



HAL
open science

**Importance des discontinuités dans l'enregistrement
sédimentaire de l'urgonien jurassien :
micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et
stratigraphie séquentielle**

Marie Caroline Blanc Aletru

► **To cite this version:**

Marie Caroline Blanc Aletru. Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'urgonien jurassien : micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. Stratigraphie. Université de Neuchâtel, 1995. Français. NNT : . tel-00723728

HAL Id: tel-00723728

<https://theses.hal.science/tel-00723728>

Submitted on 13 Aug 2012

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.

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE I DE GRENOBLE

(Laboratoire de géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

MÉMOIRE HS N° 24

IMPORTANCE DES DISCONTINUITÉS DANS L'ENREGISTREMENT

SÉDIMENTAIRE DE L'URGONIEN JURASSIEN

MICROPALÉONTOLOGIE, SÉDIMENTOLOGIE, MINÉRALOGIE ET

STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Marie-Caroline Blanc-Alétru



1995

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

MÉMOIRE HS N° 24

IMPORTANCE DES DISCONTINUITÉS DANS L'ENREGISTREMENT

SÉDIMENTAIRE DE L'URGONIEN JURASSIEN

MICROPALÉONTOLOGIE, SÉDIMENTOLOGIE, MINÉRALOGIE ET

STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Marie-Caroline Blanc-Alétru



1995

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

L'importance des discontinuités dans l'enregistrement des
sédiments de l'Urgonien jurassien. Micropaléontologie,
sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle.

de Mme Marie-Caroline Blanc-Alétru

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de
Neuchâtel sur le rapport des membres du jury,

Madame A. Arnaud-Vanneau (Grenoble), Messieurs
J. Remane, B. Kübler, T. Adatte
et L. Hottinger (Bâle).

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 30 septembre 1996

Le doyen:

R. Dändliker

R. Dändliker

IMPORTANCE DES DISCONTINUITÉS DANS L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE DE L'URGONIEN JURASSIEN

MICROPALÉONTOLOGIE, SÉDIMENTOLOGIE, MINÉRALOGIE ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Marie-Caroline BLANC-ALÉTRU *

RÉSUMÉ. — L'étude des dépôts de l'Hauterivien-Aptien du Jura a permis de mettre en évidence le caractère discontinu de la sédimentation carbonatée en domaine de plate-forme.

Dans cette région en effet, les niveaux de l'Urgonien se composent de plusieurs séquences de dépôt superposées, fréquemment limitées par des surfaces émerives et érosives.

L'étude sédimentologique et microfaciologique de détail a conduit à l'élaboration d'un modèle d'agencement de microfaciès et a permis également de mieux comprendre l'évolution verticale des milieux de dépôt de chaque coupe. L'analyse d'un grand nombre de coupes dans cet intervalle permet enfin de connaître précisément l'importance des variations latérales de faciès.

L'étude minéralogique fait ressortir que les intervalles riches en kaolinite coïncident plutôt avec les faciès de transgression (FT) et les faciès de plate-forme. La présence de pyrophyllite dans toutes les séquences de dépôt rencontrées et de la paragonite dans les niveaux de la séquence de dépôt Ju6 n'avaient jusqu'alors jamais été mises en évidence dans les séries du Jura neuchâtelois et vaudois.

Un inventaire micropaléontologique systématique de toutes les faunes de cet intervalle a été entrepris ainsi qu'une analyse critique permettant de rejeter la lignée phylétique proposée par Schroeder [1994]. Les données micropaléontologiques et sédimentologiques ont permis de caractériser précisément sept séquences de dépôt. La comparaison des répartitions des faunes jurassiennes avec celles du Vercors, chronostratigraphiquement calées par ammonites, permet d'attribuer les deux premières séquences à l'Hauterivien (Ju1, Ju2) ; les séquences Ju5, Ju6 sont attribuées au Barrémien supérieur et Ju7 à l'Aptien inférieur. La présence de niveaux du Barrémien supérieur dans le Jura est maintenant prouvée. En revanche, l'âge des séquences Ju3 et Ju4 n'est pas précisément connu, en raison de leur pauvreté en éléments de valeur chronostratigraphique. La séquence Ju4, qui peut manquer totalement par érosion dans la plupart des coupes étudiées, pourrait être placée soit dans la partie élevée de l'Hauterivien, soit dans la partie inférieure du Barrémien.

L'analyse séquentielle a permis de plus de démontrer que les corrélations lithostratigraphiques antérieurement proposées sont, dans la plupart des cas, erronées sur le plan chronologique.

Le découpage en séquences de dépôt permet de reconnaître quatre épisodes paléoenvironnementaux dans cet intervalle stratigraphique :

- le premier se compose de niveaux calcaréo-marneux d'environnements circalittoraux ouverts d'âge clairement Hauterivien (séquences Ju1-2), fréquemment marqués par des surfaces d'érosion majeures ;
- le second se compose de niveaux essentiellement carbonatés, d'environnements de lagon d'âge inconnu (séquences Ju3-Ju4) ;
- le troisième épisode, situé au-dessus d'une surface d'érosion d'extension verticale pluridécamétrique, se compose de faciès calcaires de lagon ouvert et de lagon à rudistes fréquemment émergés, d'âge Barrémien supérieur (séquences Ju5 et Ju6), qui forment l'Urgonien jurassien ;
- le quatrième épisode, qui marque l'interruption brutale de la sédimentation carbonatée et la fin des dépôts urgoniens dans cette région (séquence de dépôt Ju7) est d'âge Aptien inférieur.

* Institut de Géologie, Université de Neuchâtel, 11 rue Emile Argand, 2007 Neuchâtel, Suisse.

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géologie de l'Université de Neuchâtel, soutenue le 15 Août 1995, pour l'obtention du grade de Docteur ès-sciences, devant la commission d'examen :

J. REMANE	Directeur
T. ADATTE	Examinateur
A. ARNAUD-VANNEAU	Examinateur
L. HOTTINGER	Examinateur
B. KÜBLER	Examinateur

Les sédiments de l'Urgonien jurassien, de puissance réduite, ne représentent en réalité que des séquences partielles de l'Hauterivien et du Barrémien supérieur *pro parte*, documentées par l'interprétation des données sédimentologiques, diagénétiques, et micropaléontologiques.

MOTS CLÉS. — Crétacé, Hauterivien, Barrémien, Aptien, Pierre Jaune, Urgonien, Jura, Plate-forme carbonatée, Paléoenvironnements, Diagenèse, Minéralogie, Foraminifères benthiques, Orbitolinidés.

IMPORTANCE DES DISCONTINUITÉS DANS L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE DE L'URGONIEN JURASSIEN MICROPALÉONTOLOGIE, SÉDIMENTOLOGIE, MINÉRALOGIE ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

ABSTRACT. — Hauterivian-Barremian carbonate platform strata of the Jura have been studied by means of their micropaleontology, sedimentology and mineralogy. These analyses define 7 sequence boundaries in the Jura deposits, documented by the micropaleontological content and emersion markers. Three major palaeoenvironments are recognized : high-energy, outer-shelf environments, shallow-water bioclastic environments, and transgressive microfacies. Outcrop and thin-section sedimentologic analyses show that in most of cases dissolution and microkarstification occurs below sequence boundaries attesting to periods of emersion.

The mineralogical characteristics of the four sections studied show that carbonate is the major component of the whole-rock analysis whereas phyllosilicates are present only in the transgressive microfacies. Repartitions of major minerals like smectite, kaolinite, micas of decarbonated fractions (2-16 μm and < 2 μm) are more abundant in the transgressive facies. Six roentgenofacies were compared to the microfacies. Inner platform environments shows low X-Ray intensities and few minerals whereas more open-marine platform environments show more micas, smectites and kaolinite. Transgressive facies cannot be characterized by any specific assemblage. For the first time, detrital pyrophyllite and paragonite have been identified in carbonate sediments of the Jura.

Micropaleontological study consists of identifying benthic foraminifera in all outcrop sections. New foraminifers identified include *Nezzazinella* sp. and a new orbitolinid. The orbitolinids are used to form the stratigraphic framework. Two chronostratigraphic schemes were compared. The *Valserina* lineage proposed by Schroeder [1994] is considered invalid because it is based solely on the evolution of the embryonic apparatus and does not take into account the general shape of these foraminifers. Moreover, no precise stratigraphic calibration has yet been shown. In contrast, orbitolinids in the Vercors area are calibrated by ammonites [Arnaud and Arnaud-Vanneau, 1992] and the same orbitolinid species are founded in the Jura area.

Four faunal intervals are recognized from a stratigraphic distribution of micropaleontological data. The first is characterized by the association of *Meandrospira favrei* and *Flabellamina* ? sp. ; in the second, *Meandrospira favrei* and *Praedictyorbitolina* occur together ; the third is characterized by the abundance of various orbitolinids ; and in the last, *Palorbitolina lenticularis* is the only benthic foraminifera present.

Sequence analyses reveal that sequences Ju1 and Ju2 are Hauterivian in age and are mainly represented by outer-shelf facies. Sequences Ju3 and Ju4 are as yet undated because of the lack of stratigraphic fossils in the lagoonal sediments, however, sequence Ju4 occurs between sediments of Barremian and Hauterivian age. Sequences Ju5 and Ju6 are characterized by various orbitolinids and by rudists in the latter and both are upper Barremian in age. The last sequence, Ju7, interrupts the Urgonian sequence with the deposition of orbitolinid-rich marls that are considered early Aptian in age.

In summary, upper Barremian sediments have been highlighted in the Jura Mountain. The limited thickness of Urgonian sediments represents only isolated parts of the total Hauterivian and upper Barremian sequence as documented by the interpretation of diagenetic anomalies, emersion and erosion surfaces, and the micropaleontological data.

KEY WORDS. — Cretaceous, Hauterivian, Barremian, Aptian, Pierre Jaune, Urgonian, Jura, Carbonate platform Sedimentology, Palaeoenvironments, Diagenesis, Pyrophyllite, Paragonite, Orbitolinids.

Chapitre I

INTRODUCTION

Ce travail concerne l'étude des plates-formes carbonatées d'âge Hauterivien-Barrémien et localement Aptien inférieur dans le Jura suisse (région de Neuchâtel) et les chaînes subalpines autour de Grenoble. L'âge de la mise en place des dépôts de type urgonien (calcaires de plate-forme à rudistes) et les relations entre

ces deux régions restent actuellement un sujet très controversé.

A cet effet, ce travail a pour but d'éclaircir, dans le Jura neuchâtelois, les relations stratigraphiques et sédimentologiques de ces couches sur la base de coupes présentées dans la thèse de Zweidler [1985] et de

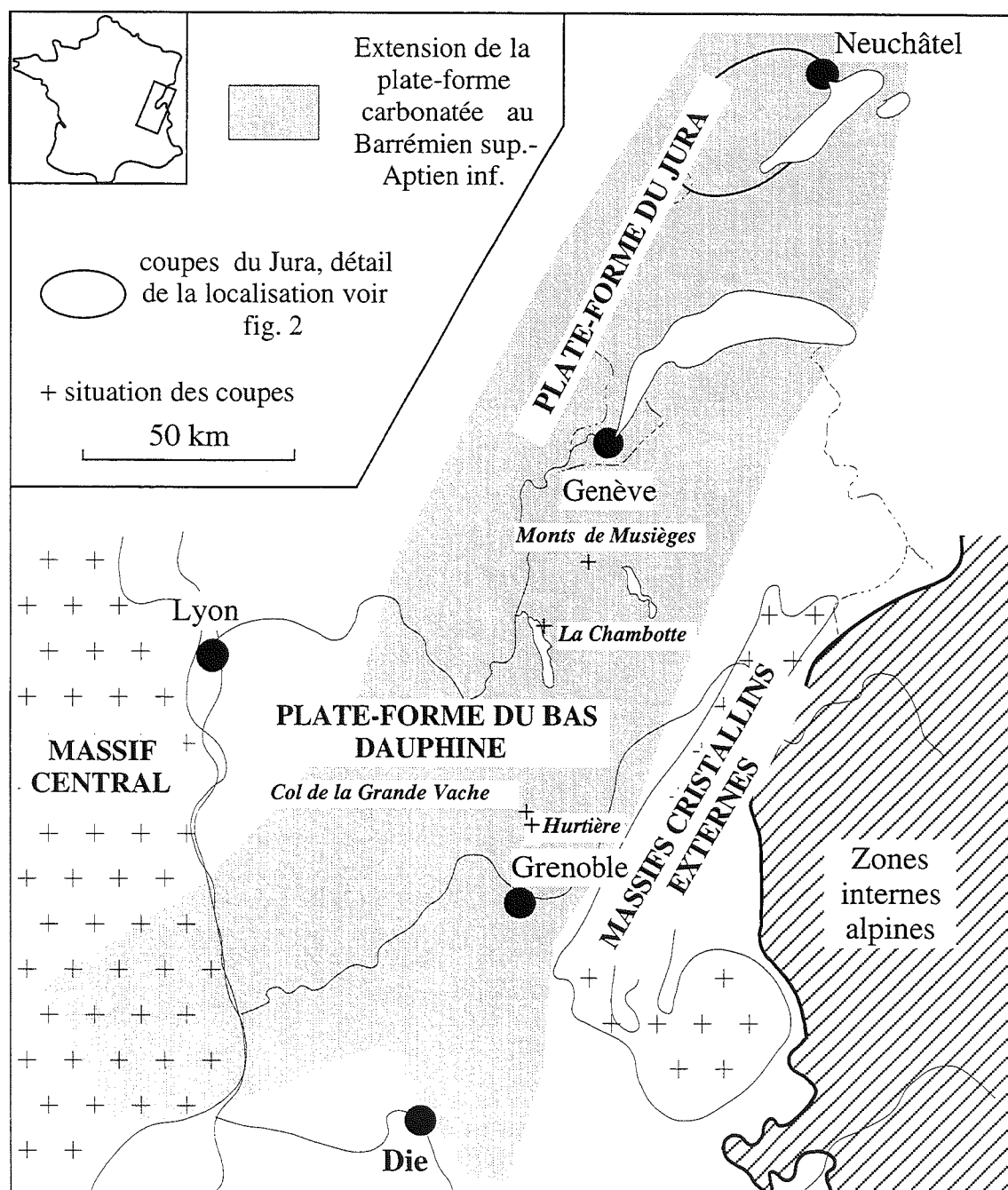


FIG. 1.— Localisation générale des coupes.

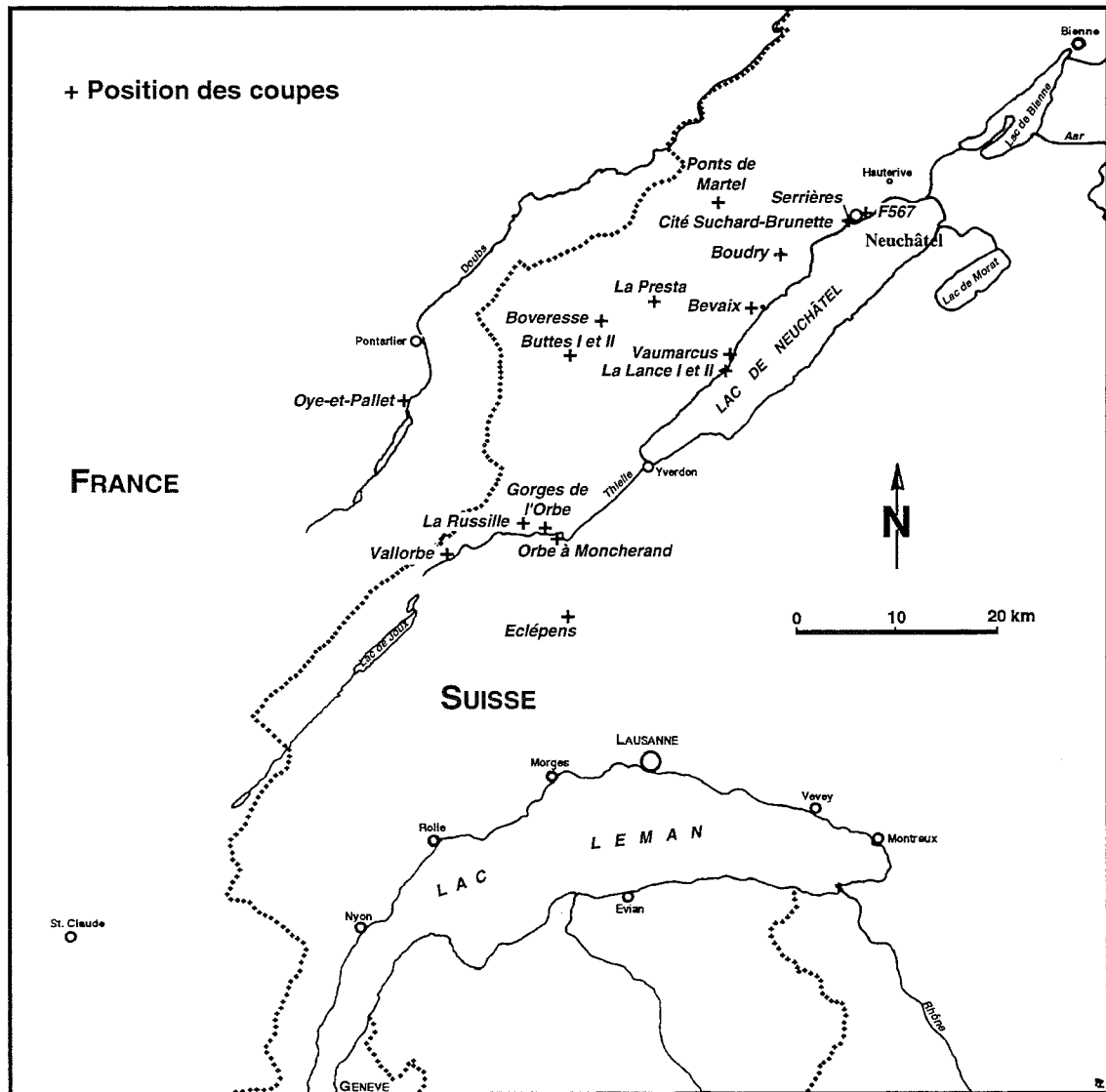


FIG. 2. – Situation des coupes dans le Jura neuchâtois et vaudois.

nouveaux levés. Les aspects purement sédimentologiques (étude des microfaciès) et stratigraphique (micropaléontologie) ont été particulièrement développés. Indépendamment d'une réponse totalement claire au problème stratigraphique posé, les observations nouvelles sur la dynamique de dépôt et sur les répartitions micropaléontologiques apportent des éléments importants à la connaissance de ces systèmes carbonatés.

1. – CADRE GÉNÉRAL DU SECTEUR ÉTUDIÉ

Cette étude concerne principalement deux régions : le Jura franco-suisse autour de Neuchâtel et les chaînes subalpines de la région grenobloise et du Jura méridional (fig. 1).

1.1. Situation géographique générale

Les secteurs étudiés appartiennent à différentes parties du Jura. Au nord, dans le Jura neuchâtois et vaudois (fig. 2), se situent les coupes qui ont été soit réexaminées de la thèse de Zweidler [1985] (Cité Suchard, Brunette, Boudry, F.567, La Presta, Bevaix, Vaumarcus, La Lance I et II, Buttes I et II, La Russille, Eclépens), soit résultent de nouveaux levés (Ponts-de-Martel, Oye-et-Pallet, Gorges de l'Orbe, Orbe à Moncherand, Vallorbe). Plus au sud, dans le Jura méridional, la coupe de la Chambotte étudiée par Viéban [1983] a été réexaminée, alors que la coupe des Monts de Musièges a été levée à l'extrémité orientale du Vuache. Enfin, les derniers levés se situent dans les chaînes subalpines, en Chartreuse (Col de la Grande Vache ; Hurtières).

1.2. Contexte géologique

1.2.1. Cadre structural

Les affleurements sont répartis dans deux domaines structuraux différents, le Jura et les chaînes subalpines.

Les nouvelles coupes et les coupes de Zweidler situées dans le Jura neuchâtelois et vaudois appartiennent au bord interne du Jura plissé, limité à l'est par le bassin molassique suisse et à l'ouest par le Jura tabulaire et les bassins tertiaires. L'orientation

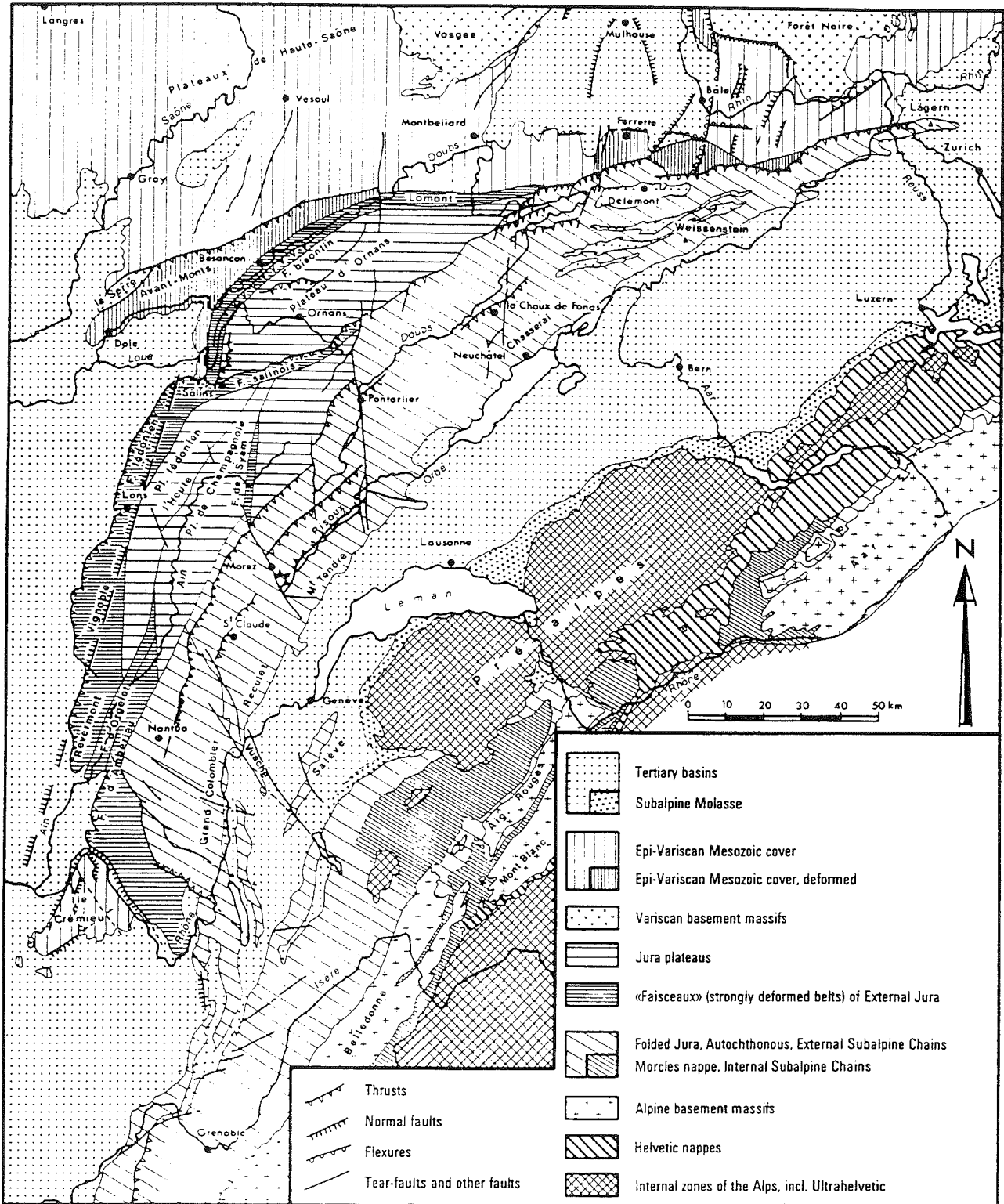
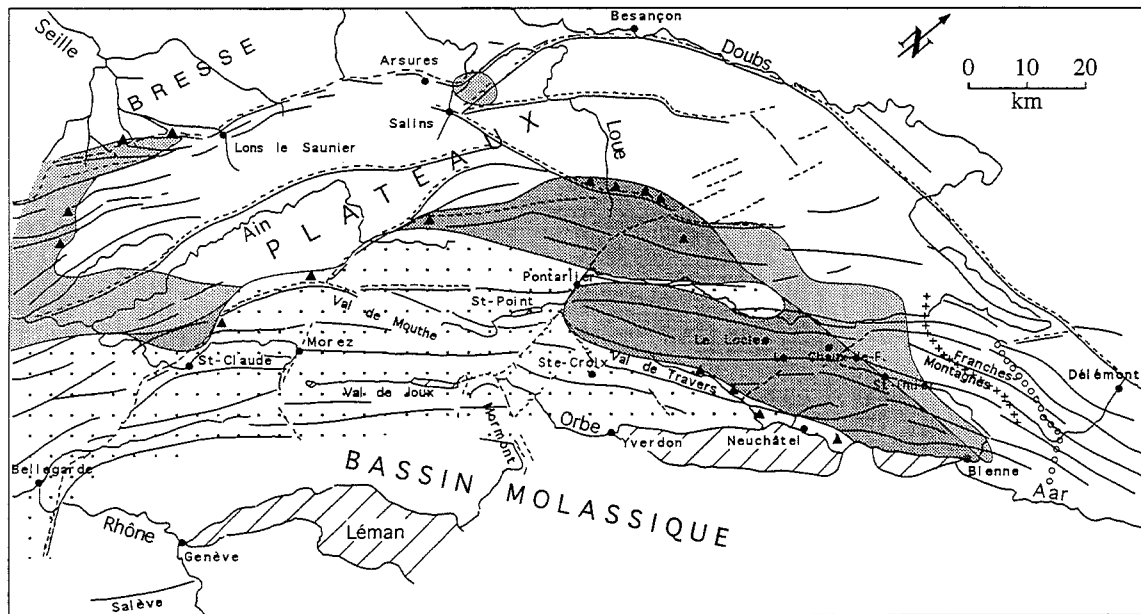


FIG. 3.- Carte géologique et structurale du Jura franco-suisse, d'après Trümpy [1980].











-  Valanginien et Hauterivien discontinus dans les synclinaux
-  Valanginien et Hauterivien continus dans les synclinaux
-  Barrémien
-  Affleurements périphériques de Crétacé moyen et supérieur
-  Limite des galets crétacés à l'Eocène
-  Limite des galets crétacés au Miocène inférieur
-  Anticlinaux
-  Failles

FIG. 4.- Répartition actuelle du Crétacé dans le Jura, d'après Aubert [1975].

générale des axes de plis et des grands chevauchements est SW-NE (fig. 3 et 4).

Presque toutes les coupes étudiées par Viéban [1983] et celle des Monts-de-Musièges, étaient plus particulièrement concentrées dans le Jura méridional où alternent anticlinaux et synclinaux d'axe N-S. Plus au Sud, la terminaison de ces structures s'oriente vers le NE-SW formant la transition avec les proches massifs subalpins.

Les coupes de Chartreuse appartiennent aux chaînes subalpines. Elles sont caractérisées par des grands plis déversés vers le NW, d'axes NNE-SSW, parfois associés ou relayés par de grands chevauchements.

1.2.2. Extension géologique du Crétacé inférieur

Le Crétacé inférieur affleure bien dans la partie orientale du Jura. On le retrouve essentiellement préservé de l'érosion du Crétacé supérieur et du Tertiaire dans presque tous les synclinaux au sud d'une ligne Bienne-Loue (fig. 4), ce qui montrerait l'extension minimale continue de la couverture crétacée précédant le plissement [Aubert, 1975]. Plus au nord, le Crétacé ne se

trouve plus que pincé dans des chevauchements ou sous forme remaniée (galets). Les affleurements étudiés sont donc limités naturellement au nord de Neuchâtel par ces érosions successives.

Dans le Jura méridional et les chaînes subalpines, le Crétacé inférieur apparaît de façon plus marquée dans le paysage. Il est représenté par les falaises calcaires de l'Urgonien sous lesquelles l'Hauterivien marno-calcaire en pente plus douce rejoint le ressaut formé par le Berriasien-Valanginien calcaire.

1. 2. Cadre paléogéographique

A l'Hauterivien et au Barrémien, le continent européen est séparé du continent africain par une large ceinture marine est-ouest : la Téthys (fig. 5). Il existe déjà à l'ouest de l'Europe, une connexion entre l'océan boréal et la Téthys. Sur la bordure sud du continent européen, un bras de la Téthys forme une mer épicontinentale qui s'avance en direction du Bassin Parisien (fig. 5, flèche) ; il correspond, du sud au nord, au Bassin Vocontien auquel s'ajoutent la partie sud-est du Bassin Parisien et le Jura. La situation paléogéographique régionale à l'Hauterivien-

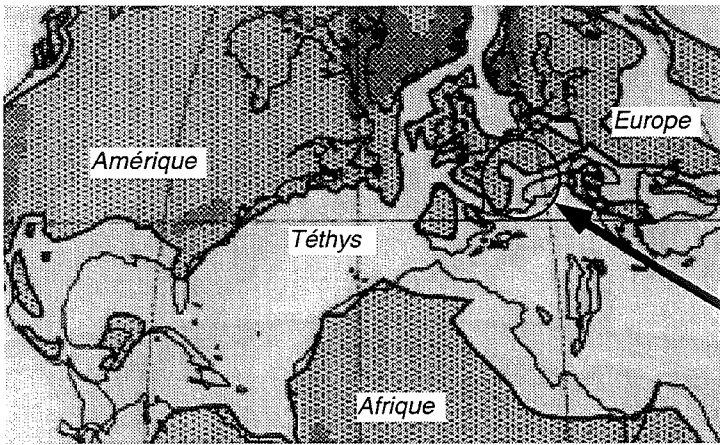


FIG. 5. – Carte des lignes de côtes à l'Hauterivien-Barrémien, d'après Smith [1994].

Barrémien, correspondrait à une position subtropicale, dont la latitude était d'environ 30° N [Dercourt *et al.*, 1985].

Plus précisément, sur le flanc nord du bassin vocontien (fig. 6), se situe la plate-forme jurassienne et subalpine ; au sud, la plate-forme provençale. La plate-forme jurassienne et subalpine est adossée à des zones émergées : Massif Central à l'ouest et Vosges au nord. Au Valanginien - Hauterivien inférieur, la plate-forme est noyée et est recouverte de dépôts marneux dominants. A l'Hauterivien supérieur (fig. 6a), les dépôts sont constitués par des calcaires bioclastiques ou hémipélagiques. Le Bassin Vocontien conserve une forme allongée d'orientation NE-SW. Par contre, sa morphologie change considérablement au Barrémien supérieur - Aptien inférieur (fig. 6b) ; il est réduit au sud-ouest et au nord par l'importante progradation des faciès de plate-forme interne dont la bordure est marquée par des faciès bioclastiques.

D'une manière générale, la prédominance des faciès hémipélagiques ou bioclastiques à l'Hauterivien supérieur, comparée à celle des faciès de plate-forme du Barrémien supérieur - Aptien inférieur, montre un changement considérable des conditions de dépôt entre ces deux périodes.

2. – DÉFINITIONS ET HISTORIQUE

Dans le Jura, les dénominations lithologiques historiques sont chargées d'une signification chronostratigraphique qui rendent difficile une présentation distincte de l'une ou de l'autre. Pour tenter de clarifier l'exposé, nous nous baserons sur un schéma lithostratigraphique (fig. 7) qui sera précisé par la suite.

Avant de détailler la lithostratigraphie puis la chronostratigraphie des couches du Jura qui nous intéressent (Hauterivien - Barrémien), il convient de

préciser dans quel contexte les unités lithologiques ont été définies.

Les terrains du Crétacé inférieur décrits par De Montmollin [1833] dans le Jura neuchâtelais comme « calcaire jaune » et ce que Thirria [1836] appelait « juracrétaqué » dans le Jura francomtois (comprenant probablement selon les lieux : les Calcaires roux, les Marnes à Astieria, les Marnes Bleues, la Pierre Jaune *p.p.*), ont été regroupés sous le nom de Néocomien (fig. 7) par Thurmann [1836] qui y ajouta en plus « les terrains de la Perte du Rhône ». Il correspond donc à l'ensemble « Valanginien - Hauterivien - Urgonien » de type jurassien sans que ses limites inférieures ou supérieures n'aient été plus précisées.

Dès lors, des confusions vont naître de ce Néocomien mal défini du point de vue lithostratigraphique et chronostratigraphique, donnant lieu à des interprétations contradictoires. Ainsi, pour Haug [1911], le Néocomien comprend toutes les couches du Valanginien jusqu'à l'Aptien tandis que Gignoux et Moret [1946] préconisent son emploi dans le sens Valanginien - (et y compris) Hauterivien. Dans la pratique, le « Néocomien supérieur » (différents faciès de l'Hauterivien) et « Néocomien inférieur » (différents faciès du Berriasien et du Valanginien) sont d'un emploi courant sur les notices des cartes géologiques grenobloises.

Pour en revenir au Jura, le Néocomien regroupe donc le Valanginien classique (comprenant le Berriasien) jusqu'à l'Urgonien, donc aussi le Barrémien puisque l'Aptien daté est exclu. La lithostratigraphie ayant été le point de départ de ces dénominations, nous allons examiner plus en détail celle correspondant à « l'Hauterivien » et à « l'Urgonien » du Jura neuchâtelais.

2.1. Lithostratigraphie et problèmes de datation

Les découpages lithostratigraphiques sont basés sur des faciès facilement reconnaissables sur le terrain (Marnes Bleues, Pierre Jaune). Cependant, si ces formations sont faciles à cartographier, elles sont sources d'erreur sur le plan chronostratigraphique parce que les limites lithostratigraphiques peuvent être diachrones.

Pour les problèmes énoncés ci-dessus, l'utilisation idéale de la lithostratigraphie serait de faire appel à des formations descriptives sans leur attribuer un âge [International Stratigraphic Guide, 1994]. C'est le sens qu'a donné Marcou [1848, 1859], précurseur dans ce domaine, à ses premières descriptions lithostratigraphiques.

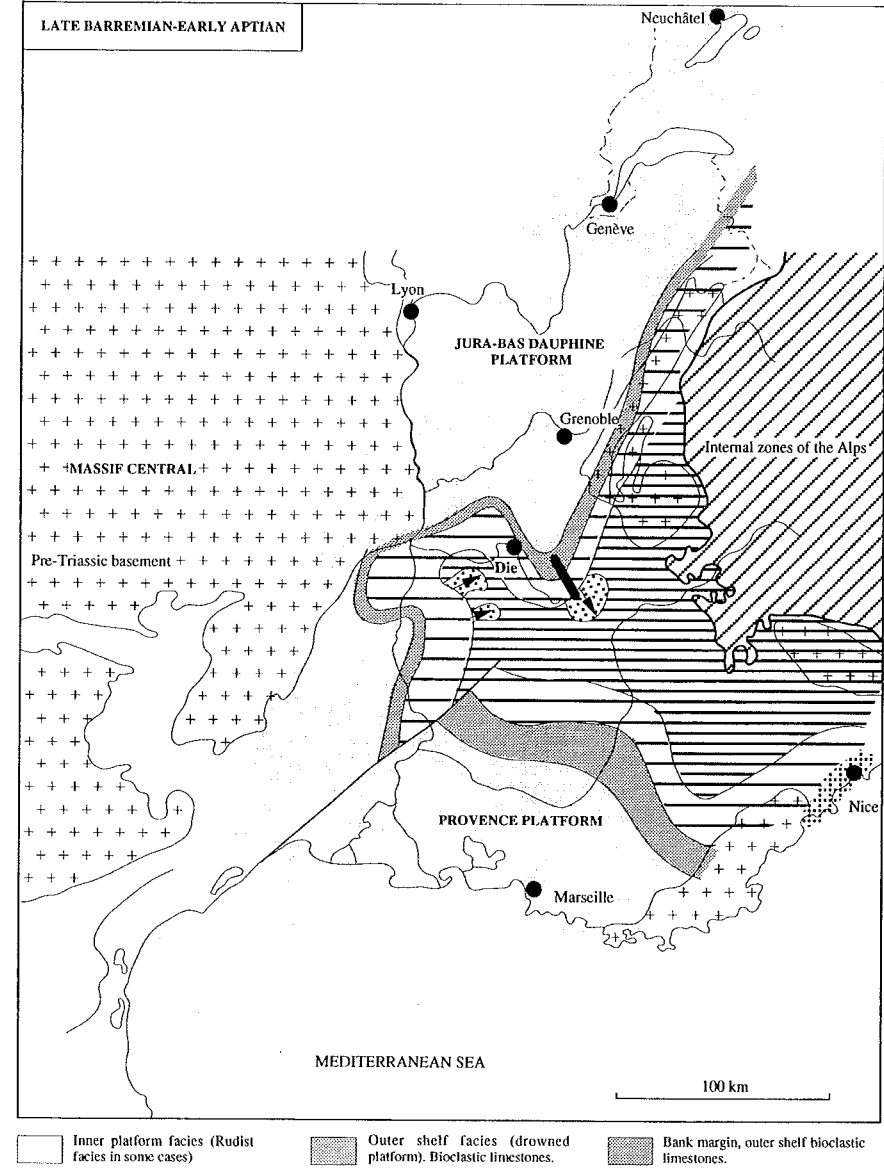
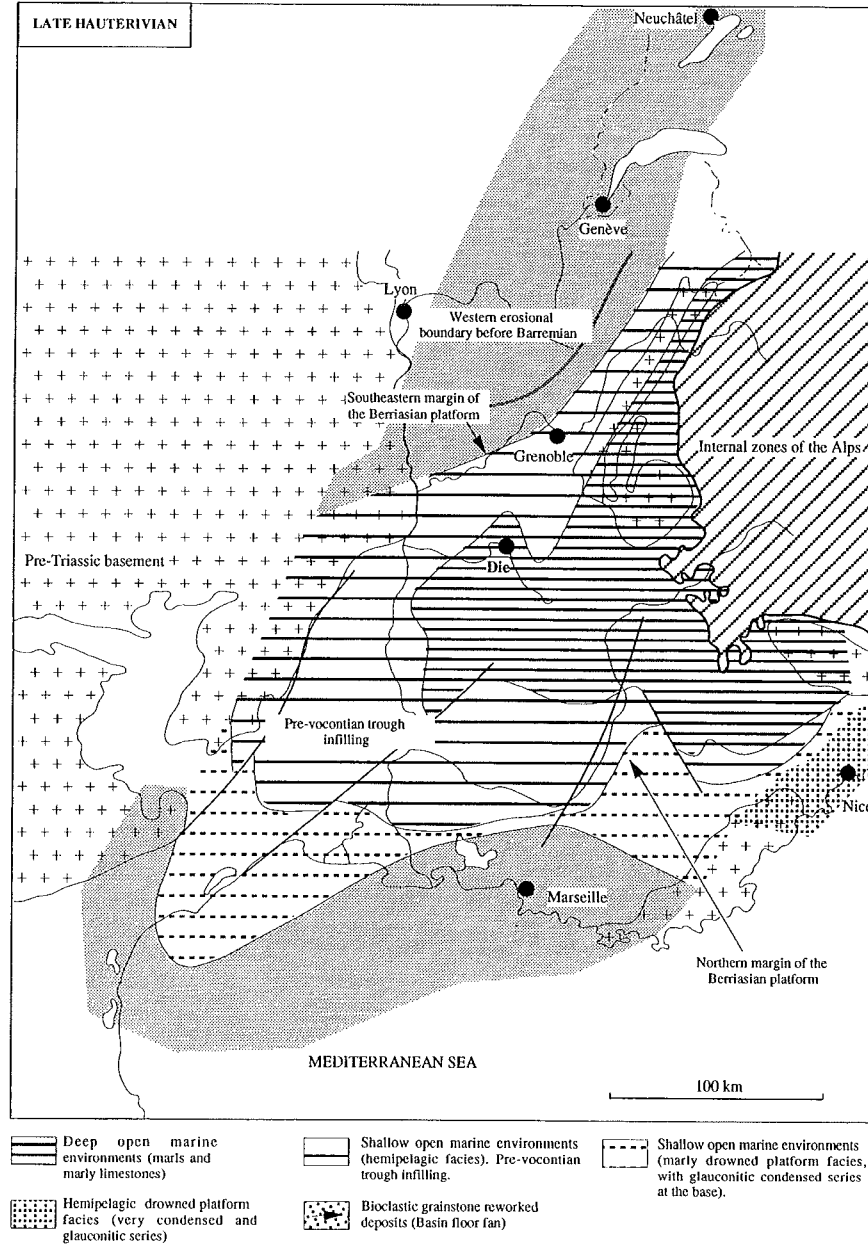


FIG. 6.- Paléogéographie du Sud-Est de la France et du Jura franco-suisse, à l'Hauterivien supérieur et au Barrémien supérieur - Aptien inférieur, d'après Arnaud [1994].

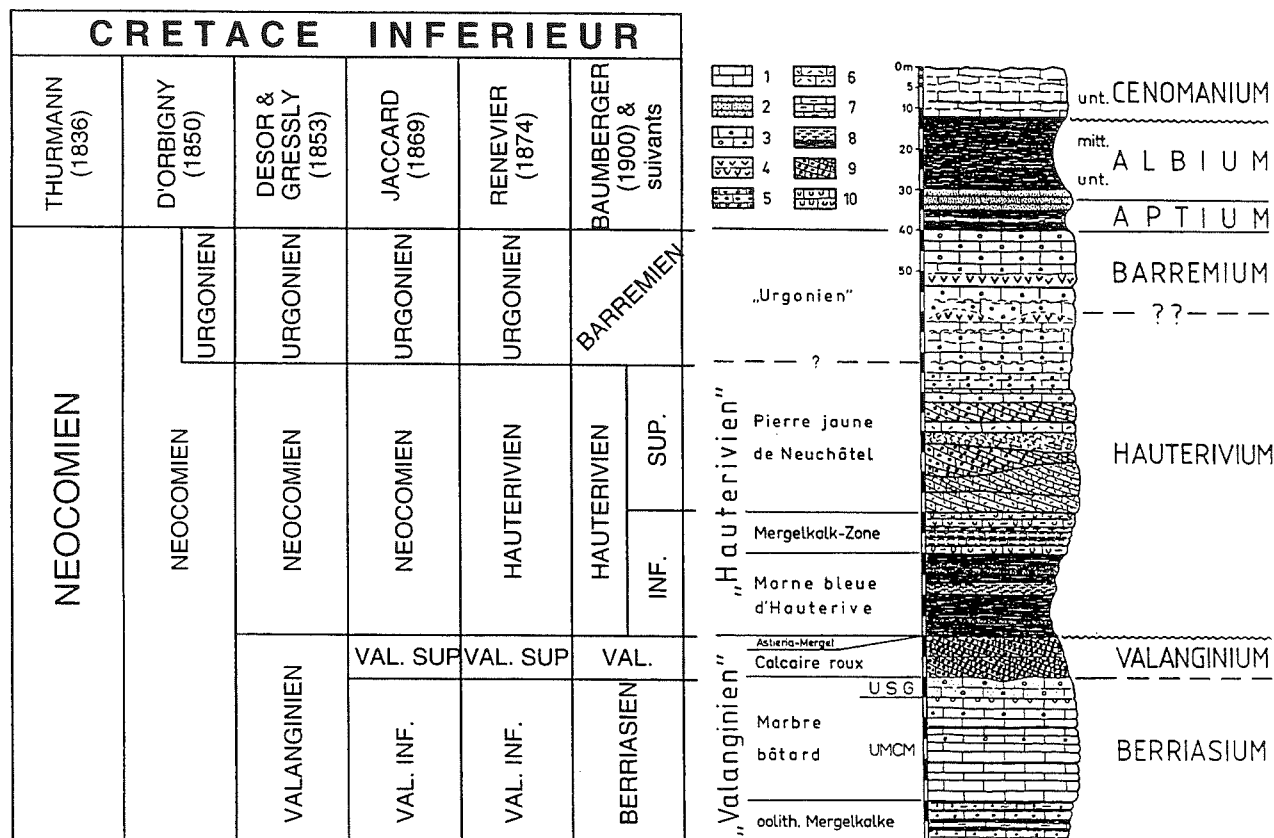


FIG. 7. — Evolution historique du Néocomien dans la région stratotypique : coupe synthétique d'après Remane [1982] et tableau d'après Adatte et Rumley [1989]. Légende : 1, calcaire micritique ; 2, calcaire sableux ; 3, calcaires à pellets (pelmicrite/pelsparite) ; 4, calcaire récifal ; 5, calcaire oolithique (oosparite) ; 6, débris de fossiles (biosparite) ; 7, Marnocalcaires ; 8, marnes à calcaires marneux ; 9, calcaire à oolithes ferrugineuses et stratification oblique ; 10, terriers ; USG, "Unité supérieure gréseuse" ; UMCM, "Unité moyenne calcaire massive".

2.1.1. Descriptions historiques des unités lithostratigraphiques

Les noms des formations ci-dessous sont ceux utilisés dans le Lexique Stratigraphique International [Fasc. 7a, 1956]. On peut reconnaître de la base au sommet les unités suivantes : les Marnes d'Hauterive, la Pierre Jaune de Neuchâtel, les Marnes de la Russille, l'Urgonien jaune (Urgonien inférieur), l'Urgonien blanc (Urgonien supérieur).

Les Marnes d'Hauterive (= Marnes Bleues)

Définies par Marcou en 1848 dans le Jura, elles sont facilement reconnaissables à leur couleur bleu-gris et sont riches en fossiles (ammonites, brachiopodes). D'après Busnardo et Thieuloy [1989], « la Marne bleue paraît entièrement comprise dans la zone à Radiatus... » c'est-à-dire la première zone de l'Hauterivien inférieur [sensu Busnardo, 1984].

La Pierre (jaune) de Neuchâtel

Cette unité lithologique fut remarquée par Marcou en 1859 : « cette division du néocomien moyen est formée exclusivement de calcaires bien stratifiés, d'une belle couleur jaune... Les fossiles sont généralement assez rares... C'est surtout aux environs de Neuchâtel

que cette formation est bien développée... ». Elle a été décrite pour la première fois sous le nom de Pierre Jaune de Neuchâtel (sous-étage de l'Hauterivien) par Schardt et Dubois en 1903 sur des observations faites dans le Jura neuchâtelois.

Les « Marnes d'Uttins » (fig. 8) la subdivisent en Pierre Jaune inférieure et Pierre Jaune supérieure ; ce niveau a livré deux ammonites (déterminées comme *Hoplites* sp. et *Leopoldia* sp. forme juvénile) initialement considérées d'âge Hauterivien supérieur [Jordi, 1955]. Ce même niveau a livré également un *Lyticoceras nodosoplicatum*, plaçant la Pierre Jaune inférieure intégralement dans l'Hauterivien inférieur, zone à *Nodosoplicatum* [Busnardo et Thieuloy, 1989]. Ces mêmes marnes avaient été appelées auparavant « Marnes à *Eudesia semistriata* » par Schardt [1879].

La découverte de ces ammonites au milieu de la Pierre Jaune ne permet pas d'attribuer un âge avec certitude à la Pierre Jaune inférieure. En effet, le niveau des Marnes d'Uttins ayant livré les ammonites est séparé de la Pierre Jaune inférieure par deux hard-grounds [Remane *et al.*, 1989b] marquant peut-être des lacunes importantes ; d'autre part, la Pierre Jaune supérieure n'ayant fourni aucune ammonite elle ne peut être encadrée ou estimée précisément sur le plan

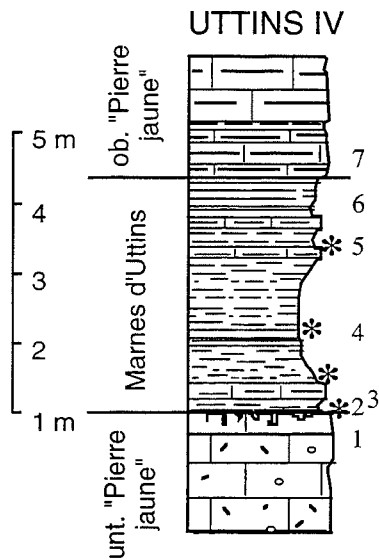


FIG. 8. – Profil lithologique des Marnes d'Uttings au Mont Chamblon, d'après Jordi [1955].

chronostratigraphique.

Le découpage lithostratigraphique Pierre Jaune inférieure, (Marnes d'Uttings), Pierre Jaune supérieure a été assez bien reconnu dans toute la région neuchâteloise et vaudoise. Cependant, la reconnaissance des « Marnes d'Uttings » pose parfois des problèmes dans la mesure où elles ne sont pas développées dans les mêmes faciès. La limite inférieure de la Pierre Jaune inclut la partie « marnocalcaire » [Busnardo et Thieuloy, 1989], qui fait la transition avec les Marnes bleues. La limite supérieure avec l'Urgonien jaune est très floue ; elle n'a pas été décrite par Marcou et, par la suite, les auteurs l'ont interprété de différentes manières.

Les Marnes de la Russille

Jaccard [1861, 1869] a initialement décrit cette formation dans le Jura vaudois, le long de la nouvelle route de Lignerolle à Orbe, comme une «... zone marneuse fossilifère ... épaisse de 10 cm ... Elle se trouve presque à la partie supérieure, à peu de distance des couches de l'Urgonien à *Cidaris clunifera*...». Dans sa description, il croit que ce niveau est situé entre la Pierre Jaune (« calcaire néocomien où le faciès oolithique prédomine ») et l'Urgonien inférieur (= jaune). Depuis, en étudiant des coupes proches et plus complètes, Zweidler [1985] puis Conrad et Masse [1989] l'ont reconnue plutôt au sommet de l'Urgonien inférieur.

Son contenu fossilifère est très riche en gastéropodes, bivalves, brachiopodes, bryozoaires, spongiaires et échinides. Parmi ces derniers, Desor avait déterminé des espèces néocomiennes (*Pyrina pygaea* AGASSIZ, *Nucleolites Olfersii* AGASSIZ) et urgoniennes (*Pygurus procutus* AGASSIZ, *Pygaulus Morloti*), ainsi que de nouvelles espèces (*Diplopodia Delaharpii*

7. banc marnocalcaire de la Pierre jaune supérieure.
6. marnes argileuses, jaunes feuilletées qui contiennent par endroit des fossiles.
5. deux bancs marnocalcaires, riches en fossiles qui sont séparés par une zone marneuse jaune-ocre clair.
4. banc marnocalcaire, riche en fossiles, sableux, friable, de couleur ocre-jaune intense, parfois avec des zones violettes; partie moyenne argileuse avec ammonites. La partie supérieure est encore par endroits bleu-gris, très riche en pyrite.
3. banc marnocalcaire de 25 cm, sans limite nette, riche en fossiles.
2. 2 cm d'argiles rouge-violacé à la base; au-dessus 20 cm de marnes sableuses brun-rouille.
1. Surface de la Pierre jaune, banc à lumachelle très grossière, fortement glauconitisée, perforations jusqu'à 4cm de profondeur.

DESOR ; *Psammechinus* nov. sp.) [Jaccard, 1861]. En 1893, Jaccard a décrit sans préciser véritablement leur position dans l'Urgonien inférieur de nombreux affleurements riches en polypiers. Dans une carrière des gorges de l'Areuse, Baumberger [1898] insiste aussi sur le caractère coralligène du sommet de l'Urgonien inférieur (qui correspondrait alors aux « Marnes de la Russille »).

A nouveau, la lithostratigraphie régionale et la biochronostratigraphie entrent en concurrence. En effet, du point de vue biostratigraphique, les Marnes de la Russille contiennent des oursins de type urgonien (*sensu* d'Orbigny), de sorte qu'elles furent utilisées pour définir la base des (faciès) Urgoniens (blancs). Au contraire, par leur couleur, les Marnes de la Russille appartiennent plutôt à l'Urgonien inférieur (Urgonien jaune). Dans l'impossibilité de trancher par ces critères, les Marnes de la Russille restent surtout un terme descriptif correspondant à un niveau remarquable.

L'Urgonien jaune = Urgonien inférieur

Dans le Jura neuchâtelois, Desor et Gressly [1859] placent dans l'Urgonien inférieur des calcaires jaunes « ocracé », friables, grumeleux, noduleux et fossilifères, intercalés de petits niveaux oolithiques. Sa différence de compétence le distingue de l'Urgonien supérieur blanc et massif, mais le contenu fossilifère n'a pas été considéré comme très différent, excepté quelques espèces d'échinodermes (*Salenia acupicta* DESOR, *Goniopygus peltatus* AGASSIZ, *Hemicidaris clunifera* AGASSIZ et *Cidaris Lardyi* DESOR) qui n'ont été trouvées que dans l'Urgonien inférieur.

Le passage de la Pierre Jaune à l'Urgonien jaune n'est pas décrit contrairement au passage Urgonien jaune-Urgonien blanc. Dans cette première définition de

l'Urgonien jaune, les Marnes de la Russille n'étaient pas encore individualisées.

L'absence de limites dans les définitions Pierre Jaune-Urgonien jaune montre la difficulté de séparer des faciès qui sont globalement assez semblables. D'ailleurs, Méia [1965] dans sa cartographie détaillée de la Montagne de Boudry (canton de Neuchâtel) a renoncé à différencier Pierre Jaune et Urgonien jaune.

L'Urgonien blanc = Urgonien supérieur

Desor et Gressly [1859] décrivent l'Urgonien supérieur de la région neuchâteloise comme « un calcaire massif, ... de teinte blanche, deux caractères qui contrastent singulièrement avec l'urgonien inférieur friable et ocracé... ». Il est aussi souvent décrit comme « calcaire blanc à rudistes », « calcaire à caprotines » ou « Schratteknalk » dans les Alpes helvétiques. La puissance de ce faciès typiquement urgonien varie fortement selon les coupes : « Son épaisseur à Gibraltar, près de Neuchâtel, est d'au moins 10 m. » [Desor et Gressly, 1859], à La Lance 2 environ 20 m et à Vallorbe (Jura vaudois) environ 70 m.

L'Urgonien supérieur est surmonté par l'Aptien (gréseux ou marneux) que l'on retrouve dans le Val de Travers [Jaccard, 1893], au-dessus de l'entrée des mines de la Presta (bien que le contact ne soit plus visible), ou encore, dans le Jura vaudois, au sommet de la coupe de Vallorbe. La distinction lithologique entre les deux ne peut être ambiguë.

Remarque : la couleur blanche de « l'Urgonien blanc » est le critère principal de distinction, son contenu étant parfois très différent du calcaire à rudistes typique.

2.1.2. Les problèmes

Exemples

Changement de sens initial d'une formation

Reprenant les découpages de Schardt et Dubois [1903] (Pierre Jaune = Hauterivien supérieur ; Couches de la Russille = Urgonien inférieur), Frei [1925] considère les « calcaires inférieurs jaunes » comme un faciès « Russillefazies » (qu'il attribue au Barrémien inférieur) et admet que son « Russillefazies » peut varier selon les coupes. La signification de faciès plus large (« Couches de la Russille » ou « Russillefazies ») que celle de la définition (« Marnes de la Russille » au sens de Jaccard [1861]), montre la difficulté qu'ont eue ces auteurs pour les identifier et les positionner au sein de l'Urgonien inférieur. Ces marnes de la Russille sont décrites ailleurs (Serrières 2 -Brunette-, Zweidler [1985]) comme un niveau marneux intercalé dans un biostrome à madréporaires.

Il est aussi courant d'employer le terme « Marnes de la Russille » pour l'ensemble de la zone marneuse ou marno-calcaire dans laquelle elles sont comprises.

Les problèmes de datations

Burri [1956] dans son travail sur les Rhynchonellidés du Jura suisse, considère sur la base de la littérature que les faciès de type « Marnes bleues » sont de l'Hauterivien inférieur, la « Pierre Jaune » de l'Hauterivien supérieur et « l'Urgonien jaune » du Barrémien inférieur, ce que par ailleurs bien d'autres auteurs ont également admis. Burri cependant aggrave le problème par un raisonnement circulaire : les faunes qui se trouvent dans l'Urgonien jaune deviennent des faunes du Barrémien inférieur et ce sont ces mêmes faunes qui donneront – et pour cause – un âge Barrémien inférieur à l'Urgonien jaune.

La comparaison des datations des formations selon différents auteurs révèle l'évolution des idées de la stratigraphie dans cette région (fig. 9). Jusqu'en 1980, la Pierre Jaune est entièrement attribuée à l'Hauterivien supérieur, tandis que les formations sus-jacentes (Urgonien jaune/Urgonien inférieur/Marnes de la Russille, Urgonien blanc/Urgonien supérieur/Calcaires à rudistes etc) prennent des âges allant de l'Hauterivien supérieur au Barrémien inférieur/supérieur. Ces variations sont souvent liées aux confusions ou imprécisions lors de la création de l'étage Hauterivien (c'est-à-dire l'identification de l'étage Barrémien) d'une part et au manque de fossiles biostratigraphiques marqueurs dans le Jura d'autre part.

Depuis Desor et Gressly [1859] qui subdivisèrent les faciès de type urgonien (au-dessus de la Pierre Jaune) en Urgonien inférieur et Urgonien supérieur, les descriptions et dénominations se succèdent sans véritable contrôle biostratigraphique.

2.1.3. Conclusion

Sur le plan biostratigraphique

Seules sont précisément datées par ammonites les Marnes d'Hauterive (Marnes Bleues) de l'Hauterivien inférieur (zone à *Radius*) et les marnes d'Utins du sommet de l'Hauterivien inférieur (zone à *Nodosoplicatum*) [Busnardo et Thieuloy, 1989]. La partie inférieure de la Pierre Jaune peut cependant être attribuée à l'Hauterivien inférieur par encadrement. Par contre, l'attribution chronostratigraphique des unités lithostratigraphiques sus-jacentes, telles que la Pierre Jaune supérieure, l'Urgonien jaune et l'Urgonien blanc ne peut être déduite que par encadrement entre l'Hauterivien inférieur et l'Aptien (ou l'Albien) connus. Tout dépend si l'on adopte un concept de sédimentation continue, ou non.

Sur le plan lithostratigraphique

Les formations comme les Marnes Bleues ou l'Urgonien blanc sont suffisamment bien définies du

point de vue de leur couleur ou de leur nature et de leurs limites pour être utilisées sans ambiguïté.

Par contre, l'absence de limites nettes entre la Pierre Jaune et l'Urgonien jaune d'une part, l'Urgonien jaune et les Marnes de la Russille d'autre part, ne facilite pas leur reconnaissance. L'Urgonien jaune est caractérisé par l'intercalation de niveaux marneux, noduleux, assez riches en fossiles, situés entre des niveaux oolithiques de faciès Pierre Jaune. La formation de la Pierre Jaune, elle, est caractérisée par un empilement de bancs oolithiques, épais, plus ou moins riches en glauconie, de couleur ocre-jaune, dont les joints sont en général secs (exception faite des Marnes d'Utüns). Les affinités entre ces deux formations sont donc plus marquées que les différences, surtout en comparaison avec les formations sus- et sous-jacentes (respectivement Marnes Bleues et Urgonien blanc).

La distinction entre l'Urgonien jaune et les Marnes de la Russille est du même ordre ; ces dernières ont une particularité certes remarquable (10 cm de marnes riches en fossiles et coraux, situées au sommet de l'Urgonien jaune), mais elles n'en sont pas autrement différentes.

Les termes Urgonien jaune et Marnes de la Russille considérés en tant que formation à part entière ne sont pas justifiés. La Pierre Jaune *s.s.*, l'Urgonien jaune et les Marnes de la Russille forment un tout que l'on peut considérer comme Pierre Jaune *s.l.* au sein de laquelle l'Urgonien jaune et les Marnes de la Russille peuvent être individualisés comme des membres (fig. 10).

Les attributions stratigraphiques des formations de l'Hauterivien inférieur proposées par Busnardo et Thieuloy [1989] sont finalement assez floues (fig. 10). En effet, dans le Jura, hormis la Zone à Radiatus qui est bien marquée, la Zone à Loryi n'est pas caractérisée à sa base par la présence de l'espèce index *Crioceratites loryi*, ni même plus haut par la présence de *Olcostephanus (Jeannoticeras) jeannoti*, ce qui induit une incertitude quant à la base réelle de la zone à *Nodosoplicatum*, puisque son espèce index est bien présente mais sans la présence simultanée de l'espèce index (*O. (J.) jeannoti*) de la zone précédente. En l'absence de *Cruasiceras cruasense* la base de la Zone à *Cruasense* et - à fortiori - le sommet de la Zone à *Nodosoplicatum* ne peuvent être indiqués. Dans les formations supérieures, aucune ammonite n'ayant été trouvée à ce jour, tout découpage en termes de zonations d'ammonites est usurpé. En résumé, même les formations ayant fourni

Jura (NE)	LOCALISATION	JACCARD, A. (1869)	Boudry (NE)	CHÉ SICHARD BRUNETTE (NE)	Jura (NE)	LA LANCE (VD)	Jura (NE)	Jura (NE)	BUTTES 1 (NE)	Jura (NE & VD)	ECLERENS-LA RUSSILLE (VD)	LA LANCE (VD) 1- Jura méridional 2-
Calcaires à rudistes Urgonien supérieur Calcaires jaunes à échindomes -Marnes de la Russille- Urgonien inférieur Calcaire Jaune Neocomien	AUTEURS ETAPE HAUTERIVIEN BARRÉMIEN inférieur supérieur inférieur supérieur	SCHARD, H. & DUBOIS, A. (1903)	FREI, E. (1925)	CUSTER, W. (1935)	BARTSCH, R. (1958)	AUBERT, D. (1963)	MIA, J. & BECKER, F. (1976)	MATHYS, A. (1980)	ZWIEDLER, D. (1985)	CONRAD, M.A. & MASSE, J.-P. (1989) ARNAUD-VANNEAU, A. & MASSE, J.-P. (1989)	CHAROLLAIS, J. et al CLAVEL, B. et al (1989) 2-	
		Urgonien sup. = calcaires à Requienia Urgonien inf. = Couches de la Russille	Urgonifacès Russillifacès	Urgonien sup. / Urgonien blanc Urgonien inf. s. str.	"Urgonien" blanc Zone Russille jurassiquienne Urgonien jaune	"Urgonien" blanc Marnes de la Russille	"Urgonien" blanc Urgonien jaune	"Urgonien" blanc Urgonien jaune	Formation des Calcaires urgoniens du Jura Discontinuité de La Russille-	Urgonien sup. (blanc) p.p. Marnes de la Russille ?	Urgonien sup. (blanc) Marnes de la Russille ? Urgonien inf. (jaune) p.p. Urgonien inf. (jaune) p.p. Urgonien inf. (jaune) p.p. Pierre Jaune sup. Marnes des Utüns Pierre Jaune inf. "Marnes bleues" d'Hauterive	

Fig. 9.- Chronostratigraphie et lithostratigraphie du Jura neuchâtelois et vaudois.

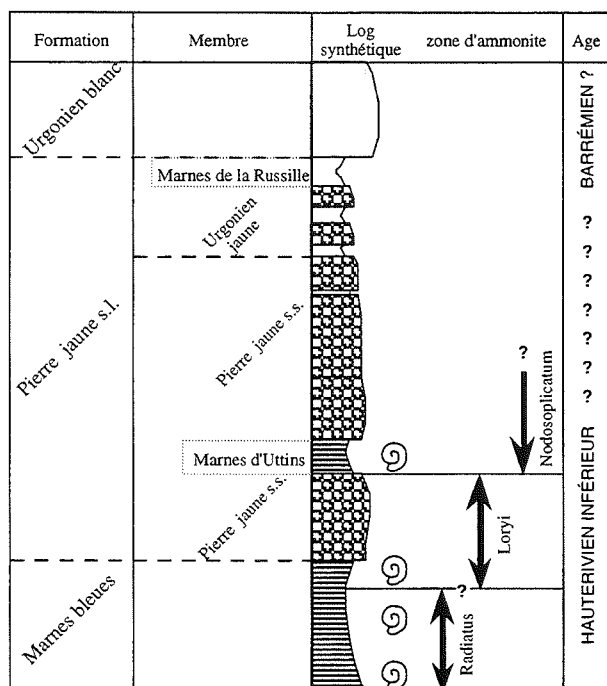


FIG. 10.- Schéma synthétique (sans échelle) montrant les relations entre formations et datations, modifié d'après Busnardo et Thieuloy [1989].

des ammonites ne permettent pas un découpage stratigraphique aussi précis que celui admis par Busnardo et Thieuloy [1989].

Le découpage lithostratigraphique employé dans ce travail est résumé dans la figure 10 avec les précisions suivantes :

- les membres de la Pierre Jaune s.s. ne sont pas distingués en Pierre Jaune inférieure ou supérieure à cause du problème de la reconnaissance des Marnes d'Uttings (faciès à ammonites et position entre la Pierre Jaune inférieure et la Pierre Jaune supérieure) ;

- les Marnes de la Russille regroupent l'ensemble de la zone marneuse du sommet de l'Urgonien jaune (à cause des changements de faciès et éventuellement l'absence de ce niveau marneux). Les Marnes de la Russille, ainsi définies, forment un horizon marqueur utilisé pour des corrélations régionales ; dans cet emploi, elles ont aussi le sens d'une discontinuité (discontinuité de la Russille, Zweidler [1985]).

2.2. Chronostratigraphie historique

Depuis le Néocomien de Thurmann [1836], de nouveaux étages (Urgonien [d'Orbigny, 1847] ; Barrémien [Coquand, 1862]) ont été créés grâce au développement de la stratigraphie dans le Jura suisse et dans le SE de la France ; mais les nombreuses interactions entre la lithostratigraphie et la chronostratigraphie (notamment dans le Jura) ont

contribué à créer des confusions dans l'établissement et la définition de ces étages.

2.2.1. L'Hauterivien

Renevier [1874] a introduit le terme Hauterivien pour éviter les confusions avec le Néocomien *sensu lato* et comme équivalent du « Néocomien moyen » [Desor, 1853 ; Jaccard, 1869]. Cette définition aurait été claire si la description dans son texte (Hauterivien ou « Néocomien moyen » = Marnes d'Hauterive) était la même que celle de son tableau (Hauterivien = Marnes d'Hauterive et Pierre Jaune). L'étage était caractérisé par la Marne jaune de Morteau à *Am. astierianus* à la base, la Marne d'Hauterive à *Am. radiatus* et la Pierre Jaune de Neuchâtel.

Un premier problème concerne la base du nouvel étage : Desor et Gressly [1859] avaient déjà inclus les Marnes à *Am. astierianus* dans leur Néocomien moyen ce que Renevier a repris dans sa définition de l'Hauterivien et qui est aussi la conception de Baumberger [1899] pour la coupe de Valangin. Poussé par les travaux de Kilian [1889 et 1895] qui avait effectué des recherches stratigraphiques dans la Montagne de Lure, et dont l'Hauterivien débutait par la Zone à *Hoplites radiatus*, et prenant en compte le « caractère Valanginien » de ces faunes [Sayn, 1889], Baumberger [1901] change d'avis, et place la limite supérieure du Valanginien entre les Marnes à *Astieria* et les Marnes Bleues. Seul Schardt [1908] s'oppose à un tel changement de limite car il n'observe pas de changement dans les faunes, ni dans les faciès (Marnes à *Astieria* et Marnes bleues). Néanmoins, dans le Jura, la base de l'Hauterivien débute alors par les Marnes Bleues avec *Acanthodiscus radiatus* qui permet des corrélations entre le domaine boréal et le domaine mésogéen. En fait, dans la région stratotypique, seulement deux zones de l'Hauterivien inférieur ont été mises en évidence par Busnardo et Thieuloy [1989], la zone à *Radiatus* et la zone à *Nodosoplicatum pro parte* (voir plus haut § 2.1.3).

Le deuxième point litigieux issu de la définition de Renevier concerne la limite supérieure de l'Hauterivien, d'abord parce qu'il la place au-dessus de la Pierre Jaune qui n'est pas datée et ensuite parce qu'il ignore les définitions antérieures du Barrémien de Coquand [1862] en utilisant encore l'Urgonien comme étage selon la conception de d'Orbigny [1843]. De fait, l'usage courant était de considérer les Marnes d'Hauterive comme Hauterivien inférieur et la Pierre Jaune comme Hauterivien supérieur [Schardt et Dubois, 1903 ; Frei, 1923 ; etc.] jusqu'à encore très récemment. Remane [1989a] résume la situation ainsi : « la base de l'Hauterivien type est assez bien définie mais en revanche son sommet correspond à une attribution lithostratigraphique où aucun argument biostratigraphique ne permet la corrélation avec les divisions créées par Kilian ».

2.2.2. Le Barrémien

Après avoir noté les confusions entre la lithostratigraphie et la chronostratigraphie, il est nécessaire de présenter un historique de l'Urgonien pour replacer la création du Barrémien dans son contexte historique.

C'est d'Orbigny [1847] qui a défini et décrit l'Urgonien (de la localité d'Orgon, Bouches du Rhône, France) comme sous-étage du Néocomien, situé entre le Néocomien inférieur et l'Aptien. En 1852, d'Orbigny complète la définition de son étage en établissant des corrélations avec les faciès à « argile ostréenne » du Bassin de Paris et l'horizon à *Requienia ammonia* des plates-formes provençales subalpines et jurassiennes et considère les calcaires argileux à céphalopodes des Basses-Alpes et du Var comme un faciès de son Urgonien ; cette deuxième description étant beaucoup plus large englobait bien le futur Barrémien et même l'Hauterivien supérieur.

Le nouvel étage de Coquand [1862], le Barrémien, est situé entre le Néocomien *sensu stricto* (caractérisé par les couches à *Toxaster complanatus* et *Ostrea couloni*) et le Néocomien supérieur (soit l'étage Urgonien à ammonites de d'Orbigny). Cependant, il précise que « cet étage n'est point l'équivalent de l'étage Urgonien ». Par comparaison avec les séries de la région de Marseille, il pense qu'il existe une lacune de l'Urgonien dans les Basses-Alpes, créant ainsi une confusion que Kilian [1889] et Paquier [1900] clarifient en montrant le passage latéral des faciès à céphalopodes aux faciès à rudistes. Dès lors, grâce aux travaux de Kilian [1910], le Barrémien devient ainsi un étage, et prime sur le terme d'Urgonien qui ne désigne plus qu'un faciès.

Dans le Jura, en l'absence d'ammonites, l'on croyait d'abord à une lacune du Barrémien [Desor, 1864]. Puis Jaccard [1869], introduisit les subdivisions en Urgonien blanc (= Urgonien supérieur) et Urgonien jaune (= Urgonien inférieur). Ces termes lithostratigraphiques prennent assez rapidement une signification chronostratigraphique alors qu'aucune ammonite n'a jamais été trouvée dans ces faciès. En fait, la Pierre Jaune a toujours été considérée comme Hauterivien supérieur (faisant logiquement suite aux Marnes Bleues de l'Hauterivien inférieur), malgré l'impossibilité de la dater en termes d'ammonites redéfinies alors par Kilian.

Ainsi Schardt et Dubois [1903] rebaptisent l'Urgonien en Barrémien ; bien que les attributions stratigraphiques de ces formations aient souvent changé, on mentionne classiquement dans la littérature Urgonien blanc = Barrémien supérieur et Urgonien jaune = Barrémien inférieur sans que l'on puisse prouver véritablement l'existence de ce Barrémien.

L'Hauterivien de la région type est inutilisable en tant que référence, à sa base à cause de la pauvreté de la faune [Busnardo et Thieuloy, 1989] et des lacunes et à son sommet parce qu'il n'est en fait pas défini du point

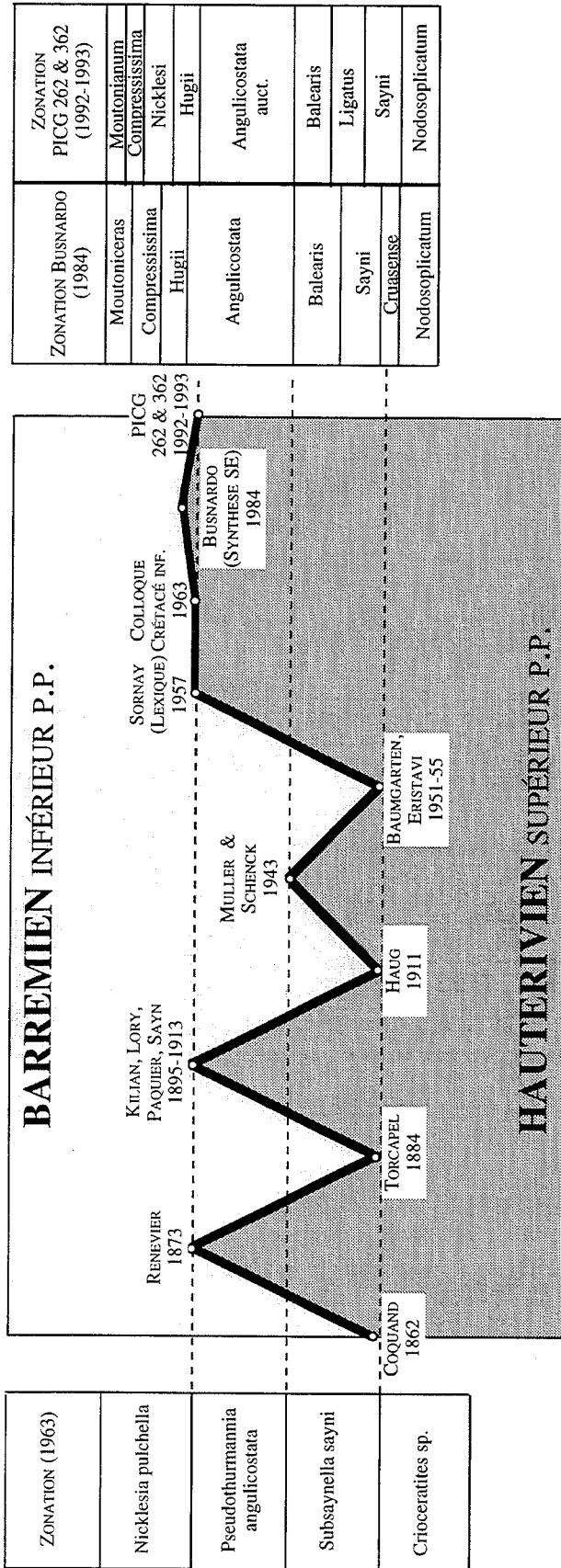


FIG. 11.- Variation de la limite Hauterivien-Barrémien, modifié d'après Debeltas et Thieuloy [1963], Busnardo [1984] et Bulot [1994].

Hauterivien sup. ou z. à <i>D. sayni</i> et <i>H. angulicostatus</i>	s.-z. à <i>Hoplites angulicostatus</i>
	s.-z. à <i>Desmoceras sayni</i>
Hauterivien inf. ou z. à <i>Crioceras duvali</i>	s.-z. à <i>Crioceras duvali</i>
	s.-z. à <i>Leopoldia castellanensis</i> et <i>Acanthodiscus radiatus</i>

TAB. 1.- Zonations d'ammonites, d'après Sayn [1903] et Kilian [1907-1913].

de vue chronostratigraphique. Inversement, le Barrémien défini dans les faciès à céphalopodes du SE de la France n'est guère plus utilisable dans le Jura à cause de l'absence d'ammonites. C'est donc par le biais des zonations de divers organismes que l'on va tenter de dater ces couches dans le Jura.

2.3. Les outils biochronologiques

Les biozonations utilisées sont corrélées ou associées aux zonations d'ammonites de référence. Intrinsèquement, chacune présente des « vices de forme », sources de confusions pour les interprétations stratigraphiques.

2.3.1. Les zonations d'ammonites

Les zonations d'ammonites de l'Hauterivien et du Barrémien, auxquelles sont rattachées entre autres les zonations micropaléontologiques, diffèrent selon les auteurs. Pour les zonations d'ammonites nous détaillerons surtout le problème de la limite Hauterivien - Barrémien qui nous concerne plus particulièrement.

Grâce aux travaux de Kilian [1889-1895], Lory [1898], Paquier [1900] et Sayn [1903], sur les premières zones d'ammonites de l'Hauterivien du SE de la France, on aboutit vers 1907-1913 à un découpage de l'Hauterivien en quatre sous-zones (tableau 1) qui sont à la base des zonations actuelles.

La position de la limite Hauterivien - Barrémien est difficile à cerner pour deux raisons : à l'origine le Barrémien de Coquand et la région de l'Hauterivien

historique sont très différents lithologiquement et paléontologiquement ; par ailleurs, différentes zones d'ammonites ont été utilisées par différents auteurs (fig. 11).

En 1963, le colloque sur le Crétacé inférieur garde comme limite supérieure de l'Hauterivien celle proposée par Sornay [1957] entre les Zones à *Pseudothurmannia angulicostata* (Hauterivien supérieur) et *Nicklesia pulchella* (Barrémien inférieur). Dans la coupe d'Angles (près de Barrême, Basses-Alpes), sans atteindre véritablement le sommet de l'Hauterivien, Busnardo [1963] définit la base du Barrémien par « l'apparition des premiers vrais *Barremites* (à section étroite) et des *Holcodiscus* ».

Dans la synthèse du SE de la France [Debrand-Passard ed., 1984] la limite Hauterivien-Barrémien de Busnardo est définie par des groupes dont la répartition n'est pas figurée, à savoir la disparition des *Pseudothurmannia* tuberculées (*P. edouardi*), et par la première apparition de *Barremites* et de *Raspailceras*, situées haut dans les bancs à *Pseudothurmannia*. La partie inférieure de ces bancs est placée dans la Zone à *Angulicostata* de l'Hauterivien. En réalité, il n'existe toujours pas de stratotype de la limite Hauterivien-Barrémien. Néanmoins, d'après Birkelund *et al.* [1984],

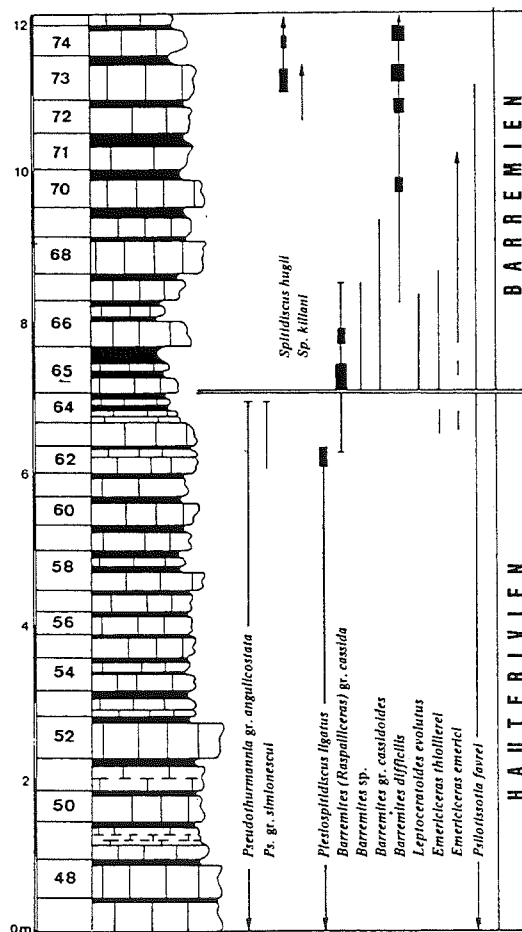


FIG. 12.- Répartition et importance relative des principales ammonites caractéristiques de la limite Hauterivien-Barrémien. Stratotype du Barrémien de la coupe d'Angles, d'après Busnardo et Vermeulen [1986].

un consensus relatif propose de placer la limite soit à la base des bancs à *Pseudothurmannia*, soit à leur sommet (c'est-à-dire à la base des bancs à *Holcodiscus*), mais d'éviter une limite qui soit dans ces bancs (ce qui est le cas de celle de Busnardo). Dans le Jura, aucun niveau

n'a livré des ammonites de l'intervalle Hauterivien supérieur - Barrémien. Seule la présence de foraminifères benthiques permettrait éventuellement de placer la limite entre ces deux étages ; malheureusement, contrairement à l'opinion de Clavel

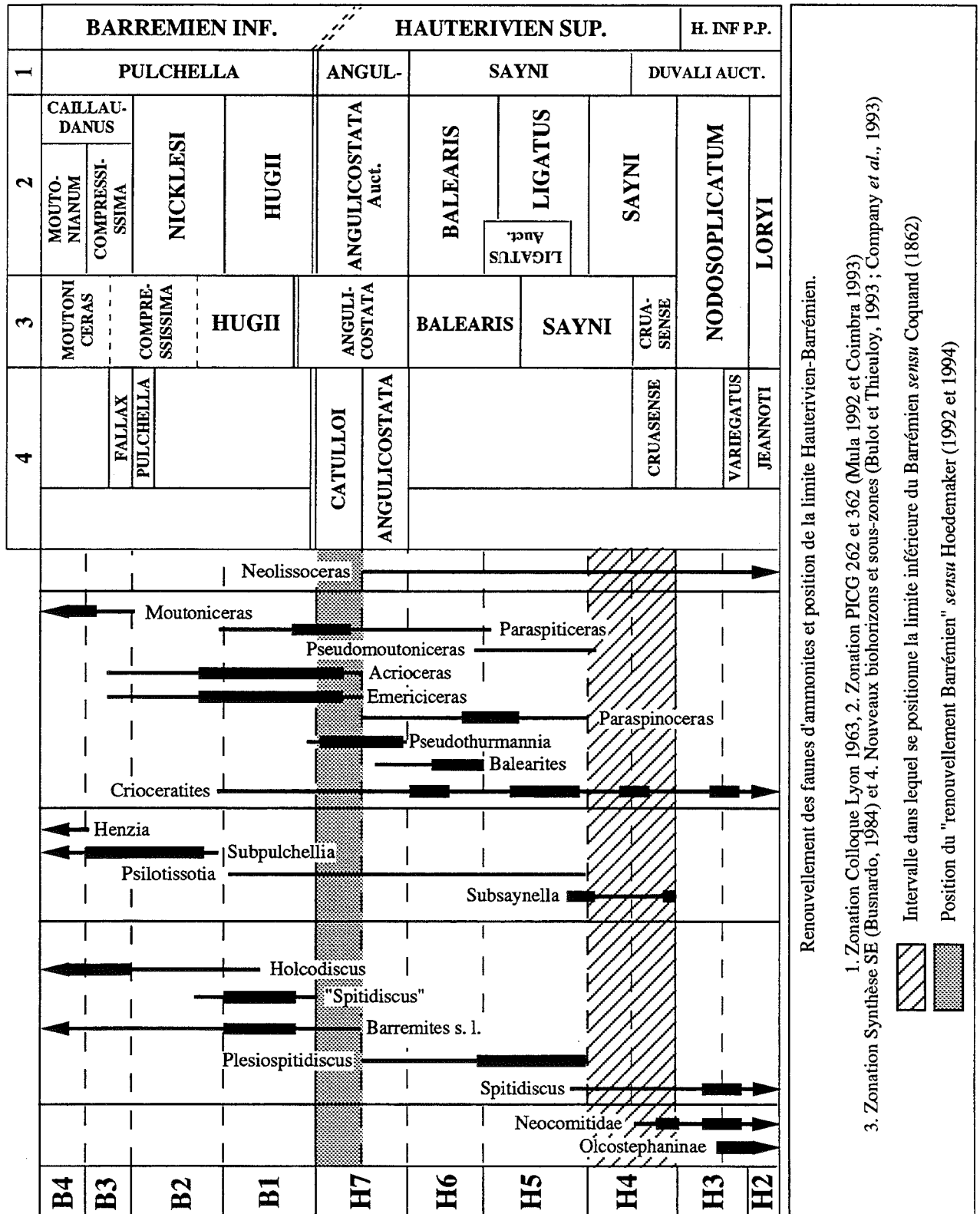


FIG. 13.- Répartition des taxons d'ammonites à la limite Hauterivien - Barrémien, d'après Bulot [1995].

et al. [1994] il n'existe à ce jour dans cette région aucun calage fiable des répartitions de foraminifères benthiques sur la zonation d'ammonites ; dans ces conditions, toute interprétation stratigraphique précise des séries « urgoniennes » jurassiennes est hypothétique.

En 1986, Busnardo et Vermeulen proposent une nouvelle limite Hauterivien - Barrémien placée à la base du banc n°65 de la coupe d'Angles (fig. 12) et qui correspond à la disparition des *Pseudothurmannia*, à une faune plus abondante en *Barremites* (*Raspailiceras*) gr. *cassida* et à l'apparition simultanée de *Barremites* sp. et *Barremites* gr. *cassidoïdes*. Cette nouvelle limite se conforme mieux aux recommandations de Birkelund *et al.* [1984] puisqu'elle se situe au sommet des bancs à *Pseudothurmannia*.

Les récents travaux du groupe de travail IGCP 262 et 362 [1990] ont pour but de standardiser les zonations d'ammonites du Crétacé inférieur des régions méditerranéennes. Pour cela, ce groupe a décidé que, dans la mesure du possible, les zones doivent être définies par la première apparition de l'espèce index et que les bases historiques bibliographiques et paléontologiques doivent être suffisantes. En ce qui concerne la limite Hauterivien - Barrémien, deux points doivent être soulignés : *Pseudothurmannia angulicostata*, espèce index de la dernière zone de l'Hauterivien, doit être révisée car *P. angulicostata* auct. ne correspond pas au type de d'Orbigny qui a été retrouvé. De plus, sa position stratigraphique réelle devrait être précisée. Enfin, les zonations du Barrémien inférieur précédemment publiées n'ont pas été considérées comme une base de travail valable et doivent être également revues. Si, comme l'a décidé ce groupe de travail, on se base sur l'apparition de l'espèce index de la Zone à Hugii, figurée dans Busnardo et Vermeulen [1986], la limite se situerait à la base du banc n°73, soit près de 4 m plus haut que l'ancienne limite proposée par ces auteurs ! Ceci met à jour un triple problème : choix de l'espèce index, connaissance de sa répartition, critères de sa détermination.

Les spécialistes d'ammonites réunis à Mula (Espagne) en 1993, ont présenté l'avancement de leurs travaux basés sur ceux de 1990 : la zone à *Pseudothurmannia angulicostata* auct. est subdivisée en une sous-zone inférieure à *P. angulicostata* auct et une sous-zone supérieure à *P. catulloi*, la limite Hauterivien - Barrémien restant provisoirement à la base de la Zone à *Spitidiscus hugii*.

Les déterminations des ammonites posent problème : en effet, les *Barremites* qui marquent la limite inférieure du Barrémien dans la zonation de Busnardo [1984] sont déjà présents (fig. 13) dans le sommet de l'Hauterivien (zone à *Angulicostata* de Bulot [1995]) ! De fait, d'un auteur à un autre, les répartitions des faunes ne sont pas concordantes (fig. 11) et soulèvent les problèmes de détermination des *Barremites* (« l'apparition des premiers vrais *Barremites* » Busnardo [1984]).

D'autre part, la répartition des *Spitidiscus hugii* et des *Pseudothurmannia* est variable puisque d'un tableau de répartition à un autre ces formes s'excluent mutuellement (4 m d'exclusion dans la coupe d'Angles, Busnardo [1984]) ou se chevauchent (fig. 13, d'après Bulot [1995]). Une fois de plus, cela pose le problème d'une part des déterminations des ammonites et d'autre part de la répartition réelle de ces fossiles pour lesquels la sélection des coupes de référence n'est pas innocente.

Sans vouloir résoudre les problèmes des zonations d'ammonites, il est important de les garder à l'esprit quand ces zonations servent de référence biochronologique pour d'autres biozonations. Parmi les zonations d'ammonites proposées ci-dessus, nous continuons d'utiliser, malgré ses faiblesses, celle de Busnardo [1984] car elle a servi de référence dans la littérature récente, tout en considérant également celle plus récente et mieux contrainte de Hoedemaeker *et al.* [IGCP, 1993].

2.3.2. Les zonations d'orbitolinidés

Dans les faciès de plate-forme (Jura, Chaînes subalpines, Savoie, plate-forme provençale) les attributions stratigraphiques sont basées principalement sur les biozonations d'*Orbitolinidae* (foraminifères benthiques).

La première zonation d'Orbitolinidés proposée est celle de Schroeder *et al.* [1968a, 1968b] établie dans la région genevoise. Elle a été complétée par la suite par Conrad [1969], avec d'autres foraminifères benthiques d'intérêt biostratigraphique. Les attributions stratigraphiques de cette zonation sont basées sur la présence de deux niveaux à ammonites, l'un du Barrémien basal sous l'Urgonien et l'autre de l'Aptien inférieur [*Deshayesites* gr. *weissi* in Moret et Deleau, 1960] dans les Couches Inférieures à Orbitolines.

La zonation de Foury [1968] divise le Barrémien des Alpilles en cinq biozones, basées sur une espèce ou sur un groupe d'espèces ; elle est cependant difficilement utilisable en pratique car la répartition réelle des espèces dépasse les biozones et certaines espèces sont trop rares dans la région grenobloise [Arnaud-Vanneau, 1980].

Dans la plate-forme provençale, Masse [1976] a précisé la zonation de Foury, par la prise en compte des associations d'Orbitolinidés, des foraminifères benthiques et des algues du Barrémien.

Arnaud-Vanneau [1980] a montré que les répartitions des Orbitolinidés dans l'Urgonien de Chartreuse et du Vercors sont comparables à celles observées par Conrad [1969], seule l'attribution stratigraphique diffère. En effet, la découverte d'une ammonite (*Silesites seranonis*) appartenant au Barrémien supérieur, sous la falaise urgonienne, conduit à penser que la zonation de Conrad commence plutôt au Barrémien supérieur, impliquant une lacune entre le Barrémien basal et le dépôt de l'Urgonien [Arnaud-

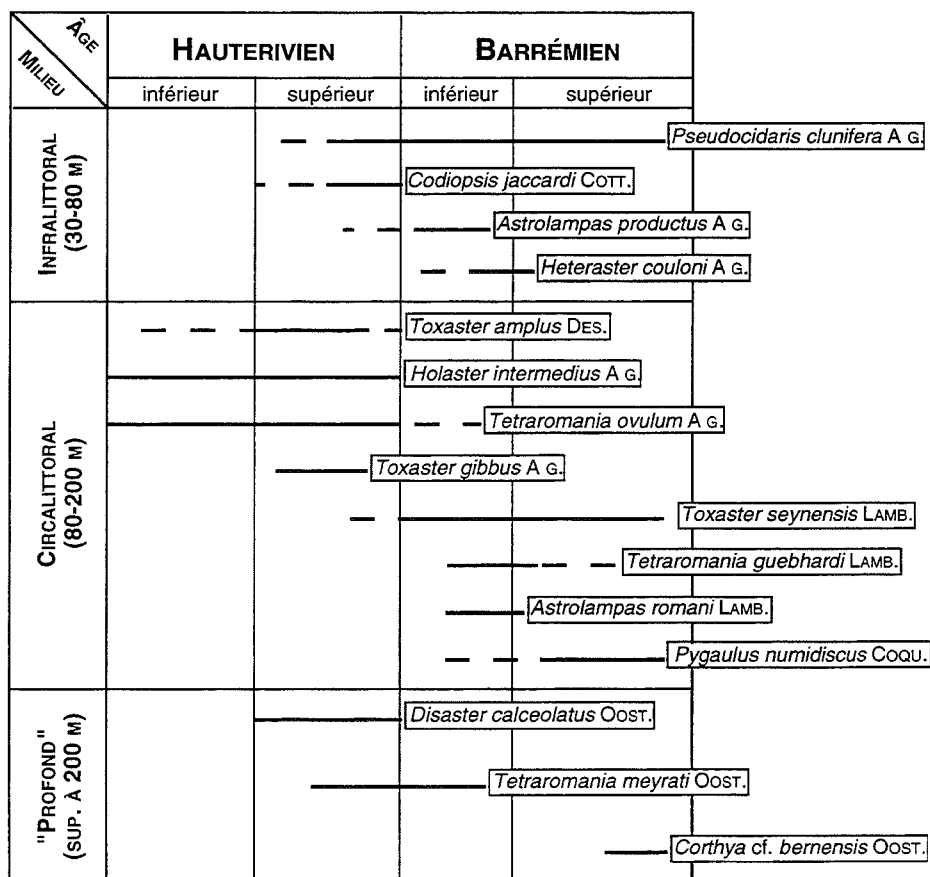


FIG. 14.- Répartition des échinides dans le SE de la France, d'après Clavel [in Debrand-Passard, 1984].

Vanneau, 1980].

Le concept de stratigraphie séquentielle a amené une nouvelle interprétation stratigraphique des répartitions [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992], grâce à laquelle l'attribution au Barrémien supérieur se trouve confortée.

Clavel *et al.* [1994] présentent une nouvelle échelle biostratigraphique des orbitolinidés, obtenue à partir de prélèvements dans des coulées bioclastiques encadrées par des ammonites. L'absence de données de terrain précises (coupes détaillées avec position des échantillons prélevés et des ammonites, photographies et répartition des fossiles déterminés) ne permet pas d'accréditer, pour le moment, cette nouvelle zonation.

Il serait intéressant de connaître également la répartition des genres ou espèces dont la valeur stratigraphique est critiquée par ailleurs dans ce même article.

Les points litigieux concernant les biozonations d'Orbitolinidés se résument de la façon suivante : le premier est d'ordre micropaléontologique (taxonomie), le second d'ordre stratigraphique (extension et attribution stratigraphique des Orbitolinidés retenus pour les zonations) et le troisième concerne les relations avec les zonations d'ammonites.

2.3.3. Les zonations d'ostracodes

Par l'analyse de la faune d'ostracodes de l'Hauterivien inférieur du Jura franco-suisse, Oertli [1989] a montré qu'ils ont des affinités avec des faunes plutôt boréales. L'étude des ostracodes (mal préservés) de quelques affleurements du Jura suisse ne permet pas une attribution stratigraphique précise [Clavel *et al.*, 1994] ; tout au plus la faune présenterait des formes proches des faunes barrémiennes connues en Europe.

2.3.4. Les zonations d'échinides

La variété des milieux colonisés par les échinides et leur évolution assez rapide en fait des fossiles intéressants du point de vue stratigraphique.

La répartition des échinides dans le Crétacé inférieur du S-E de la France est figurée par rapport à la répartition des ammonites. Cependant, et notamment à l'Hauterivien - Barrémien (fig. 14), la valeur biostratigraphique des échinides de la plate-forme du Jura et du domaine subalpin reste incertaine, du fait de l'absence d'ammonites dans ces faciès peu profonds [Clavel in Debrand-Passard *et al.*, 1984].

Parmi les quatre types de biozonations proposées, seule celles utilisant les foraminifères benthiques peut être utilisée dans le Jura. Les zonations qui ont été utilisées dans la région genevoise, les massifs subalpins et le Jura seront discutées plus en détail dans le chapitre micropaléontologie.

2.4. Conclusion

Comme nous avons pu voir, la lithostratigraphie est d'un usage commode pour les descriptions mais redoutable sur le plan chronostratigraphique dès que les unités sont assimilées à des âges. Les étages ne sont utilisables que comme système de référence. Les biozonations reflètent le souci d'une expression simplifiée d'une logique d'évolution paléontologique associée à une notion chronostratigraphique. Elles sont cependant sujettes aux problèmes de détermination, d'attributions stratigraphiques et ne sont bien souvent (peut-être en dehors des zonations d'ammonites ou de micro et nanno-plancton) que régionales.

En dehors de la région neuchâteloise, l'Urgonien est daté par encadrement. Dans les chaînes subalpines, il repose sur des calcaires hémipélagiques d'âge Hauterivien supérieur, et son sommet est daté par ammonites de l'Aptien. Par corrélations régionales, Arnaud et Arnaud-Vanneau [1989, 1992] montrent que la base des faciès urgoniens appartient au Barrémien supérieur. Clavel *et al.* [1986, 1994] estiment sur la base d'ammonites trouvées sous l'Urgonien que sa base appartient encore à l'Hauterivien supérieur et au Barrémien inférieur. Pour un intervalle stratigraphique fixé, la différence d'âge proposée pour la base de l'Urgonien implique que les moyens de datation et/ou les processus de sédimentation soient différents selon les auteurs.

Le problème stratigraphique et sédimentologique étant donc bien cerné, il conviendra de déterminer dans quelle mesure le Jura neuchâtelois peut se rattacher à l'une ou l'autre de ces hypothèses.

3. – PROBLÉMATIQUE, OBJECTIFS ET MÉTHODES

3.1. Problématique

En résumé des différents points exposés ci-dessus, la problématique du Jura neuchâtelois pour la période Hauterivien - Barrémien se traduit ainsi :

- absence de fossiles stratigraphiques marqueurs et peu de niveaux bien datés,
- usages de dénominations lithostratigraphiques avec une signification chronostratigraphique incontrôlable,
- épaisseurs des couches réduites et affleurements discontinus,

- relations précises avec les régions contiguës non élucidées.

3.2. Objectifs et méthodes

Les moyens mis en oeuvre pour tenter de résoudre les problèmes présentés sont ceux utilisés dans les thèses précédentes tant dans la région grenobloise que dans le Jura central : micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et interprétation séquentielle.

La notion de continuité de l'enregistrement sédimentaire n'est pas applicable au système sédimentaire étudié. En effet, la sédimentation de l'Hauterivien - Aptien du domaine jurassien est dominée par le remaniement, l'érosion et les discontinuités.

Dans ce contexte, le problème des corrélations entre des affleurements discontinus peut être résolu par la reconnaissance et la datation par encadrement des surfaces qui délimitent les ensembles sédimentaires. Dans ce travail, les corrélations stratigraphiques seront donc établies par l'intermédiaire de ces surfaces appelées **discontinuités**.

Une discontinuité correspond à l'enregistrement d'événements géodynamiques ; elle est définie par Twenhoffel [1936] comme « une surface séparant deux dépôts distincts et qui représente un temps de non dépôt ou d'érosion ». Selon Arnaud [1981], un horizon de discontinuité correspond à une surface isochrone séparant deux unités dont la lithologie et l'âge peuvent varier ; elle peut être aussi mise en évidence par de brusques variations dans la courbe de microfaciès. La corrélation entre les surfaces de même âge permet ainsi de s'affranchir de la lithologie ; cette méthode a été utilisée dans les sédiments du Jura [Viéban, 1983 ; Adatte, 1988 ; Rumley, 1992].

Les principales surfaces-clés reconnues sont les surfaces d'émersion, les surfaces d'érosion et les surfaces de condensation.

Les surfaces d'émersion affectent le domaine de plate-forme ou de bordure de plate-forme et correspondent à des lacunes de sédimentation (elles se remarquent par des surfaces d'altération ou d'érosion dont l'extension peut atteindre et dépasser la bordure de la plate-forme). Dans le cas d'une documentation stratigraphique suffisante, il est possible d'observer de part et d'autre de cette surface un « saut évolutif » dans les assemblages de faunes (de foraminifères benthiques par exemple) ou de flore.

Les surfaces d'érosion ou de troncature sous-marine sont des surfaces reconnues en domaine de bassin ou de talus, sans qu'elles soient liées à une émersion ; elles correspondent à une surface physique, comme la base d'un niveau de remaniement gravitaire ou une surface de troncature (*slump scar*, surface d'érosion par courant sous-marin,...) qui est marquée par un saut dans l'enregistrement sédimentaire et/ou biostratigraphique. Sur la plate-forme, ces surfaces, en général irrégulières,

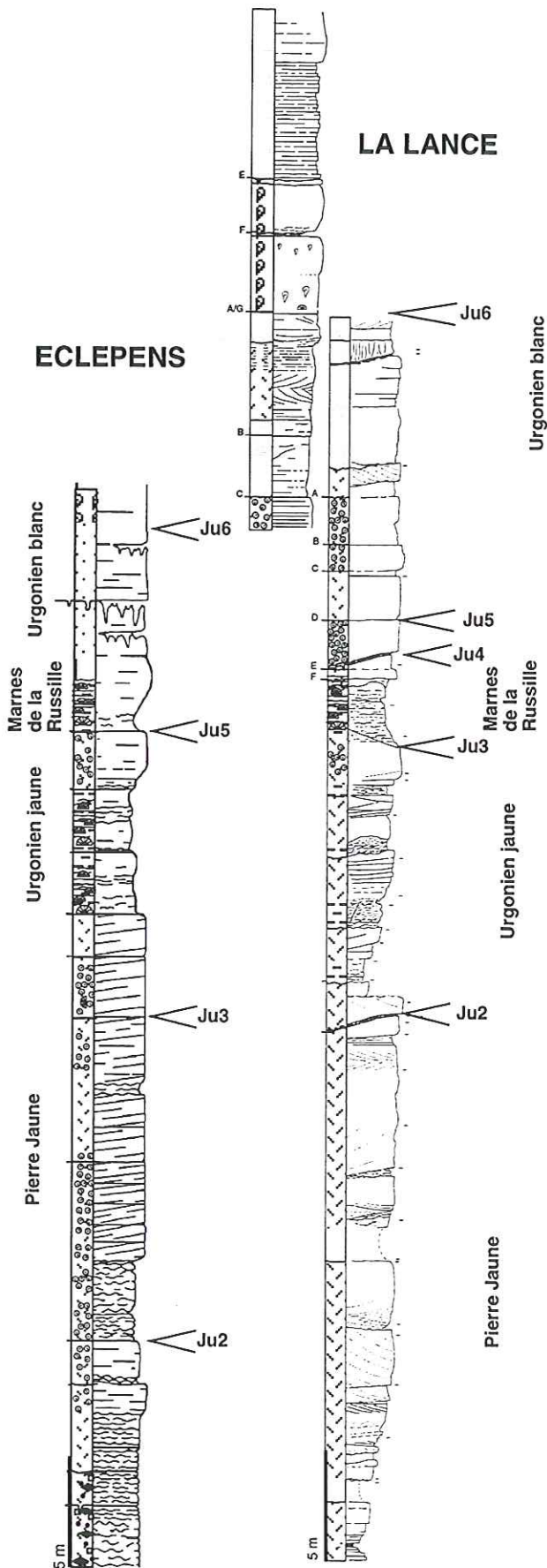


FIG. 15.— Position des discontinuités reconnues dans le Jura.

tronquent les bancs sous-jacents, au-dessus desquels on peut trouver des éléments remaniés et des lithoclastes.

Les surfaces de condensation étaient des surfaces submergées, marquées par un taux de sédimentation nul à très faible où les fossiles préservés recouvrent une grande extension chronostratigraphique ; elles correspondent aux milieux généralement les plus profonds, et sont souvent confondues avec des horizons de condensation. En domaine de plate-forme, elles correspondent à un hard-ground (HG), surface encroûtée d'oxydes de fer et associée à des faunes encroûtantes (bryozoaires) ou sessiles (ostreacés, annélides, éponges).

Comme hypothèse de travail, les discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire des séries de l'Hauterivien - Aptien du Jura sont déjà introduites ici ; elles seront bien sûr complétées et discutées par la suite.

Ces surfaces de discontinuité sur la plate-forme sont prolongées par des surfaces de discontinuité en domaine de bassin et matérialiseraient des modifications isochrones du milieu marin ; elles constitueraient de fait de bons outils indispensables aux corrélations plate-forme - bassin et sont considérées pour certaines d'entre elles comme des limites de séquence de dépôt *sensu* Vail *et al.* [1977].

Sept discontinuités ont pu être individualisées ; elles sont interprétées soit comme des limites de séquence (Ju2, Ju3, Ju4, Ju5, Ju6, Ju7), soit comme des surfaces de condensation (Ju1). Leur place dans la succession sédimentaire est représentée sur la figure 15.

– La discontinuité Ju1 est une surface d'érosion perforée, couverte par des surfaces de condensation [hard-ground *in* Jordi, 1955]. Elle se place au sommet du premier ensemble carbonaté de la Pierre Jaune inférieure et à la base des Marnes d'Uttings.

– La discontinuité Ju2 est une surface d'érosion qui est marquée par la disparition de l'association quartz et glauconite qui existe dans les niveaux sous-jacents. Cette surface peut localement être surmontée par un niveau à galets (La Lance I).

– La discontinuité Ju3 est une surface d'érosion et d'émersion qui est marquée par l'installation des premiers niveaux à madréporaires.

– La discontinuité Ju4 est une surface d'érosion qui porte des traces d'émersion (microkarsts). *Meandrospira favrei* disparaît au-dessous de cette surface.

– La discontinuité Ju5 est une surface d'érosion au-dessus de laquelle apparaissent des niveaux riches en orbitolinidés.

– La discontinuité Ju6 est une surface d'émersion et d'érosion qui marque l'apparition de niveaux à rudistes (*Requienia*) dans l'Urgonien blanc.

– La discontinuité Ju7 est une surface d'émersion qui marque régionalement la fin des dépôts urgoniens et qui est surmontée par des niveaux fossilifères (orbitolines notamment) d'âge Aptien (*Palorbitolina*

lenticularis).

La place chronostratigraphique de ces limites de séquences sera discutée en conclusion de ce travail.

