèche, calcarénite, calcaires fins et calcschistes.

14. Coupe de l'Autane.

Elle est située à 300 m au S.E. de la coupe des Tours du Cuchon, vers 1850 m d'altitude. Le sommet de la formation des Terres Noires est constitué essentiellement de calcarénites et de microbrèches, des figures de charges déformées et probablement glissées s'observent, montrant ainsi l'importance des déformations post-dépôts dans cette unité. Les figures de glissements synsédimentaires sont très nombreuses dans le premier niveau de "brèche bleue" (voir coupe du Cuchon) ce qui lui donne un aspect de véritable faisceau contourné. La "brèche bleue" typique (10 m) ravine légèrement les calcaires et calcschistes sous-jacents.

15. Coupe de Rouanne-Basse.

Elle est située juste avant le verrou Rouanne-Basse, en bordure de la route. La "brèche bleue" a une épaisseur de 10 m. Elle renferme un morceau de banc calcaire de 50 cm qui montre en lame mince une micrite bien stratifiée à Radiolaires et débris de Saccocomas. Ceci montre que le banc était suffisamment induré pour ne pas être déformé au cours du transport de la brèche et constitue un exemple de micrite ordonnée avant son transport.

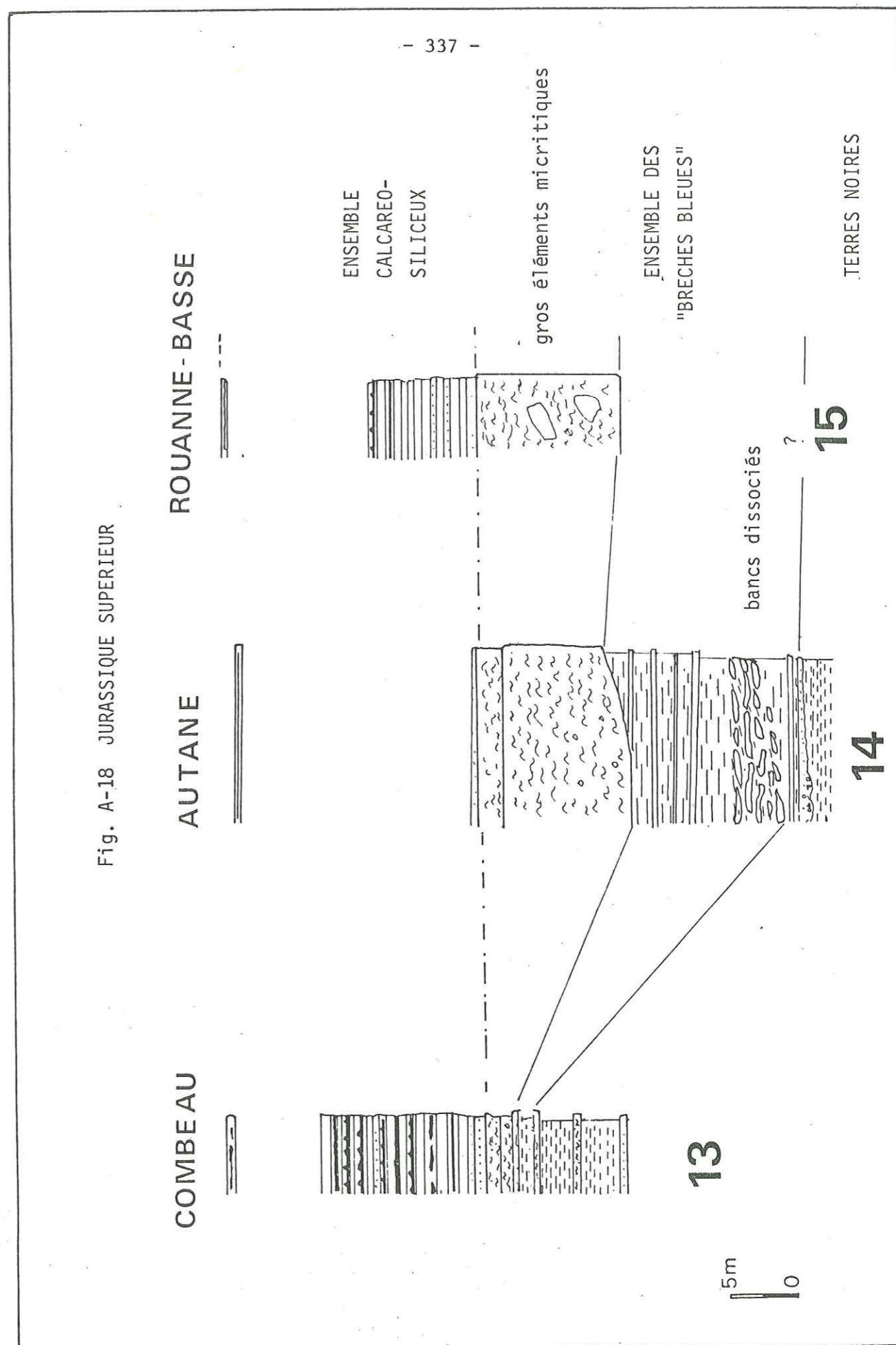


Fig. A-18 JURASSIQUE SUPERIEUR

- UNITE DE PIOLIT - ROUANNE-BASSE -

16. Coupe de l'Aiglière, variations latérales dans le Crétacé.

Cette coupe a été levée dans le flanc inverse du synclinal de l'Aiglière, situé en position externe par rapport à la coupe de l'Arche.

On y observe successivement, au-dessus des calcaires à cherts du Jurassique terminal :

(1) Les calcaires et calcschistes du Crétacé inférieur, identiques à ceux de l'Arche (30 m).

(2) Les schistes noirs et brèches de l'Albien supérieur-Cénomaniens, les brèches sont ici bien développées (5 à 6 m), bien que déformées par la tectonique.

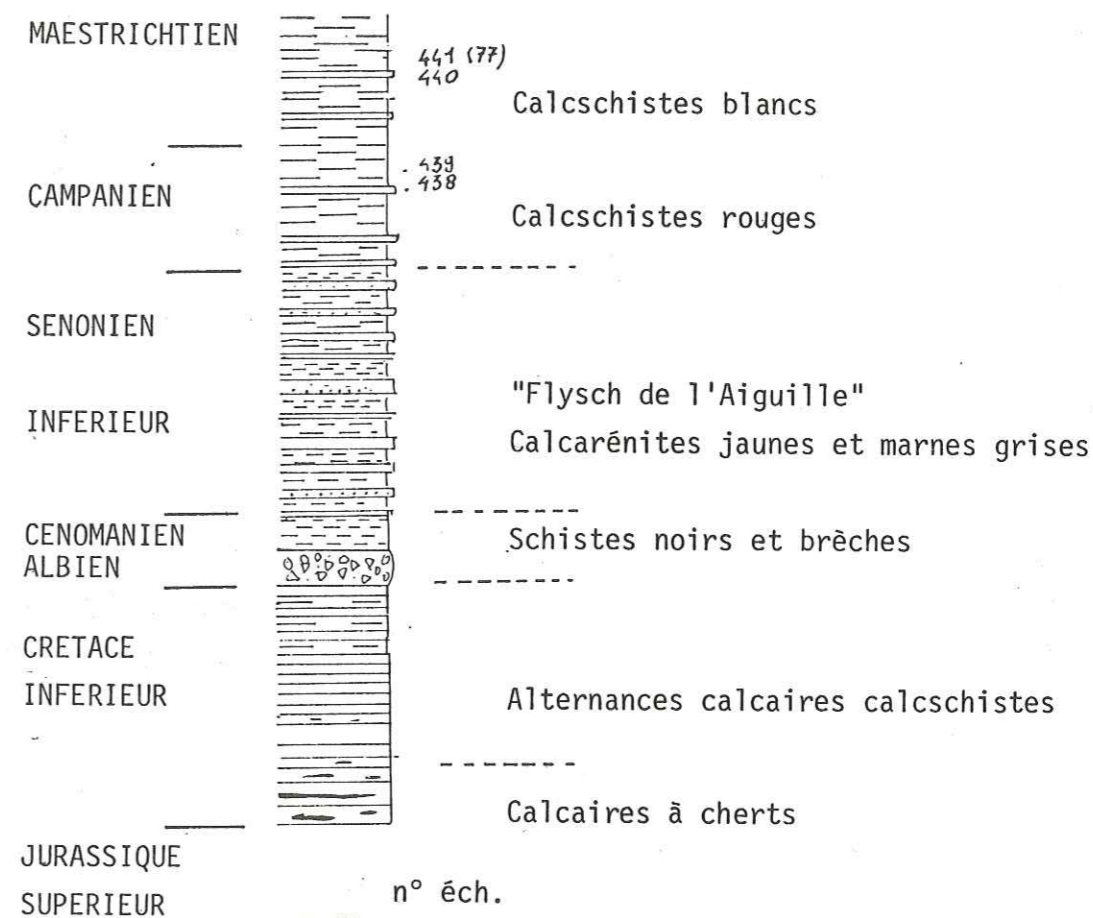
(3) Le flysch de l'Aiguille (50 à 60 m). On y reconnaît des séquences de turbidites fines et des couples calcarénites-marnes, les turbidites grossières sont très rares et il n'y a jamais de brèches. La teneur en marne est plus importante que dans les autres coupes et avoisine 100 % au sommet du flysch. Le flysch de l'Aiguille est donc ici constitué en majorité d'apports fins, qui s'opposent au matériel grossier rencontré à l'Aiguille.

(4) Les calcschistes rouges du Campanien, ici sans calcarénites intercalées.

(5) Les calcschistes du Campanien-Maestrichtien. Au coeur du synclinal, juste sous le sommet, des calcarénites décimétriques s'intercalent dans les calcschistes.

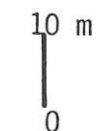
Coupe de L'AIGLIERE

Fig.A.19



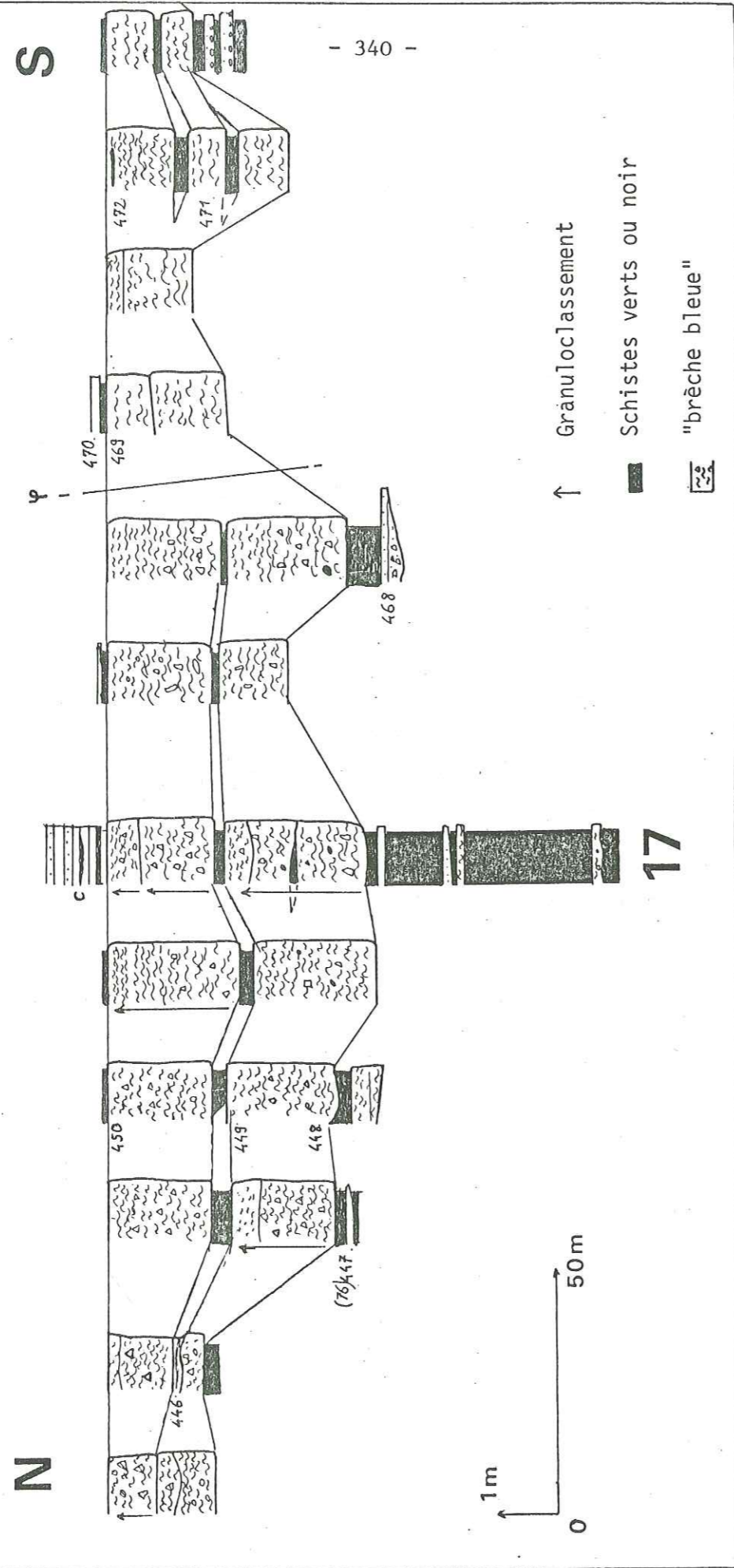
16

n° éch.



Coupes de l'anticlinal de la PLAINE Fig.A-20

JURASSIQUE SUPERIEUR



- UNITE DE PIOLIT - ROUANNE-HAUTE -

17. Coupe de la Plaine. Variations d'épaisseur dans la "brèche bleue".

Située à 500 m au N du col de Chorges et 600 m au N.E. du sommet de Piolit, elle montre certains aspects particuliers du Jurassique supérieur. L'affleurement orienté Nord-Sud, est continu sur plus de 300 m.

1. Les Terres Noires (5 m apparents).

Des microbrèches calcaires ou des calcarénites s'intercalent dans les schistes noirs, puis verts. Elles sont en nombre plus réduit qu'à l'Arche (rapport grès/argile = 0,2).

Des croûtes siliceuses vert-noir, par endroit, centimétriques, se développent aux épontes des microbrèches calcaires, comme dans le faciès des calcaires à Palombini des Appenins. Les microbrèches comportent des dolomies et en majorité des éléments micritiques imbriqués les uns dans les autres, ce qui leur confère un aspect noduleux. Ces éléments peuvent contenir des Posidonomes, des Radiolaires et éventuellement des Protoglobigérines au sommet de la formation. L'épaisseur des bancs peut varier de 10 à 40 cm en quelques mètres (voir fig.A-20). La différence par rapport aux coupes de l'unité de Piolit Rouanne-Basse tient à la plus faible proportion du détritisme grossier et au passage à la "brèche bleue" sans termes de transition.