Les analyses micropaléontologique, sédimentologique et minéralogique seront effectuées dans ce cadre et permettront de préciser la signification de ces discontinuités.

Enfin, trois objectifs principaux ont été recherchés.

– Le premier objectif était de recenser et de connaître la répartition de la microfaune et de la microflore du Jura neuchâtelois afin d'isoler des ensembles distincts de sédiments, séparés par les limites de séquence et indépendants du découpage lithostratigraphique régional.

En effet, en dehors du mémoire concernant la révision de l'étage Hauterivien [Remane, 1989] par des approches multidisciplinaires, aucune étude micropaléontologique détaillée n'a été entreprise sur les coupes de l'Hauterivien - Barrémien du Jura neuchâtelois. Les répartitions micropaléontologiques détaillées réalisées pour chaque coupe permettront une vision objective des éléments. Plus particulièrement, les orbitolinidés seront l'objet de déterminations précises, dans la mesure où ceux-ci se révèlent être les plus intéressants dans le cadre du découpage chronostratigraphique des séries de plate-forme (zonations de foraminifères déjà existantes). Néanmoins, le reste de la microfaune et microflore (algues) sera aussi répertorié. En outre, cette étude servira la base pour une

interprétation paléoenvironnementale.

– Le deuxième objectif était de mettre en évidence les changements du système sédimentaire afin de préciser la paléogéographie et la stratigraphie de cette région.

L'étude sédimentologique sur le terrain et en laboratoire (lame minces) apportera un complément indispensable à la connaissance du contexte de dépôt des sédiments, permettant une interprétation de la dynamique de dépôt et un découpage séquentiel.

– Enfin, le dernier objectif était l'étude minéralogique, méthode qui a déjà été utilisée dans les séries du Berriasien, Valanginien et Hauterivien du Jura neuchâtelois. En ce qui concerne l'Hauterivien - Barrémien, cette étude minéralogique est nouvelle ; elle sera le lien « minéralogique » entre les travaux antérieurs sur l'Hauterivien *pro parte* du Jura neuchâtelois de Rumley [1992] et l'Aptien - Albien *pro parte* de Gindraux [1975].

La comparaison des minéraux argileux pourra être étendue avec les travaux de Viéban [1983] sur le Jura méridional sur un niveau stratigraphique équivalent.

Tous ces éléments feront l'objet d'une synthèse aboutissant à un découpage séquentiel de l'Urgonien du Jura neuchâtelois et à des corrélations régionales. Les résultats seront comparés aux schémas et aux interprétations de stratigraphie séquentielle déjà existants.

Chapitre II

MICROPALÉONTOLOGIE

Les sédiments de plates-formes carbonatées sont constitués en grande partie par des foraminifères benthiques et des algues. La faune et la flore de notre région est comparée à celle qui a déjà été observée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980], et dans le Jura [Viéban, 1983 ; Arnaud-Vanneau et Masse, 1989 ; Masse et Conrad, 1989].

Dans une première partie, la taxonomie et la détermination des Orbitolinidés sera discutée ; l'aspect paléoécologique de certains milieux particuliers sera développé dans une seconde partie. Enfin, nous examinerons les différentes zonations d'Orbitolinidés, avec une attention particulière pour ce qui concerne les attributions stratigraphiques.

1. – TAXONOMIE

Remarques préliminaires : dans les descriptions de la faune et de la flore, un paragraphe est réservé à la formation lithologique et à l'environnement dans lequel l'espèce a été observée. Une distinction a été introduite : une forme est dite transportée si elle présente des caractères de transport ou d'usure. Ceux-ci sont de plusieurs types : usure mécanique (bords émoussés, cassés), usure « biologique » (micritisation de la bordure d'un test ou de sa totalité lorsqu'il se trouve dans un environnement peu propice à ce genre d'altération), remobilisation (oolithisation, encroûtement par un autre foraminifère ou par des bryozoaires), remplissage du test (glauconite, micrite).

1.1. Étude de la microfaune benthique

La microfaune benthique est présentée dans ce paragraphe en suivant les grandes divisions systématiques proposées par Loeblich et Tappan [1988]. Ces divisions sont basées sur les caractéristiques du test : morphologie générale, changements ontogéniques, modifications internes, structures aperturales, nature des parois, forme des cristaux, caractère lamellaire, perforations et canalicules, ultrastructures.

Les espèces marquées d'une astérisque correspondent aux espèces types. La diagnose générique n'a été décrite que pour plusieurs espèces d'un même genre.

Dans ce travail, seuls les aspects les plus caractéristiques des foraminifères seront mis en exergue, puisque cette partie constitue surtout un inventaire — non exhaustif — des foraminifères les plus fréquents de l'Urgonien du Jura neuchâtelois et vaudois.

Ordre Foraminiferida EICHWALD 1830

1.1.1. Famille Ammodiscidae

Ammodiscidae REUSS 1862

Genre *GLOMOSPIRA* RZEHAKE 1885

Glomospira watersi LOEBLICH 1946

Pl. I, fig. 1 à 3.

- * 1946 - *Glomospira watersi* n. sp. - Loeblich Jr., pl. 22, fig. 3 ab, 4 ; T.-fig. 1.
- 1960 - *Glomospira* cf. *charoides* - (JONES & PARKER) - Chevalier, pl. 1, fig. 1-2.
- ? 1967 - *Glomospira* sp. - Neumann, pl. 9, fig. 2.
- 1978 - *Glomospira irregularis* (GRZYBOWSKI) - Arnaud-Vanneau, pl. 10, fig. 7-9 ; pl. 18, fig. 8-11.
- 1978 - *Glomospira* cf. *irregularis* (GRZYBOWSKI) - Arnaud-Vanneau, pl. 18, fig. 12-24.
- ? 1978 - *Glomospira* sp. 32 - Arnaud-Vanneau, pl. 84, fig. 10-11.
- 1980 - *Glomospira watersi* LOEBLICH Jr. - Arnaud-Vanneau, pl. 10, fig. 7 à 9 ; pl. 18, fig. 8 à 14 ; ? pl. 89, fig. 11-10, fig. 103.

Diagnose : loge tubulaire de petite taille qui s'enroule sur elle-même sans organisation particulière et dont les tours sont jointifs.

Répartition régionale : espèce identique à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune et Marnes de la Russille.

Environnement : faciès à grain fin de texture wackestone-packstone essentiellement circalittoral.

Répartition stratigraphique globale : Berriasien-Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju5, en liaison avec les faciès qui y sont favorables.

Glomospira glomerosa EICHER 1960

Pl. I, fig. 4 à 5.

- * 1960 - *Glomospira glomerosa* n. sp. - Eicher, pl. 3, fig. 6 ab.
- 1978 - *Glomospira* sp. 30 - Arnaud-Vanneau, pl. 10, fig. 4 à 6 ; pl. 18, fig. 1 à 6.

- v 1980 - *Glomospira glomerosa* EICHER - Arnaud-Vanneau, pl. 10, fig. 4 à 6 ; pl. 18, fig. 1 à 6 ; fig. 100.

Diagnose : cette espèce se différencie de *G. watersi* par une plus grande taille et un enroulement très régulier.

Répartition régionale : espèce identique à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : moins fréquente que *G. watersi*, limitée à la Pierre Jaune (élément transporté).

Environnement : faciès à grain fin de texture wackestone-packstone, essentiellement circalittoral.

Répartition stratigraphique globale : Berriasien-Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju4, en liaison avec les faciès qui y sont favorables.

Genre *GLOMOSPIRELLA* PLUMMER 1945

Glomospirella aff. *gaultina* (BERTHELIN) 1880

Pl. I, fig. 6.

- ? 1960 - *Glomospira* cf. *charoides* (JONES & PARKER) - Chevalier, pl. 1, fig. 3-5.
- ? 1966 - *Glomospira gaultina* (BERTHELIN) - Dieni & Massari, pl. 1, fig. 1.
- 1975 - *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER) - Neagu, pl. 3, fig. 6-9.
- v 1978 - *Glomospirella* sp. 35 - Arnaud-Vanneau, pl. 18, fig. 15-18.
- v 1978 - *Glomospirella* sp. 36 - Arnaud-Vanneau, pl. 18, fig. 19.
- 1980 - *Glomospirella* aff. *gaultina* - Arnaud-Vanneau, pl. 18, fig. 15 à 19, fig. 104.

Diagnose : test tubulaire débutant par une protoconque globuleuse suivie par une loge à enroulement d'abord en pelote puis planispiralé de façon plus ou moins régulière.

Répartition régionale : espèce identique à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune et Urgonien jaune.

Environnement : faciès à grain fin de texture wackestone-packstone essentiellement circalittoral.

Répartition stratigraphique globale : Berriasien-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju4, en liaison avec les faciès qui y sont favorables.

1.1.2. Famille Haplophragmoididae

Haplophragmoididae MAYNC 1952

Genre *HAPLOPHRAGMOIDES* CUSHMAN 1910

Haplophragmoides cf. *globosus* LOZO 1944

Pl. I, fig. 13.

- 1971 - *Haplophragmoides vocontianus* Moullade & Fuchs, pl. 1, fig. 6.
- v 1978 - *Haplophragmoides* aff. *globosus* LOZO - Arnaud-Vanneau, pl. 9, fig. 22-25 ; pl. 17, fig. 15-19.
- 1980 - *Haplophragmoides* cf. *globosus* LOZO - Arnaud-Vanneau, pl. 9, fig. 22-25 ; pl. 17, fig. 15-19 ; fig. 118 et 119.

Diagnose : test planispiralé involute de petite taille, à ouverture basale, les loges sont plus hautes que longues.

Répartition régionale : espèce identique à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune et Urgonien jaune

Environnement : ce foraminifère est souvent rencontré dans les sédiments circalittoraux de texture wackestone-packstone.

Répartition stratigraphique globale : Berriasien-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju4, en liaison avec les faciès qui y sont favorables.

1.1.3. Famille Lituotubidae

Lituotubidae LOEBLICH & TAPPAN 1984

Genre *TROCHAMMINOIDES* CUSHMAN 1910

Trochamminoides coronus LOEBLICH & TAPPAN 1946

Pl. I, fig. 14.

- * 1946 - *Trochamminoides coronus* n. sp. - Loeblich & Tappan, pl. 35, fig. 3 a-c.
- v 1978 - *Haplophragmoides* sp. 65 - Arnaud-Vanneau, pl. 9, fig. 18-21 ; pl. 17, fig. 24-27.
- 1980 - *Trochamminoides coronus* LOEBLICH & TAPPAN - Arnaud-Vanneau, pl. 9, fig. 18-21 ; pl. 17, fig. 24-27 ; fig. 113 et 114.
- 1983 - *Trochamminoides* sp. - Viéban, pl. II, fig. 17.

Diagnose : test planispiralé évolutive de petite taille, à ouverture basale. Les loges sont plus longues que hautes.

Répartition régionale : espèce identique à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ;

Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune et Urgonien jaune.

Environnement : ce foraminifère est souvent rencontré dans les sédiments circalittoraux de texture wackstone-packstone.

Répartition stratigraphique globale : Berriasien-Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju4, en liaison avec les faciès qui y sont favorables.

1.1.4. Famille Nautiloculinidae

Nautiloculinidae LOEBLICH & TAPPAN 1985

Genre *NAUTILOCULINA* MOHLER 1983

Diagnose du genre : test planispiralé involute à loges subrectangulaires séparées par des septes bilamellaires (deux fois plus épaisses que le test), ouverture basale.

Nautiloculina cretacea PEYBERNÈS 1976

Pl. I, fig. 15.

1959 - *Nautiloculina* sp. aff. *oolithica*. MOHLER - Thieuloy, pl. 15, fig. 8.

1963 - *Nautiloculina* aff. *oolithica*. MOHLER - Billard & Deloffre, pl. XVIII, fig. 7-8.

1969 - *Nautiloculina* sp. 1 - Conrad, fig. 16 e.

1974 - *Nautiloculina* n. sp. - Canérot, pl. 16, fig. 12.

1976 - *Nautiloculina cretacea* n. sp. - Peybernès, pl. 40, fig. 15-16 (non fig. 17 à 22 = *N. brönnimanni*).

1976 - *Nautiloculina* sp. - Masse, pl. 9, fig. 3.

1978 - *Nautiloculina cretacea* PEYBERNÈS - Arnaud-Vanneau & Peybernès, pl. 1, fig. 1-5 ; pl. 2, fig. 1-3.

1980 - *Nautiloculina cretacea* PEYBERNÈS - Arnaud-Vanneau, fig. 120 ; pl. 50 ; fig. 1-2 ; pl. 76, fig. 1-3.

Diagnose : Mensurations des individus des chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980] :

Ø Proloculus = 0,085 à 0,11 mm.

Ø équatorial = 0,5 à 2,3 mm.

Ø axial = 0,450 à 1,2 mm.

Nombre de loges dans le dernier tour = 15 à 19.

Nombre de tours de spires = 5 à 6.

Épaisseur du test = 30 µm.

Répartition régionale : espèce identique à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : transporté (nucleus

d'ooïde) dans la Pierre Jaune et l'Urgonien jaune ; non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : sables (grainstone) de plate-forme interne non confinée.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien supérieur-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju6.

Nautiloculina brönnimanni ARNAUD-VANNEAU & PEYBERNÈS 1978

Pl. I, fig. 16 à 17.

1969 - *Nautiloculina* sp. 1 - Conrad, pl. IV, fig. 3.

1973 - *Nautiloculina* n. sp. - Moullade & Peybernès, pl. 3, fig. 3-4.

1975 - *Nautiloculina* sp. Neagu, pl. 108, fig. 31-32.

1976 - *Nautiloculina cretacea* n. sp. - Peybernès, pl. 40, fig. 17 à 22 (non fig. 15-16).

1978 - *Nautiloculina brönnimanni* n. sp., Arnaud-Vanneau & Peybernès, pl. 1, fig. 6-8 ; pl. 2, fig. 4-11.

1980 - *Nautiloculina cretacea* PEYBERNÈS - Garcia-Hernandez, pl. 32, fig. 15.

1980 - *Nautiloculina brönnimanni* ARNAUD-VANNEAU & PEYBERNÈS - Arnaud-Vanneau, fig. 121-122 ; pl. 50, fig. 3-4 ; pl. 76, fig. 4-6.

Diagnose : *N. brönnimanni* se distingue de *N. cretacea* par une taille plus petite.

Mensurations des individus des chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980] :

Ø Proloculus = 50 µm (forme microsphérique).

70 µm (forme macrosphérique).

Ø équatorial = 0,45 à 1,25 mm.

Ø axial = 0,25 à 0,5 mm.

Nombre de loges dans le dernier tour = 11 à 16.

Nombre de tours de spires = 5 à 6.

Épaisseur du test = 10 à 20 µm.

Répartition régionale : espèce identique à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : transporté (nucleus d'ooïde) dans la Pierre Jaune et l'Urgonien jaune ; non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : cette forme, plus rare que *N. cretacea*, se trouve dans les mêmes milieux : sables (grainstones) de plate-forme interne non confinée.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien supérieur-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju5.

Remarque : *N. cretacea* est en général deux fois plus grande que *N. brönnimanni*. La forme de *N.*

brönnimanni figurée (Va 56, pl. I, fig. 16) est beaucoup plus petite que les individus de la même espèce observée habituellement dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980]. La taille de ce spécimen se rapproche plus de celle des *N. brönnimanni* observées dans le Berriasien-Valanginien [Adatte, 1988, pl. X, fig. 7 et 8] que d'un exemplaire juvénile de l'Hauterivien supérieur-Barrémien.

1.1.5. Famille Lituolidae

Lituolidae DE BLAINVILLE 1827

Genre *FLABELLAMMINA* CUSHMAN 1928

Diagnose du genre : test libre, agglutiné, comprimé, débutant par un stade planispiralé suivi d'un stade évasé, constitué de loges en chevron, en arrangement rectilinéaire. Ouverture terminale ronde ou ovale. Le test et les septes sont simples.

Flabellamina ? sp.

Pl. II, fig. 1 et 2.

Diagnose : test libre, plus ou moins flabelliforme, agglutinant des gros grains de quartz. Les loges deviennent de plus en plus larges et montrent un arrangement bisérié. La lumière des loges est systématiquement obscurcie par de la micrite. Ouverture à la base des septes.

Cette espèce diffère du genre *Flabellamina* par la présence de loges bisériées. Le stade initial n'a pas pu être précisé.

Répartition lithostratigraphique : non transporté dans la Pierre Jaune et l'Urgonien jaune.

Environnement : vases et sables vaseux circalittoraux.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien.

Répartition stratigraphique locale : ne dépasse pas Ju4.

Remarque : Viéban [1983], Adatte [1988], Arnaud-Vanneau et Masse [1989] ont publié sous le nom *Trochamminoides* sp. une forme agglutinant aussi du quartz mais dont l'enroulement est plus ou moins planispiralé.

En section axiale ou subaxiale, les formes que nous avons observées ne sont jamais symétriques dans le plan de l'axe d'enroulement et ne peuvent correspondre aux formes décrites sous le genre *Trochamminoides*.

1.1.6. Famille Placospilinidae

Placospilinidae RHUMBLER 1913

Genre *ACRULIAMMINA* LOEBLICH & TAPPAN 1946

Acruliammina neocomiana BARTENSTEIN (1962)

Pl. II, fig. 3.

1962 - *Acruliammina neocomiana* n. sp. - Bartenstein, pl. 15, fig. 6-7.

1975 - *Placospilina neocomiana* BARTENSTEIN & BRAND - Neagu, pl. 8, fig. 10-27.

1975 - *Placospilina* sp. - Gusić, pl. 25, fig. 3.

1978 - *Placospilina* cf. *neocomiana* BARTENSTEIN - Arnaud-Vanneau, pl. 42, fig. 1 ; pl. 61, fig. 1-2.

1980 - *Acruliammina neocomiana* BARTENSTEIN - Arnaud-Vanneau, pl. 42, fig. 1 ; pl. 66, fig. 1-2 ; fig. 111.

1983 - *Acruliammina neocomiana* BARTENSTEIN - Viéban, pl. II, fig. 18.

Diagnose : Test fixé agglutiné, unisérié, à ouverture basale. Ces formes n'ont été observées qu'en section ; elles étaient toujours fixées essentiellement sur des débris de madréporaires.

Répartition régionale : espèce identique à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien jaune et Marnes de la Russille.

Environnement : elles sont plus particulièrement abondantes dans les niveaux à madréporaires des faciès de transgression.

Répartition stratigraphique globale : Valanginien-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju4, dans les faciès favorables.

1.1.7. Famille Nezzazatidae

Nezzazatidae HAMAOUÏ & SAINT-MARC 1970

Genre *NEZZAZATINELLA* DARMOIAN 1976

Diagnose du genre : test de forme trochospiralée basse, planoconvexe, avec une face spirale aplatie évolutive et une face ombilicale involute montrant un profond pseudo-ombilic et une périphérie plus ou moins aiguë. Ouverture intériormarginale en fente s'étendant de la région ombilicale à la face aperturale, couverte par un folium.

Nezzazatinella ? sp. A

Pl. II, fig. 5 et 6.

Diagnose : ouverture criblée dont la disposition n'a pas été observée. Arnaud-Vanneau [1980] a décrit sur des exemplaires dégagés de *N. macovei* une ouverture de ce type (p. 455, fig. 169). Cette forme se distingue néanmoins de *N. macovei* par un test au moins deux fois plus épais et une plus grande taille (environ 1,5 fois plus grande). L'espace existant entre les tours distingue cette espèce des *Dobrogelina*.

Répartition régionale : Jura vaudois (Vallorbe).

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : présente dans des faciès bioclastiques (packstone-grainstone) de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur ?

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju6.

Nezzazatinella sp. ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. II, fig. 7 à 9.

? 1976 - *Valvulammina* sp. - Masse, pl. 10, fig. 7.

1976 - *Valvulammina* sp. - Peybernès, pl. 23, fig. 12.

1976-1977 - *Valvulammina picardi* HENSON - Dragastan, Bucur & Demeter, pl. XIV, fig. 2.

1978 - *Conorotalites* aff. *aptiensis* (BETTENSTAEDT) - Arnaud-Vanneau, pl. 52, fig. 8-12 ; pl. 75, fig. 27-31.

1980 - *Nezzazatinella* n. sp. Arnaud-Vanneau, pl. 52, fig. 8 à 12 ; pl. 80, fig. 27-31 ; fig. 172.

Diagnose : test à périphérie aiguë, à face spirale convexe dont la face ombilicale est plus convexe que la face spirale. Elle diffère de *N. macovei* par sa face spiralée très bombée et sa périphérie à contours aigus.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : faciès de plate-forme interne (grainstones).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju5 et Ju7.

1.1.8. Famille Charentiidae

Charentiidae LOEBLICH & TAPPAN 1985

Genre *CHARENTIA* NEUMANN 1965

Diagnose du genre : test planispiralé involute, lenticulaire, en calcaire finement agglutiné. En section équatoriale ou axiale, l'épaisseur des septes est inférieure à celle du test. Ce dernier est de structure kériothécale.

Remarque : les premières observations n'ont pas montré la structure pseudoalvéolaire du test. Par la suite, Hottinger [1967] a décrit un test strié radialement de type kériothécal, ce que Loeblich et Tappan [1985] ont confirmé par l'évolution ontogénique de l'ouverture et de la structure du test.

Charentia cuvillieri NEUMANN 1965

Pl. I, fig. 18.

* 1965 - *Charentia cuvillieri* n. sp. - Neumann, pl. 2, fig. 6 à 12.

1967 - *Charentia cuvillieri* NEUMANN - Neumann, pl. 16, fig. 2 à 4.

1977 - *Charentia cuvillieri* NEUMANN - Rey, Bilotte & Peybernès, pl. 3, fig. 11-12.

1980 - *Charentia cuvillieri* NEUMANN - Arnaud-Vanneau, fig. 124 ; pl. 50, fig. 6-7, 10-11 ; pl. 76, fig. 7 à 11.

Diagnose : cette espèce est caractérisée par une grande taille (ϕ équatorial = 0,740 à 1,300 mm et ϕ axial = 0,380 à 0,700 mm), 11 à 15 loges dans le dernier tour et un enroulement involute. Ouverture aréale.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : cette espèce a été trouvée dans tous les lithofaciès ; elle est transportée dans tous sauf dans l'Urgonien blanc.

Environnement : faciès de plate-forme (F7 à F9, grainstones).

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien-Cénomanién.

Répartition stratigraphique locale : transporté entre Ju2 et Ju4, non transporté entre Ju4 et Ju6.

Charentia nana ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. I, fig. 19 et 20.

1974 - *Charentia cuvillieri* NEUMANN - Saint-Marc, pl. 1, fig. 9 à 11.

1978 - *Charentia* cf. *cuvillieri* NEUMANN - Arnaud-Vanneau, pl. 71, fig. 12 à 15

1979 - *Charentia* sp. - Peybernès, Conrad & Cugny, pl. 2, fig. 10 à 12.

1980 - *Charentia nana* n. sp. Arnaud-Vanneau, fig. 125 ; pl. 76, fig. 12 à 15.

Diagnose : sa plus petite taille (diamètre équatorial = 0,365 à 0,480 mm et ϕ axial = 0,240 à 0,260 mm), 7 à 8 loges dans le dernier tour et son enroulement semi-involute permettent de la distinguer aisément de *Charentia cuvillieri*.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines septentrionales [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : plus rare que *C. cuvillieri*, cette espèce se trouve dans tous les lithofaciès.

Environnement : circalittoral (wackestones-packestones) et faciès de plate-forme.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien-Barrémien-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : plus fréquente entre Ju2 et Ju4, présente aussi entre Ju4 et Ju6.

Genre *MELATHROKERION* BRÖNNIMANN & CONRAD 1966

Melathrokerion valserinensis

BRÖNNIMANN & CONRAD 1966

Pl. I, fig. 21 à 23.

- * 1966 - *Melathrokerion valserinensis* n. sp. - Brönnimann & Conrad, pl. 1, fig. 4-11 ; pl. 2, fig. 1-2 ; pl. 3, fig. 1-2.
- 1969 - *Melathrokerion praesigali* (BANNER) - Conrad, fig. 19 a.
- 1976 - *Melathrokerion praesigali* (BANNER) - Peybernès, pl. 23, fig. 18.
- 1976 - *Melathrokerion praesigali* (BANNER) - Masse, pl. 14, fig. 22.
- 1978 - *Melathrokerion praesigali* (BANNER) - Babic & Gusic, pl. 1, fig. 12-13.
- 1980 - *Melathrokerion valserinensis* BRÖNNIMANN & CONRAD - Arnaud-Vanneau, pl. 50, fig. 12-13 ; pl. 77, fig. 1-4 ; fig. 177.
- 1989 - *Melathrokerion valserinensis* BRÖNNIMANN & CONRAD - Arnaud-Vanneau et Masse, pl. I, fig. 6.

Diagnose : test de forme globuleuse streptospiralé puis planispiralé involute, en calcaire agglutiné et dont la paroi est pseudoalvéolaire. Les septes en calcite microgranulaire s'affinent à leur extrémité distale, leur base présente un bourrelet. Ouverture aréale.

Melathrokerion diffère du genre *Charentia* par une large ouverture aréale en croissant, un test plus globuleux, des chambres relativement moins nombreuses et des septa plus épais. La structure pseudoalvéolaire présente des canaliculi plus grossiers.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : ces foraminifères sont assez courants dans les sédiments du Jura ; ils sont fréquemment transportés dans les faciès oolithiques de la Pierre Jaune et de l'Urgonien jaune et non transportés dans l'Urgonien blanc.

Environnement : faciès de plate-forme ouverte.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : de Ju2 à Ju7.

1.1.9. Famille Coscinophragmatidae

Coscinophragmatidae THALMANN 1951

Genre *BDELLOIDINA* CARTER 1877

Bdelloidina ? urgoniensis WERNLI & SCHULTE 1993

Pl. II, fig. 4.

- * 1993 - *Bdelloidina ? urgoniensis* n. sp. Wernli & Schulte ; pl. 1, fig. 1-8 ; pl. 2, fig. 1-14 ; pl. 3, fig. 1-9.

Diagnose : d'après les exemplaires observés dans notre matériel, le test fixé est composé d'une couche microgranulaire interne et d'une couche agglutinée avec des grains de quartz sur la face externe. Les ouvertures en crible n'atteignent pas la base des loges. Les parois montrent une légère invagination.

Cette espèce diffère d'*Acruliammina* par ses ouvertures non basales et son test plus complexe.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Wernli et Schulte, 1993], sauf qu'aucun bioherme n'a été observé.

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune.

Environnement : faciès marneux de transgression.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : de Ju1 jusqu'à Ju4.

1.1.10. Famille Cyclolinidae

Cyclolinidae LOEBLICH & TAPPAN 1964

Genre *ECLUSIA* SEPTFONTAINE 1971

Diagnose du genre : test agglutiné calcaire, unisériel, flabelliforme à subannulaire. Les loges sont divisées en deux zones : une zone marginale où s'observe un exosquelette formé par des poutres radiales (de premier et second ordre) et d'autres parallèles aux septes (poutrelles), une zone centrale avec un endosquelette formant un reticulum qui prend appui sur les cloisonnettes radiales.

Eclusia decastroi CHERCHI & SCHROEDER 1975

Pl. III, fig. 1 à 5.

- * 1975 - *Eclusia decastroi* n. sp. - Cherchi & Schroeder, Texte-fig. 2 ; pl. 1, fig. 1-4 ; pl. 2, fig. 1-4 ; pl. 3, fig. 1-3, 5-6.

1976 - *Eclusia* sp. - Masse, pl. 9, fig. 16.

1976 - F. indéterminée proche de *Eclusia moutyi* -

Peybernès, pl. 23, fig. 1-2.

- 1978 - *Eclusia decastroi* CHERCHI & SCHROEDER - Arnaud-Vanneau, pl. 70, fig. 10.
 1980 - *Eclusia decastroi* CHERCHI & SCHROEDER - Arnaud-Vanneau, pl. 75, fig. 10.
 1983 - *Eclusia decastroi* CHERCHI & SCHROEDER - Viéban, pl. II, fig. 21.
 1989 - *Eclusia decastroi* CHERCHI & SCHROEDER - Arnaud-Vanneau & Masse, pl. I, fig. 14.
 1994 - *Eclusia decastroi* CHERCHI & SCHROEDER - Clavel *et al.* pl. I, fig. 12.

Diagnose : cette espèce se différencie de *E. moutyi* par un endosquelette plus développé.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien jaune, Urgonien Blanc (formes non transportées).

Environnement : faciès de plate-forme.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien - Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : de Ju3 jusqu'à Ju6.

1.1.11. Famille Cyclamminidae

Cyclamminidae MARIE 1941

Genre *CHOFFATELLA* SCHLUMBERGER 1904

Choffatella decipiens SCHLUMBERGER 1904

Pl. III, fig. 6 à 9.

- * 1904 - *Choffatella decipiens* n. sp. - Schlumberger, pl. 18, fig. 1 à 6.
 ? 1949 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Maync, pl. 11, fig. 1 à 7, 10, 12-15 ; pl. 12, fig. 2-4 non 5 (= *Ch. pyrenaica*), 6, 7 et 9.
 ? 1952 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Jordan & Applin, pl. 2, fig. 5-10.
 1959 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Sigal, p. 45 ; p. 45, fig. 10 d-e.
 1968 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Kovatcheva, pl. 1, fig. 6.
 1968 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Commaret, pl. 1, fig. 1-14 ; pl. 2, fig. 1-4.
 1970 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Fourcade, pl. 32, fig. 9.
 ? 1970 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Banner, pl. 4, fig. 1-5.
 1972 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Rey, pl. XII, fig. 4.
 1976 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER -

Peybernès, pl. 23, fig. 16.

- 1977 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Bellier, Depêche, Mathieu & Neumann, pl. 3, fig. 21-22 ; pl. 4, fig. 23-24.
 1978 - *Choffatella* sp. 90 Arnaud-Vanneau, pl. 12, fig. 6-7 ; pl. 49, fig. 5 (non 6 et 7).
 1978 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Garcia-Hernandez, pl. 26, fig. 13-14.
 1979 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Kovatcheva, pl. 1, fig. 8.
 1979 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Bellier, Dépêche, Matthieu & Neumann, pl. 2, fig. 3, 6 et 7.
 1980 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Arnaud-Vanneau, pl. 12, fig. 6-7 ; pl. 49, fig. 5 ; fig. 183 et 184.
 1983 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Viéban, pl. II, fig. 11.
 1989 - *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER - Arnaud-Vanneau & Masse, pl. I, fig. 13.

Diagnose : test planispiralé involute, exosquelette avec réseau subépidermal, endosquelette constitué par des septes percées par des ouvertures circulaires alignées dans le plan équatorial. La lumière des loges falciformes et les septes sont de même épaisseur.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien jaune (Marnes de la Russille, ou les niveaux noduleux à débris de madréporaires), Urgonien blanc si le faciès est favorable.

Environnement : faciès marneux de transgression, où elle est parfois associée à des orbitolinidés.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien - Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : de Ju3 jusqu'à Ju4, éventuellement au-dessus de Ju6.

1.1.12. Famille Ecougellidae

Ecougellidae LOEBLICH & TAPPAN 1985

Genre *ECOUGELLA* ARNAUD-VANNEAU 1980

Ecougella campiloides ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. III, fig. 10 à 13.

- 1980 - *Ecougella campiloides* n. gen. n. sp. Arnaud-Vanneau, p. 511-515 ; pl. 47, fig. 7-9 ; pl. 73, fig. 13-19 ; fig. 186.
 1989 - *Ecougella campiloides* ARNAUD-VANNEAU - Arnaud-Vanneau & Masse, pl. I, fig. 15-16.

Diagnose : test débutant par une partie planispiralée puis se déroulant en une partie bisériée, les parois aussi bien que les septes ayant une structure alvéolaire. Ouverture intéromarginale basse en forme d'arc.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : forme transportée (nucleus d'ooïde) dans les calcaires oobioclastiques de l'Urgonien Jaune, forme non transportée dans l'Urgonien blanc.

Environnement : faciès de plate-forme interne (grainstones).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : de Ju2 à Ju6.

1.1.13. Famille Loftusiidae

Loftusiidae BRADY 1884

Genre *PRAERETICULINELLA* DELOFFRE & HAMAOU 1970
Praereticulinella cuvillieri DELOFFRE & HAMAOU 1970
 Pl. III, fig. 14.

1969 - ? *Barkerina* sp. 1 FRIZZEL & SCHWARTZ - Conrad, p. 61 ; p. 60, fig. 19 e-g.

1970 - *Praereticulinella cuvillieri* n. sp. Deloffre & Hamaoui 1970, pl. 1 ; pl. 2, fig. 1-2 ; pl. 3, fig. 1-2 ; pl. 4, fig. 1-4 ; pl. 5, fig. 1-3 ; pl. 6, fig. 1-4 ; pl. 7 ; pl. 8 ; pl. 9, fig. 1-2 ; pl. 10, fig. 1-2 ; 12 fig.-texte.

1978 - *Praereticulinella cuvillieri* DELOFFRE & HAMAOU - Arnaud-Vanneau, pl. 69, fig. 8 et 9.

1980 - *Praereticulinella cuvillieri* DELOFFRE & HAMAOU - Arnaud-Vanneau, pl. 74, fig. 8 et 9, fig. 188.

1983 - *Praereticulinella cuvillieri* DELOFFRE & HAMAOU - Viéban, pl. II, fig. 14-15.

Diagnose : test subsphérique globuleux, enroulement involute. Les sections axiales et équatoriales montrent un test dont la moitié supérieure des loges est cloisonnée. L'ouverture consiste en une rangée de pores à la base de la face aperturale.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : non transportée dans l'Urgonien blanc.

Environnement : sable bioclastique de la plate-forme interne.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : ce foraminifère a été rencontré à deux reprises ; à Eclépens, où il a été trouvé dans l'Urgonien jaune (entre Ju3 et Ju4) et à Vallorbe où il est présent dans l'Urgonien blanc, au-dessus de Ju6.

1.1.14. Famille Spiroplectamminidae

Spiroplectamminidae CUSHMANN 1927

Genre *HETERANTYX* LOEBLICH & TAPPAN 1982

Heterantyx bernardi (CHEVALIER) 1961

Pl. IV, fig. 1.

1961 - *Textularia bernardi* n. sp. - Chevalier, pl. 1, fig. 1 à 5.

1964 - *Spiroplectammina magna* n. sp. - Antonova & Kalugina, pl. 4, fig. 4 a, b, c, 5 a, b, c.

1972 - *Textularia* aff. *bernardi* CHEVALIER - Magniez & Rat, pl. 1, fig. 38.

1972 - *Spiroplectammina schultzei* (REUSS) - Neagu, pl. 2, fig. 12-14.

1975 - *Spiroplectammina marginotruncata* n. sp. - Neagu, pl. 11, fig. 10-28.

1980 - *Bolivinopsis bernardi* (CHEVALIER) - Arnaud-Vanneau, pl. 5, fig. 1-6 ; pl. 13, fig. 1-7 ; fig. 142.

1993 - *Bolivinopsis bernardi* (CHEVALIER) - Rumley, pl. VI, fig. 1.

Diagnose : test de petite taille, qui débute par une planispirale suivie d'un stade bisérié. L'ouverture est située à la base des septes. La section transversale est de forme sublosangique dont chaque angle et les lignes de sutures sont soulignées par une carène. En coupe longitudinale, la section des loges est rectangulaire.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune et Urgonien jaune.

Environnement : milieu externe circalittoral.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien supérieur-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju4.

Genre *BOLIVINOPSIS* YAKOVLEV 1891

Diagnose du genre : test étroit et allongé qui débute par une planispire qui passe à un long stade bisérié rectiligne à sutures obliques orientées vers la partie juvénile du test, ouverture intéromarginale.

Bolivinopsis ? labeosa ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. IV, fig. 2.

v 1978 - *Spiroplectamina* sp. 104 - Arnaud-Vanneau ; pl. 43, fig. 5 et 7 ; pl. 62, fig. 12-16 ; pl. 63, fig. 1-4.

1980 - *Bolivinopsis labeosa* n. sp. Arnaud-Vanneau ; pl. 43, fig. 5 et 7 ; pl. 67, fig. 12-16 ; pl. 63, fig. 1-4 ; pl. 68, fig. 1 à 4 ; fig. 144 et 145.

Diagnose : test de grande taille de forme évasée comprimée parallèlement au plan de symétrie. C'est ce caractère (taille) qui n'est pas conforme à la description générique.

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : sédiments bioclastiques de plate-forme interne (grainstone).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju4 et Ju5.

Bolivinopsis rhopaloides ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. IV, fig. 3.

v 1978 - *Spiroplectamina* sp. 100 - Arnaud-Vanneau ; pl. 5, fig. 7-8 ; pl. 13, fig. 8-14.

1980 - *Bolivinopsis rhopaloides* n. sp. Arnaud-Vanneau ; pl. 5, fig. 7-8 ; pl. 13, fig. 8-14 ; fig. 143.

Diagnose : test de petite taille, de forme évasée, comprenant trois à cinq loges. La section transversale est de forme ovale.

Répartition géographique : espèce semblable à celle déjà signalée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien jaune.

Environnement : sédiments bioclastiques de plate-forme externe (grainstone).

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien supérieur-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : elle a été trouvée comme nucleus d'ooïde entre Ju2 et Ju4.

Genre *NOVALESIA* MAGNIEZ 1974

Novalesia cornucopia ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. IV, fig. 4 et 5

1978 - *Novalesia* sp. 110 Arnaud-Vanneau ; pl. 44, fig. 2 et 6 ; pl. 64 fig. 1 à 6.

1980 - *Novalesia cornucopia* n. sp. Arnaud-Vanneau ; pl. 44, fig. 2 et 6 ; pl. 69, fig. 1 à 6 ; fig. 198-199.

Géologie Alpine, 1995, Mémoire H.S. n° 24

Diagnose : test de grande taille, en forme de cornet ; les loges sont divisées par des poutres. La section transversale est approximativement ronde.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : sédiments bioclastiques de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju5 et Ju7.

1.1.15. Famille Verneuilinidae

Verneuilinidae CUSHMAN 1911

Genre *PARAGAUDRYINA* SULEYMANOV 1958

Diagnose du genre : test étroit et allongé, trisérié dans le stade juvénile, puis bisérié, ouverture en fente aréale allongée à ovale, en position pas tout à fait terminale.

Paragaudryina sp. A

Pl. IV, fig. 6 à 9.

Diagnose : test de petite taille, allongé, dont l'ouverture est située presque au sommet de la loge. Cette espèce se distingue de *Belorussiella* par la position quasi apicale de son ouverture et un stade trisérié initial plus développé.

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune.

Environnement : milieu externe circalittoral.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien-Barrémien-Aptien ?

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju4.

Genre *BELORUSSIELLA* AKIMETS 1958

Diagnose du genre : test de forme triangulaire allongée, débutant par un court stade juvénile trisérié, puis passant à un stade adulte bisérié ; en section axiale l'ouverture est associée à une plaque dentaire qui rejoint l'ouverture de la loge précédente.

Belorussiella textilarioides (REUSS) 1863

Pl. IV, fig. 10 et 11.

* 1863 - *Bolivina textilarioides* Reuss, pl.10, fig. 1.

1944 - *Bolivina cf. textilarioides* REUSS - Lozo, pl. 4, fig. 11 a-b.

- ? 1959 - Buliminidé à siphon interne *Unicosiphona* - Thieuloy, pl. 19, fig. 7.
- ? 1959 - *Virgulina* sp. - Thieuloy, pl. 23, fig. 18, 19, 20.
- 1966 - *Paleogaudryina* ? *textilarioides* (REUSS) - Dieni & Massari, pl. LXII (II), fig. 8-9.
- 1971 - *Belorussiella* *textilarioides* (REUSS) - Voloshyna & Andrejeva, pl. 1, fig. 2 a-b.
- 1971 - *Belorussiella* *bolivinaeformis* AKIMETS - Fuchs, pl. 2, fig. 16.
- 1972 - *Paleogaudryina* *textilarioides* (REUSS) - Neagu, pl. 1, fig. 40-41.
- 1972 - *Belorussiella* aff. *textilarioides* (REUSS) - Magniez & Rat, pl. 2, fig. 6-7.
- 1975 - *Belorussiella* *textilarioides* (REUSS) - Magniez-Jannin, pl. 5, fig. 8-14.
- 1975 - *Paleogaudryina* *textilarioides* (REUSS) - Neagu, pl. 15, fig. 10-18.
- ? 1975 - *Paleogaudryina* *textilarioides* (REUSS) - Neagu, pl. 109, fig. 16-19.
- 1978 - *Belorussiella* *textilarioides* (REUSS) - Arnaud-Vanneau, pl. 6, fig. 12-14 ; pl. 14, fig. 15-22.
- 1980 - *Belorussiella* *textilarioides* (REUSS) - Arnaud-Vanneau, pl. 6, fig. 12-14 ; pl. 14, fig. 15-22 ; fig. 155 et 156.
- 1993 - *Belorussiella* ? *textilarioides* (REUSS) - Rumley, pl. VI, fig. 3.

Diagnose : cette espèce est caractérisée par un test mince et un petit nombre de loges. L'ouverture basale en fente se développe dans le plan de symétrie.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune et Urgonien jaune.

Environnement : milieux de plate-forme externe.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien - Aptien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju4.

Belorussiella sp. ARNAUD-VANNEAU 1980
Pl. IV, fig. 12 et 13.

- v 1978 - *Belorussiella* sp. 121 - Arnaud-Vanneau, pl. 65, fig. 9-11.
- 1980 - *Belorussiella* sp. - Arnaud-Vanneau, pl. 70, fig. 9-11.

Diagnose : cette espèce de grande taille diffère de *B. textilarioides* et de *B. cf. taurica* par son test plus mince.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980]

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : milieux confinés de plate-forme interne à miliolidés (mudstone-wackstone).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : cette espèce rare n'a été trouvée qu'au-dessus de Ju6.

Belorussiella cf. *taurica* ARNAUD-VANNEAU 1980
Pl. IV, fig. 14.

- v 1978 - *Belorussiella* sp. 120 - Arnaud-Vanneau, pl. 65, fig. 7-8.
- v 1978 - *Belorussiella* cf. sp. 120 - Arnaud-Vanneau, pl. 65, fig. 12-14.
- 1980 - *Belorussiella* cf. *taurica* - Arnaud-Vanneau, pl. 70, fig. 7, 8, 12 à 14 ; fig. 157.

Diagnose : cette espèce se différencie de *B. textilarioides* par une plus grande taille et de *B. sp.* par un test plus épais et une forme plus irrégulière.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune.

Environnement : cette espèce rare a été trouvée comme nucleus d'ooïde dans des sédiments de bordure de plate-forme.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju4.

Genre *GAUDRYINA* D'ORBIGNY in DE LA SAGRA 1839

Diagnose du genre : test débutant par un stade trisériel de section triangulaire puis devenant bisériel de section triangulaire à arrondie. Ouverture à la base du sept.

Gaudryina tuchaensis - ANTONOVA (1964)
Pl. IV, fig. 15 et 16.

- 1964 - *Gaudryina tuchaensis* n. sp. - Antonova (in Antonova, Shimiginata, Gnedina & Khalilova), pl. 6, fig. 3 à 6.
- non ? 1966 - *Dorothia praeoxycona* n. sp. - Moullade, pl. 10, fig. 7, 8, non 9 (= *D. cf. oxycona*) ; non pl. 3, fig. 3 à 6 (= *D. praeoxycona*).
- non 1972 - *Dorothia kummi* (ZEDLER) - Neagu, pl. 2, fig. 29-32 ; pl. 3, fig. 42-43.
- non 1975 - *Dorothia kummi* (ZEDLER) - Neagu, pl. 22, fig. 14-35.

- non 1977 - *Marssonella kummi* ZEDLER - Bartenstein & Bolli, pl. 1, fig. 23-24.
- non 1978 - *Dorothia* aff. *kummi* ZEDLER - Arnaud-Vanneau, pl. 6, fig. 1-5 ; pl.13, fig. 42-47.
- 1980 - *Gaudryina tuchaensis* ANTONOVA - Arnaud-Vanneau, pl. 6, fig. 1 à 5 ; pl.13, fig. 42 à 47.
- 1983 - *Gaudryina tuchaensis* ANTONOVA - Viéban, pl. II, fig. 6-7.
- 1989 - *Gaudryina tuchaensis* ANTONOVA - Arnaud-Vanneau & Masse, pl. I, fig. 23.
- 1993 - *Gaudryina tuchaensis* ANTONOVA - Rumley, pl. V fig. 1 à 3.

Diagnose : cette espèce se caractérise par une petite taille (hauteur : 0,320 à 0,700 mm) et sa forme en V. Les lignes de suture sont très légèrement déprimées entre les dernières loges.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune.

Environnement : cette espèce assez fréquente a été trouvée dans les sédiments bioclastiques à grains fins circalittoraux.

Répartition stratigraphique globale : Valanginien-Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju4.

Gaudryina cushmani TAPPAN 1940

Pl. IV, fig. 17.

- 1940 - *Gaudryina cushmani* TAPPAN, pl. 15, fig. 6 ab.
- ? 1957 - *Marssonella* cf. *oxycona* (REUSS) - Bartenstein, Bettenstaedt & Bolli, pl. 2, fig. 42-43.
- ? 1975 - *Dorothia* cf. *oxycona* (REUSS) - Neagu, fig. 5, 9.
- 1978 - *Dorothia* sp. 125 - Arnaud-Vanneau, pl. 6, fig. 6-8 ; pl.14, fig. 1-6.
- 1980 - *Gaudryina cushmani* TAPPAN - Arnaud-Vanneau, pl. 6, fig. 6-8 ; pl.14, fig. 1-6.
- 1993 - *Gaudryina cushmani* TAPPAN - Rumley, pl. V, fig. 6-7.

Diagnose : cette espèce se distingue de *G. tuchaensis* par sa grande taille (hauteur : 0,470 à 0,900 mm) et par des lignes de sutures légèrement déprimées le long du test.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune.

Environnement : un seul exemplaire a été trouvé dans des sédiments bioclastiques fins circalittoraux de la coupe du Goulet d'Hurtières.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju4.

Genre *VERNEUILINA* D'ORBIGNY in DE LA SAGRA 1839

Diagnose du genre : test trisériel dont la section forme un triangle aux angles aigus que les dernières loges plus globuleuses débordent. Ouverture intérior marginale.

Verneuilina aff. *pharaonica* SAÏD 1961

Pl. IV, fig. 18 et 19.

- 1959 - *Textularia* sp. - Thieuloy, pl. 23, fig. 7-8.
- 1978 - *Verneuilina* cf. *minuta* SAÏD & BARAKAT - Arnaud-Vanneau, pl. 6, fig. 15-16 ; pl. 15, fig. 1-9.
- 1980 - *Verneuilina* aff. *pharaonica* SAÏD - Arnaud-Vanneau, pl. 6, fig. 15-16 ; pl. 15, fig. 1 à 9 ; fig. 148.
- 1993 - *Verneuilina* aff. *pharaonica* SAÏD - Rumley, pl. VI, fig. 4.

Diagnose : test de petite taille (h = 0,3 mm) dont les dernières loges globuleuses sont de taille supérieure aux loges précédentes.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien jaune.

Environnement : milieux de plate-forme externe (wackestone-packstone).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Albien.

Répartition stratigraphique locale : Ju3 et Ju4.

Verneuilina cf. *polonica* CUSHMAN & GLAZEWSKI 1949

Pl. IV, fig. 20.

- 1949 - *Verneuilina* cf. *polonica* CUSHMAN & GLAZEWSKI,
- ? 1962 - *Verneuilinoides* aff. *schizea* (CUSHMAN & ALEXANDER) - Iocheva ; pl. 1, fig. 19.
- v 1978 - *Verneuilina* sp. 115 - Arnaud-Vanneau ; pl. 41, fig. 6 ; pl. 59, fig. 2-5.
- 1980 - *Verneuilina* cf. *polonica* CUSHMAN &

GLAZEWSKI - Arnaud-Vanneau ; pl. 41, fig. 6 ;
pl. 64, fig. 2-5 ; fig. 149 et 150.

Diagnose : cette espèce, assez fréquente, se distingue de *V. aff. pharaonica* par sa plus grande taille et sa section triangulaire à bords arrondis.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : sédiments de plate-forme interne (wackestones-packstones).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 (nucleus d'ooïde) et au dessus de Ju6.

1.1.16. Famille Ataxophragmiidae

Ataxophragmiidae SCHWAGER 1877

Genre *ARENOBULIMINA* CUSHMAN 1927

Diagnose du genre : test agglutiné, trochospiralé, de forme conique ; le premier tour montre au minimum trois loges, nombre qui ne diminue pas dans les tours suivants. Ouverture intériormarginale. Les lignes de sutures sont déprimées.

Arenobulimina corniculum ARNAUD-VANNEAU 1980

- 1969 - *Arenobulimina* ? sp. (gr.2) - Conrad, fig. 11 f.
1975 - *Arenobulimina* cf. *flandri* MOULLADE - Neagu, pl. 20, fig. 24-25.
1980 - *Arenobulimina corniculum* n. sp. - Arnaud-Vanneau, p. 441-445 ; pl. 53, fig. 1-3 ; pl. 81, fig. 1-8 ; fig. 164 et 165.

Diagnose : *Arenobulimina* en forme de petite corne, dont la face terminale est bombée.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : sédiments de plate-forme interne (grainstone).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 (nucleus d'ooïde) et Ju7.

Arenobulimina aff. *corniculum*

ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. V, fig. 1 à 3.

1978 - *Arenobulimina* sp. 150 - Arnaud-Vanneau, pl. 54, fig. 1-2 ; pl. 77, fig. 1-7.

1979 - *Arenobulimina flandri* MOULLADE - Peybernès, Conrad et Cugny, pl. 1 fig. 14.

1980 - *Arenobulimina* aff. *corniculum* ARNAUD-VANNEAU, pl. 54 fig. 1-2 ; pl. 82, fig. 1 à 7.

Diagnose : se distingue d'*A. corniculum* par un test plus épais, son allure plus massive et une face terminale plate.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : sédiments de plate-forme interne (grainstones).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 (nucleus d'ooïde) et Ju6.

Arenobulimina cochleata ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. V, fig. 4.

- 1969 - *Arenobulimina* ? sp. (gr.1) - Conrad, fig. 11 d.
1975 - *Arenobulimina* sp. - Neagu, pl. 20, fig. 21-23, 26-27.
1980 - *Arenobulimina* aff. *albiana* WOLOSCHYNA - Arnaud-Vanneau, pl. 53, fig. 4-10 ; pl. 76, fig. 9-21.
1980 - *Arenobulimina cochleata* n. sp. - Arnaud-Vanneau, pl. 53, fig. 4 à 10 ; pl. 81, fig. 9 à 21 ; fig. 166 et 167.
1983 - *Arenobulimina cochleata* ARNAUD-VANNEAU - Viéban, pl. II, fig. 5.

Diagnose : en forme de spirale, elle se distingue des deux précédentes par une taille plus petite et une forme asymétrique.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : sables bioclastiques de la plate-forme interne (grainstone).

Répartition stratigraphique globale : Valanginien - Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju7.

Arenobulimina ? sp. A
Pl. V, fig. 5 à 8

Diagnose : Les formes décrites n'ont été observées qu'en section. Test libre en calcite microgranulaire, de forme conique assez élevée, à lignes de suture faiblement déprimées, sauf dans le dernier tour qui est constitué par plus de six loges. On observe 5 à 6 tours sur la hauteur du test. Des sections parfaitement axiales appartenant à cette espèce n'ont pas été observées et l'existence d'un ombilic ne peut être clairement mise en évidence. Certaines sections subaxiales montrent une zone centrale plus sombre et confuse qui pourrait être interprétée comme une columelle pleine. La forme de l'ouverture sur la face orale reste encore inconnue. En section subaxiale, l'ouverture semble apparemment basale. Les septes sont à peu près deux fois plus épais que le test, ils sont en effet bilamellaires, constitués par un repli de la paroi du test. La partie externe, au niveau des septes, montre une légère dépression.

Discussion du genre : Cette espèce diffère du genre *Arenobulimina* par des lignes de sutures faiblement déprimées au contraire de chez *Arenobulimina*, et surtout par des septes bilamellaires. Par ailleurs, certains caractères d'*Arenobulimina* n'ont pas pu être observés (ombilic, forme de l'ouverture).

Aucun genre actuel, à ma connaissance, ne présente à la fois un test trochospiralé et des septes bilamellaires. Le matériel observé est cependant insuffisant pour décrire un nouveau genre.

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : sables bioclastiques de la plate-forme interne (grainstone).

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju2 (nucleus d'ooïde) et au-dessus de Ju6.

1.1.17. Famille Cuneolinidae

Cuneolinidae SAIDOVA 1981

Genre *VERCORSELLA* ARNAUD-VANNEAU 1980

Diagnose du genre : test de forme triangulaire comprimé parallèlement au plan de symétrie, débutant par un bref stade enroulé puis suivi par un stade bisérié. Les loges bisériées sont divisées par des poutres et parfois des poutrelles. Ouverture basale constituée d'une série de petites ouvertures.

Vercorsella arenata ARNAUD-VANNEAU 1980
Pl. V, fig. 12 et 13.

1966 - *Cuneolina conica* D'ORBIGNY - Iocheva, pl. 1, fig. 20-21.

1973 - *Cuneolina camposaurii* SARTONI & CRESCENTI - Velic, pl. 4, fig. 6 ; pl. 7, fig. 1-4.

1976 - *Cuneolina* cf. *hensoni* DALBIEZ - Masse, pl. 10, fig. 11.

? 1978 - *Cuneolina* sp. - Babic et Gusic, pl. 2, fig. 8-9.

v 1978 - *Pseudotextulariella* ? n. sp. 175 - Arnaud-Vanneau, pl. 46, fig. 1-2 ; pl. 66, fig. 1-7.

v 1980 - *Vercorsella arenata* n. sp. - Arnaud-Vanneau, pl. 46, fig. 1-2 ; pl. 71, fig. 1-7 ; fig. 189 et 190.

Diagnose : test de petite taille, de section axiale triangulaire. Cette section recoupe également la protoconque à l'apex du test.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : transporté dans la Pierre Jaune, Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : sables bioclastiques de la plate-forme interne (grainstone).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju5.

Genre *SABAUDIA* CHAROLLAIS & BRÖNNIMANN 1965

Diagnose du genre : test de forme conique dont l'apex est constitué d'une petite spire en calcite formant l'appareil embryonnaire ; par la suite, les loges bisériées sont subdivisées par des cloisonnettes radiales et horizontales.

Sabaudia minuta (HOFKER JR.) 1965

Pl. V, fig. 14 à 17.

1965 - *Textulariella minuta* n. sp. - Hofker (p. 186-187) ; pl. 3, fig. 5-6 ; pl. 4, fig. 1-9.

1965 - *Sabaudia minuta* (HOFKER) - Charollais & Brönnimann - Texte - fig. 2 f ; pl. 1, fig. 5-6.

1966 - *Textulariella minuta* HOFKER - Chiocchini & Di Napoli-Alliata, pl. 1, fig. 1-6, 8 ; pl. 2, fig. 1-6 ; pl. 3, fig. 1-2 ?

1970 - *Sabaudia minuta* (HOFKER) - Fourcade, pl. 33, fig. 3.

1976 - *Sabaudia minuta* (HOFKER) - Masse, pl. 14, fig. 18-19.

1977 - *Sabaudia minuta* (HOFKER) - Velic, pl. 21, fig. 1-3 ; pl. 24, fig. 1-3 ; pl. 26, fig. 1-4.

1977 - *Sabaudia minuta* (HOFKER) - Decrouez, fig. 1.

- 1978 - *Sabaudia minuta* (HOFKER) - Babic & Gusic, pl. 2, fig. 5-7.
 1978 - *Sabaudia minuta* (HOFKER) - Garcia-Hernandez, pl. 25, fig. 12.
 1979 - *Sabaudia minuta* (HOFKER) - Luperto Sinni, pl. 8, fig. 11.
 1980 - *Sabaudia minuta* (HOFKER) - Arnaud-Vanneau, pl. 8, fig. 15-16 ; pl. 16, fig. 6-13 ; fig. 191 et 192.

Diagnose : test dont la partie juvénile est constituée par une petite spire (maximum trois loges) recouverte par de la calcite hyaline. La partie adulte est bisériée et constituée par un test de calcite microgranulaire. Les loges sont divisées par des poutres et poutrelles.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Cette forme assez rare a été trouvée aussi bien dans la Pierre Jaune, que dans l'Urgonien jaune ou l'Urgonien blanc si le faciès est favorable.

Environnement : sédiments circalittoraux (wackestones-packestones).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju7.

1.1.18. Famille Pfenderinidae

Pfenderinidae SMOUT & SUDGEN 1962

Genre *DOBROGELINA* NEAGU 1979

Diagnose du genre : test trochospiralé formant une spire conique à aplatie. Nombreuses loges par tour, de six à douze dans le dernier tour. Le large ombilic est couvert par des plaques perforées (folium) qui masquent également l'ouverture intériomarginale.

Dobrogelina ? cf. *cartusiana* ARNAUD-VANNEAU 1980
 Pl. II, fig. 10 à 12.

- 1972 - *Ataxophragmium* sp. 1 - Magniez, Rat, pl. fig. 29-31.
 v 1978 - *Discorinopsis* sp. 155 - Arnaud-Vanneau, pl. 52, fig. 5-7 ; pl. 75, fig. 14-26.
 ? 1979 - *Nezzazatinella macovei* n. sp. - Neagu, text-fig. 5 ; fig. 4.
 1980 - *Dobrogelina* ? *cartusiana* n. sp. - Arnaud-Vanneau, pl. 52, fig. 5 à 7 ; pl. 80, fig. 14 à 26 ; fig. 173, 174 et 175.

Diagnose : *Dobrogelina* ? proche de *Nezzazatinella*,

mais en section subaxiale les tours de la face spirale sont jointifs (contrairement aux *Nezzazatinella*). Cette espèce diffère de la description générique par ses ouvertures multiples au lieu d'une ouverture en fente.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : cette forme assez rare a été trouvée dans l'Urgonien blanc et plus rarement comme élément transporté dans la Pierre Jaune.

Environnement : faciès de plate-forme interne (grainstones).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Aptien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju7.

Genre *PFENDERINA* HENSON 1948

Diagnose du genre : test trochospiralé, loges enroulées de manière hélicoïdale autour d'une zone centrale columellaire, constituée de piliers plus ou moins bien individualisés. Ouverture en crible.

Pfenderina globosa FOURY 1968

Pl. V, fig. 9 à 11.

- 1968 - *Pfenderina globosa* n. sp. - Foury, pl. 20, fig. 9-16 ; fig. 7.
 1969 - « *Pfenderina* » sp. 1 - Conrad, fig. 20 a-g.
 1976 - *Pfenderina globosa* FOURY - Peybernès, pl. 23, fig. 7-8.
 1976 - *Pfenderina globosa* FOURY - Masse, pl. 10, fig. 17.
 1979 - *Pfenderina globosa* FOURY - Peybernès, Conrad & Cugny, pl. 81, fig. 20.
 1980 - *Pfenderina globosa* FOURY - Arnaud-Vanneau, pl. 48, fig. 15-16 ; pl. 77, fig. 5-10.
 1983 - *Pfenderina globosa* FOURY - Viéban, pl. II, fig. 19.
 1989 - *Pfenderina globosa* FOURY - Arnaud-Vanneau et Masse, pl. I, fig. 12.

Diagnose : test trochospiralé plus ou moins élevé ; les loges plus larges que hautes sont séparées par des septes dont l'épaisseur est semblable à celle du test. La zone centrale prend de plus en plus d'importance et les piliers qui la constituent sont le plus souvent difficiles à observer.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : sables bioclastiques de la plate-

forme.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju5 et Ju7.

1.1.19. Famille Coskinolinidae

Coskinolinidae MOULLADE 1965

Genre *PSEUDOLITUONELLA* MARIE 1955

Pseudolituonella gavonensis FOURY 1968

Pl. V, fig. 18.

- 1959 - *Pseudoclavulina* sp. - Thieuloy ; pl. 19, fig. 2-4, 6.
- * 1968 - *Pseudolituonella gavonensis* n. sp. Foury 1968 ; pl. 19, fig. 11-15.
- 1976 - *Pseudolituonella gavonensis* FOURY - Masse ; pl. 10, fig. 15.
- v 1978 - *Pseudolituonella gavonensis* FOURY - Arnaud-Vanneau ; pl. 55, fig. 7 ; pl. 79 fig. 5-7.
- 1980 - *Pseudolituonella gavonensis* FOURY - Arnaud-Vanneau ; pl. 55, fig. 7 ; pl. 84, fig. 5-7.

Diagnose : test cylindroconique débutant par une trochospire apicale suivie d'un stade unisériel rectiligne bien développé. Ouverture en crible.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : sédiments de plate-forme interne (packstone-grainstone).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien-Aptien inférieur ?

Répartition stratigraphique locale : entre Ju6 et Ju7.

1.1.20. Famille Orbitolinidae

Orbitolinidae MARTIN 1880

Genre *PARACOSKINOLINA* MOULLADE 1965

Diagnose du genre :

- Appareil embryonnaire : protoconque et deutéroconque au sommet d'une trochospire plus ou moins apicale.
- Zone marginale : en section tangentielle, l'exosquelette présente un alignement des cloisonnettes radiales (poutres) d'une loge à l'autre ; il existe de rares cloisonnettes secondaires horizontales (poutrelles) essentiellement dans les dernières loges. En section axiale en raison de la faible épaisseur des poutres, la

lumière des loges reste toujours visible. Il existe au plus deux poutrelles par loge. En section transversale, les poutres s'épaississent en massue vers le centre à la limite de la zone marginale et de la zone centrale.

- Zone centrale : en section axiale, l'endosquelette est constitué de piliers qui n'alternent pas d'une loge à l'autre ; les ouvertures verticales ont une disposition radiale à partir de l'apex.

Paracoskinolina sunnilandensis (MAYNC) 1955

Pl. VI, fig. 1 et 2.

- 1955 - *Coskinolina sunnilandensis* n. sp. Maync, pl. 16, fig. 1-2, 5-7 ; pl. 17, fig. 1-9.
- 1960 - *Coskinolina sunnilandensis* MAYNC - Moullade, pl. 1, fig. 1-9.
- 1966 - *Meyendorffina (Paracoskinolina) sunnilandensis* (MAYNC) - Moullade, pl. 10, fig. 10.
- 1969 - *Dictyoconus sunnilandensis* (MAYNC) - Méhès, pl. VI, fig. 11.
- 1976 - *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC) - Peybernès, pl. XXI, fig. 12.
- 1976 - *Dictyoconus sunnilandensis* (MAYNC) - Masse, pl. 11, fig. 10.
- 1978 - *Dictyoconus sunnilandensis* (MAYNC) - Arnaud-Vanneau, pl. 95, fig. 1 à 4.
- 1980 - *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC) - Arnaud-Vanneau, pl. 61, fig. 9 ; pl. 101, fig. 1 à 4.
- 1983 - *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC) - Viéban, pl. III, fig. 3.

Diagnose : Petite *Paracoskinolina* conique, à fond plat, ne présentant pas de poutrelles.

- Mensurations des individus des chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980] :

angle apical : 40° à 60°.

hauteur = 0,4 à 1,120 mm.

diamètre = 0,4 à 1,0 mm.

hauteur loge adulte = 50 à 60 µm.

nombre de loges pour 0,5 mm de hauteur (mesurées à la base) = 9 à 11.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : dans l'Urgonien blanc pour les coupes de La Lance 2 et d'Eclépens et dans les calcaires urgoniens des chaînes subalpines ; quelques exemplaires, transportés, plus rares, dans la Pierre jaune.

Environnement : sédiments de plate-forme interne non confinée (packstones-grainstones).

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien

supérieur-Barrémien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju6.

Paracoskinolina reicheli (GUILLAUME) 1956

Pl. VI, fig. 3 à 5.

- 1955 - *Dictyoconus* n. sp., Maync, pl. 13, fig. 8.
 1956 - *Dictyoconus reicheli* n. sp., Guillaume, pl. 1, fig. 1-8.
 1966 - *Dictyoconus reicheli* GUILLAUME - Hofker, pl. 5, fig. 11 ; pl. 16, fig. 3-4.
 1969 - *Dictyoconus reicheli* GUILLAUME - Mèhès, pl. VI, fig. 2-5.
 1969 - *Dictyoconus reicheli* GUILLAUME - Schroeder, Charollais & Conrad, pl. 1, fig. 2-4.
 1976 - *Dictyoconus sunnilandensis* MAYNC - Masse, pl. 11, fig. 11.
 1978 - *Dictyoconus reicheli* GUILLAUME - Arnaud-Vanneau, pl. 93, fig. 6 à 11.
 1980 - *Paracoskinolina reicheli* (GUILLAUME) - Arnaud-Vanneau, pl. 98, fig. 6 à 11.

Diagnose : En section axiale, l'endosquelette est difficile à séparer de l'exosquelette en l'absence d'ouverture (endosquelette = 2/3 à 4/5 du test). Les loges sont à fond faiblement bombé, assez hautes ; les piliers renflés à la base et au sommet montrent un alignement plus ou moins régulier. Les ouvertures sont alignées d'une loge à l'autre. En section transversale, les piliers subsphériques sont disposés en cercles concentriques.

• Mesurations des individus des chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980] :

angle apical : 30° à 50°.

h. = 1,06 à 1,28 mm.

Ø = 1,1 à 1,64 mm.

h loge adulte = 100 à 110 µm.

nombre de loges pour 0,5 mm de hauteur = 5.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : ces formes, sans être rares, ne sont pas très fréquentes ; elles se rencontrent dans l'Urgonien jaune et l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de bordure de plate-forme avec un hydrodynamisme assez marqué.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien inférieur terminal (formes primitives)-Bédoulien (formes évoluées).

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju6.

• Remarque : les formes du Bédoulien sont plus grandes et à parois plus épaisses [Arnaud-Vanneau, 1980].

Genre *PRÆDICTYORBITOLINA*

SCHROEDER, CLAVEL & CHAROLLAIS 1990

Diagnose du genre : Test de forme conique basse.

• Appareil embryonnaire simple (protoconque et deutéroconque) en position légèrement excentrée.

• Zone marginale : en section tangentielle, l'exosquelette présente un alignement des poutres continu d'une loge à l'autre et des poutrelles.

• Zone centrale : en section axiale, l'endosquelette est constitué de petits piliers alternants qui s'épaissent vers le haut. Ces piliers sont disposés de manière très serrée et il est parfois difficile de les distinguer. Les ouvertures sont obliques. En section transversale, on observe des piliers qui peuvent se rejoindre au sommet des loges pour former des vermicules.

Praedictyorbitolina carthusiana SCHROEDER

Sous-espèce *Praedictyorbitolina carthusiana carthusiana* SCHROEDER, CLAVEL & CHAROLLAIS 1990

Pl. VI, fig. 6 à 9.

? 1980 - *Dictyorbitolina* ? aff. *ichnusae* CHERCHI & SCHROEDER - Arnaud-Vanneau, pl. 105, fig. 7-9

? 1983 - *Dictyorbitolina ichnusae* CHERCHI & SCHROEDER - Viéban, pl. 3, fig. 4-5.

? 1989 - *Dictyorbitolina* ? aff. *ichnusae* CHERCHI & SCHROEDER - Arnaud-Vanneau & Masse, pl. 2, fig. 1-2.

1990 - *Praedictyorbitolina carthusiana* n. sp. - Schroeder, Clavel & Charollais, fig. 2-9.

Diagnose : La distinction entre *P. carthusiana* et *D. ichnusae* est basée uniquement sur l'appareil embryonnaire [Schroeder, 1990]. La disposition des piliers de *D. ichnusae* semble plus dense et les loges de plus faible hauteur que chez *P. carthusiana*. L'angle apical extrêmement ouvert de *D. ichnusae* donne des formes très plates qui se distinguent des formes coniques évasées de *P. carthusiana*. Cependant, pour les grandes formes de *P. carthusiana*, la distinction générique avec des sections sans appareil embryonnaire est absolument impossible (sections obliques, transverses ou subaxiales).

• Appareil embryonnaire : l'unique spécimen figuré n'est connu qu'en section et il semble simple et excentré. Cet appareil embryonnaire, figuré par Schroeder *et al.* [1990], n'est pas parfaitement conservé et pourrait correspondre à un artéfact (trou à son emplacement dans la lame mince). Sa description reste donc à confirmer par d'autres observations. Il n'a jamais été observé dans les sections des coupes du Jura.

• Mesurations des individus des chaînes subalpines [Schroeder *et al.*, 1990, p. 198].

Angle apical : 70° à 100°.

Hauteur = 1,2 à 1,6 mm.

Diamètre = 1,6 à 2,0 mm.

Base convexe, loges annulaires en fin d'ontogenèse.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : ces formes fréquentes se rencontrent dans les Marnes de la Russille et l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne et faciès de transgression.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien supérieur-Barrémien basal [selon Schroeder *et al.*, 1990]; Barrémien supérieur [selon Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju6.

Sous-espèce *Praedictyorbitolina carthusiana claveli*
SCHROEDER 1994

1994 - *Praedictyorbitolina claveli* n. sp. Schroeder, pl. I, fig. 1, 2, 4, 5 ?, 6 ?, 7 ?, 8 à 11, non pl. I, fig. 3 (= *Paracoskinolina* aff. *sunnilandensis*).

1994 - *Praedictyorbitolina claveli* SCHROEDER - Clavel *et al.*, pl. I, fig. 1, 3, 4, 6 ? à 8, 11 ?, non pl. I, fig. 2, 5, 9, 10.

1994 - *Praedictyorbitolina claveli* SCHROEDER - Charollais *et al.*, pl. I, fig. 4 à 6.

Diagnose : Les caractéristiques structurales de l'exosquelette et de l'endosquelette ne sont pas différentes de celles de *P. carthusiana*.

- Appareil embryonnaire : un seul est connu en section tangentielle, ce qui ne permet ni de le décrire ni de donner ses dimensions réelles.

Mensurations des individus du Jura vaudois [Schroeder, 1994].

Angle apical : 45° à 50° (flancs plans ou ondulés).

Hauteur = 1,0 à 1,1 mm.

Diamètre = 0,9 à 1,1 mm.

Base plane ou légèrement convexe.

Localité type et niveau type : Jura vaudois, coupe de La Russille, niveau C7042, 3m au-dessus des « Marnes de la Russille ».

Répartition lithostratigraphique : ces formes se rencontrent dans les Marnes de la Russille et l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne et faciès de transgression.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien supérieur [d'après Schroeder, 1994], Zones à Sayni et Balearis [*sensu* Busnardo, 1984].

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju5.

- **Remarques** : L'holotype figuré [pl. I, fig. 1 in Schroeder, 1994] correspond à une section subaxiale oblique et présente un appareil embryonnaire en position subapicale. Un autre spécimen (pl. I, fig. 3) montre une crosse apicale bien développée, des piliers de l'endosquelette qui n'alternent pas et des ouvertures verticales; l'exosquelette est peu lisible mais sans poutrelles. L'ensemble de ces observations ne correspond pas à la description de l'espèce donnée par Schroeder comme *Praedictyorbitolina claveli*, mais conduit plutôt à interpréter cette forme comme *Paracoskinolina* aff. *sunnilandensis*.

Différences entre les deux sous-espèces *P. carthusiana carthusiana* et *P. carthusiana claveli*.

Les mensurations de *P. carthusiana* sont plus grandes que celles de *P. claveli* (mais elles dépendent aussi de la position de la section). Ni la position, ni la morphologie de l'appareil embryonnaire n'ont été clairement observées sur le type de *P. carthusiana carthusiana* ou sur celui de *P. carthusiana claveli*; les appareils embryonnaires des types, figurés par Schroeder [1990, 1994], sont insuffisamment documentés pour être retenus comme critères spécifiques.

Je considère donc que les variations observées relèvent de la sous-espèce d'où la distinction *P. carthusiana carthusiana* et *P. carthusiana claveli*.

Genre *URGONINA* FOURY & MOULLADE 1966

Diagnose du genre :

- Appareil embryonnaire : simple au bout d'une trochospire évoluée déjetée, mesurant 1/3 à 1/4 de la hauteur du test. Diamètre de la protoconque environ 100 µm.

- Zone marginale : pas d'exosquelette.

- Zone centrale : en section tangentielle, la lumière des loges a une forme ovale à rectangulaire, les loges sont plus larges que hautes, séparées par de fines poutres épaissies à la base et au sommet. En section axiale, l'endosquelette est formé de piliers de forme irrégulière, alternants, épaissis à la base et au sommet des loges. La disposition des ouvertures n'est pas clairement connue. En section transversale, les piliers s'épaississent à la base et au sommet de la loge. Une rangée d'ouvertures circulaires se dispose entre la zone marginale et la zone centrale.

Urgonina ? sp.1 ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. VII, fig. 1.

v 1978 - *Urgonina* sp. 2 - Arnaud-Vanneau, pl. 86, fig. 12-13.

v 1980 - *Urgonina* ? sp. 1 - Arnaud-Vanneau, pl. 91, fig. 12-13.

Diagnose : de formes et de dimensions proches de *U. alpillensis*, type du genre. La structure de l'endosquelette est plus confuse que chez les autres espèces ; l'absence de section transversale ne permet pas de lever le doute sur son genre.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : cette forme assez rare se rencontre dans l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien.

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju5.

Genre *FALSURGONINA* ARNAUD-VANNEAU & ARGOT 1973

Diagnose du genre :

- Appareil embryonnaire : simple au bout d'une trochospire excentrée.

- Zone marginale : pas d'exosquelette.

- Zone centrale : en section axiale, l'endosquelette est formé par des invaginations du plancher qui n'atteignent pas toujours le plancher précédent. Une rangée d'ouvertures circulaires se dispose entre la zone marginale et la zone centrale ; elles sont perpendiculaires au plancher entre les zones d'invagination, et obliques à leur base. Les structures alternent d'une loge à l'autre.

Falsurgonina ? sp.

Pl. VII, fig. 3.

Diagnose : Cet orbitolinidé n'a été trouvé qu'une seule fois en section axiale. C'est une petite forme conique (hauteur = 0,57 mm, largeur = 0,44 mm) qui débute par une grosse protoconque globuleuse (diamètre maximum 0,11 mm) au sommet d'une petite crosse. Les deux premières loges sont incomplètes. Les 7 loges suivantes sont discoïdales, assez hautes (de 0,05 à 0,08 mm, mesure comprenant le plancher jusqu'à la base du plancher suivant). Zone marginale sans exosquelette, zone centrale sans structure bien définie. Les ouvertures semblent larges et ne montrent pas d'organisation particulière. La zone marginale est assez semblable à celle observée sur *Falsurgonina* ainsi que le nombre et la hauteur des loges, mais d'autres sections seraient

nécessaires pour préciser la structure de l'endosquelette.

Répartition lithostratigraphique : non transporté dans l'Urgonien.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien.

Falsurgonina ? sp.1 ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. VII, fig. 2

? 1969 - *Urgonina* cf. *alpillensis* (FOURY 1963)-Schroeder, Charollais & Conrad, pl. 2, fig. 1, 3, 6.

v 1978 - *Urgonina* sp.1 - Arnaud-Vanneau, pl. 85, fig. 8 à 10.

v 1980 - *Falsurgonina* ? sp.1 ARNAUD-VANNEAU, pl. 90, fig. 8 à 10.

1983 - *Falsurgonina* ? sp.1 ARNAUD-VANNEAU - Viéban, pl. III, fig. 7.

Diagnose : Cette très grosse forme à parois épaisses est attribuée avec doute au genre *Falsurgonina*. La zone marginale semble dépourvue d'exosquelette. La zone centrale présente un endosquelette sous forme d'invaginations du plancher alternant d'une loge à l'autre ; à cet endroit les ouvertures sont obliques.

Cette forme plate est aussi proche d'*Orbitolinopsis buccifer*, bien que l'épaisseur des parois du spécimen figuré dans ce travail soit supérieure à celle de cette espèce.

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien.

Répartition stratigraphique locale : au dessus de Ju5.

Genre *PALEODICTYOCONUS* MOULLADE 1965

Diagnose du genre : Test conique à base elliptique à circulaire débutant par une trochospire plus ou moins excentrée passant à des loges à disposition rectilinéaire.

- Appareil embryonnaire : protoconque s'ouvrant largement sur une deutéroconque (plus ou moins complexe) placée au début d'une trochospire plus ou moins involute.

- Zone marginale : en section tangentielle, l'exosquelette se présente comme une trame réticulaire, où chaque loge est divisée par des poutres verticales et par des poutrelles horizontales secondaires. En section axiale, la poutrelle située du côté de la base est la plus longue. En section transversale les poutres de la zone marginale s'épaississent vers le haut de la loge, elles sont parfois renflées à la limite des zones ou se prolongent un peu dans la zone centrale.

- Zone centrale : en section axiale, l'endosquelette est formé de poutres de section plus ou moins triangulaire, alternantes d'une loge à l'autre. Les

ouvertures sont obliques. En section transversale, l'exosquelette se présente sous la forme de piliers plus ou moins bien individualisés ou de cloisons méandriiformes.

Paleodictyoconus ? sp.

Pl. VIII, fig. 6 et 7.

1978 - *Palaeodictyoconus* n. sp. 15 - Arnaud-Vanneau, pl. 99, fig. 4-5.

1980 - *Palaeodictyoconus* sp. 2 - Arnaud-Vanneau, pl. 106, fig. 4-5.

1983 - *Palaeodictyoconus* sp. - Viéban, pl. III, fig. 6.

1994 - *Paleodictyoconus cuvillieri* (FOURY 1963) - Charollais *et al.*, pl. I, fig. 13 ?

Diagnose : test conique élevé, montrant une grosse trochospire occupant la moitié à un quart de la hauteur du test. L'appareil embryonnaire est inconnu. L'exosquelette est réticulaire et l'endosquelette est formé de piliers plus ou moins réguliers. Les ouvertures semblent disposées obliquement.

La protoconque et la deutéroconque qui sont bien visibles dans les figurations du genre *Paleodictyoconus*, n'ont jamais été vues en section. Il n'est donc pas possible de savoir si son appareil embryonnaire correspond à celui décrit pour le genre *Paleodictyoconus*. Cette lacune de données ne nous permet pas d'attribuer avec certitude cette forme au genre *Paleodictyoconus*.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : ces formes fréquentes se rencontrent dans l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien.

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju5.

Genre *CRIBELLOPSIS* ARNAUD-VANNEAU 1980

Diagnose du genre :

- Test conique à apex pointu, appareil embryonnaire simple au bout d'une courte trochospire apicale, suivie par des loges discoïdales à fond plat ou légèrement bombé, de disposition rectilinéaire.

- Zone marginale : en section tangentielle, l'exosquelette se compose de logettes rectangulaires plus larges que hautes qui n'alternent pas d'une loge à l'autre. En section transversale, les poutres ont une disposition radiaire.

- Zone centrale : en section axiale, l'endosquelette

apparaît sous forme de septules délimitant des lumières de loges plus ou moins rectangulaires. Ouvertures obliques et verticales. Les couches hyaline et microgranulaire sont bien visibles. En section transversale, les septules s'anastomosent au centre et forment un reticulum irrégulier. Les ouvertures disposées en couronne à la limite de la zone centrale et de la zone marginale sont bien visibles.

Cribellopsis schroederi ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. VII, fig. 8 et 9.

1966 - *Orbitolinopsis* sp. (gr. 2).- Schroeder & Charollais, pl. 3, fig. 3, 4, 6 à 8.

1978 - *Orbitolinopsis schroederi* nov. sp. - Arnaud-Vanneau, pl. 90, fig. 1 à 6.

1980 - *Cribellopsis schroederi* n. sp. - Arnaud-Vanneau, pl. 59, fig. 8, 9 a-b ; pl. 95, fig. 1 à 6 ; fig. 229.

Diagnose : *Cribellopsis* d'aspect conique tendant à s'évaser, apex pointu, endosquelette bien développé.

- Appareil embryonnaire : non observé sur nos échantillons.

- En section subaxiale, l'exosquelette et la zone marginale n'apparaissent pas très clairement. L'endosquelette est constitué de loges planes ou convexes. Les ouvertures sont obliques et subverticales. En zone centrale, la lumière des loges a une forme irrégulière, triangulaire à rectangulaire selon la position de la section par rapport aux septules. La couche hyaline à l'emplacement de « l'organic lining » est bien visible. Test microgranulaire.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur-Bédoulien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju4.

Genre *VALSERINA* SCHROEDER & CONRAD 1967

Diagnose du genre : Cône à apex aigu, débutant par un appareil embryonnaire simple au début d'une spire réduite (non observé dans notre matériel), mais les caractères structuraux suivants sont suffisants pour identifier le genre.

- Zone marginale : en section axiale, l'exosquelette assez dense, bien individualisé en un reticulum, est formé de 2 à 4 cloisons verticales (poutres) perpendiculaires à 1 à 2 cloisonnettes horizontales

(poutrelles). En section transversale, les poutrelles secondaires verticales courtes très fines sont légèrement renflées à leur extrémité.

- Zone centrale : en section axiale, l'aspect de l'endosquelette est très net, les loges sont discoïdales, les ouvertures obliques. En bordure de la zone centrale, les cloisons (septules) apparaissent sous forme de bandes sombres, alternant d'une loge à l'autre. Dans la partie centrale, les sections ont une forme triangulaire. En section transversale, en bordure de la zone centrale, les septules sont méandriques, ondulées et ont une disposition radiale très régulière. Dans la partie centrale, elles se rejoignent pour former un reticulum plus ou moins important mais toujours distinct.

- Les ouvertures sont alignées obliquement le long de spirales issues de l'apex. Elles recoupent le plancher des loges selon des cercles concentriques. D'un cercle à l'autre, l'inclinaison des ouvertures est inverse.

Valserina brönnimanni SCHROEDER & CONRAD 1969

Pl. VII, fig. 5 à 7.

1926 - Nash *in* fig. 34.

1963 - *Iraqia* sp. - Sigal & Lys, fig. 3-5.

1967 - *Valserina brönnimanni* n. sp. - Schroeder & Conrad -, pl. 1, fig. 1-9 ; pl. 2, fig. 1-4, 6.

1969 - *Valserina brönnimanni brönnimanni* SCHROEDER & CONRAD - Conrad, p. 51 ; p. 50, fig. 13c.

1978 - *Simplorbitolina* ? sp. - Arnaud-Vanneau - pl. 96, fig. 6 et 7.

1980 - *Valserina brönnimanni* SCHROEDER & CONRAD - Arnaud-Vanneau, pl. 102, fig. 6-7.

1983 - *Valserina brönnimanni* SCHROEDER & CONRAD - Viéban, pl. III, fig. 1-2.

Diagnose : cette espèce est caractérisée par un réseau de poutres et poutrelles de plusieurs ordres, verticales et horizontales et une très grande régularité des structures. L'exosquelette bien développé est visible aussi bien dans la section subaxiale que dans la section transversale oblique. De même, l'endosquelette régulier s'observe bien dans les deux sections.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans le Jura méridional [Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur- Bédoulien inférieur [selon Arnaud-Vanneau, 1980 ; Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992] ; Hauterivien supérieur (sommet de la Zone à Angulicostata, *sensu* Busnardo [1984]) et Barrémien inférieur (base de la Zone à Compressissima) [Clavel *et al.*, 1994].

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju5.

Genre *EYGALIERINA* FOURY 1968

Diagnose du genre : Cône assez aigu, dont le sommet est plat et où se situe l'appareil embryonnaire. Foury [1968] le décrit comme une protoconque située sous une deutéroconque et recouverte par cinq à dix loges périembryonnaires jointives en une hémisphère. Selon Schroeder [1993], le sommet de la deutéroconque est divisé et la loge embryonnaire (deutéroconque et protoconque) serait entourée latéralement par un anneau périembryonnaire. Pour cet auteur, les appareils embryonnaires d'*Eygalerina* et de *Palorbitolina* seraient identiques de sorte qu'il considère ces genres comme synonymes [Schroeder, 1993]. En réalité, la position de la protoconque chez *Eygalerina* et *Palorbitolina* est bien différente. En effet, la protoconque est disposée sous la deutéroconque chez *Eygalerina* [Foury, 1968 ; Schroeder, 1993], alors qu'elle se situe **dans** la deutéroconque chez *Palorbitolina* [Arnaud-Vanneau, 1969]. **Par conséquent, *Eygalerina* ne peut être mise en synonymie avec *Palorbitolina*.**

Les structures d'*Eygalerina* sont très semblables à celles des *Valserina*. L'exosquelette assez dense, bien individualisé en un reticulum, est formé par des poutres verticales perpendiculaires aux poutrelles horizontales. L'aspect de l'endosquelette est assez régulier, les loges sont discoïdales à fond plat, les ouvertures obliques. En bordure de la zone centrale, les poutres apparaissent alternativement sous forme de bandes sombres et claires. Dans la partie centrale, les sections des septules ont une forme triangulaire. En section transversale, en bordure de la zone centrale, les septules sont méandriques, ondulées et ont une disposition radiale très régulière. Dans la partie centrale, elles se rejoignent pour former un reticulum plus ou moins important.

Eygalerina ? *turbinata* FOURY 1968

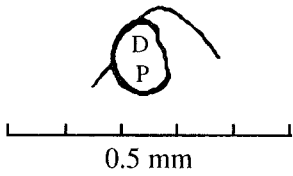

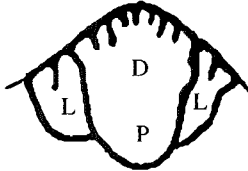
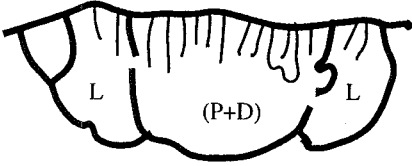
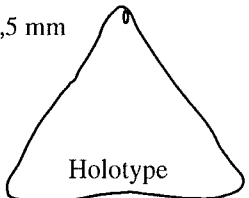



Pl. VII, fig. 4.

1964 - *Douvillea conulus* (DOUVILLÉ) - Foury, p. 107, pl. 23, fig. 4 ; pl. 27, fig. 1-4.

1966 - *Paleodictyoconus cuvillieri* (FOURY) - Moullade, pl. 11, fig. 3-5.

* 1968 - *Eygalerina turbinata* n. sp. Foury, pl. 20, fig. 1 à 8.

Diagnose : La section axiale dont nous disposons est de qualité médiocre. La position de l'appareil embryonnaire est bien apicale et il semblerait se diviser en une partie inférieure et une partie supérieure. Sur ce cliché où les détails ne sont pas perceptibles, on ne peut dire s'il existe réellement une zone périembryonnaire, ni si la deutéroconque est cloisonnée ou non. Les structures sont également assez confuses dans le détail.

Genre et espèce	<i>Valserina brönnimanni</i> SCHROEDER & CONRAD 1968	<i>Eopalorbitolina charollaisi</i> SCHROEDER & CONRAD 1968	<i>Eygaliierina turbinata</i> FOURY 1968	<i>Palorbitolina lenticularis</i> (BLUMENBACH) 1805
Localité type	Rocher des Hirondelles, vallée de la Valserine, Ain (F)	Même localité type; niveau 30, environ 20m au-dessus du niveau type de <i>V. brönnimanni</i> , Ain (F)	Eygalières, calcaires urgoniens, Bouches-du-Rhône (F)	
Morphologie de l'appareil embryonnaire (même échelle pour toutes les figures) A				
Morphologie générale de l'orbitolinidé et mensurations (même échelle pour toutes les figures) B	<p>ø : de 1,2 à 2,1 mm h : de 0,7 à 1,5 mm a : 65°-80°</p> <p>0,5 mm</p>  <p>Holotype</p>	<p>l : de 1,98 à 2,68 mm h : de 0,84 à 0,96 mm a : 99°-117°</p>  <p>Holotype</p>	<p>ø : de 1,0 à 2,3 mm h : de 0,8 à 1,9 mm a : 80°-100°</p>  <p>Holotype</p>	<p>ø : de 0,64 à 4,72 mm h : de 0,21 à 1,24 mm a : 110°-170°</p>  <p>Topotype</p>
Co-occurrences possible entre les diverses formes et région d'observation C	<p>+<i>Eopalorbitolina charollaisi</i>, Vercors, [Arnaud-Vanneau 1980; Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992]</p> <p>+<i>Valserina brönnimanni primitiva</i>, Rocher des Hirondelles (Ain), Rocher de Cluses (Hte Savoie), [Schroeder <i>et al.</i> 1969]</p>	<p>+<i>Valserina brönnimanni brönnimanni</i> et <i>V. b. primitiva</i>, Rocher des Hirondelles, [Schroeder <i>et al.</i> 1969]</p> <p>+<i>Palorbitolina lenticularis</i>, Vercors [Arnaud-Vanneau 1980, Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992]</p>	<p>Dans le Jura neuchâtelois, elle est située au-dessus de niveaux à <i>Valserina b. brönnimanni</i> et à <i>Palorbitolina lenticularis</i></p>	<p>+<i>Eopalorbitolina charollaisi</i>, Vercors, [Arnaud-Vanneau 1980, Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992]</p>

A : évolution des embryons mégalosphériques de la lignée phylétique, D : deutéroconque, P : protoconque, L : loge latérale, d'après Schroeder [1993]

B : évolution de la morphologie des Orbitolinidés en suivant le type d'évolution de Schroeder [1993], ø : diamètre, h : hauteur, l : largeur, a : angle apical

C : synthèse des observations des différentes régions .

TAB. 2. – Tableau de comparaison des morphologies des individus de la « lignée phylétique *Valserina brönnimanni* de Schoeder [1993] ».

Il en résulte que, bien que la morphologie générale soit comparable, la détermination générique n'est pas certaine.

Répartition lithostratigraphique : cette forme rare a été rencontrée dans l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien.

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju5.

Genre *PALORBITOLINA* SCHROEDER 1963

Diagnose du genre : Test conique lenticulaire, flancs plano-convexes, base subcirculaire plane à convexe.

- Appareil embryonnaire : excentré, protoconque et deutéroconque comprises dans une loge embryonnaire (de diamètre 90 à 140 μm) entouré d'une zone périembryonnaire semi-annulaire. La deutéroconque peut être divisée dans sa partie superficielle par quelques cloisonnettes.

- Zone marginale : en section tangentielle, l'exosquelette est constitué d'un réseau de poutres et poutrelles horizontales et verticales. En section axiale, la zone marginale est généralement claire, chaque loge est divisée par une ou deux poutrelles horizontales de taille différente. En section transversale, les poutres s'épaississent en direction de la zone centrale. La poutre médiane est renflée et atteint la limite entre la zone marginale et la zone centrale. Les ouvertures sont obliques et leur inclinaison alterne d'une ouverture à l'autre.

- Zone centrale : en section axiale, l'endosquelette est très confus, la partie radiale se sépare mal de la partie centrale. Les septules ont des sections irrégulières, le contour des lumières des loges est quelconque. La partie centrale agglutine de gros débris. En section transversale, les septules méandriiformes ont un contour déformé par le matériel détritique. La partie centrale est confuse pour les mêmes raisons.

- Mensurations des individus des chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980] :

angle apical : 120° à 140°,

hauteur = 0,325 à 1,125 mm,

diamètre = 0,86 à 3,9 mm,

hauteur de loge = 50 à 60 μm ,

nombre de loges pour 0,5 mm de hauteur (mesurée depuis la base) = 15 à 16.

Palorbitolina lenticularis (BLUMENBACH) 1805

Pl. VIII, fig. 1 et 2

1805 - *Madreporites lenticularis* - Blumenbach, pl. 80, fig. 1-6.

1963 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - Schroeder, p. 346-359 ; pl. 23-24.

1969 - *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) - Conrad, p. 51 ; p. 50, fig. 13 e ; pl. V, fig. 3.

1968 - *Eopalorbitolina charollaisi* n. sp. - Schroeder & Conrad, pl. 1, fig. 1-5 ; pl. 2, fig. 1-7 ; pl. 3, fig. 1-3 ; pl. 4, fig. 1-5.

1969 - *Eopalorbitolina charollaisi* SCHROEDER & CONRAD - Conrad, p. 51 ; p. 50, fig. 13 d, pl. 6, fig. 1.

1978 - *Eopalorbitolina charollaisi* SCHROEDER & CONRAD - Arnaud-Vanneau, pl. 97, fig. 3-6.

1980 - *P. Eopalorbitolina charollaisi* SCHROEDER & CONRAD - Arnaud-Vanneau, pl. 103, fig. 3 à 6.

Diagnose : forme conique à base plane ou convexe. Cette espèce est caractérisée par une grosse loge embryonnaire (0,2 mm de diamètre) qui présente dans la partie inférieure un pédoncule ; la partie supérieure est divisée par des septules. La zone périembryonnaire n'est pas très bien visible mais elle est également divisée par des septules. L'exosquelette usé en surface, assez fin, est composé d'un réseau de poutres secondaires et tertiaires subdivisant les loges en section axiale. La limite entre la zone marginale et la zone centrale est soulignée par l'alternance des poutres recoupées dans leur longueur. L'endosquelette est assez confus, sa structure est masquée par de gros débris de quartz agglutinés.

Les mesures de hauteur et diamètre correspondent à l'intervalle de mesures des formes des chaînes subalpines en dehors de la loge embryonnaire qui est plus grosse.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : marnes de remplissage de karst.

Environnement : sédiments grés-marneux de plate-forme noyée.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur-Aptien.

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju7.

Palorbitolina cf. *lenticularis*

Pl. VIII, fig. 3.

Diagnose : cette unique forme a été trouvée dans la coupe de La Lance II. Il s'agit d'une forme d'assez petite taille, conique et qui présente un gros appareil embryonnaire à son apex. Celui-ci se présente comme une loge globuleuse dont la partie supérieure est divisée et la partie inférieure présente un pédoncule légèrement excentré. Latéralement, une zone périembryonnaire encadre cet ensemble proluculus et deutéroconque. Bien que l'ensemble de l'appareil embryonnaire soit très gros par rapport à ceux connus habituellement, il ne fait aucun doute que cet forme appartient au genre

Palorbitolina.

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju5.

Remarque : cet appareil embryonnaire a été examiné par Mme Arnaud-Vanneau (Université de Grenoble, F) et par M. Schroeder (Université de Francfort, D). La détermination de cette forme comme *Palorbitolina* sp. proposée par Arnaud et Arnaud-Vanneau [1989], puis moi-même, a été contestée par M. Schroeder mais celui-ci n'a pas souhaité que l'une de ses interprétations alternatives soit citée.

Genre *EOPALORBITOLINA* SCHROEDER & CONRAD 1968

Diagnose du genre : Cône assez aigu, débutant par un appareil embryonnaire asymétrique au début d'une spire réduite. Il est constitué d'une loge globuleuse (protoconque et deutéroconque) suivie latéralement d'une zone embryonnaire semi annulaire divisée dans sa partie supérieure par des septules. Ensuite, les loges discoïdales s'agencent de manière unisérisée. La structure de l'exosquelette et de l'endosquelette est semblable à celle de *Palorbitolina*. Dans la zone marginale, l'exosquelette est constitué de poutres et poutrelles de second ordre qui définissent un quadrillage. Dans la zone centrale, la section des septules constituant l'endosquelette se présente sous la forme de triangles, alternants d'une loge à l'autre. L'endosquelette, à la limite entre la zone centrale et la zone marginale, se présente sous forme de bandes alternativement noires et blanches d'une loge à l'autre ; il est constitué par les poutres radiales et méandriques (en section transversale). Les ouvertures sont obliques. La zone centrale agglutine parfois des grains grossiers.

Eopalorbitolina ? sp.

Pl. VIII, fig. 5.

Diagnose : seul l'appareil embryonnaire de cette *Eopalorbitolina* ? sp. est bien conservé. La structure du test n'est plus lisible car elle a été occultée par les imprégnations d'asphalte. L'appareil embryonnaire est subapical, à peine excentré. Il est constitué d'une loge globuleuse présentant un petit pédoncule, suivie d'une zone périembryonnaire latérale divisée par des poutrelles dans sa partie supérieure. Cet appareil embryonnaire d'*Eopalorbitolina* est légèrement différent du type du genre puisqu'il présente de manière bien différenciée un pédoncule dans la loge embryonnaire. Ce caractère se rapproche de ce qui a été observé par Arnaud-Vanneau [1969] concernant l'appareil embryonnaire des *Palorbitolines*. Pour cette raison, l'attribution de cette forme au genre *Eopalorbitolina* ne peut être effectuée avec certitude car

en fait cet appareil embryonnaire rappellerait celui de *Palorbitolina*.

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju6.

Discussion sur la lignée évolutive des *Valserina* (tab. 2)

Schroeder [1993] propose une lignée phylétique qui comprendrait deux sous-espèces de *Valserina broennimanni* (*Valserina broennimanni broennimanni* et *Valserina broennimanni primitiva*) ; cette lignée se continuerait par *Eopalorbitolina charollaisi* (*Valserina charollaisi*, selon Schroeder [1993]), *Eygalierina turbinata* (*Palorbitolina turbinata*, selon Schroeder [1993]) puis *Palorbitolina lenticularis*. Cette interprétation peut être réfutée d'une part sur des critères morphologiques et d'autre part sur des critères stratigraphiques.

Cette lignée phylétique est exclusivement basée sur l'évolution de l'appareil embryonnaire. Pour *Valserina broennimanni primitiva*, que Schroeder place au début de la lignée, l'appareil embryonnaire est mal connu. *Valserina broennimanni broennimanni* serait son descendant direct ; cette forme présente un appareil embryonnaire simple (cf. tableau 2A et diagnose) en position légèrement excentrée. L'étape suivante dans l'évolution, est l'acquisition d'une loge latérale divisée, en connexion avec la protoconque (*Eopalorbitolina charollaisi*). Quand cette loge latérale devient annulaire on obtiendrait un appareil embryonnaire d'*Eygalierina turbinata* ou de *Palorbitolina lenticularis* qui constituerait l'évolution ultime.

Dans cette interprétation, l'aspect morphologique du test n'a pas été pris en compte. Lorsqu'on compare au même grossissement, en section axiale, la forme des tests des différentes espèces (tableau 2B), deux types de morphologies sont évidentes ; la première est une forme en triangle isocèle, la seconde est une forme en triangle aplati. *Valserina broennimanni broennimanni* et *Eygalierina turbinata* ont une forme de cône à angle apical aigu, de 65° à 80° (angles calculés à partir des mesures de Schroeder et Conrad [1968]) pour la première, et de 80° à 100° pour la seconde. *Eopalorbitolina charollaisi* et *Palorbitolina lenticularis* ont des formes subtriangulaires à angle apical ouvert, respectivement 99° à 117° (angles calculés à partir du tableau de Schroeder et Conrad [1968]) et 110° à 170°. En suivant le schéma d'évolution des appareils embryonnaires, les morphologies passent d'un triangle aigu à un triangle plat, puis à nouveau d'un triangle aigu à un triangle plat.

Cela implique une évolution répétitive avec retour à des formes antérieures, que la morphologie générale ne suffit pas à expliquer. L'existence de deux lignées morphologiques (*Valserina* -> *Eygalierina* et *Eopalorbitolina* -> *Palorbitolina*) serait plus

vraisemblable.

- Une première lignée *Valserina* -> *Eygalierina* (hypothèse proposée par Schoeder *et al.*, [1989]) : même forme conique aiguë, angles de 65°-80° passant à 80°-100°, augmentation de la taille et de la complexité de l'appareil embryonnaire. De plus, l'exosquelette et l'endosquelette de ces deux genres sont très proches et la taille moyenne des populations montre une légère augmentation.

- Une seconde lignée *Eopalarbitolina* -> *Palorbitolina*, qui a déjà été proposée comme hypothèse par Schroeder et Conrad [1968] lors de la définition du genre *Eopalarbitolina*. Ces deux genres de forme conique basse, dont les angles de 99°-117° passent à 110°-170°, montrent également une augmentation de la taille et de la complexité de l'appareil embryonnaire. Les structures sont également semblables.

Si l'on veut admettre ces rapports phylétiques entre les espèces pour les deux lignées, elles doivent aussi intégrer les contraintes stratigraphiques.

Dans le Vercors, Arnaud-Vanneau [1980], Arnaud et Arnaud-Vanneau [1992] ont montré qu'*Eopalarbitolina charollaisi* et *Palorbitolina lenticularis* coexistent dans les mêmes niveaux (Marnes de la Béguère, datées du Barrémien supérieur, Zone à *feraudianus*). En Espagne, dans la coupe du Rio Segre, *Eopalarbitolina charollaisi*, *Palorbitolina lenticularis* et *Valserina broennimanni* se rencontrent également ensemble. Ceci implique, dans le cas de la lignée proposée par Schroeder [1993], que d'une part *Valserina broennimanni* peut se rencontrer dans le Barrémien supérieur (ce qui a déjà été constaté par Arnaud-Vanneau [1980]) et que, d'autre part, *Eygalierina turbinata*, descendante d'*Eopalarbitolina* et ancêtre de *Palorbitolina* selon Schroeder, devrait aussi obligatoirement se rencontrer dans le Barrémien supérieur élevé.

Si l'on envisage une lignée *Valserina* -> *Eygalierina*, des appareils embryonnaires de structure intermédiaire ne sont pas connus : dans tout le secteur étudié, y compris dans les Alpilles, on n'a pas pu étayer cette hypothèse par l'observation de formes intermédiaires. La présence sporadique d'*Eygalierina*, ne permet pas, non plus, de la confirmer par des observations stratigraphiques.

En dépit des affirmations présentées dans la biozonation de Clavel *et al.* [1994], ces dernières observations montrent, du point de vue stratigraphique, qu'il n'y a pas de lacune entre *Eopalarbitolina charollaisi* et *Palorbitolina lenticularis* (quelle que soit la phylogénie), et surtout que la présence d'*Eopalarbitolina charollaisi* n'indique pas forcément un âge Barrémien inférieur ; c'est également le cas d'*Eygalierina turbinata*, à la fois descendante et ascendante phylétique de ces deux genres.

Cette biozonation [Clavel *et al.*, 1994 ; fig. 2, p. 7] est le résultat d'observations qui ne sont pas documentées dans des coupes continues montrant la

répartition des espèces dans le temps et les coexistences possibles. Par exemple, l'absence d'une espèce de la biozone à *Valserina broennimanni* n'est pas significative de sa non existence et un ascendant phylétique peut très bien coexister longtemps avec son descendant.

Une lignée phylétique ne peut pas être fondée uniquement sur des critères morphologiques liés à l'appareil embryonnaire mais doit tenir compte également non seulement des autres aspects morphologiques et structuraux mais aussi des données stratigraphiques qui sont incontournables.

En conséquence, les critères sur lesquels sont basées les attributions stratigraphiques de cette biozonation autant que le schéma phylétique proposés par Clavel *et al.* [1994], ne sont pas fondés.

1.1.21. Famille Eggerellidae

Eggerellidae CUSHMAN 1937

Genre *MARSSONELLA* CUSHMAN 1933

Diagnose du genre : test conique, circulaire en section transverse débutant par une petite trochospire de plus de trois loges par tour qui est suivie par un stade bisérié dont le diamètre croît rapidement. Ouverture basale. Ce genre diffère du genre *Dorothia* par l'absence de canalicules dans les parois du test.

Marssonella cf. *praeoxycona* (MOULLADE) 1966

Pl. IV, fig. 21.

1971 - *Dorothia kummi* (ZEDLER) - Fuchs, pl. 3, fig. 2.

v 1978 - *Dorothia* aff. *conicula* BELFORD - Arnaud-Vanneau, pl. 6, fig. 16-19 ; pl. 13, fig. 34-41.

v 1980 - *Dorothia* cf. *praeoxycona* MOULLADE - Arnaud-Vanneau, pl. 5, fig. 16-19 ; pl. 13, fig. 34-41.

Diagnose du genre : *Marssonella* à loges globuleuses et lignes de sutures déprimées. Elle ne présente pas de « saut de croissance » entre le stade multisérié et bisérié comme c'est le cas pour *M. praeoxycona* (MOULLADE).

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines (Arnaud-Vanneau, 1980).

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune.

Environnement : sédiments circalittoraux (wackstones-packstones).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju4.

I.1.22. Famille Involutinidae

Remarque préliminaire : selon la classification de Loeblich et Tappan [1988], le genre *Neotrocholina* est mis en synonymie avec le genre *Trocholina*. Au contraire, Arnaud-Vanneau *et al.* [1988] maintiennent la différence entre les deux genres à cause de la nature de leur test. En effet, chez *Trocholina*, le test est recristallisé en une mosaïque de cristaux de calcite en général de couleur claire. Chez *Neotrocholina* au contraire, le test est, selon la description de Reichel [1955], « hyalin, radial, perforé, toujours de teinte ambrée » et constitué de « baguettes ou fibres de calcite orientées perpendiculairement à la surface ». L'analyse minéralogique des tests des deux genres, montre que la composition du test des Néotrocholines contient 5 % de magnésium, alors que celui des Trocholines est en calcite pure. Selon Arnaud-Vanneau *et al.* [1988], la nature du test des Néotrocholines (en calcite magnésienne) serait originelle alors que le test initial des Trocholines serait aragonitique. Les deux genres sont associés fréquemment dans les mêmes sédiments de sorte que l'influence de la diagenèse ne suffit pas à expliquer une telle différence dans la nature du test.