2. La "brèche bleue".

L'épaisseur est de 2 m environ aux extrémités N et S de l'affleurement et atteint 5 m dans la partie centrale. Une division en deux ensembles, grossièrement granuloclassés, est due à une intercalation marneuse. La surface inférieure du niveau inférieur montre des Belemnites orientées préférentiellement dans une direction Nord-Sud (à 20° près), sans qu'on puisse préciser le sens. L'ensemble bréchique pourrait alors s'interpréter comme un dépôt dans un chenal, dont la largeur serait toutefois beaucoup plus modeste que ne le laisse supposer la configuration de l'affleurement, puisque l'orientation des Belemnites est pratiquement parallèle au plan de coupe.

En lame mince, les deux ensembles se distinguent paléontologiquement par la présence de micrite à Protoglobigérines dans le premier, et l'apparition de micrite à Saccocomidae dans le second, ce qui suggère que leurs dépôts respectifs n'ont pas été simultanés. Comme partout ailleurs les éléments micritiques sont de nature variés, micrite à Posidonomes et Radiolaires, micrite à Protoglobigérines, micrite à Saccocomidae, micrite à Radiolaires, biopelmicrite. Signalons la présence de Kilianina blancheti PFENDER (76.462) d'âge Bathonien supérieur dans une micrite à Radiolaires. Ce foraminifère est connu en place dans le domaine briançonnais s.s. (MERCIER, 1977).

3. L'ensemble calcaréo-siliceux.

L'étude détaillée a été faite au cours du Chapitre II-A. On notera simplement que les calcarénites à fines rides sont en général altérées à la surface, ce qui leur confère un aspect granuleux qui n'a pas de signification granulométrique.

Légende des microfaciès

- 1) Brèche à ciment argilo-sparitique rouille
- 2) Silt argileux
- 3) Brèche noduleux
- 4) Argile noire
- 5) Micrite partiellement altérée à Radiolaires
- 6) Micrite à Radiolaires
- 7) Micrite argileuse à Radiolaires
- 8) Argile silicifiée.

18. Coupe du Col de Chorges-la Plaine.

Cette coupe constitue le prolongement méridional de la coupe précédente (n° 17) et s'observe à proximité de l'arête col de Chorges - sommet de Piolit. La série est représentée depuis les Terres Noires jusqu'à la base du flysch de l'Aiguille. Malheureusement, les différents ensembles sont déformés et leurs rapports obli-
térés par la tectonique.

On peut y reconstituer la série suivante, au-dessus des Terres Noires (1) :

(2) La "Brèche bleue" (1 à 3 m), apparemment constituée d'un seul banc. Elle est riche en galets de dolomie parfois décimétriques.

(3) L'ensemble calcaréo-siliceux, très déformé.

(4) Les calcaires à cherts à Calpionelles (Tithonique supérieur-Berriasien).

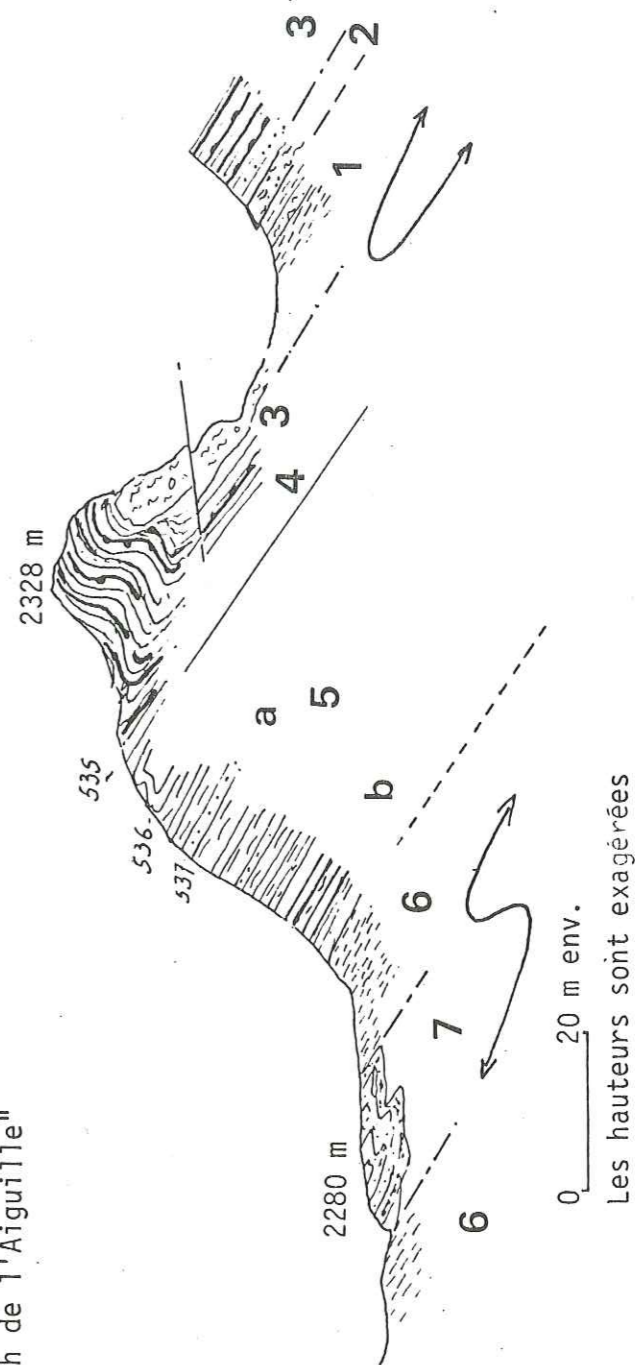
(5) Les calcaires et calcschistes du Crétacé inférieur ; comme à l'Arche il peut s'y intercaler des calcarénites contenant des micrites à Calpionelles ou à Globigérines. Par comparaison avec la série de l'Arche, les bancs relativement fins des deux premiers tiers de la série seraient d'âge Valanginien-Hauterivien (5a), les bancs supérieurs plus épais appartenant au Barrémien (5b).

(6) Les schistes noirs ; ils constituent l'équivalent des schistes et brèches de l'Albien supérieur-Cénomanién. Il n'y a apparemment pas de détritisme grossier.

(7) Le flysch de l'Aiguille, affleurant sur quelques mètres. Il débute par une calcarénite grossière et les calcarénites à rides de courants sont prépondérantes.

Coupe du Col de CHORGES - La PLAINE Fig A-22

- I Terres Noires
- 2 "Brèche bleue"
- 3 Ensemble calcaréo-siliceux
- 4 Calcaires à cherts
- 5 Alternances calcarénites calcaires
- 6 Schistes noirs (black shales)
- 7 "Flysch de l'Aiguille"



- UNITE DE PIOLIT - ROUANNE-HAUTE -

JURASSIQUE SUPERIEUR

Les quatre coupes décrites ci-dessous illustrent les fortes variations latérales dans les "brèches bleues". On rencontre successivement du NW vers le SE sur la même transversale :

19. Coupe du Cuchon-Petite Autane.

Elle est située vers 2200 m d'altitude sur l'arête Cuchon-Petite Autane. Elle montre de bas en haut :

1) Les Terres Noires, à calcarénites et microbrèches. Ces niveaux grossiers ne représentent que 20 % de l'ensemble.

2) L'ensemble des "brèches bleues" (10 m), divisé en deux niveaux :

a. La brèche inférieure, encroûtée à la base. Celle-ci présente les caractères d'un véritable faisceau contourné. En effet, elle est constituée pour partie de morceaux de bancs demi-métriques parfois déformés pris au milieu des éléments micritiques de taille plus réduite. Elle est surmontée par une calcarénite qui nivelle sa surface supérieure.

b. La brèche supérieure. Les éléments micritiques y sont bien classés. A son sommet on observe un banc contourné de calcaire à cherts. Les cherts sont ceux aussi contournés, ce qui montre qu'ils ont subi une déformation plastique précoce.

Entre les deux niveaux de brèches se développe une alternance de calcaires et de calcschistes gris, où s'intercalent de rares calcarénites.

3) L'ensemble calcaréo-siliceux (8 m)

4) Les calcaires à cherts.

20. Coupe de Clot la Bourre.

Elle est située à 1850 m d'altitude, à 100 m au Sud de la cabane 1876.

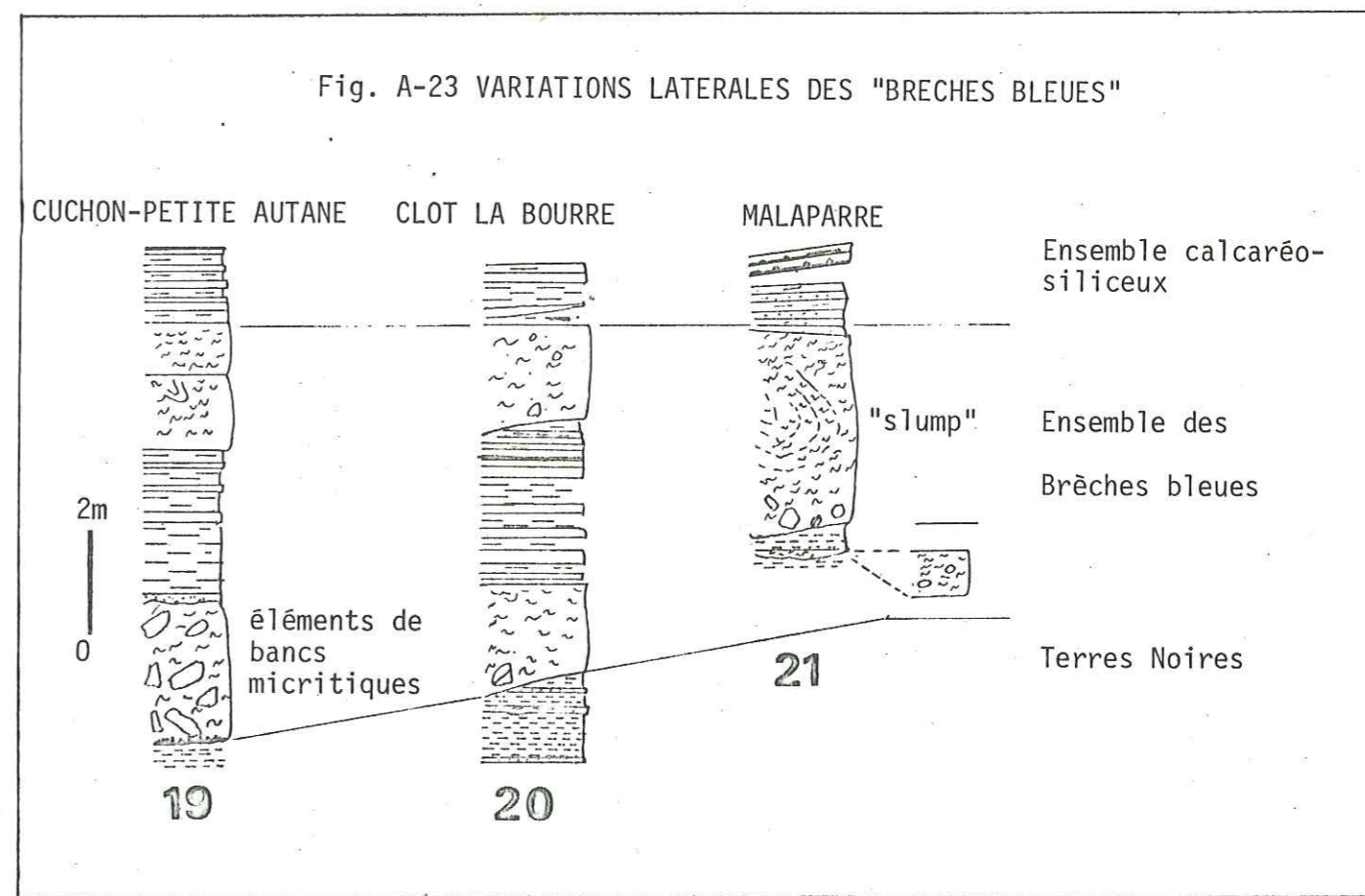
1) Les Terres Noires : les calcarénites sont très abondantes au sommet.

2) L'ensemble des "brèches bleues". Là encore, on trouve deux corps de brèches séparées par des calcaires et des calcschistes, ici légèrement siliceux. Le niveau inférieur, encroûté, ravine nettement les Terres Noires ; on y trouve des blocs de dolomie décimétriques. La brèche supérieure est surmontée par une séquence calcarénite-calcaire calcschiste.

21. Coupe de Malaparré, la discordance.

Elle est située vers 1900 m, à la source du premier affluent rive droite du torrent de Courou. A cet endroit, il n'y a plus qu'un seul corps de "brèche bleue", riche en grains de dolomies à la base ; une figure de contournement s'y dessine. Localement, on observe une discordance de l'ensemble calcaréo-siliceux sur la "brèche bleue". Celle-ci est accentuée par une faille datant probablement de l'orogénèse alpine ; aussi il est difficile d'évaluer l'amplitude exacte du phénomène au moment du dépôt de l'ensemble calcaréo-siliceux.

Fig. A-23 VARIATIONS LATÉRALES DES "BRÈCHES BLEUES"



Jurassique supérieur

Les deux coupes 22 et 23 sont situées respectivement sur les versants Ouest et Sud de l'arête dite Rey Térouvières. Elles illustrent une morphologie de pente en gradins qui a fonctionné du Bathonien supérieur environ au Tithonique.

22. Coupe de Rey Térouvières Ouest.

La série, très réduite, montre, reposant sur les calcaires oolitiques de la Rouanne :

- 1) Les Terres Noires (2 m),
- 2) Un niveau de "brèche bleue" (3 m),
- 3) L'ensemble calcaréo-siliceux, réduit : 5 m,
- 4) 3 m de calcaires à cherts du Tithonique supérieur Berriasien,
- 5) 20 m au moins de calcaires blancs du Crétacé inférieur.

23. Coupe de Rey Térouvières Sud. (100 m au SW de la coupe 22).

Les Terres Noires se réduisent à des lentilles situées dans les creux de la surface supérieure des calcaires de la Rouanne ; la "brèche bleue" a disparu. L'ensemble calcaréo-siliceux, reposant sur les calcaires oolitiques, présente à la base des figures de glissements synsédimentaires où l'on distingue des bancs de calcaires siliceux et de cherts brisés, montrant ainsi une induration précoce. Les autres termes ne sont pas modifiés.

Morphologie de pente en gradins.

Ces deux coupes sont séparées par une faille qui décale le calcaire de la Rouanne de 5 m environ vers le haut dans la partie Est. Par contre les calcaires à cherts ne semblent pas avoir été affectés par cette faille.

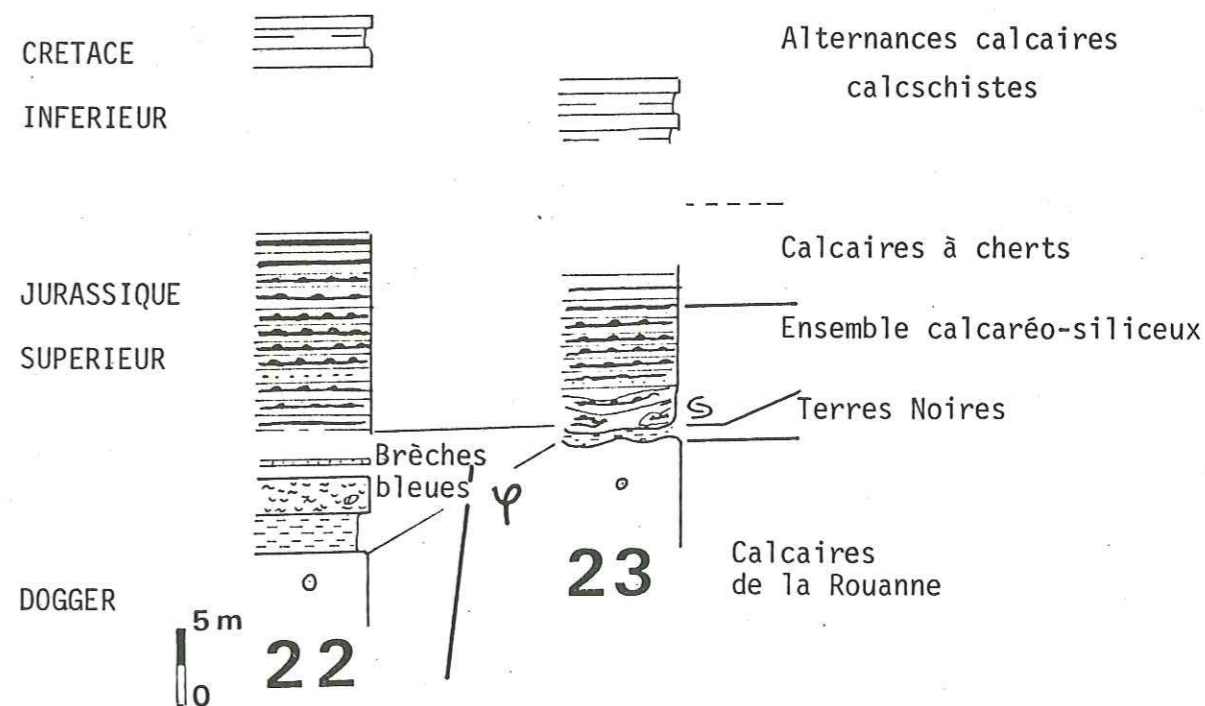
Il semble donc que cette faille ait fonctionné au Jurassique supérieur et même dès le Callovien, pendant la sédimentation des Terres Noires et de la "brèche bleue". Cette faille synsédimentaire expliquerait en partie la disparition de ces termes dans la coupe sud-orientale.

D'autre part, l'absence des calcaires à posidonomes, la réduction, voire l'absence, des Terres Noires et de l'ensemble des "brèches bleues", la présence de "slumps" à la base de l'ensemble calcaréo-siliceux sont probablement le résultat de l'érosion par glissement sur une pente. Celle-ci, accentuée par des gradins (faille) aurait fonctionné depuis le Bathonien supérieur jusqu'au Tithonique, où le comblement des reliefs créés lors de la phase d'effondrement est pratiquement achevé.

REY TEROUVIERES

Fig. A 24

FAILLE SYNSEDIMENTAIRE PROBABLE



24. Coupe du torrent du Jas-Cerisier.

Cette coupe s'observe dans le lit du torrent du Jas-Cerisier entre 1950 m et 2050 m d'altitude. Elle constitue le prolongement de la coupe du Jurassique moyen. (fig. 9, p. 39).

Ses caractéristiques principales sont, en montant dans la série :

- Réduction du Jurassique supérieur, qui ne dépasse pas 10 m d'épaisseur. Les quatre principaux termes : terres noires, "brèche bleue", ensemble calcaréo-siliceux, calcaires à cherts sont représentés en rive gauche du torrent. Leur absence en rive droite a probablement une cause tectonique ; une faille orientée NW-SE met en contact direct les calcaires blancs du Crétacé inférieur sur la brèche du Jas-Cerisier.

- Crétacé inférieur épais : 40 à 45 m. les vingt derniers mètres ont été datés du Barrémien grâce aux nannofossiles : *N. colomi*, *W. barnesae*, *P. embergeri*. Les calcarénites et microbrèches qui s'intercalent à tous les niveaux dans la série sont plus fréquents qu'à l'Arche.

- Présence de silts jaunes verts ou noirs d'âge Albien-Cénomaniens probable (10 m) passant progressivement à des calcschistes vers le haut.

- Présence d'olistolites de calcaires du Jurassique moyen et de passées silteuses dans les calcschistes du Crétacé supérieur. Le défaut d'organisation du matériel détritique suggère son origine proximale. Sa mise en place est contemporaine du "flysch" sénonien de l'Aiguille, lui plus distal. La lacune du Turonien au Jas-Cerisier n'a pu être caractérisée avec certitude comme elle l'a été à l'Aiguille.

Légende des microfaciès

- 1 : Micrite à radiolaires
- 2 : Microbrèche
- 3 : Micrite argileuse
- 4 : Argile
- 5 : Micrite à foraminifères planctoniques (*foram-nanno-ooze*).

UNITE DE PIOLIT - ROUANNE-HAUTE -

Les coupes décrites ici appartiennent à la même écaïlle tectonique que la coupe du Jas-Cerisier. Elles montrent les variations des termes Jurassique supérieur Crétacé inférieur vers le Sud sur un km environ.

Jusqu'au torrent passant à 50 m au Nord du point coté 2090, la succession observée en rive gauche du torrent du Jas-Cerisier reste valable, le Jurassique supérieur s'épaissant légèrement (15 m environ). Par contre, dans le torrent, on observe une succession énigmatique :

25. Coupe du torrent du point coté 2090

La série montre, sur la brèche du Jas-Cerisier :

1. Calcschistes marneux très comparables aux calcaires à posidonomies.
2. "Brèche bleue" contenant des galets de dolomie, de silex et de micrite à *Saccocoma* : 1,50 m
3. Terres Noires emballant des lentilles de "brèche bleue" remaniées (1m)
4. Calcaires blancs et calcschistes en bancs dont le faciès est en tous points identique à celui des calcaires du Crétacé inférieur : micrite à Radiolaires (7 m). Vers le milieu, on observe une lentille de Terres Noires
5. En contact franc sur les calcaires blancs vient l'ensemble calcaréo-siliceux.

Plusieurs interprétations sont envisageables :

- 1) Les termes 1 et 4 respectivement sont effectivement des calcaires à *Cancellophycus* et des calcaires blancs du Crétacé inférieur respectivement, comme le suggèrent des analogies de faciès frappantes. La superposition des termes est alors anormale : ensemble calcaréo-siliceux au-dessus des calcaires blancs, calcaires à posidonomies sur la brèche du Jas-Cerisier et résulte d'un écaillage tectonique, fortement probable dans ce secteur.
- 2) Les termes 2 à 4 sont d'âge Jurassique supérieur et constituent de ce fait l'équivalent latéral des Terres Noires et de la "brèche bleue" puis que cette succession est surmontée par l'ensemble calcaréo-siliceux dans la série normale. La forme lenticulaire des différents corps sédimentaires : schistes noirs, brèches, et certaines superpositions anormales s'expliqueraient bien dans un contexte de sédimentation sur une pente, dont l'existence semble probable à ces époques dans l'unité de Piolit-Rouanne-Haute.

26. Coupe de la cime de l'Ane 1950

Elle est située à un km au Sud de la coupe du torrent du Jas-Cerisier, à 300 m à l'Ouest de la cime de l'Ane.

Son originalité tient à :

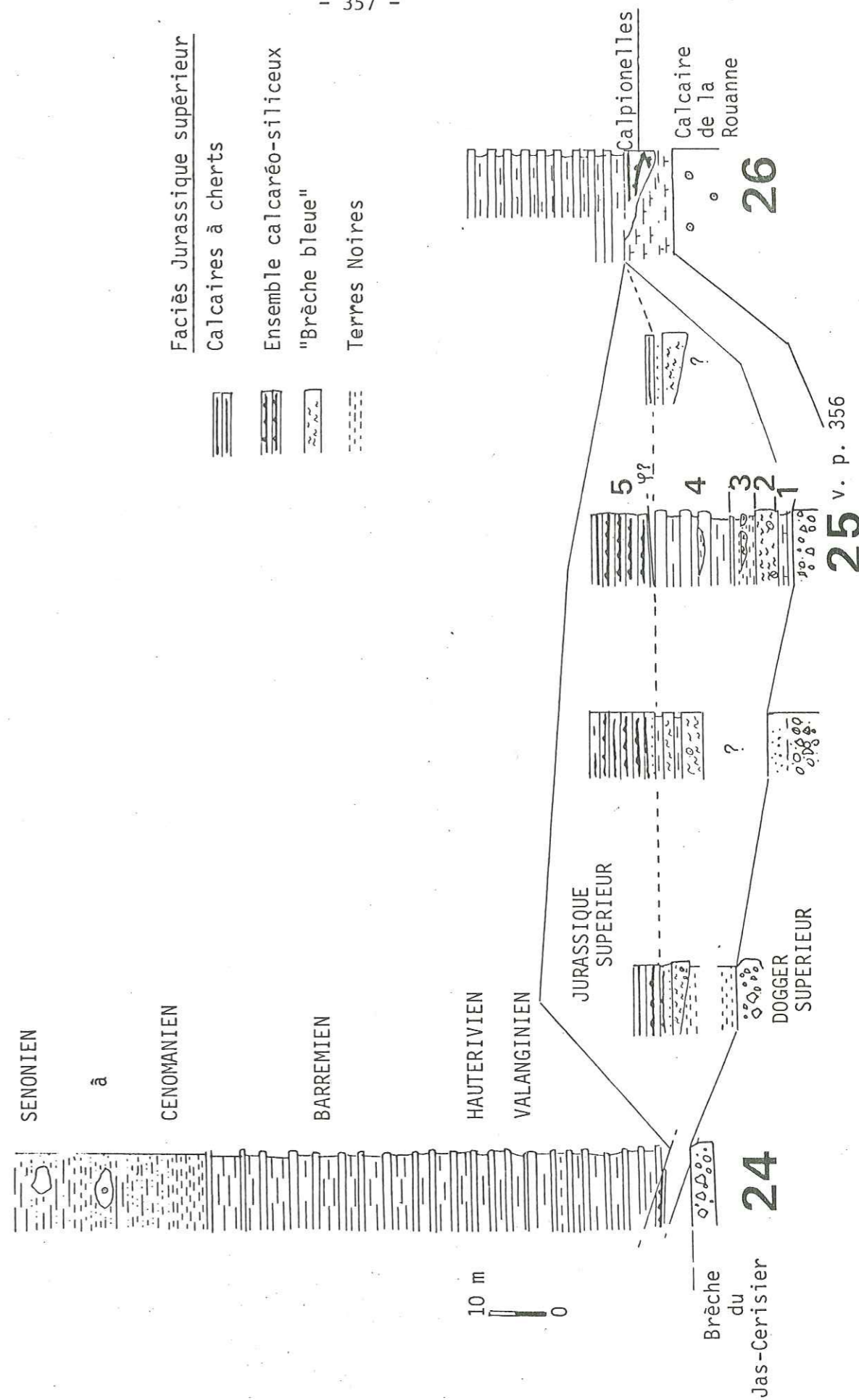
-L'absence de la brèche du Jas-Cerisier, des Terres Noires et de l'ensemble de "brèches bleues", mettant ainsi en contact l'ensemble calcaréo-siliceux sur les calcaires à posidonomies.

-La réduction du complexe ensemble calcaréo-siliceux calcaires à cherts à un ensemble peu épais (3 m) de calcaires micritiques à cherts verts ou noirs très contournés et brisés (glissements synsédimentaires), où s'observent des Calpionelles. Latéralement, cet ensemble disparaît.

-La grande épaisseur relative des calcaires blancs du Crétacé inférieur.

Elle illustre ainsi les phénomènes d'érosion et de glissements synsédimentaires pendant tout le Jurassique supérieur et le comblement des reliefs au Crétacé inférieur.

COUPES DU TORRENT DU JAS-CERISIER, POINT COTE 2090 ET CIME DE L'ANE 1950 FIG. A. 26



- UNITE DE PIOLIT - ROUANNE-HAUTE -

Ecaille interne septentrionale

La série stratigraphique de l'écaille la plus interne de l'unité de Piolit dans le massif des Autanes présente des lacunes et des condensations. Elle rappelle en cela les séries des unités de S^t Apollinaire et de la Martinasse. Deux coupes serviront d'exemple :

27. Coupe supérieure du torrent du Jas-Cerisier.

Elle se trouve vers 2100 m d'altitude, dans le torrent, au-dessus de la coupe n° 25.

Les faits à retenir sont :

-Variations latérales très rapides et condensations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur : en rive droite du torrent, les Terres Noires sont visibles dans une dépression de la surface supérieure des calcaires de la Rouanne ; l'ensemble calcaréo-siliceux scellant la dépression. En rive gauche, une lentille de brèche bleue s'intercale entre ces deux termes. L'ensemble de la série, Crétacé inférieur compris, ne dépasse pas 20 m.

-Réduction du Crétacé supérieur : au-dessus des calcaires blancs viennent des schistes et des calcschistes affleurant mal. L'ensemble, qui ne dépasse pas 20 m, est surmonté par des calcschistes du Paléocène farcis d'olistolites plurimétriques de calcaires de plateforme. Cette réduction peut être le résultat soit d'une condensation stratigraphique du Crétacé supérieur, soit d'une érosion contemporaine de la mise en place des olistolites.

-Présence de Flysch noir : celui-ci repose apparemment en discordance sur les calcschistes paléocènes. Il se présente sous le faciès chaotique du type "wildflysch".