J'adhère à cette interprétation et je maintiendrai la distinction entre les deux genres dans la partie systématique.

Involutinidae BÜTSCHLI 1880Genre *TROCHOLINA* PAALZOW 1922

Diagnose du genre : test conique, recristallisé en gros cristaux de calcite, constitué par l'enroulement d'une loge tubulaire. La face ombilicale présente des nodosités qui, en section, semblent le prolongement de piliers partant du sommet de la trochospire et entourés par la loge spiralée.

Trocholina odukpaniensis DESSAUVAGIE 1968

Pl. X, fig. 1 à 3.

- 1947 - *Trocholina* sp. 1 Henson, p. 456-457 ; pl. 13, fig. 1-4.
 1963 - *Trocholina* sp. 1 Guillaume, p. 268-270 ; pl. 6, fig. 111-118.
 1966 - *Trocholina* sp. aff. *friburgensis* (GUILLAUME & REICHEL) - Moullade, pl. 12, fig. 17-18.
 * 1968 - *Trocholina odukpaniensis* n. sp. Dessauvagie, p. 64-76 ; pl. 1, fig. 1-4 ; pl. 2, fig. 3-5, 7.
 1969 - *Trocholina* cf. *friburgensis* (GUILLAUME & REICHEL) - Conrad, p. 59, fig. 18 c-d.
 1976 - *Trocholina aptiensis* IOCHEVA - Masse, pl. 14, fig. 13.
 1976 - *Trocholina* sp. Masse, pl. 14, fig. 14.
 1980 - *Trocholina* sp. - Arnaud-Vanneau, p. 753-

754 ; pl. 79, fig. 1-5.

1988 - *Trocholina odukpaniensis* DESSAUVAGIE - Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac, pl. 5, fig. 7-22.

Diagnose du genre : cette espèce se distingue des deux autres par sa plus grande taille et sa forme conique régulière. Elle présente cinq à six tours de spire.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : sous forme transporté dans la Pierre Jaune et l'Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : sables bioclastiques de plate-forme.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien ? - Barrémien - Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju7.

Trocholina molesta GORBATCHIK 1959

Pl. X, fig. 4 à 6.

- 1959 - *Trocholina molesta* n. sp. GORBATCHIK, p. 79-91 ; pl. 4, fig. 1-2.
 ? 1962 - *Trocholina silvai* n. sp. - Petri, p. 107 ; pl. 13, fig. 6-7.
 1963 - *Trocholina molesta* GORBATCHIK - Guillaume, p. 258-259 ; pl. 2, fig. 13 ? -16 ?, 17, 18.
 1982 - *Trocholina molesta* GORBATCHIK - Mantsurova & Gorbatchik, pl. 1, fig. 1, non 2 (= *T. odukpaniensis*), pl. 3, fig. 5 ?
 1985 - *Trocholina molesta* GORBATCHIK - Kutnetsova & Gorbatchik, pl. 12, fig. 1.

Diagnose du genre : cette espèce est caractérisée par sa petite taille et une loge tubulaire enroulée sur 4 à 6 tours ; en section axiale, les nodosités de la face orale sont séparées par un sillon marginal bien exprimé.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : sables bioclastiques de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 (transportés) et Ju7.

Genre *NEOTROCHOLINA* REICHEL 1955

Diagnose du genre : test conique, en calcite hyaline

fibreuse ; il est formé par l'enroulement d'une loge tubulaire. La face orale présente des nodosités qui, en section, semblent le prolongement de piliers partant du sommet de la trochospire et entourés par la loge spiralée.

Neotrocholina cf. infragranulata (NOTH) 1951

Pl. X, fig. 7.

- 1951 - *Trocholina infragranulata* n. sp. - Noth, pl.1, fig. 32.
 1960 - *Trocholina infragranulata* NOTH - Chevalier, pl. 7, fig. 141.
 1975 - *Trocholina infragranulata infragranulata* NOTH - Neagu, pl. 96, fig. 1-12, 25-26, 29-30.
 1980 - *Neotrocholina infragranulata* (NOTH) - Arnaud-Vanneau, pl. 8, fig. 1-5 ; pl. 15, fig. 29-34.

Diagnose du genre : espèce très plate et de petite taille dont les nombreux piliers sont très en relief dans la zone centrale. Elle présente quatre à cinq tours de spire.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune.

Environnement : sédiments circalittoraux (wackstones-packstones), faciès de transgression.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien - Albien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju4.

Neotrocholina aff. friburgensis GUILLAUME & REICHEL 1957

Pl. X, fig. 8.

- 1957 - *Neotrocholina aff. friburgensis* - Guillaume & Reichel, pl. 1, fig. 1.
 1966 - *Trocholina* sp. aff. *friburgensis* GUILLAUME & REICHEL - Moullade, pl. 6, fig.1-3.
 1978 - *Neotrocholina friburgensis* GUILLAUME & REICHEL - Garcia-Hernandez, pl. 27, fig. 12.
 1980 - *Neotrocholina friburgensis* GUILLAUME & REICHEL - Arnaud-Vanneau, pl. 48, fig. 8-11 ; pl. 79, fig. 12-17.
 1983 - *Neotrocholina friburgensis* GUILLAUME & REICHEL - Viéban, pl. II, fig. 12-13 ?

Diagnose du genre : L'espèce trouvée dans le Jura est différente de *Neotrocholina friburgensis* car les piliers ne sont pas proéminents et la face orale n'est pas bombée comme c'est habituellement le cas pour cette espèce. La taille des individus est aussi légèrement inférieure aux représentants typiques de l'espèce. Elle

présente cinq tours de spire.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : transporté dans le niveau de Marnes de la Russille, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : sédiments oobioclastiques de plate-forme externe.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju5.

1.1.23. Famille Cornuspiridae

Cornuspiridae SCHULTZE, 1854

Genre *MEANDROSPIRA* LOEBLICH & TAPPAN 1946

Diagnose du genre : cette espèce, qui avait été attribuée avec doute au genre *Citaella* PREMOLI SILVA 1964 par Charollais, Brönnimann et Zaninetti [1966], est en fait le junior synonyme de *Meandrospira* LOEBLICH & TAPPAN 1946. L'enroulement est tout à fait similaire à celui qui a été décrit pour *M. washitensis* par LOEBLICH & TAPPAN [1946]. Elle peut donc être attribuée sans aucun problème à ce genre.

Test de petite taille, de nature calcaire, imperforé, porcelané, dont la protoconque est suivie par une loge tubulaire indivise qui serpente et se replie en zigzag recouvrant les boucles précédentes, seules les dernières boucles étant visibles.

Meandrospira favrei (CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI) 1966

Pl. I, fig. 7 à 12.

- 1966 - *Citaella ? favrei* n. sp. - Charollais, Brönnimann & Zaninetti, p. 37-42 ; pl. 2, fig. 3-4 ; pl. 3, fig. 1-5 ; pl. 5, fig. 1-2 ; texte-fig. 4-6.
 1976 - *Meandrospira* sp. - Masse, pl. 14, fig. 1.
 1978 - *Recurvoides ?* sp. 80 - Arnaud-Vanneau, pl. 17, fig. 28-29.
 1980 - *Meandrospira* sp. - Arnaud-Vanneau, pl. 17, fig. 28-29.
 1983 - *Citaella ? favrei* - CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI - Viéban, pl. II, fig. 1-3.
 1989 - *Citaella ? favrei* - CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI - Arnaud-Vanneau et Masse, pl. I, fig. 24 à 26.
 1993 - *Citaella ? favrei* - CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI - Rumley, pl. V, fig. 8-9.

Diagnose : test de petite taille, pelotonné, constitué

d'une loge tubulaire qui se replie sur elle même tous les demi-tours. La régularité de ces replis la distingue des *Glomospira*.

Répartition régionale : cette espèce a été décrite initialement dans le Valanginien du Salève ; espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune ou Urgonien jaune ; présente dans l'Urgonien bioclastique des chaînes subalpines.

Environnement : ce foraminifère est assez fréquent dans les milieux ouverts, plus ou moins vaseux (wackestones-packstones).

Répartition stratigraphique globale : Valanginien-Hauterivien-Barrémien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju6.

1.1.24. Famille Ophthalmidiidae

Ophthalmidiidae WIESNER 1920

Genre *CORNULOCULINA* BURBACH 1886

Cornuloculina cf. *tenue* NEAGU 1986

Pl. VIII, fig. 8 à 10.

1969 - *Cyclogyra* ? sp. Conrad, fig. 16 a-b.

1978 - *Cornuloculina* sp. 125 Arnaud-Vanneau, pl. 57, fig. 9 ; pl. 83, fig. 12-15.

1980 - *Cornuloculina* sp. Arnaud-Vanneau, pl. 57, fig. 9 ; pl. 88, fig. 12-15.

1986 - *Cornuloculina tenue* n. sp. Neagu, pl. 7, fig. 14-22.

Diagnose : test discoïdal, aplati, débutant par un protoconque globuleux (non observé sur notre matériel) puis par une chambre tubulaire s'enroulant jusqu'à quatre tours. Il n'existe pas de plancher à la base de la loge, de sorte que la loge repose directement sur le tour précédent. La carène des chambres n'est pas aussi marquée que sur l'espèce type. Ouverture elliptique ou en fente.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : transporté dans la Pierre Jaune ou l'Urgonien jaune.

Environnement : cette espèce a toujours été trouvée comme nucleus d'oolithe dans des sédiments bioclastiques et oolithiques de bordure de plate-forme.

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Aptien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju4.

1.1.25. Famille Spiroloculinidae

Spiroloculinidae WIESNER 1920

Genre *SPIROLOCULINA* D'ORBIGNY 1826

Diagnose du genre : test libre, calcaire porcelané, planispiralé évolutive, ovale à fusiforme, dont les côtés sont aplatis et la périphérie tronquée. Le protoconque est suivi par une loge tubulaire sur un tour puis par des loges longues d'un demi-tour. L'ouverture simple terminale peut montrer une dent bifide.

Spiroloculina sp. ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. IX, fig. 1.

1959 - *Spiroloculina* sp. - Thieuloy, pl.17, fig. 9.

1971 - *Spiroloculina cretacea* REUSS - Fuchs, pl. 3, fig. 11.

1978 - *Spiroloculina* sp. 220 - Arnaud-Vanneau, pl. 10, fig. 29 ; pl. 18, fig. 61-66.

1980 - *Spiroloculina* sp. - Arnaud-Vanneau, pl. 10, fig. 29 ; pl. 18, fig. 61-66.

Diagnose : en section longitudinale ou transverse, cette espèce de petite taille a des flancs biconcaves tronqués par un bord périphérique plat.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : espèce assez rare que l'on trouve dans la Pierre Jaune ou l'Urgonien jaune.

Environnement : sédiments bioclastiques fins circalittoraux.

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien - Aptien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju4.

1.1.26. Famille Hauerinidae

Hauerinidae SCHWAGER 1876

Genre *SCHLUMBERGERINA* MUNIER-CHALMAS 1882

Schlumbergerina ? sp.

Pl. IX, fig. 2.

Diagnose : test robuste, montrant plus de cinq loges dans le dernier tour. Les dernières loges sont très en relief et les sutures très déprimées. La différence avec la description générique est que le test de cette espèce n'est pas agglutiné.

Répartition lithostratigraphique : un seul exemplaire transporté est connu dans la Pierre Jaune.

Environnement : sables bioclastiques de plate-forme externe.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju3.

Genre *DERVENTINA* NEAGU 1968

Derventina filipescai NEAGU 1968

Pl. IX, fig. 3.

1968 - *Derventina filipescai* Neagu, p. 569 ; pl. 5, fig. 1-13 ; pl. 7, fig. 4-6.

1975 - *Derventina filipescai* Neagu, pl. 53, fig. 20 ; text-fig. 14.

1980 - *Derventina filipescai* NEAGU - Arnaud-Vanneau, p. 745 ; pl. 56, fig. 12-14 ; pl. 86, fig. 1-7.

1986 - *Derventina filipescai* NEAGU - Neagu, pl.2, fig. 6-21.

Diagnose : test discoïdal de grande taille (jusqu'à 0,9 mm de diamètre), débutant par un stade juvénile quinqueloculiniforme et dont le stade adulte est constitué de plus de deux chambres par tour, celles-ci étant tubulaires et disposées de manière planispiralée. Ouverture ovale crénelée.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : transporté dans la Pierre Jaune ou l'Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne (wackestones-packstones).

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien ? - Aptien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju7.

Genre *ISTRILOCULINA* NEAGU 1984

Diagnose du genre : test de forme ovale allongé, stade initial quinqueloculaire puis biloculaire. Chambres sans plancher basal, sutures déprimées.

Istriloculina alimanensis NEAGU 1984

Pl. IX, fig. 4 et 5.

1980 - *Triloculina* sp. Arnaud-Vanneau, p. 739 ; pl. 87, fig. 14-16.

1980 - *Pseudotriloculina* sp. 1. Arnaud-Vanneau, p. 735 ; pl.18, fig. 48-51.

1984 - *Istriloculina alimanensis* Neagu, p. 88 ; pl. 2, fig. 32-39.

1986 - *Istriloculina alimanensis* NEAGU - Neagu, pl. 1, fig. 20-63, text-fig. 7 ; pl. 3, fig. 25-30.

Diagnose : test mince, globuleux à allongé, dont le dernier tour montre un agencement de trois loges et dont les axes s'agencent en Y.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : transporté dans la Pierre Jaune ou l'Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne (wackestones-packstones).

Répartition stratigraphique globale : Hauterivien ? - Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju5.

Istriloculina eliptica (IOVCHEVA) 1962

Pl. IX, fig. 6 et 7.

1962 - *Pyrgo eliptica* Iovcheva, p. 52 ; pl. 2, fig. 7-11.

1968 - *Pyrgo eliptica* IOVCHEVA - Neagu, p. 570 ; pl. 1, fig. 18-25.

1980 - *Pyrgo eliptica* IOVCHEVA - Arnaud-Vanneau, p. 740 ; pl. 89, fig. 14-20.

1986 - *Istriloculina eliptica* (IOVCHEVA) - Neagu, pl. 5, fig. 25-34 ; text-fig. 6 a-m.

Diagnose : cette espèce diffère clairement de *I. alimanensis* par la forme de son test très elliptique et allongé et seulement deux loges dans le dernier tour.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : transportée dans la Pierre Jaune ou l'Urgonien jaune, non transportée dans l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne (wackestones-packstones).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Aptien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju7.

Genre *MASSILINA* SCHLUMBERGER 1893

Massilina mirceai (NEAGU) 1962

Pl. IX, fig. 8.

1984 - *Decussoloculina mirceai* NEAGU - Neagu ; pl. 2, fig. 1-7.

Diagnose : test ovale et légèrement aplati et fusiforme en section. Les premières chambres ont un arrangement quinqueloculiniforme, puis croissent alternativement d'un côté ou de l'autre dans un plan. Les chambres montrent une périphérie arrondie, et une ouverture

terminale ovale.

Répartition lithostratigraphique : transporté dans la Pierre Jaune ou l'Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne (wackestone-packstone).

Répartition stratigraphique globale : Barrémien supérieur - Aptien.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju7.

Genre *MOESILOCULINA* NEAGU 1984

Diagnose du genre : test de forme externe ovale, deux chambres par tour, arrangement quinque-loculiniforme, avec planchers bien distincts. Les murs ont une (ou plusieurs) carène anguleuse et une ouverture ovale, allongée ou elliptique.

Moesiloculina danubiana (NEAGU) 1968

Pl. IX, fig. 9 à 11.

1969 - *Quinqueloculina danubiana* NEAGU - Neagu, p. 567 ; pl.2, fig. 8-21.

1980 - *Quinqueloculina danubiana* NEAGU - Arnaud-Vanneau, p. 724 ; pl. 87, fig. 19-21.

1986 - *Moesiloculina danubiana* (NEAGU) - Neagu, pl. 4, fig. 1-19 ; text-fig. 5 a-d.

Diagnose : *Moesiloculina* caractérisée par des loges à section triangulaire dont la pointe externe est soulignée par une carène aiguë en forme de V renversé. La section transversale montre des loges avec un net plancher et un arrangement en Y. Longueur comprise entre 0,7 et 0,35 mm.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : transporté dans la Pierre Jaune ou l'Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne (wackestones-packstones).

Répartition stratigraphique globale : Berriasien supérieur - Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju7.

Moesiloculina aff. *danubiana* (NEAGU) 1968

Pl. IX, fig. 12.

1978 *Quinqueloculina* sp. 230 - Arnaud-Vanneau, pl. 10, fig. 15 ; pl. 18, fig. 31-35.

1980 *Quinqueloculina* aff. *danubiana* NEAGU - Arnaud-Vanneau, pl. 10, fig. 15 ; pl. 18, fig. 31-35.

Géologie Alpine, 1995, Mémoire H.S. n° 24

Diagnose : test de morphologie identique à *M. danubiana*, mais qui diffère de cette espèce par sa petite taille et son test plus fin. Longueur observée 0,16 mm.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune ou Urgonien jaune.

Environnement : milieu circalittoral (wackestones-packstones).

Répartition stratigraphique globale : Berriasien supérieur - Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju4.

Moesiloculina histri (NEAGU) 1968

Pl. IX, fig. 13.

1968 - *Quinqueloculina histri* Neagu, p. 567 ; pl. 3, fig. 13-23.

1980 - *Quinqueloculina histri* NEAGU - Arnaud-Vanneau, p. 726 ; pl. 87, fig. 22-24.

1986 - *Moesiloculina histri* (NEAGU) - Neagu, pl. 4, fig. 20-36 ; text-fig. 3 g-h.

Diagnose : *Moesiloculina* caractérisée par des loges à section grossièrement rectangulaire et dont les deux angles externes sont soulignés par des carènes. Le plancher des loges est bien marqué et elles montrent un agencement en Y. Longueur comprise entre 0,6 et 0,45 mm.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : transporté dans la Pierre Jaune ou l'Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : milieux de plate-forme interne (wackestones-packstones).

Répartition stratigraphique globale : Berriasien supérieur - Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju7.

Moesiloculina aff. *histri* (NEAGU) 1968

Pl. IX, fig. 14.

Diagnose : forme de morphologie identique à *M. histri* mais qui diffère de cette espèce par sa petite taille et son test plus fin. Longueur observée 0,16 mm.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune ou Urgonien jaune.

Environnement : milieu circalittoral (wackestones-packstones).

Répartition stratigraphique globale : Berriasien supérieur - Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju4.

Genre *QUINQUELOCULINA* CUSHMAN 1927

Quinqueloculina robusta NEAGU 1968

Pl. IX, fig. 15 à 17.

1968 - *Quinqueloculina robusta* Neagu, p. 566 ; pl. 1, fig. 8-17 ; pl. 7, fig. 1-3 ;

1980 - *Quinqueloculina robusta* NEAGU - Arnaud-Vanneau, p. 716 ; pl. 56, fig. 8-10 ; pl. 85, fig. 12-17 ; pl. 87, fig. 1-8 ; text-fig. 234.

1986 - *Rumanoloculina robusta* (NEAGU) - Neagu, pl. 7, fig. 23-25 ; pl. 8, fig. 30-38 ; text-fig. 2.

Diagnose : test robuste à très robuste, quinqueloculiniforme, avec des chambres fréquemment arquées, sans arrondi, sutures fortement déprimées et surface lisse. En section transversale le plancher de la loge est bien développé et les chambres sont clairement arrangées en forme de Y.

Répartition régionale : espèce semblable à celle trouvée dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980].

Répartition lithostratigraphique : espèce très fréquente, transportée dans la Pierre Jaune et l'Urgonien jaune, non transportée dans l'Urgonien blanc.

Environnement : sables bioclastiques de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique globale : Berriasien supérieur-Aptien supérieur.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju7.

Genre *NUMMOLOCULINA* STEINMANN 1881

Nummoloculina sp. ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. IX, fig. 18.

1978 - *Hauerina* ? sp. 265 - Arnaud-Vanneau, pl. 81, fig. 8-9.

1980 - *Nummoloculina* sp. - Arnaud-Vanneau, pl. 86, fig. 8-9.

Diagnose : test épais, avec au moins quatre loges dans le dernier tour. Les loges présentent une lamelle dans le prolongement latéral des murs.

Répartition lithostratigraphique : transporté dans la Pierre Jaune et l'Urgonien jaune, non transporté dans l'Urgonien blanc.

Environnement : sables bioclastiques de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju7.

1.1.27. Familles Nodosariidae et Vaginulinidae

Nodosariidae EHRENBERG 1838

Pl. X, fig. 15

Diagnose : test libre, chambres en général multiloculaires et unisériées, forme arquée ou rectilinéaire, test calcaire, hyalin, finement perforé, monolamellaire ou ortholamellaire, ouverture terminale (radiaire ou arrondie ou en fente ou encore multiple).

Répartition lithostratigraphique : Pierre jaune, Urgonien jaune, Urgonien blanc.

Environnement : sédiments vaseux ou sablo-vaseux fins circalittoraux (wackestones-packstones).

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju7.

Vaginulinidae REUSS 1860

Genre *LENTICULINA* LAMARCK 1804

Pl. X, fig. 9 à 14.

Diagnose du genre : test libre, de forme lenticulaire, en général planispiralé involute, bi-ombiliquée, dont la périphérie est carénée. Les loges en relief sont séparées par des lignes de sutures déprimées.

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune, Urgonien blanc.

Environnement : sédiments vaseux ou sablo-vaseux fins circalittoraux (wackestone-packstone).

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju7.

1.1.28. Famille Placentulinidae

Placentulinidae KASIMOVA, POROSHINA ET GEODAKCHAN 1980

Genre *VALVULINERIA* CUSHMAN 1926

Diagnose du genre : test libre, trochospire haute de deux tours et demi, face spirale aplatie à convexe, face ombilicale montrant un ombilic déprimé. Sutures droites à légèrement courbes, déprimées. Test calcaire, finement perforé, surface lisse, ouverture intériomarginale.

Valvulineria ? sp. 1 ARNAUD-VANNEAU 1980

Pl. IV, fig. 22 à 25.

1959 - Rotalidé - Thieuloy, pl. 21, fig. 7.

1972 - *Gyroidines gracillima* (TEN DAM) - Neagu, pl. 6, fig. 43-48.

- 1975 - *Gyroidines gracillima* (TEN DAM) - Neagu, pl. 94, fig. 1-3 ; pl. 97, fig. 13 ? à 15 ? ; pl. 102, fig. 21-23.
- 1975 - *Gyroidines* sp. 1 - Neagu, pl. 97, fig. 26-28.
- ? 1977 - *Nezzazata simplex germanica* OMARA & STRAUC - Velic, pl. 19, fig. 4-6.
- v 1978 - *Valvulineria* cf. *loetterlei* TAPPAN - Arnaud-Vanneau, pl. 9, fig. 13-17 ; pl. 17, fig. 6, 7, 9-14.
- v 1980 - *Valvulineria* ? n. sp. 1 Arnaud-Vanneau pl. 9, fig. 13-17 ; pl. 17, fig. 6, 7, 9-14.

Diagnose : petite *Valvulineria* ?, trochospiralée assez aplatie, haute de deux tours et demi. L'incertitude du genre repose sur la nature du test ; dans notre matériel mal préservé, il est impossible de déterminer sa nature exacte, ni d'observer s'il existe ou non des perforations.

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune et Urgonien blanc.

Environnement : sables ou sables-vaseux fins circalittoraux (wackestone-packstone).

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju7.

1.1.29. Protozoaires incertae sedis

Calpionellidae ? - *Colomiellidae* ?

Pl. XIV, fig. 3

Détermination : E. Blanc.

Il s'agit d'une section ovoïde de 60 µm de hauteur avec un test calcitique de structure radiaire. La partie aborale est arrondie. La forme générale du test se rapproche plutôt d'une section oblique de *Calpionella minuta* (sommet du Berriasien moyen à base du Valanginien inférieur) mais la régularité dans l'épaisseur du test (5 µm) la rapproche d'une section de *Colomiella recta*. Aucune détermination générique ou spécifique n'est cependant possible.

Répartition lithostratigraphique : elle n'a été rencontrée qu'une fois dans la Pierre Jaune, sans trace de remaniement dans la matrice micritique d'un échantillon de la coupe d'Eclépens (E40).

Répartition stratigraphique locale : limite Ju2-Ju3.

Dans leur ensemble, les foraminifères sont assez semblables à ceux observés dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983]. Parmi le groupe de foraminifères, les orbitolinidés sont assez fréquents dans les sédiments mais leur diversité est beaucoup plus réduite que dans les chaînes subalpines. On notera particulièrement l'absence du genre *Orbitolinopsis* (six espèces ont été observées dans le Vercors et la Chartreuse), ainsi que l'absence des espèces du genre *Cribellopsis* dont seulement une seule

(*C. schroederi*) a été observée dans le Jura. *Praedictyorbitolina* et *Paleodictyoconus* sont parmi les genres d'orbitolinidés les plus représentés. Pour ce dernier, les espèces *P. cuvillieri* et *P. actinostoma* n'ont jamais été observées dans le Jura, alors qu'elles sont abondantes dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau, 1980]. Les autres familles ne présentent pas de grosses différences excepté chez les Nezzazatidae où une grande forme nouvelle a été décrite (*Nezzazatinella* sp. A) et chez les Ataxophragmiidae où une petite forme nouvelle à test particulier (*Arenobulimina* ? sp. A) a été également décrite.

1.2. Etude de la microflore

Les algues ont été déterminées par J.-P. Masse (Université de Provence, Marseille). La présentation taxonomique suit partiellement les classifications systématiques de Masse [1976] et de Bucur [1994].

Les algues ont un mode de vie sessile, or leur présence sous forme de bioclastes en lame mince témoigne de leur transport. L'évaluation de la distance de transport jusqu'à leur lieu de sédimentation est souvent difficile. La microflore est supposée non transportée lorsque les débris d'algues apparaissent bien conservés, sans trace trop importante d'altération ou d'usure et quand ils sont en quantité importante dans un milieu où la sédimentation est peu agitée. Inversement, les algues ont été considérées comme transportées lorsque elles présentent des traces évidentes d'altération, d'usure ou d'encroûtement : dans ce cas elles sont le plus souvent associées à divers éléments et représentées en faible proportion.

Classe Chlorophyceae KUTZING, 1843

Famille Triploporellaceae

Genre *ANGIOPORELLA* MASSE, CONRAD & RADOIČIĆ
1973, emend.

Angioporella neocomiensis CONRAD & MASSE 1989

Pl. XI, fig. 1 à 4.

1989 - *Angioporella neocomiensis* n. sp., Conrad & Masse, pl. I, fig. 1 à 9.

Localité type : Coupe de la Brunette (Serrières, canton de Neuchâtel).

Diagnose : cette espèce est caractérisée par une alternance de verticilles stériles et fertiles sur un thalle cylindrique.

Répartition lithostratigraphique : Cette espèce a été rencontrée dans d'autres coupes que celle de Brunette, notamment dans la coupe des gorges de l'Orbe. Urgonien jaune et Urgonien blanc.

Environnement : abondante dans les milieux de plate-forme interne.

Répartition stratigraphique d'après les auteurs :
Hauterivien, Conrad et Masse [1989], Masse [1993].

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju7.

Genre *DISSOCLADELLA* PIA 1936

emend. BASSOULET *et al.* 1978

Dissocladella hauteriviana MASSE 1976

Pl. XII, fig. 1 à 4.

1976 - *Dissocladella hauteriviana* n. sp. - Masse, p. 180 ; pl. 4, fig. 8-16.

1989 - *Dissocladella hauteriviana*. MASSE - Conrad & Masse, pl. II, fig. 4-5.

1993 - *Dissocladella hauteriviana*. MASSE - Rumley, pl. VI, fig. 5-6.

Diagnose : cette espèce de petite taille et de structures fines, de forme cylindrique, peut présenter des ramifications.

Répartition lithostratigraphique : Pierre jaune, Urgonien jaune et Urgonien blanc.

Environnement : infralittoral.

Répartition stratigraphique d'après les auteurs :
Hauterivien (supérieur ?) d'après Masse [1993] ; Barrémien-Aptien inférieur d'après Bucur [1994].

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju6.

Genre *LIKANELLA* MILANOVIĆ 1966,

emend. BASSOULET *et al.* 1978

Likanella ? aff. *danilovae*. RADOIČIĆ 1968

Pl. XII, fig. 5 et 6.

1989 - *Likanella* ? aff. *danilovae*. RADOIČIĆ - Conrad & Masse, pl. II, fig. 7.

Répartition lithostratigraphique : Pierre jaune.

Environnement : infralittoral.

Répartition stratigraphique d'après les auteurs :
Hauterivien-Barrémien supérieur d'après Masse [1993] ; Barrémien supérieur-Aptien inférieur d'après Bucur [1994].

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju3.

Likanella ? sp.

Pl. XII, fig. 7.

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune.

Environnement : infralittoral.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju3.

Genre *PSEUDOACTINOPORELLA* CONRAD 1970,
emend. CONRAD & PEYBERNÈS 1976

Pseudoactinoporella fragilis CONRAD 1970,
emend. CONRAD & PEYBERNÈS 1976

Pl. XII, fig. 8.

1989 - *Pseudoactinoporella fragilis* CONRAD - Conrad & Masse, pl. II, fig. 8.

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune, Urgonien blanc.

Environnement : infralittoral.

Répartition stratigraphique d'après les auteurs :
Hauterivien supérieur-Aptien inférieur d'après Masse [1993] ; Barrémien-Aptien inférieur d'après Bucur [1994].

Répartition stratigraphique locale : entre Ju1 et Ju6.

Genre *SALPINGOPORELLA* PIA *in* TRAUTH 1918

Salpingoporella sp.

Pl. XII, fig. 9.

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune.

Environnement : infralittoral.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju3.

Salpingoporella melitae RADOIČIĆ 1967

Pl. XII, fig. 10.

1989 - *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ - Conrad & Masse, pl. II, fig. 12.

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune.

Environnement : infralittoral.

Répartition stratigraphique d'après les auteurs :
Hauterivien supérieur-Aptien inférieur d'après Masse (1993) ; Barrémien supérieur-Aptien inférieur d'après Bucur [1994].

Répartition stratigraphique locale : au-dessous de Ju3.

Espèce cf. *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ 1967

Pl. XII, fig. 11.

1989 - *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ - Conrad & Masse, pl. II, fig. 12.

Répartition lithostratigraphique : Urgonien blanc.

Environnement : infralittoral.

Répartition stratigraphique d'après les auteurs :

Hauterivien supérieur-Aptien inférieur d'après Masse [1993] ; Barrémien supérieur-Aptien inférieur d'après Bucur [1994].

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju6.

Salpingoporella muehlbergii (LORENZ) 1902,
emend. CONRAD 1970
Pl. XII, fig. 12.

1989 - *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ) - Conrad & Masse, pl. II, fig. 6.

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune.

Environnement : infralittoral.

Répartition stratigraphique d'après les auteurs : Hauterivien supérieur-Aptien inférieur d'après Masse [1993] ; Barrémien-Aptien inférieur d'après Bucur [1994].

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju3.

Genre *SUPPILULIUMAELLA* ELIOTT 1968,
emend BASSOULET *et al.* 1978
Suppiluliumaella cf. corbarica
Pl. XII, fig. 13.

Répartition lithostratigraphique : Urgonien jaune.

Environnement : infralittoral.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju5.

Suppiluliumaella gr. corbarica
Pl. XII, fig. 14.

Répartition lithostratigraphique : Urgonien.

Environnement : infralittoral.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju5 et Ju6.

Famille Dasycladaceae

Genre *BAKALOVAELLA* BUCUR 1993
Bakalovaella elitzae (BAKALOVA) 1971
Pl. XIII, fig. 1.

1989 - *Montiella ? elitzae* BAKALOVA - Conrad & Masse, pl. II, fig. 1-3.

Répartition lithostratigraphique : Urgonien Jaune, Urgonien blanc.

Environnement : infralittoral externe.

Répartition stratigraphique d'après les auteurs : Barrémien supérieur-Aptien inférieur d'après Bucur [1994].

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju6.

Géologie Alpine, 1995, Mémoire H.S. n° 24

Genre *NEOMERIS* LAMAOUROUX 1816,
emend. DELOFFRE 1970

Neomeris sp.
Pl. XIII, fig. 2.

Répartition lithostratigraphique : Urgonien Jaune.

Environnement : infralittoral.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju5.

Ordre Caulerpales, Famille Udoteaceae

Genre *BOUEINA* TOULA 1883
Espèce cf. *Boueina* sp.
Pl. XIII, fig. 3.

Répartition lithostratigraphique : Urgonien Jaune.

Environnement : infralittoral externe.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju3 et Ju5.

Sporanges

Genre *TERQUEMELLA*
Terquemella sp.
Pl. XIII, fig. 4 à 6.

Répartition lithostratigraphique : Pierre Jaune, Urgonien jaune, Urgonien blanc.

Environnement : infralittoral externe.

Répartition stratigraphique locale : entre Ju2 et Ju7.

Embranchement des Charophytes,

Famille des Clavatoracées,

Genre *ATOPOCHARA*
Atopochara trivolvis triquetra GRAMBAST 1968

Détermination : P.O. Mojon

Répartition lithostratigraphique : Marnes vertes post-urgoniennes.

Environnement : supralittoral.

Répartition stratigraphique : Aptien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : au-dessus de Ju7.

La plupart des espèces trouvées sous forme transportée témoignent de la proximité d'environnements favorables à la présence d'algues. Les algues non transportées sont plus rares et concernent surtout l'espèce *Angioporella neocomiensis* (Brunette – localité type – et les Gorges de l'Orbe). En dehors de cette espèce, semble-t-il typiquement jurassienne, la plupart des algues observées sont connues aussi dans les chaînes subalpines et la plate-forme provençale.

1.3. Algues et microfaune remaniées du Berriasien et du Valanginien

Parmi la microflore et la microfaune transportées, certaines formes ressemblent à des espèces connues au Berriasien ou au Valanginien. Ces formes, plutôt rares, ont observées mélangées aux sédiments des calcaires urgoniens du Jura. Cette ressemblance peut être interprétée de deux façons : ou bien elles sont remaniées de cette période ou bien elles appartiennent à des taxons plus récents encore mal connus.

Cyclolinidae LOEBLICH & TAPPAN 1964

Genre *ECLUSIA* SEPTFONTAINE 1971

Diagnose du genre : test agglutiné calcaire, unisériel, flabelliforme à subannulaire. Les loges sont divisées en deux zones : une marginale où on observe un exosquelette formé par des poutres radiales (de premier et second ordre) et d'autres parallèles aux septes (poutrelles) ; une zone centrale avec un endosquelette formant un reticulum qui prend appui sur les cloisonnettes radiales.

Eclusia cf. *moutyi* SEPTFONTAINE 1971

Pl. XIV, fig. 5.

* 1971 - *Eclusia moutyi* n. sp. Septfontaine ; fig. 3, 1a-b, 2 a-b, fig. 4, fig. 5 ; pl. 1, fig. 1-3 ; pl. 2, fig. 1-4.

1977 - *Eclusia moutyi* SEPTFONTAINE - Azema *et al.* ; pl. 3, fig. 4-5.

1983 - *Eclusia moutyi* SEPTFONTAINE - Darsac, p. 215.

1988 - *Eclusia moutyi* SEPTFONTAINE - Adatte, pl. 8, fig. 27.

Diagnose : cette espèce se distingue de *E. decastroi* par un endosquelette plus simple développé uniquement dans le plan équatorial. La mauvaise préservation de la forme rencontrée ne permet pas d'affirmer avec certitude qu'il s'agit bien de l'espèce *moutyi*.

Répartition lithostratigraphique : elle n'a été rencontrée qu'une fois (transportée) dans la Pierre Jaune de la coupe de Vallorbe (Va37).

Environnement : faciès de plate-forme.

Répartition stratigraphique globale : Valanginien.

Répartition stratigraphique locale : transportée, entre Ju2 et Ju3.

Hauerinidae SCHWAGER 1876

Genre *DANUBIELLA* NEAGU 1968

Danubiella cf. *gracilima* NEAGU 1984

Pl. XIV, fig. 4.

1984 - *Danubiella gracilima* n. sp. Neagu, pl. 1, fig. 27-30 ; pl. 2, fig. 16-18.

1987 - *Danubiella gracilima* NEAGU - Boisseau, pl. 4, fig. 7-9.

1988 - *Danubiella gracilima* NEAGU - Adatte, pl. 11, fig. 2-5.

Diagnose : le test débute par une forme enroulée aux côtés aplatis, puis les dernières loges deviennent unisérielles et déroulées (plus hautes que larges). La forme observée ressemble à *D. gracilima* mais les loges sont moins hautes que dans cette espèce.

Répartition lithostratigraphique : elle n'a été rencontrée qu'une fois (transportée, nucleus d'ooïde) dans la Pierre Jaune de la coupe de Vallorbe (Va27).

Environnement : faciès de plate-forme.

Répartition stratigraphique globale : Berriasien supérieur-Valanginien basal.

Répartition stratigraphique locale : transportée, entre Ju2 et Ju3.

Famille Seletonellaceae KORDE 1971 emend.

BASSOULET *et al.* 1975

Genre *MACROPORELLA* PIA 1912

Macroporella ? *praturloni* DRAGASTAN 1978

Pl. XIV, fig. 1 et 2.

Diagnose : cette algue présente une structure en nid d'abeilles. Chaque paroi en calcite est séparée de celle qui lui est jointive par un liseré micritique plus foncé.

Répartition lithostratigraphique : elle n'a été rencontrée qu'une fois (transportée, bordure micritisée) dans l'Urgonien blanc du Forage 567, (F92).

Répartition stratigraphique globale : Berriasien supérieur-Valanginien inférieur.

Répartition stratigraphique locale : transporté, entre Ju4 et Ju6.

Protozoaires incertae sedis

Famille calpionellidae BONET 1956

Genre *TINTINNOPSELLA* COLOM 1948

Tintinnopsella longa

Pl. XIV, fig. 6.

Détermination : E. Blanc et J. Remane.

Répartition lithostratigraphique : elle n'a été rencontrée qu'une fois dans la Pierre Jaune, incluse dans un lithoclaste de la coupe d'Eclépens (E40).

Répartition stratigraphique globale connue : Berriasien moyen élevé-Valanginien supérieur basal.

Répartition stratigraphique locale : limite Ju2-Ju3.

La présence de quelques sections de foraminifères et d'algues dont la morphologie est proche de celles du Berriasien-Valanginien ne permet pas d'affirmer l'âge de ces sédiments remaniés dans les séries du Jura. Elles pourraient indiquer aussi l'existence d'une faune de transition à découvrir dans les niveaux valanginiens à barrémiens, où ces formes sont inconnues. Ces fragments indiquent dans tous les cas une (ou des) érosion(s) ayant atteint des assises d'âge indéterminé et dont les sédiments ont été mélangés à ceux des formations plus récentes.

1.4. Conclusion

En général, les foraminifères et les algues observés sont assez semblables à ceux des chaînes subalpines et de la plate-forme provençale. La répartition des foraminifères en fonction des discontinuités (tab. 3) montre que leur répartition est avant tout liée aux formations lithostratigraphiques voire aux faciès.

Dans la majorité des cas, la disparition ou l'apparition de certains foraminifères ne permet pas de savoir si leur présence (ou absence) est uniquement liée au faciès, mais la récurrence de foraminifères comme *Sabaudia*, *Arenobulimina* ? sp. A, *Choffatella*, montre que leur présence est liée à l'environnement.

Sur le plan stratigraphique, il existe seulement deux espèces qui n'ont pas été retrouvées dans des faciès favorables (de manière non transportée) au-dessus de certaines limites. Il s'agit de *Meandrospira favrei* et *Flabellamina* ? sp. qui ne dépassent pas la discontinuité Ju4. De la même manière, certains Orbitolinidés n'apparaissent pas avant certaines limites alors que les faciès leur sont favorables (Urgonien blanc). Il s'agit de *Paleodictyoconus* sp., *Palorbitolina* sp., *Valserina broennimanni*, apparaissant au-dessus de Ju5, *Eopalorbitolina* ? sp. au-dessus de Ju6 et *Palorbitolina lenticularis* qui apparaît au-dessus de Ju7.

Enfin, il faut rappeler que certains genres d'orbitolinidés (*Orbitolinopsis* et *Cribellopsis*) sont presque totalement absents des sédiments de l'Urgonien jurassien, alors que des formes remaniées semblables à celles du Berriasien-Valanginien sont présentes. Dans les groupes des algues et des foraminifères, la distinction a été faite (dans la mesure du possible) entre des formes transportées et non transportées. Cette distinction trouve sa justification d'une part dans les formes qui sont remaniées et d'autre part pour l'interprétation environnementale

2. – PALÉOENVIRONNEMENTS

2.1. Introduction

La présence d'un foraminifère est liée à son

environnement, défini par des caractères physico-chimiques et biologiques qui comprennent la luminosité, l'oxygénation, l'agitation des eaux, la température, la salinité. En lame mince, ces différents facteurs sont estimés essentiellement par la texture, la nature et les proportions relatives des éléments observés. Ces différents environnements sont représentés par des microfaciès (détaillés dans le chapitre 3) qui peuvent être regroupés en cinq familles :

- les faciès de talus (F2, F3, F4), correspondant à des environnements caractérisés par une agitation faible à modérée et une oxygénation et une salinité normale,

- les faciès de bordure de plate-forme dans lesquels sont rangés les milieux de type récifal (F5, F6, F7a), à forte agitation et oxygénation normale,

- les faciès de plate-forme externe ou de lagon ouvert (F7b, F8), à agitation modérée et oxygénation normale à confinée,

- les faciès de plate-forme interne ou de lagon confiné (F9, F10), à agitation faible ou nulle, et oxygénation anormale,

- le faciès de plage ou de milieux supratidaux (F11), à agitation moyenne, caractérisés par des structures de type silts vadoses et ciments asymétriques.

- les faciès de transgression (FT), caractérisés par une agitation faible ou nulle, des apports détritiques importants (quartz, argiles), la présence de madréporaires transportés.

La distribution paléoenvironnementale des foraminifères non transportés a été conduite à partir de ces microfaciès.

2.2. Méthodes

La présence de chaque foraminifère dans un environnement a été reportée sur un profil de plate-forme. Les foraminifères ont été ensuite regroupés par type d'environnement.

Pour quatre types de faciès fréquents (FT, F2, F3, F7b) des comptages par lame mince des foraminifères transportés et non transportés ont été effectués. Les formes transportées se distinguent par leur degré d'usure (arrondi ou cassure) et de micritisation ; elles peuvent se présenter enrobées (par un cortex [oïdes, oncoïde]) ou incluses dans un lithoclaste. Chaque foraminifère identifié sur la surface de la lame mince est compté dans la catégorie transportée ou non-transportée ; toutes les surfaces des lames minces étant à peu près de même gabarit. Le but est de comparer les proportions des foraminifères transportés et celles des foraminifères non transportés représentatifs du faciès.

2.3. Distribution de la microfaune sur la plate-forme

D'une manière générale, les foraminifères sont répartis en trois types d'environnements (tab. 4) : le

Formation lithostratigraphique	Pierre Jaune		Urgonien jaune	Urgonien blanc			Marnes vertes
Genre espèce/discontinuité	Ju1	Ju2	Ju3	Ju4	Ju5	Ju6	Ju7
<i>Flabellamina</i> ? sp.							
<i>Belussiella textarioides</i>							
<i>Marssonella cf. praeoxycona</i>							
<i>Paragaudryina</i> sp. A							
<i>Acruliammina neocomiana</i>							
<i>Bdelloidina urgoniensis</i>							
<i>Heterantyx bernardi</i>							
<i>Gaudryina tuchaensis</i>							
<i>Meandrospira favrei</i>							
<i>A. cochleata</i>							
<i>Lenticulina</i> sp.							
<i>Trocholina odokpaniensis</i>							
<i>Valvulineria</i> ? sp. 1 A.-V.							
<i>Sabaudia minuta</i>							
<i>Schlumbergerina</i> ? sp.							
<i>Cornuloculina</i> cf. <i>tenuis</i>							
<i>Moesiloculina</i> aff. <i>histri</i>							
<i>Moesiloculina</i> aff. <i>danubiana</i>							
<i>Spiroloculina</i> sp. A.-V.							
<i>Glomospira watersi</i>							
<i>Glomospira glomerosa</i>							
<i>Glomospirella</i> aff. <i>gaultina</i>							
<i>Haplophragmoides globosus</i>							
<i>Bolivinopsis?</i> <i>rhopaloides</i>							
<i>Neotrocholina</i> cf. <i>infragranulata</i>							
<i>Belussiella</i> cf. <i>taurica</i>							
<i>Gaudryina cushmani</i>							
<i>Istriloculina alimanesis</i>							
Nodosariidae							
<i>Verneuilina</i> aff. <i>pharaonica</i>							
<i>Vercorsella arenata</i>							
<i>Trochamminoides coronus</i>							
<i>Charentia cuvillieri</i>							
<i>Charentia nana</i>							
<i>Nautiloculina brönnimanni</i>							
<i>A.</i> aff. <i>corniculum</i>							
<i>Paracoskinolina sunnilandensis</i>							
<i>Verneuilina</i> cf. <i>polonica</i>							
<i>Melathrokerion valserinensis</i>							
<i>Ecougella campiloides</i>							
<i>Nautiloculina cretacea</i>							
<i>Arenobulimina corniculum</i>							
<i>Arenobulimina</i> ? sp. A							
<i>Dobrogelina</i> ? cf. <i>cartusiana</i>							
<i>Quinqueloculina robusta</i>							
<i>Nummuloculina</i> sp. A.-V.							
<i>Trocholina molesta</i>							
<i>Praedictyorbitolina</i> c. <i>carthusiana</i>							
<i>Praedictyorbitolina</i> c. <i>claveli</i>							
<i>Neotrocholina</i> aff. <i>frburgensis</i>							
<i>Derventina filipes</i>							
<i>Istriloculina eliptica</i>							
<i>Massilina mirceai</i>							
<i>Moesiloculina danubiana</i>							
<i>Moesiloculina histri</i>							
<i>Eclusia decastroi</i>							
<i>Choffatella decipiens</i>							
<i>Bolivinopsis?</i> <i>labeosa</i>							
<i>Cribellopsis schroederi</i>							
<i>Paracoskinolina reicheli</i>							
<i>Falsurgonina</i> ? sp. 1 A.-V.							
<i>Palorbitolina</i> cf. <i>lenticularis</i>							
<i>Eygalerina</i> ? <i>turbinata</i>							
<i>Paleodictyoconus</i> ? sp.							
<i>Valsarina brönnimanni</i>							
<i>Novalesia cornucopia</i>							
<i>Nezzazatinella</i> sp. A.-V.							
<i>Pfenderina globosa</i>							
<i>Nezzazatinella</i> ? sp. A							
<i>Belussiella</i> sp. A.-V.							
<i>Pseudolituonella gavonensis</i>							
<i>Urgonina</i> ? sp. 1 A.-V.							
<i>Eopalorbitolina</i> ? sp.							
<i>Palorbitolina lenticularis</i>							

TAB. 3. – Répartition des foraminifères en fonction des limites de séquence du Jura.

premier correspond à des environnements ouverts de « talus », le second est constitué par des environnements de plate-forme, le troisième correspond aux « faciès de transgression ».

Les environnements ouverts comprennent les faciès F2, F3, F4. Parmi ces trois faciès, seuls F2 et F3 présentent des foraminifères et sont plus fréquents que F4.

- Les foraminifères présents dans le faciès F2 (fig. 16A) semblent apparemment tous non transportés. Leur diversité est assez faible, puisque 90 % de la population est représentée par les textularidés, c'est-à-dire pour les genres les plus courants : *Gaudryina*, *Marssonella*, *Belorussiella*, *Paragaudryina*. Les autres foraminifères de ce faciès (10 %) sont représentés par les *Nodosariidae*, *Lenticulina* et *Meandrospira*.

Toutes ces formes de petite taille sont associées à un sédiment assez fin (wackestone), d'abondants spicules d'éponges et des minéraux détritiques (quartz et glauconite). L'environnement est calme, probablement assez turbide.

- Les foraminifères présents dans le faciès F3 (fig. 16B) ne semblent apparemment pas transportés. Les proportions et la diversité sont déjà sensiblement différentes du faciès précédent, puisque environ 50 % de la population est représentée par les textularidés (*Gaudryina*, *Marssonella*, *Belorussiella*, *Paragaudryina*), tandis que presque 40 % est constituée par des petits miliolidés (test porcelané). Les autres foraminifères de ce faciès (environ 10 %) sont représentés par des petites formes planispiralées (*Trochamminoides* et *Haplophragmoides*, 6 %) et les formes tubulaires (*Glomospira* et *Glomospirella*, 3 %), par *Lenticulina*, *Meandrospira*, *Choffatella* (<1 %). Les proportions de foraminifères dans ce type de faciès peuvent fortement varier : certaines lames sont très riches en petits miliolidés et textularidés (voir annexe VH68) alors que d'autres, au contraire, ne présentent que quelques exemplaires de chacun des groupes (voir annexe L59, Mu34). Cette différence peut s'expliquer, soit par des variations locales des conditions environnementales, soit éventuellement par des accumulations d'origine sédimentaire. Si c'est le cas, l'aspect des tests ne présente aucune trace évidente de transport, et le sédiment n'est pas différent de celui des lames pauvres en faune.

D'un point de vue plus général, il s'agit toujours de formes de petite taille, associées à un sédiment assez fin (wackestone-packstone), contenant des petits débris d'échinodermes attestant d'un environnement euhalin légèrement agité (courants) et des minéraux détritiques (quartz et glauconite).

Dans ces faciès ouverts, la différence tient plus à la proportion entre les différents genres qu'à des changements génériques et spécifiques.

Les faciès de bordure de plate-forme (F5, F6, F7a) sont caractérisés par un fort hydrodynamisme. Celui-ci induit un transport des particules et une agitation peu propice à la vie benthique.

- Les foraminifères du faciès F5 sont tous transportés, les éléments présents sont de taille assez importante et peuvent inclure des foraminifères de toute origine. Les rares foraminifères présents sont de gros agglutinés.

- Les milieux oolithisants qui caractérisent le faciès F6, ne constituent pas un environnement favorable aux foraminifères et ceux qui sont présents sont inclus comme nuclei dans les ooides. Il faut toutefois noter que les foraminifères de forme globuleuse (miliolidés, orbitolinidés, trocholines) sont les plus souvent oolithisés.

- Le faciès F7a correspond toujours à un environnement agité et ouvert, mais les débris sont de nature plus variée : ooides, bioclastes, (parmi lesquels des débris de madréporaires), débris micritisés. Les foraminifères présents sont de grande taille et de structure robuste : *Melathrokerion*, gros agglutinés, *Neotrocholina* aff. *friburgensis*, *Paracoskinolina reicheli* et foraminifères transportés (orbitolinidés, trocholines). Le milieu est probablement peu profond, de type récifal caractérisé par une oxygénation et une salinité normales.

L'hydrodynamisme important des faciès F5 et F6 inhibe l'apparition des foraminifères qui apparaissent dès que l'environnement est moins agité (F7a). Les formes robustes sont particulièrement résistantes et adaptées à ces environnements où l'action des vagues est importante et correspond au facteur environnemental dominant.

Les faciès de plate-forme externe (F7b, F8) sont caractérisés par un hydrodynamisme plus modéré. Ces environnements sont favorables à de nombreuses espèces de foraminifères.

- L'aspect le plus frappant du faciès F7b est la diversité des foraminifères (fig. 16Ca) : trois grands groupes sont bien représentés, les orbitolinidés (*Praedictyorbitolina carthusiana*, *Paleodictyoconus* ? sp., *Valserina broennimanni*,...), les miliolidés (*Quinqueloculina robusta*) et les trocholines (*Trocholina odukpaniensis*) ; il existe aussi au moins une dizaine de genres de foraminifères non transportés. Les foraminifères qui ont été considérés comme transportés appartiennent aux mêmes groupes ou genres et sont présents dans des proportions analogues (fig. 16Cb, 16Cc).

Seules les *Lenticulina* (3 %) ne sont présentes que dans les foraminifères transportés, tandis que les *Dobrogeolina*, *Nezzazatinella* et *Arenobulimina* apparaissent comme les seuls véritables genres non transportés. Il est probable qu'en réalité le faciès soit composé d'un mélange de faunes bien conservées et

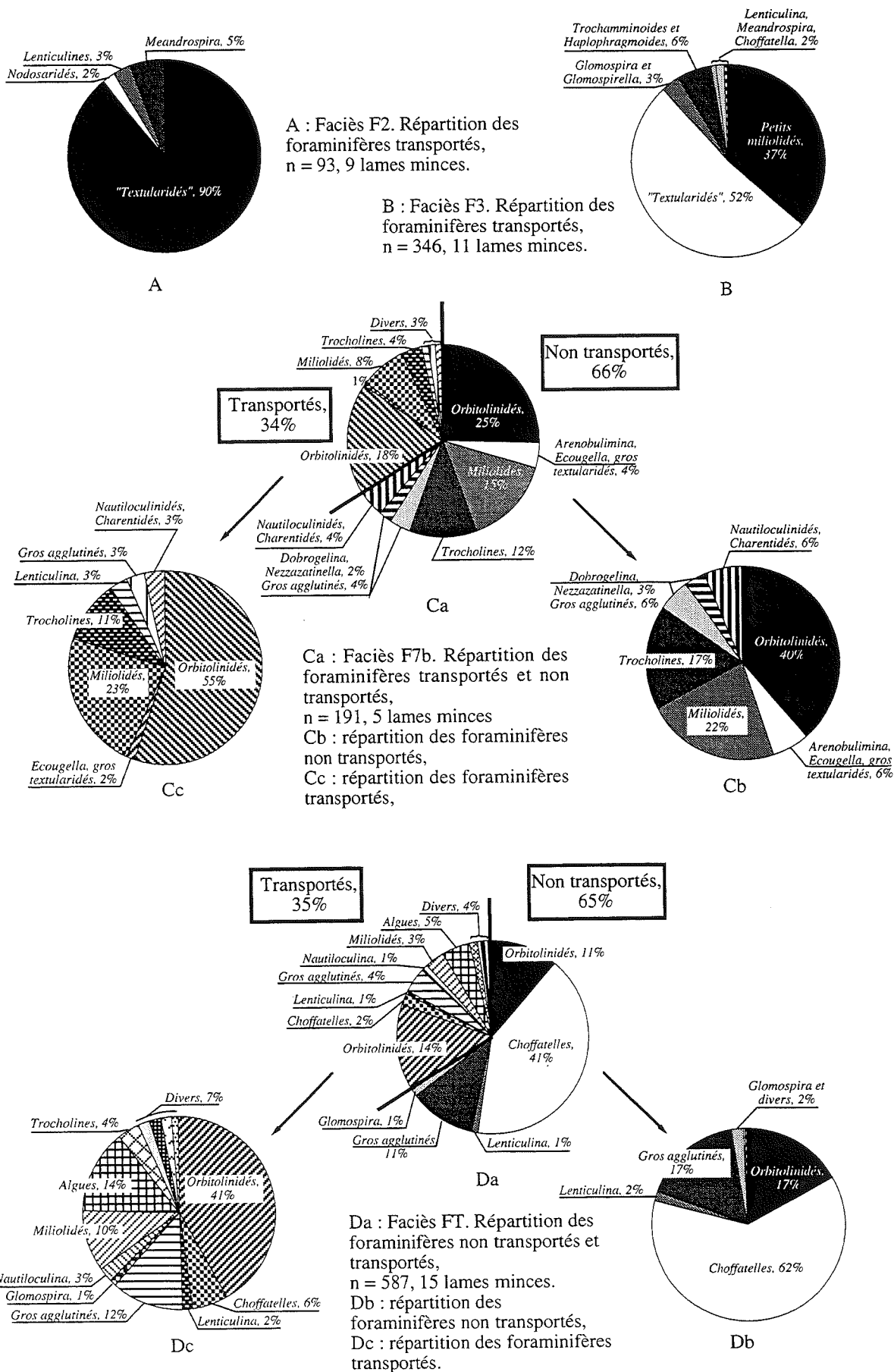
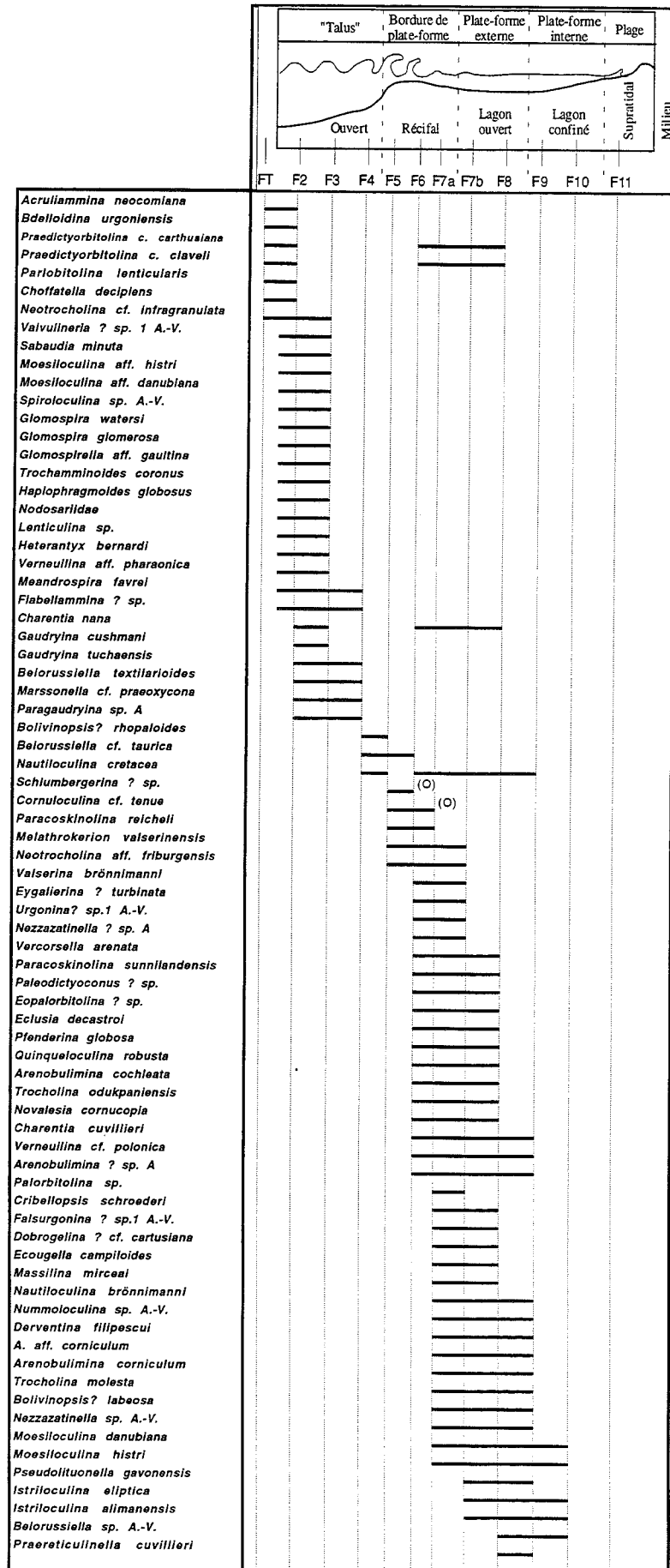


FIG. 16. - Proportions des foraminifères dans les faciès F2, F3, F7b, FT.



TAB. 4. – Distribution paléocéologique des foraminifères sur un profil de plate-forme.

d'autres abimées, toutes à l'origine non transportées. La seule forme véritablement transportée est *Lenticulina*.

Les foraminifères de ce faciès sont couramment associés à des débris d'échinodermes, de sorte que les environnements montrent toujours des conditions de salinité et d'oxygénation normales, mais une agitation des eaux plus modérée que dans les faciès précédents.

- Le faciès à rudistes (F8) ne présente pas un environnement favorable pour les foraminifères. On retrouve plus fréquemment associé dans leur environnement, des débris d'algues ou des faciès de type F7b avec des débris micritisés plus abondants associés à des débris de rudistes.

Les environnements qui caractérisent les faciès F7b et F8 (conditions hydrodynamiques modérées, salinité normale et forte luminosité) correspondent à des conditions optimales pour le développement des foraminifères (grande variété générique et spécifique, foraminifères de grande taille).

Les faciès de plate-forme interne et de plage (F9, F10, F11) correspondent à des environnements plus calmes caractérisés par un confinement plus marqué. Ce sont des faciès très peu représentés dans les sédiments de l'Urgonien du Jura. Ponctuellement, quelques niveaux ont fourni des faciès de milieu confiné à miliolidés et des faciès de plage. La faible fréquence de ces faciès ne permet pas de faire des comptages sur un nombre d'individus suffisant pour les exprimer en pourcentages.

- Les composants du faciès F9 sont variés mais pour la plupart correspondent à diverses algues parmi lesquelles *Angioporella neocomiensis*, *Salpingoporella* et *Cayeuxia* (souvent présente dans des milieux protégés), des foraminifères tels que *Arenobulimina cochleata*, *Trocholina molesta* et miliolidés non transportés, dans une sparite très riche en débris micritisés. L'environnement devient plus calme (micrites à algues) et plus confiné ; les débris d'échinodermes sont plus rares et micritisés.

- Le faciès F10, très rare, est représenté par une micrite pauvre en faune ; les foraminifères sont de faible diversité générique et spécifique : miliolidés (*Istriloculina eliptica*, *I. alimanensis*) et Textularidés (*Belorussiella* sp. ARNAUD-VANNEAU).

- Le faciès F11 ne constitue pas un environnement favorable aux foraminifères, puisqu'il se situe dans l'étage supratidal. Tous les foraminifères sont transportés. Il est défini plutôt par des structures sédimentaires.

Les environnements particuliers des faciès F9 et F10 correspondent à des conditions extrêmes (milieu calme, salinité anormale) où les niches écologiques ne sont

occupées que par des organismes adaptés (faible diversité générique et spécifique).

Les faciès de transgression (FT) sont caractérisés par des apports détritiques importants (quartz, argiles). On reconnaît deux types de faciès de transgression : le premier, et le moins intéressant pour cette étude, très pauvre en microfaune (la Lance I), est caractérisé par des débris abondants de madréporaires souvent associés à des foraminifères encroûtants (*Acruliammina*, *Bdelloidina*) qui baignent dans une micrite à spicules de spongiaires et petits bioclastes. Le deuxième ne montre aucun débris de madréporaire : il s'agit seulement de micrites riches en *Choffatella* avec diverses proportions (selon les lames) d'orbitolinidés et de gros agglutinés (fig. 16Da). Parmi les formes non transportées (fig. 16Db), les *Choffatella* représentent plus de 50 %, les gros agglutinés et les orbitolinidés sont représentés en proportion égale (autour de 20 %), les autres formes correspondent à *Lenticulina* et *Glomospira* (4 %). Les formes transportés (fig. 16Dc) ont des proportions différentes : les orbitolinidés occupent la part la plus importante (40 %), puis, les algues, les gros agglutinés et les miliolidés sont représentés avec respectivement 14 %, 12 % et 10 %. Avec des proportions plus faibles, les *Choffatella* (6 %), *Trocholina* (4 %), *Nautiloculina* (3 %), *Lenticulina* (2 %) et divers (7 %) forment le reste des foraminifères transportés. A la différence du faciès F7b, les proportions des foraminifères non transportés et transportés ne sont pas tout à fait comparables. Les *Choffatella* non transportées sont majoritaires, celles transportées ne représentent que 6 %. Les Orbitolinidés, au contraire, passent de 17 % (non transportés) à 41 % (transportés), les gros agglutinés gardent à peu près les mêmes proportions. De nouveaux groupes apparaissent : algues, miliolidés, *Nautiloculina*, dans des proportions non négligeables. Les *Choffatella* non transportées sont les plus représentées et constituent le foraminifère le plus typique de ce faciès, d'autant plus qu'on ne les retrouve que très exceptionnellement et en très faible proportion dans tous les autres faciès. Les orbitolinidés sont à la fois en place et remaniés. La présence des miliolidés, des algues et des trocholines représentatifs du milieu de plate-forme interne (absents de la répartition de la catégorie « non transporté ») montre que des mélanges peuvent avoir eu lieu ; les orbitolinidés peuvent avoir la même origine. Les orbitolinidés présents dans ces faciès de transgression correspondent le plus souvent à des *Praedictyorbitolina*.

Toute la population des marnes contenant *Palorbitolina lenticularis* est monospécifique. L'environnement dans lequel elles ont été trouvées correspondrait également à un faciès de transgression, mais il faut toutefois noter que ces formes sont généralement usées, ce qui pourrait expliquer leur monospécificité par un tri.

Dans les deux cas, l'environnement de ces faciès de transgression était certainement très turbide, très

différent des environnements de plate-formes habituels. Les foraminifères encroûtants (*Acruliammina*, *Bdelloidina*) ne sont présents (sous forme non transporté) que dans ce type de faciès. La particularité de se fixer sur un substrat est certainement liée à une période de plus faible taux de sédimentation et à la présence de fonds durcis, d'algueraies ou d'herbiers [Arnaud-Vanneau, 1980]. Ce qui n'empêche pas, à un autre moment, la prolifération des espèces supportant un fort apport détritique (quartz et argiles), caractérisées par la faible diversité générique et spécifique (trois genres et trois espèces pour les plus importants : *Choffatella decipiens*, *Praedictyorbitolina* ou *Palorbitolina* et gros agglutinés).

2.4. Conclusion

Les foraminifères sont étroitement liés à leur environnement et ne présentent ni les mêmes proportions, ni les mêmes espèces dans tous les faciès ; les facteurs ayant une influence sur la diversité sont :

- l'agitation des eaux (pas de foraminifères, ou foraminifères transportés dans les faciès F4, F5, F6),
- la turbidité (faible diversité générique et spécifique dans les faciès FT, F2),
- l'oxygénation (mer ouverte, plus grande diversité générique et spécifique dans les faciès F3, F7a, F7b),
- la salinité (lagon confiné : faible diversité générique et spécifique dans les faciès F9, F10).

La nature du test est également liée au type d'environnement :

- les tests robustes (ex. : gros agglutinés, *Melathrokerion*, *Verneuilina* cf. *polonica*, *Quinqueloculina robusta*) ou à endosquelette renforcé (Orbitolinidés, *Pfenderina*) dans les environnements agités,
- les tests fins (ex. : petits miliolidés tels que *Moesiloculina* aff. *histri*, *Istriloculina eliptica*, *Arenobulimina*) correspondent à des environnements où l'agitation des eaux est faible (F2-F3) ou à des milieux calmes (F10).

Dans le cas de la plate-forme urgonienne du Jura, trois types d'environnement dominant :

- les environnements ouverts (circalittoraux) : *Glomospira*, *Meandrospira*, petits miliolidés, « textularidés » (*Gaudryina*, *Marssonella*, *Belorussiella*, *Verneuilina*) ;
- les environnements de bordure de plate-forme et de lagon externe (ouverts à modérément confinés) sont les plus représentés avec *Melathrokerion*, *Ecougella*, orbitolinidés, *Pfenderina*, alors que ceux de plate-forme interne sont plus rares avec *Istriloculina*, *Belorussiella* sp. ARNAUD-VANNEAU ;
- les environnements des faciès de transgression : faunes très spécifiques (*Choffatella*, gros agglutinés,

formes fixées) de faible diversité générique et spécifique.

La distribution environnementale des foraminifères est comparable à celle obtenue dans les chaînes subalpines [Arnaud-Vanneau *et al.*, 1987]. On peut toutefois noter que, dans le Jura, les foraminifères de plate-forme interne sont beaucoup moins fréquents que les foraminifères de plate-forme externe.

3. - LES BIOZONATIONS

Parmi les foraminifères présents dans les plates-formes carbonatées, les orbitolinidés forment un groupe qui a des caractères évolutifs intéressants sur le plan stratigraphique. Bien qu'existant déjà au Jurassique, ce groupe s'est particulièrement diversifié au Crétacé inférieur et notamment pendant la période Barrémien-Albien. On en trouve sur de nombreux sites, de part et d'autre de la Téthys, dans les plates-formes d'Italie, d'Espagne, du Portugal pour ne citer que les plus proches. C'est pourquoi ces foraminifères ont, à plusieurs reprises, fait l'objet de zonations ; nous détaillerons seulement celles qui concernent directement les séries du Jura et des chaînes subalpines. La position stratigraphique individuelle de chacun des foraminifères utilisés pour ces biozonations sera ensuite examinée, de même que le calage par les ammonites.

Sauf mention particulière, les zones d'ammonites citées font référence à la zonation de Busnardo [1984], bien que celle-ci ait été invalidée grâce aux travaux du FIGC 262 [Hoedemaker et Bulot, 1990 ; Hoedemaker et Company, 1993].

3.1. Examen des zonations d'orbitolinidés proposées dans les chaînes subalpines et le Jura

Les zonations proposées concernent le Jura franco-suisse, la région de Genève et les chaînes subalpines. Elles seront d'abord présentées en détail, puis l'aspect stratigraphique de leur contenu faunique sera discuté.

3.1.1. Les zonations de Schroeder, Charollais et Conrad [1968], et de Conrad [1969]

La biozonation de Schroeder, Charollais et Conrad [1968] et celle de Conrad [1969] dans la région genevoise (fig. 17) sont fondées principalement sur l'association des six genres d'orbitolinidés *Valserina*, *Urgonina*, *Eopalorbitolina*, *Palorbitolina*, *Paleodictyoconus*, *Orbitolinopsis*, *Dictyoconus* (= *Paracoskinolina*) et de cinq autres genres de foraminifères. Quatre des cinq zones sont encadrées par deux niveaux à ammonites. La première a été datée du Barrémien basal par plusieurs ammonites trouvées sous la base de la falaise urgonienne dans la région du Massif

des Aravis et dans les Bauges [Charollais *et al.*, 1969] ; le second correspond aux Couches inférieures à Orbitolines de la Montagne de Veyrier près d'Annecy dans lesquelles un exemplaire de *Desahyesites* gr. *weissi* (NEUMAYR & UHLIG) caractéristique de l'Aptien inférieur a été trouvé par Moret et Deleau [1960].

Cet intervalle stratigraphique a été subdivisé en cinq zones (fig. 17).

- La zone I fut définie par l'extension de *Valserina broennimanni primitiva*, associée à *Paleodictyoconus barremianus* (= *P. cuvillieri*), *Urgonina alpillensis*, *Eopalarbitolina* aff. *charollaisi*. Elle est attribuée au Barrémien inférieur par comparaison avec un gisement d'ammonites de la région de Faverges (Savoie), situé « à l'extrême base des calcaires urgoniens » ; au-dessous de la zone I.

- La zone II fut définie par l'extension stratigraphique de *Valserina broennimanni broennimanni*, associée à *Eopalarbitolina charollaisi*, *Paleodictyoconus barremianus*, *Orbitolinopsis* sp.1, « *Pfenderina* » sp.1, « *Barkerina* » sp.1, *Cuneolina hensoni* ; elle fut attribuée à la partie inférieure du Barrémien supérieur, en raison seulement de sa position plus élevée dans les calcaires urgoniens.

- La zone III, définie par l'extension stratigraphique de *Dictyoconus reicheli* et d'autres formes comme *Paleodictyoconus barremianus*, *Paleodictyoconus cuvillieri*, *Cuneolina hensoni*, (?) « *Pfenderina* » sp.1, fut également incluse dans le Barrémien supérieur.

- La zone IV n'est définie que par l'absence d'*Orbitolinopsis kiliani*, *Orbitolinopsis* sp. groupe 2, *Valserina broennimanni broennimanni*, *Eopalarbitolina charollaisi*, la présence possible de *Palorbitolina lenticularis*, et *Paleodictyoconus* spp., tous ces orbitolinidés étant présents aussi dans les zones encadrantes. Conrad [1969] rattacherait à cette zone les affleurements « aptiens » de Boveresse [Guillaume et Portmann, 1965] qui contiennent à peu près la même faune (*Dictyoconus barremianus*, *Dictyoconus cuvillieri*, *Orbitolina* sp.) ainsi que des *Palorbitolina*. Dans la région genevoise, l'association de *Paleodictyoconus* et de *Palorbitolina* n'a pas pu être mise en évidence.

- La zone V contient *Palorbitolina lenticularis*, *Orbitolinopsis kiliani*, *Orbitolinopsis* sp. groupe 2 (= *O. buccifer*) ; par contre, le genre *Paleodictyoconus* est totalement absent. On y trouve aussi *Cuneolina hensoni*, *Trochamminoides* sp.1, *Cyclogyra* ? sp.1. C'est la seule zone véritablement bien datée, le niveau ayant fourni l'ammonite de l'Aptien inférieur renfermant également des *Orbitolinopsis* sp. 1 et *Orbitolinopsis* sp. groupe 2 (= *O. buccifer*) ; plus haut ces niveaux ont fourni *Palorbitolina lenticularis*.

En dehors de la zone V, qui est stratigraphiquement

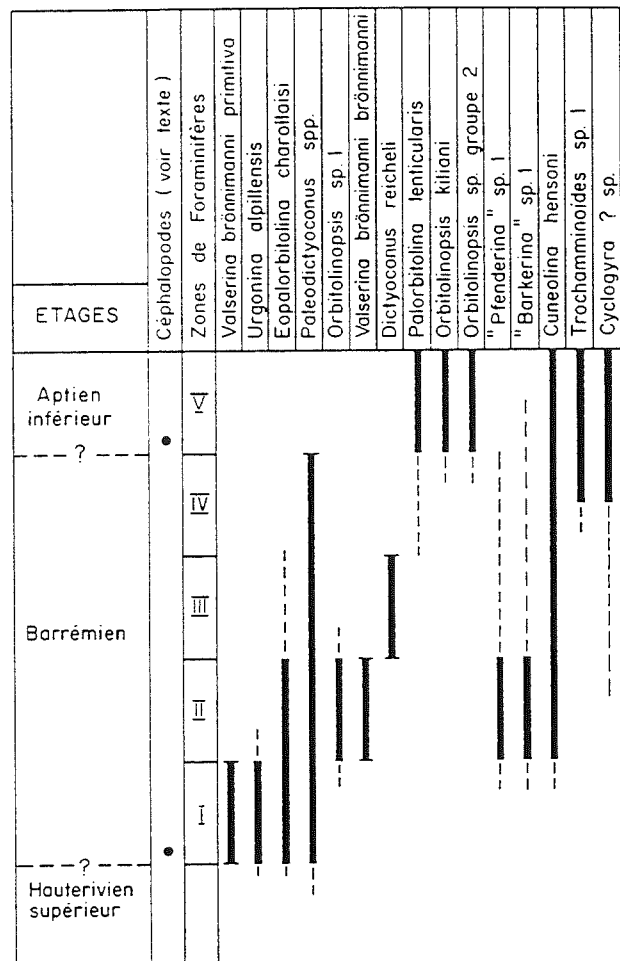


FIG. 17. - Biozonation des calcaires urgoniens basée sur les faunes d'orbitolinidés, d'après Conrad [1969].

bien contrainte, les âges attribués aux zones I à IV sont surtout basés sur l'hypothèse d'une sédimentation continue à travers tout l'intervalle stratigraphique Barrémien inférieur-Aptien inférieur.

- L'espèce principale caractérisant la zone I (*Valserina broennimanni primitiva*) est une forme très rare [Conrad, 1969] et n'a pas été rencontrée dans le Barrémien basal, or c'est par la reconnaissance même de ce foraminifère que se fait l'attribution au Barrémien inférieur.

- La zone II serait attribuée à la partie inférieure du Barrémien supérieur mais il n'est pas précisé sur quelle base. Trois genres sont nécessaires pour être sûr de reconnaître la zone II.

- La zone III est comparée aux mêmes répartitions obtenues dans la coupe du Rocher de Cluses [Charollais, 1964 in Conrad, 1969] et attribuée au Barrémien supérieur par la présence de *Dictyoconus reicheli*.

- L'attribution de la zone IV à l'extrême base de l'Aptien, est basée sur des comparaisons avec des gisements éloignés (Jura neuchâtelois). De plus, cette zone n'est caractérisée ni dans sa partie inférieure, ni

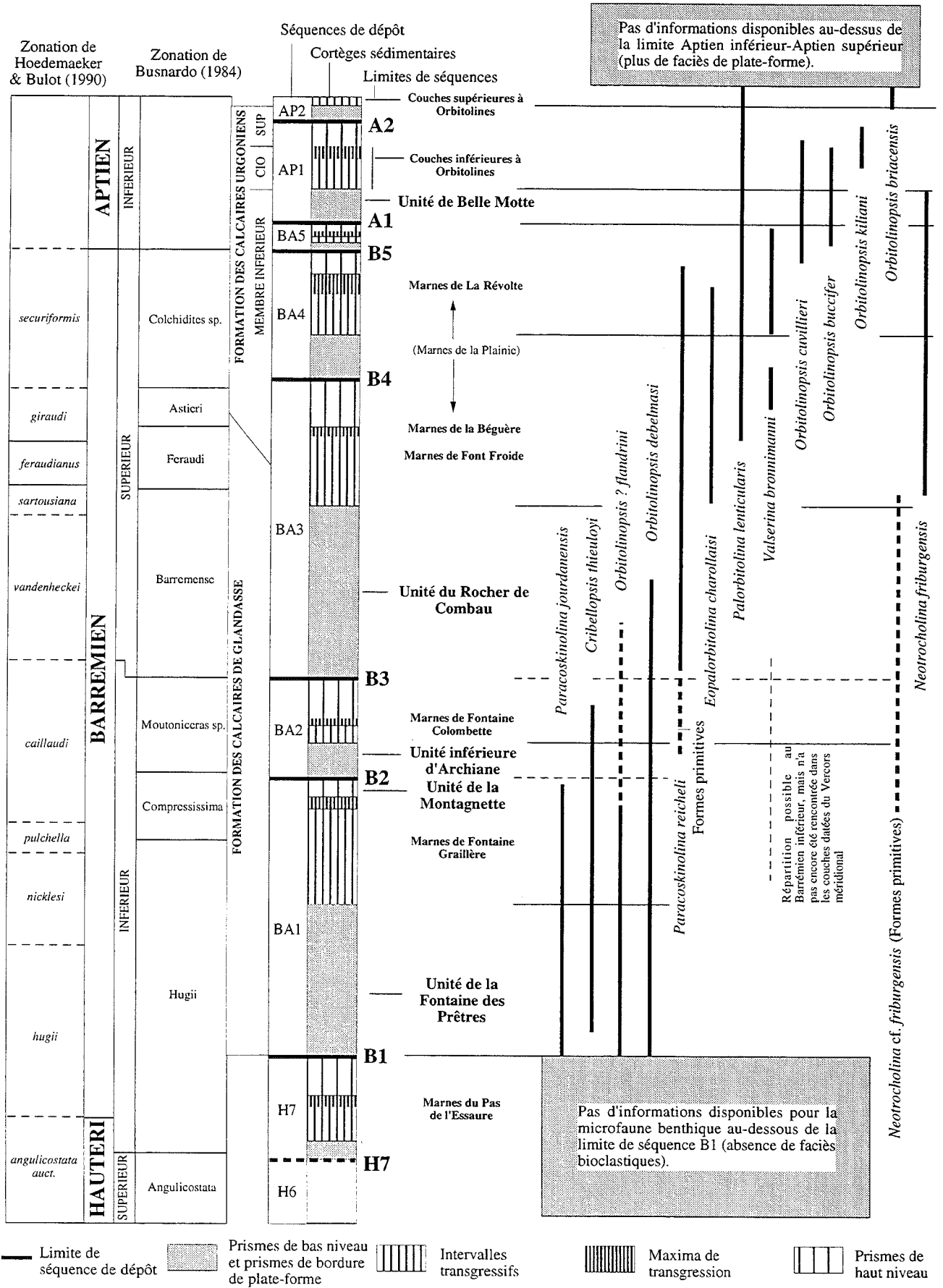


Tableau stratigraphique des carbonates de la plate-forme urgoniennne. Pour les zonations, les proportions relatives sont celles de la coupe d'Angles. Pour la zonation de Hoedemaeker et Bulot, les limites, très schématiques, ont été placées d'après des données inédites de L. Bulot, G. Delanoy, Ph. Hoedemaeker et J. Vermeulen.

FIG. 18. - Répartition des orbitolinidés de l'intervalle Barrémien-Aptien inférieur du Vercors, d'après Arnaud et Arnaud-Vanneau [1992].

dans sa partie supérieure par aucun genre d'orbitolinidés ou de foraminifère significatif ; en effet, *Paleodictyoconus* sp. est déjà présent dans les trois premières zones, *Cuneolina hensoni* dans les zones II, III, IV et V, quant aux espèces *Trochamminoides* sp.1 et *Cyclogyra* ? sp., elles sont aussi présentes dans la zone V. La comparaison de ces faunes avec celles de l'affleurement de Boveresse devient alors assez délicate. Cette coupe étudiée par Guillaume et Portmann [1965] recèle des orbitolinidés (*Dictyoconus barremianus* MOULLADE, *D. cuvillieri* FOURY, *Orbitolina* sp.) dont l'âge Barrémien supérieur à Aptien inférieur est basé sur la présence d'*Orbitolina* sp. Conrad [1969] a reexaminé le matériel provenant de la coupe de Boveresse et a pu dégager des spécimens de *Palorbitolina lenticularis*. La plupart des ostracodes (*Cytherelloidea* sp. cf. sp. I DAMOTTE & GROSDIDIER ; *Schulerida* sp., *Centrocythere* cf. *gottisi* DAMOTTE & GROSDIDIER, *Dolococytheridea* (?)) de l'affleurement de Boveresse ont été décrits dans l'Aptien inférieur de Haute-Marne. Quant aux abondants *Heteraster oblongus* (forme évoluée) ils indiqueraient au minimum un âge Barrémien supérieur. Sans pouvoir prouver directement l'âge de ces couches, tous les éléments paléontologiques convergeraient vers un âge Barrémien supérieur ou Aptien inférieur.

En conclusion, il n'y a aucun repérage chronostratigraphique pour les zones I à IV ; seule la zone V est bien caractérisée dans l'Aptien. L'ordre d'apparition des espèces suivantes aurait une valeur stratigraphique : *Valserina broennimanni primitiva*, *Urgonina alpillensis*, *Orbitolinopsis* sp.1, *Valserina broennimanni broennimanni*, *Dictyoconus reicheli*, *Palorbitolina lenticularis*, *O. kiliani*, *O. sp. groupe 2* (= *O. buccifer*).

3.1.2. La répartition de Arnaud-Vanneau [1980] et de Arnaud et Arnaud-Vanneau [1992]

Les répartitions de foraminifères bénéficient de plusieurs sites d'études étendus depuis la Chartreuse jusqu'au Vercors sud [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Arnaud, 1981]. Les orbitolinidés retenus pour la répartition d'Arnaud et Arnaud-Vanneau [1992] sont : *Paracoskinolina jourdanensis*, *P. reicheli*, *Cribellopsis thieuloyi*, *Orbitolinopsis ? flandrini*, *O. debelmasi*, *O. cuvillieri*, *O. buccifer*, *O. kiliani*, *O. briacensis*, *Eopalorbitolina charollaisi*, *Palorbitolina lenticularis*, *Valserina broennimanni*; la répartition de *Neotrocholina friburgensis* a été aussi prise en compte.

Dans le Vercors sud, sur la bordure de la plate-forme, la disposition des corps sédimentaires permet de voir le passage de faciès bioclastiques aux faciès à céphalopodes pour la période Barrémien inférieur-Barrémien supérieur et d'observer des niveaux marneux riches en ammonites au sein même des carbonates de plate-forme. Cette disposition particulière autorise la calibration chronostratigraphique (fig. 18) des foraminifères présents dans les faciès de plate-forme [Arnaud, 1981 ; Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992].

3.1.3. La zonation de Clavel et al. [1994]

La biozonation de Clavel et al. [1994] est basée sur une succession d'espèces qui selon les auteurs appartiendraient à deux lignées phylétiques : *Praedictyorbitolina/Dictyorbitolina* et *Valserina/Palorbitolina* (fig. 19). La répartition des espèces suivantes s'étalerait de l'Hauterivien supérieur (Zone à Sayni) au Barrémien supérieur [Zone à Barremense ; sensu Busnardo, 1984] : *Praedictyorbitolina claveli*, *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Dictyorbitolina ichnusae*, *Valserina primitiva*, *Valserina broennimanni*, *Valserina charollaisi*, *Palorbitolina turbinata*, *Palorbitolina lenticularis*.

Les attributions stratigraphiques se basent sur des « coupes de références utilisées pour établir l'échelle biostratigraphique des orbitolinidés ... ont été choisies dans les faciès hémipélagiques des chaînes subalpines et de l'Ardèche : toutes ont fourni, dans les mêmes niveaux, ammonites et orbitolinidés... » [Clavel et al., 1994]. Il s'agit des coupes de Combe de Bella Châ (Chaîne des Aravis), Pic de l'Oeillette (Chartreuse), Grands Goulets, Pas de l'Essaure, La Montagnette, Mont Aiguille (Vercors), Les Arredons, Pont de Laval et La Vignasse (Ardèche). Cependant, à ce jour, aucune répartition précise ni des faunes d'ammonites, ni des faunes d'orbitolinidés associées n'a été publiée ou figurée, de sorte que l'évaluation critique des données de base est impossible. Il est aussi regrettable que les répartitions des autres orbitolinidés ou foraminifères présents ne soient ni signalées ni prises en compte.

3.2. Signification et bien-fondé des attributions stratigraphiques des éléments

La valeur chronostratigraphique d'une biozonation est liée à la justesse du calage de ses éléments par rapport à une échelle de datation de référence (en général zonation d'ammonites). Les divergences d'attributions stratigraphiques des orbitolinidés en fonction des zonations ont plusieurs causes :

- un découpage stratigraphique continu des séries basé sur le concept d'une sédimentation continue,
- une utilisation de foraminifères ou orbitolinidés mal calés stratigraphiquement.

Pour juger de la valeur de ces zonations, il est nécessaire de connaître précisément quel sont les points datés par ammonites et de chercher quel est le fondement des datations des orbitolinidés. Les attributions stratigraphiques d'autres groupes (rudistes, algues), également présents dans le Jura, seront examinés.

3.2.1. Les orbitolinidés

L'attribution chronostratigraphique des orbitolinidés

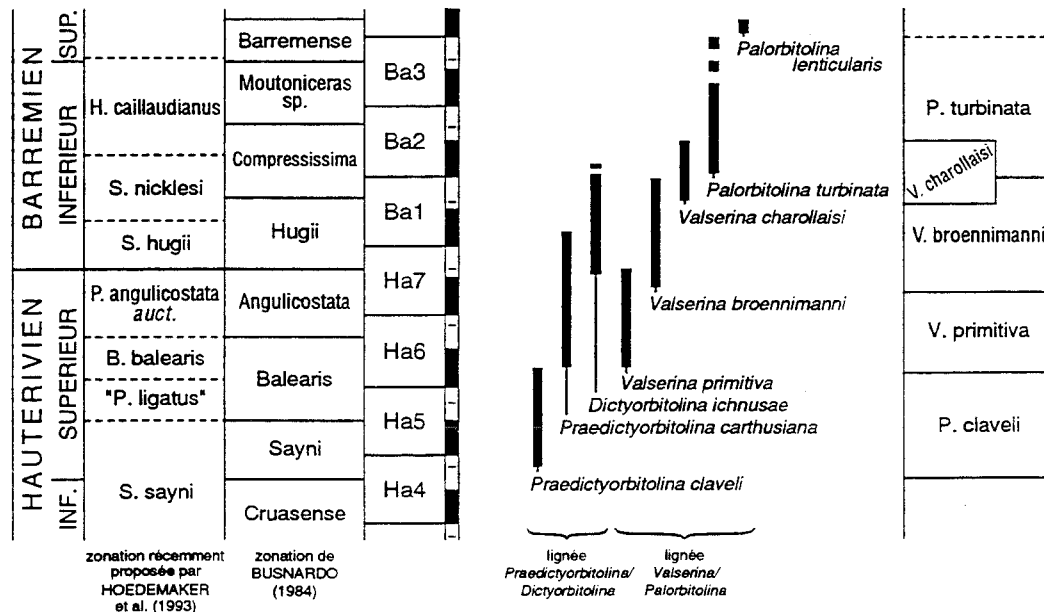


FIG. 19. – Echelle biostratigraphique des orbitolinidés, d'après Clavel *et al.* [1994].

souvent cités comme référence est discutée.

• Genre *Valserina* SCHROEDER & CONRAD 1967.

Dans la description originelle [Schroeder *et al.*, 1967], à la localité type du Rocher-des-Hirondelles (Ain), le niveau type de *Valserina broennimanni* est situé dans la partie supérieure de la série urgonienne «...entièrement comprise dans le Barrémien... ». Dans le niveau type, elle n'est associée à aucun autre orbitolinidé sauf *Paleodictyoconus barremianus* (= *P. cuvillieri*). L'apparition de *Valserina broennimanni* est attribuée au Barrémien « moyen ». Elle précède l'apparition de *Palorbitolina lenticularis*. Plus haut, dans la même coupe elle se trouve associée en plus à *Eopalorbitolina charollaisi*, et à *V. broennimanni primitiva* [Schroeder *et al.*, 1968a, b].

Par la suite Schroeder *et al.* [1968a, 1969] ont décrit *Valserina broennimanni primitiva* qui serait caractéristique de l'Hauterivien supérieur - Barrémien inférieur basal [Clavel *et al.*, 1994]. Cette sous-espèce apparaîtrait avant *Valserina broennimanni broennimanni* et serait donc son précurseur.

La détermination et l'attribution de *Valserina broennimanni primitiva* à l'Hauterivien supérieur [espèce non figurée in Blondel *et al.*, 1986] dans la coupe du Plateau d'Andey n'est fondée sur aucune ammonite trouvée dans ces mêmes niveaux. Les analyses palynologiques de cette même coupe ne sont probantes que pour deux échantillons situés 100 m plus bas : l'échantillon n°5358 a fourni de nombreuses espèces représentatives de l'Hauterivien supérieur [Monteil, in Blondel *et al.*, 1986] ; l'échantillon n°5471 a fourni une espèce-index de dinoflagellé du Barrémien, qui monte jusqu'à la Zone à Compressissima [Monteil,

in Blondel *et al.*, 1986]. Par contre, les datations « Hauterivien sup-Barrémien basal » données par les charophytes [Mojon, in Blondel *et al.*, 1986] sont à réviser à la suite de nouvelles données, obtenues dans la série barrémo-aptienne du Maestrat en Espagne (zonation de Charophytes actuellement en révision, Mojon, en préparation). Elles montrent que ces formes apparaissent avec des ostracodes et des orbitolinidés du sommet du Barrémien inférieur ou de la partie inférieure du Barrémien supérieur. En résumé, les datations de cette partie de la coupe ne sont fournies que par la palynologie et les charophytes de calibration incertaine.

En 1989, pour la lignée évolutive des *Valserina*, Schroeder *et al.* proposent un âge Hauterivien supérieur pour *Valserina primitiva*, tandis que *Valserina broennimanni* (Zone à Hugii) et *Eygalerina turbinata* (Zone à Compressissima) auraient un âge Barrémien inférieur (calage dans la coupe de Pont de Laval, Ardèche). En fait, rien ne prouve que la répartition de *V. broennimanni* s'arrête à la Zone à Hugii, puisque c'est seulement le changement de faciès, alors plus favorable aux ammonites, qui interrompt la présence des orbitolinidés. Aucun exemplaire d'*Eygalerina turbinata* n'a été signalé dans la microfaune de la coupe de Pont de Laval pour documenter le passage phylétique entre *V. broennimanni* et cette espèce. La présence et la répartition de d'*Eygalerina turbinata* comme « descendant direct » de *Valserina* n'est donc prouvée ni dans cette coupe ni ailleurs. De plus, si la présence de *Valserina* dans le Barrémien inférieur est prouvée dans cette coupe, son extension stratigraphique n'est en rien précisée.

La présence de *Valserina broennimanni* dans les niveaux encadrés par ammonites du Barrémien inférieur

en Ardèche [Lafarge, 1978 ; Schroeder *et al.*, 1989] et du Barrémien supérieur-Aptien basal dans le Vercors méridional [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992] prouve que l'extension chronostratigraphique objective de *Valserina broennimanni* est beaucoup plus large que celle proposée par Schroeder *et al.* [1989].

• Genre *Praedictyorbitolina* SCHROEDER *et al.* 1990 - *Dictyorbitolina* CHERCHI & SCHROEDER 1975.

L'identification des espèces appartenant à *Praedictyorbitolina* a été présentée dans le chapitre 2 ; les arguments de leurs datations sont discutés ci-après.

En Chartreuse, dans les Gorges du Frou, le niveau type de *Praedictyorbitolina carthusiana*, se trouve une dizaine de mètres en dessus des premiers exemplaires de *Valserina broennimanni*. A cause de la présence de cette dernière espèce (supposée limitée au Barrémien inférieur basal), Schroeder *et al.* [1990], proposent pour *Praedictyorbitolina carthusiana* une extension stratigraphique qui serait limitée au Barrémien basal (Zone à Hugii). La présence de *Plesiospitidiscus gr. ligatus* sous l'Urgonien dans la coupe voisine du Pic de l'Oeillette n'indique pas forcément la Zone à Balearis (voir fig 13, p. 24) puisque ce taxon dépasse largement les limites de cette zone (cf. fig. 12 où *P. ligatus* est présent jusqu'au sommet de l'Hauterivien). De plus, la datation de niveaux sous-jacents aux calcaires urgoniens ne permet pas de dater leur mise en place en l'absence d'ammonite dans ces mêmes niveaux. De ce fait, l'attribution de la base des calcaires urgoniens, où apparaît *Praedictyorbitolina carthusiana*, à l'Hauterivien supérieur est contestable. En résumé, l'extension stratigraphique limitée au Barrémien inférieur de *Valserina broennimanni* n'est pas prouvée, pas plus, a fortiori, que celle de *Praedictyorbitolina carthusiana*.

Praedictyorbitolina claveli, nouvelle espèce de Schroeder [1994], est décrite comme étant caractéristique des Zones à Sayni et Balearis de l'Hauterivien supérieur. Cette forme aurait été trouvée, d'abord seule, dans des calcaires hémipélagiques et dans les marnes de la coupe du Pic de l'Oeillette (Chartreuse) avec *Toxaster retusus* et *Plesiospitidiscus gr. ligatus* (voir remarque précédente concernant ce taxon) ; ces niveaux correspondraient au cortège de haut niveau de la séquence Ha5 attribuée à la Zone à Balearis par Clavel *et al.* [1994]. Cette forme serait accompagnée plus haut, puis remplacée, par *Praedictyorbitolina carthusiana* et *Valserina primitiva* dans le cortège de bas niveau de la séquence Ha6 attribuée à la Zone à Balearis.

Malheureusement, la répartition de ces trois espèces qui seraient accompagnées par des ammonites n'est pas figurée. Les affirmations de Clavel *et al.* [1994] ont donc une valeur d'autant plus hypothétique et subjective que les répartitions stratigraphiques de *Praedictyorbitolina carthusiana* et *Valserina primitiva* ne sont par ailleurs ni prouvées, ni connues.

Quant à *Dictyorbitolina ichnusae*, l'argumentation de Cherchi et Schroeder [1975] sur son extension stratigraphique (limitée au Barrémien ?) repose sur la comparaison des faunes associées avec celles présentes dans la région de Genève : *Valserina broennimanni*, *Paleodictyoconus barremianus*, *Urgonina alpillensis*, « *Eygalerina* » *turbinata*, *Orbitolinopsis subkilianii*, *Paracoskinolina sunnilandensis* ; pour les autres foraminifères : *Choffatella decipiens*, « *Arenobulimina* » *flandrini*, *Pseudolituonella gavonensis*, *Praereticulinella cuvillieri*, *Sabaudia minuta*, *Cuneolina hensoni*, *Pfenderina globosa*, *Melathrokerion praesigali*. *Dictyorbitolina* appartiendrait à la zone I de Schroeder, Charollais et Conrad [1968 a], bien que *Dictyorbitolina ichnusae*, n'y figure cependant pas dans la description originelle et que la plupart des foraminifères associés à *Dictyorbitolina ichnusae* soient représentés dans la zone II de Conrad [1969]. L'attribution stratigraphique de *Dictyorbitolina ichnusae* apparaît donc placée trop bas dans la série et sa répartition précise reste inconnue.

• *Paracoskinolina reicheli* (GUILLAUME) 1956.

Cette espèce décrite par Guillaume [1956] dans les Préalpes externes de la région de Fribourg a, selon cet auteur, une extension comprise entre le « sommet du Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur ». Le détail de son attribution stratigraphique n'est pas mentionné. C'est la « trouvaille » d'*Orbitolina conulus* DOUVILLÉ par Jeannet [*in* Heim, 1920] dans les niveaux renfermant *Paracoskinolina reicheli* et *Neotrocholina friburgensis* qui a fait admettre à Guillaume [1957] un âge Barrémien supérieur pour la formation des calcaires urgoniens (« calcaires pseudoolithiques »). L'extension de *P. reicheli* est calée sur la succession stratigraphique de morphologies d'orbitolines (essentiellement basée sur le diamètre et la hauteur des spécimens) proposée dans les travaux de Douvillé [1912]. En fait, il faut se reporter aux travaux de cet auteur publiés en 1904 pour avoir la figuration de deux des orbitolines dont il fait mention dans « *les Orbitolines et leurs enchaînements* » de 1912 : *Orbitolina subconcava* [fig. 4 pl. XVII, 1904], *Orbitolina discoidea* [fig. 5 et 6 pl. XVII, 1904] ; elles correspondent vraisemblablement à *Paleodictyoconus actinostoma* [y compris la fig. 1 pl. XVII, 1904], alors que les sections d'*Orbitolina conoidea* [1904 = *O. conulus*, 1912] correspondent tout à fait à celles de *Valserina broennimanni broennimanni*. Dans sa publication de 1904, Douvillé semble avoir pris pour des formes microsphériques (formes B) d'*Orbitolina conoidea*, des formes de plus grande taille (*Orbitolina subconcava*), alors qu'il s'agit de deux genres différents (respectivement *Valserina broennimanni broennimanni* et *Paleodictyoconus actinostoma*). Enfin, les attributions stratigraphiques des niveaux où ont été prélevés les orbitolines qui nous intéressent ne semblent pas clairement établies, d'après Douvillé [1912] : *Orbitolina conulus* a été trouvée par Pellat dans

l'Urgonien inférieur d'Orgon (attribué au Barrémien supérieur) accompagnée d'une «...forme B plate et mince ayant 3 mm de diamètre. » ; elle a été encore trouvée en Espagne dans la province de Valence par de Verneuil [fig. 2 et 3, pl. XVII, 1904]. L'Urgonien inférieur d'Orgon a été daté par une ammonite trouvée par Kilian [1895] et appartenant au Barrémien supérieur.

En conclusion, il semblerait bien que *Valserina b. broennimanni* soit présente dans les mêmes niveaux de la localité type de *Paracoskinolina reicheli*, sans que son attribution au Barrémien supérieur puisse être infirmée ou confirmée.

Dans le Vercors méridional, des formes primitives apparaissent à la fin du Barrémien inférieur au-dessus des couches à *Moutoniceras* de la Montagnette ; les formes plus évoluées se trouvent dans tout le Barrémien supérieur, [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992]. Les datations obtenues dans le Vercors et celle proposée par Guillaume [1957], coïncident au moins sur l'intervalle Barrémien supérieur.

Clavel *et al.* [1994] réfutent l'attribution stratigraphique de la localité type de *P. reicheli*, en prenant pour argument la disposition ravinante de la coulée bioclastique sur des calcaires hémipélagiques fournissant des ammonites de la Zone à Hugii (Barrémien basal) et en leur attribuant le même âge. Pourtant ce ravinement est une preuve que les calcaires bioclastiques ne se sont pas déposés en continuité avec les sédiments sous-jacents et qu'il existe probablement une lacune sédimentaire entre ces deux niveaux. L'appartenance des niveaux types de *P. reicheli* à la Zone à Hugii est donc non seulement infondée, mais aussi douteuse, d'autant plus qu'aucune indication n'est donnée sur les ammonites qui caractériseraient en ce point la zone à Hugii.

- Genre *Palorbitolina* SCHROEDER 1963.

Ces orbitolinidés à test conique aplati sont connus depuis presque deux siècles, leur détermination étant basée sur l'agencement et la position de leur appareil embryonnaire et sur la nature du test. Arnaud-Vanneau [1980] a distingué deux sous-genres qui se distinguent par une position excentrée de l'appareil embryonnaire pour *Eopalorbitolina* et une position apicale pour *Palorbitolina*. L'attribution de *Palorbitolina lenticularis* au Barrémien supérieur et à l'Aptien inférieur a été maintes fois démontrée [Thieuloy et Girod, 1964 ; Moret et Deleau, 1960] ; l'incertitude de la détermination générique et spécifique ne permet cependant pas toujours de faire la distinction entre Barrémien supérieur et Aptien inférieur. En effet, dans le Vercors, les deux formes apparaissent dans le Barrémien supérieur, d'abord *Eopalorbitolina charollaisi* qui n'est pas connue au-dessus du Barrémien supérieur terminal, puis *Palorbitolina lenticularis* qui, par contre, est encore présente dans l'Aptien inférieur.

- Genre *Eopalorbitolina* SCHROEDER & CONRAD 1968.

Ce genre est bien souvent présent avant l'apparition de *Palorbitolina*, auquel il est cependant associé dans certains niveaux [Arnaud-Vanneau, 1980]. Dans cette position, son attribution stratigraphique est la même que pour *Palorbitolina*. Le genre *Eopalorbitolina* a également été découvert en association avec *Valserina broennimanni broennimanni* dans sa localité type du Rocher des Hirondelles (Savoie) et a été placé pour cette raison d'ailleurs, dans le Barrémien moyen ou supérieur par Schroeder [1968 b]. D'après Clavel *et al.* [1994], cette même forme ne dépasserait pas le Barrémien inférieur (Zone à Compressissima) et ne coexisterait pas non plus avec *Palorbitolina lenticularis*. Ces extensions ne sont donc pas cohérentes avec les associations de faunes observées par ailleurs qui existent aussi dans la coupe du Rio Segre (Espagne). Il y a donc, dans cette biozonation, une ambiguïté pour la place stratigraphique d'*Eopalorbitolina*, qui ne peut être à la fois limitée au Barrémien inférieur et également présente dans l'Aptien inférieur, et un problème quant à sa position phylétique (voir p. 70).

3.2.2. Les algues calcaires

Les principales algues dasycladales rencontrées dans les calcaires du Jura ont les répartitions stratigraphiques suivantes :

- *Pseudoactinoporella fragilis* commence dans la zone à Sayni (Hauterivien supérieur basal) et se termine dans la zone à Bowerbanki (Aptien inférieur sommital) d'après Masse [1993] ; elle est présente dans le Barrémien-Aptien inférieur d'après Bucur [1994].

- *Dissocladella hauteriviana* apparaîtrait dans la zone à Radiatus (Hauterivien inférieur basal) et serait présente jusque dans la zone à Hugii (Barrémien inférieur basal) d'après Masse [1993] ; Barrémien-Aptien inférieur d'après Bucur [1994].

- *Salpingoporella melitae* est présente dans l'intervalle Hauterivien supérieur-Aptien inférieur d'après Masse [1993] et dans le Barrémien supérieur-Aptien inférieur d'après Bucur [1994].

- *Salpingoporella muehlbergi* débute dans la zone à Angulicostata (Hauterivien supérieur sommital) et s'éteint dans la zone à Bowerbanki (Aptien inférieur sommital) d'après Masse [1993] ; elle serait Barrémien-Aptien inférieur d'après Bucur [1994].

- *Angioporella neocomiensis* : cette algue n'ayant été décrite que dans le Jura neuchâtelais, aucune autre donnée chronostratigraphique n'a pu être ajoutée à celles utilisées par ses auteurs Conrad et Masse [1989], selon qui cette algue a été rencontrée dans des niveaux de l'Hauterivien inférieur et du Barrémien basal.

Dans les premiers cas, au vu du décalage chronostratigraphique systématique entre les répartitions proposées pour les mêmes taxons par ces deux auteurs, il convient de les considérer avec prudence.