28. Coupe de la cime de l'Ane côte 2000, la lacune.

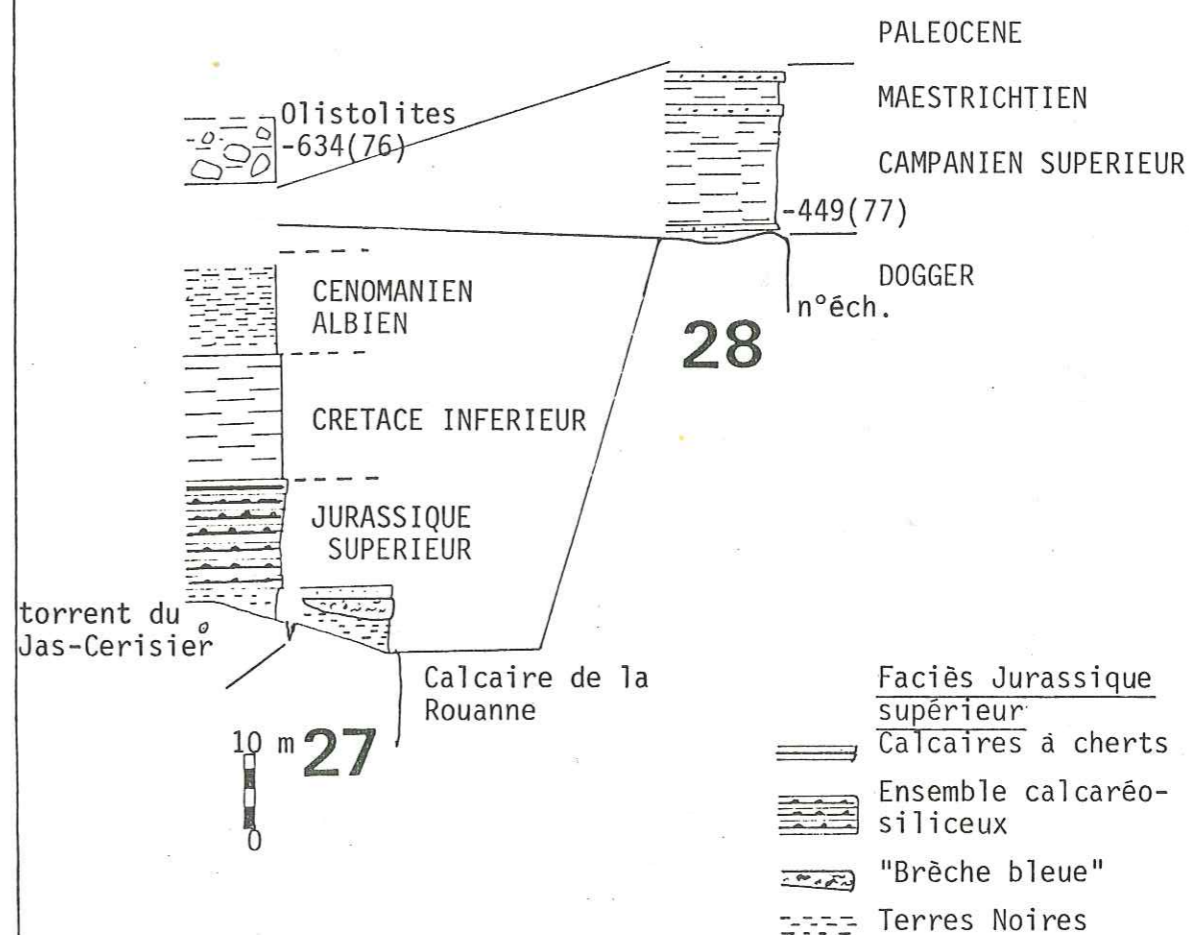
Elle est située 50 m à l'Est de la coupe n° 26 ; On notera :

- Le contact direct des calcschistes du Campanien supérieur-Maestrichtien sur les calcaires de la Rouanne, marquant une lacune du Jurassique supérieur et de la plus grande partie du Crétacé.

- La présence de niveaux gréseux à 80 % de quartz dans les calcschistes, ceci à 10 m au-dessus du contact.

COUPES DU JAS-CERISIER SUPERIEURE ET DE LA CIME DE L'ANE 2000

Fig A 27



- UNITE DE PIOLIT -

PARTIE MERIDIONALE

Quatre coupes ont été levées dans ce domaine où les terrains sont nettement plus déformés que dans le Massif de Piolit. En remontant du Sud vers le Nord, on observe :

29. La coupe de l'arête du Trou de Pancrace.

On peut reconstituer la même série qu'à l'Arche. La "brèche bleue" est toutefois moins épaisse relativement aux autres termes.

30. Coupes du col de la Gardette.

Les couches qui forment l'arête partant du col en direction du sommet de la Pousterle sont fortement plissées. On peut y reconstituer deux séries stratigraphiques :

a. Une série Jurassique supérieur-Crétacé inférieur comparable à celle de l'Arche, mais qui se singularise par l'absence de "brèche bleue", la transition entre les Terres Noires et l'ensemble calcaréo-siliceux s'effectuant par des calcaires micritiques lités.

b. Une série Crétacé avec la succession suivante : 1) calcaires de la Rouanne, 2) schistes noirs et brèches (Albien-Cénomaniens), 3) "Flysch" de l'Aiguille, sans niveaux conglomératiques et plus riche en marnes qu'à l'Arche, 4) calcschistes rouges (Campanien) et 5) calcschistes blancs. Il est impossible de dire si les calcaires de la Rouanne constituent le substratum de la série ou s'il s'agit d'un olistolite. Dans ce dernier cas, on aurait une succession de type l'Arche, où le matériel détritique du "flysch de l'Aiguille", plus fin, serait d'origine plus distale.

31. Coupe de la cabane 2172.

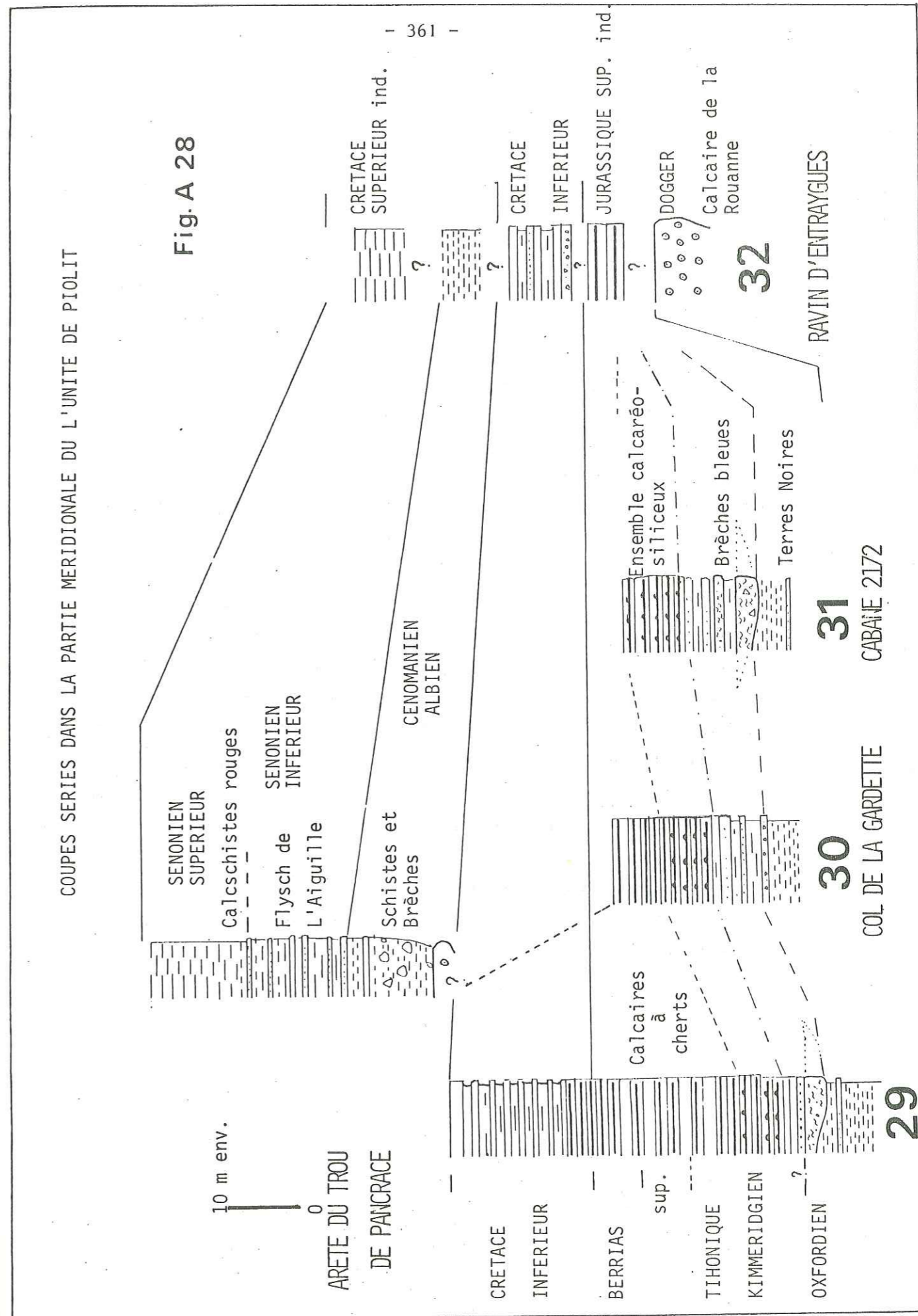
Le Jurassique supérieur affleure 50 m au-dessus de la cabane. Il est très comparable à celui de l'Arche. La "brèche bleue" est bien développée (5 m), les éléments micritiques atteignant parfois 30 cm.

32. Coupe du ravin d'Entraygues.

Aucune coupe continue n'est observable, néanmoins on peut reconstituer la succession suivante :

1. Calcaires de la Rouanne
2. Calcaires à cherts en gros bancs (50 cm) (Jurassique supérieur ?)
3. Calcaires blancs, microbrèches et calcarénites Crétacé inférieur
4. Schistes noirs Albien-Cénomaniens
5. Calcschistes planctoniques Crétacé supérieur

Les termes intermédiaires habituels entre le calcaire de la Rouanne et les calcaires à cherts soit n'affleurent pas, soit sont effectivement absents. Dans ce dernier cas, la succession rappelle celle du torrent du Jas-Cerisier (N° 24). Paléogéographiquement, elle se situerait sur la remontée Nord-Est du bassin de Piolit.



- ECAILLE DE CHATEAUROUX -

33. Coupe de Chateauroux. Jurassique supérieur, Crétacé inférieur.

Cette coupe est visible au bord de la route qui va de Chateauroux au village de S^t Etienne, situé à 2 km au Nord. La série sédimentaire est très comparable à celle de la coupe de l'Arche.

De bas en haut :

- Les Terres Noires (6 m) : c'est l'alternance classique de schistes noirs et de microbrèches, celles-ci augmentant en épaisseur et en fréquence vers le haut.

- L'ensemble des "brèches bleues" (8 m) : un seul niveau de brèche (3 m) est présent. On y observe un élément de banc contourné de calcaire à cherts d'un mètre de dimension. Le chert est contourné. Il est difficile de dire s'il s'agit d'une déformation plastique synsédimentaire, d'une silicification dans un niveau préférentiel déformé ou d'une figure de plissement post-sédimentaire. Cette brèche est surmontée par une fine calcarénite à laquelle fait suite une alternance de calcaires gris bleus et de niveaux marneux.

- L'ensemble calcaréo-siliceux (22 m). Celui-ci est laminé tectoniquement et il est difficile d'y déterminer les séquences observées à l'Arche. Les niveaux verts (cherts cryptocristallins) ont un débit schisteux qui est probablement dû à leur structure originale en feuillet. Ils sont moins fréquents qu'à l'Arche.

- Les calcaires à cherts (18 m). L'intensité des déformations ne permet pas d'observer les calpionelles qui s'y trouvent probablement.

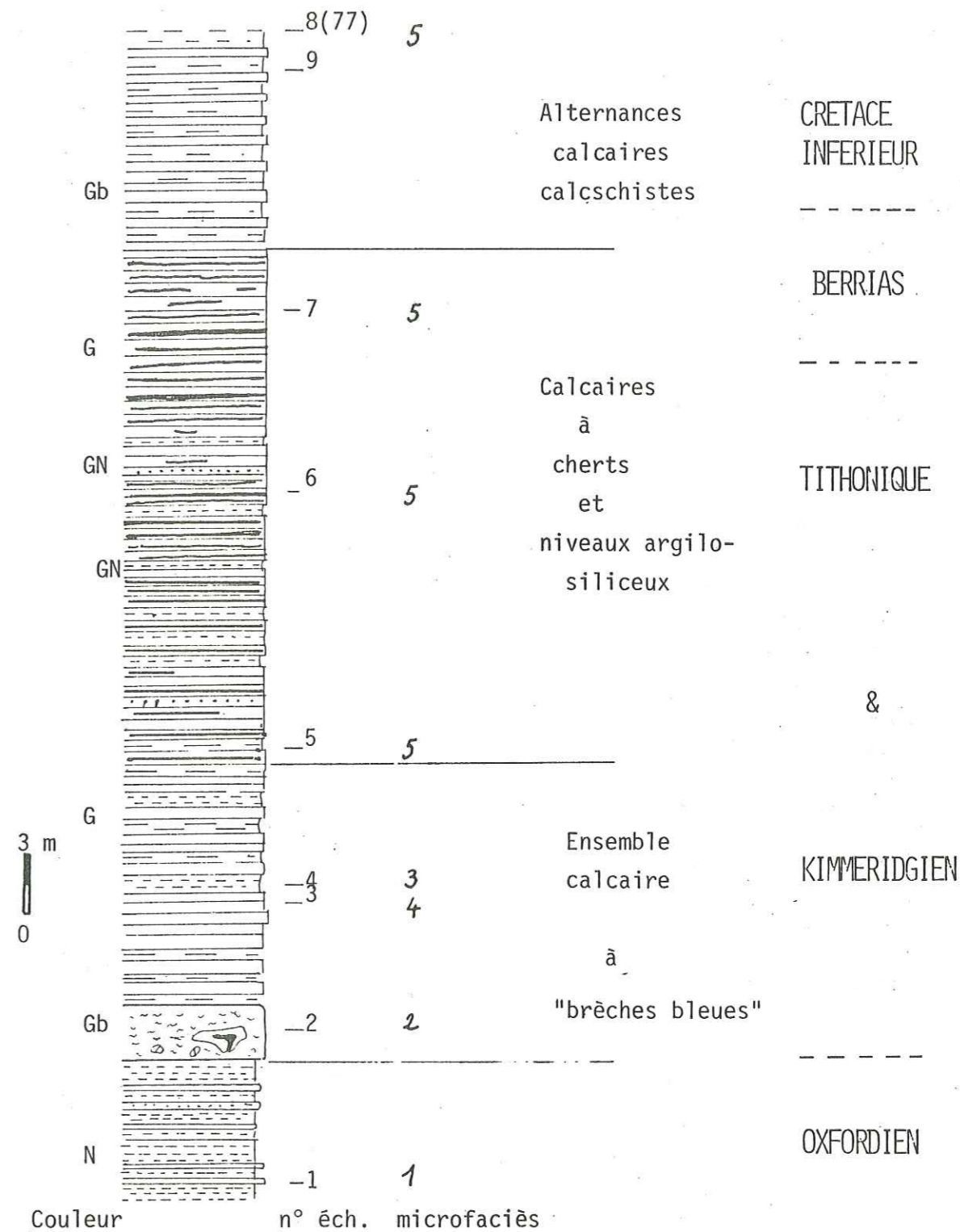
- Les calcaires et calcschistes blancs. L'ensemble est très écrasé et présente un débit schisteux résultant probablement de la forte teneur en argiles. Vers le haut, la couleur des niveaux schisteux devient franchement noire.

Légende des microfaciès

- 1 : Calcarénite recristallisée
- 2 : Brèche noduleuse
- 3 : Micrite argileuse
- 4 : Calcarénite
- 5 : Micrite à radiolaires plus ou moins recristallisée.