3.2.3. *Les rudistes*

Les calcaires à rudistes du Jura neuchâtelois ont été remarqués depuis longtemps par les anciens auteurs (« Calcaires à Caprotines » de Desor et Gressly [1859] ; carrière romaine de La Lance, Schardt [1910]) ; la présence de ces « *Requienia ammonia* » évoquait sinon des âges, au moins des environnements comparables à ceux décrits par d'Orbigny [1847] dans les calcaires Urgoniens de Provence. Dans le Jura français, c'est Guillaume [*in* Astre, 1961] qui a découvert et décrit pour la première fois les « Calcaires à *Pachytraga* », dont l'extension géographique est limitée, selon les données actuelles, à une bande d'orientation NE-SW, longeant la frontière franco-suisse, de Saint-Claude à Fleurier [Masse et Conrad, 1989].

Les rudistes les plus répandus dans cette région sont les *Requienia* et les *Pachytraga* dont l'attribution stratigraphique est examinée ici.

- *Pachytraga tubiconcha* ASTRE

Ce rudiste est connu dans différentes coupes du Jura (Oye et Pallet, Buttes 2). La datation de ces séries a été obtenue par comparaison de la microfaune avec celle de coupes proches (Gorges de l'Orbe, La Russille, Vaulton, Eclépins) dont la répartition des foraminifères s'étage de l'Hauterivien inférieur au Barrémien basal [Arnaud-Vanneau et Masse, 1989, p. 260] ou jusqu'au Barrémien supérieur pour l'Urgonien supérieur [Arnaud-Vanneau et Masse, 1989, p. 272]. En Provence (région de la Fare-Lançon), ces rudistes sont encadrés à la base par des ammonites de la zone à *Acanthodiscus radiatus* (BRUG.) et à leur sommet par des marnes à *Subsainella sayni* (PAQUIER) ; ils sont donc admis comme étant de l'Hauterivien inférieur [Masse et Alleman, 1982]. En Sardaigne, Masse et Alleman [1982] leur attribuent le même âge par corrélation avec ceux de Provence.

Il semble indubitable que ces rudistes sont présents dès l'Hauterivien supérieur mais comme dans le cas des *Valserina*, l'intervalle stratigraphique dans lequel ils sont représentés n'exclut pas leur présence pendant une période plus longue, si des conditions particulières favorisent leur développement.

- *Requienia ammonia* (GOLDFUSS)

Ce rudiste est connu dans différentes coupes du Jura (notamment dans la coupe de La Lance). Cette espèce est connue du Barrémien à l'Aptien inférieur [Masse, 1994]. C'est d'ailleurs sa présence qui a permis la comparaison des séries du Jura avec l'Urgonien d'Orgon [Jaccard, 1869].

3.2.4. *Conclusion*

Les attributions stratigraphiques des Orbitolinidés sont bien souvent fondées sur des associations d'autres Orbitolinidés dont la datation n'a été ni vérifiée, ni étayée (exemple de la lignée *Praedictyorbitolina-Dictyorbitolina*). Les associations fauniques (*Eopalarbitolina-Valserina*, *Eopalarbitolina-Palorbitolina*) observées dans plusieurs coupes ne peuvent être omises dans le cadre d'une biozonation.

La répartition stratigraphique des algues et des rudistes est imprécise et sujette à l'interprétation des auteurs.

Pour être convaincantes, les faunes utilisées pour des biozonations doivent être calées biostratigraphiquement par des ammonites, pour autant que ces informations soient aussi vérifiables.

3.3. Le calage par les ammonites

Parmi les coupes où ont été trouvées des ammonites qui encadrent l'Urgonien, seuls les gisements les plus cités dans la littérature sont mentionnés ici. Toutes les ammonites trouvées dans les différentes régions encadrent les calcaires urgoniens. C'est d'ailleurs là que se situe le noeud du problème ; les différentes attributions chronostratigraphiques des orbitolinidés sont contestées parce qu'elles reposent sur des interprétations et des extrapolations par rapport aux zones d'ammonites.

- *Aptien inférieur*

Dans le Vercors et les massifs subalpins septentrionaux, les couches qui renferment *Palorbitolina lenticularis* ont livré pour certaines des ammonites de l'Aptien inférieur. Tel est le cas pour les Couches inférieures à Orbitolines du Vercors, datées de l'Aptien inférieur [Thieuloy et Girod, 1964]. Près d'Annecy (Bornes), un exemplaire de *Desayhesites gr. weissii* (NEUMAYR & UHLIG) caractéristique de l'Aptien inférieur a été trouvé par Moret et Deleau [1960] dans les Couches inférieures à Orbitolines de la Montagne de Veyrier. En Chartreuse, un *Ancyloceras gr. matheronianum* D'ORBIGNY a été découvert par P. Gidon [1952] dans les Couches inférieures à Orbitolines.

- *Barrémien supérieur*

Une ammonite a été trouvée sous la falaise urgonienne au Col de Pré Coquet dans le Vercors septentrional. Elle a été déterminée par Thieuloy comme un « *Silesites gr. seranonis* » *in* Arnaud-Vanneau [1980]. Cependant d'après bon nombre de spécialistes (E. Avram, L. Bulot, G. Delanoy, P. Hoedemaker, M. Kakabadze, E. Kotetishvili, P.F. Rawson, Z. Vasicek et J. Vermeulen) aucune détermination spécifique de cette ammonite mal conservée ne peut être avancée avec

certitude, mais tous s'accordent pour dire que cet exemplaire appartient à un genre caractéristique du Barrémien supérieur [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992]. Seul Busnardo *in* Busnardo *et al.* [1994] a attribué ce spécimen au genre *Pseudothurmannia* sp., qui caractérise plutôt l'Hauterivien supérieur non terminal. Cette détermination repose sur un dessin, en effet caractéristique d'une *Pseudothurmannia* [pl. II et III, Busnardo, Clavel et Charollais, 1994] mais qui est complètement différent de l'original. Le dessin de la section du dernier tour correspond à une hauteur de 8,5 cm [pl. III *in* Busnardo *et al.*, 1994] tandis que la vue latérale [pl. II *in* Busnardo *et al.*, 1994] nous donne une hauteur de 5 cm pour le dernier tour. La section dessinée montre un aplatissement ventral qui n'existe pas chez l'original, celui-ci présente plutôt un côté externe bombé de section ogivale. Les dessins de Busnardo *et al.* [1994] ne représentent donc pas fidèlement l'exemplaire en question ; l'attribution au genre *Pseudothurmannia* de cette ammonite est plus que douteuse.

Au Col de Rousset (Vercors méridional), la base des calcaires urgoniens est située au-dessus de la vire marneuse à *Hemihoplites* [Arnaud, 1981] appelée aussi vire à « Hétérocères » [Paquier, 1900 ; Arnaud, 1981] qui se place au sein de la Zone à Feraudianus [*sensu* Hoedemaker et Bulot, 1990] dans la partie moyenne du Barrémien supérieur. Ces niveaux ont livré notamment *Camereiceras limentinus*. D'autres ammonites du même âge ont été récemment trouvées sur le plateau du Veymont et dans la forêt de Lente (Virlovet, données inédites, 1995).

• Barrémien inférieur

Les calcaires hémipélagiques de La Montagnette (Sud du Vercors) ont livré des ammonites des Zones à Compressissima et Moutoniceras [Arnaud-Vanneau ; Arnaud et Thieuloy, 1976 ; Arnaud 1981]. En Ardèche, Schroeder *et al.* [1989] attribuent la coupe de Pont de Laval à la Zone à Hugii, et la coupe des Mouniers à la Zone à Compressissima [*sensu* Busnardo et Vermeulen, 1986]. Plusieurs ammonites (*Torcapella*) dont la répartition (contrairement aux affirmations de Busnardo qui les place dans la Zone à Hugii) s'étend depuis le Barrémien inférieur (Zone à Compressissima) jusqu'au Barrémien supérieur basal, ont été trouvées sous la base de la falaise urgonienne dans la région du Massif des Aravis et dans les Bauges [Charollais *et al.*, 1969].

• Hauterivien supérieur

Dans les Gorges du Nant (Vercors septentrional), à environ 55m sous la base des calcaires urgoniens, Arnaud-Vanneau [1980] a trouvé dans les calcaires à *Toxaster retusus*, *Crioceratites* gr. *duvali* et *Plesiospittiscus* gr. *ligatus* ; cette association qui avait été attribuée aux Zones à Sayni et Balearis p.p. de l'Hauterivien supérieur [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992], doit être replacée dans la Zone à Sayni [= Zone à

ligatus de Bulot et Thieuloy, 1992].

Depuis les régions les plus septentrionales (Savoie, Massif des Bauges, Massif des Bornes), jusque dans le Vercors méridional en passant par la Chartreuse, les assises datées par ammonites sous les calcaires urgoniens ont des âges différents, de l'Hauterivien supérieur, en Savoie Zone à Sayni [Viéban, 1983], ou de la Zone à Balearis [Arnaud-Vanneau, 1980], ou encore du Barrémien inférieur [Charollais *et al.*, 1969] et Barrémien supérieur [Arnaud, 1981]. L'hétérogénéité de ces datations implique que la surface sur laquelle reposent les calcaires urgoniens est diachrone.

3.4. Conclusions

Dans l'état actuel des connaissances, seuls peuvent être retenus pour dater les séries urgoniennes les foraminifères encadrés par ammonites, c'est-à-dire les faunes présentes dans le Sud du Vercors, correspondant à la répartition de Arnaud et Arnaud-Vanneau [1992]. Ces orbitolinidés sont : *Paracoskinolina reicheli* (sommet du Barrémien inférieur-Barrémien supérieur), *Eopalorbitolina charollaisi* (Barrémien supérieur), *Valserina broennimanni broennimanni* (Barrémien supérieur), *Palorbitolina lenticularis* (Barrémien supérieur-Aptien inférieur), *Orbitolinopsis cuvillieri*, *Orbitolinopsis buccifer*, *Orbitolinopsis kiliani*, *Orbitolinopsis briacensis* (Aptien inférieur). Par corrélation séquentielle, les niveaux de la localité type de *Praedictyorbitolina carthusiana* sont attribués au Barrémien supérieur [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992] et non au Barrémien inférieur basal comme l'ont proposé Schroeder *et al.* [1990].

En se basant sur ces âges, une nouvelle interprétation stratigraphique des associations est possible ; elle n'est bien sûr qu'indicative, puisque basée uniquement sur les données de la littérature.

Zonations de Schroeder *et al.* [1968] et Conrad [1969] :

zone I : les espèces (*Valserina broennimanni primitiva*, *Eopalorbitolina* aff. *charollaisi*) présentes dans cette zone ne sont pas représentées ensembles dans les niveaux du Vercors Sud.

zone II : *Valserina broennimanni* et *Eopalorbitolina charollaisi* sont deux formes présentes dans le Barrémien supérieur du Vercors Sud.

zone III : *Paracoskinolina reicheli* (= *Dictyoconus reicheli*) associée à *Eopalorbitolina charollaisi* dans la coupe du Rocher de Cluses se retrouve dans le Barrémien supérieur sommital du Vercors Sud.

zone IV : la répartition de *Paleodictyoconus* n'est pas représentée dans la figure d'Arnaud et Arnaud-Vanneau (1992) ; néanmoins *Palorbitolina lenticularis*, sans *Eopalorbitolina charollaisi* ni *Valserina broennimanni* n'est attestée qu'à l'Aptien inférieur.

zone V : l'association de *Palorbitolina lenticularis* et d'*Orbitolinopsis kiliani* est représentée dans la partie moyenne de l'Aptien inférieur ce qui correspond globalement à l'âge antérieurement proposé.

La réinterprétation des attributions stratigraphiques montre surtout des changements concernant les premières zones, puisque les dernières étaient assez bien calées par rapport aux ammonites des Couches inférieures à Orbitolines.

Zonation de Clavel [1994] : Nous avons vu dans les précédents paragraphes que la « lignée évolutive des Valserines », à la base de leur biozonation, n'a pas de réalité paléontologique. De plus, les attributions stratigraphiques proposées pour les différentes espèces ne sont pas fondées. Cette échelle biostratigraphique des orbitolinidés n'est donc qu'une pure construction intellectuelle.

4.- CONCLUSIONS

L'inventaire des foraminifères du Jura neuchâtelois et vaudois montre un grand nombre de points communs avec celui qui a été décrit pour la plate-forme urgonienne des chaînes subalpines par Arnaud-Vanneau [1980]. Néanmoins, deux points particuliers l'en distinguent : la présence de nouvelles espèces (*Arenobulimina* ? sp A et *Nezzazatinella* ? sp. A.) et l'absence de certains taxa.

La comparaison de la microfaune des deux régions met en évidence l'absence ou la très faible fréquence de deux genres d'orbitolinidés (*Orbitolinopsis* et *Cribellopsis*) pourtant abondants dans la plate-forme nord vocontienne (Vercors et Chartreuse) : seulement deux formes ont été observées, l'une attribuée avec doute à *Orbitolinopsis* (*O.* ? *buccifer*) et l'autre attribuée avec plus de certitude à *Cribellopsis* (*C. schroederi*).

A partir des répartitions de ces foraminifères, on peut distinguer trois principales périodes de renouvellement de faune (tab. 5) :

- Une première période composée des séquences antérieures à Ju2, dans laquelle on note seulement la présence de *Meandrospira favrei* et *Flabellamina* ? sp.

- Une deuxième période est marquée par l'apparition dans la séquence Ju3 de *Praedictyorbitolina*, *Neotrocholina* aff. *friburgensis*, *Eclusia decastroi* coexistant avec *Meandrospira favrei* et *Flabellamina* ? sp. Au-dessus de Ju4, seules les espèces dernièrement apparues sont encore présentes.

- La troisième période correspond au maximum de diversité générique et numérique des orbitolinidés : *Cribellopsis schroederi*, *Paracoskinolina reicheli*, *Falsurgonina* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU, *Palorbitolina* cf. *lenticularis*, *Eygallerina* ? *turbinata*, *Paleodictyoconus* ? sp., *Valserina broennimanni*, encore associés à *Praedictyorbitolina carthusiana carthusiana* dans la séquence Ju5. *Pfenderina globosa*, comme autre foraminifère, est souvent associé à ces orbitolinidés. *Paleodictyoconus* ? sp., *Valserina broennimanni*, et *Pfenderina globosa* se retrouvent encore après la séquence Ju6, avec l'apparition des nouvelles espèces *Urgonina* sp.1 ARNAUD-VANNEAU, et *Eopalorbitolina* ? sp. Ju7, quant à elle, est marquée ponctuellement par l'apparition de *Palorbitolina lenticularis*. Ces caractères paléontologiques seront utilisés par la suite pour l'identification des discontinuités.

Sur le plan paléoécologique, la distinction entre formes « transportées » et formes « non transportées » est justifiée mais l'application est difficile car des modifications postérieures au dépôt (micritisation, diagenèse) peuvent rendre des foraminifères méconnaissables sans que leur transport puisse être démontré ; inversement, des foraminifères bien conservés ne sont pas forcément en place.

Formation lithostratigraphique	Pierre Jaune		Urgonien jaune	Urgonien blanc			Marnes vertes
	Ju1	Ju2	Ju3	Ju4	Ju5	Ju6	Ju7
<i>Meandrospira favrei</i>							
<i>Flabellamina</i> ? sp.							
<i>Praedictyorbitolina c. claveli</i>							
<i>Praedictyorbitolina c. carthusiana</i>							
<i>Neotrocholina aff. friburgensis</i>							
<i>Eclusia decastroi</i>							
<i>Cribellopsis schroederi</i>							
<i>Paracoskinolina reicheli</i>							
<i>Falsurgonina</i> ? sp.1 A.-V.							
<i>Palorbitolina</i> cf. <i>lenticularis</i>							
<i>Eygallerina</i> ? <i>turbinata</i>							
<i>Paleodictyoconus</i> ? sp.							
<i>Valserina brönnimanni</i>							
<i>Pfenderina globosa</i>							
<i>Urgonina</i> ? sp.1 A.-V.							
<i>Eopalorbitolina</i> ? sp.							
<i>Palorbitolina lenticularis</i>							

TAB. 5. – Répartition des principaux foraminifères en fonction des discontinuités.

Néanmoins, l'étude statistique de populations a permis de montrer qu'il y a des remaniements « internes » correspondant à des mélanges de faune locale et des remaniements « externes » qui correspondent à des mélanges de faunes d'origine stratigraphique ou paléoécologique très différente.

Les formes *Tintinnopsella longa*, *Eclusia* cf. *moutyi*, *Danubiella* cf. *gracilima* au-dessus de Ju2, d'une part, et la présence de *Macroporella* cf. *praturloni* dans l'intervalle Ju4-Ju6, d'autre part, sont des formes qui rappellent celles connues dans le Berriasien-Valanginien, mais dont les différences ne permettent pas d'affirmer le remaniement avec certitude.

Des lacunes dans la caractérisation d'espèces et des incohérences paléontologiques ont été observées dans la lignée phylétique des orbitolinidés proposée par Schroeder [1994]. Pour ces raisons la biozonation de Clavel *et al.* [1994] qui en découle est inutilisable.

La seule répartition étayée de foraminifères benthiques qui est fondée à la fois sur des faunes d'ammonites et des faunes d'orbitolinidés a été établie dans le sud du Vercors [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Arnaud, 1981 ; Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992]. Tout en admettant que la répartition de certains taxa puisse varier entre les séries du Vercors et celles du Jura, les données de ces auteurs constitueront une base pour les interprétations stratigraphiques de l'Urgonien jurassien.

Planche I

- Fig. 1 à 3 – *Glomospira watersi* LOEBLICH. x 100.
 1 – Section transverse. E64, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
 2 – Section transverse. Va31, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
 3 – Section transverse. Va11, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
- Fig. 4 et 5 – *Glomospira glomerosa* EICHER. x 100.
 4 – Section transverse. Chb6, La Chambotte, Ju3?-Ju4.
 5 – Section transverse. VH5, Goulet d'Hurtières, Ju2?-Ju5.
- Fig. 6 – *Glomospirella* aff. *gaultina* (BERTHELIN). x 100.
 6 – Section transverse. E40, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
- Fig. 7 à 12 – *Meandrospira favrei* (CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI). x 100.
 7 – Section tangentielle. E3, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune, glauconitisée.
 8 – Section transverse. E3, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune, glauconitisée.
 9 – Section transverse. E38, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
 10 – Section transverse. E3, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
 11 – Section transverse. E7, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
 12 – Section transverse. E7, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune, glauconitisée.
- Fig. 13 – *Haplophragmoides* cf. *globosus* LOZO. x 100.
 13 Section équatoriale. E102, Eclépens, Ju3-Ju5, Urgonien jaune.
- Fig. 14 – *Trochamminoides coronus* LOEBLICH & TAPPAN. x 100.
 14 – Section équatoriale. VH54, Goulet d'Hurtières, au-dessus de Ju5, calcaires bioclastiques.
- Fig. 15 – *Nautiloculina cretacea* PEYBERNÈS. x 50.
 15 – Section axiale. Va112, Vallorbe, Ju5 et Ju6, Urgonien blanc.
- Fig. 16 et 17 – *Nautiloculina brönnimanni* ARNAUD-VANNEAU & PEYBERNÈS. x 50.
 16 – Section subaxiale. E29, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune, oolithisée.
 17 – Section oblique subéquatoriale. Va56, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
- Fig. 18 – *Charentia cuvillieri* NEUMANN. x 50.
 18 – Section oblique subéquatoriale. F6, Forage 567, au-dessous de Ju3, Pierre Jaune.
- Fig. 19 et 20 – *Charentia nana* ARNAUD-VANNEAU. x 50.
 19 – Section subéquatoriale, légèrement oblique. Va44, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
 20 – Section équatoriale. E76, Eclépens, Ju3-Ju5, Urgonien Jaune, oolithisée.
- Fig. 21 à 23 – *Melathrokerion valserinensis* BRÖNNIMANN & CONRAD. x 50.
 21 – Section oblique subéquatoriale. E22, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
 22 – Section équatoriale. E145, Eclépens, Ju6-Ju7, Urgonien blanc.
 23 – Section subaxiale. Va112, Vallorbe, Ju5-Ju6, Urgonien blanc.

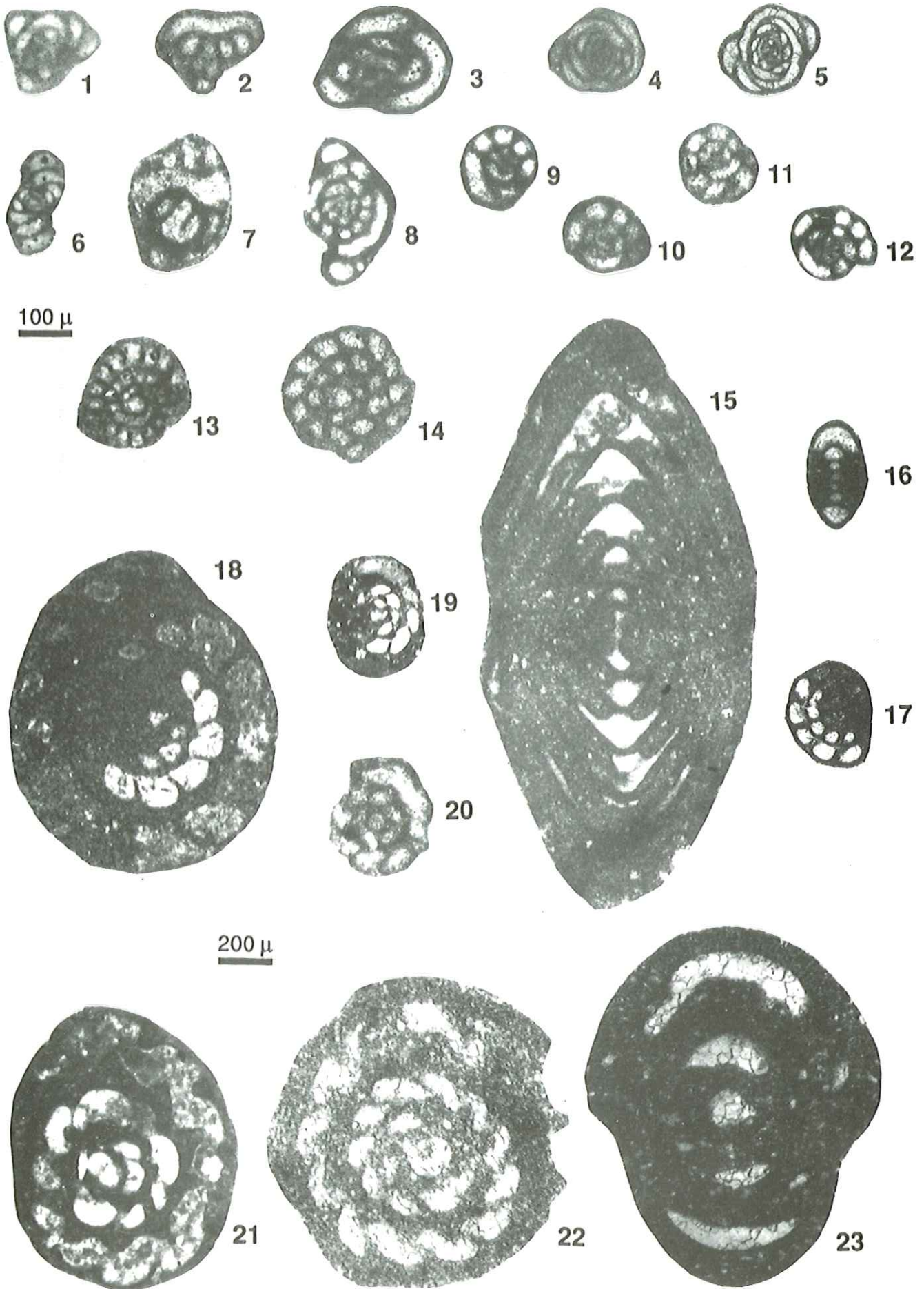
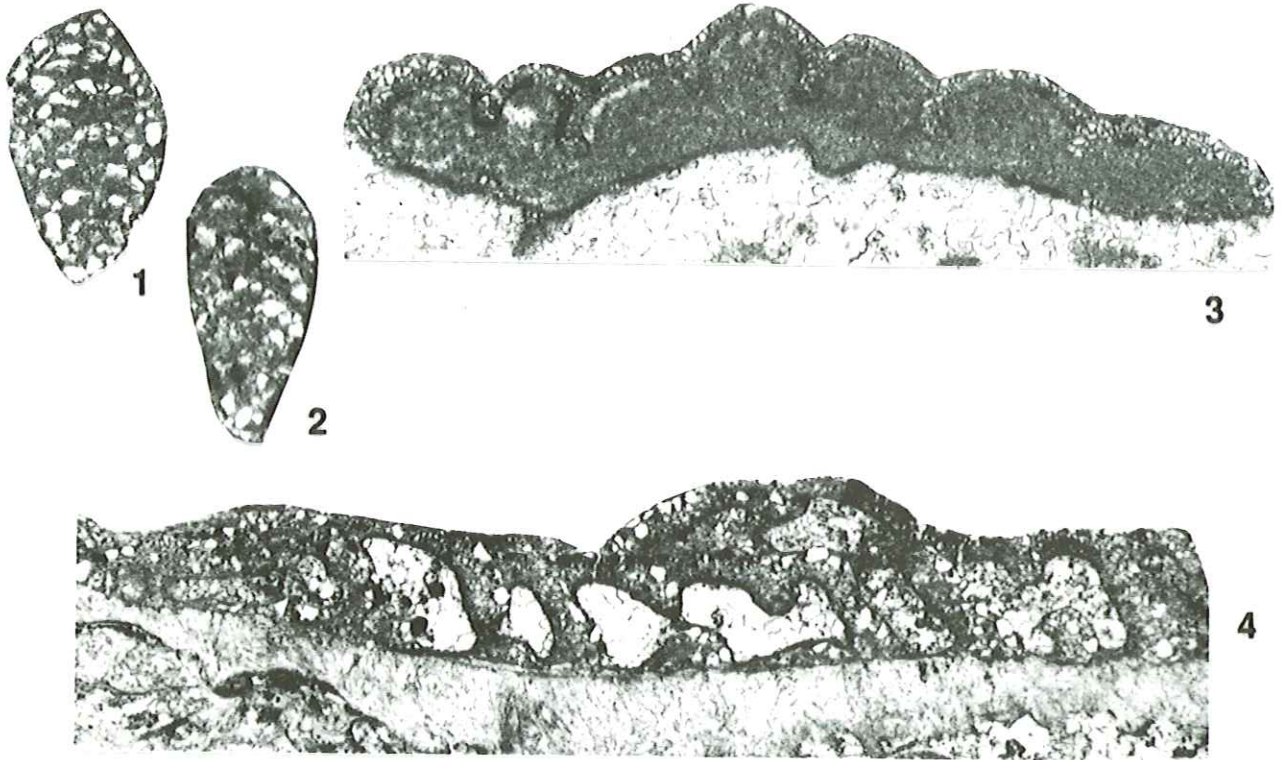


Planche II

- Fig. 1 et 2 – *Flabellamina* ? sp. x 50.
1 – Section longitudinale. B2, Brunette, Ju3-Ju4, Urgonien Jaune.
2 – Section longitudinale. F5, Forage 567, au-dessous de Ju3, Pierre Jaune, allochtone.
- Fig. 3 – *Acruliammina neocomiana* BARTENSTEIN. x 50.
3 – Section longitudinale. F74, Forage 567, Ju3-Ju4, Urgonien Jaune.
- Fig. 4 – *Bdelloidina* ? *urgoniensis* WERNLI & SCHULTE. x 50.
4 – Section longitudinale. F77, Forage 567, Ju3-Ju4, Urgonien Jaune.
- Fig. 5 et 6 – *Nezzazatinella* ? sp.A. x 50.
5 – Section subaxiale. Va186, Vallorbe, Ju6-Ju7, Urgonien blanc.
6 – Section axiale oblique. Va190, Vallorbe, Ju6-Ju7, Urgonien blanc.
- Fig. 7 à 9 – *Nezzazatinella* sp. ARNAUD-VANNEAU. x 50.
7 – Section axiale. OM15, Orbe à Montcherand, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
8 – Section subaxiale oblique. GO38, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
9 – Section axiale. GO39b, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
- Fig. 10 à 12 – *Dobrogelina* ? cf. *cartusiana* ARNAUD-VANNEAU. x 50.
10 – Section subaxiale. Va59, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
11 – Section subaxiale. GO44, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
12 – Section subaxiale. GO38, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.



200 μ

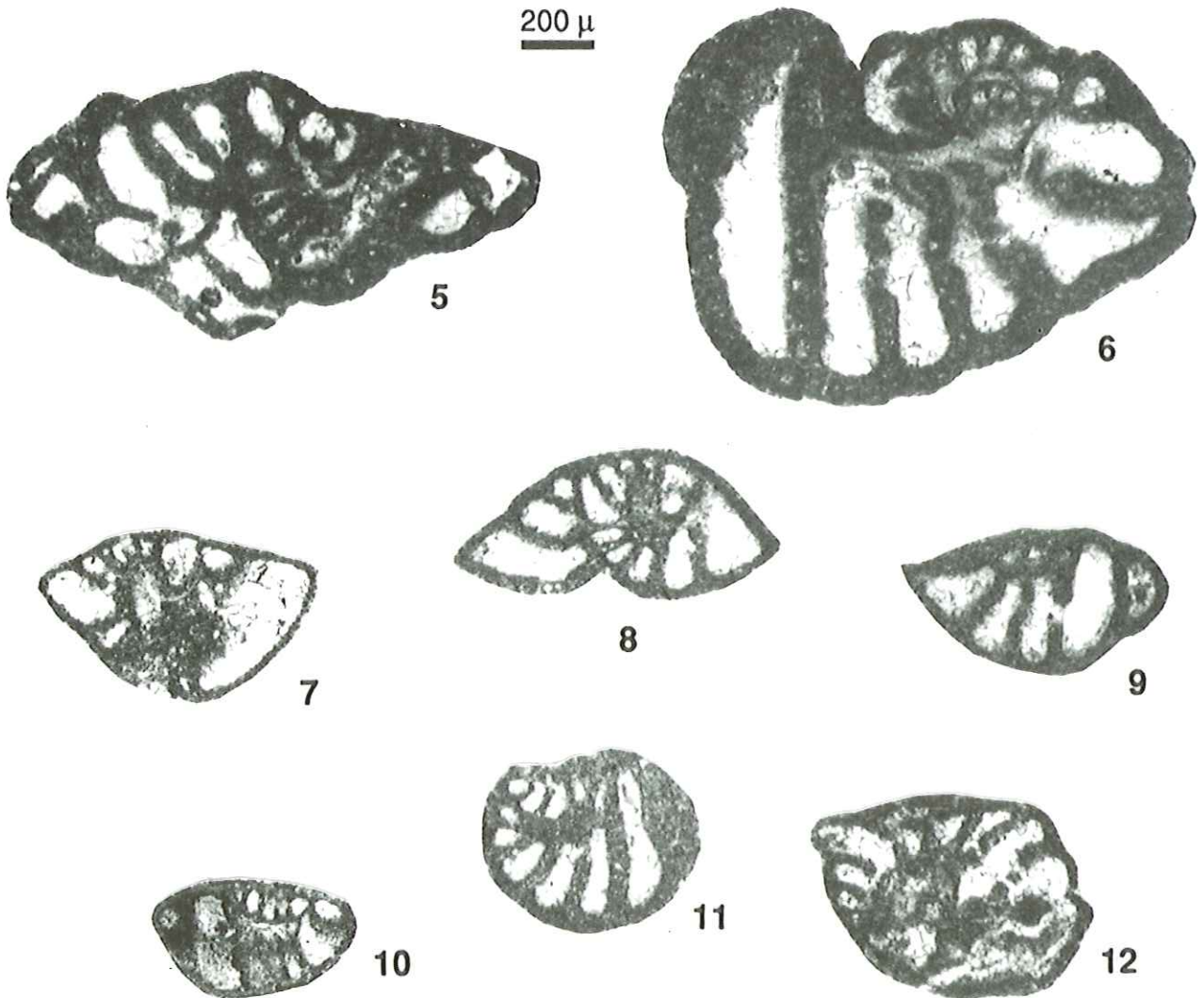


Planche III

- Fig. 1 à 5 – *Eclusia decastroi* CHERCHI & SCHROEDER. x 50.
1 – Section transverse. Va87, Vallorbe, Ju5-Ju6, Urganien Jaune.
2 – Section transverse. OM16b, Orbe à Montcherand, au-dessus de Ju6, Urganien blanc.
3 – Section subaxiale oblique. Va58, Vallorbe, Ju2-Ju3 Pierre Jaune.
4 – Section oblique. Va83, Vallorbe, Ju5-Ju6, Urganien Jaune.
5 – Section tangente oblique. GO-6c, Gorges de l'Orbe, Ju2?-Ju3, Urganien Jaune.
- Fig. 6 à 9 – *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER. x 50.
6 – Section équatoriale. E86, Eclépens, Ju3-Ju5, Urganien jaune.
7 – Section subaxiale. Va76, Vallorbe, Ju5-Ju6, Marnes de la Russille.
8 – Section tangente sub-équatoriale. Va76, Vallorbe, Ju5-Ju6, Marnes de la Russille.
9 – Section subaxiale. F83, Forage 567, Ju3-Ju4, Marnes de la Russille.
- Fig. 10 à 13 – *Ecougella campiloides* ARNAUD-VANNEAU. x 50.
10 – Section subaxiale. B76, Brunette, au-dessus de Ju5, Urganien blanc.
11 – Section transverse oblique. Va60, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
12 – Section transverse. E129, Eclépens, Ju5-Ju6, Urganien blanc.
13 – Section tranverse. E28, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
- Fig. 14 – *Praereticulinella cuvillieri* DELOFFRE & HAMAOUÏ. x 50.
14 – Section subaxiale. Va193, Vallorbe, Ju6-Ju7, Urganien blanc.

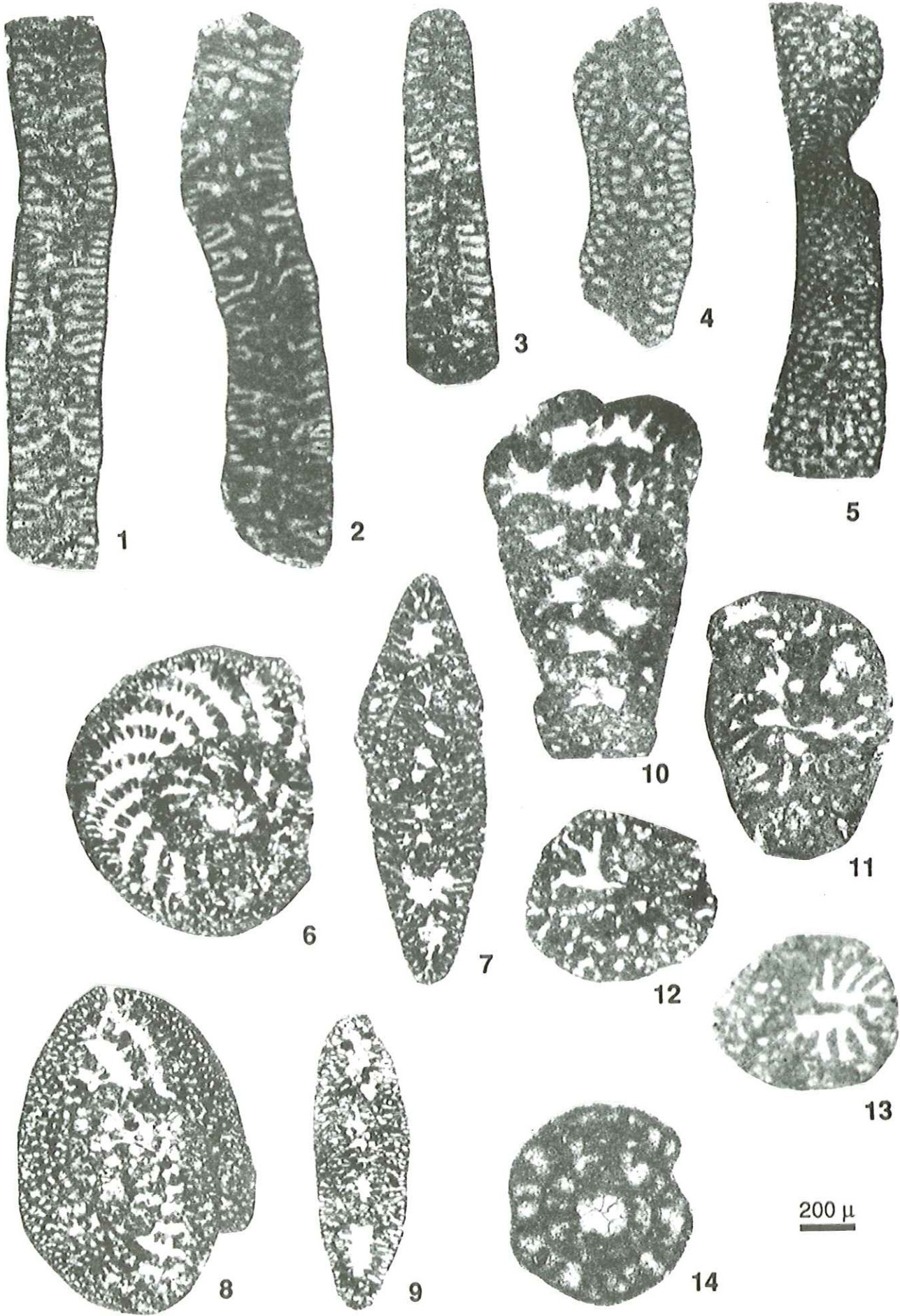


Planche IV

- Fig. 1 – *Heterantyx bernardi* (CHEVALIER). x 100.
1 - Section longitudinale. E13, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
- Fig. 2 – *Bolivinopsis ? labeosa* ARNAUD-VANNEAU. x 100.
2 - Section subaxiale. Mu98, Monts de Musièges, Ju5-Ju6, Urganien.
- Fig. 3 – *Bolivinopsis rhopaloides* ARNAUD-VANNEAU. x 100.
3 – Section subaxiale. Va54, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
- Fig. 4 et 5 – *Novallesia cornucopia* ARNAUD-VANNEAU. x 100.
4 – Section subaxiale. B108, Brunette, au-dessus de Ju5, Urganien blanc.
5 – Section subaxiale. Va192, Vallorbe, Ju6-Ju7, Urganien blanc.
- Fig. 6 à 9 – *Paragaudryina* sp. A. x 100.
6 – Section subaxiale. E17, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
7 – Section subaxiale. E8, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
8 – Section subaxiale. E8, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
9 – Section subaxiale. E6, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
- Fig. 10 et 11 – *Belorussiella textilarioides* (REUSS). x 100.
10 – Section subaxiale. Mu40, Monts de Musièges, Ju3-Ju5.
11 – Section subaxiale. E23, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
- Fig. 12 et 13 – *Belorussiella* sp. ARNAUD-VANNEAU. x 100.
12 – Section subaxiale. Va192, Vallorbe, Ju6-Ju7, Urganien blanc.
13 – Section transverse. Va192, Vallorbe, Ju6-Ju7, Urganien blanc.
- Fig. 14 – *Belorussiella* cf. *taurica* ARNAUD-VANNEAU. x 100.
14 – Section subaxiale. Va12, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
- Fig. 15 et 16 – *Gaudryina tuchaensis* ANTONOVA. x 100.
15 – Section subaxiale. E4, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
16 – Section subaxiale. E4, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
- Fig. 17 – *Gaudryina cushmani* TAPPAN. x 100.
17 – Section axiale. VH20, Goulet d'Hurtières, Ju2?-Ju5.
- Fig. 18 et 19 – *Verneuilina* aff. *pharaonica* SAÏD. x 100.
18 – Section subaxiale. F38, Forage 567, au-dessous de Ju3, Urganien jaune.
19 – Section subaxiale. Bu31, Buttes I, Ju2-Ju3, Urganien jaune.
- Fig. 20 – *Verneuilina* cf. *polonica* CUSHMAN & GLAZEWSKI. x 100.
20 – Section subaxiale. F96, Forage 567, au-dessus de Ju6, Urganien blanc.
- Fig. 21 – *Marssonella* cf. *praeoxycona* (MOULLADE). x 100.
21 – Section subaxiale. E17, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre jaune.
- Fig. 22 à 25 – *Valvulineria* sp. 1 ARNAUD-VANNEAU. x 100.
22 – Section oblique. C58, Cité Suchard, Ju3-Ju5, Urganien jaune.
23 – Section oblique. Va28, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre jaune.
24 – Section oblique. Va201, Vallorbe, au-dessus de Ju7, Urganien blanc.
25 – Section oblique. Va201, Vallorbe, au-dessus de Ju7, Urganien blanc.

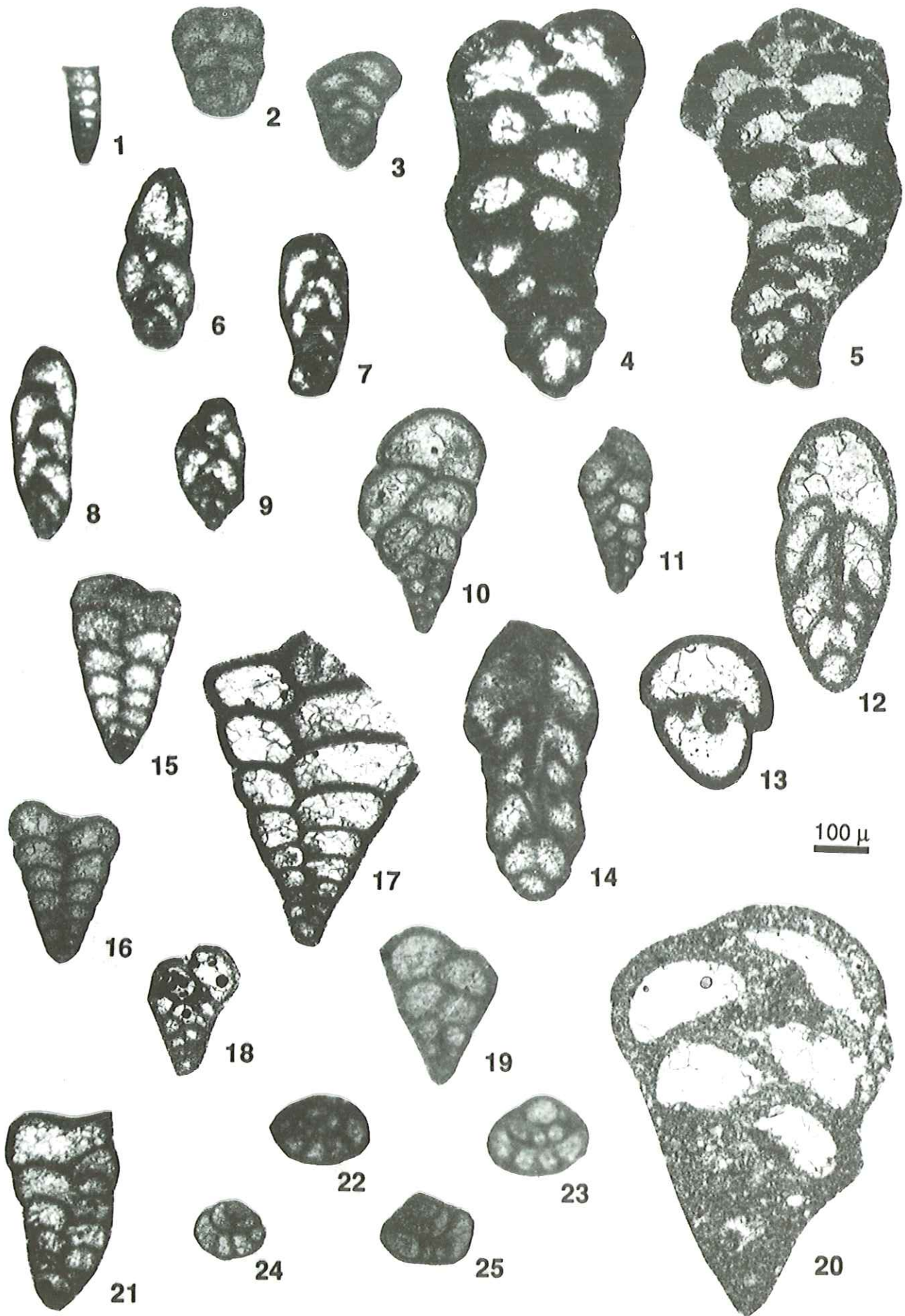


Planche V

- Fig. 1 à 3 – *Arenobulimina* aff. *corniculum* ARNAUD-VANNEAU. x 100.
 1 – Section subaxiale. B108, Brunette, au-dessus de Ju5, Urganien blanc.
 2 – Section oblique. Va193, Vallorbe, Ju6-Ju7, Urganien blanc.
 3 – Section oblique. E71, Eclépens, Ju3-Ju5, Urganien jaune.
- Fig. 4 – *Arenobulimina cochleata* ARNAUD-VANNEAU. x 100.
 4 – Section subaxiale. Va15, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
- Fig. 5 à 8 – *Arenobulimina* ? sp. A. x 100.
 5 – Section subaxiale. Va42, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
 6 – Section transverse. E103, Eclépens, Ju3-Ju5, Urganien jaune, oolithisée.
 7 – Section subaxiale. B69, Brunette, au-dessus de Ju5, Urganien blanc.
 8 – Section subaxiale. OM20, Orbe à Montcherand, au-dessus de Ju6, Urganien blanc.
- Fig. 9 à 11 – *Pfenderina globosa* FOURY. x 50.
 9 – Section oblique. GO45, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urganien blanc.
 10 – Section oblique. GO20, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urganien blanc.
 11 – Section oblique. GO39a, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urganien blanc.
- Fig. 12 et 13 – *Vercorsella arenata* ARNAUD-VANNEAU. x 100.
 12 – Section subaxiale. E50, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
 13 – Section subaxiale. B76, Brunette, au-dessus de Ju5, Urganien blanc.
- Fig. 14 à 17 – *Sabaudia minuta* (HOFKER JR.). x 100.
 14 – Section longitudinale. Va201, Vallorbe, au-dessus de Ju7, Urganien blanc.
 15 – Section longitudinale. Va201, Vallorbe, au-dessus de Ju7, Urganien blanc.
 16 – Section subaxiale. Va201, Vallorbe, au-dessus de Ju7, Urganien blanc.
 17 – Section longitudinale. Va201, Vallorbe, au-dessus de Ju7, Urganien blanc.
- Fig. 18 – *Pseudolituonella gavonensis* FOURY. x 100.
 18 – Section subaxiale GO19, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urganien blanc.
- Fig. 19 à 21 – *Incertae sedis*. x 100.
 19 – Va 192, Vallorbe, Ju6-Ju7, Urganien blanc, (= *Koskinobulimina socialis* CHERCHI & SCHROEDER).
 20 – B59, Brunette, Ju3-Ju6, Urganien jaune.
 21 – R28, La Russille, au-dessus de Ju5, Urganien blanc.

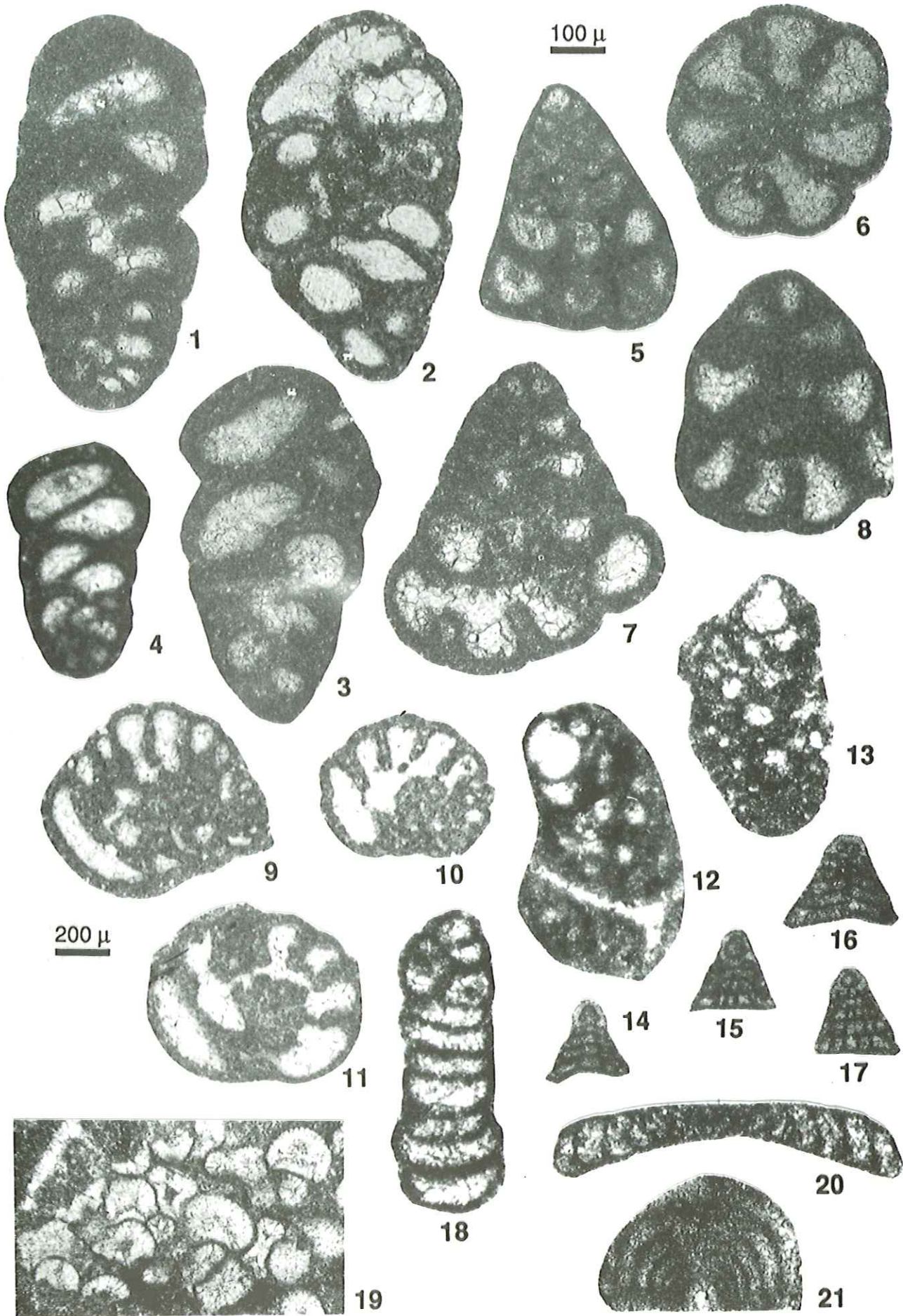


Planche VI

- Fig. 1 et 2 – *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC). x 50.
1 – Section subaxiale. B69, Brunette, au-dessus de Ju5, Urganien blanc.
2 – Section transversale. Va89, Vallorbe, Ju5-Ju6, Urganien blanc.
- Fig. 3 à 5 – *Paracoskinolina reicheli* (GUILLAUME). x 50.
3 – Section tangente. E129, Eclépens, Ju5-Ju6, Urganien blanc.
4 – Section subaxiale. R30a, La Russille, au-dessus de Ju5, Urganien blanc.
5 – Section subaxiale. VH67a, Goulet d'Hurtières, au-dessus de Ju5, Urganien.
- Fig. 6 à 9 – *Praedictyorbitolina carthusiana carthusiana* CHERCHI & SCHROEDER. x 50.
6 – Section tranverse oblique. B2, Brunette, Ju3-Ju5, Urganien jaune.
7 – Section subaxiale oblique. GO32, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urganien blanc.
8 – Section transverse légèrement oblique. B93, Brunette, Ju3-Ju5, Urganien jaune.
9 – Section transverse oblique. L172a, La Lance 2, au-dessus de Ju6, Urganien blanc.

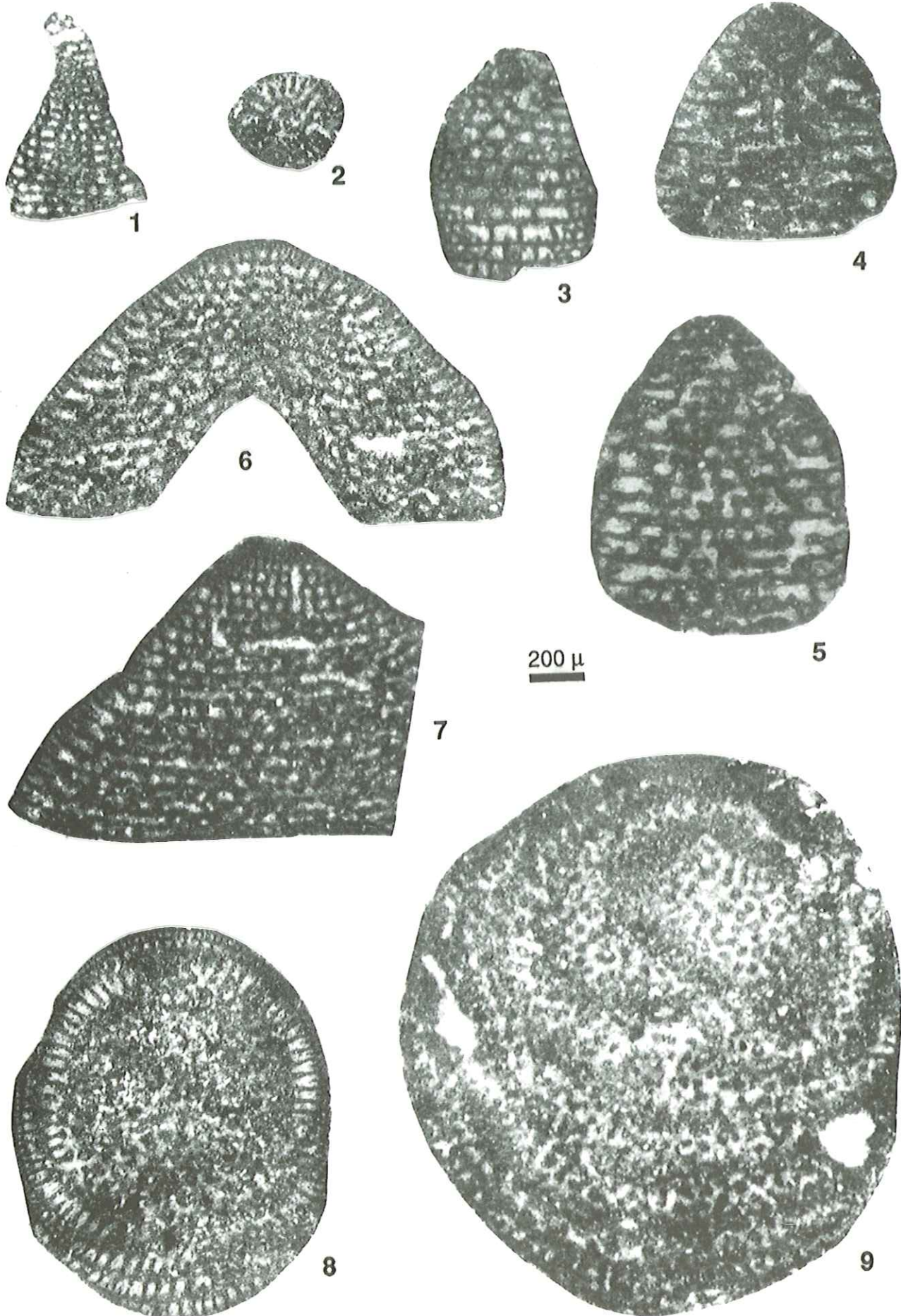


Planche VII

- Fig. 1 - *Urgonina* ? sp. 1 - ARNAUD-VANNEAU. x 50.
1 - Section subaxiale. Va181, Vallorbe, Ju6-Ju7, Urgonien blanc.
- Fig. 2 - *Falsurgonina* ? sp.1 ARNAUD-VANNEAU. x 50.
2 - Section oblique. GO17,5, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
- Fig. 3 - *Falsurgonina* ? sp. x 50.
3 - Section subaxiale. VH66, Goulet d'Hurtières, au-dessus de Ju5, Urgonien.
- Fig. 4 - *Eygalierina* ? *turbinata* FOURY. x 50.
4 - Section axiale. L172a, La Lance II, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
- Fig. 5 à 7 - *Valserina broennimanni* SCHROEDER & CONRAD. x 50.
5 - Section transversale oblique. GO50, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
6 - Section tangentielle. L127, La Lance II, Ju5-Ju6, Urgonien blanc.
7 - Section subaxiale. GO50, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
- Fig. 8 et 9 - *Cribellopsis schroederi* ARNAUD-VANNEAU. x 50.
8 - Section subaxiale oblique. B69, Brunette, au-dessus de Ju5, Urgonien blanc.
9 - Section subaxiale oblique. L98c, La Lance II, Ju5-Ju6, Urgonien blanc.

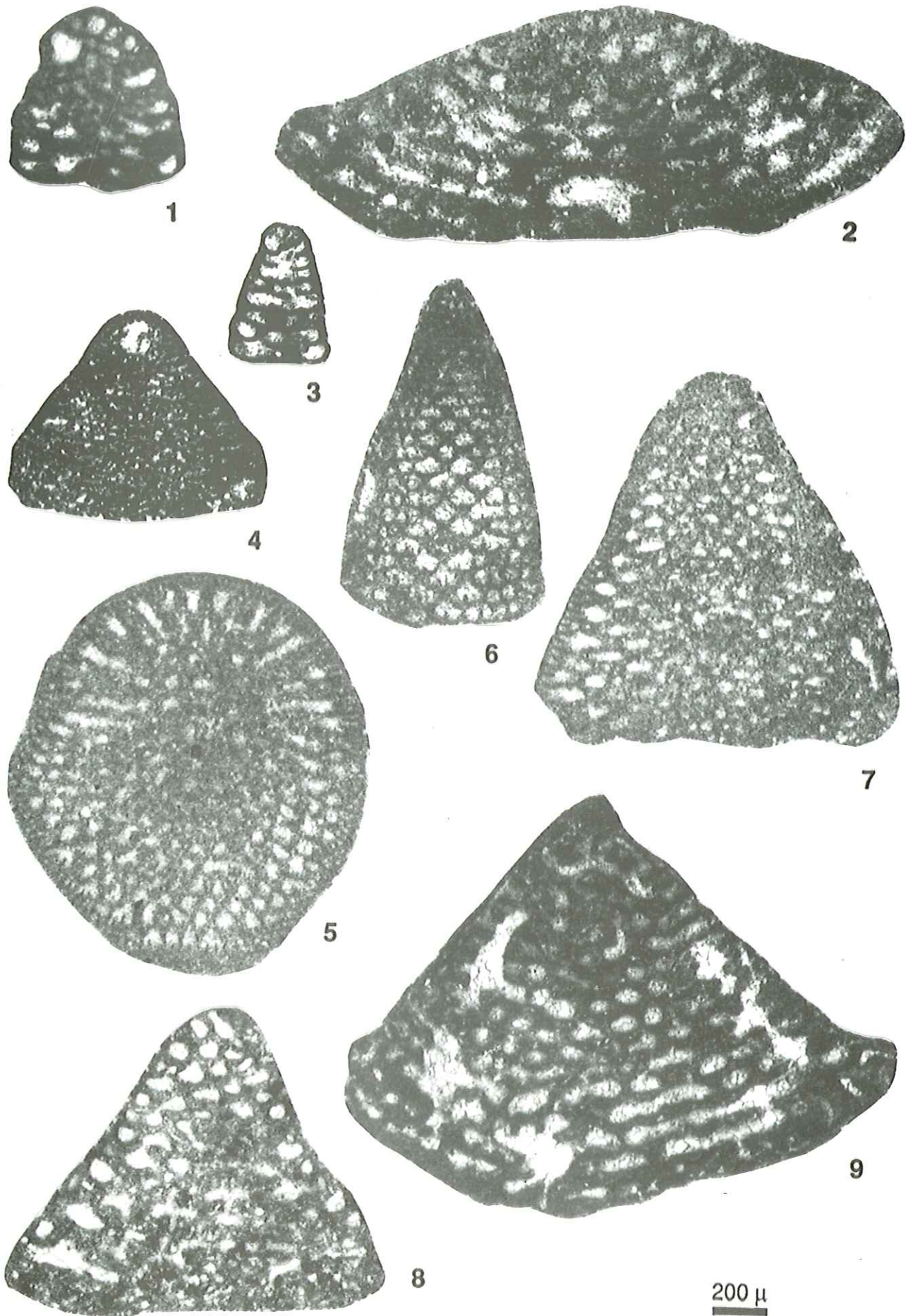


Planche VIII

- Fig. 1 et 2 – *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH). x 50.
1 – Section orientée axiale, Pa2. La Lance II, au dessus de Ju7, Marnes vertes. x 50
- Fig. 3 – *Palorbitolina cf. lenticularis* (BLUMENBACH).
3 – Section axiale. L114, La Lance II, Ju5-Ju6, Urgonien blanc.
3a : x 50.
3b : x 100.
- Fig. 4 – *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH). x 100.
4 – Section axiale. CHCC2, Font d'Urle, Chaud Clapier (Vercors méridional), Calcaires urgoniens, Barrémien supérieur, zone à Feraudianus. Noter la similitude de cet appareil embryonnaire avec celui de la fig. 3.
- Fig. 5 – *Eopalorbitolina ? sp.* x 100.
5 – Section axiale. PW33H, La Presta, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
- Fig. 6 et 7 – *Paleodictyoconus ? sp.* x 50.
6 – Section subaxiale oblique. L132, La Lance II, Ju5-Ju6, Urgonien blanc.
7 – Section subaxiale. L161, La Lance II, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
- Fig. 8 à 10 – *Cornulocolina cf. tenue* NEAGU. x 100.
8 – Section longitudinale. Va 34, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
9 – Section longitudinale. Va 19, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
10 – Section longitudinale. Va 24, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.

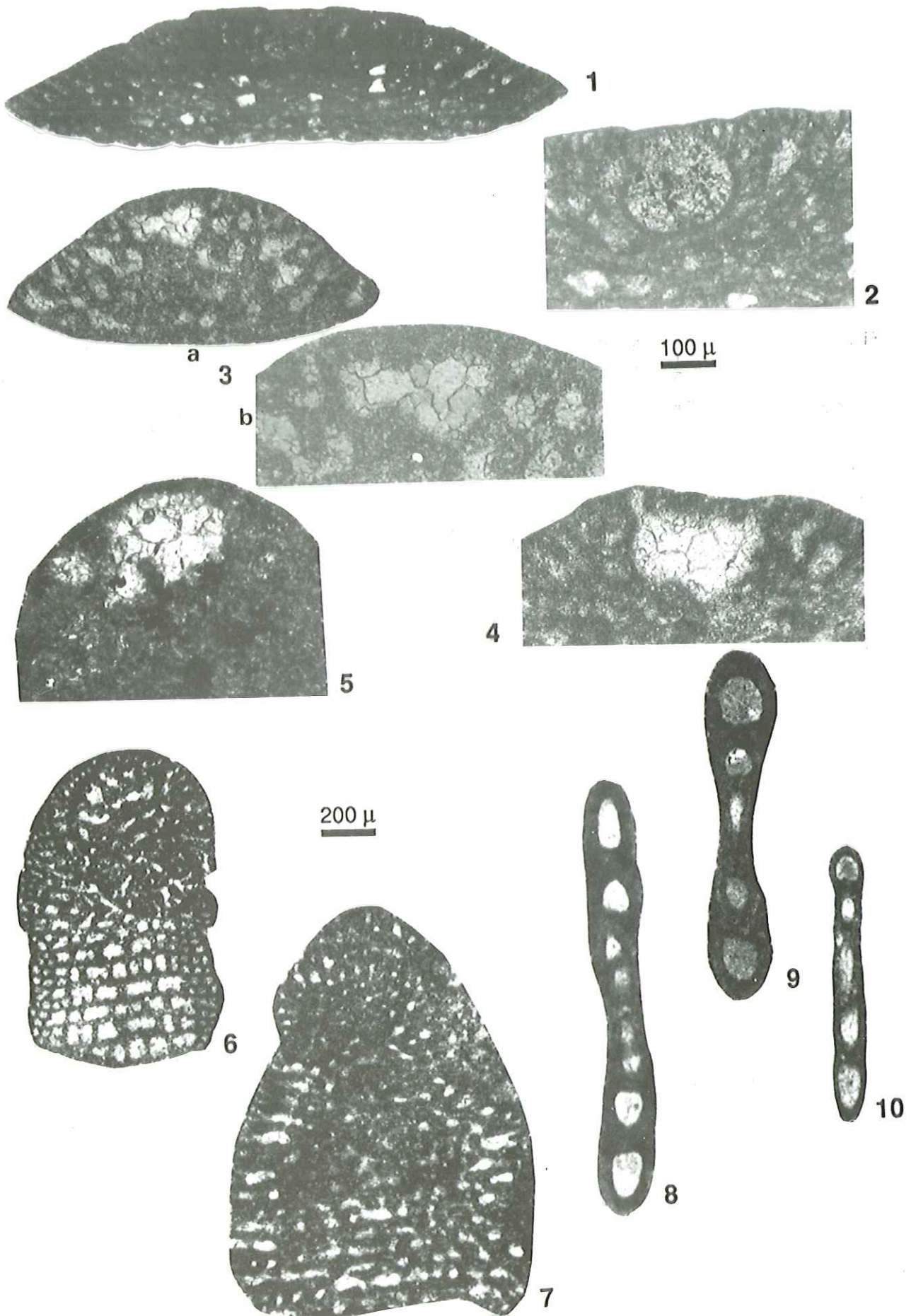


Planche IX

- Fig. 1 - *Spiroloculina* sp. ARNAUD-VANNEAU. x 100.
1 - Section longitudinale. Va201, Vallorbe, au-dessus de Ju7.
- Fig. 2 - *Schlumbergerina* ? sp. x 100.
2 - Section transverse. E42, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
- Fig. 3 - *Derventina filipescui* NEAGU. x 100.
3 - Section transverse. E45, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
- Fig. 4 et 5 - *Istriloculina alimanensis* NEAGU. x 100.
4 - Section transverse. E57, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
5 - Section transverse. E27, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
- Fig. 6 et 7 - *Istriloculina elliptica* (IOVCHEVA). x 100.
6 - Section transverse. E109, Eclépens, Ju3-Ju5, Urgonien Jaune.
7 - Section transverse. E50, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
- Fig. 8 - *Massilina mirceai* (NEAGU). x 100.
8 - Section transverse. E20, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune, oolithisée.
- Fig. 9 à 11 - *Moesiloculina danubiana* (NEAGU). x 100.
9 - Section transverse. E26, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune, oolithisée.
10 - Section transverse. E25, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune, oolithisée.
11 - Section transverse. MU64, Monts-de-Musièges, Ju2-Ju3.
- Fig. 12 - *Moesiloculina* aff. *danubiana* (NEAGU). x 100.
12 - Section transverse. E7, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
- Fig. 13 - *Moesiloculina histri* (NEAGU). x 100.
13 - Section transverse. Va11, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
- Fig. 14 - *Moesiloculina* aff. *histri* (NEAGU). x 100.
14 - Section transverse. E49, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
- Fig. 15 à 17 - *Quinqueloculina robusta* NEAGU. x 100.
15 - Section oblique. E23, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune, oolithisée.
16 - Section transverse. E109, Eclépens, Ju3-Ju4, Urgonien Jaune, oolithisée.
17 - Section transverse. GO-6, Gorges de l'Orbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
- Fig. 18 - *Nummoloculina* sp. ARNAUD-VANNEAU. x 100.
18 - Section transverse. E28, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune, oolithisée.

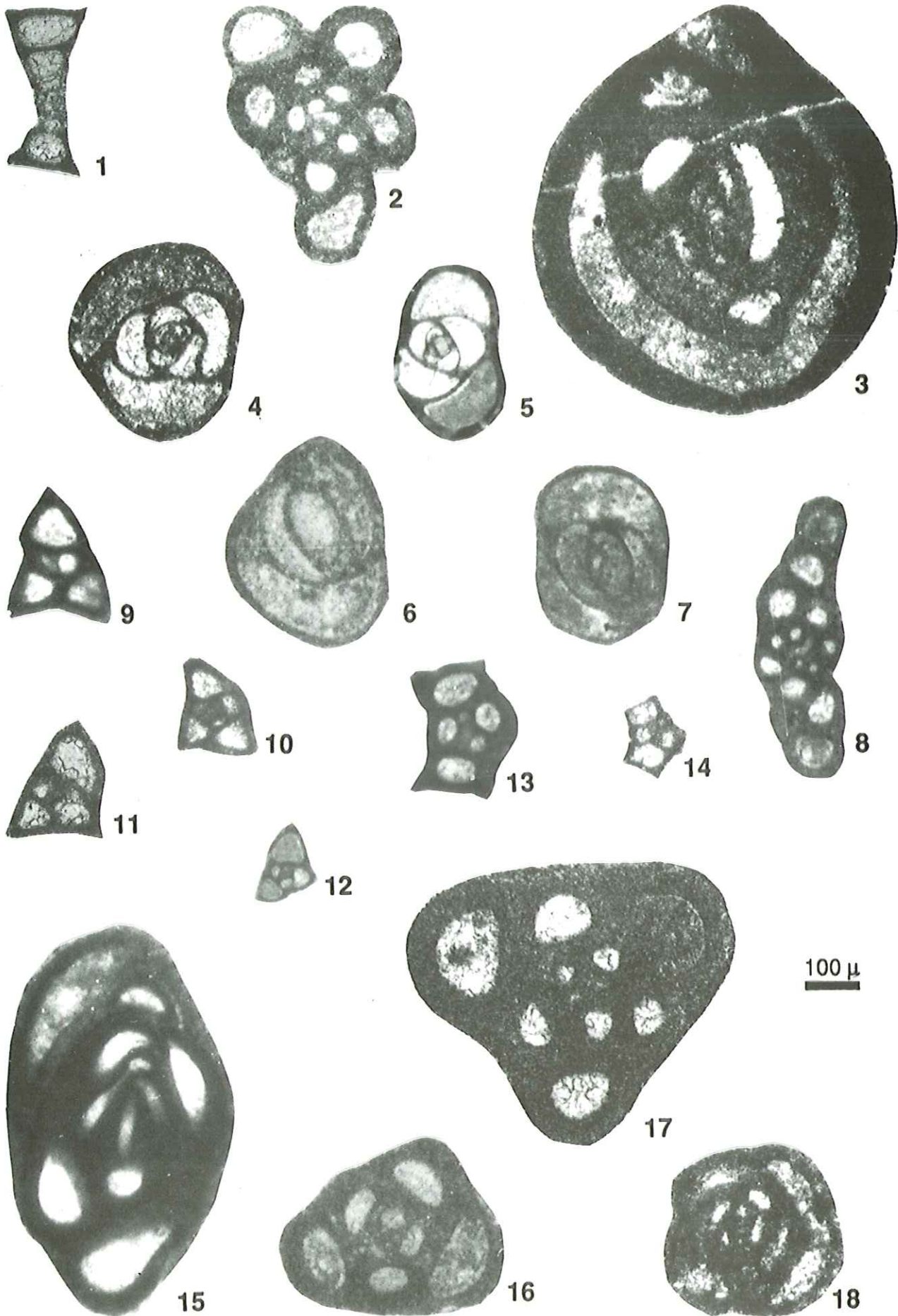
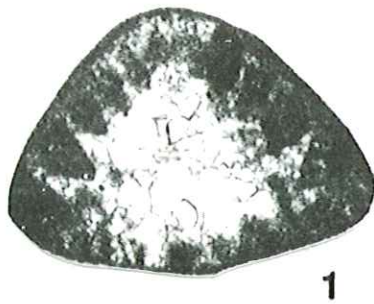
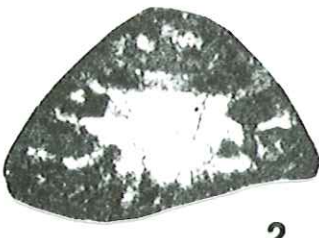


Planche X

- Fig. 1 à 3 – *Trocholina odukpaniensis* DESSAUVAGIE. x 50.
- 1 – Section subaxiale. OM18b, Orbe à Montcherand, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
 - 2 – Section subaxiale. F98, Forage 567, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
 - 3 – Section subaxiale. OM16b, Orbe à Montcherand, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
- Fig. 4 à 6 – *Trocholina molesta* GORBATCHIK. x 50.
- 4 – Section subaxiale. GO-3, Gorges de l'Orbe, au-dessous de Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
 - 5 – Section subaxiale. E51, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
 - 6 – Section subaxiale. GO19, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
- Fig. 7 – *Trocholina* cf. *infragranulata* NOTH. x 100.
- 7 – Section subaxiale. Va24, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
- Fig. 8 – *Neotrocholina* aff. *friburgensis* GUILLAUME & REICHEL. x 100.
- 8 – Section subaxiale. E77, Eclépens, Ju3-Ju5, Urgonien jaune (allochtone).
- Fig. 9 à 14 – *Lenticulina* sp. LAMARCK. x 50.
- 9 – Section oblique. Va54, Vallorbe Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
 - 10 – Section oblique. E20, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune.
 - 11 – Section transverse équatoriale. E35, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
 - 12 – Section axiale. Va44, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
 - 13 – Section oblique. Va54, Vallorbe, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
 - 14 – Section transverse équatoriale. E47, Eclépens, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
- Fig. 15 – *Nodosariidae* EHRENBERG. x 100.
- 15 – Section longitudinale. E20, Eclépens, Ju1-Ju2, Pierre Jaune (allochtone).



1



2



3



4



5

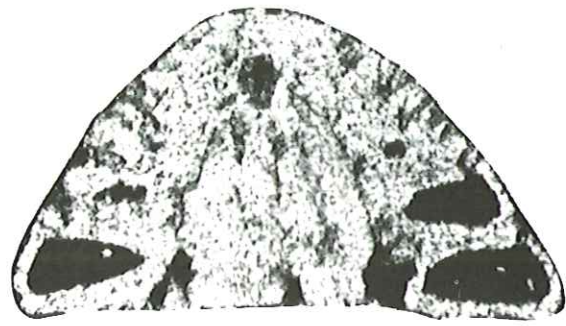


6



7

100 μ



8



9



10



11

200 μ



12



13



14

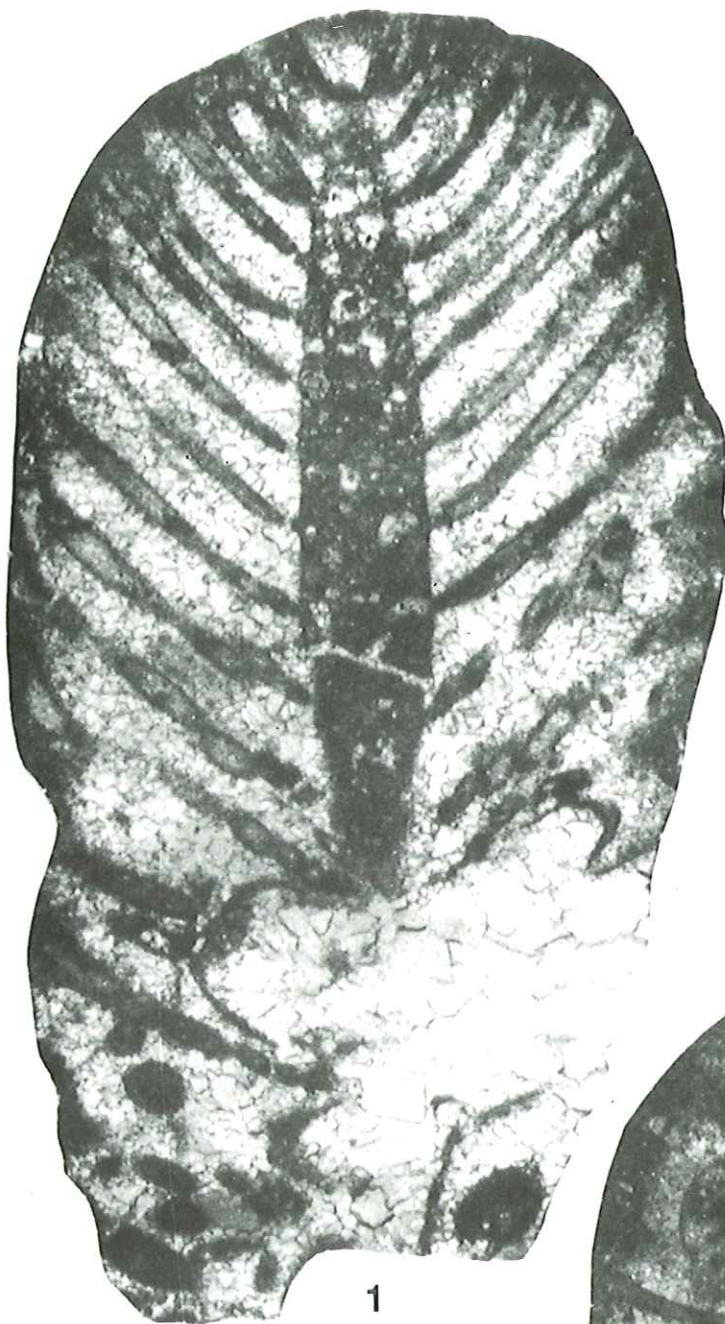


15

Planche XI

Fig. 1 à 4 – *Angioporella neocomiensis* CONRAD & MASSE. x 50.

- 1 – Section oblique. B93, Brunette, Ju3-Ju5, Urganien jaune.
- 2 – Section longitudinale. B93, Brunette, Ju3-Ju5, Urganien jaune.
- 3 – Section oblique. B93, Brunette, Ju3-Ju5, Urganien jaune.
- 4 – Section oblique. B94, Brunette, Ju3-Ju5, Urganien jaune.



200 μ

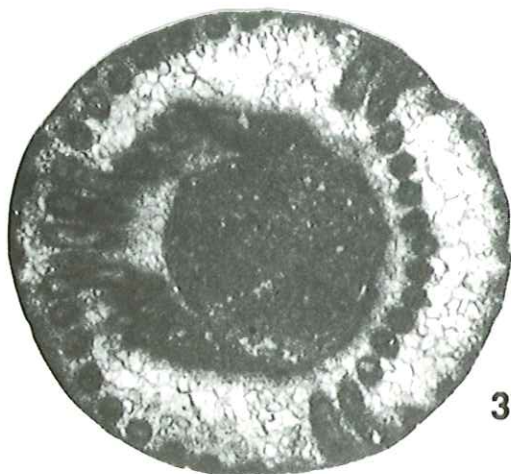


Planche XII

- Fig. 1 à 4 – *Dissocladella hauteriviana* MASSE. x 50.
 1 – Section oblique longitudinale. GO-5, Gorges de l'Orbe, au-dessous de Ju3, Pierre Jaune, oolithisé.
 2 – Section transversale. BU53, Buttes I, Ju2-Ju3, Pierre Jaune.
 3 – Section oblique longitudinale. BU56, Buttes I, Ju3-Ju5, Marnes de la Russille.
 4 – Section oblique longitudinale. B95, Brunette, Ju3-Ju5, Urgonien jaune.
- Fig. 5 et 6 – *Likanella* ? aff. *danilovae* RADOICIC. x 50.
 5 – Section longitudinale. E70, Eclépens, Ju3-Ju5, Urgonien jaune.
 6 – Section oblique. E72, Eclépens, Ju3-Ju5, Urgonien jaune.
- Fig. 7 – *Likanella* ? sp. x 50.
 7 – GO-5, Gorges de l'Orbe, au-dessous de Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
- Fig. 8 – *Pseudoactinoporella fragilis* CONRAD. x 50.
 8 – Section transverse. GO35, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
- Fig. 9 – *Salpingoporella* sp. x 50.
 9 – Section transverse. GO-8, Gorges de l'Orbe, au-dessous de Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
- Fig. 10 – *Salpingoporella melitae* RADOICIC. x 50.
 10 – Section oblique. GO-8, Gorges de l'Orbe, au-dessous de Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
- Fig. 11 – cf. *Salpingoporella melitae* RADOICIC. x 50.
 11 – Section oblique. GO35, Gorges de l'Orbe, au-dessus de Ju6, Urgonien blanc.
- Fig. 12 – *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ). x 50.
 12 – Section oblique. GO-8, Gorges de l'Orbe, au-dessous de Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.
- Fig. 13 et 14 – *Suppiluliumaella* sp. ELIOTT. x 50.
 13 – *Suppiluliumaella* cf. *corbarica*, Section oblique. E70, Eclépens, Ju3-Ju5, Urgonien jaune.
 14 – *Suppiluliumaella* gr. *corbarica* Section transverse. MU129, Monts-de-Musièges, Ju5-Ju6, Urgonien.

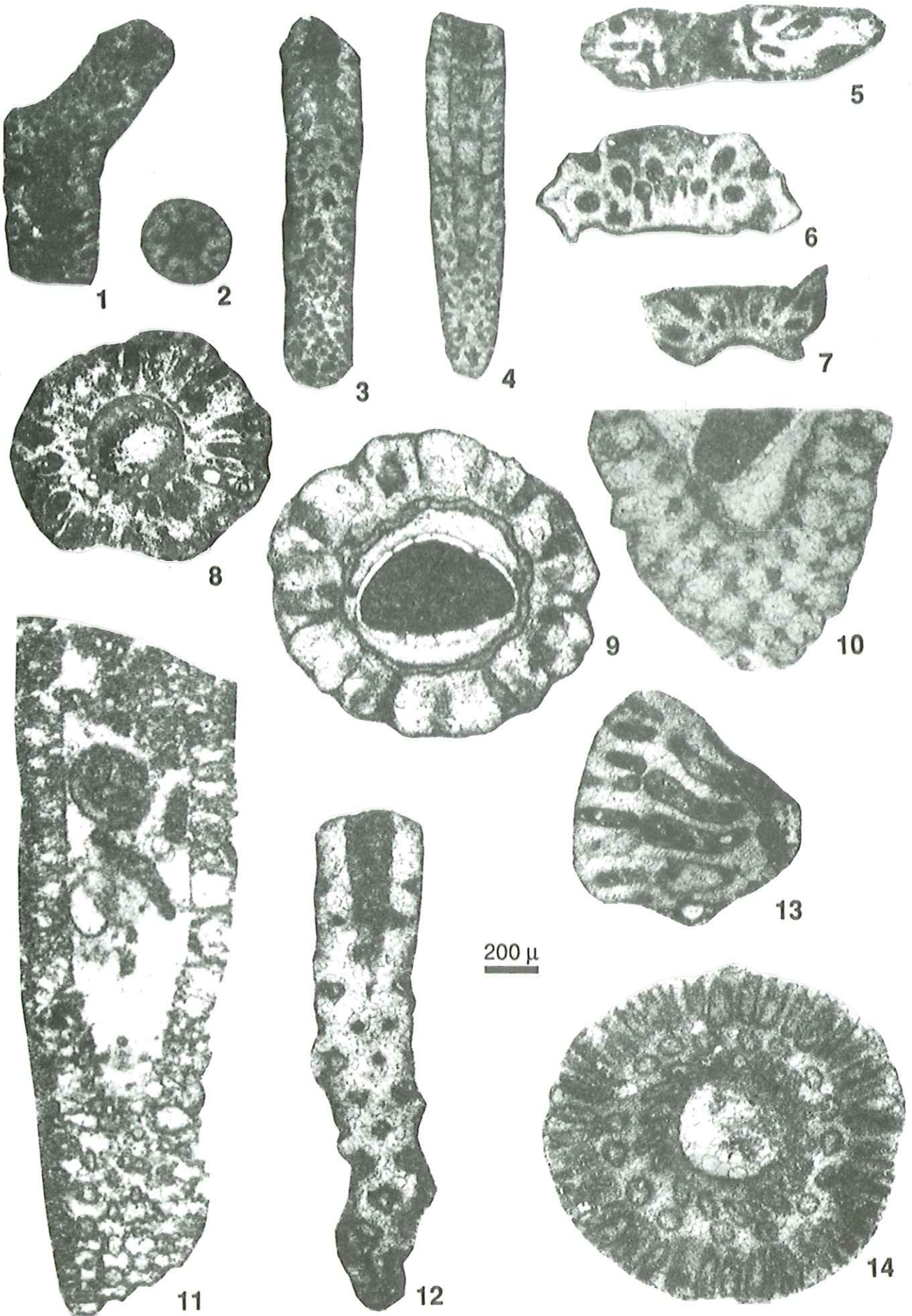
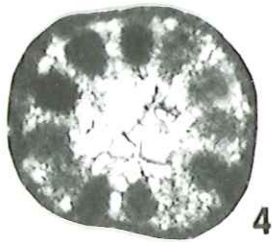
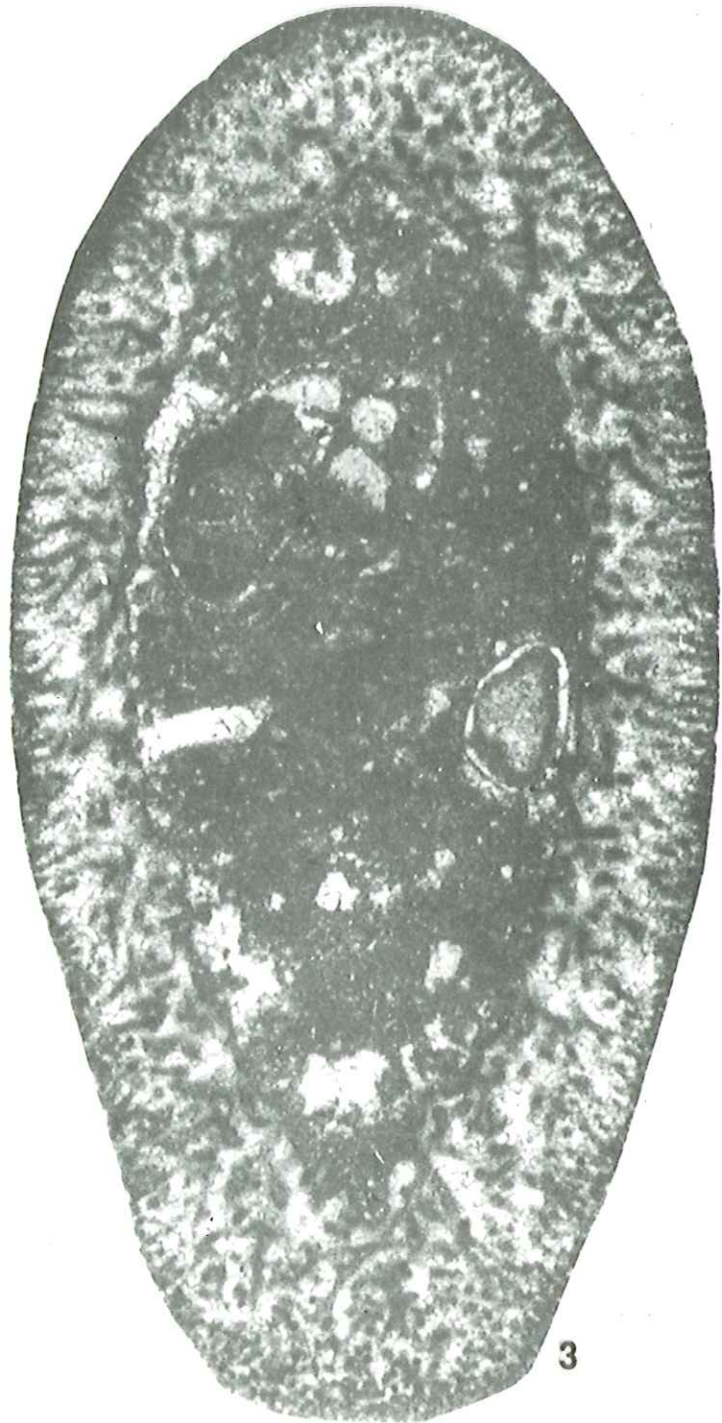


Planche XIII

- Fig. 1 - *Bakalovaella elitzae* (BAKALOVA). x 50.
1 - Section oblique. B93, Brunette, Ju3-Ju5, Urganien jaune.
- Fig. 2 - *Neomeris* sp. x 50.
2 - B41, Brunette, Ju3-Ju5, Urganien jaune.
- Fig. 3 - cf. *Boueina* sp. x 50.
3 - Section oblique. B93, Brunette, Ju3-Ju5, Urganien jaune.
- Fig. 4 à 6 - *Terquemella* sp. x 100.
4 - B1, Brunette, Ju3-Ju5, Urganien jaune, oolithisée.
5 - B48, Brunette, Ju3-Ju5, Urganien jaune, oolithisée.
6 - B105, Brunette, en-dessous de Ju3, Pierre Jaune, oolithisée.



200 μ

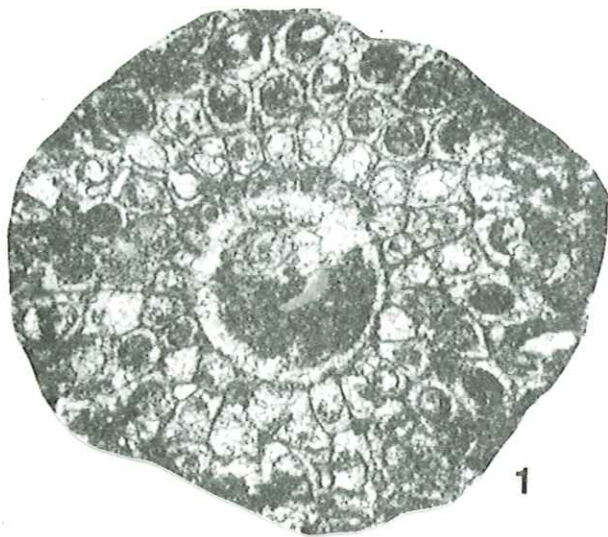


100 μ



Planche XIV

- Fig. 1 à 2 – *Macroporella ? praturloni* DRAGASTAN. x 50.
1 – Section transverse. F92, Forage 567. Algue caractéristique du Berriasien supérieur - Valanginien inférieur. Cette forme a été trouvée dans l'Urgonien blanc, entre Ju4 et Ju6 (forme transportée à bordure micritisée).
2 – Section oblique. F92, Forage 567. Algue caractéristique du Berriasien supérieur - Valanginien inférieur. Cette forme a été trouvée dans l'Urgonien blanc, entre Ju4 et Ju6 (forme allochtone à bordure micritisée).
- Fig. 3 – *Calpionellidae ? - Colomiellidae ?* x 100.
3 – Section subaxiale. E40, Eclépens. Cette forme subautochtone a été trouvée dans la matrice micritique de l'échantillon, dans la Pierre Jaune, entre Ju2-Ju3.
- Fig. 4 – *Danubiella cf. gracilima* NEAGU. x 50.
4 – Section subaxiale. Va27, Vallorbe. Foraminifère caractéristique du Berriasien supérieur - Valanginien basal. Cette forme a été trouvée dans la Pierre Jaune, entre Ju2 et Ju3 (miliolidé allochtone formant le nucleus d'une ooïde).
- Fig. 5 – *Eclusia cf. moutyi* SEPTFONTAINE. x 50.
5 – Section transverse. Va37, Vallorbe. Foraminifère caractéristique du Valanginien. Cette forme allochtone a été trouvée dans la Pierre Jaune, entre Ju2 et Ju3.
- Fig. 6 – *Tintinnopsella longa*. x 100.
6 – Section subaxiale. E31, Eclépens. Calpionelle caractéristique du Berriasien moyen élevé - Valanginien supérieur basal. Cette forme incluse dans un lithoclaste a été trouvée dans la Pierre Jaune, entre Ju2-Ju3.



1



2



3

100 μ

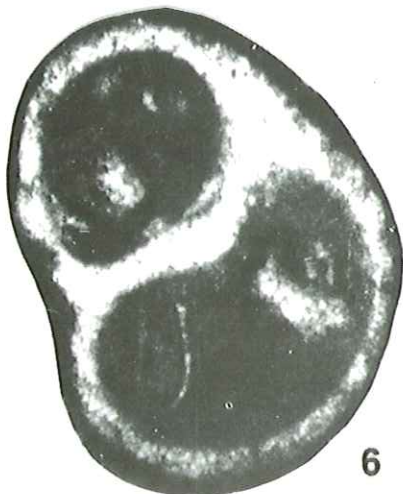


4



5

200 μ



6

Chapitre III

DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES, DIAGÉNÉTIQUES, BIOSTRATIGRAPHIQUES ET DÉCOUPAGE SÉQUENTIEL

A partir d'une synthèse des observations de terrain et de lames-minces, il s'agit d'établir une classification de microfaciès et de les placer sur un profil théorique de plate-forme.

La variation des microfaciès dans le temps (le long d'une coupe) et dans l'espace (corrélations entre différentes coupes) est une étude précieuse pour comprendre l'évolution des milieux. Elle permet encore de caractériser les séquences élémentaires et les discontinuités principales pour les intégrer dans un schéma d'analyse séquentielle à plus grande échelle.

1 – BUT ET MÉTHODES

1.1. Buts

L'interprétation des séries en analyse séquentielle nécessite de mettre en évidence les discontinuités dans la sédimentation, qui traduisent des événements tant régressifs que transgressifs. Divers outils ont été utilisés à cet effet : observations sur le terrain et en lames minces, d'une part, et interprétation en microfaciès d'autre part.

1.2. Critères d'observation

L'étude sédimentologique commence sur le terrain par l'observation des structures sédimentaires, des surfaces et joints de bancs, de la couleur, et des éléments reconnaissables directement sur place (macrofossiles, quartz ou/et glauconite, hard-ground, etc).

• Les surfaces

Les surfaces clefs utilisées dans ce travail ont été définies et caractérisées dans le chapitre I. Elles sont brièvement appelées ici :

- surfaces d'émergence,
- surfaces d'érosion,
- surfaces de condensation,
- surfaces mineures telles que les joints : limite entre deux bancs qui est marquée seulement par une rupture dans la continuité verticale du banc.

Plusieurs types de surfaces peuvent se combiner entre elles. Les discontinuités reconnues sur le terrain par Zweidler [1985] ont été désignées par une lettre (A, B, C, etc.). L'importance de ces discontinuités est réévaluée après l'analyse des microfaciès.

• Les figures sédimentaires

– Stratification oblique/entrecroisée : mégarides (ride asymétrique de taille décimétrique à métrique), barres sableuses à accrétion latérale, chenaux à accrétion latérale.

– *Washes-over* : intercalation d'un niveau d'éléments grossiers dans une série de lagon, délimitée par une surface érosive à sa base et constituée par une accumulation de débris.

• L'activité biologique

– Perforation de surfaces : certains bivalves (*Lithophaga*) ou éponges (*Cliona*) sont capables de perforer des surfaces durcies (HG, galets).

– Bioturbation : désorganisation du sédiment due aux déplacements d'organismes fouisseurs, laissant des traces comme des terriers, galeries, pistes. Elles sont surtout présentes et bien visibles dans les niveaux noduleux de l'Urgonien jaune ou des Marnes de la Russille.

• Les niveaux particuliers

– Niveaux à galets : dans les coupes étudiées, ces galets de taille centimétrique à décimétrique, de forme ovale, aplatis latéralement, sont perforés par des mollusques et éponges sur toute leur surface et souvent encroûtés ou incrustés par des bryozoaires, des annélides et des huîtres. D'après Cailleux et Tricart [1965] « ces marques d'activité animales sont le signe certain d'un ancien littoral, au point où on le trouve ou non loin ».

Leur origine peut être expliquée par l'apport de matériel fluviatile et sa remobilisation le long des plages ou par le démantèlement de falaises littorales par des processus de rétrogradation côtière [Blanc, 1995].

– Porosité : les niveaux anormalement poreux ne correspondent pas à un microfaciès particulier mais ils se marquent à l'affleurement par un surcreusement du profil d'érosion (par ex. : Gorges de l'Orbe). De plus, ces faciès poreux se détectent par leur perméabilité élevée. Dans certains cas, cette roche a un débit cubique (La Lance, Carrousel).

1.3. Méthodes

• Sur le terrain

Le levé des coupes consiste en la représentation détaillée du profil d'érosion, à l'échelle 1/100^e. Un

cartouche synthétise à côté du profil les observations sur la nature des éléments (quartz, bioclastes, silex) et le transport (stratifications entrecroisées). La légende correspondante est figurée sur l'annexe dépliant, en fin du mémoire. La position des échantillons prélevés est reportée à la cote correspondante sur le log. Pour assurer une base d'observation détaillée, les échantillons sont prélevés si possible à la base et au sommet de chaque banc et au minimum tous les 30 cm si aucun changement lithologique n'est visible.

• En laboratoire

Chaque échantillon a été observé en surface polie pour choisir la surface la plus représentative ou la plus riche en informations (structure sédimentaire, limite de banc, etc.). Un échantillon de même type est conservé pour l'étude minéralogique.

L'étude de laboratoire comprend l'analyse systématique des lames minces sous loupe binoculaire. Elle correspond à une description détaillée par analyse qualitative et quantitative des éléments qui la composent (matrice, éléments figurés et minéraux).

1.4. Termes descriptifs utilisés

L'évaluation du pourcentage de la matrice, des éléments figurés et des minéraux se fait à l'aide des chartes de Bacelle et Bosellini [1965] in Flügel [1982]. La somme des pourcentages relatifs des composants de la lame mince est égale à 100 % (matrice + éléments figurés + minéraux). La quantification des minéraux et des éléments figurés, sauf indication contraire, est exprimée en pourcentages relatifs.

Les autres éléments sont évalués de façon semi-quantitative ; il s'agit d'une variation relative où 1 = rare, 2 = présent, 3 = abondant, 4 = très abondant. Cette estimation a l'avantage de pouvoir montrer des variations même si une quantification réelle reste difficile à exprimer comme c'est le cas par exemple pour les oxydes de fer qui peuvent se présenter sous différentes formes, ou pour détailler les bioclastes tels que débris d'échinodermes, bryozoaires, foraminifères, etc.

Les pourcentages ou estimations des différents composants sont représentés par un diagramme, ce qui permet de figurer l'évolution des proportions des éléments dans la coupe. Ces diagrammes sont figurés en annexe.

1.4.1. Les minéraux observés en lame mince

Le quartz, présent en quantités variables (de 1 à 20 %), est d'origine détritique. Il se présente sous forme de grains plus ou moins arrondis. Une mesure systématique du plus grand diamètre de 20 grains par lame mince a été effectuée, pour lesquels la valeur moyenne de la

taille apparente a été calculée. La taille maximale du plus gros grain a également été mesurée. La moyenne et la mesure du diamètre maximal ont été reportées sous forme d'un diagramme (figure en annexe) qui permet de représenter l'évolution verticale de la taille des grains.

On peut observer dans certains cas la présence de silicifications, soit dans des bioclastes (débris d'échinodermes), soit sous forme de nodules (Chb20). Dans les spicules de spongiaires, la silice amorphe a été remplacée soit par de la calcite recristallisée, soit, plus rarement, par du quartz néoformé en rosette (Mu2, Mu5, Mu11). Ces silicifications sont dues à des circulations de fluides chargés en silice qui reflètent une forte altération continentale.

La glauconite : assez rare (de quelques grains à 1 %), ce minéral argileux à forte teneur en Fe^{3+} se présente le plus souvent sous la forme de grains verts arrondis, éventuellement en remplissage de loges de foraminifères ou de bryozoaires. Sa couleur verte indique un milieu de formation réducteur. Actuellement, elle se forme en milieu marin à des profondeurs allant de 50 à 500 m. Par oxydation elle peut se transformer en goethite qui donne par exemple la patine jaune de la « Pierre Jaune ».

La dolomite (Ca, Mg) $(CO_3)_2$: la morphologie en rhomboèdres zonés (noirs en leur centre et blancs en périphérie) disséminés dans la matrice se reconnaît facilement malgré leur petite taille. Son abondance est très variable, de quelques rhomboèdres isolés, elle peut occulter complètement la matrice. La coloration partielle de la lame mince à l'Alizarin-Rot permet de déterminer la nature du cristal : rouge -> calcite ou aragonite ; bleu-violet -> calcite ferrugineuse (> 1 % Fe) ; incolore -> dolomite ; bleu-verdâtre -> dolomie ferrugineuse. Dans les deux cas, la croissance des cristaux est secondaire car ils recoupent les éléments figurés. Les deux types de dolomite semblent liés à des phénomènes différents.

- Une dolomitisation relativement diffuse, caractérisée par des rhomboèdres zonés de calcite (en général au centre du rhomboèdre) et de dolomite (en périphérie), liée à des milieux ouverts (présence de débris d'échinodermes, foraminifères circalittoraux) (Musièges : Mu26 ; Eclépens : E8 ; la Chambotte : Chb15). L'analyse minéralogique des sédiments de la coupe d'Eclépens montre dans la même partie de l'ankérite. Cette dolomitisation serait liée à des apports de fluides riches en magnésium et en fer. Dans cette coupe, le maximum d'intensité du pic d'ankérite coïncide avec une discontinuité où les conditions chimiques (apport de Mg et Fe) et physiques auraient favorisé la formation d'ankérite. Ce type de dolomitisation peut se produire à des profondeurs importantes sans que le sédiment lui-même soit dans des conditions proches de l'émersion.

- Une *dolomitisation intense* masquant la structure et la nature du sédiment originel (La Chambotte). En lame mince, après coloration, les cristaux apparaissent entièrement dolomitiques et non zonés (par ex. : Chb57 et Chb58). Cette dolomitisation pourrait être liée à une période d'émersion qui provoquerait l'abaissement de la zone de battement de la nappe phréatique d'eau douce et d'eau de mer, zone où la dolomitisation est possible [Tucker et Wright, 1990].

Les deux types de dolomitisation, bien que de genèse et d'intensité différente, traduisent un changement physico-chimique important à proximité des discontinuités (au-dessus pour l'ankérite, en dessous pour une dolomitisation intense).

Oxydes / hydroxydes de fer (Fe, O, H) / pyrite (FeS₂) :

les oxydes de fer sont surtout caractéristiques par la couleur ocre-rouille qu'ils donnent à la roche (aussi bien en macroscopie qu'en microscopie). Ils peuvent se présenter sous forme de nodules dans la matrice, former un encroûtement autour des éléments, être concentrés sur les joints stylolithiques. Les formes des oxydes de fer sont très variées et rendent difficile l'estimation de son importance au sein de l'échantillon (proportions relatives par rapport à la surface de la lame).

La pyrite automorphe (cubique) a été rencontrée dans des milieux de dépôt internes (Monts-de-Musièges).

1.4.2. Les éléments figurés

Les éléments figurés sont composés de plusieurs fractions détaillées ci-après.

- Les **bioclastes** : ils représentent la fraction d'origine biogénique, fossiles entiers et débris plus ou moins arrondis dont l'origine peut être éloignée du lieu de dépôt. Les bioclastes observés sont tous plus ou moins transportés (cassures nettes, bord arrondis, micritisation).

Plusieurs types principaux de bioclastes ont été reconnus.

- Les spicules d'éponges : en lames minces, on ne trouve que des spicules calcitisés, exclusivement dans les milieux de dépôt de type « Marnes de La Russille » ; ils sont aussi présents, quoique quartzifiés, dans des milieux plus externes de la coupe de Musièges.

- Les annélides : le plus souvent il s'agit de tubes calcaires (serpules, pl. XVI, fig. 4a). On les observe presque exclusivement remaniés dans les dépôts de type « Marnes de La Russille », car ils sont en principe fixés sur des surfaces durcies. Certains se présentent sous forme de nodules (pl. XVI, fig. 4b).

- Les bryozoaires : très fréquents, ils se présentent sous forme de colonies branchues ou en boule, les premières étant actuellement connues dans des milieux ouverts. On trouve aussi des formes encroûtantes tout

particulièrement sur les madréporaires dans les « Marnes de La Russille » ou les niveaux noduleux de l'Urgonien jaune.

- Les débris d'échinodermes : très communs, les fragments ou débris de crinoïdes ou d'échinides (tests et radioles) sont facilement reconnaissables car ils sont formés d'un monocristal de calcite.

- Les madréporaires : ils sont presque toujours caractérisés par une morphologie en boule (à l'affleurement) ou beaucoup plus rarement sous forme branchue. En lame mince on reconnaît un dessin en « négatif » méandrique dont les parties initialement vides sont remplies de micrite : le squelette (à l'origine en aragonite) apparaît en calcite recristallisée.

- Les gastéropodes : on les reconnaît par la section caractéristique de leur test (originellement en aragonite) qui est recristallisé en calcite.

- Les bivalves : présents dans toutes les coupes, on les distingue soit par la nature de leur coquille (lamellaire pour les ostracés, à double constituant chez les rudistes : une partie externe en calcite lamellaire et une partie interne en aragonite recristallisée) ; leur distinction est importante pour déterminer l'environnement de dépôt.

- La microfaune et la microflore : il s'agit surtout d'algues et de foraminifères benthiques. Leur détermination et leur paléoenvironnement est exposé dans le chapitre micropaléontologie.

• Les éléments arrondis

- Les **pelloïdes** : petits débris micritisés (en moyenne 0,2 mm de diamètre) arrondis dont la forme est proche des pellets fécaux, sans structure interne visible. Ils sont souvent très bien triés. Plusieurs processus de formation sont possibles (fig. 20) :

- agglutination de particules de boues,
- micritisation complète de débris divers (algues calcaires, bioclastes, ooïdes, etc.)
- Les **pellets fécaux** (coprolithes) : leur forme est

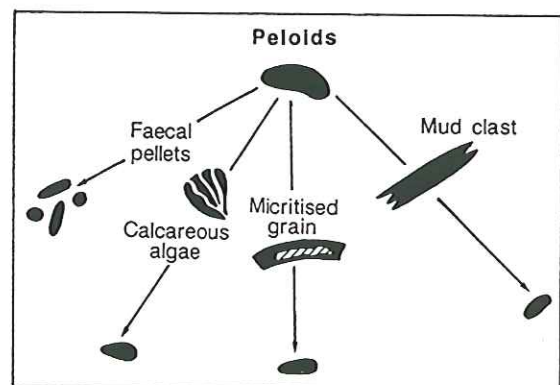


FIG. 20. - Origine des pelloïdes, d'après Tucker et Wright [1990].

proche des peloides, mais ils sont en général de taille légèrement plus grande. Généralement assez rares, on les identifie plus facilement lorsqu'ils sont bien préservés dans des cavités (type coquilles de gastéropodes ou anfractuosités dans des madréporaires). Les coprolithes observés ne montrent que très rarement une structure qui permettrait d'identifier l'organisme qui les a produits.

– Les **débris micritisés** : débris de toutes sortes (biogéniques, agrégats, ooïdes) entièrement micritisés, ce qui masque parfois totalement leur origine ; ils ne sont pas nécessairement arrondis et sont de plus grande taille que les peloides. La micritisation des éléments serait due à des perforations algaires, bactériennes ou à des champignons.

– Les **lithoclastes** (pl. XVI, fig. 3) : désignent ici [*sensu* Folk, 1962 in Flügel, 1982] tous les éléments de forme plus ou moins arrondie remaniés à partir d'un sédiment déjà lithifié, présentant parfois des perforations.

• Les « coated grains »

– Les **oncoïdes** : débris enrobés de pellicules irrégulières de micrite constitués par un ensemble de microcristaux de calcite sur des films algaires ; la taille des oncoïdes est supérieure à 2mm. Dans les dépôts récents, on les trouve le plus souvent dans des environnements à faible hydrodynamisme, hypersalins ou d'eau douce et associés à des fonds meubles [Flügel, 1982].

– Les **ooïdes** : grains carbonatés formés d'un nucleus (débris de bioclaste, particule micritisée, foraminifère, etc.) entouré d'un cortex dont la structure est fibroradiée, éventuellement avec plusieurs (1, 2 ou 3) générations de cortex. Les ooïdes à cortex concentrique ont été rarement observés. Il est courant, par contre, d'observer des ooïdes dont le nucleus est tombé dans l'espace vide correspondant au cortex dissout ; cette structure est considérée comme une modification diagenétique précoce et elle a été distinguée des ooïdes à cortex radiaire (voir tableaux de répartition de la microfaune en annexe). Leur formation est expliquée dans le paragraphe 1.6. (« Particularités diagenétiques, les altérations »).

1.4.3. La phase de liaison

Elle forme le liant qui cimente les éléments figurés en remplissant les espaces intergranulaires. Sa nature (micrite ou sparite) est liée à l'hydrodynamisme.

– Dans les zones protégées (mer ouverte profonde ou lagon) la matrice micritique peut se conserver. La taille des cristaux est en général $< 4 \mu\text{m}$. Le terme de matrice est aussi employé pour des sédiments dont les grains ont une taille $< 62 \mu\text{m}$ (boue). Selon Tucker et Wright [1990], dans les milieux actuels, c'est la

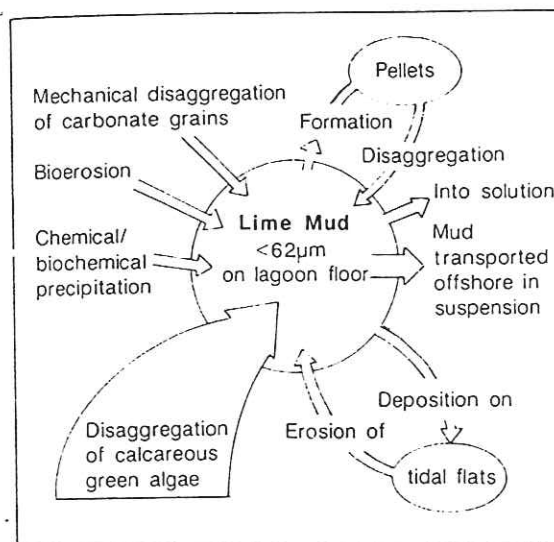


FIG. 21. – Bilan du cycle des boues carbonatées, « Bight of Abaco, Bahamas », d'après Tucker et Wright [1990].

désagrégation des algues vertes calcaires qui forme le composant principal (fig. 21). Une origine de la micrite vient de la désagrégation de particules carbonatées. La partie formée par activité bactérienne est loin d'être négligeable [Buczynski et Chafetz, 1993].

– Dans les zones d'action des vagues, la micrite est lessivée et la cimentation est sparitique. Le ciment est un terme utilisé plus volontiers pour des cristaux de calcite (cas le plus fréquent) formant une frange autour des éléments (ciment sparitique).

La nature du ciment est variable selon l'environnement de dépôt.

Les ciments de zone phréatique : le milieu étant totalement saturé d'eau, les cristaux se disposent en franges tout autour des éléments. Les cristaux de calcite précipités en zone phréatique d'eau douce sont de forme rhomboédrique [Moore, 1989] ; en milieu marin, les ciments sont disposés en une frange régulière de cristaux aciculaires. En milieu marin, la calcite est plutôt magnésienne alors que dans les milieux d'eaux douces elle est faiblement magnésienne. C'est la différence de composition ionique du milieu aquatique (fig. 22) qui serait à l'origine de morphologie de cristallisations différentes [Folk, 1974 ; in Moore, 1989].

Les ciments de zone vadose :

– les ciments microstalactitiques sont formés par un excès d'eau suspendu à la base du grain (gouttelette) où précipite la calcite ;

– les ciments en ménisques se forment aux points de contact entre les grains ; c'est la tension capillaire de l'eau résiduelle qui donne cette forme de ménisque. Des exemples seront figurés dans le paragraphe suivant.

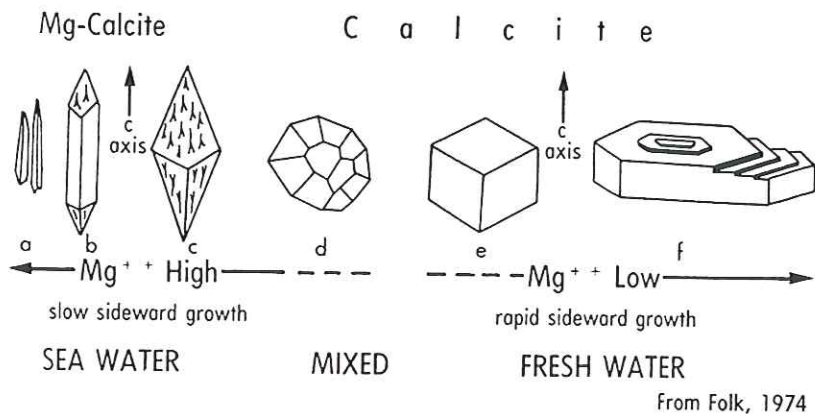


FIG. 22. – Morphologie de croissance des cristaux de calcite en fonction du rapport Mg/Ca, d'après Folk [1974, in Moore, 1989].

1.5. Classifications

• Classification de Dunham [1962]

Elle tient compte d'abord de la phase de liaison :

– si le ciment est sparitique, les éléments figurés sont jointifs => **grainstone**.

Si la matrice est micritique, on passe alors à la structure de la charpente :

– si les éléments figurés sont jointifs (« grain supported ») => **packstone**.

Si les éléments figurés ne sont pas jointifs (mud supported), on a encore deux possibilités :

– la matrice est micritique et contient plus de 10 % d'éléments figurés non jointifs => **mudstone** ;

– la matrice est micritique et contient moins de 10 % d'éléments figurés (non jointifs) => **wackestone** ;

– bioconstruction => **boundstone**.

Particulièrement rapide et simple, cette classification

sera utilisée dans la description des lames-minces pour montrer les variations de la nature du ciment (figure en annexe) donc indirectement les changements d'hydrodynamisme des conditions de dépôt.

• Classification de Folk [1959]

Plus précise du point de vue qualitatif que la classification de Dunham, elle sera utilisée pour la description des microfaciès.

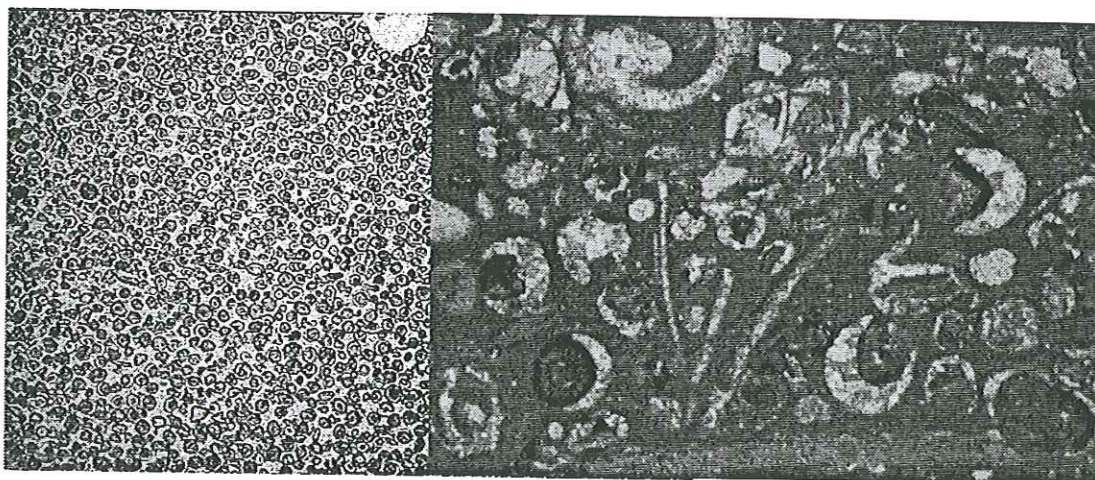
Elle utilise à la fois la nature et la proportion des éléments figurés (allochems). Les éléments figurés les plus abondants seront désignés par un préfixe tel que oo- (ooïde), bio- (éléments biogéniques), pel- (peloïdes), litho- (lithoclastes), etc. Le ciment (-sparite) ou la matrice (-micrite) constituera le suffixe. La combinaison du préfixe et du suffixe caractérise le sédiment.

1.6. Les particularités diagénétiques, les altérations

Etant donnée la position paléogéographique très interne des séries du Jura par rapport à la bordure de la plate-forme, les événements diagénétiques enregistrés sont complexes et souvent superposés. Les niveaux étudiés marqués par d'importantes altérations souvent liées à des émergences correspondent à des anomalies de porosité (oomoldique, intergranulaire, fermée ou ouverte), des microkarsts et des ciments vadoses.

1.6.1. Porosité oomoldique, porosité intergranulaire

Ce phénomène est de loin le plus courant, puisqu'on



BU25 : ooides à cortex dissout et non dissouts. BU29 : ooides à cortex dissout remaniés avec divers bioclastes

FIG. 23. – Ooïdes à cortex dissout des lames BU25 et Bu29.

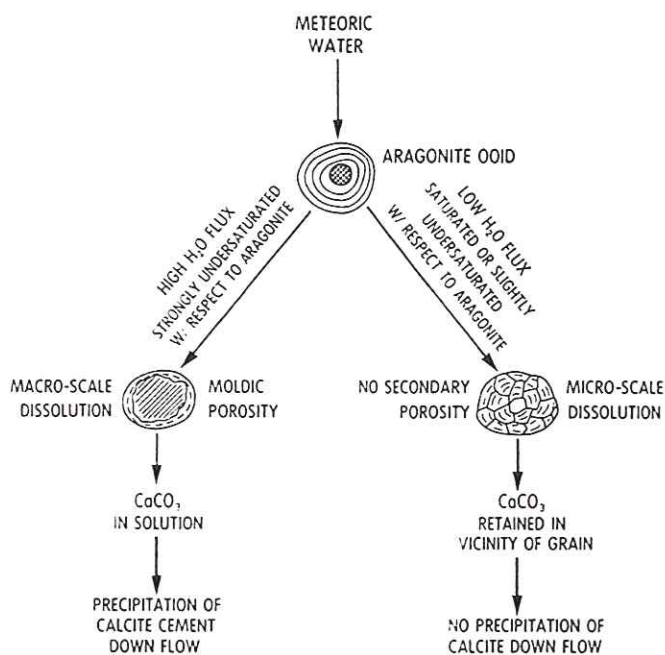


FIG. 24.- Schéma des types de dissolution des oïdes [Moore, 1989]

le retrouve à peu près à tous les niveaux de l'Hauterivien-Aptien.

• Exemple de porosité fermée, Buttes (fig. 23).

En général, les oïdes à cortex dissout se présentent dans des sparites associées à des oïdes à cortex non dissout (BU25). Dans la lame (BU29) des oïdes à cortex dissout sont resédimentés (fig. 23) dans une micrite associée à divers bioclastes. Dans les deux cas, les nuclei restant après la dissolution du cortex sont orientés de manière quelconque et ils sont associés à d'autres éléments non dissouts. BU25 se place immédiatement au-dessus d'une discontinuité mineure dans la séquence Ju2 ; BU29 est placée un peu au-dessus de la lame précédente dans des faciès de transgression.

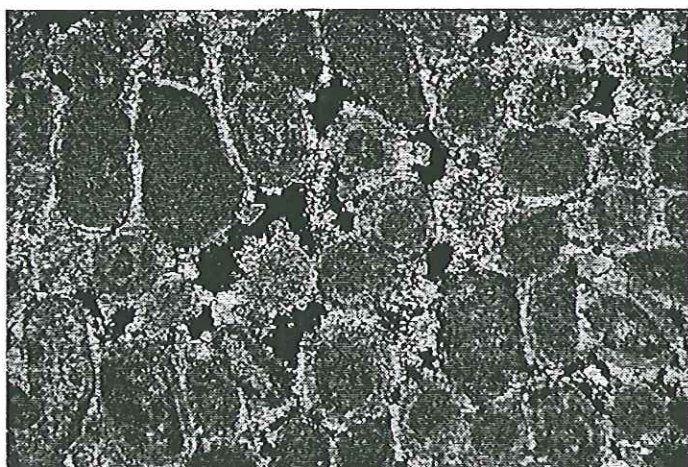


FIG. 25. - Porosité intergranulaire et ciments météoriques, (R7, lumière polarisée).

La dissolution du cortex des oïdes se fait dans des conditions de changement chimique des eaux ; en général, la présence d'eaux météoriques agressives facilite la dissolution du cortex des oïdes (fig. 24).

La présence dans une même lame d'oïdes altérés et dissouts orientés aléatoirement, associés à d'autres oïdes dont le cortex n'est pas dissout, indique que ces oïdes à cortex dissout ne se sont pas formées *in situ*, mais ont été transportées. Cela implique aussi que la dissolution du cortex, puis le colmatage par de la calcite de la cavité ainsi créée correspondent à deux stades successifs précoces, donc synsédimentaires (fig. 23).

Dans ce cas là, la porosité créée par la dissolution du cortex des oïdes est obturée par la cristallisation de calcite. L'espace intergranulaire est également complètement obturé par un ciment calcitique diagénétique si bien qu'il n'existe plus de porosité préservée.

• Exemple de porosité ouverte. Le réservoir des mines d'asphaltes de la Presta constitue le meilleur exemple de porosité ouverte et de perméabilité ; ses propriétés pétrophysiques ont été étudiées par Zweidler [1985]. D'autres exemples variés ont été observés et seront présentés ici.

• Exemple de porosité intergranulaire : La Russille (fig. 25).

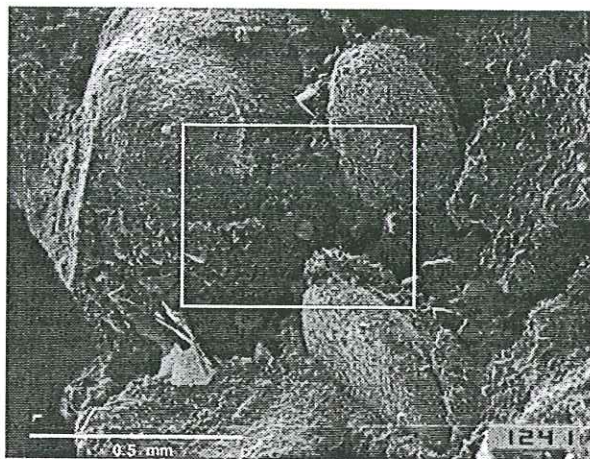
Plusieurs phases de cimentations sont enregistrées. La première est caractérisée par une cimentation marine (ciments aciculaires périgranulaires). La deuxième cimentation correspond à une cimentation de zone phréatique météorique (ciments irréguliers et rhomboédres de calcite). La deuxième phase de cimentation a permis aussi localement la dissolution du cortex des oïdes et même parfois l'oïde en entier, ainsi que le premier ciment. Enfin, une dernière phase de cimentation bloque partiellement les pores.

Le dépôt de cette fine oosparite s'est fait initialement dans des conditions marines ; la seconde phase est associée à la présence d'eaux météoriques plus agressives permettant la dissolution des premières cimentations et par endroits la dissolution du cortex des oïdes, d'une part, et d'autre part la cristallisation de calcite en dent de cochon.

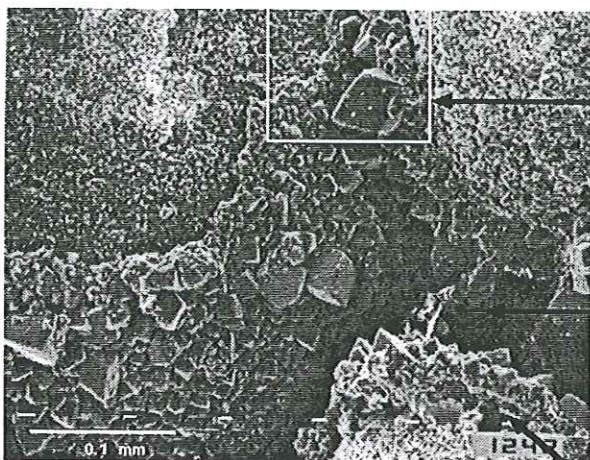
Cet échantillon se situe sous la discontinuité Ju3.

• Exemple de porosité intergranulaire et oomoldique : Forage F 32 (F 32/2) (fig. 26).

L'observation au microscope électronique à balayage (MEB) d'un échantillon poreux montre que la porosité est de plusieurs types : la plus importante, intergranulaire, est aussi associée à une porosité de type oomoldique et, dans le détail, à une porosité intercrystalline



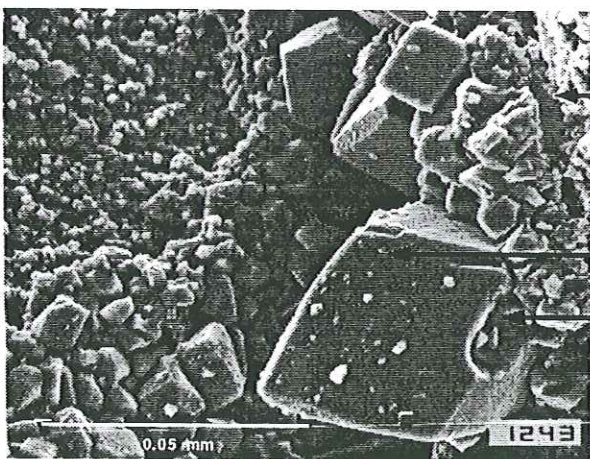
Echantillon F.32 Urganien blanc
Faciès oolithique à porosité
intergranulaire et porosité oomoldique.



Détail de la zone de contact entre deux
oïdes :

La présence de cristaux hétérométriques
et de rhomboédres indique la formation
du ciment dans une zone phréatique
d'eau douce.

Le vide intergranulaire n'a
pas été obturé par une
cimentation secondaire.



Dissolution du cortex des
oïdes par des eaux
agressives (météoriques)

Rhomboèdre de calcite
euhédrale

Zone de dissolution du cristal

FIG. 26. – Porosité intergranulaire, oomoldique et intercrystalline (F32/2, MEB).

(surface des oïdes également dissoutes, cristaux non jointifs).

La première cimentation marine à peine visible est recouverte par une cimentation de zone phréatique d'eau météorique (cristaux rhomboédriques). La surface des oïdes montre des cristaux aux angles émoussés par la dissolution. La porosité importante est associée à une grande perméabilité.

Dans ces deux exemples, la cimentation primaire est

marine. La seconde phase qui induit des dissolutions (partielles) et la cristallisation de ciments irréguliers a lieu dans une nappe phréatique d'eau douce.

1.6.2. Dissolutions et microkarstifications

• Exemple : Vallorbe (fig. 27).

Les cavités de plusieurs millimètres de haut

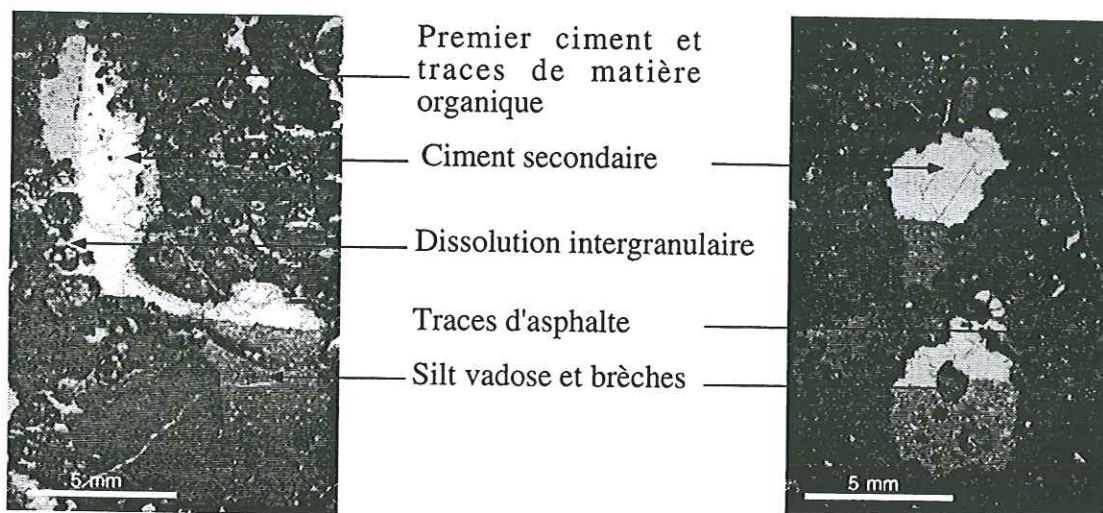


FIG. 27. – Microkarstification, dissolution et remplissages vadoses, (Va198).

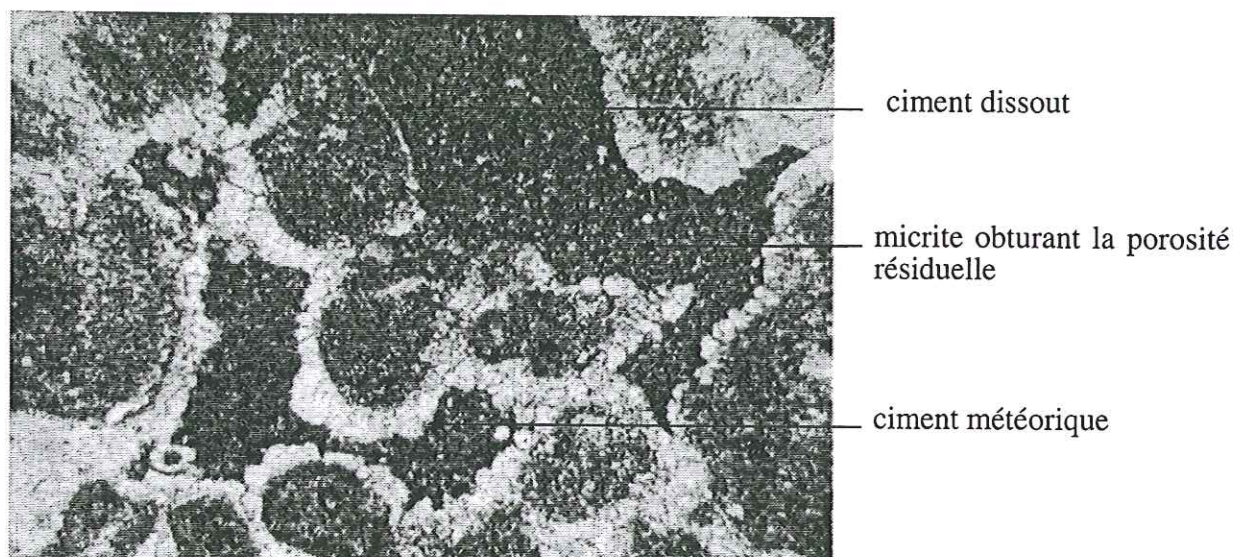


FIG. 28. – Ciments météoriques et dissolution, porosité fermée par remplissage micritique (Va 179).

montrent la dissolution de l'encastant et le remplissage des poches ainsi créées par des silts vadose issus du démantèlement de la matrice. Certains foraminifères sont presque totalement dégagés par la dissolution. Une cimentation secondaire sparitique vient obturer la porosité.

Dans le cas de la figure 27 (à gauche), les traces noires indiquent la présence de matière organique dans la cavité ainsi créée avant fermeture de la porosité par la cristallisation d'une sparite secondaire.

Ce type de microkarstification a lieu dans des sédiments se trouvant dans des conditions émerives de la zone vadose. Cet échantillon se situe sous la discontinuité Ju7.

1.6.3. Cimentations anormales

- Cimentation stalactitique, exemple : Vallorbe (fig. 28).

Les ciments stalactitiques de couleur jaunâtre sont semblables à des ciments marins. A d'autres endroits dans la lame, des ciments à gros cristaux d'origine météorique entourent partiellement les éléments. Les cristaux ont été dissouts dans la partie supérieure de la lame.

Dans cet échantillon, on observe l'interaction de trois environnements :

- un environnement marin indiqué par la nature du ciment stalactitique (non visible sur la figure 28) associé à une zone vadose (morphologie de la cristallisation : stalactitique),

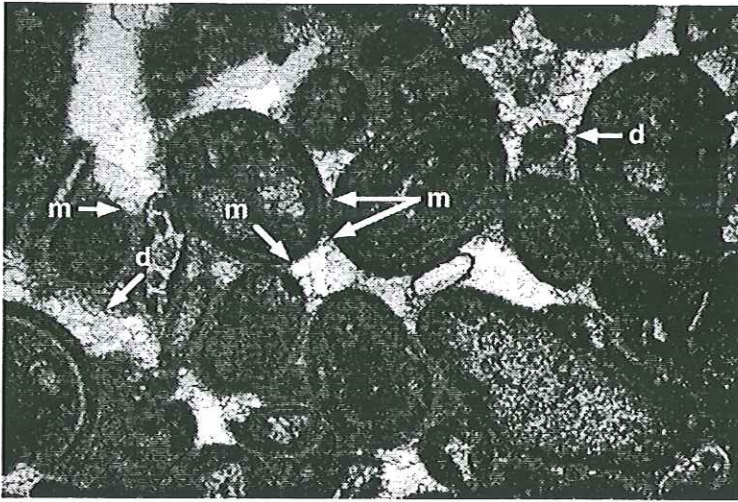


FIG. 29. – Ciments en ménisques (m) et dissolution intergranulaire (d), (Mu bc 40).

– un environnement de nappe phréatique d'eau météorique (ou simplement à l'échelle de la lame, d'une zone saturée en eau douce) suivie d'une altération par dissolution en zone vadose (seuls les cristaux de la partie supérieure des éléments ont été dissouts). Cet échantillon se situe sous une limite de séquence mineure vers le sommet de la séquence Ju6.

• Ciments en ménisque dans un galet, Monts-de-Musièges (fig. 29).

Le ciment présent dans ce galet montre des ménisques micritiques au niveau de la jointure entre les

éléments (flèches). La dissolution intergranulaire tend à montrer des structures similaires. Quoiqu'il en soit, les deux types de signatures indiquent la position d'un sédiment dans la zone vadose ; dans le premier cas (ciment en ménisque), la cristallisation se développerait dans une zone aérienne non saturée ; dans le second cas, les dissolutions indiqueraient une émergence relativement prolongée avec un début de microkarstification.

Le fait que l'on retrouve ces anomalies sous forme de galets dans les niveaux sus-jacents prouve bien que ces altérations ne sont pas récentes mais fossiles et se sont produites précocément. Cet échantillon se trouve au-dessus d'une limite de séquence mineure (F).

1.6.4. Conclusion

L'action des eaux météoriques agressives est la principale cause de la dissolution des cortex d'ooïdes, des ciments ou même du sédiment. Il en résulte en général une porosité assez importante, mais dans de nombreux cas la perméabilité est très faible car les connexions entre les porosités sont inexistantes ; la plupart de ces zones anomaliques ne peuvent alors constituer un réservoir potentiel. La complexité des phénomènes de cimentation, dissolution et dolomitisation dans les différents environnements

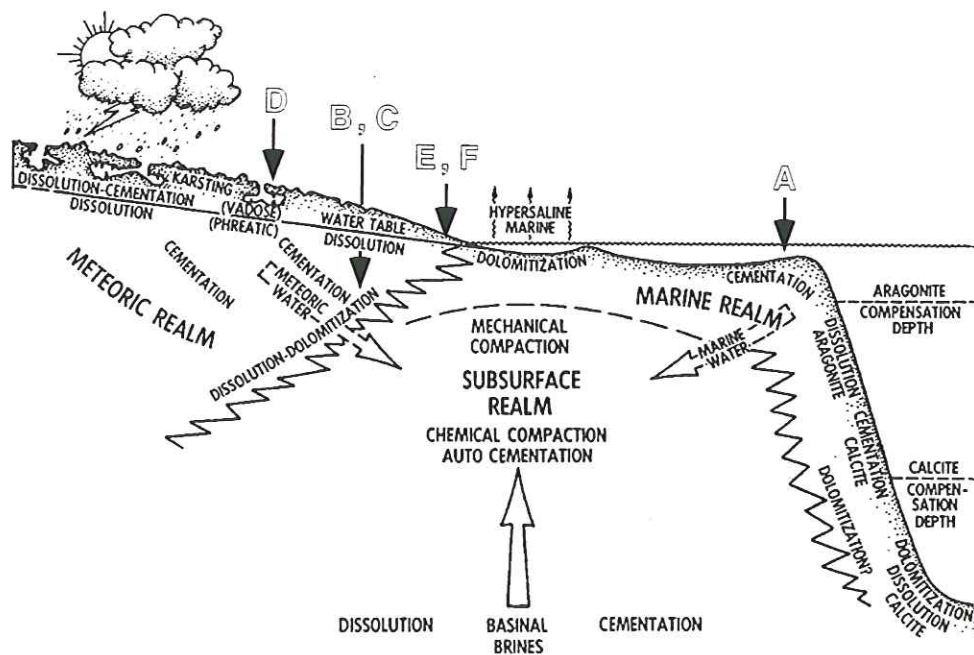


FIG. 30. – Relation entre la porosité des carbonates et les principaux environnements diagénetiques (météorique, marin et de subsurface), position des échantillons en fonction de la dernière phase de cimentation ou d'altération observée, modifié d'après Moore [1989].

diagénétiques est illustrée dans la figure suivante (fig. 30). Chaque exemple précédent y est reporté par une lettre :

- remaniement d'ooïdes à cortex dissout, A : Buttes I, BU25 et BU29,
- cimentation météorique et dissolution, B : Russille, R7 ; C : Forage F32, F32/2,
- microkarstification, D : Vallorbe, Va198,
- ciments asymétriques marins et ciments météoriques, dissolution, E : Vallorbe, Va179 ; F : Monts-de-Musièges, Mubc40. Plusieurs types peuvent se présenter en même temps dans certains échantillons.

Des variations eustatiques peuvent être indirectement à l'origine du changement de la nature chimique de la nappe phréatique. L'abaissement relatif du niveau de la mer entraîne l'abaissement des nappes d'eau douce et d'eau de mer ainsi que de la zone de mélange. Une zone initialement marine peut se retrouver dans une zone d'eaux douces. L'abaissement relatif du niveau de la mer permet aussi l'exondation de sédiments qui se trouvent alors sujets à l'altération météorique (dissolution, microkarstification).

Ces anomalies sont toutes situées à proximité des limites de séquences et les soulignent. Elles se situent soit au-dessous, et dans ce cas elles se sont formées *in situ* (microkarstification Va 198, dissolution), soit au-dessus de la limite, auquel cas ces anomalies se trouvent dans des éléments remaniés (Bu25, Bu29, Mubc40) et sont alors associées à des éléments n'ayant pas subi les mêmes altérations diagénétiques.

Toutes ces anomalies correspondent à des événements synsédimentaires précoces et sont la preuve d'émissions donc d'une sédimentation discontinue.

2. – INTERPRÉTATION EN MICROFACIÈS

L'interprétation des milieux de dépôt fossiles en microfaciès est déterminée par analogie avec les milieux de dépôts récents. L'utilisation des microfaciès pour mettre en évidence des discontinuités a déjà été largement démontrée [Arnaud-Vanneau, 1980 ; Viéban, 1983 ; Adatte, 1988 etc.] ; elle devrait permettre de plus des comparaisons entre les domaines de plate-forme des chaînes subalpines et le Jura.

2.1. Contrôle des paramètres physico-chimiques du milieu

La reconstitution des environnements de dépôt fait intervenir plusieurs observations : la présence (ou l'absence) de fossiles de faciès, la répartition des éléments figurés ainsi que la structure (phase de liaison) du sédiment.

2.1.1. Les fossiles de faciès

Les organismes marins liés au milieu de plate-forme carbonaté exigent des conditions physico-chimiques précises. Par analogie avec les environnements actuels, on peut établir une liste d'organismes dont la présence est liée aux facteurs de luminosité, d'oxygénation, d'agitation, de température et de salinité.

• facteurs physico-chimiques :

– la luminosité : organismes photosensibles (coraux, algues, certains grands foraminifères) et êtres vivants dépendants ; absence de luminosité marquée par des organismes sciaphiles (bryozoaires) ;

– l'oxygénation des eaux : liée à l'hydrodynamisme (madréporaires) ;

– l'agitation des eaux/les courants marins : indispensable aux organismes sessiles filtreurs (crinoïdes, bryozoaires, madréporaires, brachiopodes) ;

– température des eaux : coraux, certaines algues calcaires ;

– salinité : l'élément indicateur est la présence ou l'absence d'échinodermes, organismes qui ne vivent que dans des milieux sténohalins ; ou la présence/absence d'organismes adaptés à des salinités particulières (eaux sursalées : certains gastéropodes ; eaux douces ou saumâtres : charophytes) ;

– composition et consistance du substrat (organismes fixés sur un substrat dur tels que les ostréidés ou annélides).

2.1.2. La structure du sédiment

• Le sédiment :

– enregistre l'activité animale (bioturbation),

– subit et enregistre l'agitation des eaux (vagues, courants, etc), ce qui se traduit par un dévasage du sédiment : grainstone (matrice sparitique), taille des grains (fonction de l'agitation), structures sédimentaires particulières (litages obliques, entrecroisés, etc.),

– recueille les éléments détritiques venant du continent (quartz, argiles),

– est le siège des processus de cimentation et de la diagenèse (ciments mosaïque réguliers, ciments asymétriques, remplissages vadoses, néoformations minéralogiques).

Tenir compte de tous des facteurs permet de cerner l'environnement enregistré.

2.2. Description des microfaciès

Les microfaciès sont inspirés des travaux de Arnaud-Vanneau [1980], Flügel [1982], Viéban [1983] et Adatte [1988]. Ces microfaciès sont replacés sur un profil

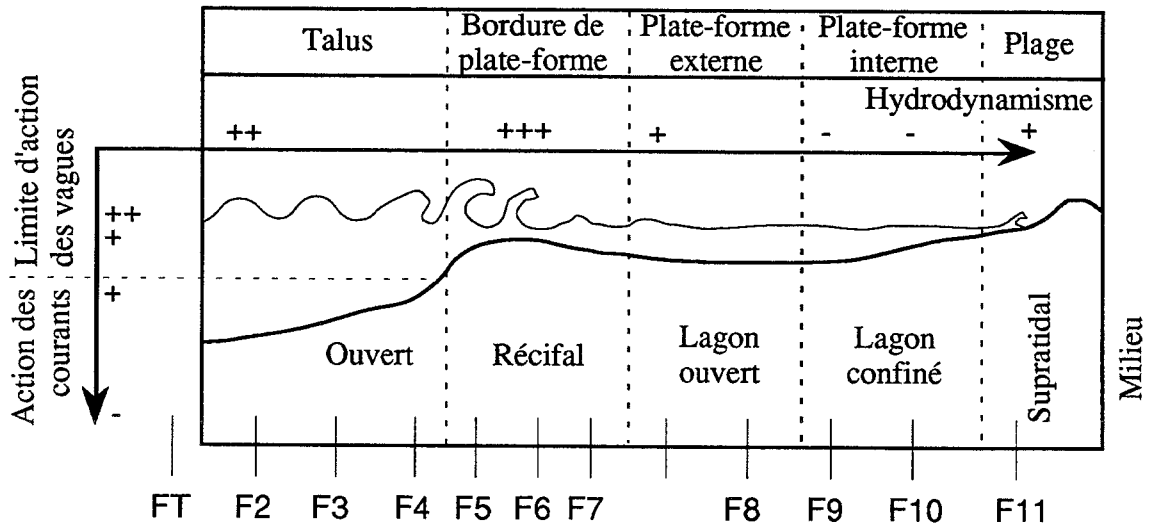


FIG. 31. – Hydrodynamisme et environnement d'une plate forme théorique.

théorique de plate-forme carbonatée qui ne correspond pas à un profil observé mais à une tendance évolutive du milieu de dépôt.

En effet, l'observation montre que la majeure partie des éléments constitutifs des sédiments (dont principalement les bioclastes, lithoclastes, oïdes, péloïdes, débris micritisés) ont été transportés et resédimentés hors de leur environnement de formation. En conséquence un faciès correspond à un faciès constitué par des éléments transportés à partir de milieux variés. Un faciès indique principalement une tendance du milieu, mais non un environnement très précis.

• La description des microfaciès conduit à une interprétation environnementale qui tient compte :

- de la classification de Dunham, [1962],
- de la classification de Folk, [1959],
- de la taille des éléments (si possible),
- des indications sédimentologiques (litages, bioturbation),
- de la composition micropaléontologique.

• La distribution des microfaciès est établie sur un profil de plate forme théorique [d'après Arnaud-Vanneau, 1980] qui schématise les diverses conditions d'hydrodynamisme, de confinement, de bathymétrie relative et de luminosité (fig. 31). Ce schéma n'a aucune valeur paléogéographique.

2.2.1. Les faciès externes

Parce que l'hydrodynamisme est le facteur prépondérant dans les faciès dits externes ou de talus, ceux que nous avons pu observer sont peu différents de ceux décrits par Arnaud-Vanneau [1980] dans la

Chartreuse et le Vercors.

F2 : biomicrites à spicules de spongiaires.

Lame type : Mu2 (pl. XV, fig.1).

Aspect sur le terrain : bancs de calcaires gréseux fins, d'épaisseur irrégulière décimétriques, de couleur ocre jaune.

Aspect microscopique : Texture wackstone, biomicrite à spicules de spongiaires, quartz (5 %) et glauconite (2 %), faible proportion de péloïdes (<5 %). Les foraminifères présents sont peu variés, les genres suivants sont les plus courants : *Gaudryina*, *Marssonella*, *Belorussiella*, *Paragaudryina* ; on peut rencontrer quelques exemplaires de nodosariidés, *Lenticulina*, et *Meandrospira*.

Ce microfaciès a été rencontré principalement dans les sédiments des coupes du Jura méridional (Monts-de-Musièges, Chambotte).

F3 : biopelsparites/micrites à débris d'échinides.

Lame type : Mu64 (pl. XV, fig. 2).

Aspect sur le terrain : calcaire formant des bancs métriques à stratification oblique, éclat typique des débris d'échinodermes, couleur ocre jaune.

Aspect microscopique : packstones-grainstones bien triés, montrant parfois de fines laminations. Biopelsparite/micrite à débris d'échinides de petite taille (péloïdes 20-25 %, bioclastes 20-25 %) parfois accompagnée de quelques grains de glauconite et/ou de quartz. La proportion des foraminifères peut varier très fortement. On peut y trouver des textulariidés représentant 50 % de la population (*Gaudryina*, *Marssonella*, *Belorussiella*, *Paragaudryina*), des petits miliolidés (40 %), enfin quelques *Glomospira*,

Glomospirella, *Meandrospira*, *Trochamminoides*, *Haplophragmoides*, *Lenticulina*, parfois oxydés ou glauconitisés.

F4 : biosparites à débris d'échinodermes et bryozoaires.

Lame type : Mu 65 (pl. XV, fig. 3).

Aspect sur le terrain : calcaire formant des bancs métriques à stratification oblique, à éclat typique des débris d'échinodermes et dont les éléments grossiers sont visibles à l'œil nu, de couleur ocre jaune.

Aspect microscopique : grainstones ou packstones assez bien triés, de taille régulière (environ 3 mm). Biosparite à crinoïdes (30-35 %), lithoclastes et bryozoaires micritisés (10-20 %). On peut y trouver également quelques oïdes (en proportion inférieure à 5 %). Les foraminifères sont absents de ce faciès.

Les conditions environnementales des faciès de bordure de plate-forme de type récifal sont dominées principalement par des conditions hydrodynamiques agitées (vagues), une faible profondeur et une forte exposition lumineuse.

F5 : biosparites à gros débris roulés.

Lame type : Va51.

Aspect sur le terrain : calcaire formant des bancs métriques à stratification oblique, de couleur ocre jaune, dont les éléments grossiers sont visibles à l'œil nu.

Aspect microscopique : grainstones, sparite à lithoclastes, péloïdes et gros débris usés composés d'échinodermes, de bryozoaires (en proportions moins importantes que dans F4), d'oïdes et de gros foraminifères agglutinés ; ce faciès peut comporter une certaine quantité de péloïdes (jusqu'à 20 %).

La taille des éléments, est particulièrement importante, ce qui correspond à un hydrodynamisme turbulent de type vagues.

F6 : oosparites.

Lame type : E46 (pl. XV, fig. 4)

Aspect sur le terrain : calcaire formant des bancs métriques à stratification oblique, de couleur ocre jaune. Oosparite reconnaissable à l'œil nu.

Aspect microscopique : grainstones, oosparites formées presque uniquement d'oïdes (40-50 %) ; on peut y trouver quelques débris roulés d'échinodermes. Plus rarement, on peut trouver des oo-micrites qui correspondent soit à un dépôt d'oïdes dans un sédiment vaseux, abrité de l'agitation, soit au dépôt postérieur de micrite géopète. Les foraminifères présents sont de nature variée et systématiquement oolithisés.

F7a : biosparites ou biopelmicrites à cnidaires.

Lame type : L256 (pl. XV, fig. 5).

Aspect sur le terrain : calcaires blancs. On peut observer en place des madréporaires globuleux (pluridécimétriques) d'aspect saccharoïde, de couleur rosée.

Aspect microscopique : packstones ou grainstones, bio(oo)sparite/micrite à gros débris de madréporaires, oïdes présents dans des proportions de 10 à 20 %, débris d'échinodermes, débris micritisés. Les foraminifères présents sont de grande taille et de structure robuste : gros foraminifères agglutinés (*Rheophax*), *Melathrokerion*, *Neotrocholina* aff. *friburgensis*, *Paracoskinolina reicheli* ; d'autres foraminifères sont visiblement transportés comme des orbitolinidés et trocholines. Parfois présence de micrite interstitielle et de pellets.

2.2.2. Les faciès de plate-forme

Les faciès de plate-forme externe correspondent souvent à un mélange d'éléments internes et externes. Les éléments observés en lame mince montrent le plus souvent des traces de transport, de sorte que leur signification paléoenvironnementale doit être réévaluée en fonction de l'importance des autres éléments.

F7b : Biosparites à orbitolinidés et débris d'échinodermes.

Lame type : BU75 (pl. XV, fig. 6).

Aspect sur le terrain : calcaires blancs, présentant parfois des stratifications obliques.

Aspect microscopique : grainstones riches en péloïdes (25 %) et bioclastes (25 %). Les orbitolinidés (*Praedictyorbitolina carthusiana*, *Paleodictyoconus* ? sp., *Valserina brönnimanni*, etc.) sont les foraminifères les plus abondants mais de nombreux autres genres et espèces sont également présents : les miliolidés (*Quinqueloculina robusta*, *Moesiloculina*) et *Trocholina odukpaniensis*, *Dobrogelina*, *Nezzazatinella* et *Arenobulimina*. Ce faciès est aussi riche en débris d'échinodermes.

Ce faciès diffère du faciès F3 par la présence de foraminifères de plate-forme (et non plus circalittoraux) et de plus grande taille (orbitolinidés et miliolidés), et par l'absence de quartz et de glauconite.

F8 : biopelmicrite/sparite à foraminifères et rudistes.

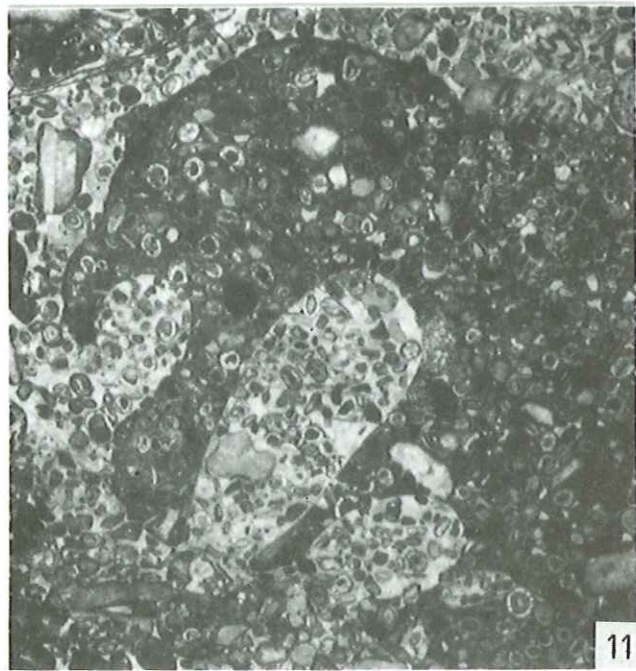
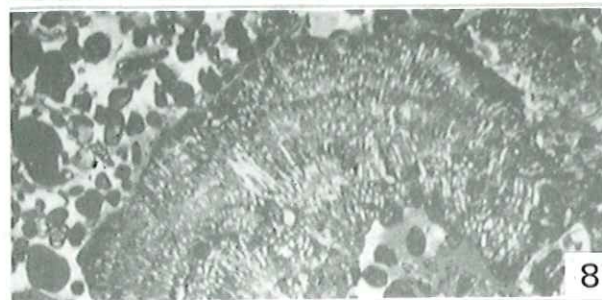
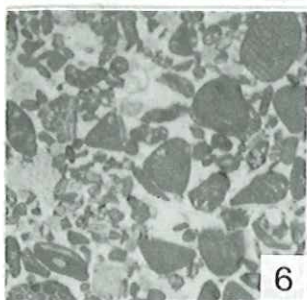
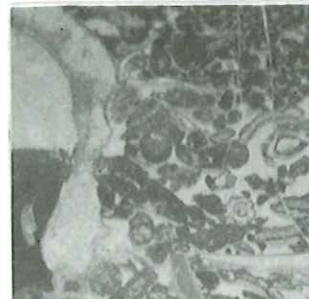
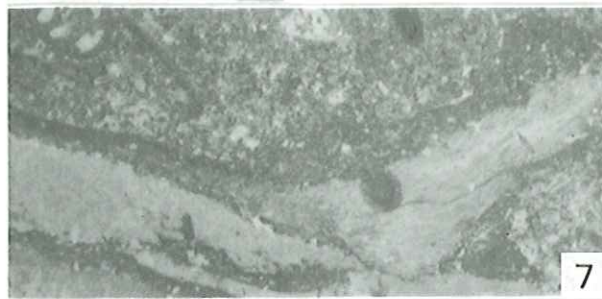
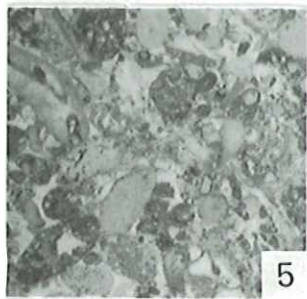
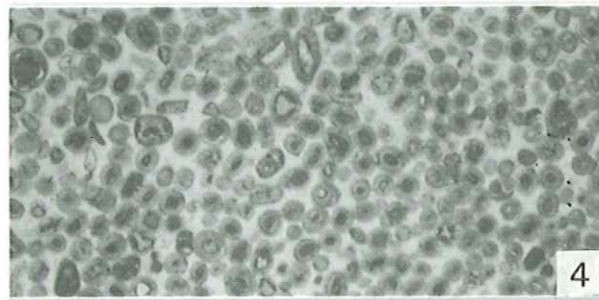
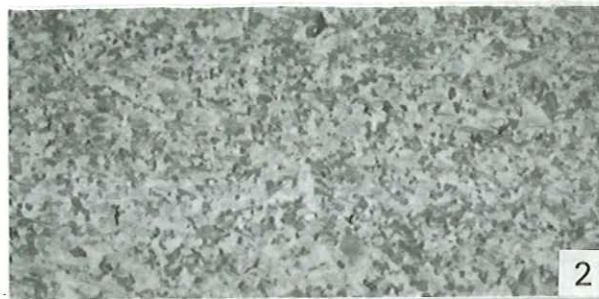
Lame type : Va117 (pl. XV, fig. 7).

Aspect sur le terrain : calcaires blancs, à débris de rudistes

Aspect microscopique : wackestones-packstones. Biopelsparites/micrites à débris de rudistes, foraminifères subautochtones (*Textularia tetragonica*), foraminifères micritisés ou transportés (orbitolinidés, miliolidés), débris micritisés (10 %), et rares débris d'échinodermes partiellement micritisés.

Planche XV

- Fig. 1 – Microfaciès F2 : biomicrites à spicules de spongiaires.
(Lame type : Mu2, Monts-de-Musièges). x 5.
- Fig. 2 – Microfaciès F3 : biopelsparites/micrites à débris d'échinides.
(Lame type : Mu64, Monts-de-Musièges). x 5.
- Fig. 3 – Microfaciès F4 : biosparites à débris d'échinodermes et bryozoaires.
(Lame type : Mu 65, Monts-de-Musièges). x 8.
- Fig. 4 – Microfaciès F6 : oosparites.
(Lame type : E46, Eclépens). x 8.
- Fig. 5 – Microfaciès F7a : biosparites ou biopelmicrites à cnidaires.
(Lame type : L256, La Lance). x 8.
- Fig. 6 – Microfaciès F7b : biosparites à orbitolinidés et débris d'échinodermes.
(Lame type : BU75, Buttes 1). x 8.
- Fig. 7 – Microfaciès F8 : biopelmicrite/sparite à foraminifères et rudistes.
(Lame type : Va117, Vallorbe). x 8.
- Fig. 8 – Microfaciès F9 : biopelsparite/micrite à miliolidés et petits foraminifères.
(Lame type : L105, La Lance). x 8.
- Fig. 9 – Microfaciès F11 : biopelsparites mal triées, à cimentation stalactitique.
(Lame type : Va179, Vallorbe). x 5.
- Fig. 10 – Microfaciès FT : faciès de transgression du type «Marnes de la Russille», biomicrite à spicules de spongiaires et cnidaires.
(Lame type : R11, La Russille). x 3.
- Fig. 11 – Lithoclaste perforé : L85, la Lance II. x 6.



Les faciès de plate-forme interne sont marqués par l'abondance de débris micritisés et l'absence de débris d'échinodermes subautochtones. L'hydrodynamisme est faible.

F9 : biopelsparite/micrite à miliolidés et petits foraminifères.

Lame type : L105 (pl. XV, fig. 8).

Aspect sur le terrain : calcaires blancs.

Aspect microscopique : wackestones-packstones (éventuellement grainstones) à débris micritisés 30 %, bioclastes 10 % et à foraminifères : nombreux miliolidés, *Arenobulimina corniculum*, textulariidés, *Nautiloculina brönnimanni*, algues transportées (*Cayeuxia*, *Bacinella*) ou *in situ* (GO15, *Angioporella neocomiensis*).

F10 : biopelmicrite/sparite à oncoïdes.

Lame type : Va195.

Aspect sur le terrain : calcaires blancs.

Aspect microscopique : mudstones-wackestones, biomicrites à miliolidés et textulariidés peu diversifiés (*Istriloculina*, *Bellorussiella* sp. ARNAUD-VANNEAU, *Gaudryina ectypa*) de milieu confiné.

Le faciès supratidal est assez rare, le dépôt a lieu dans des conditions vadoses à l'origine de cimentations particulières.

F11 : biopelsparites mal triées, à cimentation stalactitique.

Lame type : Va179 (pl. XV, fig. 9).

Aspect microscopique : la taille des grains est assez importante, le tri moyen à mauvais. Les allochems comportent des débris d'échinodermes et des débris micritisés, des oïdes, des bivalves en quantités importantes, des ciments asymétriques et des cimentations météoritiques en « dent de chien ».

2.2.3. *Les faciès de plate-forme noyée*

Bien que les faciès de transgression présentent quelques variantes, il seront regroupés sous un même faciès. En général, ils correspondent à des conditions hydrodynamiques calmes (en dessous de la zone d'action des vagues).

Faciès de Transgression du type « Marnes de la Russille »

FT : biomicrite à spicules de spongiaires et cnidaires.

Lame type : R11 (pl. XVI, fig.1).

Aspect sur le terrain : ce lithofaciès correspond à une zone noduleuse qui présente une dépression marquée sur le profil d'érosion. On peut y observer des biohermes à madréporaires qui apparaissent de couleur lie de vin

quand l'affleurement est frais (ou en forage carotté). Ces madréporaires sont aussi perforés par des bivalves lithophages. La matrice est de couleur ocre.

Aspect microscopique : mudstone-wackstone à spicules de spongiaires et débris de madréporaires souvent encroûtés soit par des bryozoaires, soit par des foraminifères fixés (*Acruliammina*, *Bdelloidina*), éponges calcaires, annélides (allochtones), petits foraminifères (*Glomospira* ou *Meandrosira oxydés*), nombreux nodules d'oxydes de fer.

Variante :

La proportion de cnidaires est variable ; ils peuvent être totalement absents (pl. XVI, fig. 2), de même que les spicules de spongiaires (Vallorbe). Quelques lithoclastes peuvent être également présents dans la matrice. De grands foraminifères (*Choffatella decipiens* représentant 41 % de toute la population, quelques orbitolinidés de type *Praedictyorbitolina* sp., gros agglutinés) sont assez courants dans certains faciès de transgression. La présence des *Choffatella* et des spicules de spongiaires est exclusivement liée à ce faciès. Quelques bioclastes, algues ou autres foraminifères remaniés sont présents en proportions variables ; le quartz peut être également présent.

L'évolution verticale du bas vers le haut de faciès de transgression à des faciès ouverts :

- 1- biomicrite à madréporaires,
- 2- biomicrite à débris de madréporaires,
- 3- biomicrite (mudstone) sans microfaune,
- 4- passage à des faciès de plus haute énergie de type F3.

Le milieu est assez confiné (les échinodermes sont rares ou absents), les madréporaires sont resédimentés (éléments encroûtés), les foraminifères (*Choffatella*, *Orbitolinidae*, gros agglutinés) peu diversifiés. Ce faciès de transgression correspond plutôt à un milieu de plate-forme (lagon) mais dont l'environnement est perturbé par des arrivées détritiques (argiles, quartz). Les analyses minéralogiques montrent des quantités de quartz, de micas et de phyllosilicates (smectites, kaolinite), plus abondantes que dans les sédiments de plate-forme, indiquant une augmentation du détritisme. Les conditions environnementales sont suffisamment modifiées pour qu'elle se traduisent par le développement de faunes plus sciaphiles (spongiaires, bryozoaires) et une microfaune restreinte à quelques espèces.

Ces faciès particuliers mettent en avant l'importance du remaniement et des changements paléocéologiques dans les sédiments transgressifs.

2.3. Conclusion

D'une manière générale, les microfaciès se divisent en deux catégories : la première correspond à un ensemble de microfaciès typiques des milieux calmes et

assez confinés, la seconde à un ensemble de microfaciès correspondant à des milieux agités non confinés. Une place particulière est réservée aux faciès de transgression.

La distinction entre les microfaciès est parfois difficile à faire pour les raisons suivantes :

- entre les domaines les plus profonds et les domaines moins profonds, la gamme de profondeurs n'est pas assez variée pour observer des faciès très ouverts ou au contraire très confinés ;

- bien que la plupart des coupes de la région neuchâteloise soient situées dans une position paléogéographique proche du domaine continental, il n'existe pas (lacune de sédimentation) ou plus (lacune par érosion) de faciès confinés de plate-forme interne ;

- les faciès de transgression sont très particuliers car ils ne peuvent être représentés sur un même profil de plate-forme puisqu'ils caractérisent des conditions de sédimentation différentes (plus fort apports détritiques : quartz, phyllosilicates). Ces faciès correspondent à un lagon envasé qui n'existe pas dans les conditions « normales ».

Les faciès de plate-forme à nombreux foraminifères variés, correspondent à un environnement oligotrophe. Dès que les apports détritiques sont importants, la microfaune qui se développe (*Choffatella*, gros agglutinés de type *Buccicrenata*, orbitolinidés [*Praedictyorbitolina*, *Palorbitolina*]) est adaptée à des milieux eutrophiques.

Sur la courbe de microfaciès, les discontinuités sont marquées par une brusque variation de l'environnement de dépôt. Sous une discontinuité, on a en général des faciès de milieux plus internes, au-dessus des faciès de transgression, caractérisés par des mélanges de faunes, d'éléments figurés, de lithoclastes (etc.) autochtones et allochtones. Sur le plan micropaléontologique, ces discontinuités se signalent aussi souvent par des changements de faune (apparitions d'espèces ou de genres nouveaux).

2.4. Analyse de la courbe d'évolution des microfaciès

La courbe d'évolution interprétative des microfaciès reflète les variations sédimentologiques principales. Même si ces variations ne correspondent pas exactement aux modifications paléoenvironnementales, elles peuvent localement correspondre avec les discontinuités.

3. - ANALYSE DES COUPES

Un grand nombre de coupes a été réétudié à la lumière de nouvelles observations sédimentologiques et biostratigraphiques, afin de compléter les connaissances sur la plate-forme urgonienne du Jura.

A l'issue de cette analyse, seules les figures présentant l'essentiel de la distribution des éléments figurés, de la microfaune ainsi que la courbe d'évolution des microfaciès de chaque coupe seront présentées ici. Le détail de l'analyse sédimentologique et biostratigraphique est figuré en annexe.

3.1. La région de Neuchâtel

Elle comprend tous les affleurements ou forages localisés aux environs de la ville de Neuchâtel. Les affleurements les plus connus et les plus visibles se situent surtout en bordure du lac. Pour Jaccard [1893b] «... la rive du lac, entre Serrières et Auvernier, est formée, d'une façon presque continue, d'un massif de calcaire compact, blanc, formant saillie au-dessus d'une couche de calcaires marneux jaunes... » Ce calcaire blanc ou « Urganien supérieur » est bien caractérisé, selon lui, par ses fossiles («Nérinées, Ptérocères, Caprotines, Corbis») que l'on retrouve jusqu'à Bevaix. Il note également la présence d'asphalte dans ces couches.

Les coupes sont situées entre Neuchâtel en direction du SW, affleurements que l'on peut suivre quasiment en continu au-dessus des tunnels SW à l'entrée de la ville jusqu'aux bâtiments des Fabriques de Tabac Réunies.

3.1.1. Coupe de la Cité Suchard (Serrières-1)

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n°1164, à 1/25 000 (fig. 32) ; X = 559,575 ; Y = 203,675

Cette coupe est située au nord-ouest de la « Cité Suchard », sur la commune de Serrières à l'ouest de Neuchâtel, à proximité de l'entrée SW des tunnels de la ville de Neuchâtel. Elle débute à la base de l'escalier reliant la Cité Suchard à la rue Martenet, et se termine un mètre au-dessus de la fontaine, en face du n°12 de la Cité Suchard ; cette coupe est puissante de 12m ; 74 échantillons y ont été prélevés. Les numérotations des bancs correspondent à ceux de la coupe de Frei.

Historique

Cette coupe, toujours bien visible, a déjà été décrite par Frei [1925], schéma figure 33, puis Zweidler [1985] et Remane [1989]. Comme l'avait déjà remarqué Zweidler, le niveau 6-7 de Frei ne correspond pas à la formation de la Russille proprement dite, mais à un niveau où l'on retrouve des éléments comparables (quelques madréporaires de taille nettement plus réduite).

Analyse

Cette coupe (fig. 35) présente une superposition lithofaciologique atypique. Il est en effet impossible de



FIG. 32. – Localisation des coupes du Carrousel, Cité Suchard, Brunette et des forages F.20 et F.27.

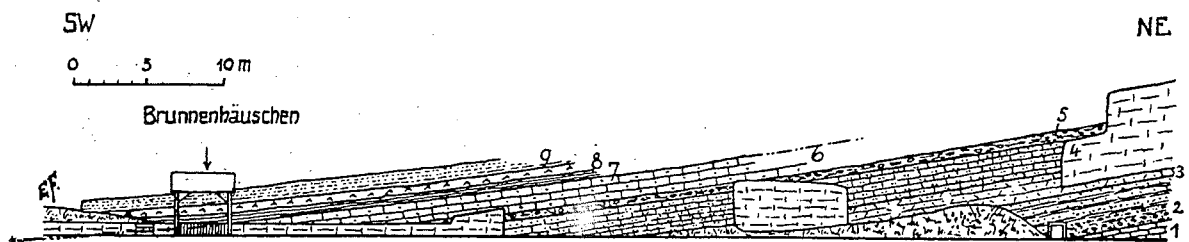


FIG. 33. – Coupe de la Cité Suchard [d'après Frei, 1935].

fixer une limite précise entre l'Urgonien jaune et l'Urgonien blanc. Les figures analytiques se trouvent en annexe (fig. 90, 91 et 92 ; tab. 8).

A l'affleurement, le niveau 1 est constitué de grainstones oo-bioclustiques beiges, à ooïdes à cortex dissout. L'unité 2, est constituée par deux niveaux : le premier repose sur une surface d'érosion discrète, le deuxième en forme d'auge recoupe en biais le niveau précédent par l'intermédiaire d'une surface d'érosion (fig. 34b).

Cette auge est remplie par des marnes riches en gravelles très bioturbées puis par des calcaires bioclustiques fins, jaunâtre en patine.

Dans le niveau 3, (beige clair), on retrouve des calcaires oobioclustiques à nombreux débris micritisés et ooïdes à cortex dissout ; le sommet, poreux, est imprégné d'asphalte. La base du niveau 4, un peu plus marneuse, est surtout composée par des biopelmicités jaunes ; le sommet est un calcaire oobioclustique jaune-beige. Le niveau 5 de Frei correspond à un niveau de

calcaire bioclustique jaune noduleux à la base du niveau 6 (calcaire biopelclustique beige). Le niveau 7 correspond à un niveau noduleux, brun, très riche en fossiles (échinides, bryozoaires, brachiopodes, madréporaires) suivi de calcaires brun-beige formant le niveau 8. Le niveau 9 est un calcaire poreux oolithique beige.

Du point de vue microfaciès cette coupe montre globalement quatre parties.

- Dans la partie inférieure (niveaux 1 et 2), le premier niveau correspond à des oobiosparites passant à des faciès plus fins (pelsparites) dans un domaine assez ouvert où abondent les débris d'échinodermes sous faible hydrodynamisme. Le quartz et la glauconite sont présents dans la partie supérieure. Seule une algue remaniée a été trouvée dans ces niveaux.

Au niveau 2, la différence de microfaciès, en lame mince, entre le soubassement de l'auge et son remplissage n'est pas très marquée. Il s'agit principalement de sédiments vaseux et noduleux

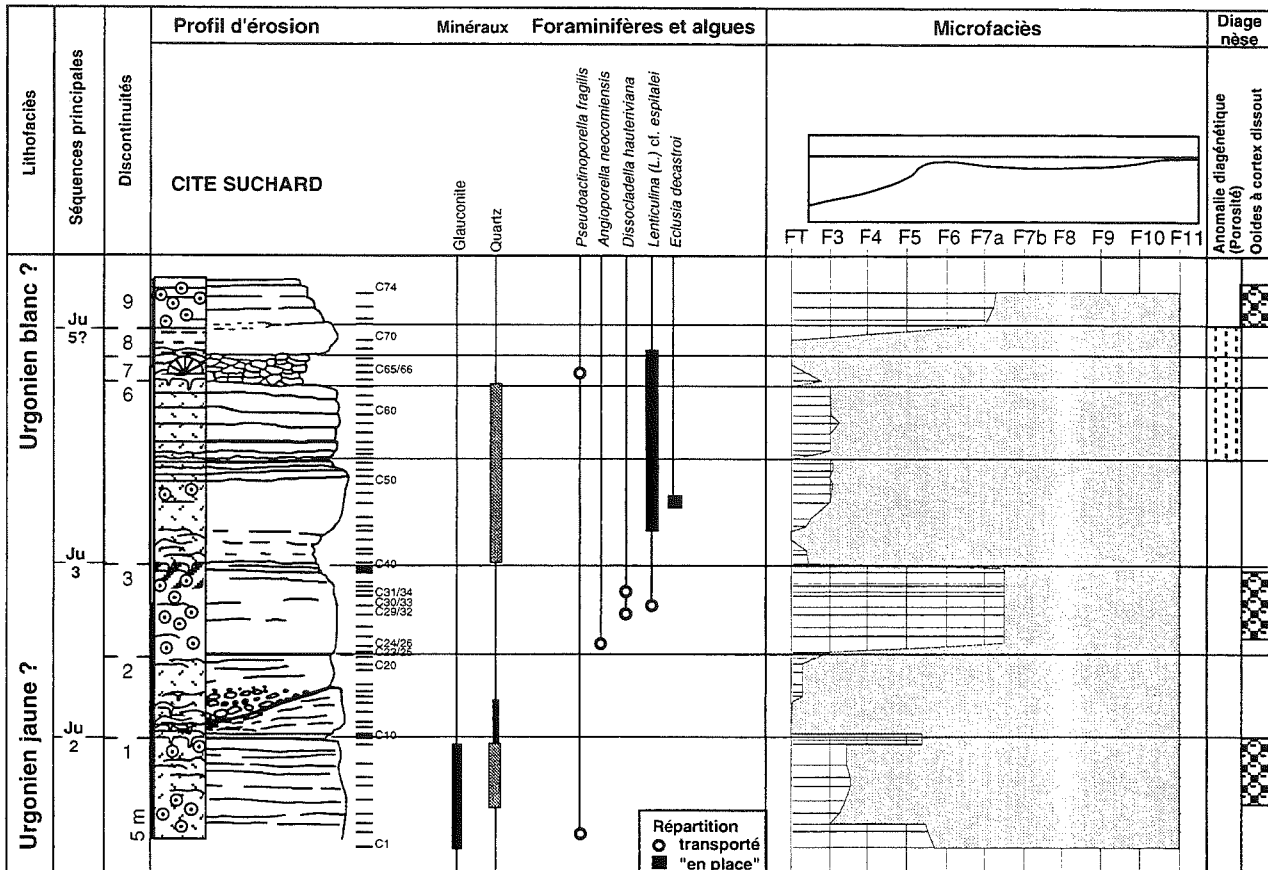


FIG. 34. – Coupe de la Cité Suchard, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

incluant des lithoclastes (wackstone-packstone) ; vers le haut, les sédiments passent à des biomicrites ; il y a encore un peu de quartz présent, mais plus de glauconite. Aucun foraminifère significatif n'a été trouvé dans ce niveau, excepté un débris de characée.

- Dans la deuxième partie (niveau 3), les faciès correspondent à des ooïdes à nucleus micritisé et à cortex dissout, accompagnés de lithoclastes micritisés. Il s'agit d'un faciès plus interne, de patine blanche, où le quartz est absent. On y trouve des débris d'algues accompagnées de trocholines remaniées.

- La troisième partie (niveaux supérieur à 3 et jusqu'à 8) est composée principalement de biopelsparites, plus vaseuses à la base (au-dessus de 3) et au sommet du niveau 8. Le quartz est de nouveau présent. Cette partie est assez riche en débris d'échinodermes et les foraminifères présents sont surtout des *Glomospira watersi* et *Choffatella decipiens*. Dans la partie médiane, on trouve de plus gros foraminifères (*Nautiloculina cretacea*, *Eclusia decastroi*) dans les faciès plus dévasés.

- La partie supérieure (niveau 9) est radicalement différente des deux précédentes. Elle est composée de grainstones à ooïdes dont bien souvent le cortex est

dissout. Pas de foraminifères identifiables.

Interprétation

Dans cette coupe, on reconnaît trois discontinuités.

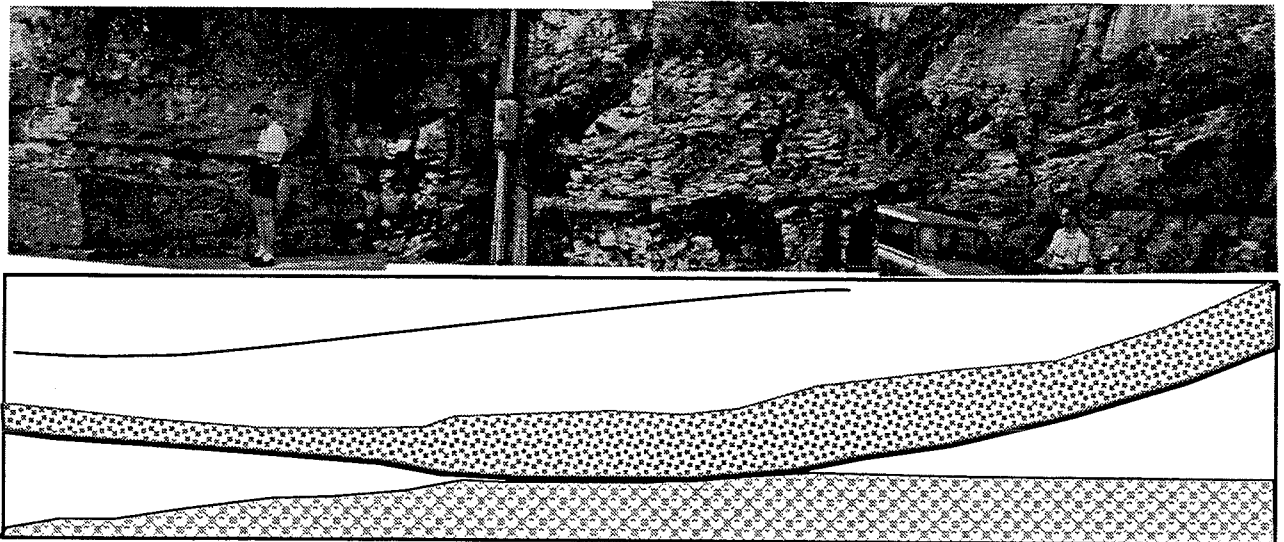
- La première se place au sommet du niveau 1, au-dessus de niveaux riches en ooïdes à cortex dissout. Au-dessus de cette surface émergitive, le quartz et la glauconite disparaissent. Elle est donc interprétée (voir Partie I, discontinuités) comme la limite de séquence Ju2.


- La deuxième correspond à une surface d'érosion majeure qui surmonte un niveau affecté par l'émersion (présence d'ooïdes à cortex dissout avec imprégnations d'asphalte). Les caractères sédimentologiques et faciologiques (présence de madréporaires et faciès F3) des niveaux sus-jacents (unité 6) sont comparables à ceux de la séquence Ju3 (dans les coupes voisines). Cette surface est donc interprétée comme la limite Ju3.


- La troisième, située presque au sommet de la coupe, correspond à une surface d'érosion qui marque l'installation de calcaires blancs à faciès de plate-forme ouverte (F7a). Elle couvre un ensemble très poreux. Elle pourrait correspondre à la limite Ju5 (banc 9), bien que les quelques échantillons de cette partie ne soient pas très typiques de la séquence Ju5.

SW

NE



 remplissage d'une dépression associée à une surface d'érosion (limite de séquence mineure)

 porosité oomoldique associée à la limite de séquence Ju2 (affectant le sommet de la séquence Ju1).

Coupe de Cité Suchard : Importance de l'érosion dans l'Urgonien Jaune.

L'absence de structures sédimentaires dynamiques montre que cette surface ne correspond pas à un chenal s.s. Ces surfaces sont interprétées comme les phases d'érosion successives comblées par du sédiment

FIG. 35. – Coupe de Cité Suchard, surfaces d'érosion.

Conclusion

Dans cette coupe, aucun des foraminifères présents n'a de valeur stratigraphique précise. Un seul orbitolinidé indéterminable est présent, alors qu'ils sont généralement assez nombreux dans la séquence Ju5. La présence d'*Eclusia decastroi* et des algues *Angioporella necomiensis* et *Dissocladella hauteriviana* n'indique aucun niveau stratigraphique précis.

Cette coupe se caractérise par une faible épaisseur de la séquence Ju3 et l'absence de la séquence Ju4. Ces caractères sont interprétés comme le résultat d'importants ravinements (limite de séquence Ju5). La surface d'érosion spectaculaire visible dans cette coupe au sein de la séquence Ju2 n'est pas corrélable avec la surface d'érosion majeure de la coupe du Carrousel, 100 m plus au nord ; cette dernière se localise en effet dans la séquence Ju1 alors que la surface d'érosion importante de la coupe de Suchard se place au sein de la séquence Ju2.

Sur le plan lithostratigraphique, les limites entre les formations sont particulièrement difficiles à placer dans le détail. Dans la séquence Ju3, il est possible que les niveaux à microfaciès les plus externes (bancs 4 à 8) puissent correspondre aux Marnes de la Russille (observables également par exemple à Brunette) : Dès la base de la séquence Ju5 il est possible que les premiers niveaux de calcaires blancs correspondent à l'Urgonien blanc.

3.1.2. Coupe de La Brunette (Serrières-2)

Localisation géographique (fig. 32).

X = 558,775 ; Y = 203,390.

Cette coupe est située à environ 800 m au sud-ouest de la coupe de la Cité Suchard, en face des Fabriques de Tabac Réunies SA (FTR) appelées couramment « La Brunette ». La coupe, d'une puissance totale de 15 m, affleure en falaise. La base de la coupe est située au nord-ouest du parc automobile des laboratoires du FTR, au pied de la paroi rocheuse ; elle se termine au niveau du hangar des Transports Neuchâtelois (100 m au sud-ouest), au sommet de la paroi ; 100 échantillons ont été prélevés par Zweidler [1985].

Historique

L'analyse de cette coupe, actuellement dégradée par les remblais et la végétation, a été facilitée par les données fournies par Zweidler [1985] et Remane [1989] qui ont bénéficié lors de leur étude de meilleures conditions d'observation. En raison de sa richesse en algues, elle a été également analysée en détail par Conrad et Masse [1989].

Analyse

Cette coupe (fig. 36) montre très clairement le passage entre l'Urgonien Jaune et l'Urgonien Blanc. Les figures analytiques se trouvent en annexe (fig. 92, 93 et

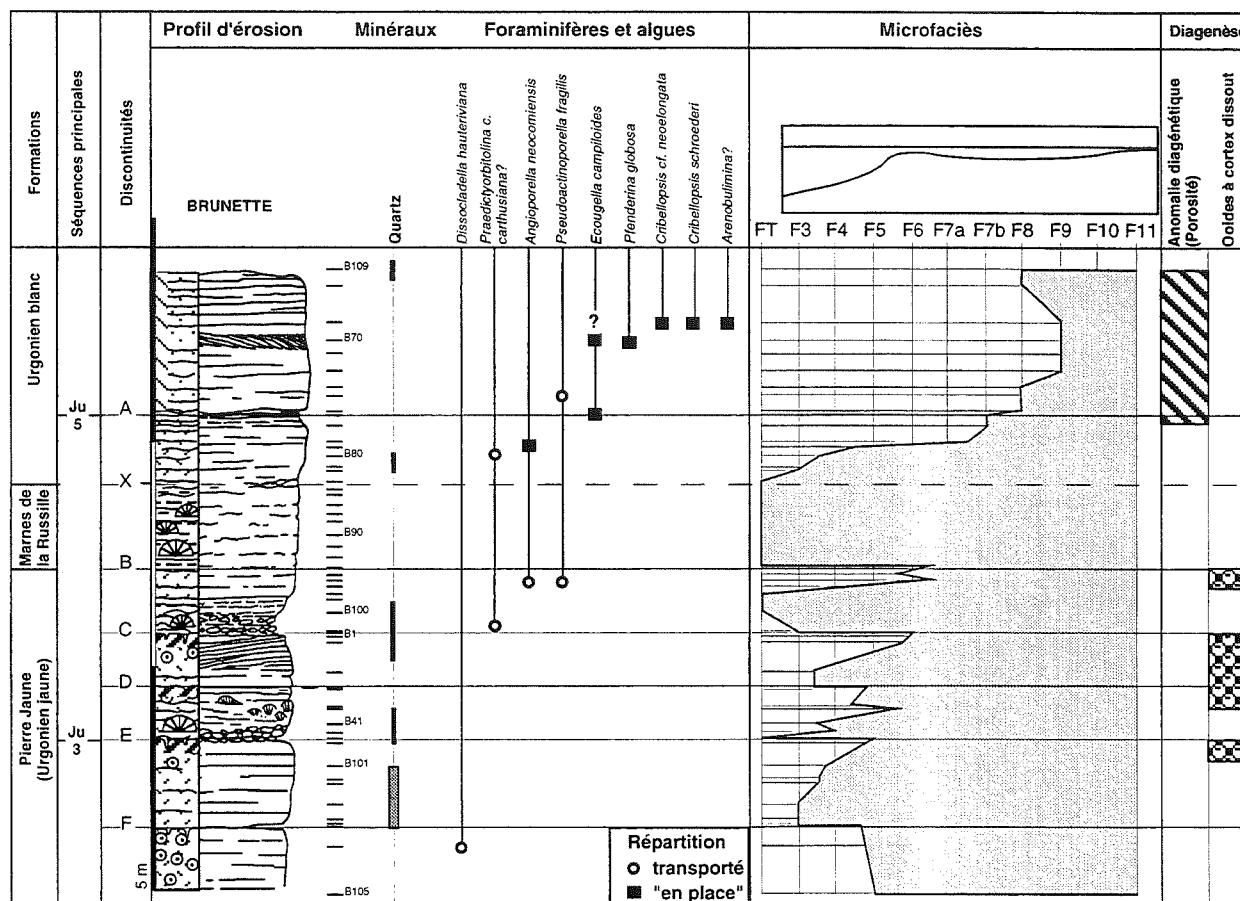


FIG. 36. – Coupe de Brunette, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

94 ; tab. 9).

La série a un lithofaciès Urgonien Jaune jusqu'à la discontinuité C (sous MP 619 de Remane). Elle se caractérise par une double vire marneuse surmontée d'un niveau bioclastique beige clair, couvert par un épais niveau marneux noduleux brun-jaunâtre où se trouve un bioherme à madréporaires. Au-dessus de C, des calcaires bioclastiques beige en patine complètent la série. Ce n'est qu'à la limite A que l'on passe franchement dans la formation de l'Urgonien blanc avec des biosparites blanches et poreuses.

Du point de vue microfaciologique, cette coupe présente globalement trois parties.

- Une partie inférieure (de la base à B) où les faciès restent typiques de milieux assez ouverts où abondent les débris d'échinodermes et les bryozoaires, à hydrodynamisme marqué (oöpelbiosparites). Le quartz présent dans cette partie semble montrer une granodécroissance vers le haut (fig. 95). Le premier niveau, de la base à F, est marqué par les débris micritisés et les ooïdes (faciès F5-F6) ; la partie de F à E est caractérisée par des bio-pelsparites ; de E à C, le niveau correspond à des packstones qui sont riches en madréporaires à la base et passent ensuite à des oösparites. Le dernier niveau C à B est encore riche en

débris d'échinodermes, tandis que les débris d'annélides et de madréporaires sont présents, alors que le quartz a disparu. On trouve encore un niveau à ooïdes.

- Une partie médiane (B à X) est composée principalement de mudstones particulièrement riches en spicules de spongiaires et débris de madréporaires. Elle se distingue aussi par l'absence de foraminifères excepté des foraminifères encroûtant les débris de madréporaires et quelques rares *Lenticulina*. C'est le faciès caractéristique de transgression.

- Une partie supérieure (X à sommet), radicalement différente des deux précédentes, est composée de packstones-grainstones ne contenant presque exclusivement que des débris micritisés. On peut individualiser deux parties : de X à A, un peu plus marneuse avec des débris micritisés, du quartz fin (fig. 36) en faibles quantités et des foraminifères abondants et variés (dont des orbitolinidés, des miliolidés et des algues calcaires) ; de A au sommet de la coupe, sans quartz, encore plus riche en débris micritisés mais où les foraminifères sont moins abondants et moins variés.

Interprétation

Dans cette coupe, on reconnaît deux discontinuités.

– En E, une surface d'émersion correspond au toit d'une zone poreuse (oïdes à cortex dissout) imprégnée d'asphalte. Cette surface est surmontée par les premiers faciès à madréporaires qui apparaissent brutalement (faciès de transgression) ; elle est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

– En A, une surface d'érosion coïncide avec l'apparition de plusieurs foraminifères benthiques (*Ecourella campiloides*, *Pfenderina globosa*, *Cribellopsis schroederi* et nombreux orbitolinidés), typiques de la séquence Ju5. Cette surface est donc interprétée comme la limite de séquence Ju5. Elle correspond également à un changement brutal de patine des roches (passage de jaune franc à blanc). L'ensemble de la séquence est affecté par des dissolutions intergranulaires (microkarstification) qui peuvent être liées à l'une des limites de séquences sus-jacentes (Ju6 ou Ju7 ont induit ce genre d'altération dans d'autres coupes).

Conclusion

Il n'existe dans cette coupe aucune trace de la séquence Ju4. Son absence est expliquée comme dans la coupe de la Cité Suchard par l'érosion associée à la limite Ju5. La partie supérieure de cette coupe, au-dessus de Ju5, est tout à fait comparable aux niveaux de la séquence Ju5 des coupes proches comme celles de la Cité Suchard et du Carrousel.

Enfin, cette coupe est marquée par l'absence de débris de glauconite et de quartz (indiquant une position sus-jacente à la discontinuité Ju2), l'absence de *Meandrospira favrei* et de rudistes.

3.1.3. Coupe du Carrousel

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n°1164, à 1/25 000 (fig. 32) ; X = 559,85 ; Y = 203,86.

Historique

Cette coupe (fig. 37) a été levée par Remane *et al.* (1989) le long d'une paroi rocheuse dans la partie supérieure de la Pierre jaune ; ces auteurs soulignent deux particularités : la présence « d'une microbrèche calcaire d'environ 0,3 m d'épaisseur, dont la base est soulignée par un contact érosif net », et un peu au-dessus, « une vire... formée par des marno-calcaires noduleux... ». Actuellement cet affleurement n'est plus visible, caché par l'entrée des tunnels sous la ville, mais nous avons pu comparer cette coupe avec le prolongement NE de la falaise, notamment au n°44 quai Champ-Bougin et derrière le garage Renault. Sur cette coupe, levée pour compléter celles de Serrières, quelques échantillons seulement ont été prélevés et ont été revus dans ce travail.

Analyse

– Dans le détail (tab. An. 2-3), la partie inférieure (en-dessous de MP642) est très poreuse et le faciès oobioclastique n'est pas très différent de part et d'autre du niveau bréchique ; MP640 présente un morceau de madréporaire totalement dissout, perforé et encroûté, dont les structures sont tout juste reconnaissables. Les grains de glauconite sont présents, ainsi que des niveaux avec des grains de quartz. Ce niveau présente de nombreuses stratifications obliques.

– Le niveau de MP643 diffère seulement par les oïdes à cortex radiaire qui sont prédominantes par rapport à celles dont le cortex est dissout ; la glauconite a disparu et on voit apparaître quelques grains de quartz. On note tout de même par place des ciments précoces enduits d'oxydes de fer.

– Les niveaux MP644 et MP645 sont assez marneux. MP645 correspond à une pelbiosparite riche en quartz.

– Dans les niveaux sus-jacents, MP646 ressemble au faciès de MP643 mais le quartz devient rare. Bien que de même faciès, MP647 montre de nombreux foraminifères alors qu'ils étaient quasiment absents jusqu'alors.

Les observations le long de la falaise permettent de replacer exactement la coupe du Carrousel dans un contexte géométrique plus précis car les surfaces et les niveaux remarquables se suivent très bien le long de cette falaise.

La base de la série est constituée de calcaires jaunes oobioclastiques glauconieux (lithofaciès typique de la Pierre jaune) et d'un niveau marneux à galets mous. Elle se complète vers le haut par une surface érosive sous un petit banc marneux. Enfin, les calcaires blancs poreux (lithofaciès Urgonien blanc) reposent sur une dernière surface érosive.

Le niveau noduleux rouge-ocre décrit par Remane sous l'Urgonien Blanc et au-dessus de la surface D présente des galets perforés. La surface E est également perforée ; cependant, ce niveau ne présente aucun élément caractéristique des Marnes de la Russille (absence des madréporaires qui sont très fréquents dans la coupe voisine de la Brunette, à 1km au S).

Interprétation

Dans cette coupe (fig. 37), on reconnaît une discontinuité majeure (en E) et deux discontinuités mineures.

– En F, une surface d'érosion spectaculaire couverte par un niveau « bréchique » graveleux se présente sous forme d'un chenal qui entaille les bancs sous jacents sur 3-4 m d'épaisseur. L'importance de cette surface est difficile à estimer ; néanmoins, en raison de l'absence de critères permettant de la corrélérer avec d'autres coupes, elle est considérée comme une surface mineure au sein de la séquence Ju1.

– En E, une surface émersion perforée, limitant les

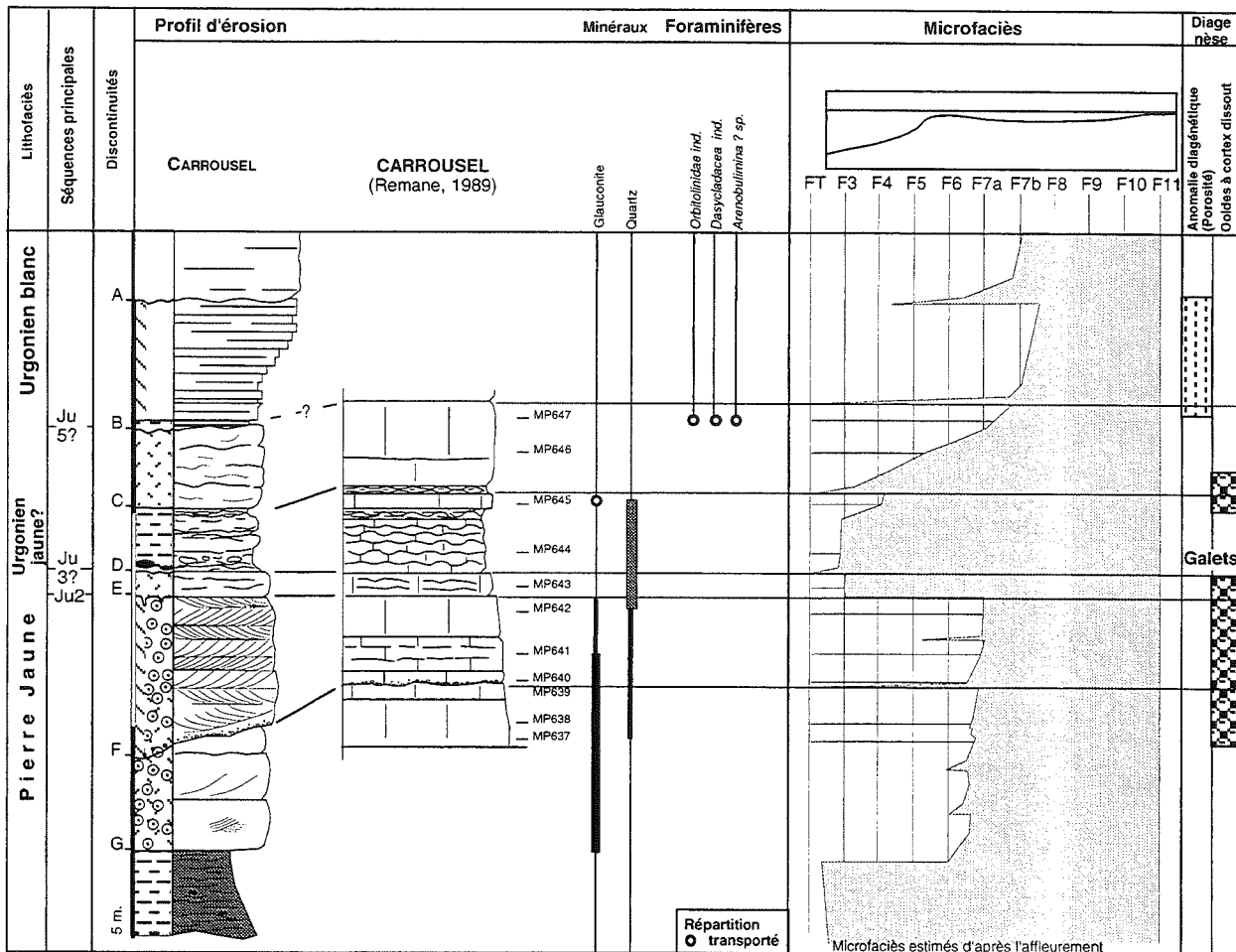


FIG. 37. – Coupe du Carrousel, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

derniers niveaux dans lesquels le quartz et la glauconite sont associés. L'émergence liée à cette discontinuité majeure est attestée par la présence d'un grand nombre d'ooïdes à cortex dissout dans les niveaux sous-jacents induisant une forte porosité. Cette surface est interprétée comme la discontinuité Ju2.

– La surface d'érosion placée en D, qui souligne un niveau à galets perforés, n'est pas corrélable avec les autres coupes ; pour cette raison, elle est également considérée comme une surface d'importance mineure. Elle pourrait correspondre tout de même à la limite de séquence Ju3 ?

– En C, une surface d'érosion souligne des niveaux riches en ooïdes à cortex dissout au-dessus desquels s'observe l'apparition d'orbitolinidés (transportés). Son faible contenu fossilifère ne permet pas de l'interpréter comme une limite de séquence majeure.

– Au sommet de la coupe, dans l'Urgonien blanc, deux autres limites érosives (B et A), dont l'importance est difficile à évaluer, encadrent un niveau très poreux. En A, la surface correspond à un niveau graveleux. En l'absence de lames minces il est difficile d'interpréter ces surfaces, qui correspondent peut-être à la limite de séquence Ju5 ?

Conclusion

En l'absence d'autres éléments qui permettent de diagnostiquer la séquence Ju3, correspondant habituellement au lithofaciès des Marnes de la Russille *pro parte*, la disposition des unités sédimentaires est moins claire. Les niveaux attribués à la séquence Ju5 ? reposeraient presque directement sur ceux de la séquence Ju2.

D'ailleurs, même l'assemblage des lithofaciès reflète cette disposition séquentielle : il n'existe en effet aucun niveau d'Urgonien jaune ou de Marnes de la Russille qui s'intercale dans la coupe entre les niveaux de la Pierre jaune et de l'Urgonien blanc (même si ces constatations peuvent être interprétés en lithostratigraphie comme des changements latéraux de faciès).

Conclusion sur les coupes de la Cité Suchard, de Brunette et du Carrousel

Les relations entre les coupes du Carrousel, de la Cité Suchard et de Brunette sont représentées dans la figure 37. La présence de quartz et de glauconite permet de situer Ju2 dans les coupes de la Cité Suchard et du

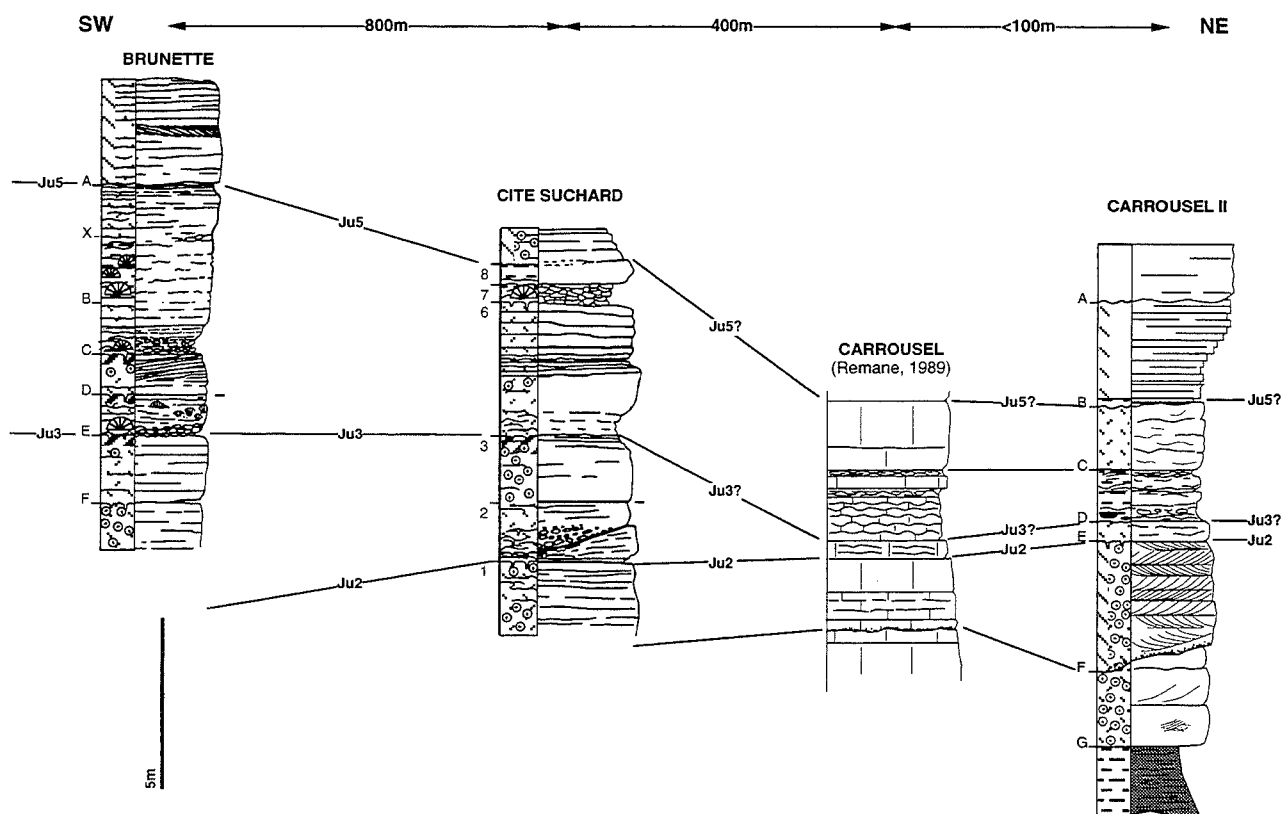


FIG. 38. – Corrélation des coupes de Brunette, de la Cité Suchard et du Carrousel.

Carrousel. Entre les coupes de Brunette et de la Cité Suchard, la présence d'algues communes dans la séquence Ju3 permet de corréler ces coupes proches (la distance approximative entre les coupes les plus éloignées n'est que de 1300m) malgré de grandes différences de lithologie. Les corrélations séquentielles soulignent les disparités lithofaciologiques entre les coupes et donc la grande imprécision des corrélations fondées uniquement sur un raisonnement lithostratigraphique.

En résumé, ces coupes se définissent comme suit :

- une séquence Ju2 très réduite par érosion au Carrousel et à la Cité Suchard,

- l'absence de la séquence Ju3 dans la coupe du Carrousel et la puissance très réduite de cette même séquence dans les coupes de la Cité Suchard et de Brunette,

- l'absence de la séquence Ju4 dans ces trois coupes.

Ces observations impliquent soit une érosion importante associée à la limite de séquence sus-jacente (Ju5), soit une lacune de sédimentation de Ju3 et Ju4.

3.1.4. Les forages

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n°1164 au 1/25 000^e.

Géologie Alpine, 1995, Mémoire H.S. n° 24

Le département des travaux publics et des Ponts et Chaussées de Neuchâtel a permis l'étude de douze forages qui ont été effectués pour la traversée de Neuchâtel en tunnels. Trois d'entre eux, situés au sud-ouest de Neuchâtel, ont été étudiés plus en détail : F20, F27 et F567.

Le forage F567 situé à la sortie Nord de Neuchâtel, fait l'objet de l'étude la plus détaillée.

3.1.5. Forage Neuchâtel F.567

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n°1164 à 1/25 000 (fig. 39) ; X = 562,904724 ; Y = 205,262477.

Caractéristiques du forage :

Altitude de départ : 443,27 m ; inclinaison : verticale ; longueur totale : 32,40 m.

Date : 28 Avril au 3 Mai 1977, Récupération des carottes : 100 %

Historique

Ce forage a été levé par Zweidler [1985] : « Le forage Neuchâtel F.567 d'une puissance totale de 24,40 m, est situé au nord-est du bâtiment de la route des Falaises n°7, il recoupe des niveaux de calcaires de la Pierre Jaune (avec Urgonien Jaune et Marnes de la

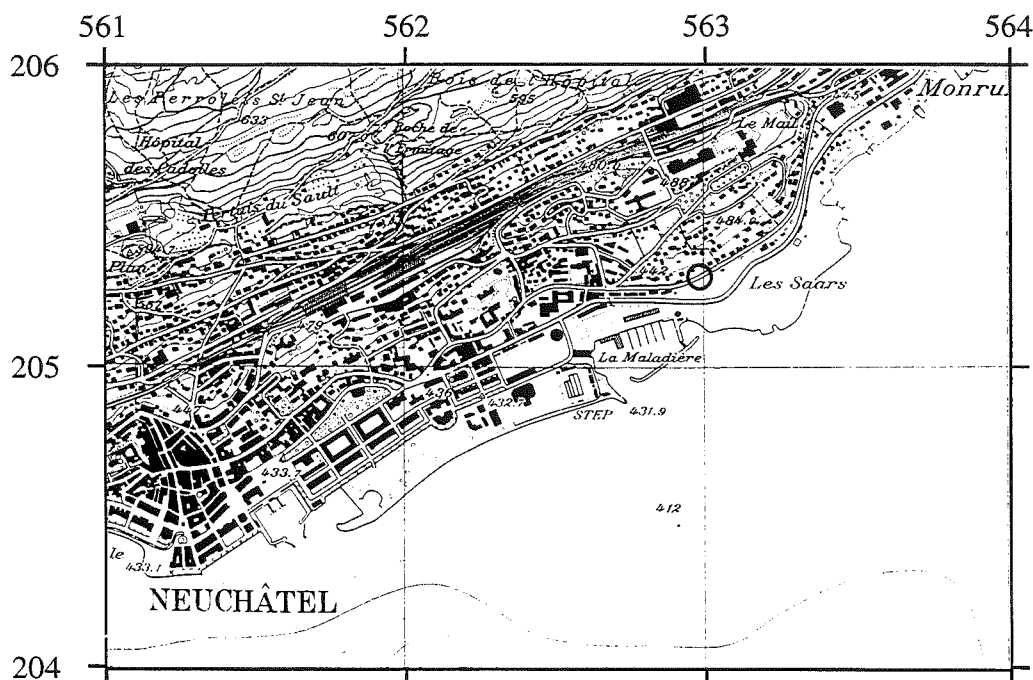


FIG. 39. – Localisation du forage F.567.

Russille) et Urgonien blanc. 100 échantillons ont été prélevés. Le lithofaciès des Marnes de la Russille est recoupé par ce forage au-dessus de la discontinuité A.

Dans le même secteur, les Marnes Bleues sont visibles à l'affleurement entre le croisement de Gibraltar à l'Ouest et le début de la rue des Saars à l'Est. »

Analyse

Les figures analytiques se trouvent en annexe (fig. 96, 97 et 98 ; tab. 11). Les niveaux (fig. 40) de la base de la coupe (jusqu'à C) sont constitués de calcaires bio-oo-pelsparitiques, entrecoupés par de plus petits niveaux marneux ; le niveau C à A est semblable au premier mais il contient en plus des madréporaires et des bryozoaires dans les niveaux marneux ; au-dessus de A se situent les Marnes de la Russille, constituées de micrites jaunes à madréporaires. A la cote 25m, on trouve des calcaires oolithiques et biopelclastiques de couleur beige.

Du point de vue des microfaciès cette coupe montre globalement trois parties :

- La première partie, la plus importante (de la base jusqu'à A) où les faciès montrent des influences de mer ouverte (débris d'échinodermes, bryozoaires...) avec un hydrodynamisme bien marqué (oopelbiosparites). La taille des grains de quartz diminue vers le haut (fig. 98).

Cette partie peut se subdiviser de bas en haut en cinq ensembles.

- Un premier ensemble (base à E) dominé par les oïdes et bioclastes (faciès F5-F6), avec très peu de débris de quartz (0,25 et 0,75 mm).

- Un deuxième ensemble (E à D) caractérisé par des bio-pelsparites avec des lithoclastes ; les oxydes de fer, le quartz et la glauconite font une apparition marquée à la base.

- Un troisième ensemble (D à C) composé de sédiments oosparitiques à rares débris de madréporaires, débris de quartz et foraminifères peu variés. Dans cette partie apparaissent des *Neotrocholina*.

- Un quatrième ensemble (C à B), riche en débris d'échinodermes, de bryozoaires, et de quartz repose sur une surface perforée. Vers le haut de nombreuses *Choffatella*, des débris de madréporaires, d'annélides et de spicules de spongiaires deviennent majoritaires. La base de ce niveau correspond à des faciès de transgression, suivis de niveaux biopelsparitiques.

- Le cinquième ensemble (B à A) débute directement par des packstones à débris d'échinodermes et débris micritisés transportés ; il se termine avec des bio-oo-sparites dans lesquelles le quartz est totalement absent et les foraminifères assez rares.

- Une deuxième partie médiane (A à X) composée principalement de mudstones particulièrement riches en débris de madréporaires, bryozoaires en boule, spicules de spongiaires ; c'est un faciès de transgression à *Choffatella* et orbitolinidés. Le sommet de ce niveau a probablement été lithifié précocément et perforé (perforations à remplissages de sables oolithiques).

- La troisième partie (de X au sommet) est composée de niveaux oolithiques à lithoclastes, puis de niveaux riches en débris d'algues, péloïdes et débris micritisés qui passent vers le haut à des sédiments riches en débris micritisés et en bioclastes (orbitolinidés).