CHATEAUROUX

Fig. A 29



- FENETRE DE L'ARGENTIERE -

34. Série de l'Argentière.

La série décrite ici a été reconstituée en mettant bout à bout des coupes partielles levées à proximité du coeur de l'anticlinal de la fenêtre ou sur son flanc occidental. De bas en haut :

- Les Terres Noires : celles-ci sont comme souvent riches en niveaux gréseux souvent granuloclassés. Ceux-ci passent par endroits à de véritables brèches, stratifiées (50 cm), à éléments décimétriques. Des schistes verts courent la formation.

- Un ensemble de calcaires à cherts (20 à 40 m).

A la base, ces calcaires sont interstratifiés avec des calcarénites jaunes et des calcschistes ; on peut alors considérer cette formation comme un empilement de turbidites qui rappellent par leur épaisseur (5 à 10 cm), la taille des grains, la succession calcarénites-calcaires à cherts-calcschistes, celles de l'ensemble calcaréo-siliceux de la coupe de l'Arche ; Toutefois l'ensemble observé ici est plus calcaire et il n'y a pas de niveau siliceux vert.

Dans la partie supérieure, il n'y a plus que des calcaires à cherts en gros bancs, par endroits finement laminés.

Cet ensemble constitue l'équivalent latéral des trois niveaux ("brèches bleues", formation calcaréo-siliceuse et calcaires à cherts) de la coupe de l'Arche. Il représente donc le Jurassique supérieur.

- Une alternance de calcaires blancs et de calcschistes en tous points comparable au Crétacé inférieur de l'Arche. Au sommet, les calcschistes font place à des schistes noirs et les bancs calcaires sont plus épais.

- Un ensemble de schistes et de brèches (10 à 40 m). Les brèches contiennent de rares galets de socle cristallin, des quartzites connues au Trias inférieur en domaine briançonnais, des dolomies et des calcaires du Trias en grande quantité, des calcaires zoogènes du Dogger et des micrites à radiolaires et calpionelles du Malm. Les schistes contiennent des foraminifères planctoniques mal conservés. Cet ensemble est l'équivalent des schistes et brèches de l'Albien-Cénomanién. C'est la "Brèche de l'Argentière" des auteurs (DEBELMAS, 1955).

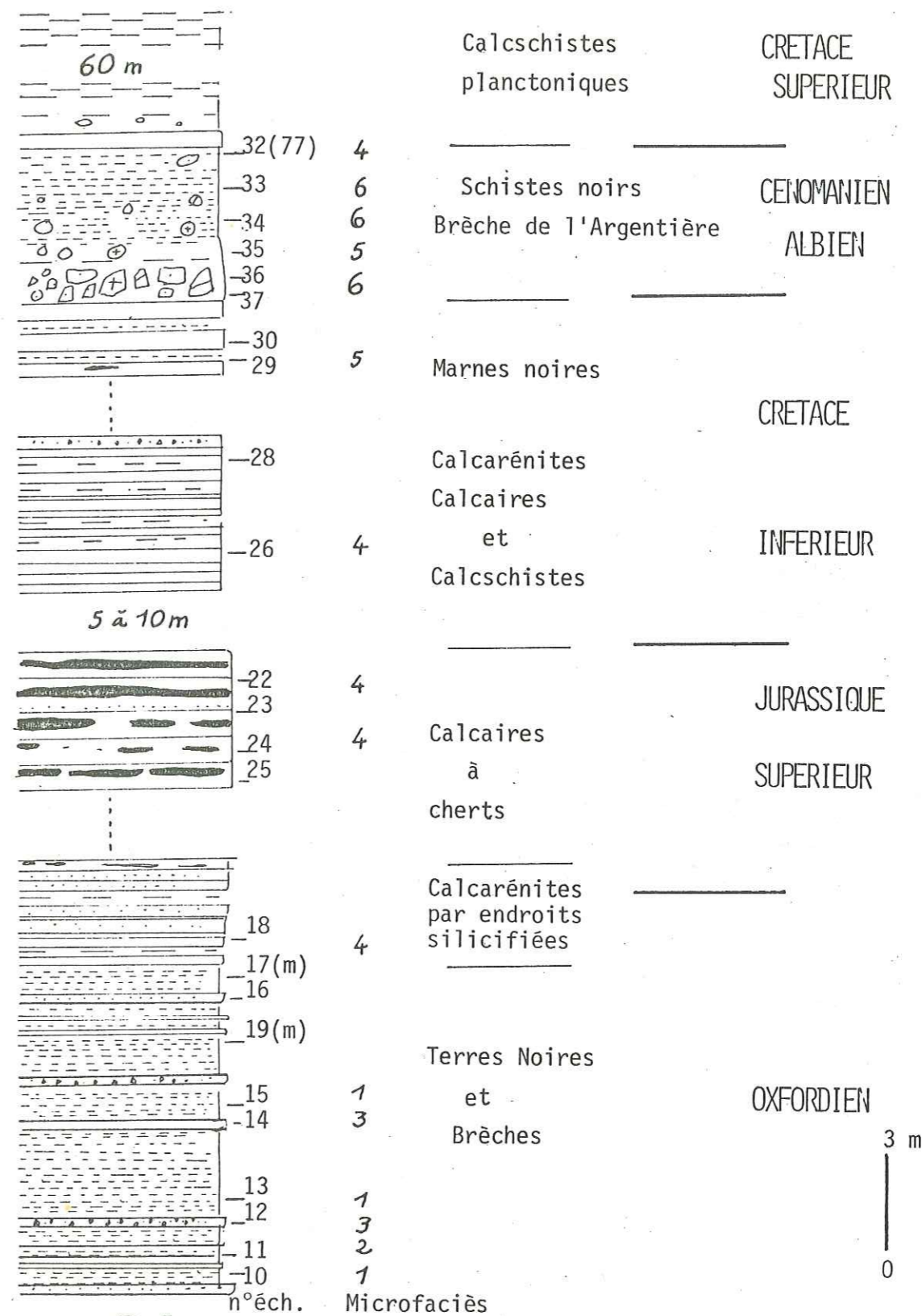
- Une épaisse formation de calcschistes planctoniques (100 à 300 m), beiges ou ocre, d'âge Sénonien inférieur probable. Des passées rouges s'observent parfois dont on ne peut affirmer qu'elles correspondent à un niveau stratigraphique. Il n'a pas été possible de les dater.

Légende des microfaciès de la succession

- 1 : Argile
- 2 : Calcarénite
- 3 : Microbrèche
- 4 : Micrite à radiolaires
- 5 : Sparite et opaques
- 6 : Brèche

L'ARGENTIERE

Fig. A-30



35. Coupe des Avarsines, Jurassique supérieur.

La plupart des termes de la série de l'Arche se retrouvent ici ; seul l'ensemble calcaréo-siliceux n'est pas représenté ; il est remplacé par un ensemble de calcaires à cherts.

La série est la suivante :

-Alternance de schistes verts ou rouges et de calcarénites (3 m), équivalent des Terres Noires. Le matériel détritique est en partie d'origine terrigène (grains de quartz, chlorites, argiles), et provient aussi d'éléments du substratum : calcaires du Dogger et dolomies. Age : Oxfordien ?

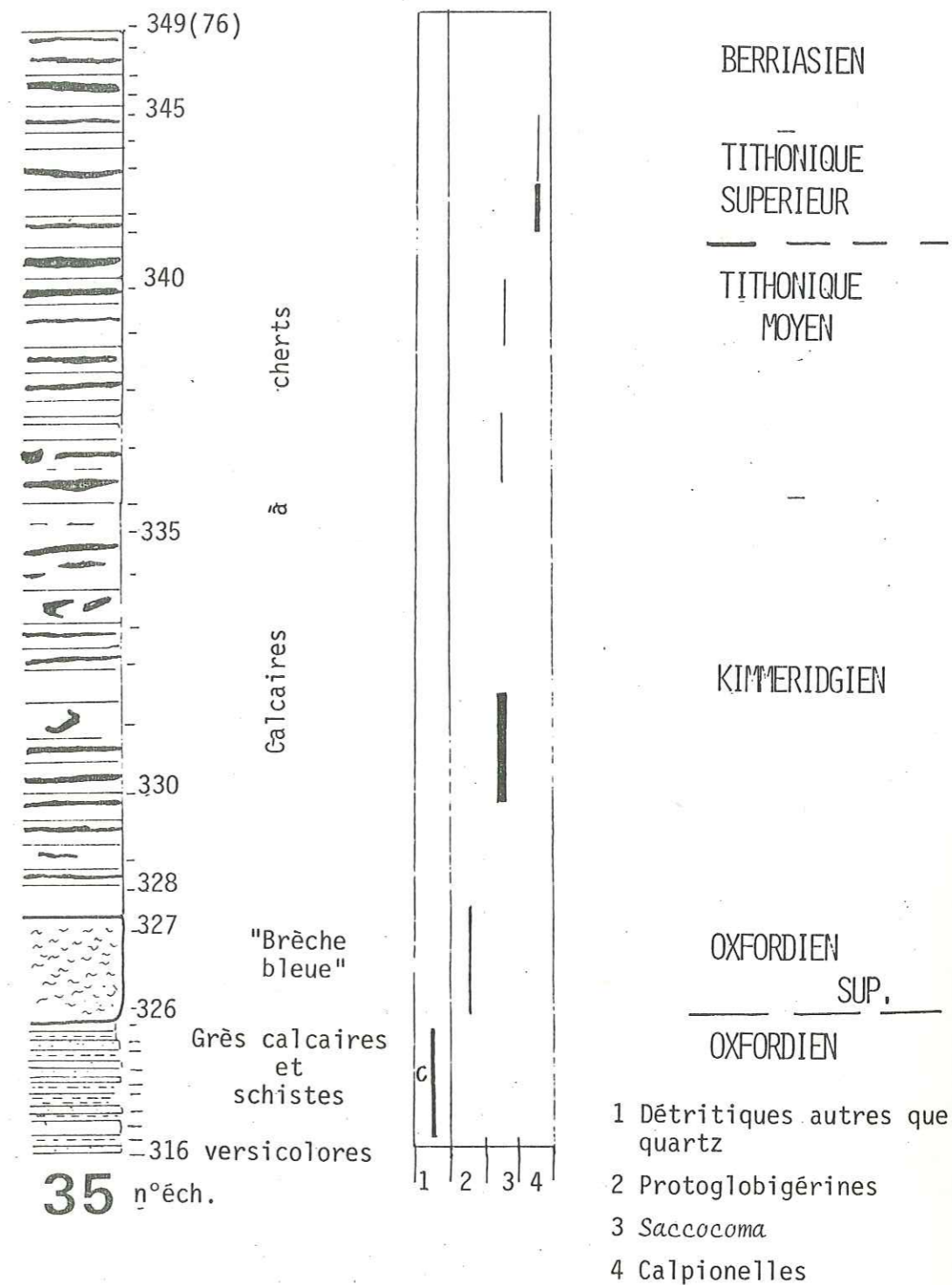
-Brèche bleue (1,50 m). Elle comporte essentiellement des fragments de micrite à protoglobigérines, auxquelles s'ajoutent des galets de dolomie à la base et des éléments remaniés du Dogger : oolites, biomicrites. Age : Oxfordien supérieur-Kimméridgien.

-Calcaires à cherts (13 m). Ce sont des micrites à Radiolaires, à *Saccocomidae* dans la première moitié et à calpionelles dans la seconde. Ces calcaires à *Saccocomidae* constituent l'équivalent latéral de l'ensemble calcaréo-siliceux. La différence de faciès provient de la profondeur de dépôt, située ici au-dessus de la C.C.D.. Age : Kimméridgien à Berriasien.

-20 mètres plus haut environ des alternances calcaires, calcschistes où s'intercalent une brèche (30 cm). Ils correspondent au Crétacé inférieur de l'Arche.

AVARSINES

Fig. A-31



36. Série de la Cucumelle.

L'intense déformation des couches et les nombreux écaillages et redoublements tectoniques dans la série rendent délicate une reconstitution lithostratigraphique.

La série proposée ici a été reconstituée en superposant des coupes partielles et en vérifiant leur continuité latérale.

Cinq termes lithologiques peuvent être différenciés, soit, de bas en haut :

1) Calcaires à cherts, calcschistes et calcarénites fines, qui pourraient représenter en partie le Jurassique supérieur.

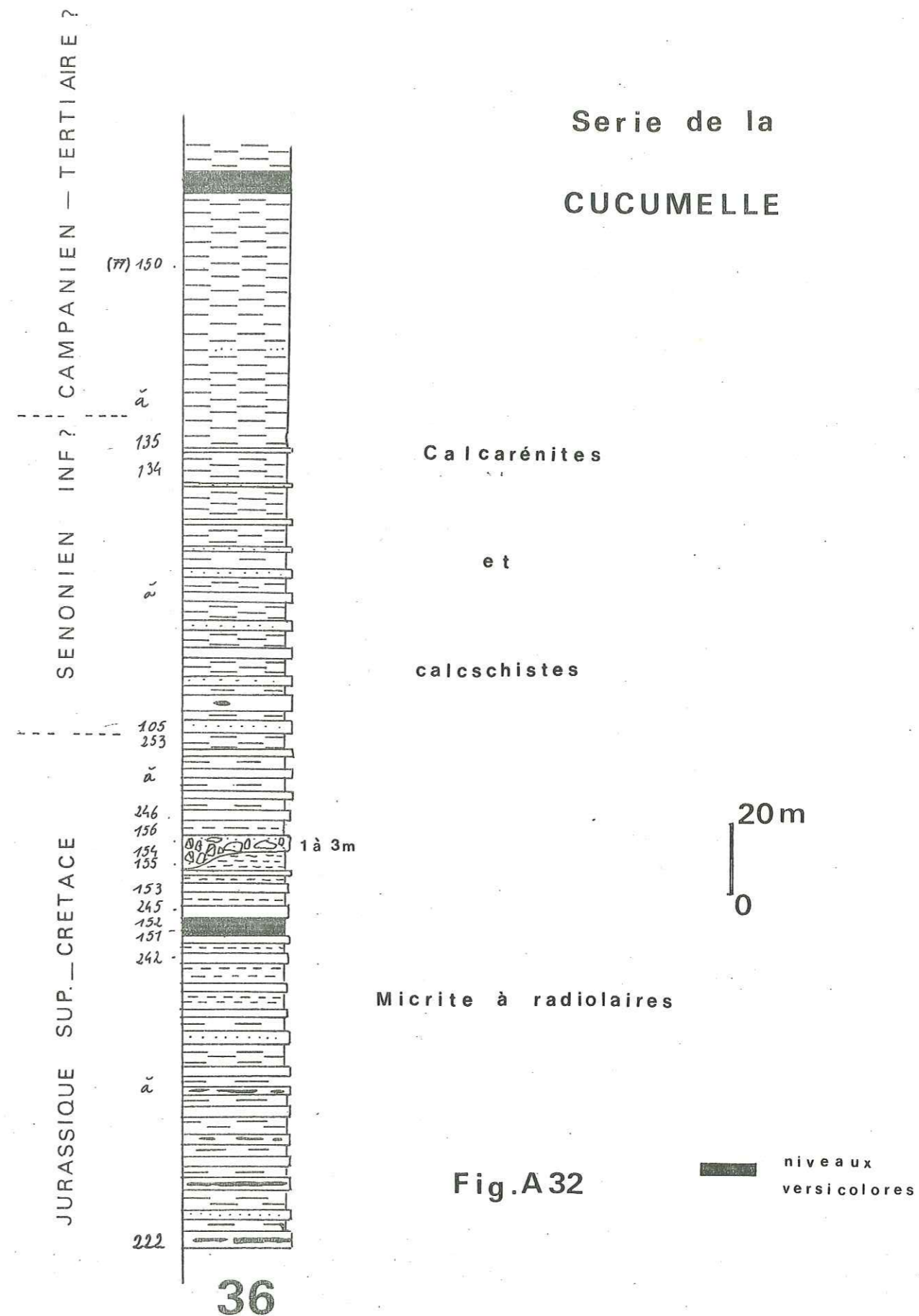
2) Calcaires blancs et calcschistes. Localement, on observe un niveau décimétrique de schistes verts et rouges. Sa position exacte dans la série n'est pas claire. Elle peut en effet faire partie du terme précédent. L'ensemble pourrait représenter le Crétacé inférieur.