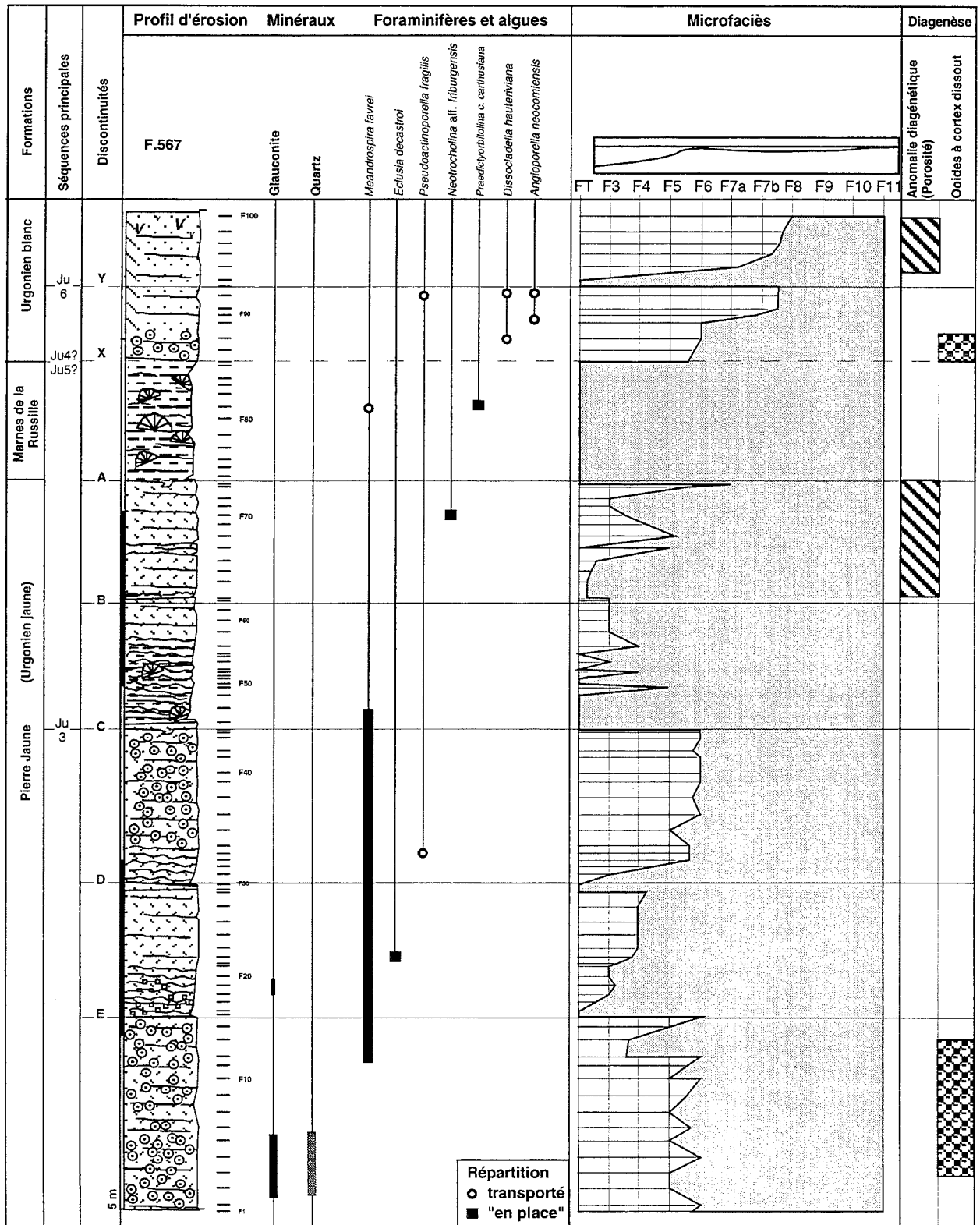


FIG. 40. – Forages F.567, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

Interprétation

Ce forage présente deux discontinuités majeures : Ju3, Ju6. Elles correspondent respectivement aux discontinuités C et Y ; deux autres surfaces (E, X) sont moins faciles à caractériser.

– En E, une surface d'érosion émergitive couvre un ensemble riche en ooïdes à cortex dissout au-dessous desquels l'association glaucosite et quartz disparaît. Ce sont dans les niveaux sus-jacents à cette surface qu'ont été reconnus *Eclusia decastroi* et *Pseudoactinoporella*

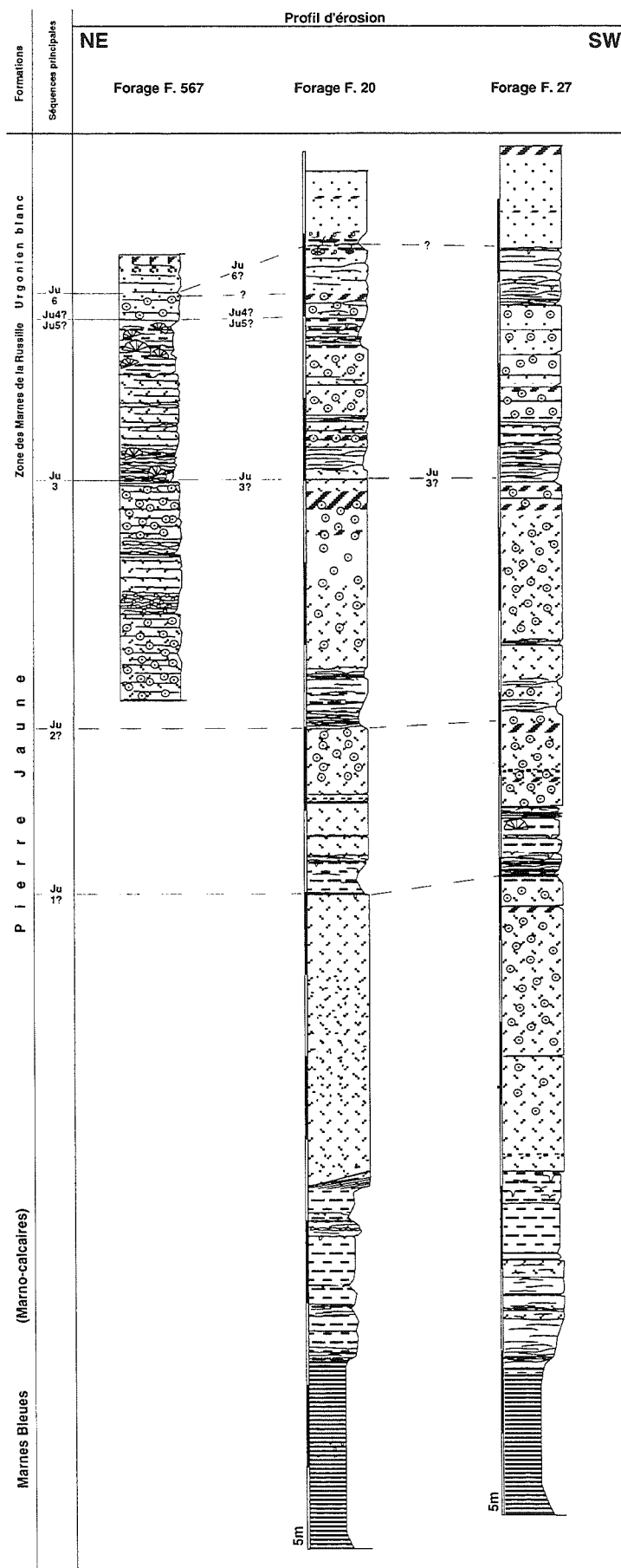


FIG. 41. – Formations recoupées par les forages F. 27 et F. 20 et corrélation avec le forage F. 567.

fragilis. Elle correspond probablement à une discontinuité dans la séquence Ju2.

– En C, les faciès oolithiques s'interrompent et les premiers faciès vaseux à madréporaires dans lesquels ont été reconnus *Meandrospira favrei* et *Praedictyorbitolina carthusiana* apparaissent. Ces faciès s'accompagnent d'une grande quantité de grains de quartz détritiques fins. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

– En X, une surface d'érosion correspond à la transition entre un niveau lithifié et perforé (éléments oxydés et remplissages vadoses polyphasés) dont les cavités sont remplies d'oospirite à lithoclastes de calcaires blancs. Cette surface marque également le passage de marnes à faciès de transgression à des calcaires blancs de faciès F6-F7, dans lesquels *Dissocladella hauteriviana* et *Angioporella neocomiensis* ont été observés. En l'absence d'orbitolinidés qui sont présents régionalement en quantités importantes dans la séquence Ju5 et qui apparaissent ici dans la séquence sus-jacente, en l'absence également des *Pachytraga* qui caractérisent la séquence Ju4, cette limite n'est pas clairement définie, mais elle correspondrait potentiellement à la discontinuité Ju4 (sans que l'on puisse totalement exclure la discontinuité Ju5).

– En Y, une surface d'érosion, surmontée par un faciès de transgression, marque l'apparition de nombreux débris micritisés (remaniés depuis une zone de lagon). Vers le haut s'installent des faciès à rudistes (F8). Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju6.

Conclusion

Les foraminifères comme *Meandrospira favrei*, *Eclusia decastroi* sont présents jusque dans Ju3, puis sont relayés par *Praedictyorbitolina carthusiana* et les algues *Pseudoactinoporella fragilis*, *Angioporella neocomiensis* et *Dissocladella hauteriviana*, plutôt présentes dans des environnements de plate-forme interne (Ju4?, Ju6). Une algue déterminée par J.-P. Masse comme *Macroporella ? praturloni* est présente dans le sommet de la séquence Ju4?; cette algue est proche de formes caractéristiques des niveaux valanginiens.

En conséquence, le forage F.567 est caractérisé par :

- une partie de la séquence Ju2,
- une séquence Ju3 peu développée, même si l'on y inclut les niveaux pouvant appartenir à une séquence Ju4 potentielle,
- l'absence probable de la séquence Ju5,
- la présence de la séquence Ju6.
- l'altération des derniers bancs de la coupe qui pourrait être reliée avec la limite de séquence Ju7.

3.1.6. Les forages de Neuchâtel F27 et F20

Localisation géographique

Les forages n° F27 (X = 558,897 ; Y = 203,501 ; puissance 85 m) et F20 (X = 558,891 ; Y = 203,592 ; puissance 24,40 m) recoupent l'ensemble de la série depuis les Marnes Bleues jusqu'à l'Urgonien blanc et permettent ainsi de connaître précisément la puissance des formations dans la région de Neuchâtel (fig. 41).

Conclusion sur les forages F.567, F.20 et F.27

En l'absence de données sédimentologiques et micropaléontologiques suffisantes, les corrélations des forages F.20 et F.27 avec le forage F.567 restent hypothétiques (fig. 41). Cependant, l'examen des forages permet de reconnaître quelques lithofaciès remarquables, notamment l'apparition des Marnes Bleues (environ 60m sous l'Urgonien blanc).

C'est seulement à partir de la surface interprétée comme la limite de séquence Ju3 que l'on peut tenter de corréler plus précisément les trois forages. Le dernier niveau à quartz et à glauconite se trouve encore à la base de F.567, il laisse supposer que Ju2 se situe peut-être juste en-dessus de la base du forage.

Le premier niveau marneux à madréporaires se place au-dessus de Ju3 ; dans les autres forages, sa position est moins nette (manque d'information par analyse microscopique). Des faciès à madréporaires existent déjà 10 m plus bas dans F.27, si bien que la position de Ju3 pourrait être modifiée selon ce critère.

La limite Ju4 se placerait directement au-dessus des derniers niveaux des Marnes de la Russille. Quelques traces de coquilles dissoutes dans le Forage F.20 pourraient correspondre au niveau à rudistes de F. 567. Malgré une distance de 4000 m entre F.567, F.20 et F.27, la séquence Ju3 se corrèle sans problèmes ; par contre en l'absence de données plus précises sur les forages, la position des autres limites est plus hypothétique. La puissance approximative de la Pierre Jaune est de 40m, celle de l'Urgonien jaune (y compris les Marnes de la Russille) de 10 à 15m, tandis que l'Urgonien blanc n'affleure que sur quelques mètres, sa partie supérieure étant en partie érodée.

3.1.7. Coupe de Boudry

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n°1164 à 1/25 000 (fig. 42), X = 553,550 ; Y = 201.140.

Cette coupe, d'une puissance totale de 38,5 m, se situe à la sortie des Gorges de l'Areuse, en amont de l'usine électrique du Chanet à Boudry. La base de la coupe est située à l'angle nord-est de l'entrée amont du tunnel du sentier des Gorges de l'Areuse ; elle se termine au sommet de la paroi rocheuse derrière l'usine électrique ; 80 échantillons y ont été prélevés [Zweidler, 1985]. L'Areuse recoupe, dans ce secteur, les formations de la Pierre Jaune et de l'Urgonien blanc.

Historique

Schardt et Dubois [1903] distinguent dans cette coupe une partie inférieure composée de calcaires spathiques à débris de crinoïdes, d'échinides, d'ostracés, de bryozoaires et de glauconite, une partie médiane, marneuse à bryozoaires sphériques, spongiaires et brachiopodes et une partie supérieure, calcaire, finement oolithique [Meia, 1965].

Zweidler [1985] note que la base des calcaires urgoniens du Jura (biostrome à madréporaires) affleure au nord de l'usine, à la base de la paroi rocheuse. La minéralogie de cette coupe a d'abord été étudiée par Rumley [1992] et reprise à nouveau dans ce travail ; cet aspect sera présenté séparément dans le chapitre minéralogie.

Analyse

Trois parties sont reconnues dans cette coupe (fig. 43), une première montre des faciès oolithiques jaunes, une deuxième des faciès marneux à madréporaires, une troisième des calcaires oobioclastiques beige à blanc. Les figures analytiques se trouvent en annexe (fig. 99, 100 et 101 ; tab. 12).

- La première partie (de la base à A), où abondent les débris d'échinodermes et de bryozoaires, est marquée par l'hydrodynamisme (oopelbiosparites). Les débris de quartz (0,1 à 0,3 mm, taille maximale de 0,450 mm, fig. 101) sont présents épisodiquement.

Cette partie est subdivisée en six ensembles.

- Le premier ensemble (de la base à E) est composé d'un grainstone à petites ooïdes (faciès F6) à cimentation précoce (perforé et oxydé).
- Le deuxième ensemble (E à W) est caractérisé par des biopeloosparites et glauconite de texture packstone à grainstone.
- Le troisième ensemble (W à D), plus puissant, à oxydes de fer, est caractérisé par des biopeloosparites et glauconite de texture packstone à grainstone.
- Le quatrième ensemble (D à C), de biopelmicrites à bio-oosparites, où le quartz et la glauconite sont plus abondants à la base de l'ensemble.

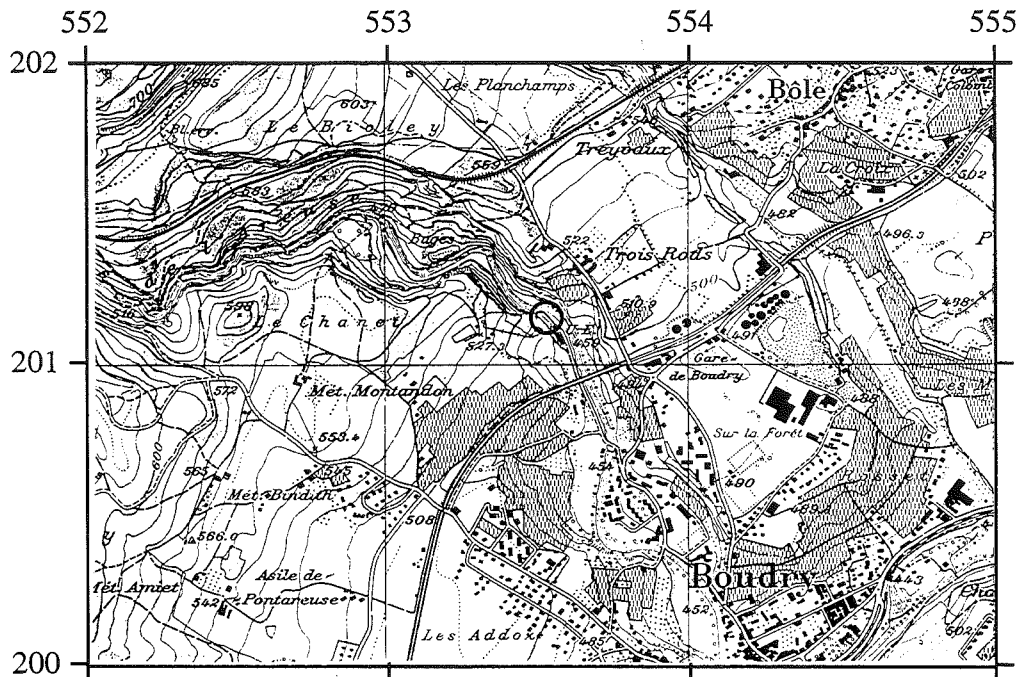


FIG. 42. – Localisation de la coupe de Boudry.

– Le cinquième ensemble (C à B) est riche en oïdes, lithoclastes et débris micritisés transportés, mais il est plus pauvre en quartz que le niveau précédent. La base de cet ensemble affleure sous forme de calcaires marneux bioclastiques, couverts par des crachées biopelsparitiques. Le sommet de cet ensemble est marqué par une surface perforée.

– Le sixième ensemble (B à A) débute par des packstones à débris d'échinodermes, péloïdes et lithoclastes et se termine par des oobiosparites. Le quartz y est totalement absent et les foraminifères, pour la plupart transportés, n'indiquent rien de nouveau.

• La deuxième partie (A à Y) est composée principalement de mudstones particulièrement riches en débris de madréporaires à la base et de biomicrites au sommet. Les foraminifères présents sont des *Choffatella* et quelques orbitolinidés : c'est le faciès de transgression associé aux Marnes de la Russille. En X, bien que le faciès ne change pas beaucoup, on observe des zones plus oxydées que d'autres et des remplissages bioclastiques à orbitolinidés. BO63 et BO64 présentent un niveau lithifié et perforé à spicules de spongiaires et à remplissage bioclastique fait de packstone à débris d'échinodermes, bryozoaires, orbitolines et annélides. De X à Y, il s'agit toujours de faciès de transgression mais sans madréporaires et dont le sommet (BO67) montre des remaniements de lithoclastes à anomalie diagénétique et silts vadoses.

• La dernière partie (de Y au sommet) est toujours dans des faciès oobiosparitiques riches en composants de plate-forme interne (débris micritisés et bioclastes). Le niveau BO79, montre des dissolutions intergranulaires importantes (dissolution précoce du ciment

et de la partie supérieure des éléments) accompagnées de silts vadoses, oxydations. Elle se distingue également des autres parties de la coupe par l'apparition de nouveaux foraminifères (dont *Orbitolinopsis ? buccifer*) et de nouvelles algues.

Interprétation

Deux discontinuités principales ont été reconnues en A et en Y ; en X et au sommet de la coupe, deux autres discontinuités sont possibles.

– En A s'observe une surface d'érosion et d'émersion couvrant un ensemble d'unités plurimétriques où alternent des calcaires oolithiques ou bioclastiques et des niveaux à oïdes à cortex dissout. Cette surface séparant un niveau marneux, correspondant à des faciès micritiques de transgression et des calcaires oolithiques à cortex dissout, est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

– En X se place une surface d'érosion et d'émersion qui scelle un niveau micritique à spicules de spongiaires dans lequel de nombreuses dissolutions et oxydations avec silts vadoses sont visibles (en BO65 et BO66). Cette surface correspondrait peut-être à la limite de séquence Ju4 ? A la base de la séquence Ju4 ? de nombreuses surfaces d'émersion sont visibles : en BO67 par exemple une biomicrite à éléments oxydés et traces de dissolutions microkarstique à remplissages de silts vadoses montre un lithoclaste dont la texture est similaire à celle du niveau BO64 (le ciment de ce lithoclaste est recristallisé et altéré) de la séquence Ju3.

– En Y, des faciès oolithiques réapparaissent avec *Paleodictyoconus sp.*, *Praedictyorbitolina carthusiana*,

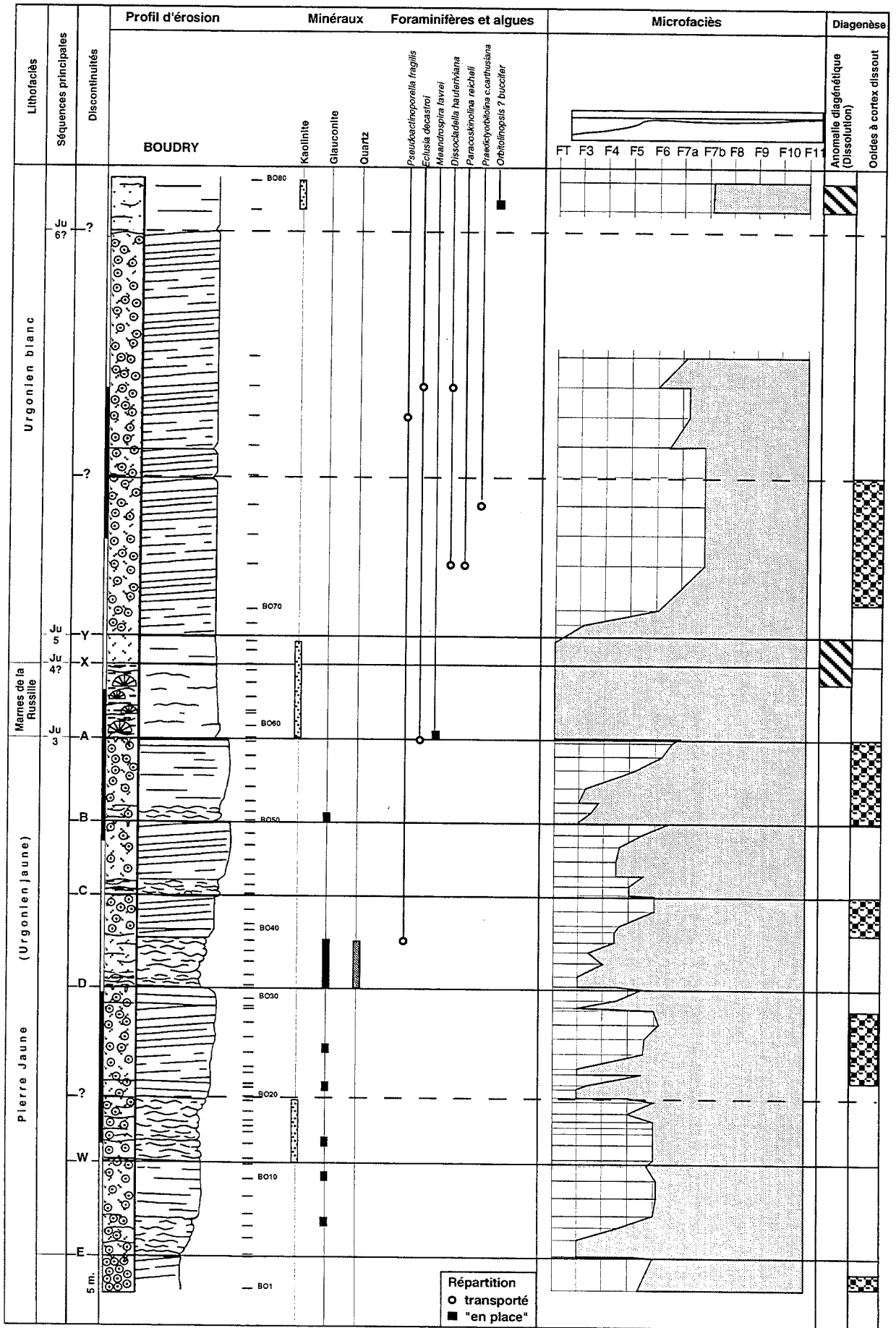


FIG. 43. – Coupe de Boudry, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

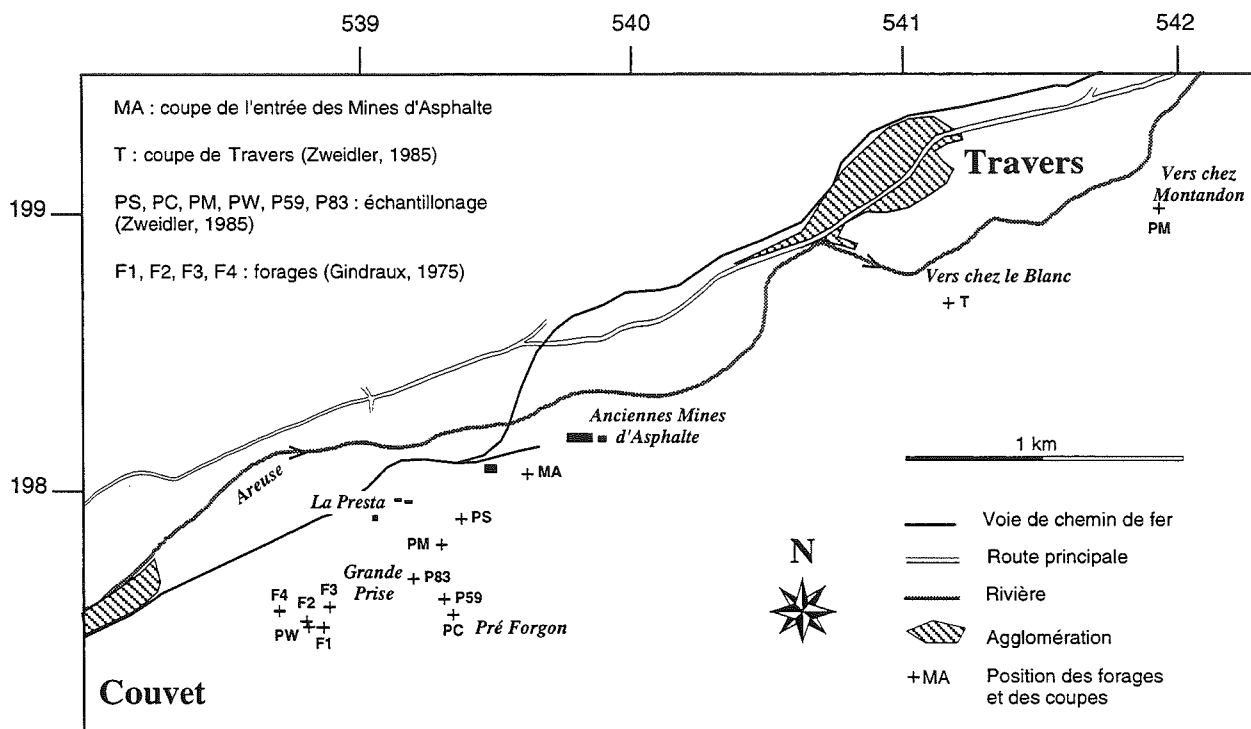


FIG. 44.- Localisation des forages [Gindraux, 1975], des coupes de la Presta [Zweidler, 1985] et autres coupes.

Dissocladella hauteriviana et *Paracoskinolina reicheli*. Dessous cette limite, des dissolutions apparaissent dans le niveau bioclastique. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju5.

- Sous BO79, une surface d'érosion mineure marque le passage à des faciès plus internes (débris micritisés et oïdes à cortex dissouts), dans lesquels apparaît *Orbitolinopsis ? buccifer*. Cette surface pourrait être interprétée comme la limite Ju6 ? malgré l'absence de niveaux à rudistes.

Conclusion

La partie inférieure jusqu'à Ju5 est assez monotone : il s'agit toujours de faciès de haute énergie sous une tranche d'eau relativement faible (action des vagues). Seul le sommet de cette partie montre des faciès de basse énergie en milieu protégé (lagon plus ou moins restreint). Toutes les séquences mineures au sein de Ju2 ont une base plus marneuse et un sommet biopelsparitique affecté par des anomalies diagénétiques pénétratives. La présence simultanée de quartz et de glauconite dans la base de la partie D-C est interprétée comme la remobilisation de matériel provenant de la séquence Ju1.

La séquence Ju3, très peu épaisse, est entièrement constituée par le lithofaciès des Marnes de la Russille. Deux séquences mineures sont néanmoins préservées de l'érosion : une première composée de faciès de transgression, scellée par une petite surface d'érosion et couverte par un niveau à galets (BO64), une deuxième

constituée par des faciès de transgression et coiffée par un hard ground (BO67). L'analyse minéralogique a montré la présence de kaolinite dans cette séquence.

La limite de séquence Ju5 coïncide avec l'installation d'un nouveau régime hydrodynamique se traduisant par la puissance inhabituelle de faciès de haute énergie au-dessus du niveau des Marnes de la Russille.

3.2. Val de Travers et environs

Célèbre pour ses mines d'asphaltes, le Val de Travers a bénéficié des nombreux travaux sur l'origine de l'asphalte [Jaccard, 1890 ; Schardt, 1911] et sur l'aspect géologique et stratigraphique [Schardt, 1911 ; Frey, 1922] du secteur. Ces auteurs mentionnent, au-dessus des gisements (associés aux faciès urgoniens), des occurrences d'Aptien et d'Albien. Plus récemment, Gindraux [1975] a fait l'analyse minéralogique de quatre forages et Zweidler [1985] a consacré une partie de sa thèse à l'étude de la genèse des gisements d'asphalte.

3.2.1. Forages du Val de Travers

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1163 (Travers) à 1/25000 (fig. 44), F1 : X = 539,860 ; Y = 197,490 ; F2 : X = 539,800 ; Y = 197,510 ; F3 : X = 539,880 ;

Y = 197,570 ; F4 : X = 539,770 ; Y = 197,550.

Historique

Gindraux [1975] a caractérisé par une étude minéralogique les formations traversées par les forages F1, F2, F3, F4.

Analyse

La description lithologique des carottes (fig. 45) est assez précise mais seuls l'Aptien et l'Albien ont pu être sommairement caractérisés par leur contenu biostratigraphique : un niveau argileux gris-bleu à orbitolines (*Palorbitolina lenticularis*) à la base de l'Aptien et des fossiles (non précisés) pyriteux ou phosphatés dans l'Albien.

– F.1 : ce forage recoupe de bas en haut, environ 10 m « d'Urgonien blanc », 7 m d'Aptien, 31 m d'Albien, 2,5 m de Tertiaire et le Quaternaire.

– F.2 : ce forage recoupe de bas en haut, environ 11 m « d'Urgonien blanc », 14 m d'Aptien, 6 m d'Albien, et le Quaternaire.

– F.3 : ce forage recoupe de bas en haut, environ 10 m « d'Urgonien blanc », 7 m d'Aptien, 6 m d'Albien, et le Quaternaire. Gindraux signale un niveau à gypse à la limite Urgonien-Aptien.

– F.4 : ce forage recoupe de bas en haut, environ 5 m « d'Urgonien blanc », 10 m d'Aptien, 15 m d'Albien, et le Quaternaire.

Interprétation

L'épaisseur de l'Aptien est assez irrégulière dans ces quatre forages. Pour les corrélations plus précises les forages ont été positionnés en considérant la surface basale de la zone d'anomalie diagenétique de l'Aptien comme horizontale (H). La place de la limite de séquence Ju7 coïncide avec la limite inférieure de l'Aptien. Les niveaux à rudistes ne sont pas assez exprimés pour placer la limite Ju6.

Les dépôts cénozoïques reposent sur l'Albien par l'intermédiaire d'une surface d'érosion très irrégulière qui entaille ces niveaux.

Conclusion

La figure 43b montre la position de la limite Ju7 (d'après les descriptions de Gindraux) ainsi que les surfaces d'érosion associées aux limites de séquences de l'Aptien-Albien, Albien-Tertiaire ou Albien-Quaternaire.

La plus grande distance entre le forage F4 et le forage F3 étant d'environ 80 m, les variations d'épaisseur et de composition lithologique laissent supposer une surface d'érosion importante. Celle-ci est documentée en d'autres endroits par des galets au sommet de l'Urgonien [Guillaume, 1966]. En ce qui concerne le forage F3, il présente à la limite « Urgonien » -Aptien, un niveau de gypse (particularité

déjà observée dans le Val-de-Travers par Frey en 1922), dont la formation peut être interprétée de trois manières :

– dépôt à la fin des calcaires urgoniens et préservés de l'érosion,

– dépôt au début de l'Aptien, dans un environnement confiné, pendant une période de transgression,

– dépôt par injection de fluides chargés en sulfates dans une fissure horizontale qui recoupe la stratification.

La préservation de ces niveaux de gypse dans des conditions de karstification et d'érosion intense (documentée en différents endroits dans le Jura) est peu probable. La présence de ce niveau n'est vraisemblablement pas liée à des fractures mais à une formation synsédimentaire intercalée. Pour ces raisons, la seconde hypothèse est la plus probable.

3.2.2. La Presta-Coupe de Travers

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1163 (Travers) à 1/25000 (fig. 44), Travers ; coordonnées : X = 542.150 ; Y = 198.150. Le gisement d'asphalte de La Presta est situé entre les localités de Travers et de Couvet. La position précise des échantillons est figurée (fig. 46).

Historique

De nombreuses publications auxquelles l'on se réfèrera pour plus de détails, traitent de l'histoire et de la géologie des Mines d'Asphalte du Val-de-Travers [Knab, 1869 ; de Tribolet, 1877 ; Jaccard, 1869-1890 ; Schardt, 1899-1911 ; Breynart, 1912 ; Heim, 1919 ; Frey, 1922 ; Zweidler, 1985 ; Méia, 1987].

Analyse

La coupe de Travers (fig. 47) est puissante de 4,2 m et 26 échantillons y ont été prélevés (tab. An. 2-6). Elle se compose de deux parties dans l'Urgonien blanc.

– La première partie (de la base à B) est composée de calcaires bioclastiques poreux riches en orbitolinidés et foraminifères de plate-forme.

– La deuxième partie (de B au sommet) est composée d'une biomicrite à rudistes, riche en orbitolinidés, foraminifères et algues.

Seuls quelques échantillons de la Presta ont pu être étudiés. Ils présentent pour la plupart des imprégnations d'asphalte qui gênent la reconnaissance des éléments.

Interprétation

A partir de la base de l'entrée de l'ancienne mine d'asphalte ouverte au public, on peut observer plusieurs niveaux marneux riches en orbitolinidés. Très mal conservés, ces orbitolinidés n'ont pas pu être déterminés précisément. Néanmoins, leur abondance permet d'indiquer au moins la présence de la séquence Ju5,

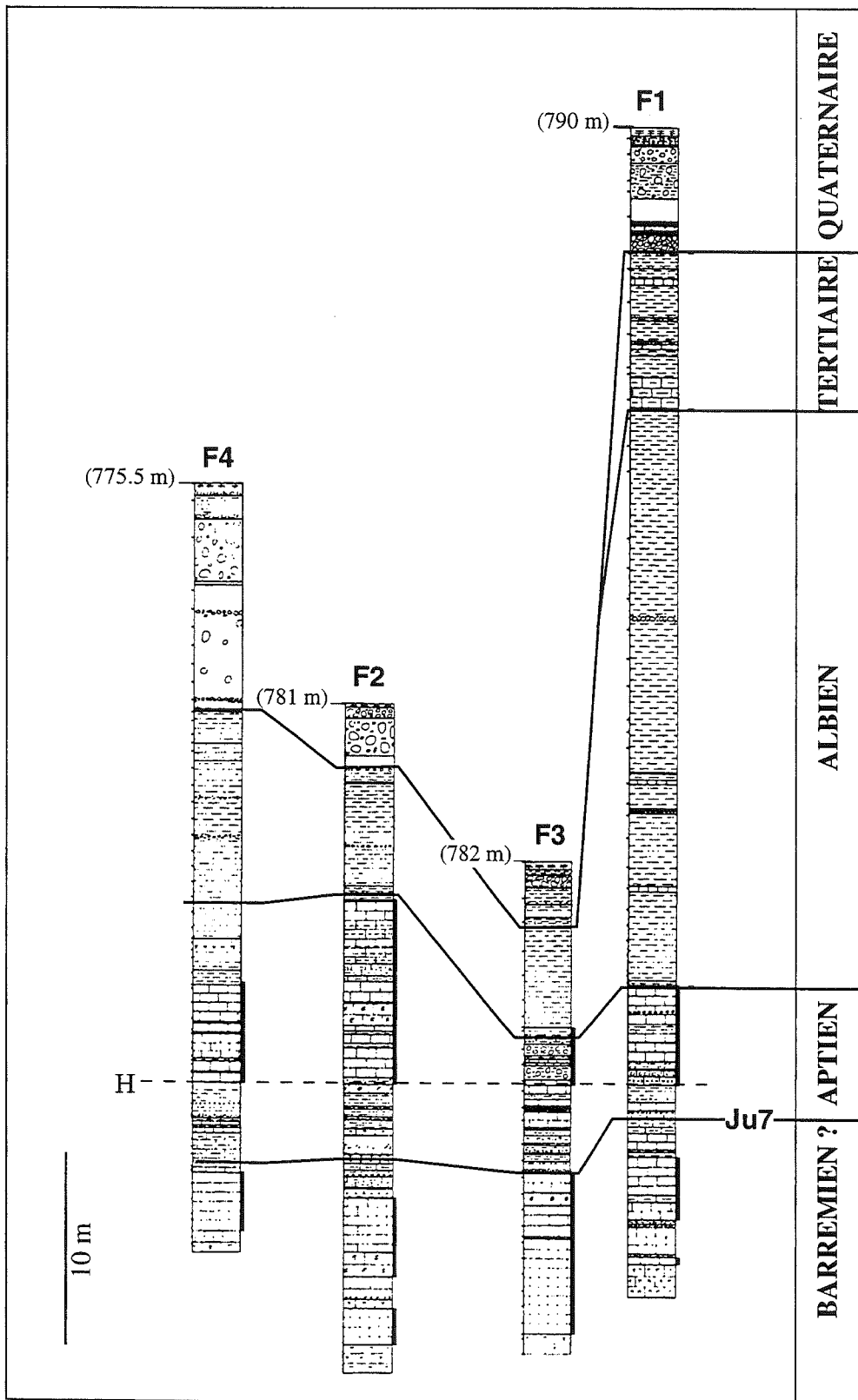


FIG. 45. – Corrélation stratigraphique des forages F.1, F.2, F.3, F.4, d'après les levés de forages de Gindraux [1975]. Horizontale choisie : base de l'anomalie diagenétique de l'Aptien.

faute de pouvoir placer avec précision la limite de séquence Ju5.

Une surface d'érosion, couverte par un niveau à

rudistes est visible au-dessus d'un épais niveau poreux localement complètement imprégné d'asphalte (« bon banc » des carriers de la Mine de La Presta). Elle est

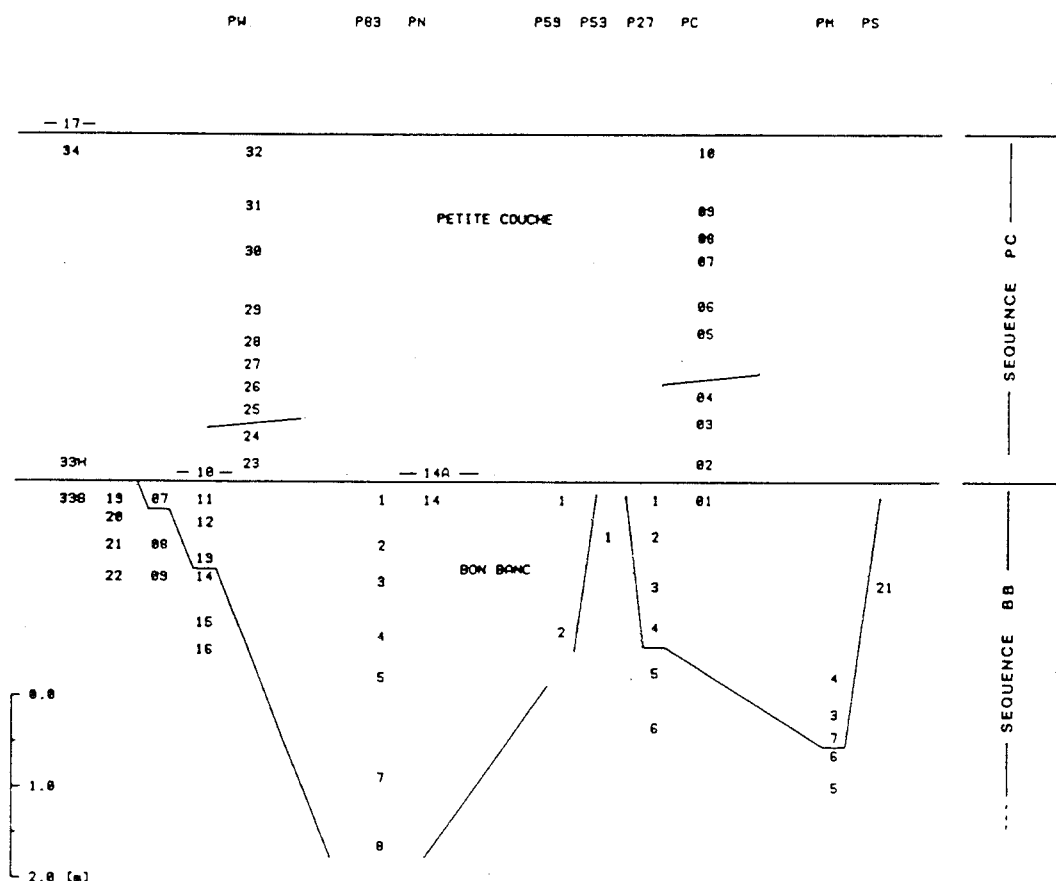


FIG. 46. – Position des échantillons des coupes de la Presta (PW, P83, PN, P59, P53, P27, PC, PM, PS), d'après Zweidler [1985].

interprétée comme la limite de séquence Ju6. Cette surface est visible à Travers en B.

Du point de vue biostratigraphique la présence d'*Orbitolinidae* à gros piliers, de *Cribellopsis* cf. *neolongata*, *Eopalorbitolina* ? *charollaisi* (appareil embryonnaire en PW33h, coupe de la Presta) et de *Salpingoporella melitae* indiqueraient un âge Barrémien terminal ou Aptien.

Le profil des mines montre un niveau poreux au-dessus du niveau à rudistes ; le toit de ce niveau (appelé petit banc par les carriers) a livré dans des niveaux marneux *Palorbitolina lenticularis* d'âge Aptien [Frey, 1922]. De fait, la surface qui correspond au toit de ce niveau est interprétée comme la limite de séquence Ju7.

Conclusion

Dans les échantillons de La Presta, la présence d'*Eopalorbitolina* ? *charollaisi* au-dessus de la limite de séquence Ju6 indique un âge Barrémien supérieur-Aptien inférieur.

Sur le profil de Frey [1922], les marnes aptiennes à *Palorbitolina lenticularis* viennent directement sur le « Petit Banc » au-dessus de la limite de séquence Ju7, 2,5 m au-dessus de la limite de séquence Ju6. La description de Frey montre que le niveau des Marnes de

la Russille (vraisemblablement associé à la séquence Ju3) affleure environ 17 m sous la limite de séquence Ju6.

Le profil de l'entrée actuelle de la mine (fig. 47) est assez différent des coupes de Travers et de celle de Frey. L'entrée de la mine creusé dans le premier niveau à asphalté est surmonté par plus de 10 m de calcaires bioclastiques intercalés de petits niveaux marneux à orbitolines. Le matériel (résidu de lavages et tamisages) est très micritisé et ne permet pas de détermination générique ou spécifique. Néanmoins il serait logique d'y placer la limite de séquence Ju5 ?

Les niveaux réservoirs de l'asphalte (bon banc et petit banc) sont liés à des altérations des niveaux carbonatés (dissolution intergranulaire et moldique) par des eaux météoriques (nappes phréatiques, Zweidler [1985]), générés par les limites des séquences Ju6 et Ju7.

3.2.3. Boveresse

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1163 (Travers) à 1/25000 (fig. 48), X = 536,250 ; Y = 197,000.

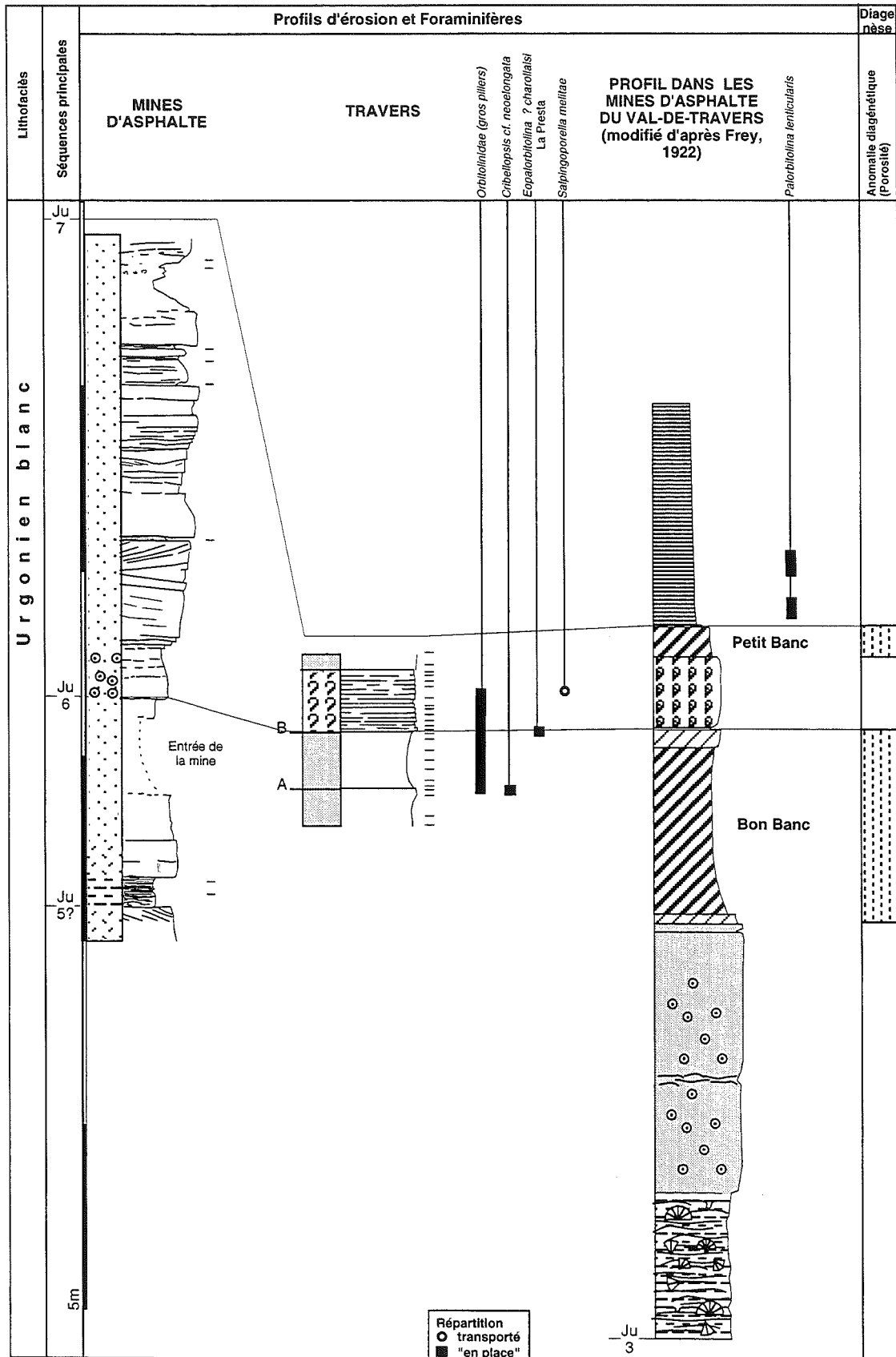


FIG. 47. – Profils et corrélations des coupes des Mines d'asphalte du Val-de-Travers.

Cette coupe commence le long de la voie de chemin de fer, à environ cent à deux cent mètres à l'est du

passage à niveau et à proximité des signaux lumineux de la voie. La partie supérieure de la coupe se situe au-

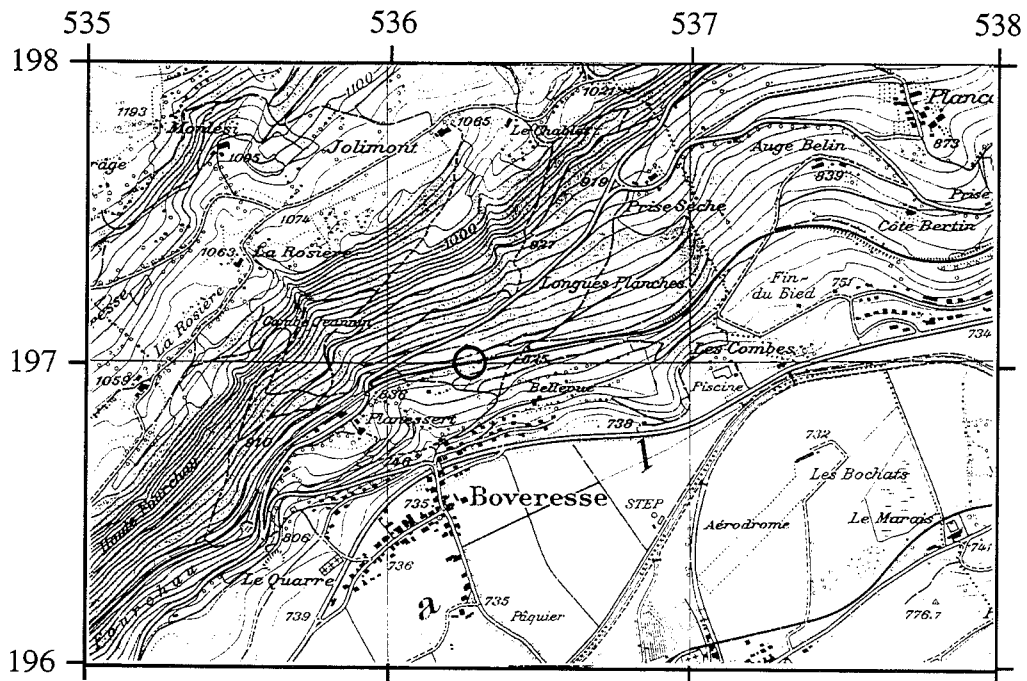


FIG. 48. – Localisation de la coupe de Boveresse.

dessus du talus du chemin de fer, en bordure d'une route forestière qui longe la voie.

Historique

Sur la base des 3 affleurements attribués à « l'Urgonien-Aptien » par Rickenbach [1925], Guillaume et Portmann [1966, p.188] ont étudié ces coupes. Parmi celles-ci, la coupe le long de la voie du chemin de fer semble la mieux préservée.

Conrad [1969, p. 69] a réexaminé la microfaune des affleurements de Boveresse citée par Guillaume et Portmann [1965] et la rattache à sa zone IV d'orbitolinidés (Barrémien supérieur-Aptien inférieur). D'après Conrad, cette microfaune se compose de *Dictyoconus barremianus*, *D. cuvillieri*, *Coskinolina sunnilandensis*, *Dictyoconus* sp., *Orbitolina* sp., *Hoffatella* sp., *Miliolidae* et *Cytherelloidea* sp.

Récemment, Clavel *et al.* [1994] attribuent à cette coupe un âge Hauterivien supérieur sur la base de la récolte de *Praedictyorbitolina claveli* observées dans deux échantillons. Cette attribution stratigraphique infirme donc l'âge Aptien inférieur proposé par Guillaume et Portmann. Sur la base de l'absence de récolte d'échinidés aptiens cités par Guillaume et Portmann [1965], Clavel *et al.* [1994] supposent une erreur de détermination de Devries [*in* Guillaume et Portmann, 1965] entre *Heteraster oblongus* (forme aptienne) et *Heteraster couloni* (forme hauterivienne moins évoluée). Plusieurs points sont cependant à préciser : d'une part la qualité médiocre des affleurements ne permet pas d'exclure la présence de

niveaux fossilifères qui n'affleurent plus depuis les travaux de Guillaume et Portmann [1965] ; d'autre part il faut noter que, comme le précise Guillaume [1966] et contrairement à l'opinion de Clavel *et al.* [1994], Devries connaissait bien la différence entre ces deux espèces.

Par ailleurs, il faut noter que même en l'absence d'ostracodes marqueurs dans les niveaux marneux de cette coupe, Clavel *et al.* [1994] considèrent que «... le cortège d'ostracodes examinés revêt un caractère essentiellement Hauterivien supérieur-Barrémien... »

Sur le plan minéralogique, des « blocs de conglomérats et galets » riches en minéraux lourds (tourmaline, zircon, rutile, anatase, staurotide, disthène et grenat) semblent être assez répandus [Guillaume, 1966].

Analyse

Les lithofaciès de l'Urgonien jaune et de l'Urgonien blanc peuvent être reconnus dans la série de Boveresse (fig. 49).

– La base de la coupe appartient à l'Urgonien jaune et se compose de quatre unités (1, 2, 3 et 4, fig. 49), de faciès calcaréo-argileux (packstones) à bioclastes et péloïdes, ces quatre unités étant séparées par des surfaces d'érosion (en gouttières orientées vers le sud-est). Comme à la Cité Suchard, il n'existe pas dans cette coupe de niveaux attribuables aux Marnes de la Russille ; il semble donc que cette lacune soit liée à une des surfaces d'érosion précédemment citées.

– La base de l'Urgonien blanc correspond à une

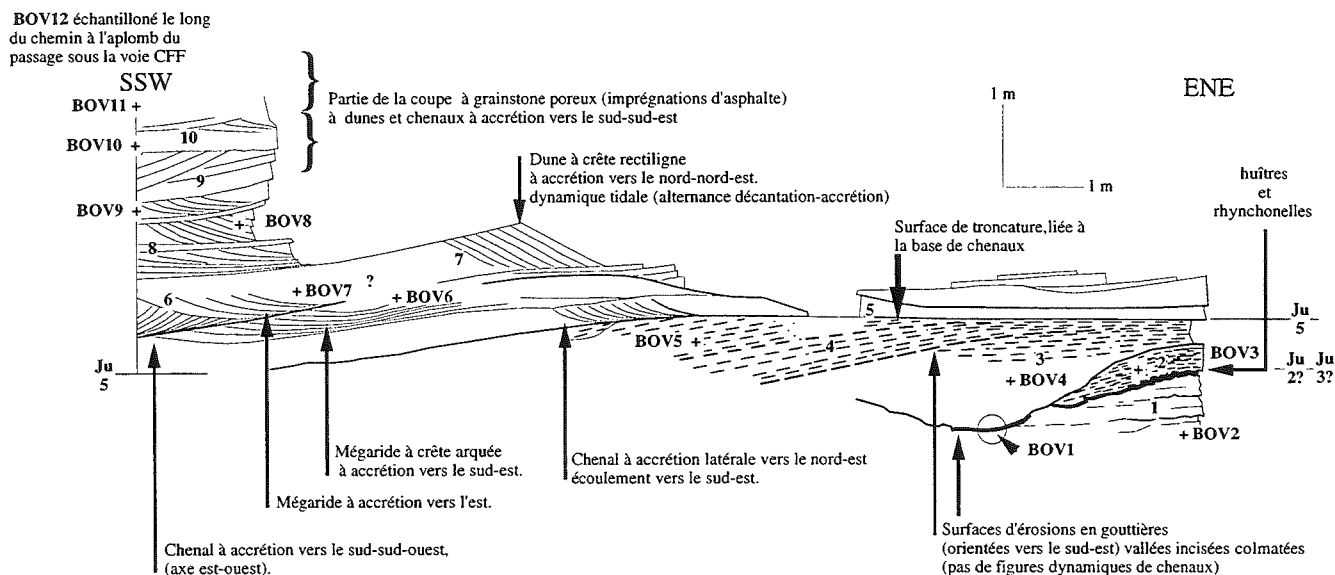


FIG. 49. – Coupe de Boveresse : schéma à l'échelle des figures sédimentaires principales et des profils d'érosion correspondants. Dix ensembles lithologiques, séparés par des surfaces d'érosion, sont reconnus.

surface d'érosion (unité 5). Les unités suivantes (5 à 10) qui composent ce lithofaciès sont essentiellement structurées par des figures de courant de type mégarides et chenaux, dominées par des courants orientés vers le nord-est, l'est et le sud-est.

La partie supérieure n'affleure pas de façon continue dans le secteur, mais il semble que l'Urgonien blanc y atteigne une puissance de près de 10 m. Dans la partie supérieure de l'affleurement (unités 7, 8, 9 et 10), des imprégnations d'asphalte ont été observées ainsi que des traces de dissolution intergranulaire à forte porosité.

Le lavage de marnes sous la première discontinuité n'a fourni aucun orbitolinidé, ni faune ayant une signification stratigraphique ; par contre les différents niveaux échantillonnés (tab. An. 2-7), notamment ceux au-dessus de l'unité 5, sont riches en orbitolinidés (*Praedictyorbitolina carthusiana carthusiana*, *Paleodictyoconus* ? sp.), foraminifères qui sont aussi présents quoique de manière moins condensée, dans les coupes de Travers et Bevaix.

Interprétation

Plusieurs surfaces érosives sont bien marquées et délimitent des niveaux avec des faciès très caractéristiques. La présence de nombreux orbitolinidés permet d'envisager une corrélation avec quelques limites de séquences bien définies.

Une première surface d'érosion, qui s'observe entre les niveaux 1 et 2, couvre des niveaux dont le faciès est à rapprocher de ceux observés à la base de la coupe de Suchard (sommet de séquence Ju1). Cette surface pourrait correspondre à la limite de séquence Ju2 ou Ju3 (présence de quelques débris de madréporaires).

Entre les niveaux 2 et 3, une surface d'érosion

entaille la surface précédente mais son importance semble cependant mineure puisqu'elle ne correspond à aucun changement particulier dans la succession sédimentaire (en cela, cette surface se rapproche de la surface d'érosion en auge décrite à Suchard).

Entre les niveaux 4 et 5, une surface d'érosion majeure surmonte les derniers niveaux de calcaires marneux bioturbés. Cette surface est couverte par des niveaux carbonatés blancs « d'Urgonien blanc », composés de sables bioclastiques agencés en dunes et chenaux. Ces niveaux sont interprétés par analogie sédimentologique, faciologique et micropaléontologique avec les coupes de la Presta et de Travers comme les dépôts de la séquence Ju5. La présence dans la partie supérieure de la coupe de niveaux anormalement poreux est probablement liée à une limite de séquence importante (Ju6 ou Ju7, par proximité avec les mines de Travers et la Presta).

Conclusion

Grâce aux observations géométriques et sédimentologiques, plusieurs observations permettent d'avancer que cette coupe **ne peut pas** être complète notamment en raison de l'importance des surfaces d'érosion.

– Les niveaux de la séquence Ju3 sont probablement absents dans cette coupe, ou tronqués,

– Les niveaux de l'Urgonien blanc (séquence Ju5), comme dans la région de Neuchâtel, sont altérés par dissolution (anomalies diagenétiques) et couverts par des surfaces d'émersion (même place stratigraphique que les niveaux pièges de l'asphalte à Travers).

– Les surfaces d'érosion interprétées ici comme des

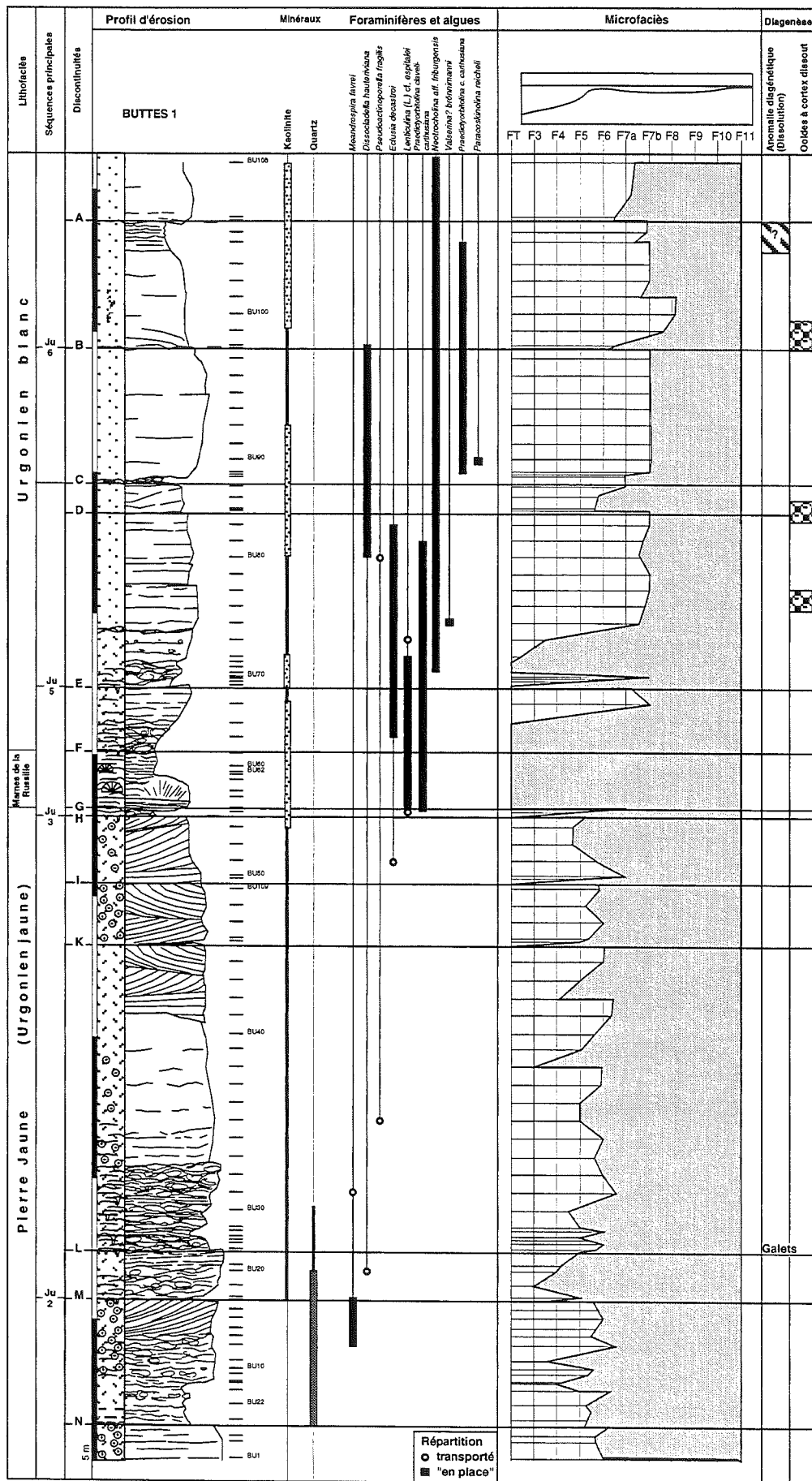


FIG. 51. - Coupe de Buttes 1, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

– Un quatrième ensemble dans lequel les niveaux (K-I et I-H) sont composés principalement d'oo-pelsparites avec un petit niveau marneux à la base.

• La deuxième partie, réduite, se divise en trois unités :

– 1. la première, de H à G, correspond à un tout petit niveau marneux et bioclastique ;

– 2. la seconde, de G à F, est représentée par un niveau plus marneux à débris de madréporaires souvent encroûtés. Au sommet de ce niveau, on voit apparaître quelques *Choffatella*. Ce niveau correspond au faciès de transgression ;

– 3. la troisième, de F à E, dont la base est noduleuse, passe à des biosparites où apparaissent les premiers orbitolinidés (indéterminables).

• La troisième partie se divise en quatre unités.

– 1. De E à C, cette unité débute par des niveaux noduleux qui passent à des biopelsparites à débris d'échinodermes ; au sommet, on passe à des biosparites plus riches en débris micritisés. Cette unité est riche en orbitolinidés, difficilement identifiables (*Praedictyorbitolina* sp., *Paracoskinolina* sp., *Valserina* sp.).

– 2. De C à B, cette unité est aussi riche en orbitolinidés dont *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Paracoskinolina reicheli*, *Cribelloopsis* sp.

– 3. De B à A, le niveau est caractérisé par des calcaires bioclastiques (à la base), puis des calcaires à rudistes. Au sommet, les calcaires bioclastiques sont poreux.

– 4. De A au sommet de la coupe, on a des calcaires bioclastiques de plate-forme avec quelques orbitolinidés.

Interprétation

Cinq discontinuités ont été reconnues.

– En M, une surface d'érosion coïncide avec l'apparition de la kaolinite. Un mètre plus haut une discontinuité (en L) vraisemblablement d'importance mineure souligne des niveaux dans lesquels le quartz détritique se raréfie et où sont associés des galets perforés. *Meandrospira favrei* (subautochtone) a été reconnue au-dessous et peu au-dessus de cette surface. Elle est interprétée comme la limite de séquence Ju2.

– En H, une surface d'érosion coïncide avec l'apparition des premiers faciès à madréporaires et orbitolinidés et une augmentation de la teneur en kaolinite. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

– En E, une surface d'érosion marque l'apparition de *Neotrocholina* aff. *friburgensis* et de nombreux orbitolinidés. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju5. Plus haut (en C), *Praedictyorbitolina carthusiana* et *Paracoskinolina reicheli*. s'observent au-dessus d'une surface mineure.

– En B, une surface d'émergence et d'érosion surmontée par un niveau d'ooides remaniées à cortex dissout souligne l'apparition des premiers niveaux à rudistes. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju6.

D'après les indications de Frey [1922] qui signale les niveaux de l'Albien peu au-dessus du profil actuel, la limite de séquence Ju7 se place très probablement au sommet de la coupe (dans des niveaux sus-jacents au profil, affleurant mal actuellement et non représentés).

Conclusion

Les exemplaires de *P. claveli-carthusiana* (séparation spécifique difficile) présents depuis Ju3 ne permettent pas d'attribuer avec certitude un âge à la séquence Ju3. Par contre, la présence de *Paracoskinolina reicheli* (ici associée à *Praedictyorbitolina carthusiana*) dans la séquence Ju5 indiquerait un âge Barrémien supérieur. L'Albien supérieur est mentionné par Frey dans des affleurements près du village de Buttes.

Bien que cette coupe soit proche du Val-de-Travers, aucune imprégnation d'asphalte n'y a été observée ; les anomalies diagénétiques sous les limites de séquences sont peu importantes. Les séquences Ju2, Ju5, Ju6 sont assez bien développées alors que les niveaux marneux à débris de madréporaires de la séquence Ju3 sont moins développés que dans la coupe d'Eclépens.

3.2.5. Coupe de Buttes-2

Localisation géographique (fig. 50)

X = 531,050 ; Y = 193,000.

Coupe d'une puissance de 8 m située à environ 1 km. en direction de la Côte-aux-Fées par rapport au dernier affleurement (BU1) ; 24 échantillons ont été prélevés.

Historique

Zweidler [1985] corrèle la discontinuité E de BU2 avec la discontinuité H de BU1 (discontinuité de la Russille), c'est-à-dire qu'il considère que les calcaires à *Pachytraga* appartiennent aux calcaires urgoniens du Jura. Prenant également en compte la microfaune et la flore, Masse, Conrad et Remane [1989] placent la coupe de Buttes 2 dans l'Hauterivien supérieur par corrélation lithofaciologique avec des affleurements de calcaires à *Pachytraga* dans les domaines provençaux et en Sardaigne. La coupe de Buttes 2 serait donc, selon ces auteurs, dans l'Urgonien inférieur (jaune) compris entre la Pierre jaune et les Marnes de la Russille.

Analyse

Cette coupe (fig. 52) se divise globalement en trois unités (les données analytiques se trouvent en annexe : fig. 118 et 119 ; tab. 16).

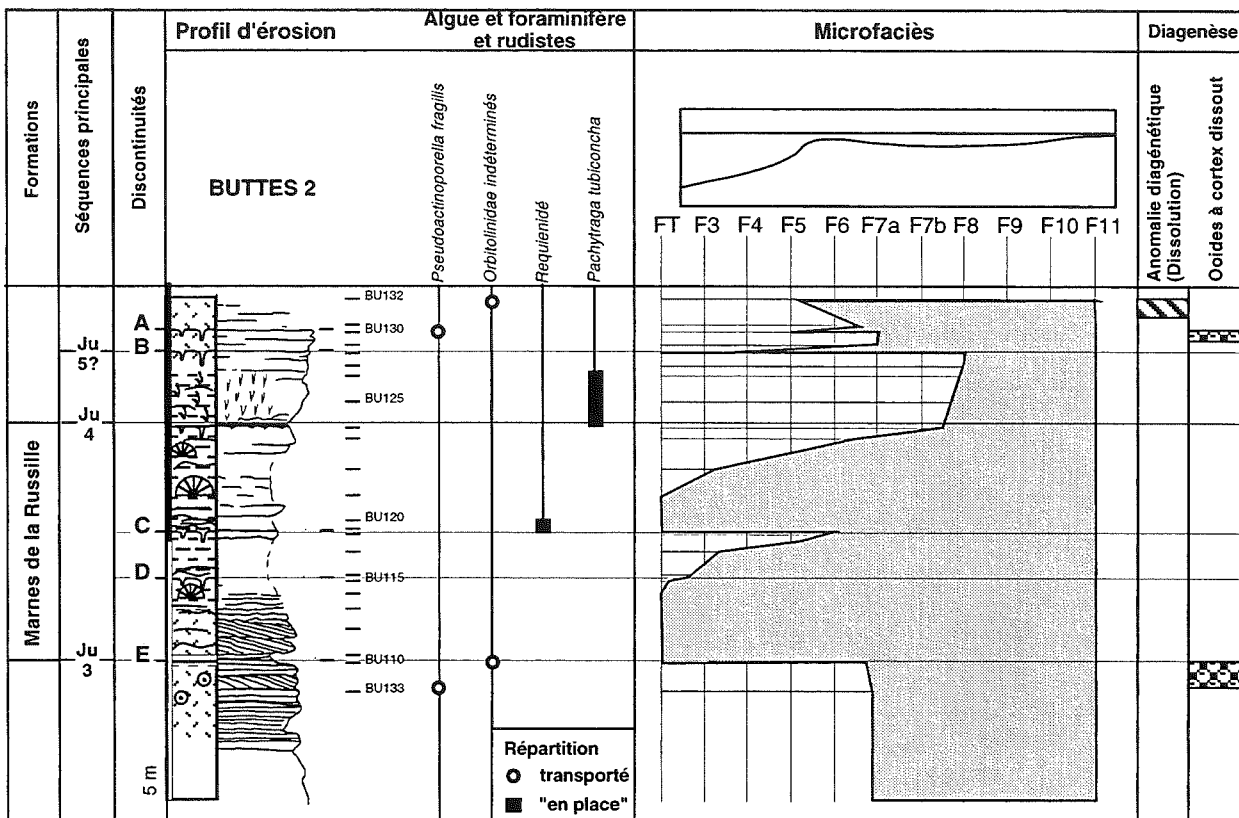


FIG. 52. – Coupe de Buttes 2, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

– Une première unité oobioclastique dont le sommet (E) présente des ooides à cortex dissout.

– Une deuxième unité marneuse à madréporaires est riche à sa base (D-E) en spicules de spongiaires et débris de madréporaires. Plus haut, de D à C, un niveau de biopelsparites est couvert par une surface perforée sur laquelle des valves supérieures de Requeniidés ont été observées. Au-dessus de C, on a un épais niveau marneux à madréporaires qui s'achève par des surfaces perforées.

– Une troisième unité surmonte les deux premières unités, avec les calcaires à *Pachytraga* suivis de deux surfaces perforées.

Interprétation

On reconnaît trois discontinuités principales.

– En E, une surface d'érosion souligne les niveaux dans lesquels les premiers faciès à madréporaires apparaissent. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

– Entre C et B, une surface d'érosion marquée par des perforations et des encroûtements d'oxydes de fer, souligne les niveaux dans lesquels les premiers faciès à *Pachytraga* apparaissent. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju4. Un niveau riche en valves de Requeniidés a été observé sur la surface C.

– En B, une surface d'érosion couvre les derniers niveaux à *Pachytraga* et coïncide avec l'apparition de *Trocholina odukpaniensis* (forme fréquente dans les faciès de plate-forme). Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju5.

Conclusion

L'absence de microfaune significative ne permet pas d'appuyer ou d'infirmer l'attribution stratigraphique des calcaires à *Pachytraga* à l'Hauterivien supérieur basal (Zone à Sayni) proposée par Masse *et al.* [1989].

La séquence Ju3 marquée par les madréporaires (correspondant approximativement au niveau des Marnes de la Russille) se place en dessous des calcaires à *Pachytraga* qui correspondent à la séquence Ju4. Le niveau des Calcaires à *Pachytraga* se place donc non pas au-dessus (opinion de Masse et Conrad) mais plutôt au-dessus de la formation des Marnes de la Russille. La séquence Ju4 est d'une puissance réduite.

3.2.6. Coupe des Ponts-de-Martel

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1163 (Travers) et n° 1143 (Le Locle) à 1/25000 (fig. 53), X = 546,625 ; Y = 205,775.

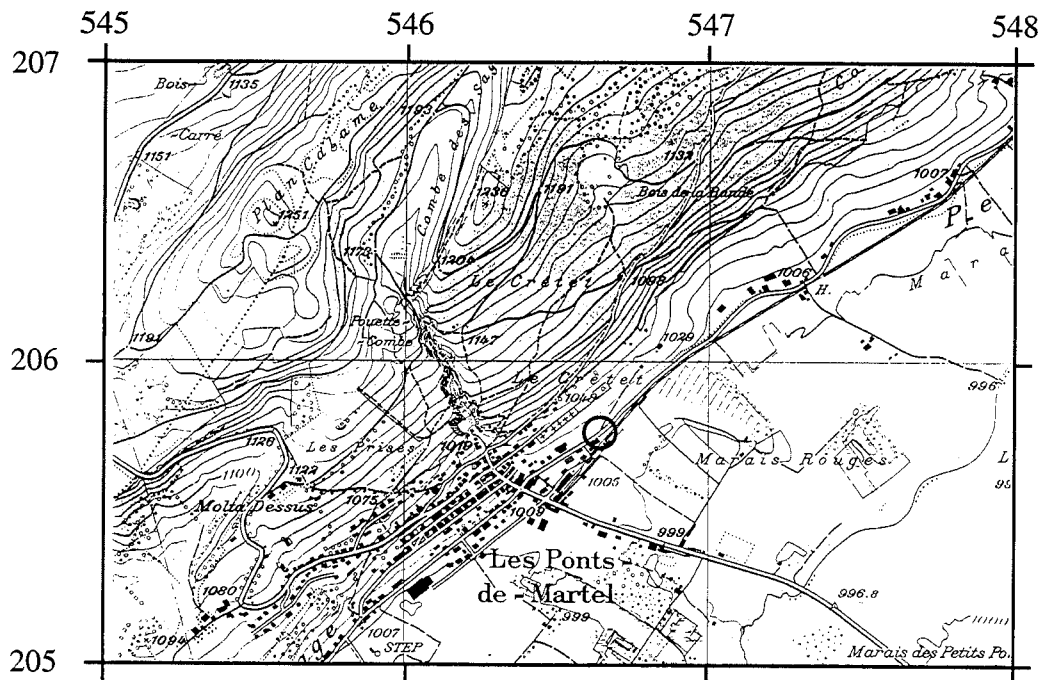


FIG. 53. – Localisation de la coupe de Ponts-de-Martel - fromagerie.

Il s'agit ici d'un affleurement de puissance réduite mais d'un grand intérêt. Situé en bordure de la vallée des Ponts, la coupe (PMF) se place en bordure de la route d'accès à une fromagerie au nord-est du village de Ponts-de-Martel.

Les figures sédimentaires (perforations au sommet du banc calcaire) indiquent sans équivoque que toute la série est inverse [Blanc, 1995]. La série du Berrisien-Valanginien qui est progressivement verticalisée en direction de l'est [Blanc, 1995] est séparée de la série urgonienne par une combe correspondant aux Marnes Bleues.

Analyse

Les caractères faciologiques sont assez tranchés pour reconnaître deux formations dans cette coupe (fig. 54) : la Pierre Jaune et les Marnes de la Russille. Plus en détail, la série se compose de 3 m de calcaires bioclastiques roux, suivis d'un niveau noduleux à madréporaires, puis d'un bioherme à *Pachytraga tubiconcha* (détermination J.-P. Masse). Celui-ci est surmonté par 10 cm de marnes puis par des calcaires blancs remaniés en blocs métriques. La série se termine par des sables molassiques, juste sur le sommet des calcaires blancs ; au contact, on observe des galets perforés de calcaires (Aptiens ?). L'épaisseur de la série visible des calcaires bioclastiques à la molasse n'est que de 7 m.

Interprétation

Dans cette coupe réduite, trois discontinuités principales sont visibles.

- Une surface d'émersion et d'érosion se place au sommet de calcaires oobioclastiques de la base de la coupe. Au-dessus, une lacune de visibilité de faible épaisseur (0,6 m) souligne des niveaux dans lesquels apparaissent de nombreux débris de madréporaires, puis des madréporaires en place relayés vers le haut par un bioherme à *Pachytraga*. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

- Une surface d'érosion marquée par des perforations et des encroûtements d'oxydes de fer couvre le niveau à madréporaires. Au-dessus de cette surface, s'est mis en place le niveau à *Pachytraga* dans lequel apparaissent *Flabellamina* ? sp., ainsi que quelques algues telles que *Angioporella neocomiensis* et *Dissocladella hauteriviana* ; elle est interprétée comme la limite de séquence Ju4.

- Une surface d'érosion, soulignée par des traces de microkarstification liées à une ou des émergences couvre le sommet des calcaires à *Pachytraga*. Cette surface est couverte par des marnes à Térébratules et des calcaires à lithoclastes dont l'origine est probablement liée au démantèlement de la séquence sous-jacente. Elle serait interprétée comme la limite de séquence Ju7 en raison des caractères sédimentologiques des niveaux sus-jacents.

- La série molassique cénozoïque repose sur la séquence précédente par l'intermédiaire d'une surface perforée sur laquelle on trouve des galets perforés. Cette surface d'érosion matérialise une lacune stratigraphique qui correspondrait au Crétacé supérieur, au Paléocène, à l'Eocène et au moins à une partie de l'Oligocène (âge le plus ancien possible de la Molasse dans cette région).

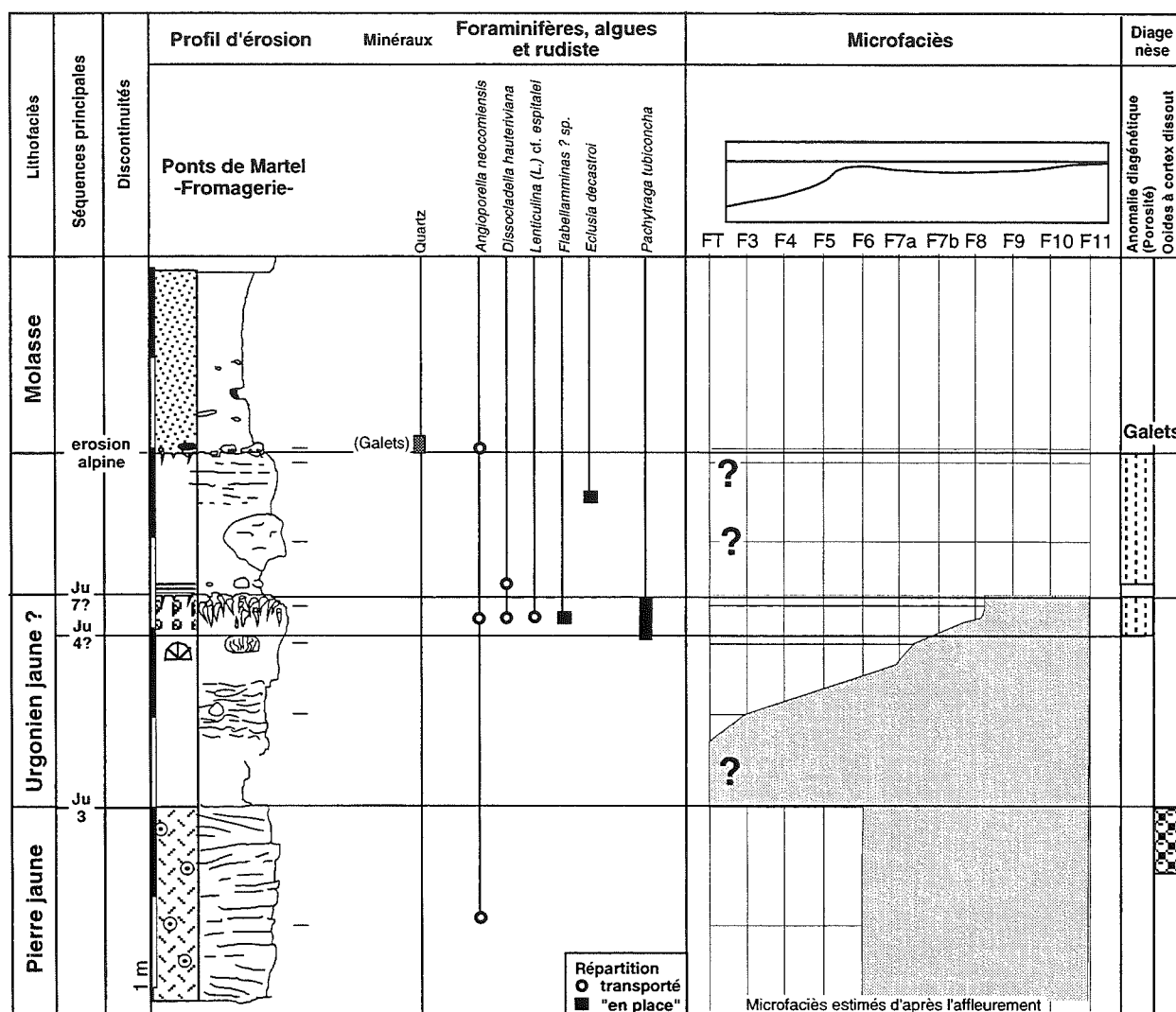


FIG. 54. – Coupe des Ponts-de-Martel Fromagerie, figure synthétique des éléments et courbe de microfasciès.

Conclusion

Les seuls éléments qui permettent de dater les niveaux sous-jacents à la molasse sont des rudistes identifiés comme *Pachytraga tubiconcha*. Ce rudiste est connu dans l'Hauterivien supérieur basal en plate-forme provençale [Masse, 1976 et 1993] mais sa répartition n'est pas précisée (voir chapitre II micropaléontologie, § 3 : les biozonations). Il a été retrouvé dans d'autres coupes du Jura (Buttes II, Oye-et-Pallet) mais aucune précision stratigraphique n'a pu être amenée par la microfaune (rare et mal conservée). Néanmoins sa place au sein de la séquence Ju4 dans le Jura est à nouveau illustrée ici.

La disposition des calcaires à *Pachytraga* au sommet de la série urgonienne n'est pas sans rappeler celle des coupes de Buttes II et d'Oye et Pallet. Les descriptions mettent en évidence la réduction de la séquence Ju3, Ju4, l'absence probable de Ju5 et de Ju6 dans la coupe de Ponts-de-Martel. La limite de séquence Ju7 érode donc (s'il y a eu dépôt) les trois séquences qui lui sont sous-jacentes.

La faible épaisseur de la séquence Ju3 est également liée à la présence de surfaces d'érosions majeures au sein de la série urgonienne et aptienne.

3.3. Jura français

3.3.1. Coupe d'Oye-et-Pallet

Localisation géographique

Coordonnées Lambert : X = 904,8 ; Y = 213,75.

La coupe, située à la sortie du village d'Oye-et-Pallet, débute au carrefour entre la route du Friard et celle qui va en direction du lac de Saint-Point.

Historique

Cette coupe correspond à la localité type de *Pachytraga tubiconcha*, rudiste découvert par Guillaume et décrit par Astre [1961]. Cette coupe a été réexaminée par la suite en 1989 par Masse *et al.*, qui la

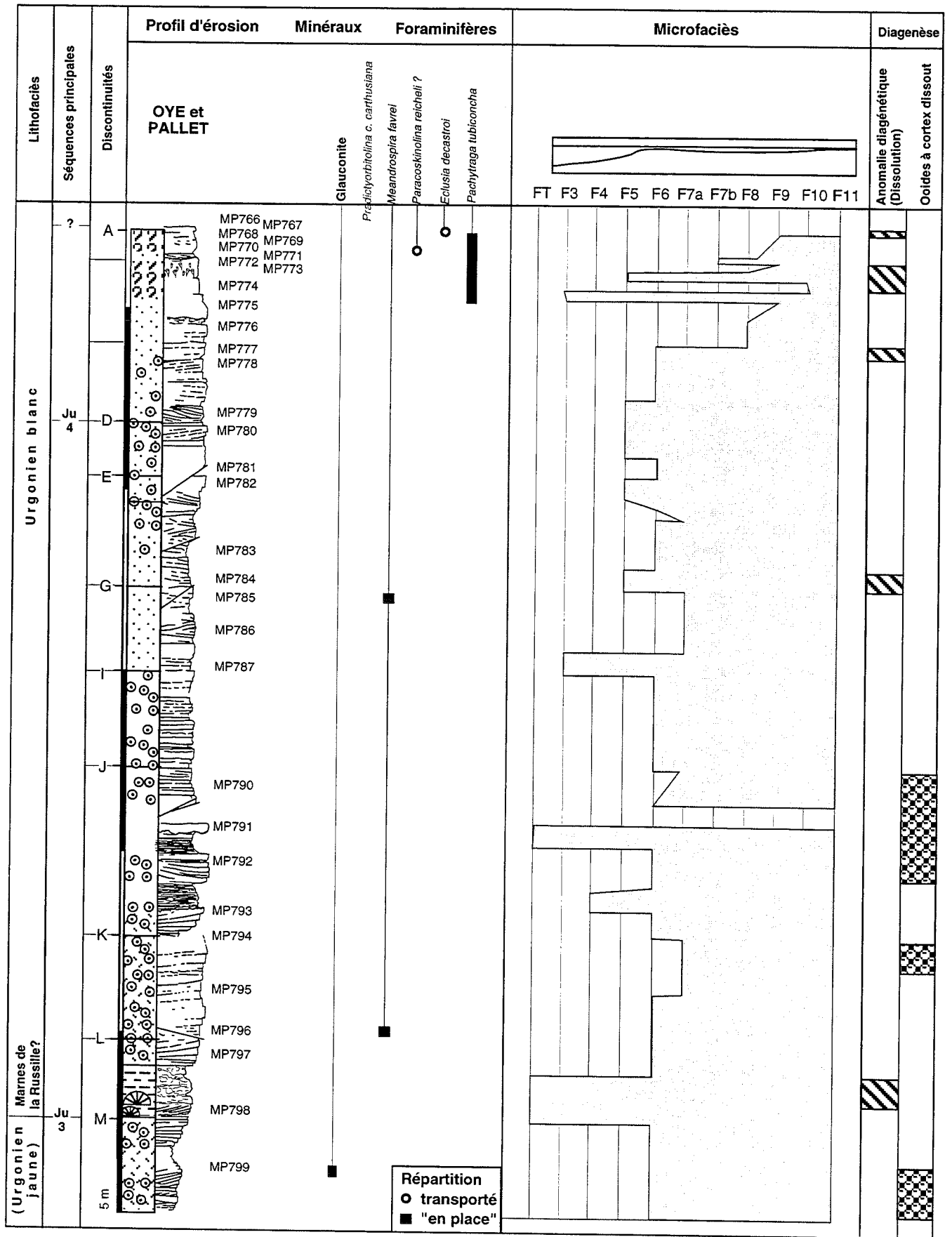


FIG. 55. – Coupe des Oye-et-Pallet, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

placent par corrélation dans l'Hauterivien supérieur. Elle présente une base bioclastique avec un niveau plus marneux interprété par Guillaume comme les marnes de la Russille, puis une dizaine de mètres de calcaires bioclastiques suivis par des calcaires à *Pachytraga*.

Il est intéressant de la comparer avec les affleurements de Buttes 2 et des Ponts-de-Martel.

Analyse

Les lames minces (collection Micropal, Institut de Géologie de Neuchâtel) ont été repositionnées par rapport au profil par comparaison des faciès macro- et microscopiques. La courbe de microfaciès obtenue est donc seulement indicative (fig. 55).

Sa base (jusqu'à M) est constituée de calcaires oobioclastiques, riches en oïdes à cortex dissouts. La partie de M à L correspond à un niveau noduleux à madréporaires. La partie de L à K correspond à un niveau oo-bioclastique où *Meandrospira favrei* est présente. La partie de K à J correspond à des niveaux oo-bioclastiques alternants avec des niveaux plus noduleux à madréporaires, certains de ces niveaux bioclastiques montrant des oïdes à cortex dissout. La partie de I à G correspond à des biosparites (F3) à la base, puis passent à des oosparites au sommet ; *Meandrospira favrei* existe encore dans les derniers niveaux. La partie de G à D correspond à des oosparites. De D à A, les niveaux deviennent plus internes, les calcaires encore oolithiques à la base passent au sommet à des micrites à rudistes et miliolidés. La coupe se termine par un hard-ground.

Interprétation

– En M, une surface d'érosion majeure couverte par un niveau à galets perforés, souligne l'apparition de niveaux à madréporaires dans lesquels quelques exemplaires de *Meandrospira favrei* (subautochtone) ont été observés. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

– En D, une surface d'érosion est couverte par un niveau à faciès de transgression riche en galets perforés. Les niveaux sus-jacents sont marqués par la présence de *Pachytraga tubiconcha* et de *Paracoskinolina reicheli* ? Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju4.

Le sommet de la coupe montre des surfaces perforées et des traces de microkarstification qui ne peuvent pas être associées à une limite de séquence précise en l'absence des dépôts sus-jacents.

Conclusion sur les coupes de Buttes 2, Ponts-de-Martel et Oye-et-Pallet

Indépendamment d'une attribution stratigraphique, le découpage séquentiel permet de confirmer la place

des « Calcaires à *Pachytraga* » dans la séquence Ju4. Les coupes de Buttes II et de Ponts-de-Martel présentent les mêmes successions séquentielles Ju2 ? Ju3 et Ju4. Les éléments stratigraphiques présents, assez rares, sont représentés essentiellement par des algues. Dans les « Calcaires à *Pachytraga* » de la coupe de Gellin-Rochejean, Masse *et al.* [1989] rapportent la présence de *Dictyorbitolina ichnusae* qui correspondrait plutôt à *Praedictyorbitolina* selon les nouvelles descriptions. Dans les coupes du Jura, le genre *Praedictyorbitolina* est présent seulement dès la base de la séquence Ju3. A partir de ces observations, il semble clair que les niveaux à madréporaires de la coupe d'Oye-et-Pallet correspondent bien à la séquence Ju3 (lithofaciès des Marnes de la Russille) et que les niveaux de calcaires à *Pachytraga* sus-jacents appartiennent par conséquent à des niveaux plus récents. L'importance de la limite de séquence Ju4 n'est pas appréciable en raison de la grande rareté des éléments paléontologiques et l'absence de calage précis de ces éléments (notamment des algues). Il est possible qu'il existe plusieurs niveaux à *Pachytraga* dans la séquence Ju4 et que celui de la coupe d'Oye et Pallet ne corresponde pas à ceux des coupes de Buttes II ou de Ponts de Martel.

La séquence Ju4, bien conservée dans la bordure occidentale du Jura, correspond à une séquence qui est entièrement ou partiellement érodée dans les autres coupes. La présence exclusive de calcaires à *Pachytraga* dans la partie interne de la plate-forme nord-vocontienne indiquerait soit un développement de ces organismes dans des conditions paléoécologiques favorables présentes uniquement dans cette partie de la plate-forme, soit des niveaux développés en direction du sud mais qui ont été érodés.

L'interprétation séquentielle actuelle de ce travail se rapproche plus de celle de Guillaume [1966] qui plaçait ces « Calcaires à *Pachytraga* » à la base des « calcaires urgoniens ».

3.4. Le Jura vaudois et neuchâtelois

3.4.1. Coupe de Bevaix (NE)

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1164 (Neuchâtel), 1/25000^e (fig. 56). X = 552.075 ; Y = 197.950.

L'ancienne carrière de Bevaix où a été levée cette coupe n'est plus visible actuellement car elle a été remblayée en 1985.

Sur cette coupe de 10,20 m de puissance, 41 échantillons ont été prélevés.

Historique

La coupe de Zweidler [1985] est située dans les calcaires à rudistes de l'Urgonien blanc.

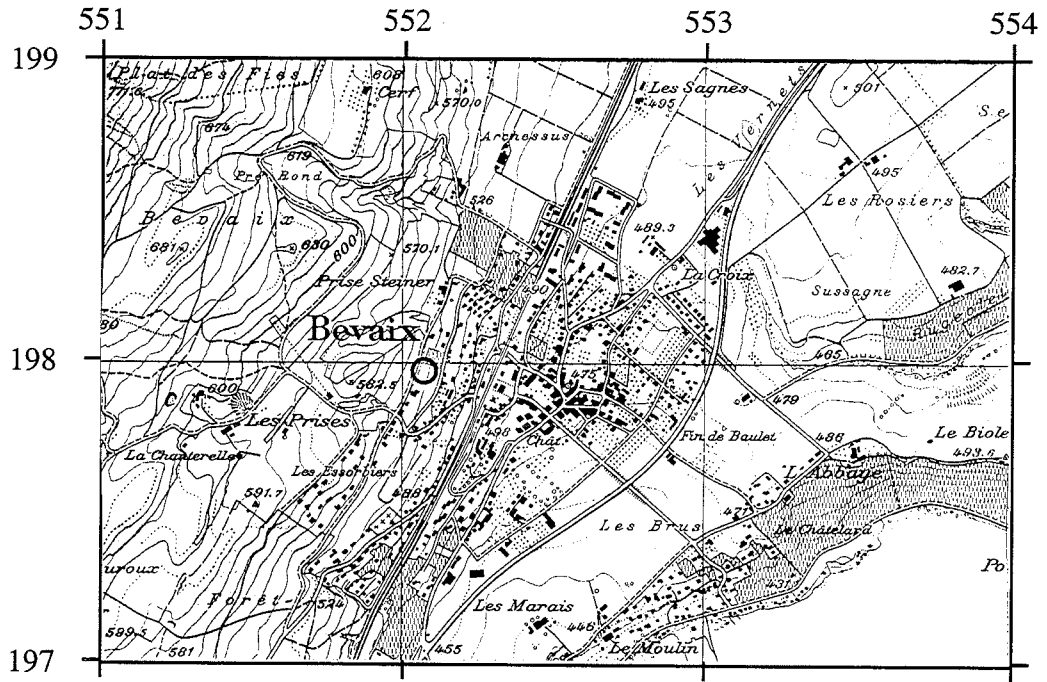


FIG. 56. – Localisation de la coupe de Bevaix.

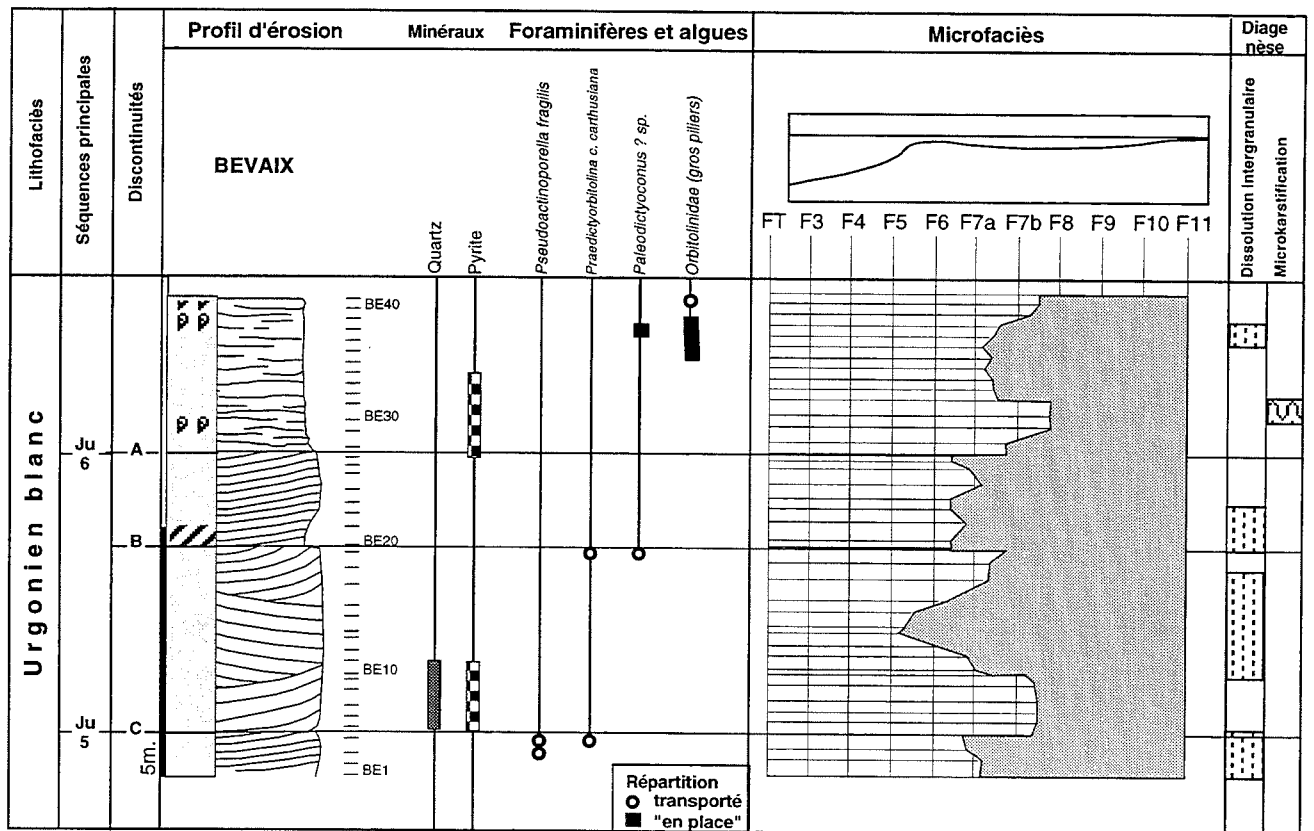


FIG. 57. – Coupe de Bevaix, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

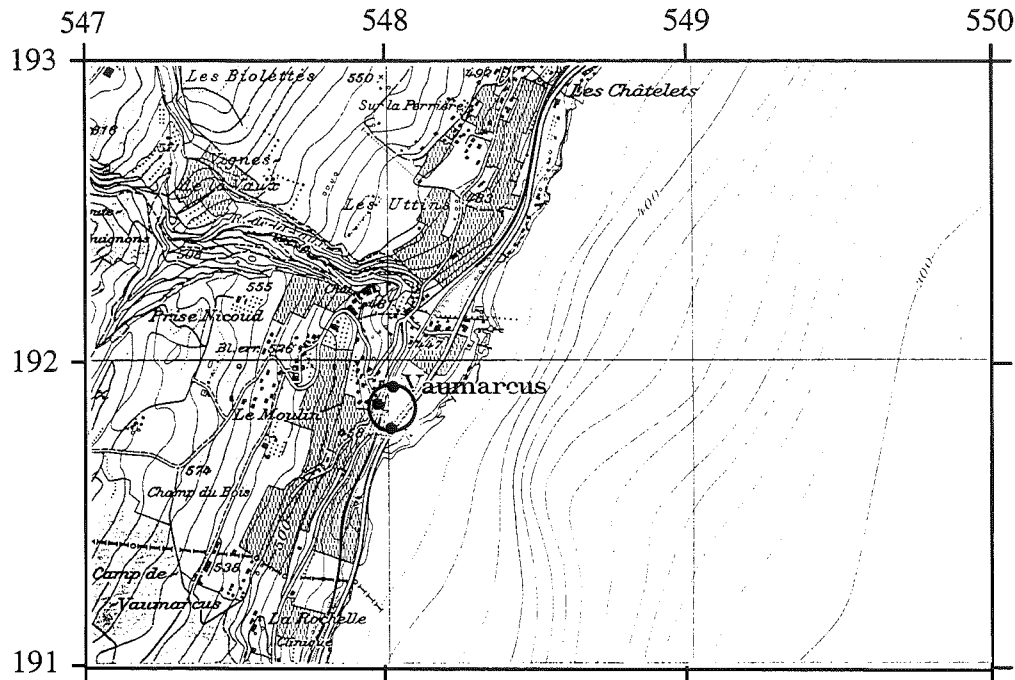


FIG. 58.- Localisation de la coupe de Vaumarcus.

Analyse

Cette coupe (fig. 57) se divise en deux parties (tab. An. 2-12) :

- une partie inférieure (de la base à A) riche en orbitolinidés (dont *Praedictyorbitolina carthusiana*) où les faciès de plate-forme externe dominant (grainstones assez grossiers).

- une partie supérieure (de A au sommet) à rudistes, plus riche en orbitolinidés dans la partie sommitale, où dominant des faciès de plate-forme plus interne (moins agitée).

L'ensemble de la coupe est affecté par des niveaux à traces de dissolutions importantes qui accueillent par place des imprégnations d'asphalte.

Interprétation

On peut reconnaître dans cette coupe deux limites de séquences.

- En C, une surface d'érosion et d'émersion (microkarstifications sous-jacentes) est soulignée par l'apparition du quartz et la présence de *Praedictyorbitolina carthusiana* et, plus haut, des formes de *Paleodictyoconus* sp. dans les calcaires bioclastiques. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju5.

- En A, une surface d'érosion marque l'apparition de niveaux à rudistes au-dessus desquels des *Orbitolinidae* à endosquelette massif ont été reconnus. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju6.

Conclusion

Du point de vue biostratigraphique, cette coupe présente des ressemblances très nettes avec les coupes de La Lance II et de Travers. Les formes citées ci-dessus (séquence Ju5 et Ju6) communes aux trois coupes, permettent de corréler les séquences.

La position stratigraphique et sédimentologique du niveau d'asphalte de la coupe de Bevaix, correspond au « bon banc » des Mines d'asphalte de la Presta (sous la limite de séquence Ju6).

3.4.2. Coupe de Vaumarcus (NE)

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1183 (Grandson), 1/25000^e (fig. 58).

Coupe composite de Zweidler [1985] :

- V1-A : Affleurement en bordure de la RN5, à côté d'un petit parking.
- V1-B : Idem, à 300 m en direction d'Yverdon.
- V1-C : Affleurement dans la tranchée de la ligne CFF.
- V1-D : Affleurement en bordure de la RS Vaumarcus-La Raisse.
- V1-E : Continuation de l'affleurement V1-D dans les vignes.

Tous les affleurements se recoupent, la puissance totale de la coupe est de 34,50 m sur laquelle 184 échantillons ont été prélevés.

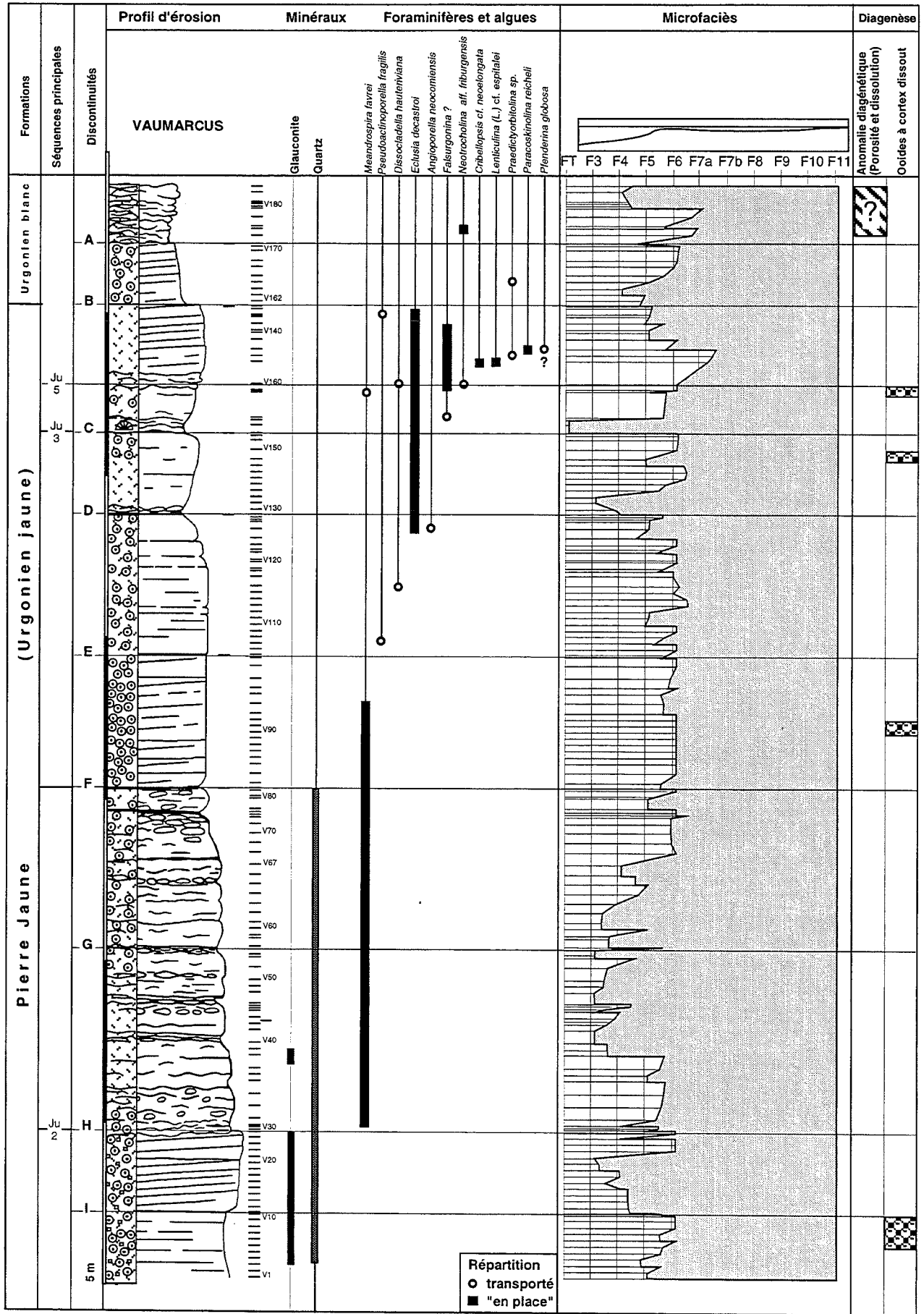


Fig. 59. – Coupe de Vaumarcus, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

Historique

La coupe de Zweidler [1985] recoupe les formations de la Pierre Jaune (*sensu lato*) principalement le long de la RN5, et la base de la formation des calcaires urgoniens du Jura avec la discontinuité de la Russille (niveau C).

Analyse

Cette coupe (fig. 59) est caractérisée par des faciès relativement ouverts. On peut distinguer quatre grands ensembles (les données analytiques se trouvent en annexe : fig. 120 et 121 ; tab. 18).

– Le premier ensemble (de la base à H) est composé de biosparites riches en débris d'échinodermes, quartz et glauconite.

– Le deuxième ensemble (de H à F) est d'aspect plus noduleux ; la glauconite n'est présente qu'épisodiquement tandis que *Meandrospira favrei* est présente sur toute cette partie de coupe. Les faciès sont toujours externes mais la texture est de type packstone.

– Le troisième ensemble (de F à C) est caractérisé par des oosparites dominantes. Le quartz a disparu dès la base. On voit apparaître dans cette tranche des algues (*Pseudoactinoporella fragilis*, *Dissocladella hauterivana*, *Angioporella neocomiensis*) et un foraminifère (*Eclusia decastroi*). Cette partie est caractérisée par l'hydrodynamisme assez fort (oosparites). Une partie plus noduleuse se marque en D et correspond à des faciès plus marneux. C'est également dans la partie supérieure qu'apparaissent les débris micritisés.

– Le quatrième ensemble (de C à A) se marque à la base par un niveau plus marneux riche en madréporaires et spicules de spongiaires (faciès de transgression). Les niveaux supérieurs sont constitués de biopelsparites riches en débris de madréporaires, bryozoaires et débris d'échinodermes.

Il s'agit de faciès de bordure de plate-forme. Les premiers orbitolinidés (*Falsurgonina* ?, *Cribellopsis cf. neolongata*, *Praedictyorbitolina sp.*, *Paracoskinolina reicheli*) apparaissent au-dessus de la surface C.

Interprétation

On peut reconnaître dans cette partie trois surfaces.

– En H, au-dessus de calcaires oobioclastiques, une surface d'érosion marque la fin de l'association quartz et glauconite et l'apparition de *Meandrospira favrei*. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju2.

– En C, une surface d'érosion souligne les premiers niveaux à madréporaires. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

– Peu au-dessus de C, une surface d'érosion qui se place au-dessus de niveaux à oïdes à cortex dissout souligne l'apparition de *Neotrocholina aff. friburgensis*, *Cribellopsis cf. neolongata*, *Praedictyorbitolina sp.*, *Pfenderina globosa* et *Paracoskinolina reicheli* ? Elle

est interprétée comme la limite de séquence Ju5.

– En A, une surface d'érosion coïncide avec le sommet des faciès jaunâtres (Urgonien blanc) et la base des faciès blancs (Urgonien blanc). Elle est interprétée comme une limite de séquence mineure au sein de Ju5.

– L'ensemble sommital de la coupe est affecté par des traces de dissolution interprétées comme des microkarsts liés à une limite de séquence sus-jacente (Ju6 ou Ju7).

Conclusion

Du point de vue biostratigraphique, cette coupe présente dans sa partie inférieure (jusqu'à D et un peu au-dessus) des éléments (*Meandrospira favrei*, *Flabellamina* ? sp.) que l'on peut attribuer à l'Hauterivien. La présence de *Paracoskinolina reicheli* dans la séquence Ju5 permet de proposer un âge Barrémien supérieur.

Le principal élément surprenant est la faible puissance de la séquence Ju3 qui affleure ici sous forme d'un niveau marneux à madréporaires qui correspondrait aux Marnes de la Russille.

3.4.3. Coupe de La Lance-1 (VD)

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1183 (Grandson) à 1/25000 (fig.57), X = 546.375 ; Y = 190.160.

Zweidler a levé la partie médiane (discontinuités de A à F), qui se situe le long de la route N5, en face de l'arrêt pour automobiles aménagé au sommet de la côte pour la chaussée venant de Concise, ou 200 m. après celui aménagé pour la chaussée venant de Vaumarcus, 2 km après la sortie de cette localité. Cette coupe est puissante de 12,10 m. 61 échantillons ont été prélevés. Elle a ensuite été complétée (ce travail) dans sa partie inférieure (comprenant la Pierre Jaune) et dans sa partie supérieure (Urgonien supérieur ou blanc). On obtient ainsi une coupe « complète » traversant toutes les formations classiques, avec une partie d'Urgonien supérieur particulièrement bien développée.

Les deux coupes de la Lance, ont des pendages faibles, environ 15°. Elles se situent sur le flanc sud du Mont Aubert. Un décrochement affecte la partie basale de la coupe [Méia, 1965] (fig. 61).

Historique

Dans son travail sur la région de Grandson, Bertschy [1958] admet un âge Barrémien inférieur pour la zone de la Russille et l'Urgonien jaune et un âge du Barrémien supérieur pour les calcaires de l'Urgonien blanc. Récemment, Charollais *et al.* [1994], ont proposé pour cette coupe (dans l'Urgonien blanc) une attribution stratigraphique Hauterivien supérieur pour l'ensemble de la série.

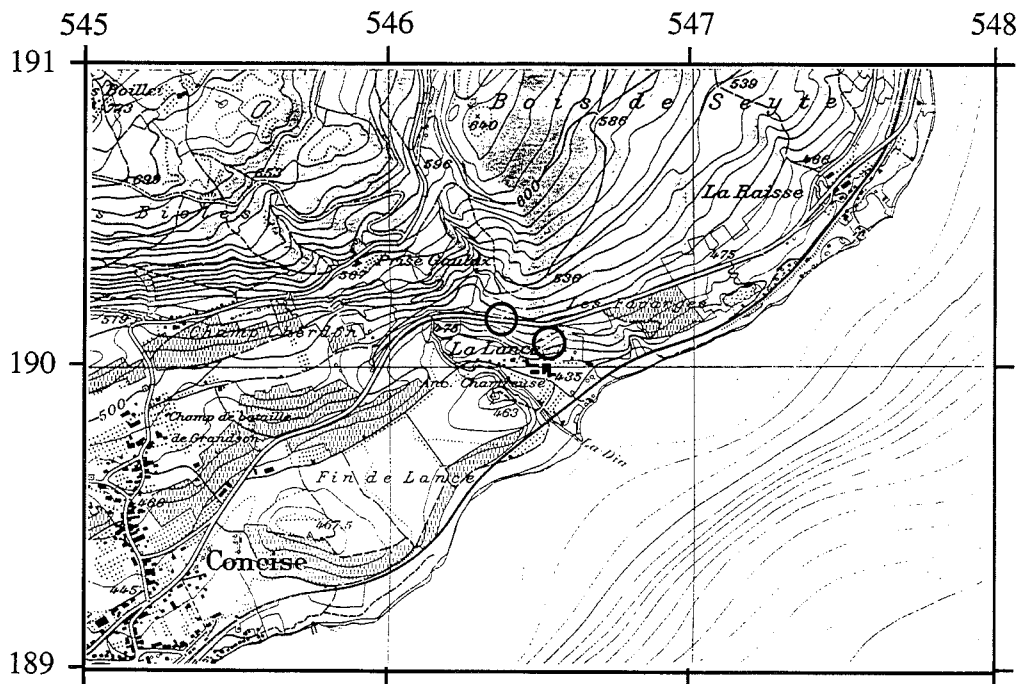


FIG. 60. – Localisation des coupes La Lance-1 et La Lance-2.

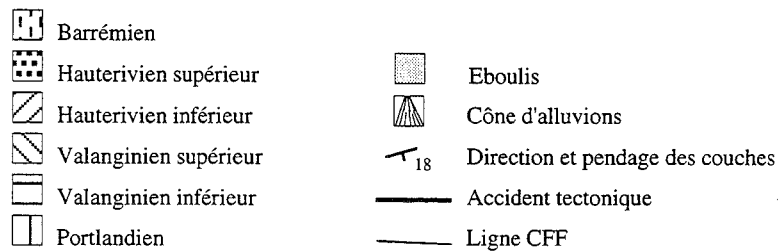
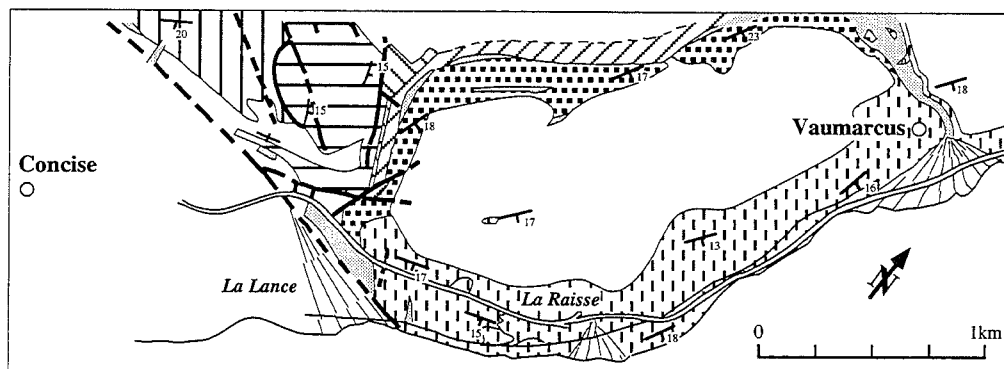


FIG. 61. – Carte géologique du secteur de la Lance.

Analyse

Il n'a pas été possible de bien observer la base des Marnes de la Russille car plusieurs fractures gênent l'observation de cette partie de la coupe (fig. 62) et un mur de soutènement masque une bonne partie de cet affleurement. Les données analytiques se trouvent en annexe (fig. 122, 123 et 124 ; tab. 19).

En ce qui concerne la partie inférieure de la série, de nombreuses failles, essentiellement à jeu décrochant, ont été relevées, mais elles n'affectent les couches que par des rejets inframétriques. La coupe de la Lance 1 a

donc pu être étudiée jusqu'à la base de la Pierre jaune.

Cette coupe traverse les trois formations classiques du Jura, la Pierre Jaune (depuis la base jusqu'à la discontinuité H), l'Urgonien jaune avec au sommet le niveau des Marnes de la Russille (jusqu'à la discontinuité F) et l'Urgonien blanc (jusqu'à la fin de la coupe).

- La première partie (Pierre jaune), est caractérisée par des faciès de haute énergie (grainstones), composés de bioclastes (crinoïdes, débris d'échinides et bryozoaires) et d'oïdes riches en quartz et glauconite.

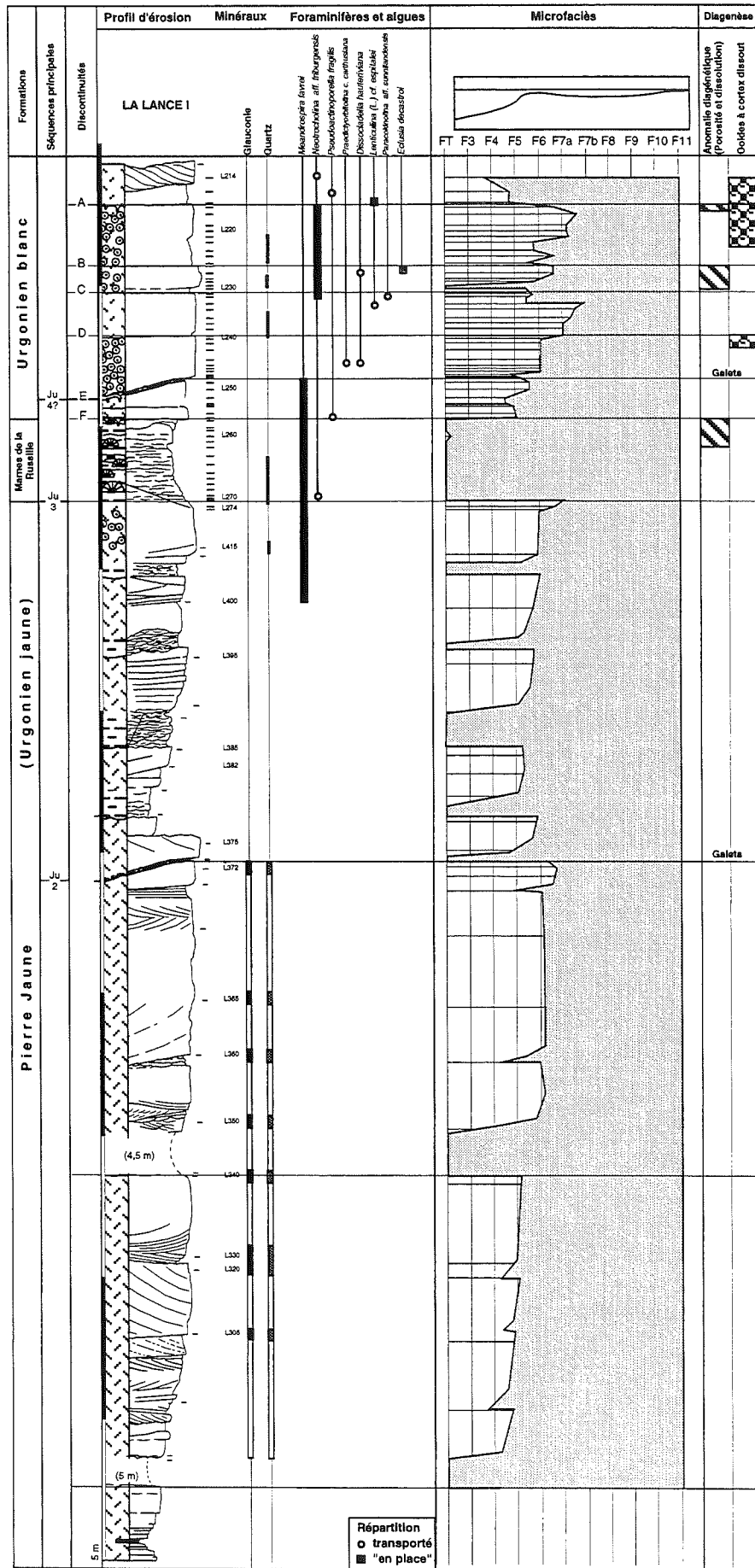


FIG. 62. - Coupe de La Lance I, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

Les stratifications obliques et figures de chenaux sont courantes dans ces niveaux. Les rares foraminifères présents (*Neotrocholina* sp., *Trochamminoides* ? sp. Arnaud-Vanneau) indiqueraient des milieux ouverts. Cette partie est séparée de la suivante par un niveau à galets perforés.

- La deuxième partie (Urgonien jaune), est caractérisée par des niveaux noduleux à la base de chaque séquence se terminant par des niveaux bioclastiques ou oolithisés. Cette deuxième partie n'est pas plus riche en foraminifères que la précédente.

Le niveau de la Russille est le niveau noduleux le plus épais ; hormis de nombreux madréporaires encroûtés par des bryozoaires englobés dans une micrite à spicules de spongiaires, les seuls foraminifères présents sont *Acruliammina* et *Glomospira*. Vers le haut de cette partie on note la présence de *Meandrospira favrei* jusqu'à la discontinuité E. On remarque aussi la présence de débris transportés de *Pseudoactinoporella fragilis*.

- La troisième partie (Urgonien blanc) est caractérisée par des niveaux massifs de nature variée mais dont la couleur en cassure est blanche. Ces niveaux sont encore formés sous un fort hydrodynamisme (ooïdes, bioclastes grossiers) et les lithoclastes sont parfois très nombreux dans les bases de bancs. Les foraminifères deviennent tout à coup plus nombreux et variés, parmi lesquels apparaissent les orbitolinidés (*Praedictyorbitolina carthusiana*), algues (*Disso-cladella hauterivianna*) et foraminifères variés d'environnement de plate-forme (*Melathrokerion valserinensis*, *Eclusia decastroi*).

Interprétation

Dans cette coupe, on reconnaît quatre surfaces.

- Au-dessus de L372, au sommet des calcaires oobioclastiques, une surface d'érosion marquant la disparition de la glauconite et du quartz est coiffée par un niveau à galets perforés. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju2.

- Entre L272 et L273, une surface d'érosion marque l'apparition massive de madréporaires et de quartz. Elle est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

- En E, au-dessus du niveau à madréporaires, une surface d'érosion couverte par des galets marque la dernière apparition de *Meandrospira favrei*. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju4.

- En D, une surface surmonte un niveau d'ooïdes à cortex dissouts ; au-dessus, les orbitolinidés deviennent très nombreux.

Conclusion

La coupe de La Lance I n'est éloignée de la coupe de Vaumarcus que de 2000 m. La comparaison des deux coupes montre une différence d'épaisseur importante pour la séquence Ju2. A Vaumarcus, cette séquence

mesure 21 m d'épaisseur, alors qu'à La Lance elle ne compte plus que 13 m. Il n'est malheureusement pas possible de dire si ces variations d'épaisseur sont liées :

- à une paléotopographie héritée à la fin de la séquence Ju1. En effet, la séquence Ju2 débute à La Lance par un niveau de galets perforés alors qu'à Vaumarcus elle débute par des biomicrites (packstones),

- à la conséquence d'une érosion ultérieure (liée à Ju3),

- à une paléotopographie de dépôt complexe (grandes barres sableuses à oolithes).

La séquence Ju4 est présente à La Lance alors qu'elle est absente à Vaumarcus.

Les niveaux supérieurs sont complétés par l'analyse de la coupe Lance II qui suit.

3.4.4. Coupe de La Lance-2 (VD)

Localisation géographique (fig. 60)

X = 546.500 ; Y = 190.100

Coupe composite :

- L2-A : ancienne carrière romaine décrite par Schardt [1911], située 50 m. en aval de la route N5 (accès par le chemin pédestre au départ du point coté 475 de la N5).

- L2-B : lithostratigraphiquement inférieure à L2-A, elle est située dans l'ancienne carrière d'exploitation de ballast, en contrebas de la carrière romaine. C'est dans cette carrière que les marnes vertes à Palorbitolines décrites par Bertschy [1958] ont été trouvées. En effet, dans certaines anfractuosités tapissées d'oxides de fer, j'ai pu retrouver des Palorbitolines ainsi que deux characées déterminables.

- L2-C : située le long de la voie ferrée, immédiatement au nord-est de L2-B ; la fin de la coupe de la Lance 2 est située au sommet de la tranchée de la voie ferrée au sud-ouest du ruisseau de la Raisse, 100 m. avant le pont de la N5 sur la voie ferrée.

La corrélation avec la coupe de la Lance 1 s'établit par la discontinuité A de L1 qui correspond à la discontinuité C de L2-B.

Historique

Jaccard [1893] avait déjà remarqué dans l'ancienne carrière romaine (Lance II) des calcaires compacts, en gros bancs à rudistes semblables à ceux que l'on peut voir dans les Alpes (« Rudistenkalk » ou Urgonien supérieur) «...nombreuses Caprotines et Radiolites, comme on le voit à la Raisse près de Concise ».

Dans les carrières de La Raisse (coordonnées 547.150/190.200) Bertschy [1958] a décrit dans l'Urgonien des fissures remplies de sables verdâtres datés de l'Aptien inférieur (*Orbitolina lenticularis*) ; par ailleurs il signale dans un affleurement proche de cette carrière des niveaux où il a trouvé des orbitolinidés

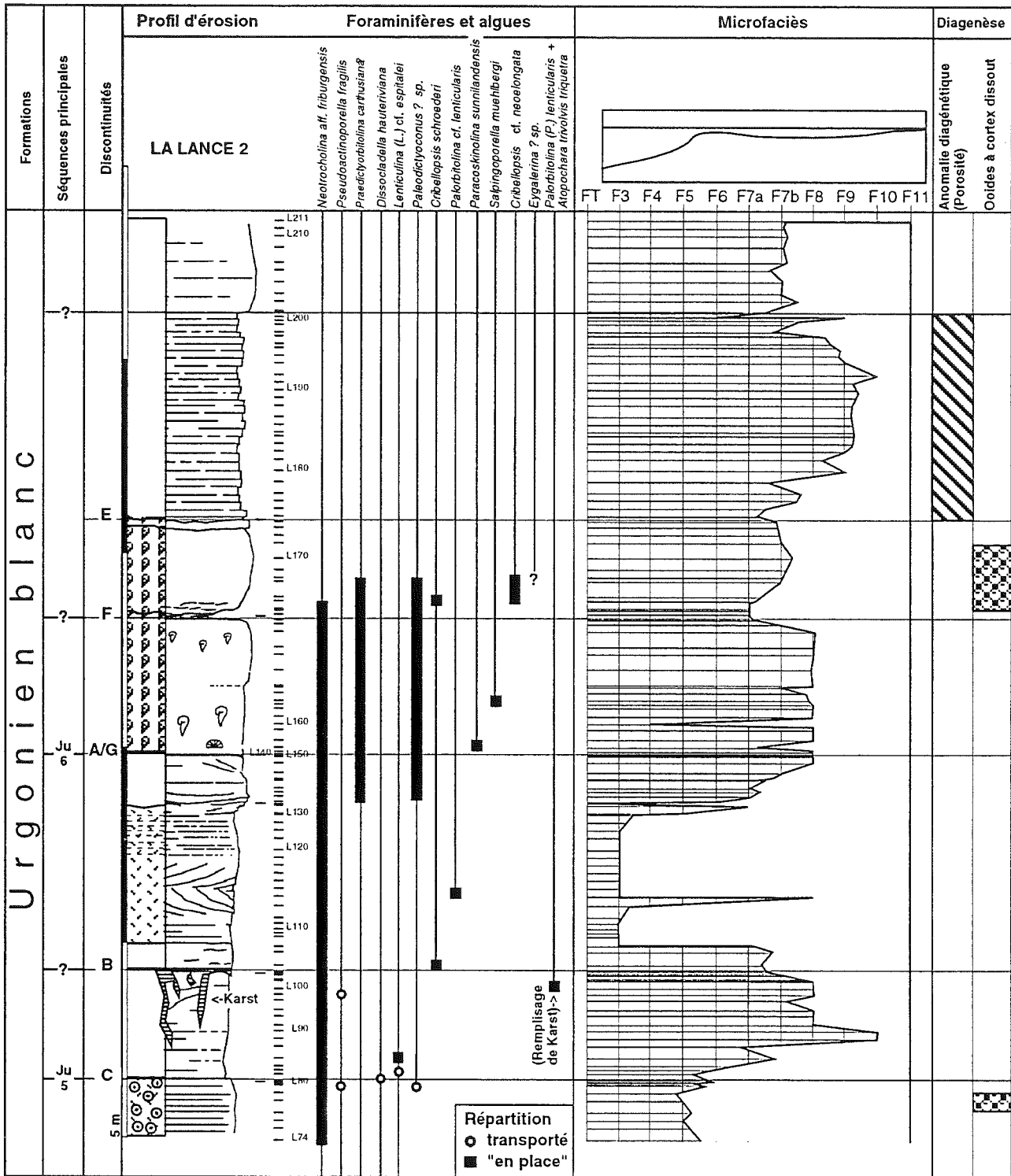


FIG. 63. - Coupe de La Lance II, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

déterminés par Maync et ressemblant à *Coskinolina sunnilandensis* (actuellement *Paracoskinolina sunnilandensis*) de répartition assez large. Le découpage chronostratigraphique proposé de la Pierre jaune, de l'Urgonien jaune (y compris les Marnes de la Russille) et de l'Urgonien blanc, est essentiellement basé sur la littérature et les comparaisons qui ont été faites avec les calcaires urgoniens de Provence.

Zweidler [1985] place les coupes de la Lance 1 et 2 entièrement dans les calcaires urgoniens du Jura. Les 138 échantillons de la coupe de la Lance 2 ont été réétudiés.

Plus récemment, Charollais *et al.* [1994], en utilisant leur échelle biostratigraphique sur les orbitolinidés, proposent pour cette même coupe (14 échantillons du niveaux F à B de Zweidler au sommet de la coupe) un

âge Hauterivien supérieur comprenant les Zones à Balearis et Angulicostata.

Analyse

Cette coupe (fig. 63) est le prolongement de la coupe de la Lance I. Elle présente quatre parties. Les données analytiques se trouvent en annexe (fig. 125 et 126 ; tab. 20).

– La première partie (jusqu'à la limite B + 60 cm) est constituée de calcaires bioclastiques de plate-forme externe à la base, et de calcaires de plate-forme interne dans la partie supérieure. Cette dernière zone est affectée par des dissolutions importantes et localisées. Elles sont probablement liées à la présence de filons karstiques qui viennent pénétrer dans cette partie. C'est dans ces fissures de paléokarst qu'ont été trouvées les Palorbitolines. De nouveaux lavages ont été effectués dans des marnes vertes affleurant en remplissage, sous la limite de banc « B » de Zweidler. Les nombreux orbitolinidés dégagés ont tous été déterminés comme *Palorbitolina lenticularis*, dont les sections orientées montrent l'appareil embryonnaire caractéristique. Il a été trouvé dans ces mêmes marnes, 2 tests d'utricules (fructifications) d'*Atopochara trivolvis triquetra* (détermination P.O. Mojon). Les deux microfossiles indiquant un âge Aptien inférieur (Bédoulien).

– La deuxième partie (fin de la première partie à A/G) marque un changement de faciès : les environnements deviennent plus ouverts et sont caractérisés par des biopelmicrites à débris d'échinodermes. Vers le haut, les faciès deviennent à nouveau plus internes (de type plate-forme). Ce niveau a livré entre autres divers orbitolinidés et surtout un gros appareil embryonnaire complexe de *Palorbitolina cf. lenticularis*.

– La troisième partie (de A/G à E) commence par des environnements récifaux à madréporaires puis passent à des environnements plus protégés de plate-forme à rudistes. Ce niveau est riche en orbitolinidés dans les niveaux calcaires mais aussi dans un niveau marneux (en F). Malheureusement, la préservation des orbitolinidés est assez mauvaise.

– La quatrième partie (de E à la fin de la coupe) est caractérisée par des pelsparites pauvres en microfaune et surtout très altérées par microkarstification.

Interprétation

Dans cette coupe, on peut reconnaître une surface principale et d'autres limites dont l'importance est difficile à estimer :

– Quelques décimètres au-dessus de B, une surface d'émersion couvrant une zone de fissures paléokarstiques, souligne l'apparition de *Cribellopsis schroederi* et *Palorbitolina cf. lenticularis*. Cette surface est interprétée comme une limite mineure dans la séquence Ju5 (la base de cette séquence est placée en D, dans la coupe de la Lance I).

– En A/G, une surface d'érosion souligne l'apparition de faciès à rudistes et de *Paracoskinolina* aff. *sunnilandensis*, *Cribellopsis* cf. *neoelongata* et *Salpingoporella muelhbergi*. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju6.

Conclusion

Cette succession (la Lance I et II) constitue une clé de la connaissance de l'Urgonien jurassien car les segments de coupes recourent toutes les formations rencontrées habituellement dans la région avec une microfaune à valeur stratigraphique.

La première partie (coupe de la Lance I) montre que la limite de séquence Ju2 est érosive et d'importance majeure. La séquence Ju3 est très réduite sans doute en raison de l'importance de la limite de séquence érosive Ju4. Les séquences Ju5 et Ju6 sont affectées par d'importantes altérations diagénétiques.

Sur le plan stratigraphique, cette coupe présente quatre points intéressants.

– *Meandrospira favrei* n'est présente que dans le sommet de la séquence Ju2 et la séquence Ju3 ; faute d'autre éléments, ces séquences sont attribuées à l'Hauterivien.

– La séquence Ju4 marque l'apparition des orbitolinidés déterminés comme *Paracoskinolina* aff. *sunnilandensis* et *Praedictyorbitolina c. carthusiana* ?

– La présence, même en un seul exemplaire, de *Palorbitolina* cf. *lenticularis* au sein de la séquence Ju5 indique sans ambiguïté un âge au moins Barrémien supérieur.

– Enfin l'association de *Palorbitolina lenticularis* et *Atopochara trivolvis triquetra* dans un remplissage de cavité karstique indique une phase de remplissage du karst à l'Aptien inférieur.

En ce qui concerne cette série, Clavel *et al.* [1994] affirment que la succession lithostratigraphique «...Urgonien jaune-Urgonien blanc ne montre pas de hiatus importants, si ce n'est des limites de séquences bien connues sur la plate-forme jurassienne ».

Les observations sédimentologiques, la présence de surfaces d'érosions majeures couvertes par des galets, les multiples discontinuités reconnues dans cette coupe et interprétées comme des limites de séquences importantes sont pour la plupart érosives (Ju2, Ju4) et/ou liées à des émergences (Ju5 et sommet de la coupe).

La présence de couches renfermant des foraminifères benthiques d'âge Barrémien terminal-Aptien inférieur (*Palorbitolina* cf. *lenticularis*) reposant directement sur des niveaux d'âge Hauterivien probable (niveaux à *Meandrospira favrei*) démontre l'importance des lacunes stratigraphiques qui affectent cette partie de la plate-forme.

L'attribution stratigraphique (Hauterivien supérieur) proposée pour la partie supérieure de cette coupe par Clavel *et al.* [1994] n'est pas recevable car elle ne tient

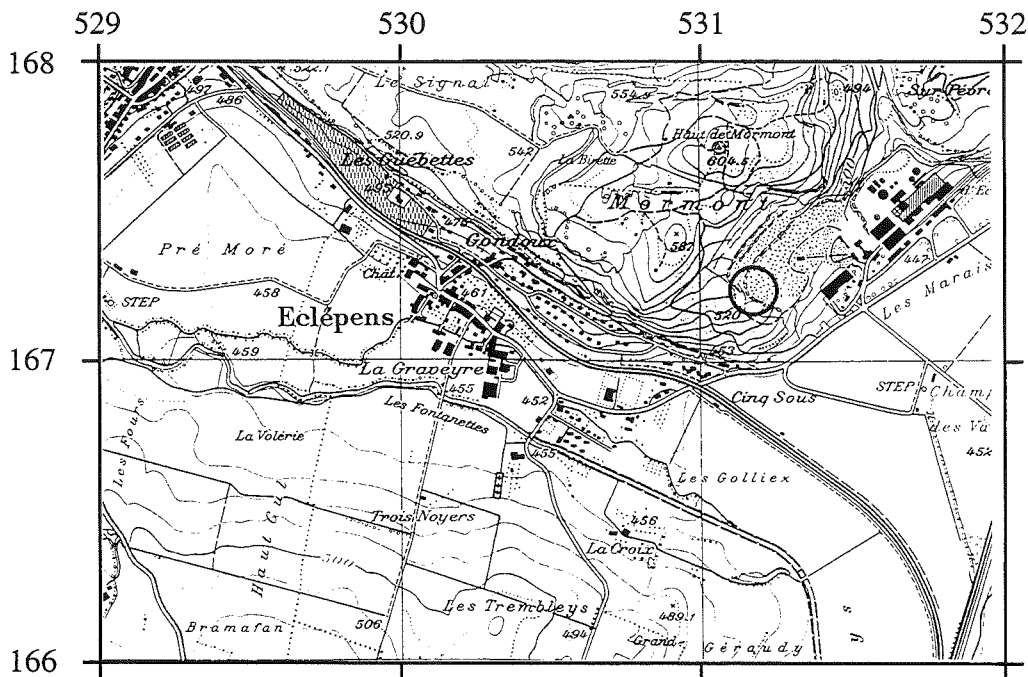


FIG. 64. – Localisation de la coupe d'Eclépens.

pas compte de tous les orbitolinidés présents dans la coupe et dont l'intérêt stratigraphique a été démontré (*Cribellopsis schroederi*, *Cribellopsis* cf. *neolongata*, *Palorbitolina* cf. *lenticularis*), ni d'observations sédimentologiques précises obtenues par un échantillonnage approprié.

3.4.5. Coupe d'Eclépens (VD)

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1222 (Cossonay) à 1/25000^e (fig. 64). X = 531.200 ; Y = 167.200.

Le levé de coupe de Zweidler se situe dans la carrière de la Société des Chaux et Ciments de la Suisse (SCC), actuellement connue sous le nom de Ciments et Bétons « Holderbank » (HCB), située sur le flanc sud du Mormont, entre le village d'Eclépens et la gare d'Eclépens. L'exploitation actuelle de la carrière est concentrée sur le front de taille nord-ouest, parois où l'on peut clairement reconnaître la partie inférieure de la Pierre Jaune de Neuchâtel. Le faible plongement vers le sud-est des couches, la topographie de la carrière, ainsi que la relative stabilité de la paroi sud-ouest, autorise le levé et l'échantillonnage d'une grande partie de la formation de la Pierre jaune de Neuchâtel et des calcaires urgoniens du Jura. Sur la coupe d'une puissance totale de 49 m., il a été prélevé 146 échantillons.

Historique

En 1985, Zweidler reconnaît dans cette coupe deux

parties, la Pierre Jaune de Neuchâtel et les calcaires urgoniens du Jura. Arnaud-Vanneau et Masse [1989] proposent un découpage en trois parties : la première partie (= ensemble inférieur) considérée comme Hauterivien inférieur *pro parte*, la seconde (= ensemble moyen) comme Hauterivien supérieur et la dernière (= ensemble supérieur) Hauterivien terminal-Barrémien basal (dans la figure), éventuellement du Barrémien supérieur (dans le texte). La Pierre Jaune supérieure, l'Urgonien inférieur et l'Urgonien supérieur forment les divisions de cette coupe selon Conrad et Masse [1989], les attributions stratigraphiques de chacune de ces formations sont respectivement les mêmes que les parties 1, 2 et 3 des auteurs précédents.

Analyse

D'une manière générale, cette coupe (fig. 65) se découpe en trois parties : une première partie présente majoritairement des faciès de type Pierre Jaune, la seconde partie est marquée principalement par des faciès de transgression, la dernière partie développe plutôt des faciès de plate-forme. Chacune de ces parties se divise dans le détail en plus petites unités. Les données analytiques se trouvent en annexe (fig. 127 et 128 ; tab. 21).

– La première partie (de la base jusqu'à G) se divise en quatre sous-ensembles.

Un premier sous-ensemble (de la base jusqu'à N) commence à la base par des biomicrites ou biosparites (packstones-grainstones) de faciès ouverts (de type F3), puis passe vers le haut à des faciès de plus haute énergie (F5-F6). Les minéraux tels que la glauconite et le quartz

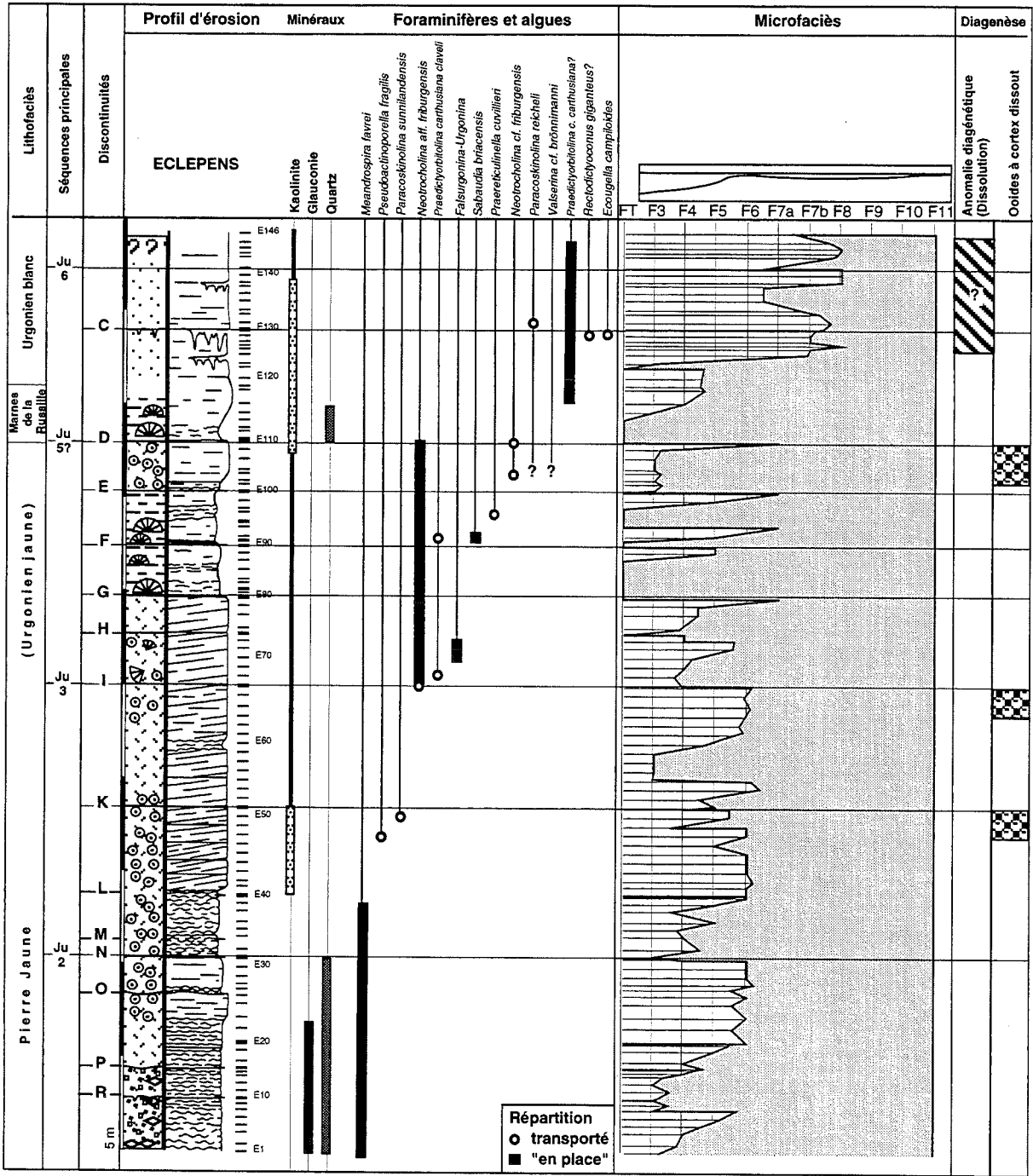


FIG. 65. – Coupe d'Eclépens, figure synthétique des éléments et courbe de microfascies.

sont présents tandis que la kaolinite (et la chlorite) sont absents. Les foraminifères présents ont des affinités d'environnements circalittoraux (*Meandrospira favrei*, divers petits textularidés).

Un deuxième sous-ensemble (N-K) montre une évolution sensiblement identique : faciès légèrement plus ouverts à la base (de type F3-F4) qui passent à des bio-oosparites au sommet. Le contenu minéralogique est par contre différent, le quartz et la glauconite sont absents, mais la kaolinite apparaît dès le niveau L. Sur

le plan micropaléontologique, les foraminifères circalittoraux sont toujours présents (dont *Meandrospira favrei*) mais on voit apparaître des foraminifères transportés de plate-forme ouverte (*Melathrokerion*, gros miliolidés). Le sommet de cette partie montre des ooïdes à cortex dissout.

Un troisième sous-ensemble (K-I) est composé de bio-oosparites (faciès F6) ; dans la partie médiane, un petit niveau passe à des faciès plus ouverts (F3). Le sommet de cette partie montre des ooïdes à cortex

dissout. Dans cette unité, les petits foraminifères (*Meandrospira favrei*, divers petits textularidés) ont disparu.

Le quatrième sous-ensemble (I-G) est composé de bio-oosparites à débris de madréporaires ; cette unité correspond à des faciès légèrement plus ouverts que dans les trois premiers ensembles. Les premiers orbitolinidés apparaissent dans cet ensemble (*Praedictyorbitolina carthusiana claveli*, *Falsurgonina* ? sp.) ainsi que *Neotrocholina* aff. *friburgensis*.

– La seconde partie (G - E120) se divise en trois sous-ensembles.

Un premier sous-ensemble (G - E) marque un changement avec la première partie. Il s'agit de biomicrites (mudstones-wackestones) à débris de madréporaires (faciès de transgression) associant divers lithoclastes, foraminifères ou algues transportés ; quelques orbitolinidés peuvent également y figurer. Les foraminifères subautochtones les plus rencontrés sont les *Choffatella*, les gros agglutinés, ainsi que les formes encroûtantes comme *Acruliammina*, *Lithocodium*, bryozoaires. Les spicules d'éponge sont courants dans ces niveaux ainsi que les éponges calcaires. Ces faciès de transgression sont brièvement interrompus par des épisodes de calcaires bioclastiques de plus haute énergie (F5 et F7a).

Un deuxième sous-ensemble (E - D) correspond à un niveau bio-oclastique de faciès F3 à sa base et qui se termine par des oosparites (faciès F6) formées d'ooïdes à cortex dissout.

Un troisième sous-ensemble (D - E120) est composé à nouveau par des biomicrites du faciès de transgression. Dans ce niveau, la microfaune est semblable à celle précédemment décrite dans le premier ensemble. Le quartz, qui jusqu'alors avait disparu, est à nouveau présent dans ce niveau et la kaolinite devient plus abondante. La partie supérieure passe à des faciès de type F4-F5.

– La troisième partie (E120 - sommet de la coupe) se divise en deux sous-ensembles.

Un premier sous-ensemble (E120 - Ju6) correspond à l'installation de faciès de plate-forme externe (F7a, F7b), riche en orbitolinidés (*Praedictyorbitolina carthusiana carthusiana*, *Paracoskinolina reicheli*) et foraminifères de plate-forme. La kaolinite est toujours présente.

Un deuxième sous-ensemble (Ju6 - sommet) se distingue par l'apparition des faciès de plate-forme plus interne à rudistes (F8). La kaolinite se trouve dans des proportions moins importantes que dans l'ensemble précédent.

Ces deux niveaux sont affectés par des dissolutions probablement liées aux karsts. Certaines poches karstiques stratiformes sont reconnues principalement aux limites D et C.

Interprétation

Quatre surfaces remarquables ont été observées.

– En N, une surface d'érosion coïncide avec la fin de l'association quartz-glaucosite. Dans les niveaux sus-jacents riches en kaolinite, la présence de *Pseudocinoporella fragilis* et de *Paracoskinolina sunnilandensis* a été observée. Cette surface est interprétée comme la limite la séquence Ju2.

– En I, une surface d'érosion et d'émersion (au-dessus de niveaux à ooïdes à cortex dissout) souligne les premières apparitions de madréporaires, associées à *Neotrocholina* aff. *friburgensis*, *Praedictyorbitolina carthusiana claveli*, *Falsurgonina* ? sp., *Praeretikulinea cuvillieri* et *Neotrocholina* cf. *friburgensis*. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

– En D, une surface d'émersion remarquable (niveaux à ooïdes à cortex dissout) a été observée ; elle correspond à l'apparition de nombreux orbitolinidés. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju5.

– Entre E140 et E141, une surface d'émersion (microkarstification) correspondant à la fin des niveaux dans lesquels la kaolinite est abondante, et à l'apparition de rudistes est interprétée comme la limite de séquence Ju6.

Conclusion

Les séquences reconnues dans la coupe d'Eclépens sont assez semblables à celles de la coupe de La Lance (I et II).

Des précisions peuvent être apportées en ce qui concerne les limites :

– absence de kaolinite sous la limite Ju2, et apparition au-dessus,

– présence de karsts stratiformes sous la limite de séquence Ju5 (induisant des dissolutions).

3.4.6. Coupe de l'Orbe à Moncherand (VD)

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1202 (Orbe), 1/25000^e (fig. 66). X = 529,350 ; Y = 175, 425 (coordonnées du sommet de la coupe).

Depuis Orbe, en direction de Moncherand, juste avant le panneau indicateur de ce village, prendre à gauche la direction de l'usine électrique. Traverser l'Orbe sur la passerelle et prendre le chemin qui remonte les gorges en rive droite vers Vallorbe. La coupe de l'Orbe à Moncherand correspond à la coupe des Gorges de l'Orbe de Conrad et Masse [1989].

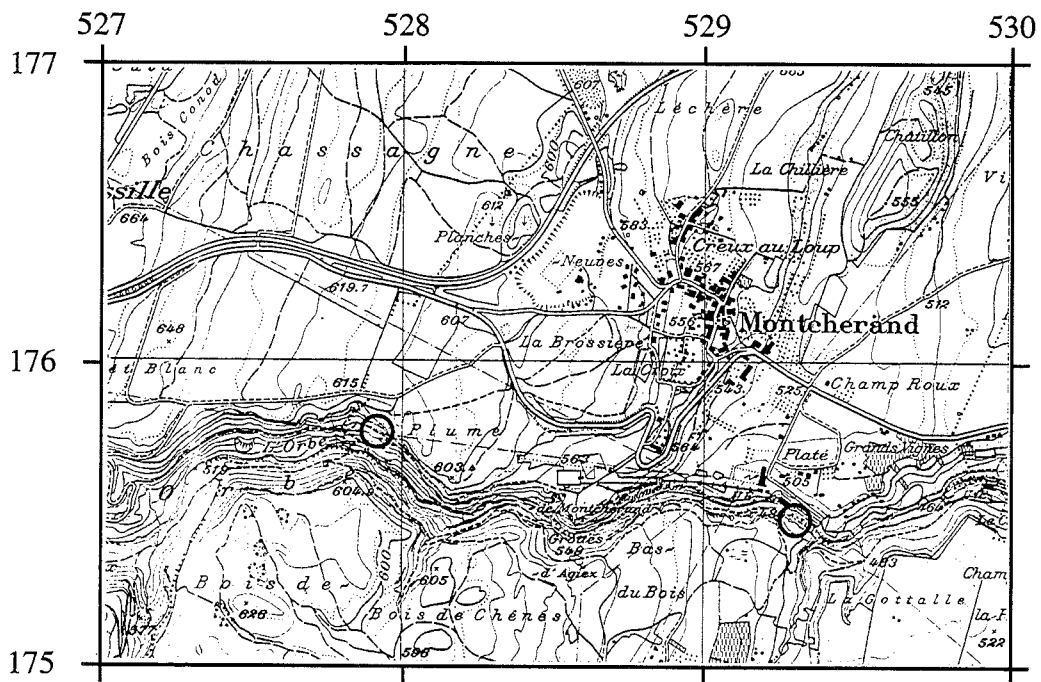


FIG. 66. – Localisation des coupes de l'Orbe à Moncherand et Gorges de l'Orbe.

Historique

Cette coupe des « Gorges de l'Orbe » a été levée par Conrad et Masse [1989] depuis la Pierre Jaune inférieure (en amont) jusqu'à l'Urgonien inférieur (jaune), y compris les Marnes de la Russille (en aval). Elle a été complétée dans sa partie supérieure et débute sous les niveaux de la Russille (dans un banc massif où est peint le chiffre 2 en jaune) ; elle finit dans des calcaires blancs à rudistes (environ 2,5 m après le chiffre 1 peint en jaune).

Analyse

La coupe (fig. 67) a été dessinée depuis les niveaux oo-bioclastiques apparaissant une quinzaine de mètres sous les Marnes de la Russille. Les données analytiques se trouvent en annexe (fig. 136 et 137 ; tab. An. 22).

Cette coupe peut se décrire en trois parties.

– La présence des ooïdes associées à des figures de courants permet de distinguer la première partie. Une surface d'émergence perforée existe à la base de cette partie. Au-dessus, après un petit niveau à faciès de transgression, les niveaux oo-bioclastiques apparaissent.

– La deuxième partie débute immédiatement au-dessus des derniers niveaux oobioclastiques qui correspondent à des biomicrites (packstone) alternant avec des niveaux plus marneux de faciès de transgression. Au-dessus du numéro 2, les débris de madréporaires apparaissent. Plusieurs surfaces perforées sont présentes dans ces niveaux. *Praedictyorbitolina* et *Choffatella* sont présentes dans ces niveaux.

– La troisième partie débute au-dessus de OM10.

Les faciès de plate-forme apparaissent ainsi que des niveaux de rudistes alloctones (washover). Les foraminifères de plate-forme (*Eclusia decastroi*) et les algues apparaissent dans ces niveaux.

Interprétation

La base de la coupe est marquée par une surface d'érosion perforée de type toplap qui couvre un niveau altéré à litages obliques de texture grainstone et à ooïdes à cortex dissout. Les niveaux sus-jacents sont marqués par l'apparition de faciès à madréporaires dans lesquels *P. carthusiana*, *P. claveli-carthusiana* et *D. hauteriviana* ont été observés. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

Entre OM14 et OM15, une surface d'émergence et d'érosion souligne des niveaux à débris de rudistes ; on y observe aussi l'apparition d'*E. decastroi* et de *P. sunnilandensis*. Elle est interprétée comme la limite de séquence Ju6

Conclusion

La série est marquée par l'absence des séquences Ju4 et Ju5, probablement effacées par érosion sous la séquence Ju6.

3.4.7. Coupe des Gorges de l'Orbe

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1202 (Orbe) à 1/25000 (fig. 66). X = 527,925 ; Y = 175,750.

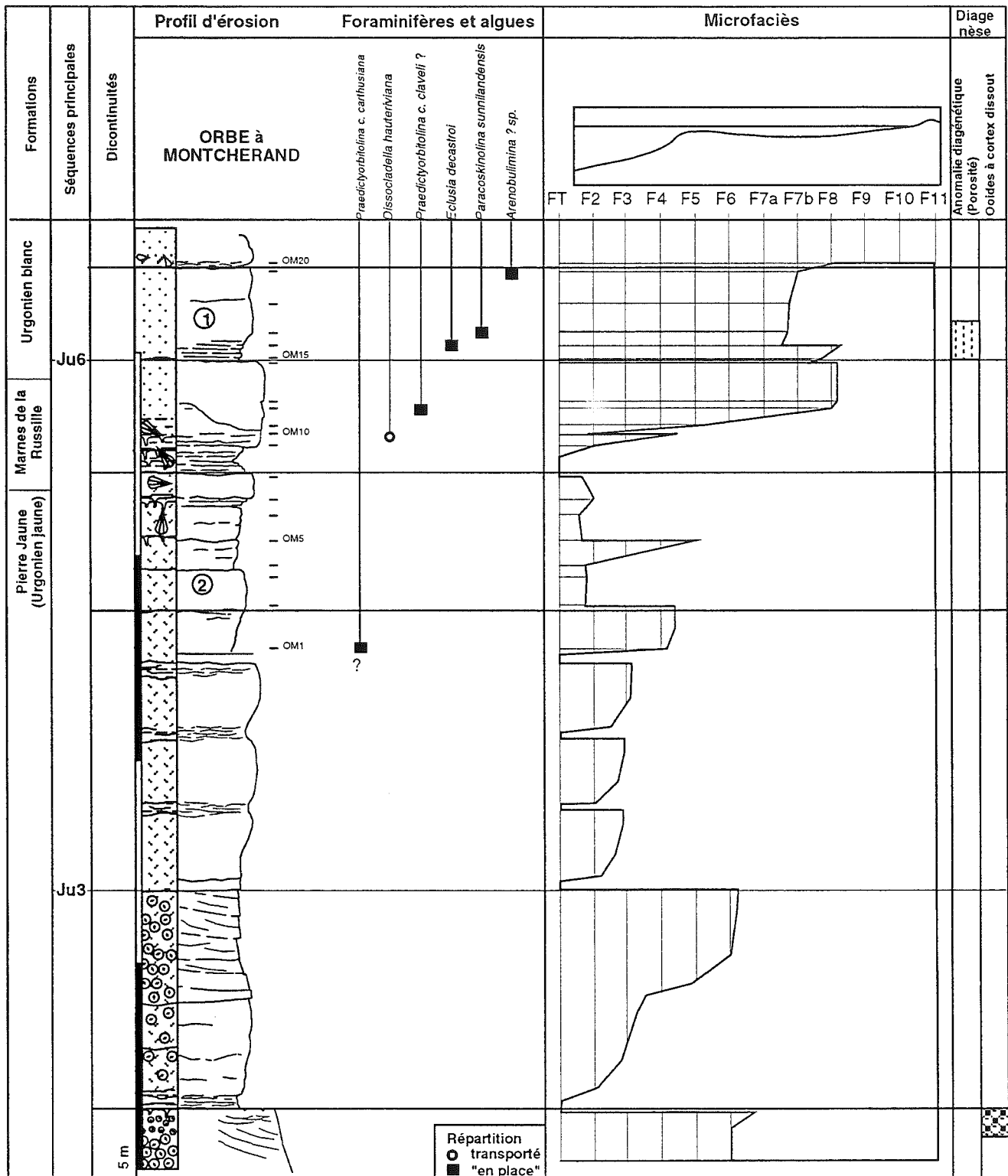


FIG. 67.- Coupe de l'Orbe à Montcherand, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

Cette coupe suit le chemin qui va en direction d'Orbe en rive gauche de la rivière du même nom; elle a été levée depuis le premier affleurement de calcaires oolithiques au-dessus d'une petite station de pompage.

Analyse

Cette coupe (fig. 68) se divise en trois parties. Les données analytiques se trouvent en annexe (fig. 138 ; tab. 23).

– La première correspond aux niveaux oolithiques (de GO-8 à GO-3), il s'agit d'oosparites (grainstones) avec une forte porosité due aux dissolutions intergranulaires et à la dissolution du cortex des ooïdes. Les nuclei des ooïdes sont constitués de nombreux foraminifères et algues de plate-forme (orbitolinidés indéterminés, *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Eclusia decastroi*, *Dissocladella hauteriviana*, *Pseudoactinoporella fragilis*).

– La seconde partie débute au-dessus de ces niveaux oolithiques (de GO-2 à GO10). Elle est composée de biomicrites (mudstones-wackestones) où le quartz et des oxydes de fer apparaissent. Les spicules d'éponge sont fréquents dans ces niveaux ainsi que les débris de madréporaires (vers le haut de cette partie). Les foraminifères sont rares et peu diversifiés (*Choffatella* et *Praedictyorbitolina*).

– La troisième et dernière partie (de GO13 à GO50) correspond aux calcaires blancs, puissants de 50 m. Plusieurs niveaux, remarquables par leur porosité, forment des cavités accentuées par l'érosion naturelle des falaises. Ces niveaux ont d'ailleurs fait l'objet d'une exploitation de pierre de taille par les Romains.

Il s'agit de biosparites ou biomicrites (wackestones-packstones-grainstones) de faciès de plate-forme (F7a à F9). Les premiers niveaux à rudistes débutent quelques mètres au-dessus de la seconde partie. Toute cette partie est affectée par des dissolutions intenses (parfois sur une hauteur de deux mètres) qui masquent la nature des éléments. Les foraminifères et algues suivants ont néanmoins été observés : *Pfenderina globosa*, *Praedictyorbitolina carthusiana carthusiana*, *Valserina b. brönnimanni*, *Angioporella neocomiensis*.

Interprétation

La base de la coupe est marquée par une surface d'érosion perforée de type toplap qui couvre un niveau altéré à litages obliques de texture grainstone et à ooïdes à cortex dissout. Les niveaux sus-jacents sont marqués par l'apparition de faciès à madréporaires dans lesquels *P. claveli carthusiana* et *D. hauteriviana* ont été observés. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

Entre GO14 et GO15, une surface d'émersion et d'érosion souligne des niveaux à débris de rudistes dans lesquels s'observe l'apparition de *Pfenderina globosa* et *Angioporella neocomiensis*. Elle est interprétée comme la limite de séquence Ju6.

Les différents niveaux karstifiés de la partie moyenne et supérieure de la coupe ne montrent pas de modification dans les faunes de foraminifères benthiques. De fait, les surfaces d'émersion qui les couvrent sont interprétées comme des limites de séquence mineures au sein de la séquence Ju6. Seule la surface d'émersion sommitale entre GO45 et GO46 pourrait correspondre à une limite de séquence majeure puisque l'on remarque l'apparition de *V. brönnimanni* peu au-dessus en GO48.

Conclusion

La série est marquée comme dans la coupe voisine d'Orbe à Montcherand par l'absence des séquences Ju4 et Ju5, probablement effacées par érosion sous la séquence Ju6. Il faut aussi noter la puissance de la séquence Ju6 qui était plus réduite jusqu'alors dans les autres coupes.

3.4.8. Coupe de la Russille

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1202 (Orbe), 1/25000^e (fig. 69). X = 526.550 ; Y = 176.025.

L'affleurement historique de la Russille [Jaccard, 1861] est situé au sud du Bois-à-Grivaz, sur la bordure de l'actuelle route nationale Orbe-Vallorbe, entre Montcherand et Lignerolle, 200 m. après la bifurcation menant à la Russille. La coupe de Zweidler a une puissance de 9,10 m, sur laquelle il a prélevé 36 échantillons.

Historique

Outre sa richesse paléontologique et sa position charnière, c'est le seul lithostratotype à avoir été véritablement défini dans l'Hauterivien-Barrémien du Jura et à être visible encore actuellement. Jaccard [1861] avait déjà signalé cet affleurement et y décrivait pour la première fois les Marnes de la Russille.

Guillaume [1966] qui a également relevé cette coupe, n'a signalé aucun élément nouveau par rapport à Jaccard.

Dans le lever de coupe de Zweidler [1985], la discontinuité B de RU1 correspond au niveau des Marnes de la Russille de Jaccard. Conrad et Masse [1989] signalent « des pointements de calcaires à rudistes, rattachés à l'Urgonien supérieur, visibles au lieu-dit « Bois-à-Grivaz », à l'ouest du noeud routier. » Ces affleurements n'ont pas été retrouvés. L'âge de la partie supérieure de cette coupe a été évalué du Barrémien supérieur par corrélations par Arnaud-Vanneau et Masse [1989], Arnaud et Arnaud-Vanneau [1989, 1992], Arnaud-Vanneau et Arnaud [1990, 1991].

Clavel *et al.* [1994] attribuent sur la base de quatre échantillons un âge « Hauterivien moyen... séquence Ha4 et Ha5 », pour l'ensemble de la coupe soit le sommet de l'Urgonien jaune, les Marnes de la Russille et l'Urgonien blanc de cette localité. Ces auteurs réfutent l'attribution stratigraphique du Barrémien supérieur des auteurs précédents [Arnaud-Vanneau et Masse, 1989 ; Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1989, 1991 ; Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990, 1991] en se basant sur le fait qu'ils n'ont pas observé de « discontinuité de la Russille » [*sensu* Arnaud-Vanneau et Arnaud] entre le sommet des Marnes et les calcaires bioclastiques urgoniens. La série présente, toujours selon Clavel *et al.* [1994] «...ni un accident majeur, ni une lacune

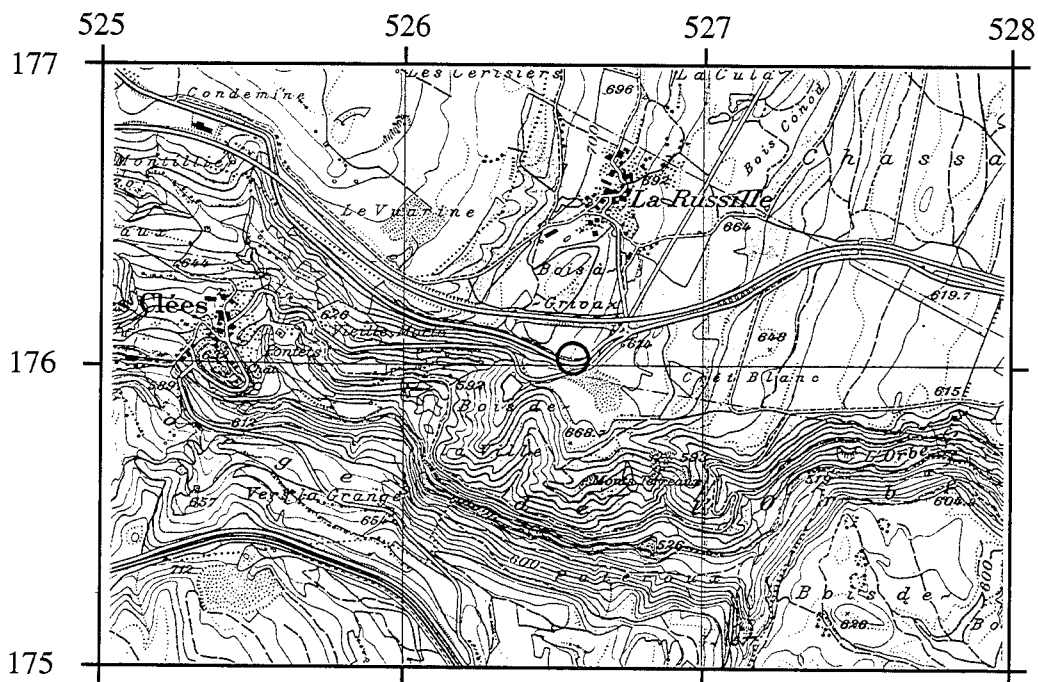


FIG. 69. – Localisation de la coupe de la Russille.

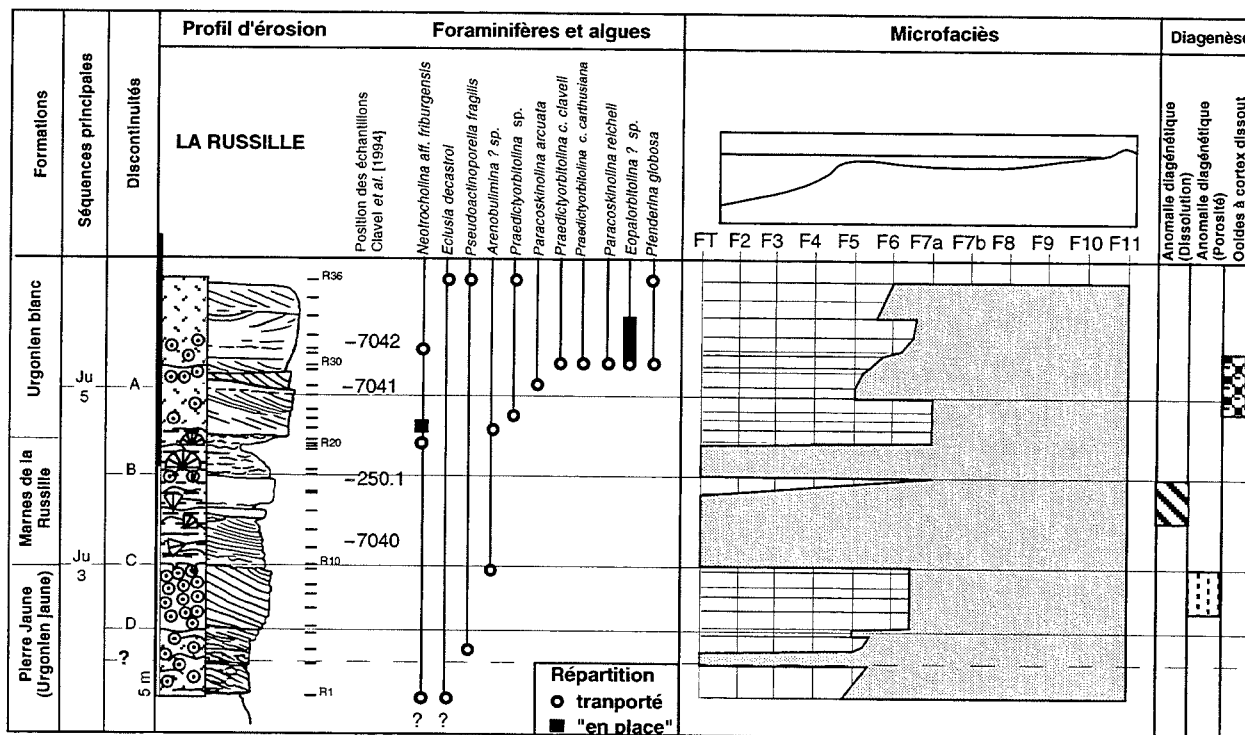


FIG. 70. – Coupe de La Russille, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

sédimentaire de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur », «...ces séquences étant en parfaite continuité entre elles tout comme avec celles qui les

précède. » Ces divergences d'interprétations seront revues à la lumière de nouvelles analyses sédimentologique et micropaléontologique détaillées.

Analyse

Cette coupe (fig. 70) peut se diviser en trois parties. Les données analytiques se trouvent en annexe (fig. 139 et 140 ; tab. 24).

Une première partie (base à C), oobioclastique, qui se divise en deux ensembles.

- l'ensemble inférieur (base à D) principalement oobioclastique, inclut probablement une surface non visible encroûtée par des annélides.

- L'ensemble supérieur (D à C) correspond à une oobiosparite, très bien classée, riche en ooïdes, débris d'échinodermes et débris micritisés, sans oxydes de fer. A l'affleurement ce niveau est poreux et perforé à son sommet.

Une deuxième partie (C-A), où se situe le niveau des Marnes de la Russille proprement dit, se divise en deux ensembles.

- L'ensemble inférieur (C à B) est composé principalement, à la base, de mudstones particulièrement riches en débris de madréporaires, bryozoaires en boule et spicules de spongiaires. Les foraminifères présents sont souvent rares, hormis des *Choffatella* et gros agglutinés qui sont présents seulement dans certains niveaux. Le sommet correspond à un niveau bioclastique plus riche en foraminifères (gros agglutinés, *Trocholina*, *Melathokerion*, *Nauticoloculina*, algues).

- L'ensemble supérieur (B à A) est composé à la base principalement de mudstones particulièrement riches en débris de madréporaires, de bryozoaires encroûtants et en boule, et de spicules de spongiaires. Les seuls foraminifères présents sont des *Glomospira* et *Lenticulina*. Le sommet de ce niveau passe brutalement à un grainstone bioclastique. La limite entre le sédiment encaissant micritique et ce remplissage n'est pas très clair. Deux types de bordures ont été observés, d'un côté des éléments arrondis impriment leur forme dans la micrite, ailleurs, la limite est encroûtée par des bryozoaires ou des foraminifères et soulignée par des oxydes de fer. Il semble que seulement la partie superficielle ait été lithifiée et perforée alors que le sédiment sous-jacent est resté meuble. Dans les grainstones supérieurs, les foraminifères et algues de plate-forme apparaissent (*P. claveli-carthusiana*).

Une troisième partie (A-sommet) correspond à des niveaux oobioclastiques de haute énergie (faciès F5-F6-F7a). Dans les nuclei des ooïdes, *Paracoskinolina reicheli*, *Praedictyorbitolina carthusiana* et autres foraminifères de plate-forme ont été reconnus.

Interprétation

La surface d'érosion perforée (en C) couvre un ensemble oosparitique bien trié à litages obliques

fortement pentés (30°) vers le SE. Ces litages obliques peuvent être interprétés comme ceux d'une dune sous marine progradant vers le SE, recoupée en tolap par cette surface. Cette dune a été affectée secondairement par des dissolutions.

Cette surface, qui souligne des niveaux assez marneux à débris de madréporaires est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

En B, une nouvelle surface placée au-dessus de niveaux bioclastiques est surmontée par un deuxième niveau marneux à débris de madréporaires puis bioclastique, dans lequel a été reconnue *P. carthusiana-claveli*.

En A, une surface d'érosion souligne un niveau riche en ooïdes à cortex dissout au-dessus duquel sont présents *P. carthusiana claveli*, *P. carthusiana carthusiana*, et où apparaissent *P. arcuata*, *P. reicheli*, *Eopalorbitolina ? sp.* et *P. globosa*. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju5.

Conclusion

Clavel *et al.* (1994) datent l'ensemble de la coupe de la Russille de l'Hauterivien, en proposant, sur la base de quatre échantillons, une répartition de *P. claveli* et *P. carthusiana*. Les éléments présentés dans ce travail montrent que ces attributions sont inacceptables pour deux raisons principales :

1 – Selon Schroeder [1994, voir aussi chapitre micropaléontologie] la distinction entre ces espèces ne peut se faire qu'en comparant les appareils embryonnaires, or aucune des formes décrites par Clavel *et al.* dans la localité de la Russille (pl. I, p. 52 ; pl. I, fig. 2, 3, 8, 11 ; p. 52) hormis la forme en figure 1 (pl. I, p. 23) ne possède un appareil embryonnaire. De fait, la détermination spécifique de ces auteurs n'est donc pas recevable si l'on se réfère à leurs propres conclusions.

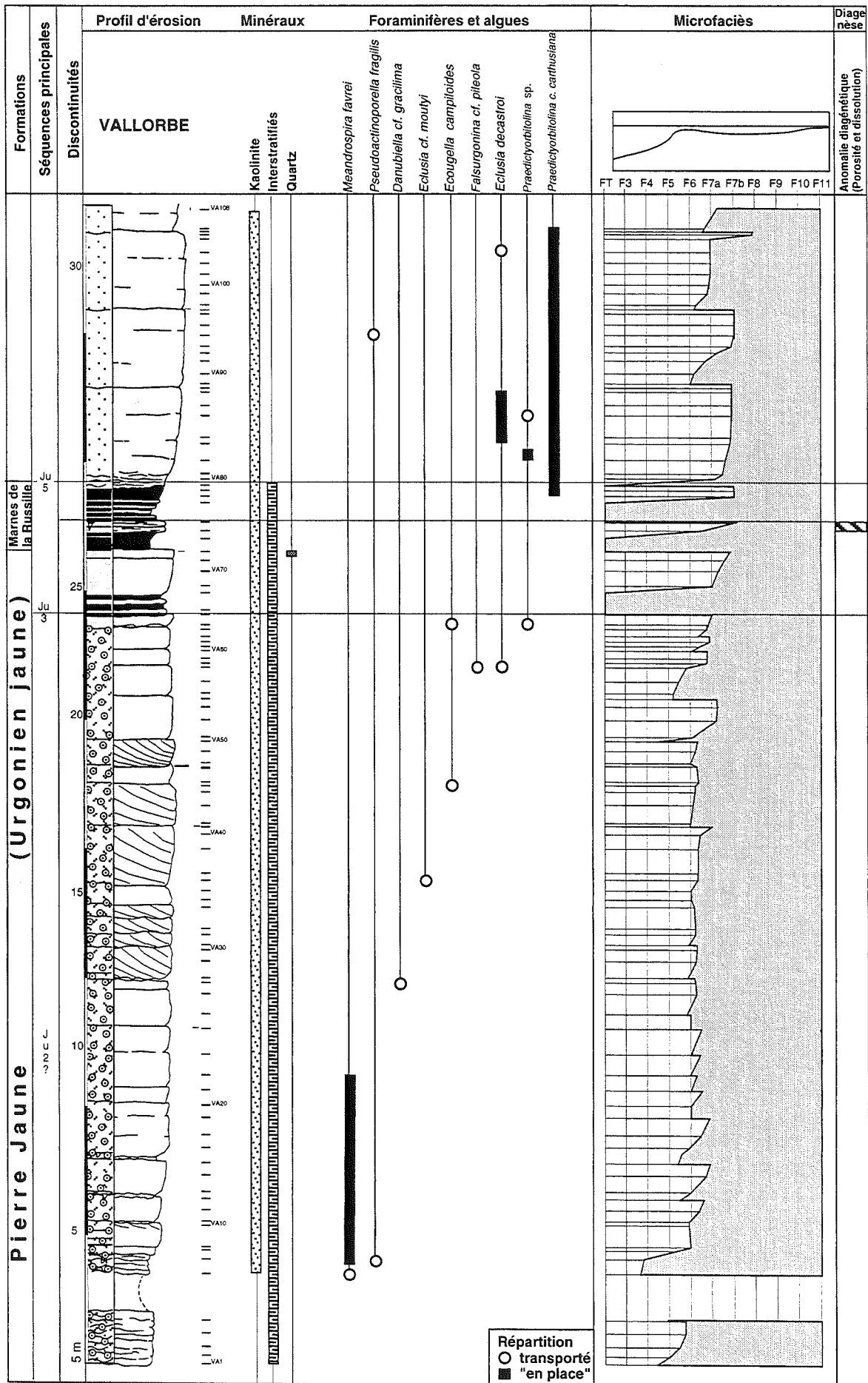
2 – La présence simultanée dans la lame RU30a de *Praedictyorbitolina carthusiana claveli*, de *Praedictyorbitolina carthusiana carthusiana* et de *Paracoskinolina reicheli* montre clairement que l'attribution stratigraphique proposée par Clavel *et al.* [1994] est au moins contestable puisque *P. reicheli* existe seulement depuis le Barrémien inférieur sommital. D'autre part, les surfaces Ju3 et Ju5 sont la marque évidente de surfaces d'émersion et d'érosion. Les séquences des Marnes de la Russille ne sont donc pas « en parfaite continuité entre elles tout comme avec celle qui les précède », d'autant plus que les niveaux sous-jacents à C et D sont affectés par de petites failles répétant le même niveau oolithique.

La coupe de la Russille montre une épaisseur très réduite de la séquence Ju3 et ne présente aucune trace de la séquence Ju4. Les niveaux de la séquence Ju5 reposent directement sur les niveaux de la séquence Ju3.

Formations	Séquences principales	Discontinuités	Profil d'érosion	Minéraux	Foraminifères et algues	Microfaciès	Diagenèse	
			VALLORBE	Kaolinite Interstratifiés Quartz	<i>Meandrospira lavrei</i> <i>Pseudocyclinoporella fragilis</i> <i>Darubihella cf. gracilima</i> <i>Eclusia cf. mouyi</i> <i>Ecougella campiloides</i> <i>Falsurgonina cf. pileola</i> <i>Eclusia decastroii</i> <i>Praedicycloibolina</i> sp. <i>Praedicycloibolina c. carthusiana</i> <i>Pfenderina globosa</i> <i>Cuneolina</i> ? sp. <i>Valsertina b. brömmimanni</i> <i>Praereticulinella cuvillieri</i>	FT F3 F4 F5 F6 F7a F7b F8 F9 F10 F11	Anomalie diagenétique (porosité et dissolution)	
Urgonien blanc	Ju 7	45	VA200					
			VA190					
		40	VA180					
			VA170					
			VA160					
			VA150					
		35	VA140		■			
			VA130			○		
			VA120					
	Ju 6		VA110					
		VA108						

Répartition
○ transporté
■ "en place"

FIG. 71. - Coupe de Vallorbe, figure synthétique et courbe de microfaciès (base de la coupe sur la page opposée).



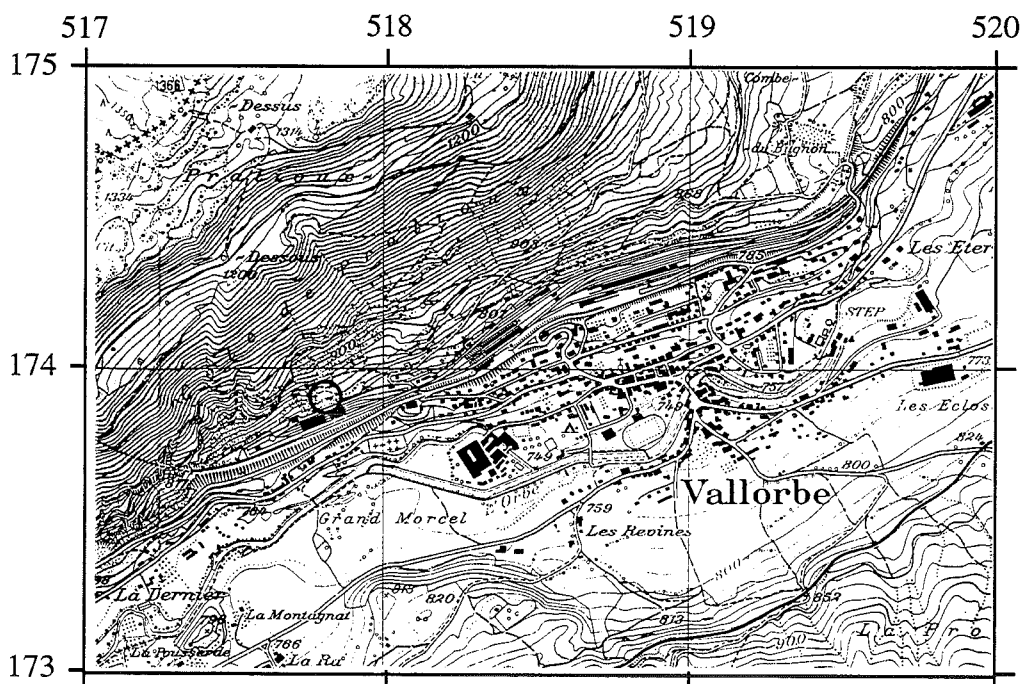


FIG. 72. – Localisation de la coupe de Vallorbe.

3.4.9. Coupe de Vallorbe

Localisation géographique

Carte nationale de la Suisse n° 1202 (Orbe), à 1/25000 (fig. 72). X = 517,840 ; Y = 173,900.

Dans le Jura vaudois, cette coupe est située juste derrière la gare de Vallorbe. La section, orientée SW-NE, débute derrière les entrepôts CFF pour finir 100 m plus au NE avant une petite route passant sous les voies

A la base les couches sont orientées de 30° NW 60° puis passent après le niveau des Marnes de la Russille à une orientation 5° à 10° E 80° jusqu'au sommet de la coupe. Cette coupe est affectée par de nombreuses failles décrochantes (glissements banc sur banc) qui ne décalent apparemment pas les strates. Du point de vue tectonique, cette région a été étudiée par Nolthénus [1921] qui décrit les affleurements d'Urgonien dans un synclinal pincé sous le Jurassique. Celui-ci est rétrochevauchant en direction de l'est.

Historique

Jaccard [1861] puis Sprecher [1917] ont décrit des lamellibranches, brachiopodes, crustacés et échinodermes de l'Aptien dans des poches de marnes jaunes de la gare de Vallorbe. Depuis, cette coupe a été étudiée par Conrad et Masse [1989] ; elle recoupe, selon ces auteurs, les formations classiques reconnues dans le Jura neuchâtelois et vaudois, à savoir de la base au sommet, l'Urgonien inférieur (Hauterivien supérieur ?),

l'Urgonien supérieur blanc (Barrémien), un niveau de marnes jaunes (Aptien, Bédoulien ?).

Analyse

A partir des microfaciès, cette coupe (fig. 71) peut se diviser en quatre parties. Les données analytiques se trouvent en annexe (fig. 141 et 142 ; tab. 25).

– La première partie (base à Ju3) correspond aux niveaux oolithiques avec des figures de courant (mégarides). La partie basale (bancs 1 à 4), marquée par l'absence de la kaolinite, est plus noduleuse que les niveaux sus-jacents ; les foraminifères présents sont ceux d'environnements circalittoraux (petits « textularidés »).

Les niveaux oolithiques qui suivent, correspondent à des faciès de bordure de plate-forme de type F5 et F6. Il s'agit principalement de sédiments de texture packstone-grainstone. *Meandrospira favrei*, *Pseudoactinoporella fragilis* apparaissent déjà à la base de la partie oolithique ; au sommet, apparaissent *Eclusia decastroi*, *Falsurgonina* cf. *pileola* et *Praedictyorbitolina carthusiana claveli*. Dans l'échantillon Va27 a été trouvé en nucleus d'ooïde une forme déterminée comme *Danubiella* cf. *gracilima*. Un peu plus haut, dans Va37, une forme très micritisée d'*Eclusia* cf. *moutyi* a été retrouvée. Les formes *Danubiella gracilima* et *Eclusia moutyi* sont caractéristiques du Valanginien ; celles qui ont été trouvées dans cette coupe sont légèrement différentes et ne permettent pas d'affirmer qu'il s'agit bien de foraminifères remaniés du Valanginien.

Des traces de dissolution intergranulaire sont observées dans quelques lames ; Va 57 montre associé à cette dissolution une rubéfaction (Hématite). Cette partie se termine avec quelques cristaux de dolomite dans Va72. La kaolinite (sauf pour la partie basale) et les interstratifiés sont présents dans toute cette première partie.

– La seconde partie (Ju3-Ju5) débute au-dessus de cette partie oolithique. Elle se différencie de la partie précédente par des interlits marneux bien marqués qui forment deux ensembles. Ils sont composés de biomicrites (mudstone-wackestone) à spicules d'éponge, et débris de madré-poraires moins fréquents que dans les autres coupes proches. Les foraminifères sont rares et peu diversifiés, en majorité des *Choffatella* et *Praedictyorbitolina*. La kaolinite et les interstratifiés sont présents. Deux épisodes sont distingués.

Un premier niveau (bancs 25 à 26) débute par un horizon marneux formé de faciès de transgression, puis par deux bancs calcaires de faciès de plate-forme (F7a).

La deuxième partie (banc n°27 p.p.) se présente de la même manière ; sa base est soulignée par un petit niveau de quartz et son sommet est marqué par deux bancs calcaires, dont le dernier montre en placage des valves supérieures de *Requieniidae* sp. (détermination Masse, 1994). En raison de la présence de ce niveau à valves de *Requieniidae* (caractère commun avec Buttes II) et de la répartition des foraminifères benthiques dans ces marnes (situées au-dessus de la dernière apparition de *Meandrospira favrei* et en dessous de l'apparition de *Pfenderina globosa* et de *Praedictyorbitolina carthusiana*), ces marnes, bien que pauvres en débris de madréporaires, sont considérées comme des équivalents latéraux de la formation de la Russille.

– La troisième partie correspond aux calcaires blancs, puissants de 60 m environ jusqu'à Va199. A l'affleurement, leur contenu paléontologique est difficile à voir. Les microfaciès permettent de distinguer trois ensembles.

Le premier ensemble (Ju3-Ju6) est marqué à sa base par des niveaux marneux de faciès de transgression, surmontés par des faciès de plate-forme (F7a) riches en orbitolinidés (*Praedictyorbitolina carthusiana*) et autres foraminifères (*Pfenderina globosa*). La kaolinite est encore présente dans cet ensemble.

Le deuxième ensemble marque l'apparition de débris de rudistes, et de foraminifères et algues (Miliolidés, *Cayeuxia*) de plate-forme plus interne (F7b-F8-F9). Le sommet de cet ensemble se marque par des ciments asymétriques indiquant une cimentation vadose. Aucune trace de minéraux argileux n'est présente dans ces niveaux.

Le dernier ensemble se marque par des faciès plus ouverts (F7b) que précédemment, avec une recrudescence des orbitolinidés. La kaolinite réapparaît

dans le sommet de cet ensemble ainsi que les interstratifiés. Plusieurs de ces niveaux montrent des traces de dissolution ou de microkarstification. Le tout dernier banc correspond à un hard-ground perforé.

– La quatrième et dernière partie (Va200-Va202) marque un changement radical dans les microfaciès. Les niveaux correspondent à nouveau à des faciès de transgression, riches en quartz (détecté par diffraction X et aussi en lames minces), kaolinite et interstratifiés. La présence de *Choffatella* et de *Sabaudia minuta* confirme ce changement de faciès.

Interprétation

Les premiers niveaux de la coupe de Vallorbe ne montrent pas l'association quartz-glaucinite qui caractérise la séquence Ju1 dans la région. La seule forme marqueur est *Meandrospira favrei* ; sur la base de ces deux critères ; la partie inférieure de la coupe est placée au sein de la séquence Ju2.

Entre Va64 et Va65, une surface d'érosion marque la base des seuls niveaux marneux de la succession dans lesquels *Praedictyorbitolina carthusiana clavelli* apparaît. La présence de valves de *Requieniidae* (voir analyse) permet de paralléliser ces niveaux avec la séquence Ju3 (reconnue à Buttes II). En conséquence cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

Au-dessus de Va75, une surface d'émersion (microkarstification des niveaux sous-jacents) et d'érosion souligne l'apparition de *Pfenderina globosa* et de *Praedictyorbitolina carthusiana*. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju5.

Entre Va112 et Va113, une surface d'érosion marque l'absence de la kaolinite dans les faciès urgoniens. Au-dessus de cette surface apparaissent plusieurs niveaux à rudistes dans lesquels *Cuneolina* ? sp. et *Valserina bronnmanni* ont été observés. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju6.

La partie supérieure de la coupe montre des niveaux altérés par émersion à son sommet qui peuvent être interprétés comme des limites de séquences mineures au sein de Ju6. Ces émersion seraient induites par la limite de séquence majeure Ju7.

Conclusion

Dans cette coupe la séquence Ju3 est excessivement réduite et aucune trace de la séquence Ju4 n'a été trouvée ; par contre, la séquence Ju6 est particulièrement bien développée.

La partie inférieure interprétée comme la séquence Ju2 montre des faunes dont l'aspect usé ou transporté est visible (*Danubiella* cf. *gracilima* et *Eclusia* cf. *moutyi*) mais qui sont différentes de celles du Berriasien-Valanginien, connues par ailleurs et inconnues au Barrémien. L'origine et l'âge de ces foraminifères reste indéterminés.

3.5. Jura méridional - Massif de la Chartreuse

Dans le Jura méridional, deux coupes ont été sélectionnées pour leur position charnière entre les affleurements du Jura neuchâtelois et vaudois et ceux des chaînes subalpines.

3.5.1. Coupe des Monts-de-Musièges

Localisation géographique

Sur la rive gauche du Fornant, la coupe affleure le long de la route qui relie le hameau de Malpas à Musièges. Peu après le pont qui traverse la rivière, la coupe débute dans les niveaux principalement carbonatés du Berriasien-Valanginien puis se poursuit par des marnes valanginiennes et hauteriviennes. Les niveaux carbonatés qui les surmontent correspondent à des calcaires de type « Pierre Jaune ». C'est à cet endroit que débute la coupe que nous avons levée. La coupe a une puissance de 65 m ; 137 échantillons y ont été prélevés.

Historique

Mouty [1966] puis Charollais *et al.* [1989], qui ont déjà levé cette coupe depuis les niveaux du Berriasien-Valanginien jusque dans l'Urgonien, signalent de nombreuses ammonites notamment de l'Hauterivien inférieur. Un *Lyticoceras claveli* a été récolté au niveau 38 de la coupe [Charollais *et al.*, 1989] qui correspond au niveau L de notre coupe. Clavel et Charollais [1989] placent l'installation des calcaires urgoniens dans l'Hauterivien supérieur.

Analyse

Du point de vue des microfaciès, le découpage en trois parties habituellement reconnu dans les coupes du Jura neuchâtelois et vaudois est encore la règle pour cette coupe (fig. 73). Les données analytiques se trouvent en annexe (fig. 149 et 150 ; tab. 26).

- La première partie (de la base au banc n°33) correspond à des niveaux bioclastiques avec des figures de courant (mégarides). Elle est divisée en deux sous-ensembles.

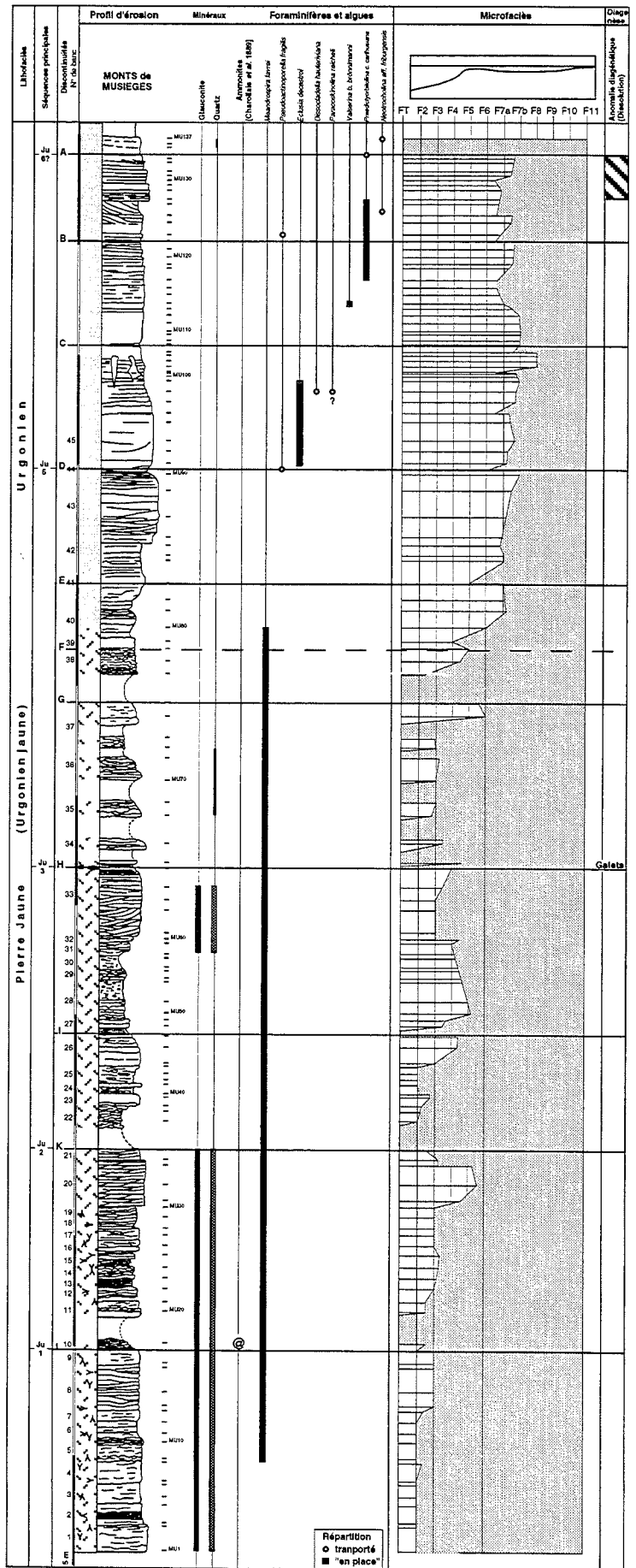


FIG. 73. - Coupe des Monts de Musièges, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

© : *Lyticoceras claveli* BUSNARDO & THIEULOUY, Zone à *Nodosoplicatum*, Hauterivien inférieur, d'après Charollais *et al.* [1989].

Le premier sous-ensemble (de la base au banc n°21 compris) est principalement constitué de biomicrites d'environnement circalittoral (faciès F2-F3), riches en spicules d'éponges présentant souvent du quartz néoformé (Mu5, Mu9). Le quartz et la glauconite sont présents ensemble dans ces niveaux. A la limite L, un *Lyticoceras claveli* a été récolté par Charollais *et al.* [1989]. Au sommet de cet ensemble, les faciès correspondent à une environ-nement hydrodynamique de plus haute énergie (F4-F5). Les foraminifères présents dans ces niveaux sont des foraminifères circalittoraux (*Meandrospira favrei*, petits « Textulariidés », petits Miliolidés, *Lenticulina*).

Un deuxième sous-ensemble (banc n°22 à n°33), présente de faciès de type F3 à F5. Le quartz et la glauconite ont disparu sauf au sommet (bancs n°31, 32, 33) où ils réapparaissent. Dans le banc n°33, des galets perforés viennent coiffer cet ensemble. En plus des foraminifères circalittoraux déjà nommés, des algues et quelques foraminifères de plate-forme se trouvent transportés dans ces milieux.

– La seconde partie (banc n°34 à n°37) se différencie de la partie précédente par des lits marneux (couverts par la végétation) alternants avec des niveaux bioclastiques d'épaisseur métrique. Ceux-ci correspondent à des faciès de type F3, et F7a pour le banc n°37. La microfauve correspond à celle d'environnements circalittoraux. Le quartz réapparaît timidement dans les bancs n°35 et n°36.

– La troisième partie (du banc n°39 au sommet) correspond aux calcaires blancs. A l'affleurement, leur contenu paléontologique est difficile à observer. Les microfaciès permettent de distinguer quatre ensembles.

Le premier ensemble (du banc n°38 à E) est marqué à sa base par une zone couverte (probablement plus marneuse) suivie de niveaux noduleux de faciès F2 à F5, puis par des faciès de plate-forme ouverte F7a. Les foraminifères circalittoraux sont encore présents (dont *Meandrospira favrei*) mais quelques *Trocholina odukpaniensis* et d'autre foraminifères de plate-forme transportés sont présents.

Le deuxième ensemble (de E à D) correspond à des environnements de plate-forme ouverte de type F6-F7a. Plusieurs orbitolinidés (*Paracoskinolina* sp.) apparaissent dans ces niveaux ainsi que des algues comme *Pseudoactinoporella fragilis*.

Le troisième ensemble (de D à C) est marqué à sa base par des faciès de plate-forme (F7a-F7b) où apparaissent *Eclusia decastroi* et *Paracoskinolina reicheli*? Au sommet de cet ensemble, des cavités karstiques sont comblées par des sables (Mu101) qui pourraient être sidérolithiques; toutefois, l'origine de ces karsts au sein de l'Urgonien pourrait être plus ancienne que son remplissage.

Le quatrième ensemble (de C au sommet) correspond toujours à des environnements de plate-forme (F7a-F7b) riches en orbitolinidés

(*Praedictyorbitolina carthusiana carthusiana*, *Valserina brönnimanni brönnimanni*). Le sommet de cet ensemble (en A) est affecté par des dissolutions. Au-dessus de cette surface, le dernier niveau correspond à des faciès de transgression dans lesquels le quartz réapparaît.

Interprétation

Au-dessus de L, un *Lyticoceras claveli* a été trouvé par Charollais *et al.* [1989] sur des niveaux bioclastiques. La présence de cette ammonite de l'Hauterivien inférieur (Zone à *Nodosoplicatum*) permet de placer la limite de séquence Ju1.

En K, une surface d'érosion marquant l'interruption brutale de l'association quartz et glauconite, est interprétée comme la limite de séquence Ju2.

La récurrence de quartz et de glauconite a déjà été observée dans la séquence Ju2 de la coupe de Boudry.

En H, une surface d'érosion couverte par des galets perforés a été observée. Ce sont dans les niveaux sus-jacents que *Meandrospira favrei* disparaît. Bien que les faciès observés à partir de H (absence de niveaux à madréporaires) soient différents de ceux que l'on a en général au-dessus de la limite de séquence Ju3 dans le Jura neuchâtelois et vaudois, les courbes de microfaciès de ces niveaux apparaissent dans les deux cas comme une succession de plusieurs événements transgressifs; cette surface peut donc être interprétée comme la limite de séquence Ju3.

Plusieurs surfaces d'érosion (G, F, E) sont observées; la surface en F est couverte par des galets avec des traces de dissolution intergranulaire et ne correspond à aucun changement décelable ni par la sédimentologie ni par la biostratigraphie. La surface E se place au-dessus des derniers niveaux à *Meandrospira favrei*.

Ces surfaces sont interprétées comme des limites de séquences mineures (car elles ne sont pas clairement identifiables) au sein de la séquence Ju3.

Il est probable que la limite de séquence Ju4 se place parmi les discontinuités observées dans la séquence Ju3 mais aucun argument ne permet de la faire ressortir.

En D, une surface d'érosion et d'émersion coïncide avec l'apparition de *Pseudoactinoporella fragilis*, *Eclusia decastroi*, *Dissocladella hauteriviana*, *Paracoskinolina reicheli*, *Valserina brönnimanni*, *Praedictyorbitolina carthusiana* et *Neotrocholina* aff. *friburgensis*. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju5.

Dans ce secteur, la dilatation des faciès urgoniens, les changements latéraux et verticaux de faciès rendent difficile la reconnaissance des limites de séquence dès lors que les critères retenus pour leur identification ne se trouvent pas dans la même région.

En A, une surface d'émersion et d'érosion couvre un niveau altéré par microkarstification. Cette surface est

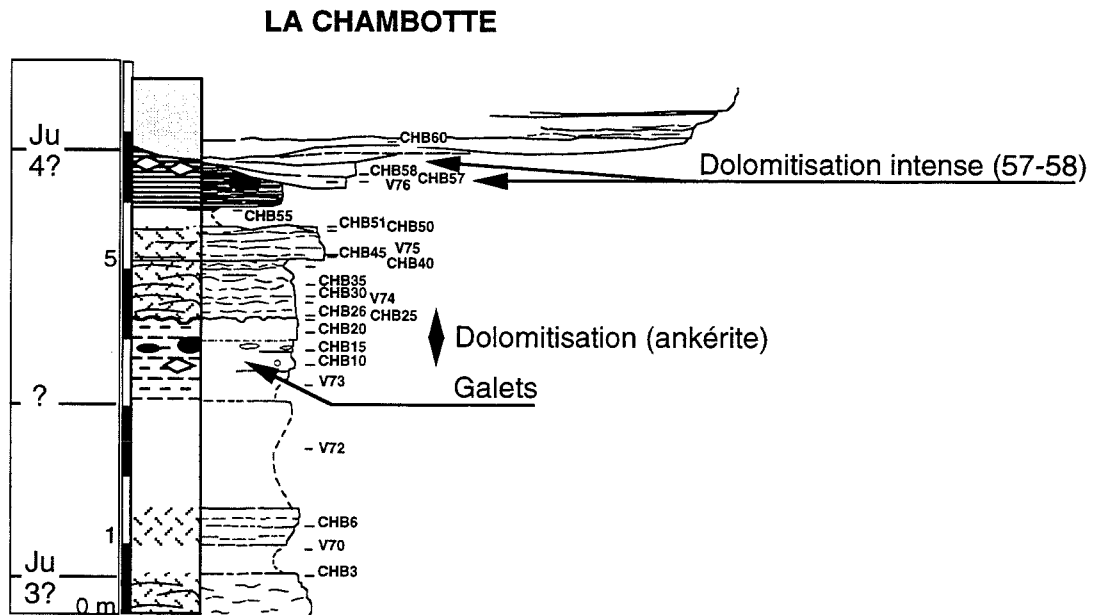


FIG. 74. – Coupe de la Chambotte, détail de la partie médiane.

couverte par un faciès de transgression ; comme la coupe se poursuit encore sur plusieurs dizaines de mètres, elle est interprétée à titre d'hypothèse comme la limite de séquence Ju6.

Conclusion

Les limites de séquences Ju1 et Ju2 sont bien différenciées dans cette coupe. La séquence Ju3, marquée par le niveau à galets perforés, ne montre pas les niveaux à madréporaires habituels des coupes du Jura septentrional. La séquence Ju4 n'a pas été reconnue telle qu'elle apparaît dans le Jura neuchâtelois ou bien elle n'existe plus. Plusieurs limites de séquences érosives et/ou émerives (Ju2, Ju3, Ju6) sont des arguments en faveur d'une sédimentation discontinue.

Cette coupe constitue une coupe charnière en regard de sa formation séquentielle. En effet, la partie inférieure qui concerne l'Hauterivien *sensu lato* (séquences Ju1, Ju2, y compris Ju3 malgré des différences) est très semblable à celle que l'on connaît dans la région neuchâteloise. En revanche, la partie urgonienne est déjà très différente de celle de la région neuchâteloise (très incomplète, il est vrai), et les séquences sont plus proches de celles des chaînes subalpines.

3.5.2. Coupe de La Chambotte

Localisation géographique

D'après Viéban [1983], base de la coupe : X = 874,700, Y = 93,100 ; sommet de la coupe X = 875,

000 ; Y = 92,500. Carte IGN n° 3331 ouest, Rumilly 1/25000^e.

La coupe de la Chambotte se situe le long de la route descendant du village de la Chambotte au lac du Bourget, sur le flanc ouest de l'anticlinal du Mont Laval chevauchant la molasse. La première partie de la coupe de Viéban débute dans les premiers faciès bioclastiques au-dessus des marnes hauteriviennes jusqu'à la base de la falaise urgonienne ; la deuxième partie débute dans le virage en épingle à cheveux (base de la falaise urgonienne) jusqu'au col. Le passage des calcaires bioclastiques aux calcaires urgoniens a été réétudié en détail.

Analyse

Les microfaciès présentés dans la figure synthétique ont été adaptés à partir de ceux Viéban [1983].

Dans cette coupe (fig. 75) deux parties peuvent être distinguées. Les données analytiques se trouvent en annexe (fig. 151 et 152 ; tab. An. 27).

Une première partie (base à Ju4) est marquée par des faciès ouverts circalittoraux ou de bordure de plate-forme. Les niveaux de la base à D, présentent des oosparites (F6) ; le quartz est présent dans les niveaux supérieurs. *Meandrospira favrei* est présente dans ces niveaux. La partie sus-jacente (D à Ju3) débute par des niveaux bioclastiques riches en quartz, puis passe à des niveaux plus marneux pour finir avec des faciès bioclastiques. *Meandrospira favrei* disparaît dans ces niveaux.

L'ensemble entre Ju3 et Ju4 est constitué de calcaires bioclastiques. Le quartz et la glauconite réapparaissent,

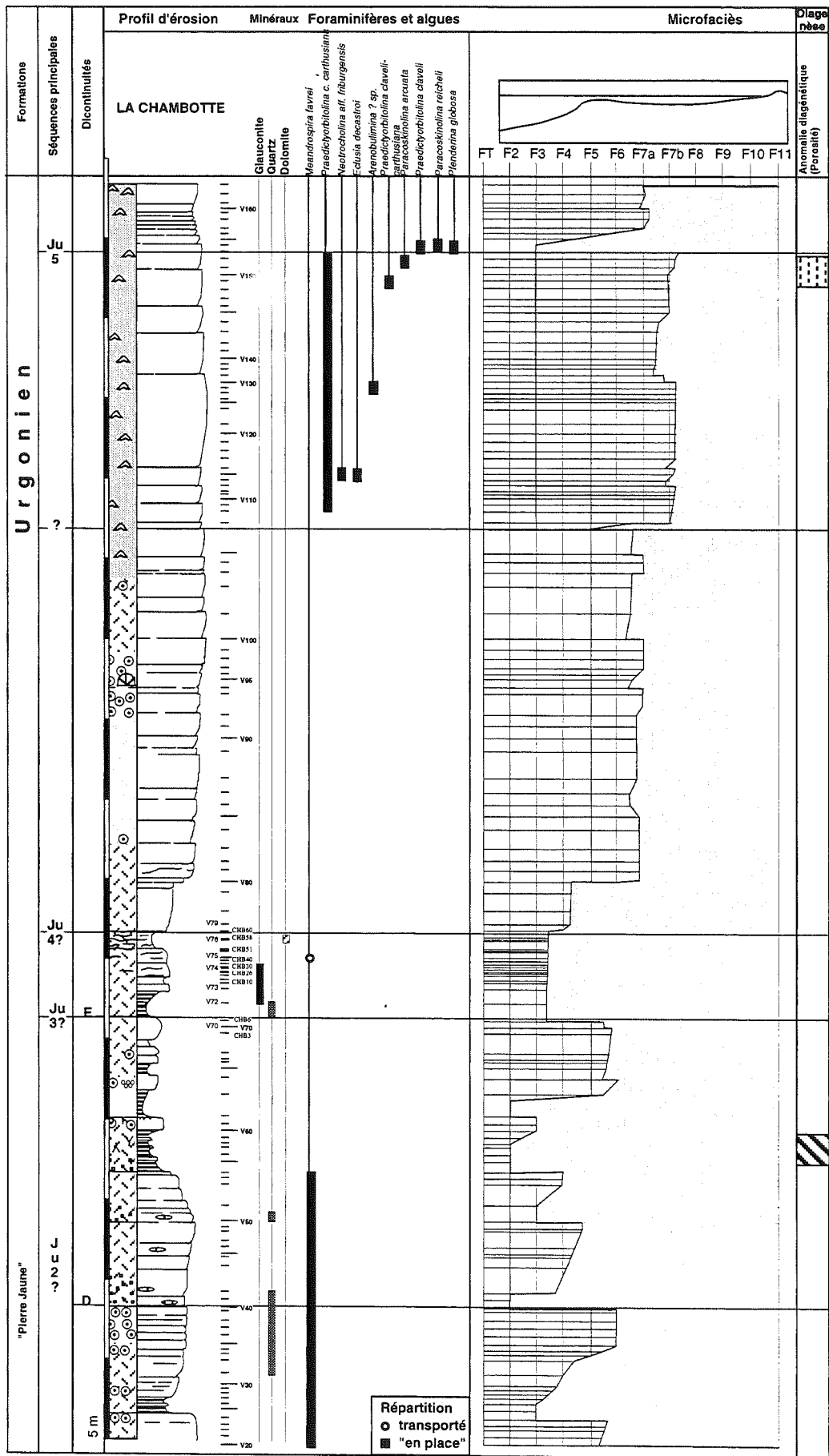


FIG. 75. – Coupe de la Chambotte, détail de la partie médiane.

Meandrospira favrei est présente sous forme transportée. Dans le détail (fig. 74), la partie médiane (Ju3-Ju4) montre plusieurs éléments nouveaux. La patine uniforme de cette partie est démentie par son contenu. En effet, des galets ont été trouvés dans une matrice vaseuse de couleur et de composition voisine, à la base des calcaires urgoniens sous les calcaires dits « à panopées » (V73-Chb25). Des éléments polygéniques, en principe étrangers à ce genre de faciès sont remaniés (polypiers) ; des échinides sabulicoles sont mélangés à la faune autochtone (échinides vasicoles) (Arnaud-Vanneau, communication personnelle, 1994). Ces niveaux présentent des cristaux de dolomite ankéritique disséminés dans la matrice.

Juste en-dessous de Ju4, la coloration des lames mince à l'Alizarin-Rot a permis de mettre en évidence un niveau entièrement dolomitisé, qui se situe juste sous les premiers niveaux bioclastiques formant le toit de la corniche. Cette partie dolomitisée est également très perméable. Les foraminifères de cette partie caractérisent plutôt des environnements circalittoraux.