3) Un niveau de schistes sombres où s'intercale une brèche bien observable sur le flanc Ouest de l'arête Tête de la Balme-Cucumelle. Ils représentent l'équivalent des schistes et des brèches de l'Albien-Cénomanién.

4) Une alternance de calcschistes et de calcarénites datée du Sénonien inférieur douteux. Celle-ci constitue l'équivalent septentrional du "flysch" de l'Aiguille.

5) Des calcschistes d'âge probable Campanien à Tertiaire où s'intercalent des niveaux versicolores verts ou rouges, visibles sur le flanc Sud-Est de la Cucumelle. Ils sont de même nature que les niveaux analogues de la série de l'Argentière. Il n'a pas été possible de les dater par des microfaunes.

Serie de la
CUCUMELLE



37. Coupe du col de l'Eychauda, les lacunes.

Elle s'observe le long d'une ligne Ouest-Est à 50 m au Sud du col. Elle appartient à une écaille coincée entre la banquette des Neyzets et l'ensemble de la Cucumelle. Elle n'affleure pas de façon continue.

D'Ouest en Est, on observe :

- Une brèche rappelant la brèche des Neyzets ; toutefois le ciment présente une patine beige d'aspect particulier.

- Les Terres Noires, sans turbidites, en contact franc sur la brèche.

- Une lacune d'observation (10 m).

- Des schistes verts surmontés par des calcaires micritiques blancs à Radiolaires *Saccocomidae* et très rares calpionelles, d'âge Tithonique supérieur à Berriasien.

- Une lacune d'observation (5 m).

- Des calcaires micritiques gris à radiolaires surmontés par endroits par une croûte brune millimétrique rappelant le faciès des calcaires du Crétacé inférieur.

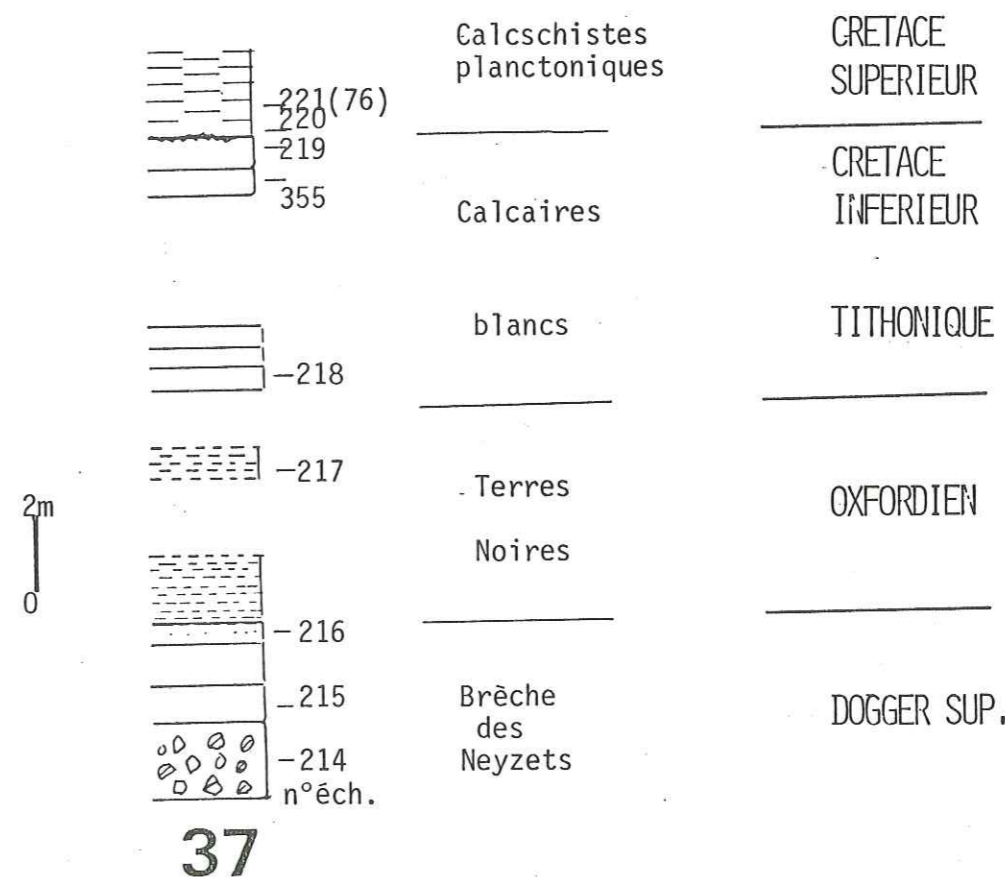
- Reposant sur les calcaires encroûtés, les calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur.

Lacunes :

A l'exception des Terres Noires, les faciès observés dans cette coupe sont très comparables à ceux rencontrés dans les unités de St-Apollinaire et de la Martinasse à série lacunaire. Le contact direct des calcaires du Tithonique Berriasien sur les Terres Noires d'une part et des calcschistes Crétacé supérieur sur les calcaires blancs Crétacé inférieur d'autre part, souligne donc probablement des lacunes de sédimentation ; toutefois, celles-ci peuvent aussi avoir une origine tectonique, les écaillages étant en effet très fréquents dans cette partie de l'unité de Vallouise où a été levée la coupe (cf. p. 24).

Col de l'EYCHAUDA

Fig A 33



38. Coupe de Cibouit.

Cette coupe est l'une des rares qui montrent la série sub-briançonnaise dans sa quasi-totalité. Elle montre certaines analogies avec la série de l'Arche mais certaines différences apparaissent :

- Brèche type brèche des Neyzets, reposant sur un calcaire blanc massif, à faciès calcaire de Vallouise. Age : Bathonien supérieur-Callovien.

- Terres Noires et niveaux gréseux intercalés (40 m). L'épaisseur des niveaux gréseux diminue lorsqu'on monte dans la série ; au sommet, ces niveaux sont très riches en silice.

- Ensemble de calcaires à cherts, calcschistes et niveaux schisteux verts ou rouges (5 m).

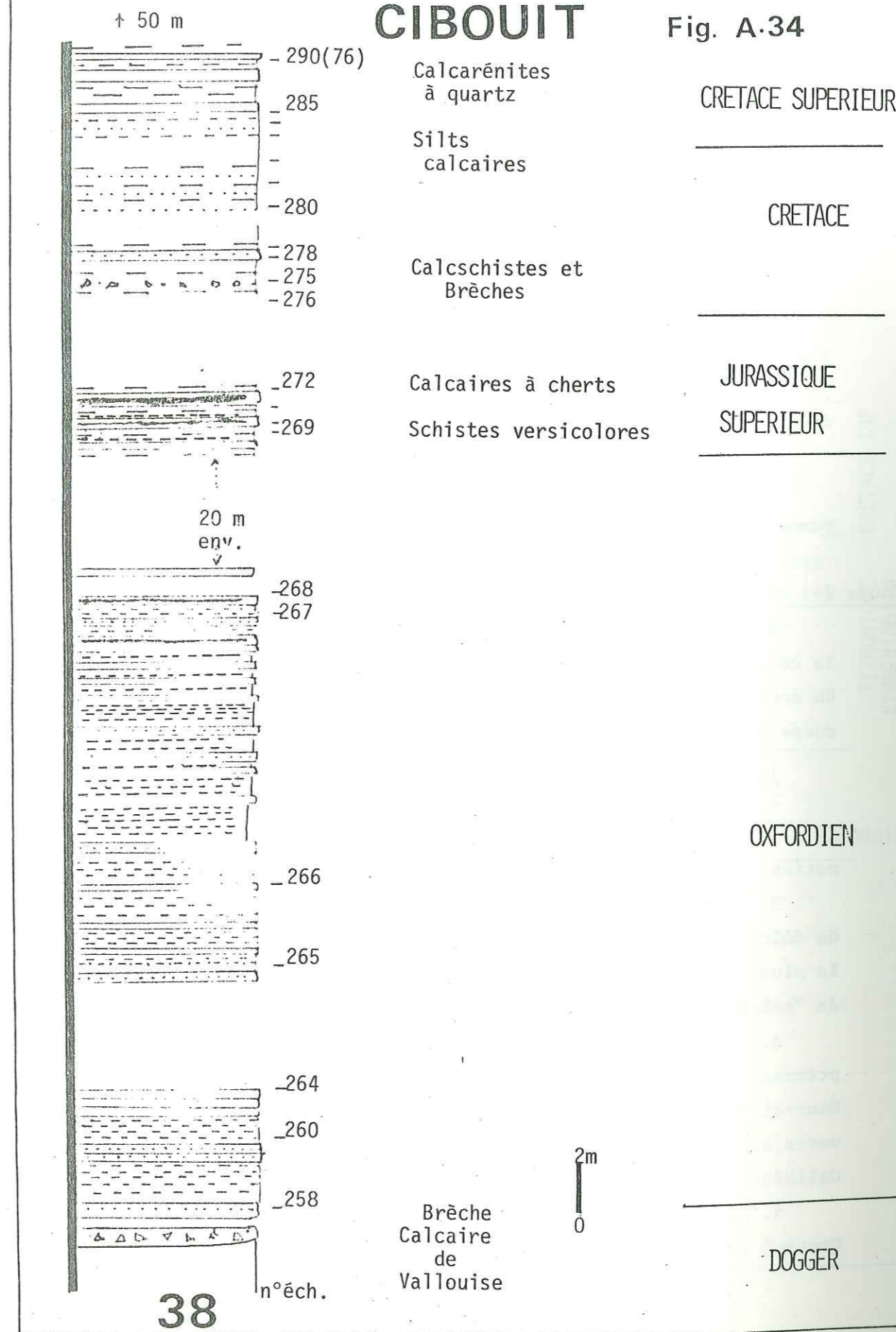
Ce terme pourrait représenter le Jurassique supérieur, c'est-à-dire l'équivalent de l'ensemble des "brèches bleues", des niveaux calcaréo-siliceux et des calcaires à cherts. Les niveaux versicolores peuvent à la rigueur être considérés comme l'équivalent un peu métamorphique des cherts cryptocristallins verts de l'ensemble calcaréo-siliceux ; par contre, on n'observe pas de faciès du type "brèche-bleue". Ce domaine de Cibouit devait donc être assez profond au Jurassique supérieur, à cause du développement des faciès siliceux, néanmoins, il n'a pas été envahi par les "brèches bleues".

- Alternance calcarénite-calcschistes (50 m).

Il est difficile d'établir l'âge exact de cette formation. Les quinze premiers mètres peuvent être attribués au Crétacé inférieur, par analogie de faciès comme l'a fait J. DEBELMAS (1961) pour l'ensemble de ces alternances. Au-dessus les calcschistes renferment des foraminifères planctoniques, très déformés, d'âge Crétacé supérieur probable. Si ces datations se confirment, il semblerait alors que la formation de schistes et de brèches de l'Albien-Cénomaniens ne soit pas représentée, à moins que les brèches soient ici absentes et que les schistes se présentent sous un faciès calcaire qui rend leur distinction des calcschistes difficile. Enfin les calcarénites parfois épaisses (bancs de 30 cm) dans le Crétacé supérieur peuvent être rapprochées des calcarénites de la Cucumelle et du flysch de l'Aiguille, datées du Sénonien inférieur.

CIBOUIT

Fig. A.34



- UNITE DU PETIT GALIBIER, ECAILLE DE SESTRIERES -

Les deux coupes décrites ci-dessous montrent une évolution Sud-Nord depuis une série de type l'Argentière vers une série de type l'Arche.

39. Coupe de Sestrières.

On l'observe dans le ravin en amont du tunnel du Rif Blanc sur la N. 91, vers 1950 m d'altitude. Elle se caractérise par l'absence de détritisme grossier au Malm-Crétacé. Au-dessus de la brèche du Télégraphe, viennent successivement :

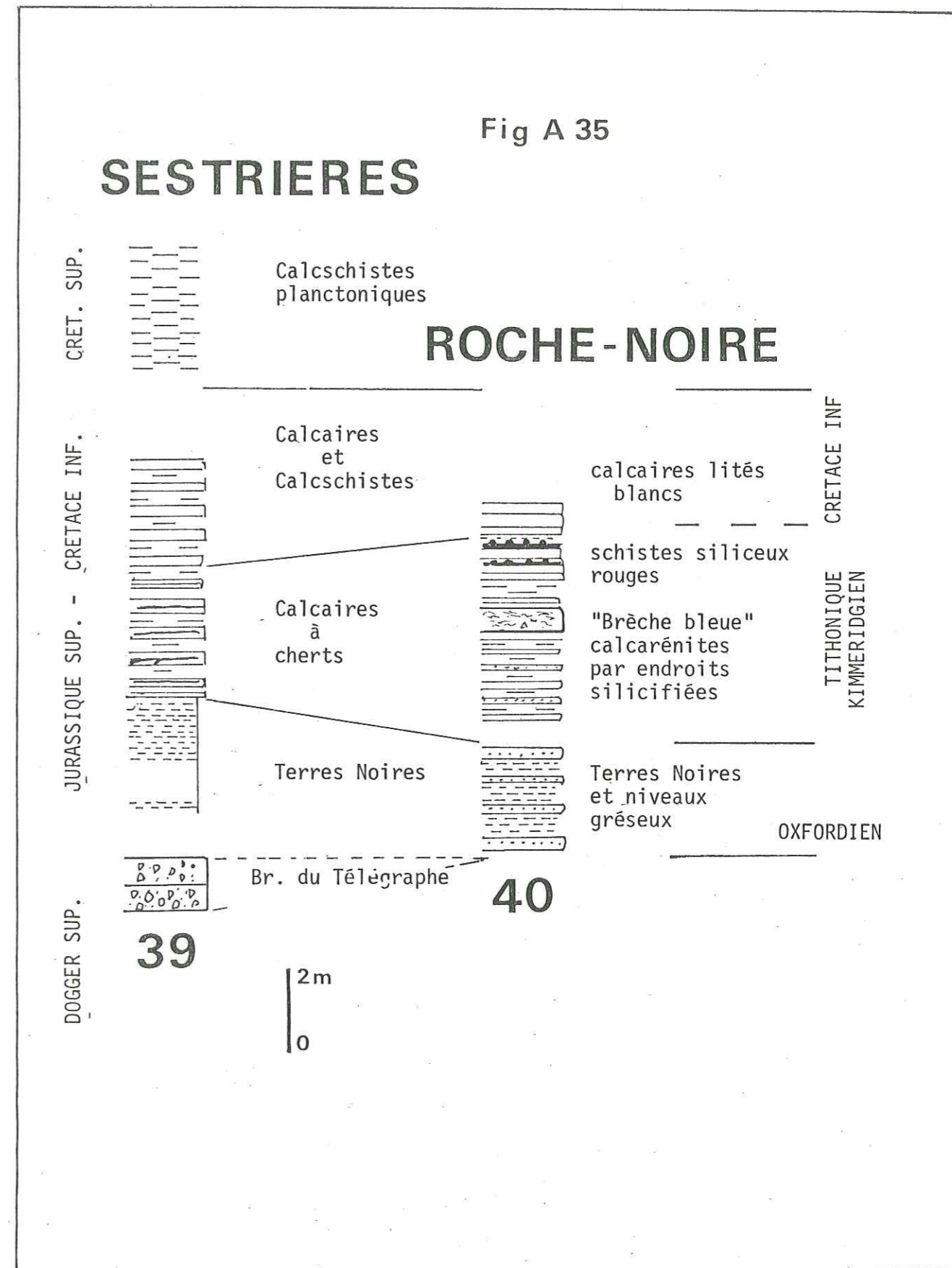
1. Les Terres Noires dépourvues de niveaux gréseux (5 m).
2. Des calcaires à cherts (3 m) représentant le Jurassique supérieur en partie.
3. Une alternance de calcaires blancs et de schistes gris, d'âge Crétacé inférieur probable.
4. Une lacune d'observation.
5. Des calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur apparemment dépourvus de calcarénites.

40. Coupe des chalets de Roche-Noire.

On retrouve les principaux termes du Jurassique supérieur de la coupe de l'Arche, fortement étirés et laminés par la tectonique. En contact par faille sur le calcaire de Vallouise noduleux (voir coupe décrite p. 73) viennent successivement :

1. Les Terres Noires riches en niveaux gréseux (5 m).
2. Une alternance de calcschistes et de fines calcarénites (4 m) ; par endroits des cherts noirs lités apparaissent. Cette formation rappelle le sommet de l'unité des Terres Noires à l'Arche.
3. Un banc calcaire gris de 30 cm où l'on discerne des grains de dolomie et de nombreux filaments ondulés argileux. L'hypothèse la plus vraisemblable consiste à admettre qu'il s'agit d'un banc de "brèche bleue" étiré et laminé.

4. Un ensemble calcaréo-schisteux (3 m) où les schistes prennent une couleur rouge 1 m au-dessus du contact de base. Ceux-ci se trouvent à la même place dans la série que les schistes verts et rouge de l'ensemble calcaréo-siliceux des coupes du Petit Galibier et des Gysières.
5. Des calcaires micritiques gris d'âge probable Tithonique-Crétacé inférieur.

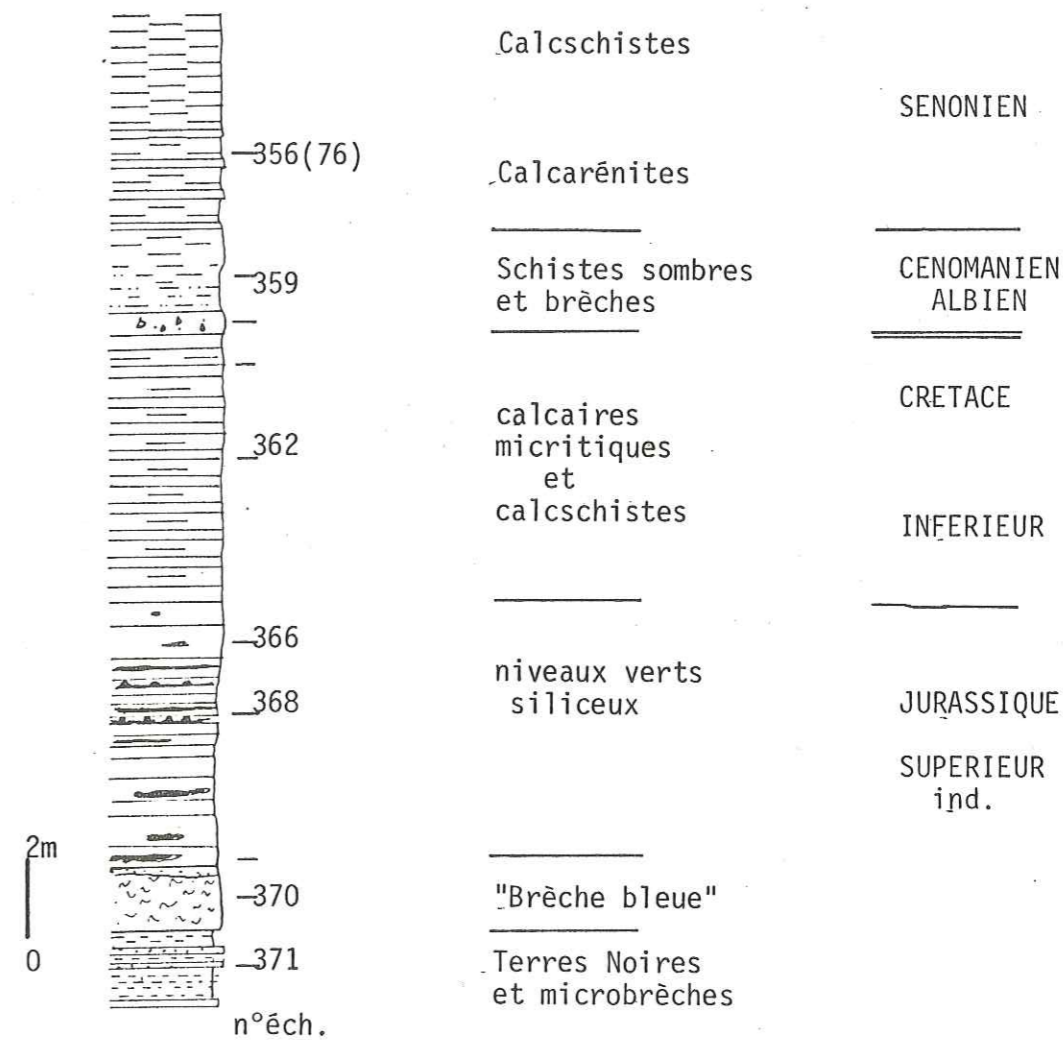


41. Coupe du col du Petit Galibier, (écaille du Plan Paradis).

A cet endroit, les couches sont fortement déformées et les écaillages sont fréquents. Néanmoins on peut reconstituer la succession suivante, de l'Est vers l'Ouest :

1. Alternance de niveaux calcaréo-gréseux et de schistes, représentant les Terres Noires.
2. Un niveau de "brèche bleue" (50 cm), présentant au sommet des placages noirs minéralisés d'origine diagénétique probable, comme ceux de la coupe de la Plaine (n° 17).
3. Un ensemble fortement replissé de calcaires à cherts et de niveaux schisteux verts et rouges, qui sont l'équivalent des ensembles calcaréo-siliceux et de calcaires à cherts de la coupe de l'Arche.
4. Un ensemble de calcaires et de calcschistes blancs d'âge Crétacé inférieur.
5. Des niveaux de brèches d'épaisseur demi-métrique, à faciès des brèches de l'Argentière, associés à des schistes sombres : l'ensemble représente l'Albien-Cénomanién.
6. Une alternance de bancs calcaires et de calcschistes, que l'on serait tenté d'attribuer au Crétacé inférieur par leur aspect. Néanmoins le faciès de cette formation rappelle aussi fortement celui du terme supérieur de la coupe de Cibouit (n° 38) qui a été rapporté en partie au Crétacé supérieur. Une telle datation serait plausible ici pour cette formation placée au-dessus des schistes et brèches de l'Albien-Cénomanién. L'interprétation de la tectonique locale apparaîtrait alors simplifiée.

Fig A 36 Col du PETIT GALIBIER



- UNITE DU PETIT GALIBIER, ECAILLE DU PLAN PARADIS -

42. Coupe des Gypsières ou du Plan Paradis.

Cette coupe du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur montre une succession pratiquement identique à celles observées à l'Arche ou aux Tours du Cuchon, situés à 80 kilomètres de distance. On l'observe à 200 m à l'Ouest du massif des Gypsières, vers 2550 m d'altitude. Il faut y remarquer :

- La série des Terres Noires exceptionnellement complète.

Le contact basal est observable 200 m à l'Ouest, sur la brèche du Télégraphe du Plan Paradis ; la succession y est la suivante :

-schistes noirs (30 m), riches en niveaux décimétriques à demi-métriques de brèches à éléments de calcaires du Dogger et de dolomies du Trias. L'épaisseur et la fréquence de ces niveaux grossiers diminue vers le haut.

-schistes noirs dépourvus de niveaux gréseux (10 à 20 m).

-réapparition des niveaux gréseux, qui passent parfois à des calcarénites à éléments micritiques imbriqués les uns dans les autres comme dans la "brèche bleue". La teneur en calcaire des schistes augmente vers le haut.

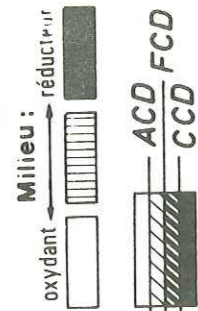
- Les deux niveaux de "brèches bleues", probablement synchrones de ceux de l'Arche, puisque le premier ne contient que des micrites à protoglobigérines, les micrites à *Saccocomidae* apparaissant uniquement dans le second. La présence dans les deux cas d'éléments de bancs demi-métriques et de figures de contournement rapproche ces niveaux du faciès des faisceaux contournés subalpins.

- La présence de niveaux schisteux verts et rouges dans l'ensemble calcaréo-siliceux, qui constituent l'équivalent des cherts cryptocristallins verts. La coloration rouge est peut être due à une teneur plus forte en oxyde ferrique, le débit schisteux provenant de la structure originelle probablement en feuillets du chert.

Au-dessus la série est très comparable à celle de l'Arche, quoique plus déformée.

Légende des microfaciès

1. Calcarénite
2. Argile
3. Brèche noduleuse
4. Micrite à radiolaires légèrement recristallisée
5. Micrite et silice.



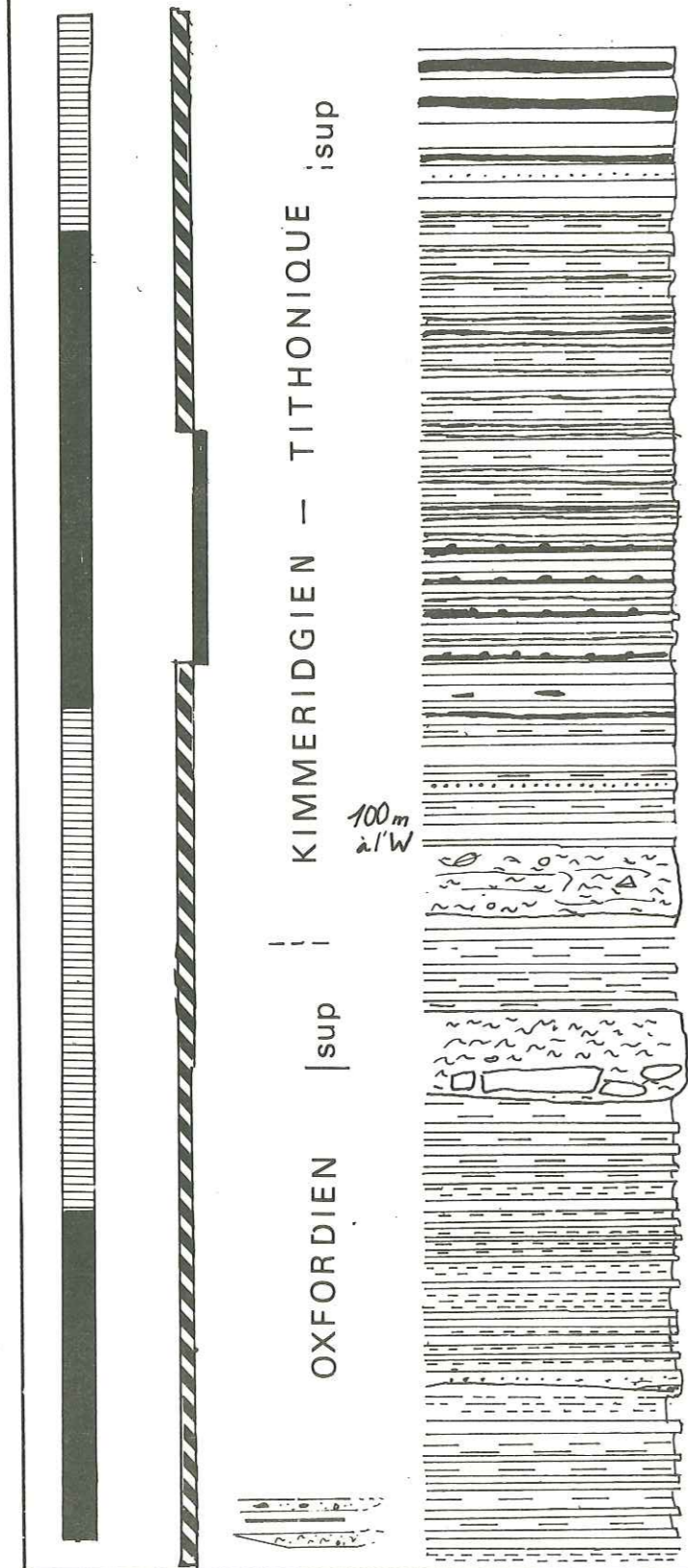
PLAN PARADIS

GYPSIERES

AGE

42

Fig. A 37



Echelle en m

Couleur

Discontinuités

Figures sédimentaires

Fossiles

N° échantillons

ANALYSE

MICROGRAPHIQUE

Microfaciès

% Carbonates

Figures sédimentaires / Clastes

Quartz détritique

Phyllites

Autres détritiques

Minéraux opaques

Silicifications

Autres diagenèses

Echinodermes

Foram. benthiques

Ammonites

Aptychus

Lamelibranches

Foram. planct. jurassiq.

Saccocoma

Calpionelles

Foram. planct. crétacés

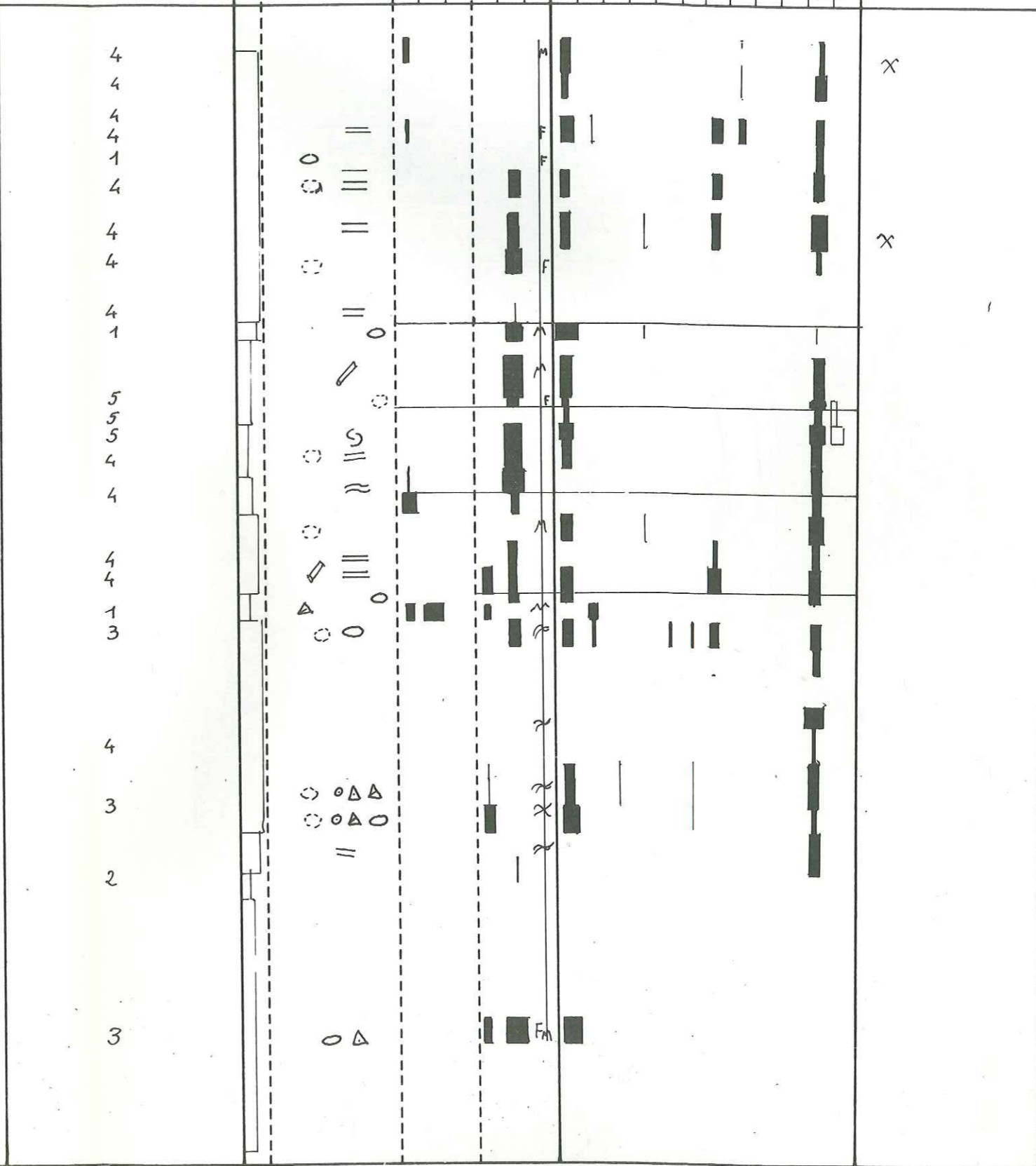
Foram. planct. tertiaires

Radiolaires

% Si des Radiolaires

Divers

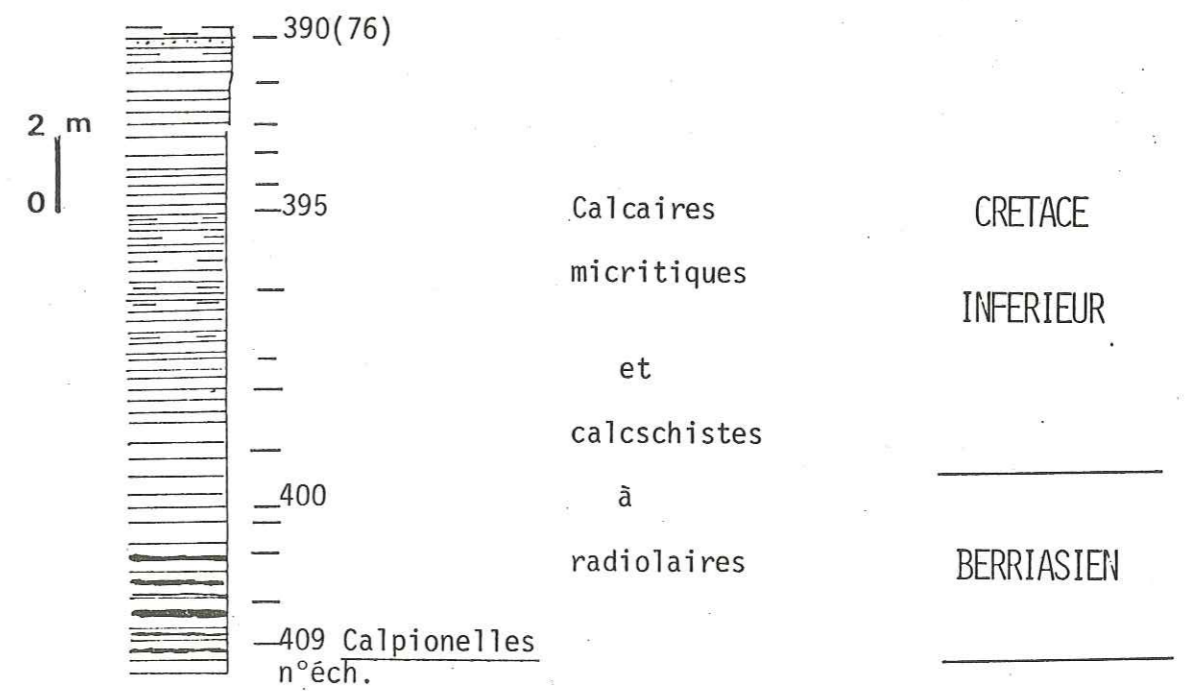
40		405(76)	4		
38	G		4		
36		410	1		
34	V J G		4		
32			4		
30	G J		1		
28	V R	415	5		
26	JG		4		
24	VR		4		
22	G	420	4		
19			1		
18	GB	(76)423 408(77)	3		
16		410	4		
14	GB		3		
12			2		
10					
8	J				
6	V V	415			
4	GN	417	3		
2	JN				
0	N				



PLAN PARADIS GYPSIERES

(SUITE)

Fig A 38



42

- UNITE DU LAUZET - ROCHE OLVERA -

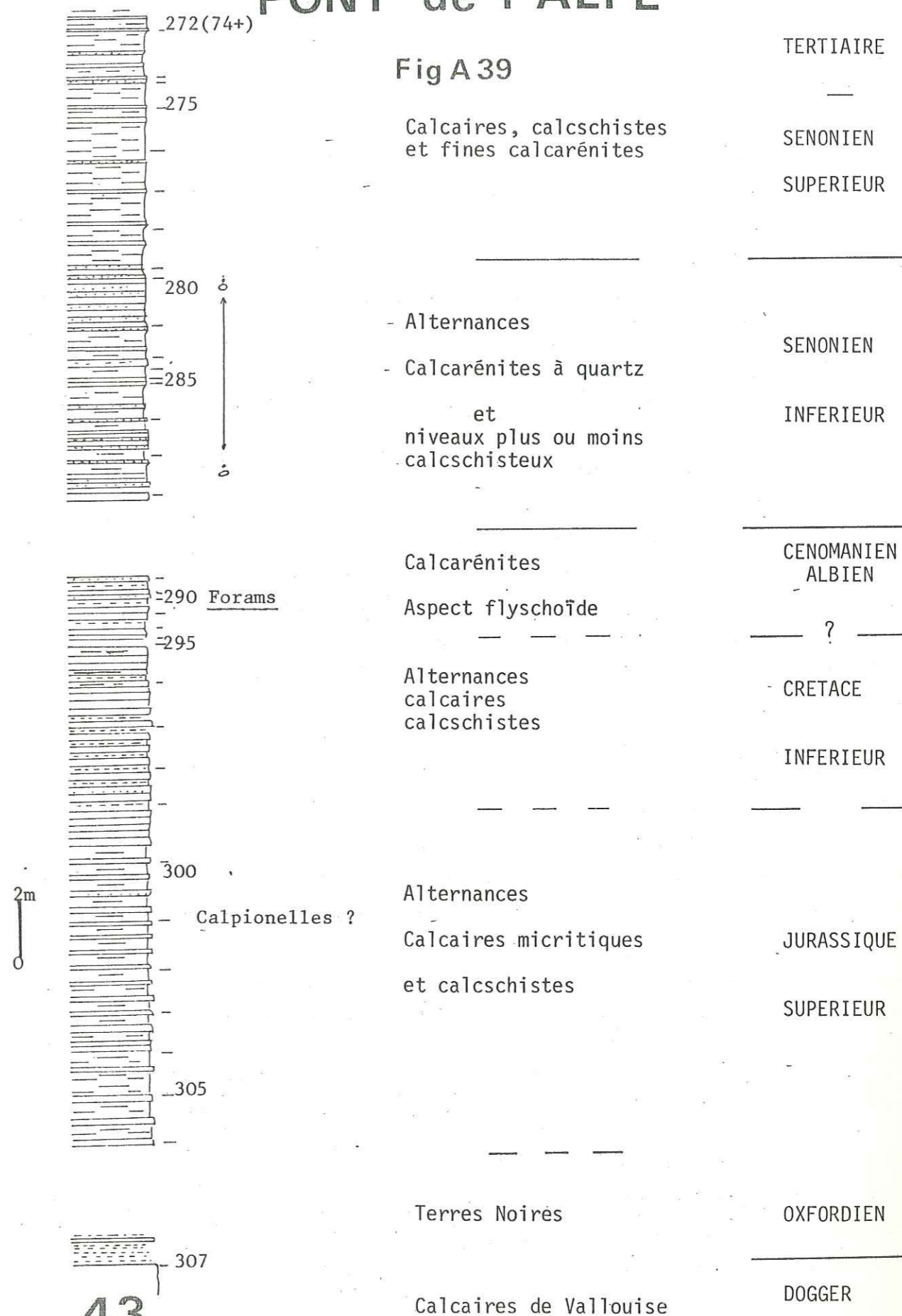
43. Coupe du Pont de l'Alp.

Elle s'observe dans le torrent du Pont de l'Alp, entre 1850 et 1950 m d'altitude. La série s'étend du Dogger au Tertiaire et présente le faciès monotone d'une alternance de calcarénites par endroits riches en silice et de niveaux plus ou moins calcschisteux. On peut y distinguer, au-dessus du calcaire de Vallouise massif :

- 1) Les Terres Noires, affleurant mal et apparemment dépourvues de niveaux détritiques.
- 2) Un empilement (10 m) de calcschistes et de bancs décimétriques de calcaire plus durs au sommet duquel on trouve des calpionelles. L'ensemble serait donc d'âge Jurassique supérieur.
- 3) Un ensemble plus schisteux que le précédent ou l'on distingue des calcarénites et quelques rares charts lités, correspondant vraisemblablement au Crétacé inférieur (10 m).
- 4) Une alternance de calcarénites décimétriques riches en quartz et de calcschistes ou l'on observe des foraminifères planctoniques. Ce serait dans l'Albien-Cénomanién.
- 5) Une épaisse formation (50 à 80 m) de calcschistes où s'intercalent de nombreuses calcarénites dans la moitié inférieure. Cet ensemble pourrait constituer l'équivalent du "flysch" de l'Aiguille, daté du Sénonien inférieur ; la partie supérieure, essentiellement calcschisteuse étant daté du Sénonien supérieur à Tertiaire (*Globotruncana calciformis*, *G. stuarti*, Gumbelines puis Globigérines).

PONT de l'ALPE

Fig A 39



LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX DE L'ANNEXE

	Page
Légende des figures	289
A-1 Localisation des coupes dans le secteur étudié	294
A-2 Localisation des coupes dans le massif de Piolit	295
A-3 Coupes de Clot les Hourmes (tableau synoptique)	297
A-4 Coupe sèriées de Serre du Mouton	300
A-5 Coupes de Serre du Mouton (tableau synoptique)	301
A-6 Coupe du Trou de Pancrace	303
A-7 Coupessèriéesde la Martinasse	306
A-8 Coupes des sources de la Martinasse (tableau synoptique)	307
A-9 Coupe du ravin de Courou (tableau synoptique)	311
A-10 Coupe du sentier de Piolit	315
A-11 Coupe du sommet du Cuchon	317
A-12 Coupe des Tours du Cuchon (tableau synoptique)	319
A-13 Coupe des Tours du Cuchon, suite (tableau synoptique)	323
A-14 Coupe des Tours du Cuchon : "flysch de l'Aiguille"	325
A-15 Coupe de l'Arche (tableau synoptique)	327
A-16 Coupe de l'Arche, suite (tableau synoptique)	329
A-17 Coupe de l'Arche, suite (tableau synoptique)	331
A-18 Coupes du Combeau, de l'Autane et de Rouanne-Basse	337
A-19 Coupe de l'Aiglière	339
A-20 Coupes de l'anticlinal de la Plaine	340
A-21 Coupe de la Plaine (tableau synoptique)	343
A-22 Coupe du Col de Chorges - La Plaine	347
A-23 Coupes du Cuchon - Petite Autane, Clot la Bourre et Malaparré	349
A-24 Coupes W et S de Rey Térouvières	351
A-25 Coupe du Torrent du Jas-Cerisier (tableau synoptique)	353
A-26 Coupes du Jas-Cerisier, du point coté 2090 et de la cime de l'Ane 1950	357
A-27 Coupes du Jas-Cerisier supérieur et de la cime de l'Ane 2000	359
A-28 Coupe de l'arête du Trou de Pancrace, du Col de la Gardette, de la Cabane 2172 et du ravin d'Entraygues	361
A-29 Coupe de Chateauroux	363
A-30 Série de l'Argentière	365
A-31 Coupe des Avarsines	367
A-32 Série de la Cucumelle	369

	Page
A-33 Coupe du Col de l'Eychauda	371
A-34 Coupe de Cibouit	373
A-35 Coupes de Sestrières et des chalets de Roche Noire	375
A-36 Coupe du Col du Petit Galibier	377
A-37 Coupe des Gypsières - Plan Paradis (tableau synoptique)	379
A-38 Coupe des Gypsières - Plan Paradis, suite	381
A-39 Coupe du Pont de l'Alpe	383

TABLEAUX

Localisation des coupes	293
	294

+

+

+