La deuxième partie (de Ju4 au sommet), est plutôt marquée par des environnements de plate-forme externes et internes. Elle se divise en deux ensembles, le premier (Ju4-Ju5) est marqué par des environnements de plate-forme externe (F6-F7a) riche en bioclastes. Le deuxième ensemble est riche en orbitolinidés (*Praedictyorbitolina carthusiana carthusiana*, *Paracoskinolina arcuata*) et autres foraminifères de plate-forme (*Eclusia decastroi*). Son sommet est marqué par des anomalies diagénétiques. La partie supérieure est marquée par des faciès plus externes à la base (F3) et par l'apparition de *Paracoskinolina reicheli* et *Pfenderina globosa*.

Interprétation

Comme dans la coupe précédente, les faciès et la caractérisation des séquences sont très différents de ceux observés dans la région neuchâteloise. Aussi, plusieurs positions des limites de séquences sont envisageables.

La base de la coupe ne montre pas l'association quartz et glauconite. La présence de *Meandrospira favrei* indiquerait que cette partie de la coupe appartiendrait probablement à la séquence Ju2.

Entre V60 et V61, une surface d'érosion couvre un niveau altéré (dissolutions) dans lequel se trouvent les derniers exemplaires apparemment non transportés de *Meandrospira favrei*. La présence de galets (CHB10-CHB15) dans les niveaux supérieurs est à rapprocher de ceux trouvés dans la coupe des Monts de Musièges à la base de la séquence Ju3. En conséquence cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju3.

Entre V76 et V78 ou CHB57 et CHB60, une surface d'émersion couvrant un niveau fortement dolomitisé a été reconnue. Cette surface qui marque la base des

niveaux calcaires massifs de l'Urgonien est couverte par des niveaux qui n'ont livré aucun organisme de valeur stratigraphique. Ce n'est que 25 mètres au-dessus de cette surface, bien au-dessus d'une autre surface d'érosion, que la documentation biostratigraphique s'enrichit suffisamment pour permettre une interprétation séquentielle. Ce niveau placé au-dessous de la limite de séquence Ju5 (voir ci-dessous) à la Chambotte n'est pas représenté aux Monts de Musièges (ou alors d'une manière différente). Dans cette dernière coupe, les niveaux de la séquence Ju5 reposent directement sur les niveaux de la séquence Ju3. En conséquence, ce niveau de la Chambotte, intercalé entre deux surfaces remarquables, est interprété comme la séquence Ju4 (bien que les critères qui caractérisent normalement cette séquence soient absents).

Entre V105 et V106 une surface d'érosion souligne des niveaux dans lesquels apparaissent *Praedictyorbitolina carthusiana*, *Praedictyorbitolina claveli*, *Neotrocholina* aff. *friburgensis*, *Eclusia decastroi* et, plus haut, *Paracoskinolina reicheli* et *Pfenderina globosa*. Cette surface est donc interprétée comme la limite de séquence Ju5.

Conclusion

La coupe de la Chambotte montre au moins une séquence supplémentaire par rapport à celle de Musièges. En ce qui concerne les seules surfaces Ju3 et Ju4, soulignées par des galets et une dolomitisation intense, et en dépit de leur mauvaise caractérisation, elles montrent toutefois que l'importance de l'érosion et de l'émersion qui affectent cette série est loin d'être insignifiante.

3.5.3. Coupe du Col de la Grande Vache et coupe du Goulet d'Hurtières

L'analyse cartographique et géométrique montre que la série dans cette partie de la Chartreuse recoupe une zone dans laquelle les faciès urgoniens sont peu épais (quelques décamètres au Col de la Grande Vache). Latéralement, plus au nord et plus au sud (Goulet d'Hurtières), l'épaisseur de l'Urgonien s'accroît fortement de sorte que les corps sédimentaires les plus carbonatés y semblent accumulés dans des sortes d'auges (vallées incisées), orientées en direction du sud-est (orthogonalement à la direction majeure de la falaise urgonienne dans ce secteur, c'est-à-dire NNE-SSW).

Localisation géographique de la coupe du Col de la Grande Vache

Base de la coupe, X = 864,800 ; Y = 3342,780 ; Z = 1740 m ; Carte IGN n°3234 est, Grenoble 1/25000^e.

La coupe se situe sur le côté sud du Col, où le contact érosif entre les marnes et les calcaires bioclastiques blancs plus massifs s'observe par la tranche.

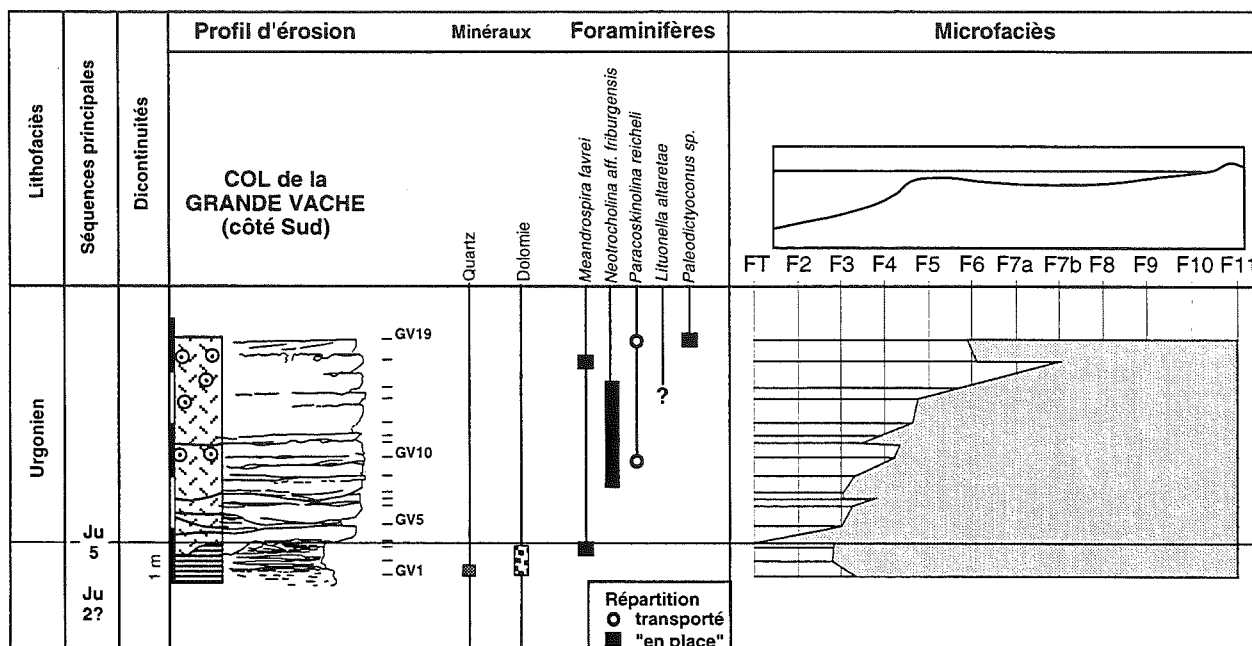


FIG. 76.- Coupe du Col de la Grande Vache, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

Analyse

La base de la coupe (fig. 76) commence dans les calcaires à miches et à spatanges de l'Hauterivien (cartographiés en n3, feuille Grenoble, 2^e édition). Les données analytiques se trouvent en annexe (fig. 153 et 154 ; tab. An. 28).

Ces niveaux sont légèrement quartzeux et présentent des cristaux d'ankérite disséminés dans la matrice ; *Meandrospira favrei* y a été reconnue.

Au-dessus d'une surface ravinante, s'installent les premiers calcaires bioclastiques (de faciès F3 à F5). Les sédiments au-dessus de GV11 appartiennent principalement à des faciès de bordure de plate-forme (F5-F6). Dans les faciès à oosparites, les nuclei des ooïdes sont formés par des foraminifères, parmi lesquels des orbitolinidés (formes relativement évoluées de *Paracoskinolina reicheli*, *Paleodictyoconus* sp.) ont pu être reconnus.

Interprétation

Les premiers niveaux de la coupe n'ont pas livré l'association quartz-glaucinite, seule *Meandrospira favrei* a été observée en GV3. L'état des sections (potentiellement non remaniées) tend à interpréter ces niveaux soit comme une partie de la séquence Ju2, soit comme une partie de la séquence Ju3. Mais la caractérisation séquentielle sur la seule présence de *Meandrospira favrei* est très insuffisante, d'autant plus que les critères choisis dans la définition des séquences sont établis dans la région jurassienne. En Chartreuse,

les derniers niveaux marneux sous-jacents à l'urgonien ont livré des ammonites (Pic de l'Oeillette, Mont Néron, Corbelet) datés de l'Hauterivien supérieur non terminal (zone à Sayni et Balearis *sensu* Busnardo, 1984) *in* Clavel *et al.* [1987]. En raison de l'analogie faciologique et lithologique de ces niveaux avec la base de la coupe de la Grande Vache et surtout en l'absence d'autres éléments biostratigraphiques, je les considère donc d'âge équivalent.

Entre GV3 et GV4, une surface d'érosion majeure couvre un ensemble altéré et dolomitisé dans lequel *Meandrospira favrei* est présente. Cette surface, qui souligne l'apparition de *Neotrocholina aff. friburgensis*, de *Paracoskinolina reicheli* et de *Paleodictyoconus* sp., est interprétée comme la limite de séquence Ju5.

Conclusion

En tout état de cause, quelque soit l'hypothèse adoptée pour caractériser les premiers niveaux de la coupe (séquence Ju2 ou Ju3 ou autre), les niveaux bioclastiques contiennent des orbitolinidés présents au Barrémien supérieur, ce qui laisse supposer une lacune sédimentaire importante entre les premiers niveaux et la séquence Ju5.

On peut noter l'apparition de *Paleodictyoconus*, absent dans toutes les séries du Jura. La présence de *Meandrospira favrei* associée à des niveaux comprenant également *Paracoskinolina reicheli* incite à adopter pour *M. favrei* une répartition plus large que celle admise jusqu'à présent.

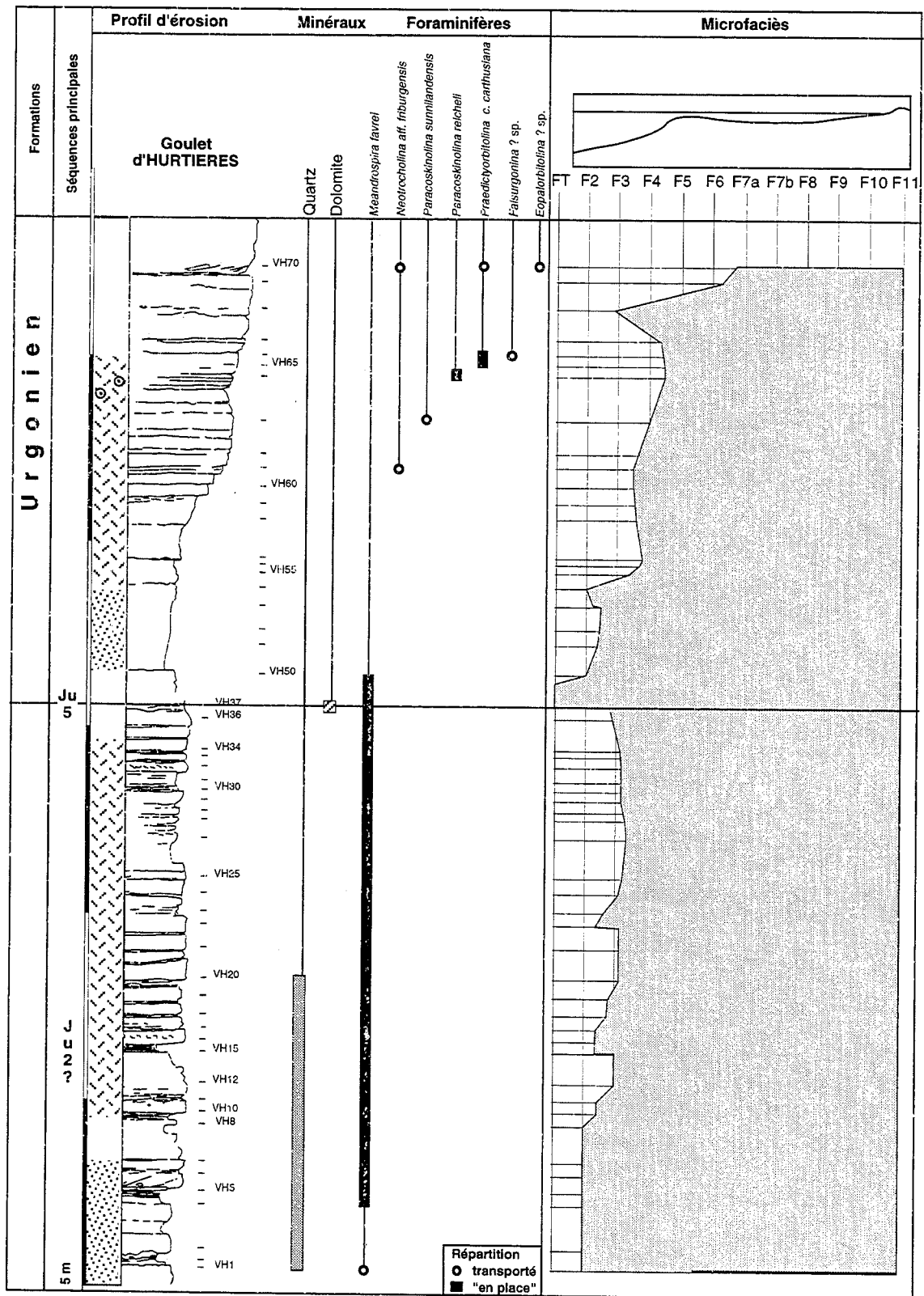


FIG. 77. – Coupe du Goulet d'Hurtières, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.

Localisation géographique de la coupe du Goulet d'Hurtières

Sommet de la coupe, X = 864,750 ; Y = 3342,590 ; Z = 1730 ; Carte IGN n°3234 est, Grenoble à 1/25000.

Géologie Alpine, 1995, Mémoire H.S. n° 24

Cette coupe se situe à 250 m au sud de la coupe du col de la Grande Vache. Les calcaires affleurent en dalle structurale sur le versant est. Elle recoupe de face des alternances de marnes (couvertes par la végétation) et de

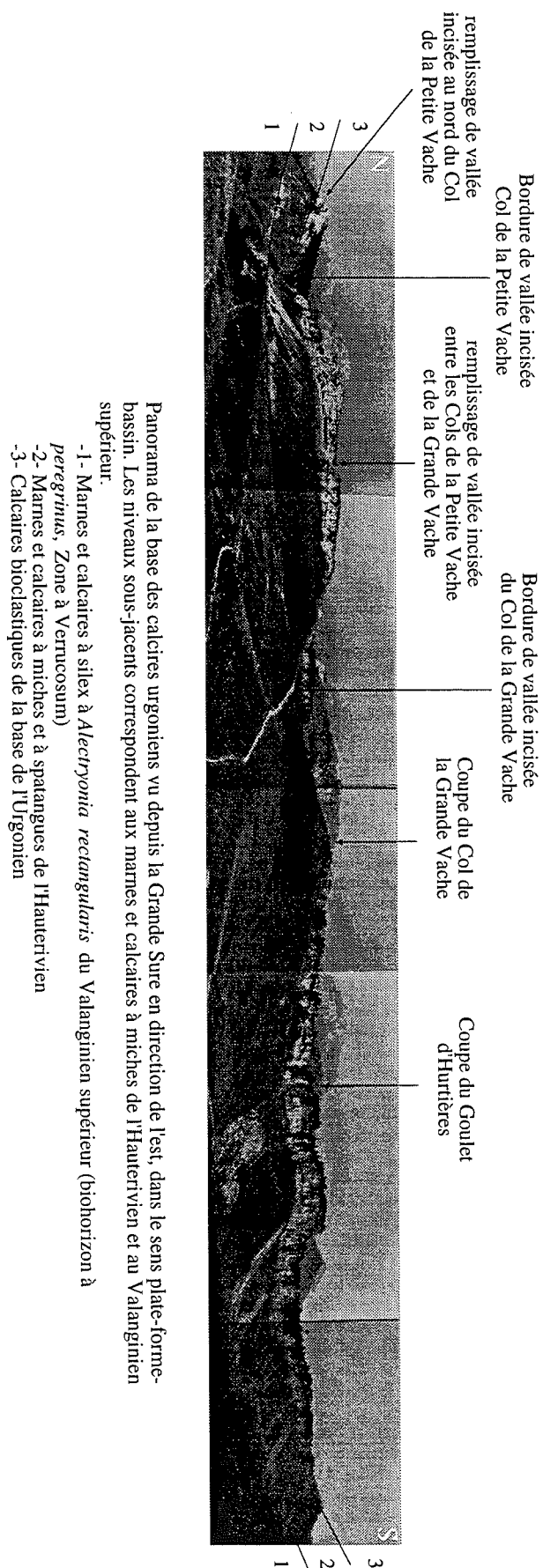


FIG. 78. – Panorama des sites des coupes de la Grande Vache et du Goulet d'Hurtières, vu en direction de l'est.

calcaires ; la série se poursuit par des calcaires bioclastiques puis les calcaires blancs.

Analyse

La moitié inférieure de la coupe (base à Ju5) (fig. 77) correspond à des faciès circalittoraux (F2-F3) ; parmi les foraminifères présents citons *Meandrospira favrei* (dans toute cette partie inférieure de la coupe). Les données analytiques se trouvent en annexe (fig. 155 et 156 ; tab. 29).

La base est riche en quartz. La partie sommitale de la moitié inférieure de la coupe est marquée par un niveau à dolomite (VH37).

Après une lacune de visibilité de quelques dizaines de centimètres, les calcaires bioclastiques réapparaissent, avec à la base des environnements circalittoraux qui passent à des environnements de bordure de plate-forme. Le quartz et *Meandrospira favrei* ont disparu. Dans les niveaux supérieurs oolithiques apparaissent des orbitolinidés (*Paracoskinolina reicheli*, *Praedictyorbitolina carthusiana carthusiana*, *Paracoskinolina sunnilandensis*) et d'autres foraminifères de plate-forme comme *Neotrocholina* aff. *friburgensis*.

Interprétation

Les niveaux inférieurs de la coupe n'ont pas livré d'association quartz-glaucinite. L'observation de *Meandrospira favrei* à test bien conservé, de VH4 à VH36 tendrait à faire considérer ce niveau plutôt comme une partie de la séquence Ju2 ou Ju3 (selon les mêmes arguments que pour la coupe du col de la Grande Vache).

Entre VH37 et VH50, une surface d'érosion majeure souligne un niveau à faciès de transgression ; dans des niveaux sus-jacents apparaissent *Neotrocholina* aff. *friburgensis*, *Paracoskinolina sunnilandensis*, *Paracoskinolina reicheli*, *Paleodictyorbitolina carthusiana*, *Falsurgonina* ? sp. et *Eopalorbitolina* ? sp. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence Ju5.

Conclusion

Dans cette coupe, les niveaux de la séquence Ju5 reposeraient directement sur ceux de la séquence Ju2 ou Ju3. Il manquerait donc par érosion les séquences Ju4 et peut-être Ju3.

Conclusion sur les coupes de la Grande Vache et du Goulet d'Hurtières

La disposition complexe en vallées incisées, suspectée par l'analyse cartographique et géométrique, est précisée (fig. 78). Les niveaux appartenant à la séquence Ju2 ou potentiellement à la séquence Ju3 (coupe de la Grande Vache et coupe d'Hurtières) forment un substratum dans lequel de vastes entailles

d'érosion se sont développées. Ces entailles d'érosion ont été colmatées par une disposition en « onlaps » des niveaux de la séquence Ju5 datée du Barrémien supérieur par les foraminifères benthiques (*Paracoskinolina reicheli*). Il manque donc par érosion les séquences Ju4 et Ju3 ? qui sont interprétées comme des unités de transition entre les termes inférieurs de l'Hauterivien (séquence Ju2) et les termes les plus élevés du Barrémien (séquence Ju5).

4.- CONCLUSIONS GÉNÉRALES

A partir de l'analyse sédimentologique de détail des coupes du Jura, l'importance des remaniements, la disposition des faciès et la caractérisation des séquences ont pu être mises en évidence. Les remaniements de sédiments sont toujours importants (lithoclastes, galets associés aux surfaces d'érosion) quels que soient les faciès observés. La position paléogéographique interne de la plate-forme jurassienne aurait pu permettre d'y trouver des faciès confinés. Or, il s'avère que les faciès rencontrés sont souvent de haute énergie (F5, F6, F7a) ou de transgression (FT) et ne sont qu'exceptionnellement confinés (F9, F10).

Malgré la rareté de la documentation biostratigraphique dans les coupes du Jura Neuchâtelois, il a été possible de reconnaître six séquences de dépôt :

- La limite de séquence Ju2 est une surface d'érosion marquée par la disparition de l'association quartz et glauconite (existants dans les niveaux sous-jacents). Cette surface peut localement être surmontée par un niveau à galets (La Lance I).

- La limite de séquence Ju3 est une surface d'érosion et d'émersion qui est marquée par l'installation des premiers niveaux à madréporaires.

- La limite de séquence Ju4 est une surface d'érosion qui porte des traces d'émersion (microkarsts). *Meandrospira favrei* disparaît au-dessous de cette surface, caractérisée par un niveau marneux induré montrant des traces de dissolutions au-dessus de laquelle s'observe une relique d'un niveau bioclastique (riche en échinodermes, bryozoaires et orbitolinidés et galets remaniés).

- La limite de séquence Ju5 est une surface d'érosion au-dessus de laquelle apparaissent des

niveaux riches en orbitolinidés variés.

- La limite de séquence Ju6 est une surface d'émersion et d'érosion qui marque l'apparition de niveaux à rudistes (*Requienia*) dans l'Urgonien blanc.

- La limite de séquence Ju7 est la moins marquée sur le terrain mais la plus repérable par la biostratigraphie, elle correspond à une surface d'érosion et de karstification des dépôts urgoniens dont le remplissage a livré *Palorbitolina lenticularis*, *Atopochara trivolis triquetra* (karst de la Lance II) d'âge Aptien inférieur. Ces remplissages sont signalés à divers endroits : coupe de la Mine de la Presta [Frey, 1922] et affleurements à côté des vignes de Champréveyres à Neuchâtel [Schardt, 1910].

Des anomalies diagénétiques importantes (dissolutions et cimentations météoriques, microkarstifications) se rencontrent presque systématiquement sous toutes ces limites de séquences.

Une autre surface de discontinuité a été reconnue ; il s'agit de la surface remarquable Ju1 qui correspond à une surface de condensation perforée [hard-ground in Jordi, 1955]. Elle se place au sommet du premier ensemble carbonaté de la Pierre Jaune inférieure et à la base des Marnes d'Uttings. Elle a été reconnue aussi aux Monts-de-Musièges.

Paradoxalement les coupes dites de plate-forme externe (Monts-de-Musièges, Chambotte, Col de la Grande Vache, Hurtières) ne montrent pas d'enregistrement plus complet de la sédimentation que les coupes de la plate-forme interne (Jura vaudois et neuchâtelois). L'importance des lacunes stratigraphiques est telle que localement des séquences entières peuvent avoir été gommées par érosion : les séquences Ju3, Ju4 en Chartreuse ou la séquence Ju4 aux Monts-de-Musièges. Les coupes de Chartreuse montrent une disposition séquentielle caricaturale dans la mesure où les dépôts de la séquence Ju5 reposent directement sur ceux de la séquence Ju2 (absence Ju3 et Ju4).

L'analyse des coupes du Jura a montré que l'Hauterivien et le Barrémien de ce secteur sont marqués par des lacunes sédimentaires importantes attestées par des surfaces d'érosion, des surfaces d'émersion et des galets. A l'issue de l'intégration des résultats analytiques de ce travail, une corrélation de toutes les coupes étudiées et un modèle de dépôt sera proposé (Chapitre V).

Chapitre IV

MINÉRALOGIE

Les aspects qualitatifs et quantitatifs des minéraux (argileux, détritiques et biogéniques), peuvent être obtenus par l'analyse diffraction X. Ces analyses sont complémentaires des domaines abordés précédemment, tels que la sédimentologie, voire même la micropaléontologie (paléoenvironnements). Un inventaire minéralogique des sédiments de l'intervalle Hauterivien-Barrémien de la région du Jura neuchâtelais n'a pas encore été entrepris jusqu'à maintenant.

La minéralogie des argiles apporte des informations tant sur le plan climatique [Persoz, 1982], que sur les conditions hydrodynamiques d'une plate-forme (roentgénofaciès) [Darsac, 1983]; en dernier lieu, les minéraux argileux indiquent par leur transformation, l'état de la diagenèse [Kübler, 1964].

1. - INTRODUCTION

1.1. Historique

Persoz et Kübler [1968] montraient déjà avec un exemple du Jurassique-Crétacé l'origine détritique des micas et des chlorites. De même, la kaolinite et la chlorite seraient d'origine terrigène dans le Crétacé inférieur du Molard de Vions [Persoz et Steinhauser, 1970]. Des études systématiques des minéraux argileux des roches sédimentaires du Crétacé inférieur ont montré que les variations minéralogiques comparées à la courbe correspondante des microfaciès sont étroitement dépendants et que l'on peut établir par analogie des roentgénofaciès [Darsac, 1983]. Ceci a été largement confirmé par les études d'Adatte [1988] dans le Berriasien-Valanginien, Rumley [1992] dans l'Hauterivien et Viéban [1983] dans l'Hauterivien-Barrémien. Pour la période Barrémien-Aptien-Albien, Gindraux et Kübler [1989] se sont intéressés à la minéralogie de quelques forages du Val-de-Travers. Au-delà de l'inventaire purement minéralogique des séries carbonatées, la nature et l'évolution des minéraux argileux donne des indications sur la paléogéographie (par leur zone d'apport, en fonction des conditions tectoniques et morphologiques) et sur les conditions paléoclimatiques (nature des minéraux argileux).

1.2. Objectifs

Jusqu'à présent, peu d'analyses avaient été effectuées dans l'intervalle Hauterivien-Barrémien du Jura neuchâtelais. L'intérêt de cette étude est de

connaître la nature et la répartition des minéraux argileux en relation avec les microfaciès. Les résultats des analyses de Viéban [1983] sur l'Hauterivien-Barrémien de Savoie, et celles de Rumley [1992] sur l'Hauterivien de la région stratotypique sont comparés à ceux de ce travail.

1.3. Choix des coupes

Quatre coupes recouvrant entièrement l'intervalle stratigraphique étudié sont représentatives des différentes parties du Jura neuchâtelais et vaudois. Il s'agit de la coupe de Boudry (près de Neuchâtel), celle de Buttes I (Val-de-Travers), les coupes d'Eclépens et de Vallorbe (Jura vaudois), aux extrémités orientales et occidentales du secteur géographique étudié.

1.3.1. La coupe de Boudry

Boudry est la coupe la plus proche de Neuchâtel; elle affleure de façon presque continue (malgré quelques lacunes) depuis les Marnes Bleues d'Hauterive jusqu'à l'Urgonien blanc. Sa partie inférieure (Marnes Bleues-Pierre Jaune), a été décrite, levée et analysée par Rumley [1992]. C'est la partie supérieure (Pierre jaune-Urgonien jaune-Urgonien blanc) qui a fait l'objet d'analyses minéralogiques. Les résultats ne seront comparés que sur un plan qualitatif, du fait que les analyses ont été réalisées sur des appareils différents.

1.3.2. La coupe d'Eclépens

La situation à flanc de carrière de la coupe d'Eclépens, permet de voir les termes inférieurs de la Pierre Jaune, l'Urgonien jaune et une partie de l'Urgonien blanc. Cette coupe recoupe toutes les formations connues dans le Jura, tandis que sa position paléogéographique déjà plus externe permet de voir des changements dans les épaisseurs et la nature des formations.

1.3.3. La coupe de Buttes-1

Dans le Val de Travers, la coupe de Buttes-1 est la plus complète. Elle aussi recoupe quasiment toutes les formations de l'intervalle étudié. Relativement proche des coupes de Neuchâtel, elle forme aussi le jalon intermédiaire entre les coupes de Vallorbe et d'Eclépens.

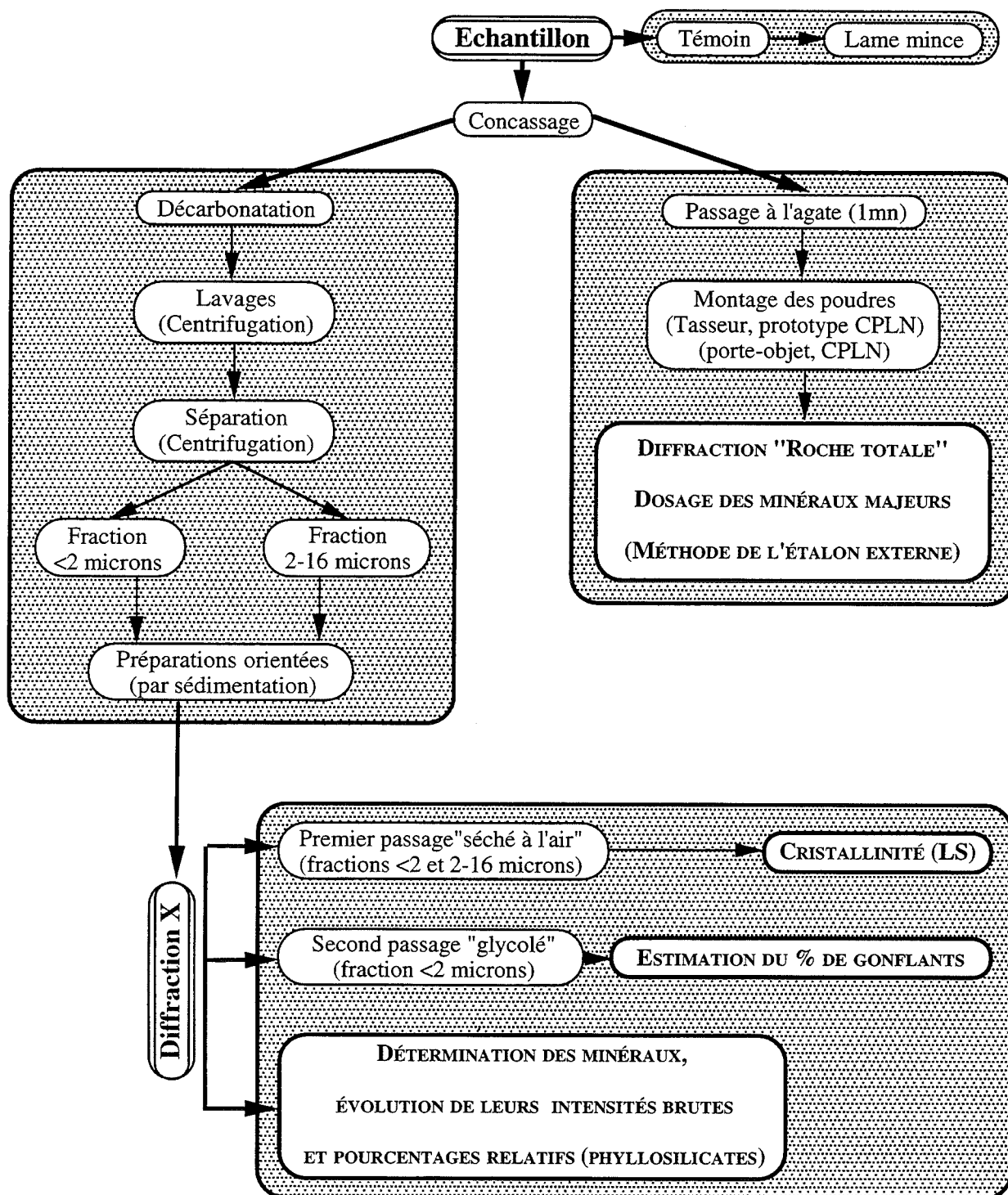


FIG. 79. – Organigramme des analyses par diffraction X, modifié d'après Adatte *in* Ortuno *et al.* (1990).

1.3.4. La coupe de Vallorbe

Cette dernière coupe est la plus épaisse et permet des observations en continu entre les différentes formations. Puissante de 100 m, elle recoupe la Pierre Jaune *sensu lato*, les Marnes de la Russille puis tout l'Urgonien blanc jusqu'à l'Aptien.

Géologie Alpine, 1995, Mémoire H.S. n° 24

2. – MÉTHODES, DONNÉES

2.1. Appareillage utilisé, caractéristiques techniques

Diffractionmètre SCINTAG™ XDS 2000
Caractéristiques techniques et paramètres :
Energie : 45 kV, 40 mA,

Rayonnement CuK α ; $\lambda = 1.54060 \text{ \AA}$,

Détecteur spectral : cristal de silicium PSi 1 de KeveX,

Continuous scan : $1^\circ 2q/\text{min}$,

Fentes normales : 0,5/0,3,

Chopper increment : $0,03^\circ 2q$,

K α_2 -stripping active,

Fast Fourier Noise Filter active,

Background correction automatic,

Noise Threshold = 1,5 (roche totale) et 1,7 (plaques orientées),

ESD (estimated standard deviation) Multiplier = 4,0,

Sample spin : porte-objet tournant, taille moyenne \varnothing 15 mm (roche totale) et \varnothing 25 mm (plaques orientées).

2.2. Traitement des données brutes

Les résultats des analyses sont traités directement sur un logiciel DMS (Diffraction Management System) qui permet de réduire par calcul le bruit de fond des diagrammes. La plupart des intensités des pics sont présentes sur liste ; néanmoins, lorsque la position du pic n'est pas sûre, son intensité trop faible, ou encore lorsque deux pics trop proches ne sont pas séparés, il devient nécessaire de « déconvoluer » la partie du diagramme intéressante.

La désomation (en utilisant une fonction de type Pearson 7) consiste à séparer deux courbes à partir d'une seule, par calculs itératifs de sorte que la surface des deux courbes voulues (avec leur position) soit égale à celle de la courbe initiale. Ce calcul est renouvelé 15 fois jusqu'à une valeur de probabilité qui permet d'accepter ou de refuser la présence de nouveaux pics.

3. – LES ANALYSES

Les analyses minéralogiques s'effectuent en deux temps (fig. 79), tout d'abord une partie de l'échantillon est analysée entièrement (analyses de la roche totale), ensuite une partie de la roche totale est décarbonatée et séparée en deux fractions (analyses des fractions fines).

3.1. La roche totale

3.1.1. Préparation des échantillons

Les échantillons sont concassés grossièrement puis broyés dans un broyeur à agate (pendant 1 mn à 1 mn30) jusqu'à l'obtention d'une poudre homogène. Chaque poudre est ensuite séchée à l'étuve pendant 24h, puis pressée sur des supports spéciaux (analyses de poudres non orientées).

3.1.2. Les minéraux de la roche totale

Les résultats des analyses des roches totales sont exprimés en coups par minute (cpm) ; ils sont surtout de valeur qualitative et indiquent la nature des principaux minéraux (carbonatés : calcite, dolomite, ankérite ; non carbonatés : quartz, goethite, pyrite, phyllosilicates) ; l'intensité brute ne représente qu'une valeur indicative de la proportion des différents minéraux.

Les pics (hkl) des minéraux carbonatés suivants ont été relevés :

- Calcite (104) : $29,406^\circ 2q \text{ CuK}\alpha = 3,035 \text{ \AA}$,
- Dolomite (104) : $30,939^\circ 2q \text{ CuK}\alpha = 2,888 \text{ \AA}$,
- Ankérite (104) : $30,797^\circ 2q \text{ CuK}\alpha = 2,901 \text{ \AA}$.

Les pics (hkl) des minéraux non carbonatés suivants ont été relevés :

- Quartz (101) : $26,652^\circ 2q \text{ CuK}\alpha = 3,342 \text{ \AA}$,
- Goethite (110) : $21,223^\circ 2q \text{ CuK}\alpha = 4,183 \text{ \AA}$,
- Hématite : $33,153^\circ 2q \text{ CuK}\alpha = 2,700 \text{ \AA}$,
- Pyrite (311) : $56,290^\circ 2q \text{ CuK}\alpha = 1,633 \text{ \AA}$,
- Phyllosilicates (regroupe différents minéraux argileux comme les micas, smectoides, etc.) : $19,900^\circ 2q \text{ CuK}\alpha = 4,460 \text{ \AA}$.

• Calcul des proportions relatives

Les intensités brutes des analyses de roche totale sont traitées pour obtenir des proportions relatives des différents minéraux. Les calculs sont effectués par le programme de dosage semi-quantitatif adapté pour Macintosh « Mac Dosage » Rolli [1990] d'après les méthodes décrites par Ferrero [1965, 1966], Klug et Alexander [1974], Kübler [1983]. Pour les analyses des séries du Jura, les pourcentages obtenus montrent des aberrations : teneurs en calcite presque systématiquement supérieures à 100 % (surdosage). Mouchet [1995] a montré que les résultats du dosage semi-quantitatif n'étaient plus fiables au-delà d'une teneur d'environ 80 % en CaCO_3 des échantillons de roche totale. En effet, en dessous de ce seuil, il existe une bonne corrélation entre les valeurs données par les mesures des carbonates en Bombe Müller et le pourcentage de calcite déterminé par le programme « Mac Dosage ». Au-dessus de ce seuil, le coefficient de corrélation (r^2) est très faible et la correspondance entre le pourcentage de calcite et sa teneur réelle n'existe plus. Ceci s'explique par l'orientation préférentielle des cristaux de calcite lors de leur tassement qui induit des valeurs supérieures à la calcite de référence (Aliénor).

La société Holderbank Ciments et Bétons (HCB) a procédé à des analyses chimiques (titrations du CaCO_3) des différents types de calcaires (tab. 6).

Dosage type de calcaire (%)	CaCO ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO
Urgonien blanc	92,60 97 *	4,07	1,00	1,00	53
Urgonien jaune	89-90 91 *	5,5	1,5	1,2	52
Pierre jaune	89-90 95 *	Pas de données			
Calcaires gris	85-87 <80 *				

Source HCB, * analyses du bureau d'étude P.Blanc

TAB. 6. – Analyses chimiques des différents types de calcaires rencontrés dans la région d'Eclépens.

Les calcaires avec une composante argileuse faible ou nulle (Urgonien blanc et Pierre jaune) ont des teneurs élevées en CaCO₃ et les niveaux marneux de l'Urgonien jaune présentent aussi un taux de CaCO₃ relativement élevé (89-91 %).

Les teneurs en CaCO₃ des sédiments des coupes étant en moyenne largement supérieures à 80 %, le calcul des proportions relatives n'est plus fiable. Seules les intensités brutes (en cpm) seront représentées sur les diagrammes. Les intensités de la calcite (valeurs les plus importantes) sont uniformisées par rapport à un standard de calcite (Aliénor) d'intensité moyenne de 300000 cpm.

3.2. Les fractions fines (2-16µm et < 2µm)

3.2.1. Préparation des échantillons

Selon la méthode en vigueur au laboratoire de minéralogie de Neuchâtel, elle consiste en décarbonatation et séparation par centrifugation des résidus insolubles pour les fractions < 2µm et 2-16µm [Rumley et Adatte, 1983].

3.2.2. Les minéraux des fractions 2-16µm et < 2µm

Tous les pics des minéraux ont été relevés et identifiés pour chacune des fractions 2-16µm et < 2µm glycolée, sauf indication supplémentaire. Dans les fractions fines, les minéraux les plus courants sont les phyllosilicates et les minéraux en grain.

• Les minéraux argileux :

- Micas (M) :

Ce sont des phyllosilicates dont la composition chimique varie entre trois pôles Fe, Mg, (K, Na). Les pics (M 001) 8.8°2qCuKa, (M 002) 17.6°2qCuKa, (M

005) 45.3°2qCuKa ont été relevés sur les préparations des fractions 2-16µm < 2µm séchée à l'air. Les intensités des pics M001, M002, M005 reportées sur un diagramme ternaire (fig. 80) donnent une tendance de leur nature. Les différentes plages correspondent à la phengite (pôle Mg), muscovite (pôle K), biotite (pôle Fe), illite (K variable), paragonite (tendance Na) [Rey et Kübler, 1983].

La méthode de la mesure de la cristallinité de l'illite (CI) ou largeur de Scherrer (LS) a été mise au point par Kübler [1969, 1987]. La largeur du pic à mi-hauteur est obtenue par la différence de position des angles du côté gauche et du côté droit du pic. La différence obtenue entre les deux valeurs indique l'état de cristallinité du mica. Cette cristallinité dépend des conditions pression-température lors de sa formation (diagenèse, épizone, anchizone) et, éventuellement, dans les stades diagénétiques superficiels de « la fraîcheur des micas détritiques » ou des conditions de dépôt [Kübler, 1990]. Sur Scintag XDS 2000, cette méthode peut s'appliquer à des micas dont l'intensité est inférieure à 50 cps [Kübler et Goy, 1992]. Les valeurs de limites retenues

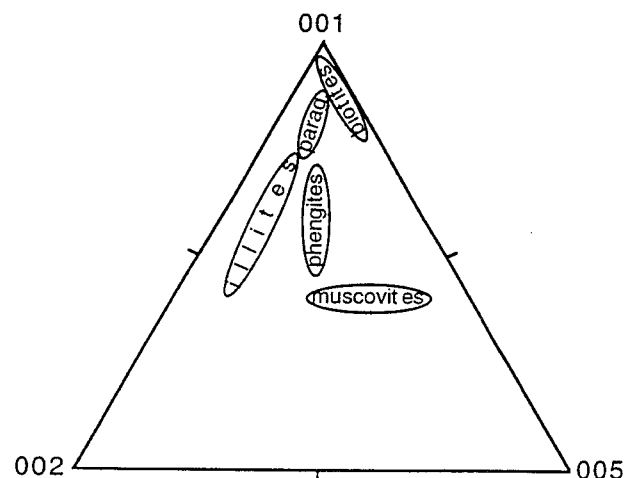


FIG. 80. – Indication de la nature des micas en fonction des intensités des pics M001, M002, M005, d'après Rey et Kübler [1983].

pour des analyses effectuées sur Scintag sont : diagenèse -> $0,32^{\circ}2qCuKa$ <- anchizone -> $0,22^{\circ}2qCuKa$ <- épizone. Cette mesure a été faite sur les pics M001 des fractions 2-16 μm et < 2 μm (séché à l'air), sur des parties de diagrammes comprises entre $6^{\circ}2qCuKa$ à $11^{\circ}2qCuKa$ et sur des courbes non lissées.

- *Interstratifiés gonflants (IS)* :

Ces phyllosilicates sont formés par l'alternance plus ou moins régulière de feuillets de nature différente (par exemple : illite-smectite). Les pics sont relevés uniquement sur la fraction < 2 μm glycolée. Les positions $9-11^{\circ}2qCuKa$ et $15-17^{\circ}2qCuKa$ présentent des petits plateaux ou des pics. La différence entre les pics $9-11^{\circ}2qCuKa$ et $15-17^{\circ}2qCuKa$ permet de calculer les pourcentages d'illite et smectite composant les interstratifiés [Moore & Reynolds, 1989]. Ils sont composés au minimum de 75 % d'illite et de 25 % maximum de smectite.

- *Smectites ou smectoides (Sm)* :

Les smectites bien que rarement pures, se présentent comme des phyllosilicates interstratifiés réguliers. Dans la fraction < 2 μm , en 2N, le pic à $6^{\circ}2qCuKa$ migre dans les préparations glycolées vers $5,2^{\circ}2qCuKa$ (001). Il s'agit d'interstratifiés particuliers composés au minimum de 75 % de smectite et de 25 % maximum d'illite. Les pics 001, pour lesquels la composition n'a pas pu être déterminée seront notés sous « interstratifiés ».

- *Paragonite* :

Phyllosilicate alumineux. Le pic d'intensité maximale (006 si la paragonite est de type 2M, ou 003 si elle est de type 1M) se situe à 3, 21Å ; les pics (80) et (50) sont également visibles sur les diagrammes respectivement à 9,66Å et 4,82Å.

- *Kaolinite (K)* :

($Al_4 [Si_4O_{10}] (OH)_8$), phyllosilicate provenant de l'altération de roches acides riches en feldspaths. Le pic K001 de la kaolinite et le pic C002 de la chlorite sont confondus vers $12,3^{\circ}2qCuKa$. La position du K002 est $24,89^{\circ}2qCuKa$. Le calcul de l'intensité du pic K001 est le suivant :

$$K001 = \frac{K002}{(K002 + C004)} \times (\text{pic à } 12,3^{\circ}2qCuKa)$$

- *Chlorite (C)* :

(Mg, Fe, Al) $_3$ Mg $_3$ [(Si, Al) $_4$ O $_{10}$ (OH) $_2$] (OH) $_6$, phyllosilicate hydraté et ferromagnésien.

Le pic C001 apparaît à $6,3^{\circ}2qCuKa$; le pic C002 est confondu avec le K001 de la chlorite à la position $12,3^{\circ}2qCuKa$. La position du C003 est $18^{\circ}2qCuKa$ et

celle du C004 est $25,3^{\circ}2qCuKa$. Le calcul de l'intensité du pic C002 est le suivant :

$$C002 = \frac{C004}{(K002 + C004)} \times (\text{pic à } 12,3^{\circ}2qCuKa)$$

Les faibles intensités de la chlorite ne nous ont pas permis de relever tous les pics nécessaires (C001, C002, C003) à l'identification de la nature des chlorites par la méthode d'Oinuma, Shimoda et Sudo [1972].

- *Pyrophyllite* :

$Al_2 [Si_4O_{10} (OH)_2]$, phyllosilicate dioctaédrique à feuillet neutre.

La position du pic à $29,08^{\circ}2qCuKa$ et la présence de ses réflexes à $9,56^{\circ}2qCuKa$ et à $19,21^{\circ}2qCuKa$ correspondent à ceux de la pyrophyllite. L'intensité du pic à $29,08^{\circ}2qCuKa$ (en général la plus intense sur les diagrammes) est celle qui est retenue pour sa montrer sa répartition.

• Les minéraux non argileux :

La position des différents minéraux suivants a été relevée :

- Quartz (hkl = 100) : $20,86^{\circ}2qCuKa$,
- Goethite (110) : $21,2^{\circ}2qCuKa$,
- Feldspaths potassiques (002) : $27,3^{\circ}2qCuKa$,
- Plagioclases (002) : $27,7-28^{\circ}2qCuKa$,
- Pyrite (111) : $28,56^{\circ}2qCuKa$.

Parmi ces minéraux, seuls les feldspaths potassiques et les plagioclases n'ont pas été observés en lame mince.

3.3. Les roentgénofaciès

La relation de la répartition des minéraux argileux et des microfaciès a été montrée pour la première fois par Darsac [1983], Viéban [1983] dans les séries du Berriasien-Valanginien du Jura méridional.

3.3.1. Méthode

Pour les fractions < 2 μm , les diffractogrammes des échantillons (glycolés et séchés à l'air) sont triés en fonction des caractères particuliers de leur morphologie (roentgénofaciès). Pour chaque classe obtenue, on recherche le microfaciès correspondant de chaque échantillon afin d'établir une fréquence de distribution. La fréquence maximale d'un microfaciès est considérée comme la plus représentative pour un roentgénofaciès donné. On obtient ainsi la répartition des roentgénofaciès en fonction des microfaciès (tableau 5). Cette démarche a été utilisée à de nombreuses reprises pour des séries du Kimméridgien [Mouchet, 1995], Berriasien-Valanginien [Darsac, 1983 ; Adatte, 1988],

de l'Hauterivien [Rumley, 1992] et de l'Hauterivien-Barrémien [Viéban, 1983]. Cette méthode a montré que la répartition des minéraux argileux sur une plate-forme carbonatée est majoritairement dépendante des milieux de dépôts reconstitués par les microfaciès.

3.3.2. Description des roentgénofaciès

Les principaux critères retenus pour séparer les diffractogrammes correspondent à l'intensité relative des différents pics et la nature de ceux-ci. La morphologie des pics retenus correspond aux diagrammes obtenus sur les préparations de la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$ séchées à l'air et $2\mu\text{m}$ glycolées. Si la préparation glycolée est absente, les observations se font sur la fractions $< 2\mu\text{m}$ séchée à l'air. Les différences entre smectoides et interstratifiés n'ont pas été retenues en raison de la complexité de roentgénofaciès obtenus. Seule l'intensité du pic positionné vers $5^\circ 2\theta \text{CuK}\alpha$, est prise en compte.

- roentgénofaciès R1 : diagramme plat (fig. 81A).

Il est caractérisé par une absence quasi totale de minéraux argileux, que ce soit smectite, mica ou kaolinite. Les minéraux accessoires tels que le quartz, la goethite, ou les feldspaths sont également absents. La présence éventuelle d'un pic de mica (à $8,8^\circ 2\theta \text{CuK}\alpha$) est possible mais son intensité est inférieure à 50 cps. Les échantillons appartenant à ce type de roentgénofaciès sont donc des calcaires purs.

- roentgénofaciès R2 : M-K, $Sm = \emptyset$ (fig. 81B).

L'intensité des pics de mica et de kaolinite sont élevés ($>200\text{cps}$) alors que la smectite est absente. Le quartz et la goethite peuvent être présents avec de faibles intensités.

- roentgénofaciès R3 : $K \geq M$, Sm faible ou \emptyset (fig. 81C).

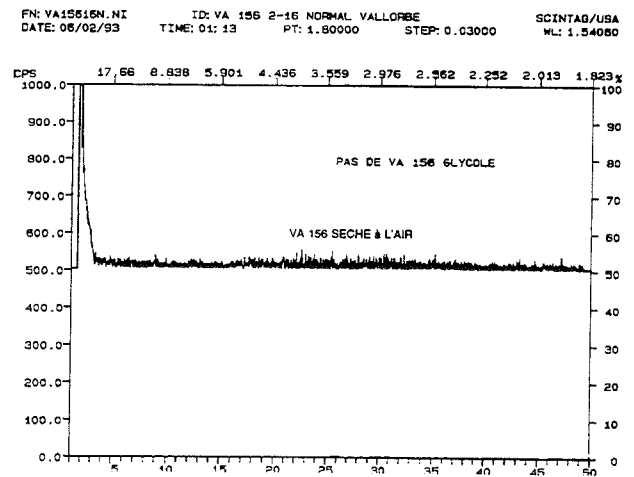
L'intensité du pic de la kaolinite est supérieure ou égale à celle du mica ($< 200\text{cps}$). La smectite peut être présente avec de faibles intensités (50 cps). Le quartz et la goethite peuvent être présents avec de faibles intensités.

- roentgénofaciès R4 : $K = M > Sm$ (fig. 82A).

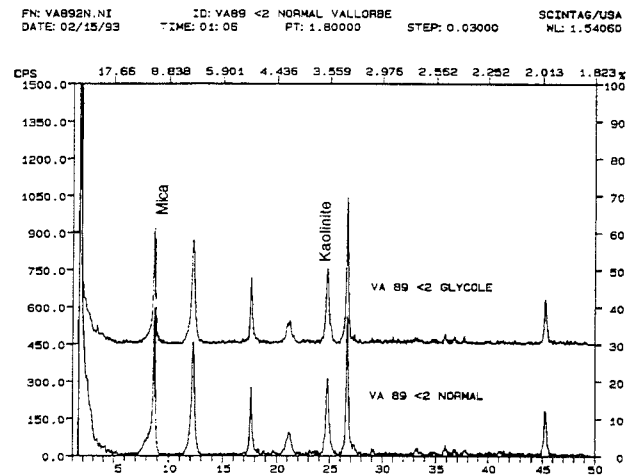
Les intensités des pics kaolinite et micas peuvent être très proches (généralement supérieures à 200cps), mais elles sont toujours plus fortes que l'intensité du pic de smectite.

- roentgénofaciès R5 : $M > K > Sm$ faibles intensités (fig. 82B).

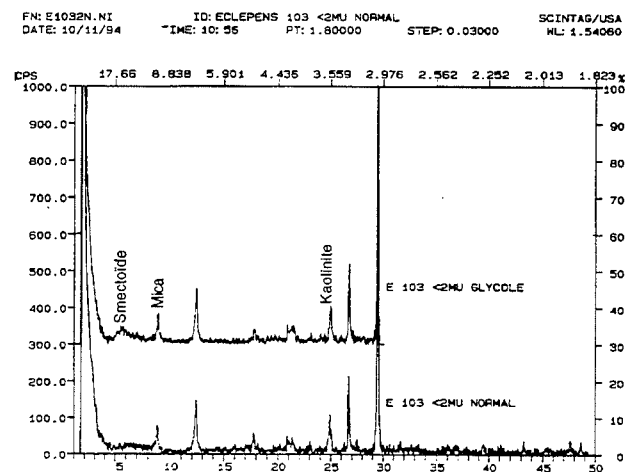
Les intensités des pics de micas sont supérieures à celles de la kaolinite, elles même supérieures à celle des smectites. L'intensité des diagrammes est généralement



A : Roentgénofaciès R1, diagramme plat, échantillon VA156, Coupe de Vallorbe.

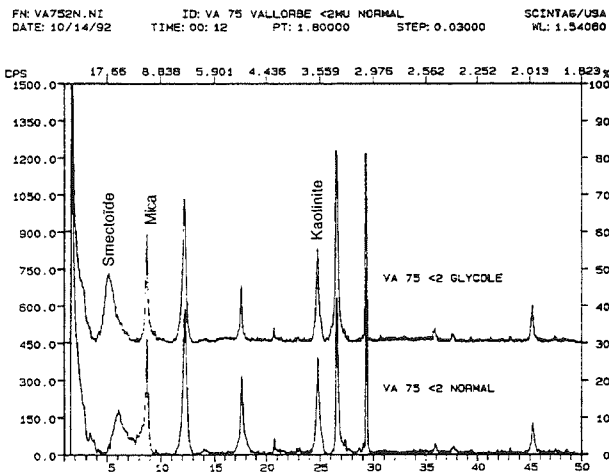


B : Roentgénofaciès R2, M-K, $Sm = 0$, échantillon VA89, Coupe de Vallorbe.

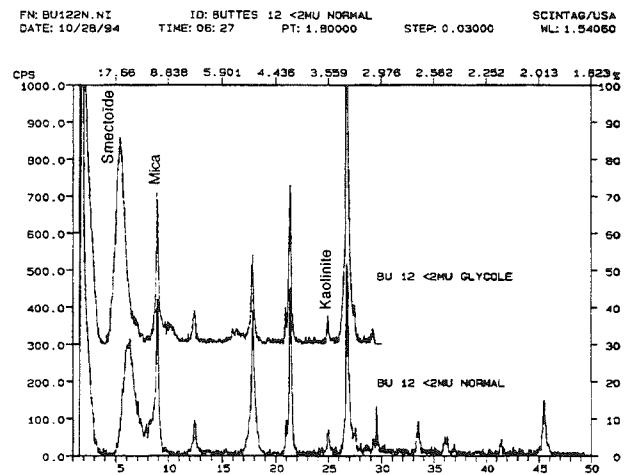


C : Roentgénofaciès R3, $K \geq M$, Sm faible ou nulle, échantillon E103, Coupe d'Eclepens.

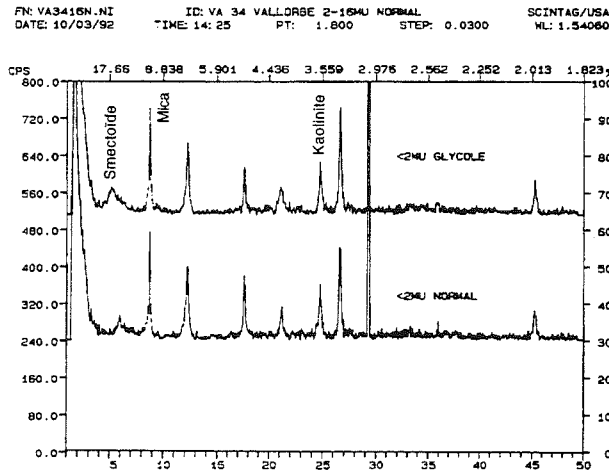
FIG. 81. – Diagrammes représentatifs de roentgénofaciès R1, R2, R3.



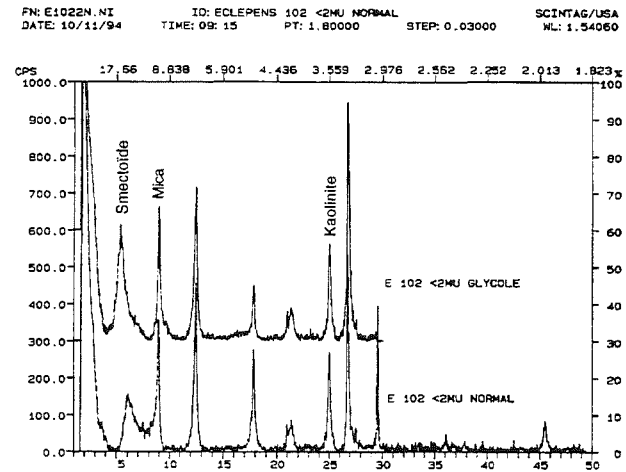
A : Roentgenofaciès R4, K = M > Sm, échantillon VA75, Coupe de Vallorbe.



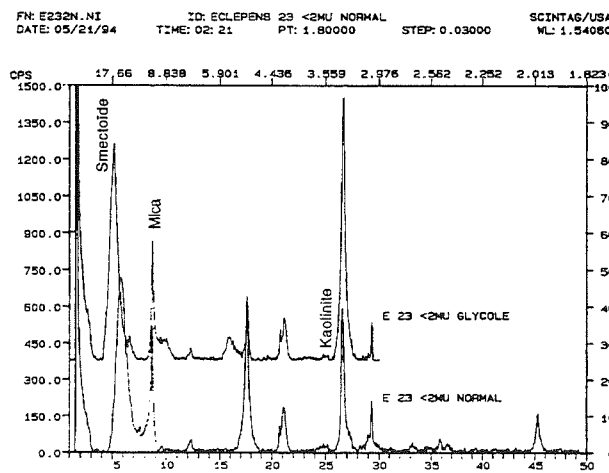
A : Roentgenofaciès R7, Sm >> M-K, échantillon Bu12, Coupe de Buttes.



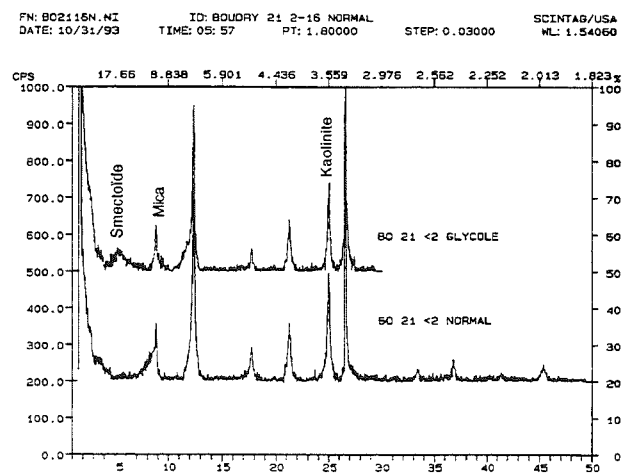
B : Roentgenofaciès R5, M > K > Sm, faibles intensités, échantillon VA34, Coupe de Vallorbe.



B : Roentgenofaciès R8, Sm = M = K, échantillon E102, Coupe d'Eclepens.



C : Roentgenofaciès R6, Sm-M > K, échantillon E23, Coupe d'Eclepens.



C : Roentgenofaciès R9, K > M > Sm, échantillon Bo21, Coupe de Boudry.

FIG. 82. - Diagrammes représentatifs de roentgénofaciès R4, R5, R6.

FIG. 83. - Diagrammes représentatifs de roentgénofaciès R7, R8, R9.

faible, inférieure à 200 cps. Le quartz, le goethite et les feldspaths peuvent être présents dans de faibles proportions.

- roentgénofaciès R6 : Sm-M > K (fig. 82C).

L'intensité du pic de smectite et du mica est supérieure à celle de la kaolinite (faible ou nul). Toutes les intensités peuvent être rencontrées. Le quartz et la goethite sont présents surtout dans les diagrammes de fortes intensités.

- roentgénofaciès R7 : Sm > M > K (fig. 83A).

L'intensité du pic de smectite est supérieure aux pics de mica et de kaolinite. Le quartz et la goethite ont une présence bien marquée, les feldspaths sont présents.

- roentgénofaciès R8 : Sm = K = M (fig. 83B).

Les intensités des pics de smectite, kaolinite et mica sont sensiblement égales ; elles correspondent à des faibles ou fortes intensités. Le quartz, la goethite et les feldspaths sont présents.

- roentgénofaciès R9 : K > M > Sm (fig. 83C).

L'intensité du pic de kaolinite est supérieure à celle du mica, dont l'intensité est supérieure à celle de la smectite. Le quartz, la goethite et les feldspaths sont présents.

3.3.3. Analyse des diagrammes de répartition

Les diagrammes de répartition (tableau 7) pour les neuf roentgénofaciès sont de deux types :

- des histogrammes assez bien concentrés sur un ou quatre microfaciès (R1, R2, R3, R4, R5, R6),
- des histogrammes très étalés, sur au moins quatre microfaciès (R7, R8, R9).

Le diagramme R1 présente un maximum au faciès F8 (68 %), les faciès 7a et 7b représentent respectivement 10 % et 13 %. L'absence de minéraux autres que les carbonates est le caractère principal pour les sédiments déposés dans un milieu de plate-forme interne, particulièrement protégé des apports détritiques.

Le roentgénofaciès R2, est présent dans les faciès de plate-forme interne et externe, mais les proportions relatives sont moins contrastées : F8 ne représente plus que 33 %, F7b (29 %), F7a (19 %) et F9 (16 %). La présence de mica et de kaolinite, en l'absence de smectite, quelles que soient leurs intensités, est indicatrice d'un milieu de plate-forme où se décantent les arrivées détritiques fines, avec une bonne homogénéité dans leur répartition sur la plate-forme.

L'apparition des faciès F6 (24 %) dans le spectre du roentgénofaciès R3, et une plus grande proportion de

faciès F7b (43 %), ainsi que la disparition du faciès F9, montrent l'ouverture des milieux de la plate-forme vers des faciès de bordure. Les pics de kaolinite plus importants que ceux des micas seraient indicateurs de cette plate-forme externe.

Toujours dans le sens d'une ouverture des milieux, le roentgénofaciès R4 couvre les faciès de la plate-forme externe et de sa bordure. Les micas et la kaolinite sont à parts égales et la smectite apparaît. Les faciès F6 (36 %), F7a (31 %) et F7b (18 %) caractérisent le mieux cette association de minéraux.

Le roentgénofaciès R5, où les micas sont plus importants que la smectite ou la kaolinite, présentent un histogramme plus étalé que les précédents. Néanmoins, le faciès F6 est toujours prépondérant (46 %), alors que F7a et F7b deviennent moins importants (21 % chacun), les microfaciès F3, F4, F5 se démarquent un peu.

Avec le roentgénofaciès R6, les faciès de plate-forme disparaissent. Les faciès F6, (39 %), F5 (22 %), F4 (11 %) et F3 (23 %) attestent d'environnements ouverts de bordure de plate-forme et de « talus », associés aux smectites et micas.

Les roentgénofaciès R1 à R6, caractérisés par des associations minéralogiques, sont liés à des environnements allant de la plate-forme interne à la bordure et une partie du talus. Chaque roentgénofaciès est représenté par un ou plusieurs microfaciès dont la proportion relative lui est propre.

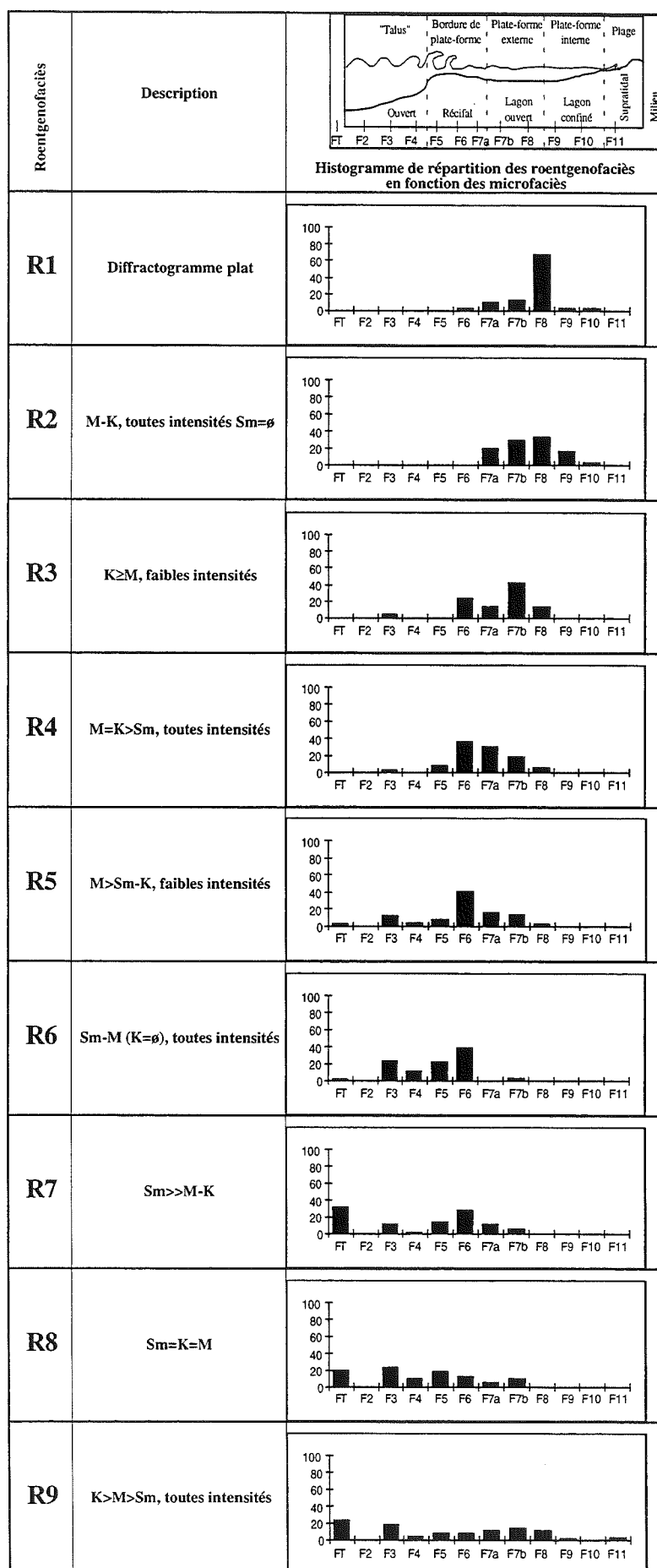
La deuxième catégorie présente des diagrammes étalés.

Le roentgénofaciès R7, dans lequel la smectite est prépondérante par rapport aux micas et surtout à la kaolinite, est marqué par deux pôles : le premier est marqué par le faciès de transgression (31 %), le second par le faciès F6 (28 %), représentant les faciès de bordure de plate-forme. La smectite semble donc ubiquiste puisqu'elle est aussi présente dans le roentgénofaciès R6, répartition qui a d'ailleurs déjà été observé dans les séries du Berriasien-Valanginien [Adatte, 1988].

Le roentgénofaciès R8, avec des intensités égales entre la smectite, les micas et la kaolinite, ne montre pas de microfaciès préférentiel.

En effet, les faciès les plus exprimés se tiennent autour de 20 % (FT : 20 %, F3 : 23 %, F5 : 18 %), dans les faciès de transgression aussi bien que ceux de bordure de plate-forme et ceux de plate-forme interne.

Aucun microfaciès ne se distingue parmi la répartition du roentgénofaciès R9, les microfaciès comprennent tous les environnements depuis la plate-forme interne aux faciès de transgression. Pour ces trois derniers roentgénofaciès, aucun microfaciès donné n'est favorisé dans les répartitions, tous comportent le faciès de transgression représenté à au moins 20 %. La répartition des minéraux argileux dans ces trois cas ne semble pas liée au faciès. La présence à la fois du faciès de transgression et d'autres microfaciès montre d'une



part que le faciès de transgression n'associe pas toujours dans les mêmes proportions les minéraux argileux et, d'autre part, que ces associations existent dans des milieux différents. Les faciès de transgression remaniant les sédiments de façon aléatoire, peuvent combiner diverses associations minéralogiques à l'origine de leur présence dans les roentgenofaciès R7, R8, R9.

3.3.4. Courbes d'évolution des roentgenofaciès

Les courbes d'évolution des roentgenofaciès des quatre coupes ont des aspects parfois différents des courbes de microfaciès.

La courbe de répartition des roentgenofaciès de la coupe de Vallorbe (fig. 84), est presque semblable à celle des microfaciès. Les zones correspondant à des faciès de transgression ou situées immédiatement au-dessus des discontinuités (Ju3, Ju5, Ju7, plus discontinuités mineures) apparaissent principalement dans des roentgenofaciès de type R9, R8. Les discontinuités apparaissent plus marquées qu'avec les microfaciès. Les faciès de haute énergie (F5, F6, F7) de la partie inférieure de la coupe correspondent aux roentgenofaciès R4 et R5. Les faciès de plate-forme interne (F7b, F8, F9) de la partie supérieure de la coupe correspondent aux roentgenofaciès R1, R2 et R3.

Dans l'ensemble, la courbe de roentgenofaciès de la coupe de Boudry (fig. 85) apparaît légèrement plus différente de celle des microfaciès. La partie inférieure (base à Ju3) dont les microfaciès correspondent à des environnements ouverts (F3, F4, F5, F6) se présentent de manière irrégulière dans la courbe de roentgenofaciès. Ceux-ci correspondent à R8, R7, R6 et R5, mais la correspondance entre les microfaciès et les roentgenofaciès n'est pas systématique. Entre Ju3 et Ju5, les

TAB. 7. - Histogrammes de répartition des roentgenofaciès en fonction des microfaciès.

microfaciès (FT) comme les roentgénofaciès (R7) ne montrent pas de variations ; dans cette partie la corrélation est parfaite. Dans la partie supérieure de la coupe (au-dessus de Ju5), les roentgénofaciès (R4, R5) correspondent à des microfaciès de bordure de plate-forme (F7a, F7b). Quelques évènements correspondent à des discontinuités mineures (F6, F7a) et se marquent par des roentgénofaciès de type R9.

Les différences entre les courbes de roentgénofaciès et celles de microfaciès peuvent s'expliquer par l'hétérogénéité du sédiment et par la représentativité de l'échantillon. L'échantillon utilisé en lame mince ne représente qu'une faible surface de sédiment alors que l'échantillon utilisé pour l'analyse des minéraux argileux correspond à une moyenne volumique, cela peut induire de grandes différences minéralogiques. En général les parties marneuses des échantillons (lames minces) sont mal conservées au sciage et donc ne sont pas prises en compte dans l'analyse microfaciologique ; en revanche, les zones plus marneuses sont intégrées à l'analyse minéralogique, ce sont elles qui fournissent le plus de minéraux donc un roentgénofaciès très différent des microfaciès.

La courbe d'évolution des roentgénofaciès de la coupe d'Eclépins (fig. 86) ressemble très peu à celle des microfaciès. Les roentgénofaciès les plus fréquents dans la partie inférieure (jusqu'à K) sont R6 et R7 ; ils correspondent en général à des microfaciès de type F3, F4, F6. Dans la partie médiane (de K à D), les roentgénofaciès sont très irréguliers (R1, R3, R4, R7, R8) alors que les microfaciès sont assez homogènes (F3, F4). Les discontinuités semblent correspondre le plus souvent à des roentgénofaciès de type R9. Dans la partie supérieure (au-dessus de K), la plupart des niveaux correspondent à des microfaciès de type R8, les autres se répartissent principalement entre R1 et R3. Les microfaciès correspondent majoritairement à des faciès de plate-forme (F7a, F7b, F8). La différence d'allure entre les deux courbes est importante. Il est possible comme dans le cas de la coupe de Boudry que l'échantillonnage soit en cause, mais peut-être les dissolutions diagénétiques ont-elles modifié aussi la réponse minéralogique de ces carbonates.

Dans la coupe de Buttes I (fig. 87), les roentgénofaciès de la partie inférieure (jusqu'à L) se répartissent entre R4, R5, R6, R7 et les microfaciès entre F4 et F6. La seconde partie (de L à Ju3) présente des roentgénofaciès variés de R3 à R9. Les microfaciès présents dans cet intervalle correspondent à des environnements de plate-forme externe (FT, F3, F4, F5, F6). La corrélation entre les roentgénofaciès et les microfaciès n'est cependant pas très claire. Les roentgénofaciès de type R9 correspondent parfois à des faciès de transgression et parfois à des faciès de type F5-F6. Les roentgénofaciès restent toutefois limités à R9-R5.

La partie médiane (de Ju3 à Ju5) présente pour le roentgénofaciès R7 un microfaciès de FT et pour le roentgénofaciès R9, le microfaciès correspondant est la bordure de plate-forme (F7b). La dernière partie (au-dessus de Ju5) présente plus d'irrégularités, les roentgénofaciès sont proches des types R5, R4 voire R1 et les microfaciès correspondent à des faciès de plate-forme interne (F7b, F8).

Sans être totalement identiques sur toute la coupe, les courbes d'évolution des microfaciès et des roentgénofaciès restent dans leur ensemble assez similaires dans leur morphologie.

Il semble exister une relation entre les faciès de plate-forme externe (F4, F5, F6) et les roentgénofaciès (R7, R6, R5) ainsi que pour les microfaciès de plate-forme interne (F7b, F8, F9) et les roentgénofaciès (R4, R3, R2, R1). Les irrégularités peuvent s'expliquer par les différences de préparations nécessaires soit à la confection des lames minces, soit à la préparation des analyses minéralogiques.

3.3.5. Conclusion

Les roentgénofaciès établis à partir des quatre coupes étudiées montrent d'une part que certaines associations minéralogiques (ou absences) sont liées à des microfaciès, comme c'est le cas pour R1, R2, R3, R4, R5, et R6 et, d'autre part, que d'autres ne le sont pas (R7, R8, R9). Les fortes intensités de la smectite se trouvent plutôt dans les roentgénofaciès du second type, c'est-à-dire qu'elles seraient tout de même liées à certaines conditions soit de formation, soit de sédimentation (zones d'apports, concentration). Les micas et la kaolinite, quoique dans des proportions variables, sont présentes dans tous les domaines de la plate-forme ou du talus.

4. – LES COUPES

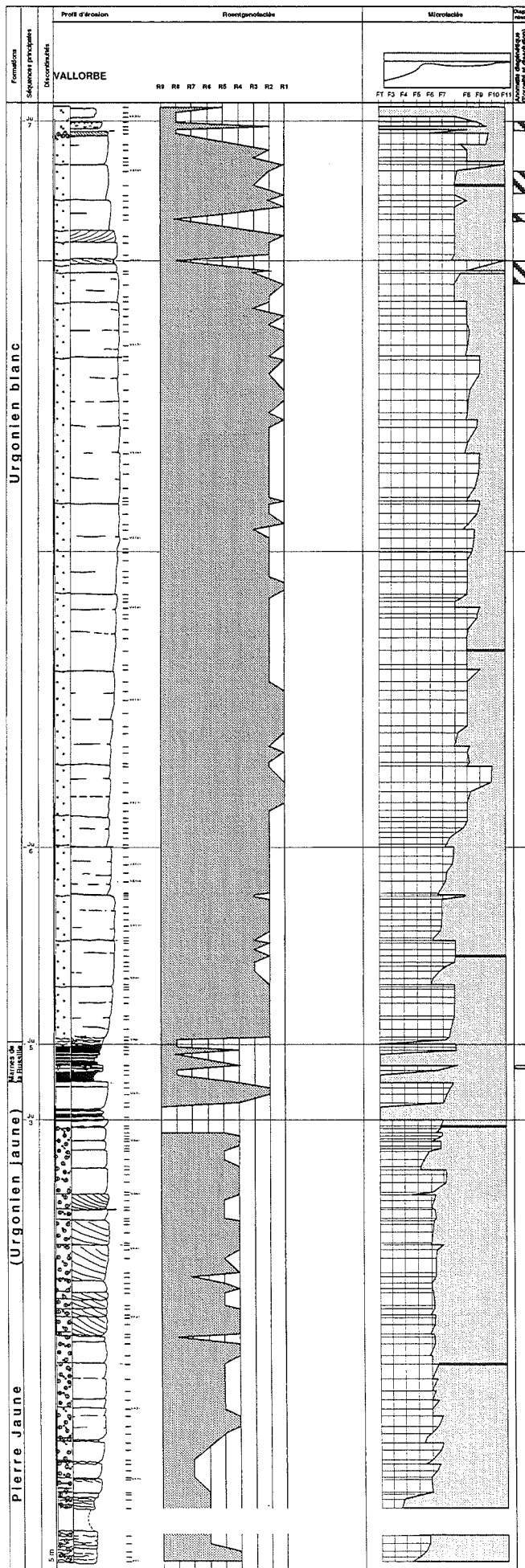
Remarque générale : toutes les figures des répartitions des analyses en roche totale et en fraction fines se trouvent en annexe.

4.1. La coupe de Vallorbe

4.1.1. Analyse de la roche totale

La calcite apparaît manifestement comme la phase majeure (intensités moyennes 200000 cpm) de la coupe de Vallorbe (fig. 143).

Le quartz n'est présent de façon significative que dans la partie inférieure de la coupe (jusqu'à Va 85) et montre une récurrence importante au sommet de la coupe (Va 200 - Va 202). Les intensités sont mineures par rapport à celles de la calcite ; elles varient de 25000



cpm pour les maxima à moins de 5000 cpm pour les valeurs moyennes.

La présence de la goéthite dans la partie inférieure de la coupe est ponctuelle quoiqu'elle soit toujours présente sur le terrain. Elle apparaît aussi dans la partie supérieure de la coupe (Va 146). L'échantillon Va146 correspond à des calcaires blancs (à faciès de milieux internes) ; l'examen du talon témoin correspondant montre des stylolithes dont les surfaces sont enduites de goéthite qui explique ce pic anormal.

Des intensités importantes sont à nouveau mises en évidence au sommet de la coupe (Va 200 - Va 202), qui, à l'affleurement, correspond à des niveaux oolithiques ocres.

Hormis la calcite, le quartz et la goéthite, aucun autre minéral n'apparaît dans l'analyse en roche totale. Seuls le quartz et la goéthite montrent des répartitions suffisamment caractéristiques pour être retenues.

Les phyllosilicates ne forment que trois occurrences de faible intensité (inférieure à 1500 cpm) ; ils sont situés dans la partie médiane de la coupe et correspondent à des niveaux plus argileux.

• Interprétation

Dès à présent, la répartition des minéraux de la roche totale permet de distinguer quatre zones :

- la première partie (bancs 1 à 27) où sont présents la calcite et le quartz, correspond à la formation de la « Pierre jaune » (faciès F3, F4, F5, F6) ;
- la deuxième partie comporte une association de quartz, de goéthite et phyllosilicates qui correspond à des faciès de transgression (FT) et à la fin de la Pierre Jaune (niveau des Marnes de la Russille, bancs 23 à 27) ;
- la troisième partie (bancs 28 à 44) composée principalement de calcite (et très peu de quartz) et dont les microfaciès sont plus internes (F7a, F7b, F8, F9, F10) ;
- la dernière partie (banc 45) a une extension verticale réduite ; elle se distingue de la première par des proportions en quartz plus importantes ; elle est aussi accompagnée de goéthite et correspond de nouveau à des faciès de transgression (FT).

D'une manière générale, les faciès externes (de type Pierre Jaune) de la base de la coupe (F3-F6) correspondent à des carbonates avec une faible proportion de quartz. Les faciès de transgression (FT, de type Marnes de la Russille) associent des

FIG. 84. - Coupe de Vallorbe, courbes d'évolution des roentgénofaciès et microfaciès.

carbonates, du quartz dans une proportion plus importante que dans la partie précédente et des phyllosilicates et de la goethite avec de faibles intensités. Enfin, la dernière partie de type Urgonien blanc, est constituée exclusivement de carbonates.

4.1.2. Analyse des fractions fines (2-16 μm et $< 2 \mu\text{m}$) ;

• La fraction 2-16 μm (fig. 144).

La répartition des différents minéraux permet de distinguer six parties.

- La première partie (bancs n°1-27), caractérisée par des intensités importantes de quartz (entre 250 et 1000 cps) et de micas (500 à 4000 cps), se termine par un pic de pyrite (400 cps). D'autres minéraux sont présents avec des intensités plus faibles comme la chlorite, la kaolinite, la pyrophyllite, les feldspaths K, les plagioclases et la goethite. - Dans la seconde partie (bancs n° 28-32) les micas sont toujours présents avec des intensités moins fortes (250 à 2250 cps). Les intensités du quartz chutent brutalement par rapport à la première partie et sont à la limite de détection de l'appareil (< 50 cps). La chlorite, la kaolinite, les feldspaths K et la goethite ne présentent pas de différences d'intensités avec la première partie, alors que la pyrophyllite a des intensités plus faibles (< 50 cps) et les plagioclases ont des intensités légèrement plus importantes et continues (50-100 cps).

- La troisième partie (bancs n° 33-36, échantillon Va146) se remarque par les faibles intensités de tous les minéraux (micas, chlorite, kaolinite, pyrophyllite, quartz, feldspaths K, plagioclases, goethite) et une présence discontinue (feldspaths K et plagioclases).

- La quatrième partie (banc n°36 échantillon Va147-banc n°40, échantillon Va179) est caractérisée par l'apparition de la paragonite et des intensités légèrement plus importantes de plagioclases. Les autres minéraux ne montrent pas de variations importantes par rapport à la partie précédente. Aucun minéral n'est présent dans la zone terminale [bancs n° 38 et 39].

- La cinquième partie (banc n°40, échantillon Va179-banc n°42) se différencie de la précédente par la réapparition avec de faibles intensités de tous les minéraux sauf la paragonite.

- La sixième partie (banc n°43-45) est marquée par des pics de forte intensité pour les micas (3000 cps), la chlorite (1500 cps), la kaolinite (3000 cps), la pyrophyllite (150 cps), les feldspaths K (200 cps) et la goethite (500 cps). L'intensité du quartz (700 cps) ne devient importante que dans le dernier banc (n°45). Les

plagioclases sont rares et de faible intensité.

• La fraction $< 2 \mu\text{m}$ (fig. 145).

Les variations des intensités de cette fraction sont moins marquées que dans la fraction 2-16 μm . Les préparations $< 2 \mu\text{m}$ glycolées permettent de mettre en évidence la présence d'interstratifiés et certaines surstructures qui gonflent après saturation à l'éthylène-glycol.

On note ponctuellement l'apparition de pics vers 13 Å ainsi que des surstructures (dans la préparation $< 2 \mu\text{m}$ glycolée), pouvant être interprétées comme de la rectorite, bien que les intensités soient faibles et les pics mal individualisés (Va 30 2G) ; toutefois le nombre de cas observés est trop faible pour pouvoir en tirer des conclusions.

Les interstratifiés sont présents surtout dans la première partie (bancs n°1-27) avec des intensités de 1000 cps. Ils réapparaissent dans la sixième partie (banc n°43-45), avec de très faibles intensités.

• Nature des micas des fractions 2-16 μm et $< 2 \mu\text{m}$ (fig. 146).

Dans chacune des fractions, les pics M001, M002 et M005 des micas ont été regroupés par type de lithologie. Les micas de type Urgonien jaune, de la fraction 2-16 μm appartiennent aux phengites, ceux de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ ont une tendance phengite-illite. Les micas des faciès de transgression, de la fraction 2-16 μm appartiennent plutôt aux phengites, ceux de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ ont deux tendances : phengite et illite. Les micas de l'Urgonien blanc de la fraction 2-16 μm appartiennent plutôt aux phengites, ceux de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ ont une tendance illite. Malgré la faible quantité de micas des faciès de l'Urgonien blanc, leur position laisse supposer une tendance illite pour la fraction $< 2 \mu\text{m}$, et une tendance phengite pour la fraction 2-16 μm .

Les micas de la fraction 2-16 μm , ne dépendent pas de la nature lithologique (Urgonien jaune, Urgonien blanc, faciès de transgression) qui les contient, leur composition est homogène de type phengite.

Dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$, les micas montrent au contraire de la fraction 2-16 μm , une composition plus variable en relation avec la lithologie. De nature intermédiaire illite-phengite dans l'Urgonien jaune, les deux tendances (illite et phengite) sont nettement présentes dans les faciès de transgression alors que l'Urgonien blanc montre une tendance illite. Le faciès de transgression, déjà caractérisé comme un faciès de mélange par la micropaléontologie et la sédimentologie, révèle aussi des mélanges minéralogiques.

• Largeurs de Scherrer (LS) (fig. 147).

Les largeurs de Scherrer de la fraction 2-16 μm sont comprises entre $0,10-0,15^\circ 2\text{qCuKa}$, et $0,1-0,3^\circ 2\text{qCuKa}$ pour la fraction $< 2 \mu\text{m}$ (pour les parties I et II, définies avec la fraction 2-16 μm). Pour les parties III à VI, les

mesures sont moins nombreuses et plus irrégulières : dans la fraction 2-16 μm , elles sont comprises entre 0,1-0,2°2qCuKa ; dans la fraction < 2 μm , elles sont comprises entre 0,1-0,5°2qCuKa. Ces valeurs reflètent toute la gamme de cristallinités pouvant être obtenue entre les domaines de la diagenèse et de l'épizone. Elles n'expriment donc pas ici la mesure du métamorphisme subi par les sédiments mais correspondent à l'état hérité des micas c'est-à-dire à la «... mesure de la "fraicheur" des micas détritiques » [Kübler, 1990].

Deux unités sont parfaitement individualisées : l'une correspond à l'Urgonien jaune, les faciès de transgression et la base de l'Urgonien blanc ; l'autre correspond à toute la partie supérieure de l'Urgonien blanc. Les micas de la partie inférieure de la coupe ont des largeurs homogènes qui peuvent s'expliquer par une altération ou un tri hydrodynamique. Dans la partie supérieure de la coupe, de nombreux micas sont de trop faible intensité pour mesurer leur LS. La dispersion des largeurs peut s'expliquer par des micas plus altérés. Pour les bancs n°34, 35, 36, la largeur des micas diminue vers le haut du banc, indiquant une meilleure conservation.

4.1.3. Interprétation

Tout à la base de la partie I, la kaolinite est absente, les fortes intensités du quartz, des interstratifiés et des micas en fraction fine, du quartz en roche totale, correspondent en majorité à des microfaciès F3, F4, F5, F6 (environnement de « talus » ou de plate-forme externe). La partie supérieure, plus marneuse, où les intensités du quartz sont supérieures et où les phyllosilicates apparaissent, est associée à des faciès de transgression (FT).

En lames minces, le quartz n'est présent que de façon ponctuelle, alors que sa répartition est continue en roche totale et dans les fractions fines. Cette différence peut s'expliquer par la présence de quartz détritique de granulométrie fine ou de quartz néoformé.

La partie II est associée à des faciès de plate-forme de type F7a et F7b. Les minéraux sont présents dans de plus faibles proportions.

Les parties III et IV correspondent à des faciès de plate-forme interne de type F8-F9 ; aucune distinction n'est visible dans les microfaciès. Elles comportent toutes les deux de très faibles intensités de minéraux : c'est la présence de la paragonite qui permet de les distinguer.

La partie V est caractérisée par des microfaciès de type F7b.

La partie VI est caractérisée par des microfaciès plus variés, de type F8, FT, F6 et de fortes intensités principalement de micas, kaolinite, chlorite et quartz.

C'est dans les milieux où l'hydrodynamisme est le

plus fort que les apports détritiques sont les plus importants (excepté pour les faciès de transgression). Si l'on admet que les micas et le quartz sont essentiellement d'origine détritique, on pourrait admettre la même origine pour les interstratifiés dont la répartition est sensiblement la même.

4.2. La coupe de Boudry

4.2.1. Analyse de la roche totale

Comme dans la coupe de Vallorbe, la calcite est la phase principale (fig. 102). Le quartz, présent dans toute la coupe, est particulièrement abondant à la base des niveaux bioturbés au-dessus des discontinuités E, entre E et D, D, C, (B), A. Trois pics de goethite sont présents dans la partie inférieure au niveau des discontinuités E, entre E et D, D, le quatrième (échantillon BO76) est isolé des autres et ne correspond pas à une limite lithologique marquée. Les six pics de phyllosilicates sont répartis dans la partie inférieure de la coupe, au-dessus des discontinuités E, entre E et D, D, C, A.

• Interprétation

Dans cette coupe, la comparaison des minéraux de la roche totale avec la courbe de microfaciès montre que les pics de forte intensité du quartz, des phyllosilicates et de la goethite sont liés à des faciès dits de transgression.

Le quartz est plus abondant à la base de ces faciès de transgression (à lithologie noduleuse), alors qu'il est tout juste présent dans les faciès (F4-F5-F6) où l'hydrodynamisme est assez marqué. La comparaison des intensités des pics de quartz en roche totale se corrèle bien avec l'abondance relative du quartz en grain observé en lames minces (fig. 101). Les échantillons marneux, trop friables pour en faire des lames minces, montrent les intensités de quartz les plus importantes.

La répartition de la goethite et des phyllosilicates est exclusive : ces minéraux ne sont présents qu'à l'extrême base des faciès de transgression. Deux pics de phyllosilicates sont présents dans la zone à faciès de transgression et correspondent à deux événements qui ne se distinguent pas en lames minces.

Les faciès de transgression sont caractérisés par une augmentation du détritisme marquée par les pics de quartz, goethite, phyllosilicates.

4.2.2. Analyse des fractions fines (2-16 μm et < 2 μm)

• La fraction 2-16 μm (fig. 103).

La répartition des différents minéraux permet de distinguer deux parties principales :

- dans la première partie (de la base à BO69), tous les minéraux (micas, chlorite, kaolinite, pyrophyllite,

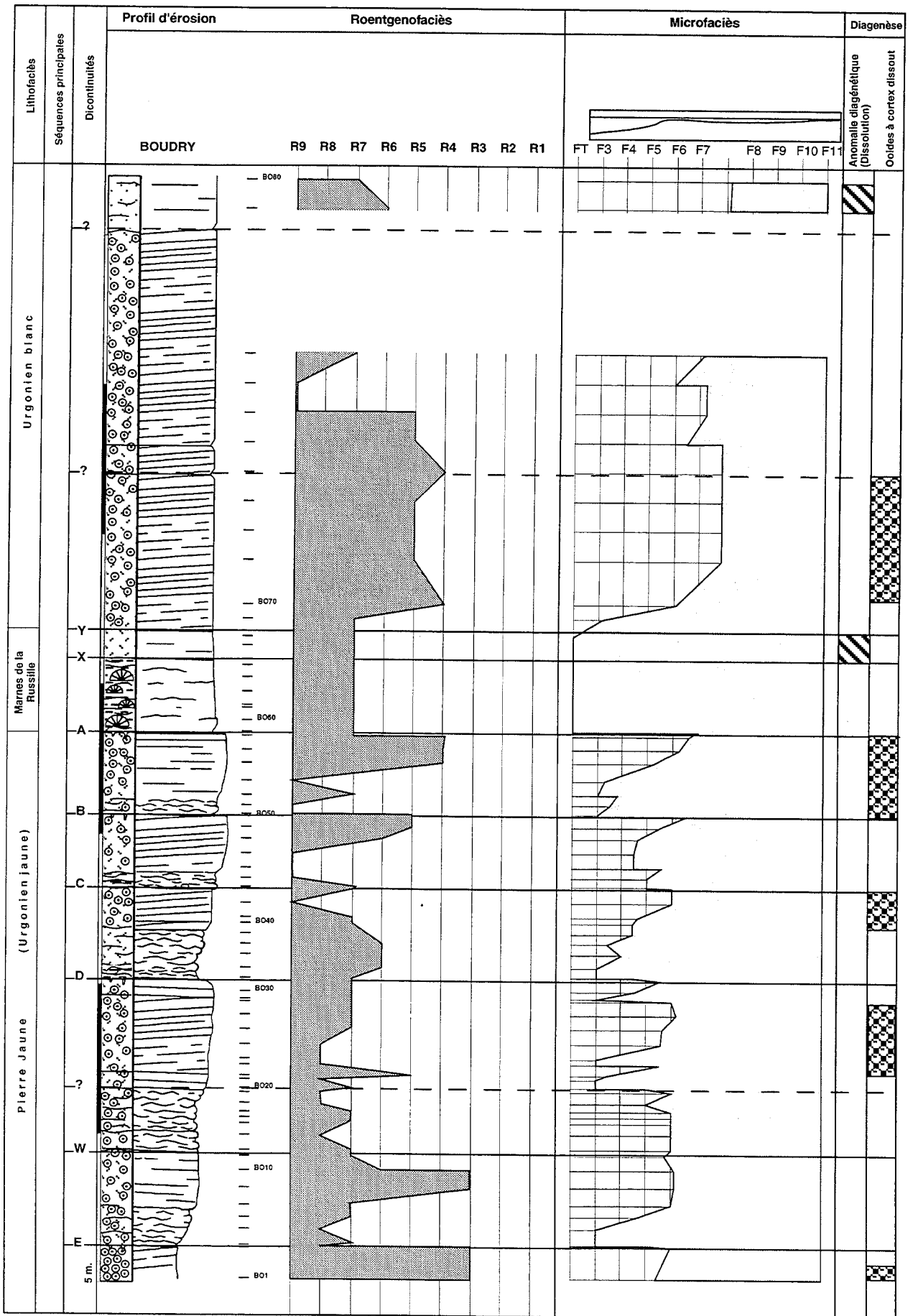


FIG. 85. – Coupe de Boudry, courbes d'évolution des roentgénofaciès et microfaciès.

quartz, feldspaths K, plagioclases et goethite) sont présents avec des intensités plus ou moins importantes. Les faciès de transgression montrent une augmentation des intensités du quartz et dans une moindre mesure de celles des micas, de la chlorite et de la kaolinite.

- dans la seconde partie (BO70 à BO80), les intensités de la chlorite, de la kaolinite et du quartz sont plus faibles, les plagioclases disparaissent, et la pyrophyllite réapparaît au sommet de la coupe.

• **La fraction < à 2 µm** (fig. 104).

Les intensités des minéraux de cette fraction sont plus contrastées que dans la fraction 2-16 µm. La répartition des minéraux, par contre, est presque semblable, bien que les intensités des smectoides et interstratifiés, des micas, de la kaolinite soient plus marquées dans les faciès de transgression. La chlorite est présente à la base de la coupe. La pyrophyllite est plus clairement associée aux faciès de transgression (FT).

Les préparations < 2 µm glycolées permettent de mettre en évidence la présence de smectoides et d'interstratifiés. Leur répartition est difficile à expliquer. Il semblerait que les « smectites » soient présentes préférentiellement dans les faciès de transgression (FT) alors que les interstratifiés correspondraient aux faciès de plus haute énergie. Dans certains cas, les interstratifiés sont présents dans ces faciès ; il se peut que le pourcentage d'illite et smectite n'ait pas pu être déterminé. Des interstratifiés (déterminés) sont intercalés à des smectites dans le niveau des faciès de transgression le plus important ; leur présence pourrait témoigner d'un événement sédimentologique différent au milieu de ces Marnes de la Russille. Cette hypothèse est favorisée par la présence de petits niveaux bioclastiques observés en lame mince. Enfin, la présence de smectoides dans la partie supérieure de la coupe, dans des faciès autres que de transgression, est difficile à expliquer (altération ?).

• **Nature des micas des fractions 2-16 µm et < à 2 µm** (fig. 105).

Dans chacune des fractions, les pics M001, M002 et M005 des micas ont été regroupés par type de lithologie. La distinction se fait plutôt sur la fraction que sur la lithologie. En effet, les micas de la fraction 2-16 µm appartiennent aux phengites, alors que les micas de la fraction < 2 µm sont de type illite.

• **Largeurs de Scherrer (LS)** (fig. 106).

La mesure de LS de la fraction « 2-16 µm » est comprise entre 0,1-0,2°2qCuKa. Les micas des faciès de transgression ont des valeurs légèrement plus élevées.

Les mesures de LS de la fraction « 2-16 µm » ne montrent pas de tendance particulières et sont comprises entre 0,2-0,6°2qCuKa.

4.2.3. Conclusions

Les faciès de transgression sont caractérisés par de fortes intensités de la kaolinite et de la chlorite (2-16 µm et < 2 µm), des micas (< 2 µm) dont les LS sont larges et de la présence de pyrophyllite. La « smectite » serait plus abondante dans ce faciès. Ils semblent donc directement liés aux apports détritiques plus importants pendant cette période.

Les interstratifiés sont plutôt localisés dans les niveaux où l'agitation des eaux est plus marquée (faciès F4-F5-F6, voire F7). La répartition proposée est indicative car la distinction entre « smectites » et interstratifiés n'a pas pu toujours être faite.

La répartition des autres minéraux semble plutôt liée à une unité lithostratigraphique qu'à un faciès. On distingue ainsi deux parties : une partie inférieure (de la base à BO69) où tous les minéraux sont présents et une partie supérieure (BO70 à BO80) où le quartz, la pyrophyllite et les plagioclases sont quasiment absents. Les derniers échantillons de cette partie montrent une récurrence de tous les minéraux dans des faciès de plus faible énergie (faciès de décantation ?).

Cette coupe a déjà été analysée (sur un diffractomètre Philips), ainsi que son prolongement inférieur qui correspond à la coupe des Gorges de l'Areuse [Rumley, 1992]. La coupe des Gorges de l'Areuse comprend le passage entre la zone des marnocalcaires (Marnes Bleues-Pierre Jaune) et la Pierre Jaune. La « smectite » est présente essentiellement dans les zones hydrodynamiquement calmes (bas de la coupe) et les interstratifiés correspondent aux faciès de plus haute énergie. La kaolinite et la chlorite sont rares, sauf au sommet de la coupe. Le quartz et les micas sont présents tout le long de la coupe. Les répartitions des minéraux des fractions < 2 µm et 2-16 µm sont semblables à celles obtenues sur le diffractomètre Scintag. La goethite n'a pas été représentée sur les tableaux de répartition de Rumley. La pyrophyllite n'a probablement pas été détectée par l'appareillage Philips.

La relation entre les coupes des Gorges de l'Areuse et celle de Boudry peut être interprétée de cette manière : la présence de la kaolinite et de la chlorite au sommet de la coupe des Gorges de l'Areuse pourrait indiquer un faciès de transgression au passage avec la coupe de Boudry. Ce niveau marquerait la fin de la Pierre Jaune et le début de L'Urgonien jaune ; il correspondrait alors à la discontinuité Ju2.

4.3. La coupe d'Eclépens

4.3.1. Analyse de la roche totale

Comme dans les coupes précédentes, la calcite est la phase principale. Le quartz, est présent dans les trois-quarts de la coupe ; il est plus abondant au-dessus des

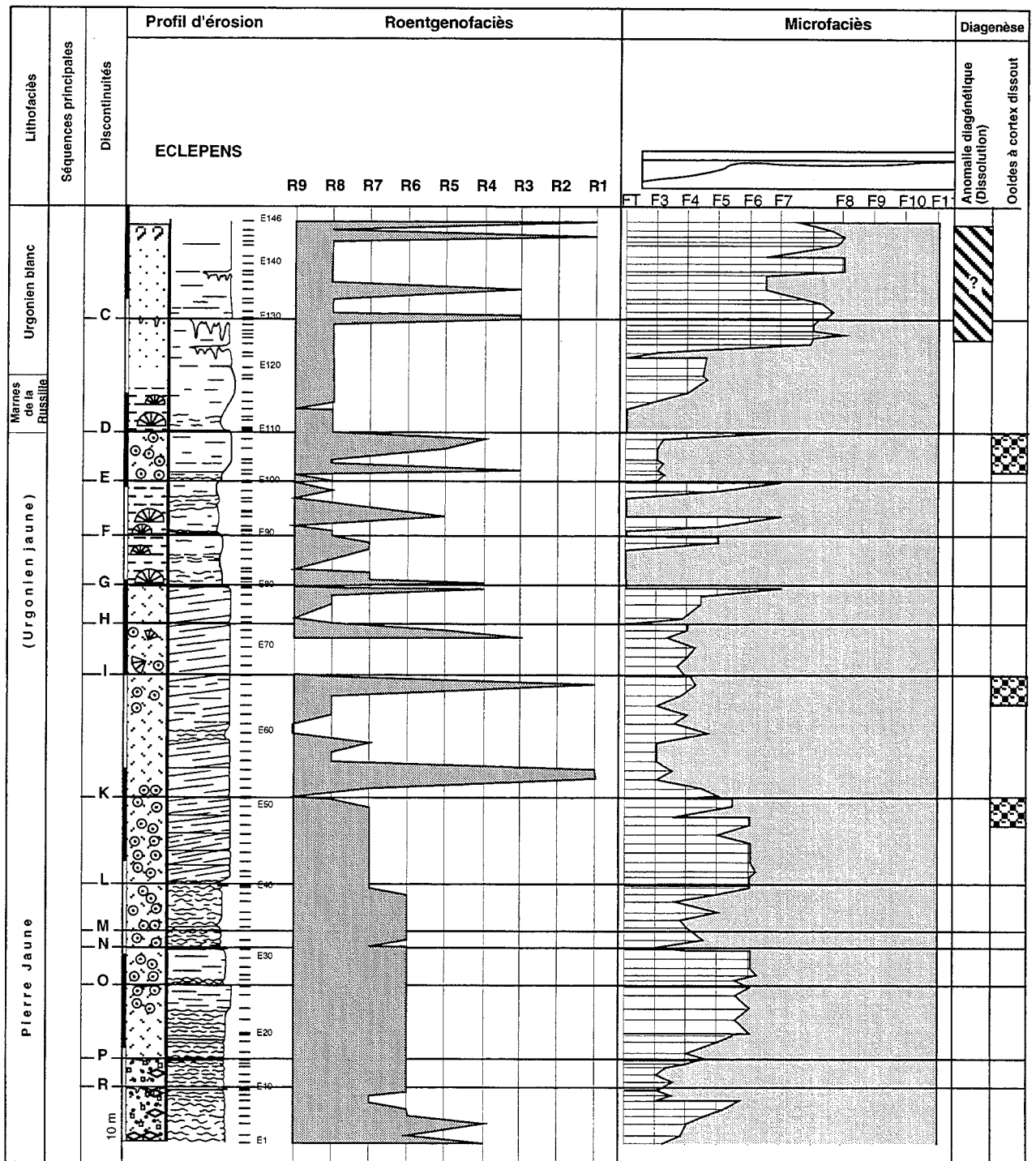


FIG. 86. – Coupe d'Eclépens, courbes d'évolution des roentgénofaciès et microfaciès.

discontinuités R, P, K, H, G, F, E et D (fig. 130). La comparaison des intensités des pics de quartz en roche totale se corrèle bien avec la présence du quartz en grain observé en lames minces.

La goëthite et les phyllosilicates ont la même répartition que le quartz. Les phyllosilicates sont présents en plus au-dessus des discontinuités L, N, O. Les deux derniers minéraux, la dolomite et l'ankérite, n'ont pas été observés dans les autres coupes. La

Géologie Alpine, 1995, Mémoire H.S. n° 24

présence de la dolomite et de l'ankérite est limitée à la base de la coupe (jusqu'à E23), avec deux maxima à P et R.

• Interprétation

Dans cette coupe, la comparaison des minéraux de la roche totale avec la courbe de microfaciès montre que les pics de forte intensité du quartz, des phyllosilicates et de la goëthite, et dans la partie inférieure de la

dolomite et de l'ankérite, sont liés à des faciès de transgression. Plus précisément, les pics de ces différents minéraux sont intenses mais de faible amplitude.

Les faciès de transgression sont caractérisés par une augmentation marquée des intensités des pics de quartz, goéthite et phyllosilicates, c'est-à-dire du détritisme.

La présence de la dolomite en lames minces, sous forme de petits rhomboédres bordés d'oxydes de fer, est compatible avec les résultats des analyses minéralogiques. La distinction entre dolomite et ankérite n'a pas pu être faite, mais la présence d'une dolomite ferrifère (ankérite) n'est pas à exclure. Ces dolomites sont présentes dans des niveaux plus marneux (80-95 % de CaCO_3) bleu-gris à l'affleurement, riches en Panopées.

Trois unités peuvent être distinguées par les analyses en roche totale. La première est marquée par la présence, en plus des autres minéraux, de la dolomite et de l'ankérite. Dans la deuxième partie, seuls la calcite, le quartz, la goéthite et les phyllosilicates sont présents (dans des proportions variables). La troisième partie ne contient plus que de la calcite.

4.3.2. Analyse des fractions fines (2-16 μm et < 2 μm)

• La fraction 2-16 μm (fig. 131).

La répartition des différents minéraux permet de distinguer deux parties principales.

Dans la première partie, plus développée, (de la base à Ju4), tous les minéraux (micas, kaolinite, chlorite, pyrophyllite, quartz, feldspaths K, plagioclases et goéthite) sont présents avec des intensités plus ou moins importantes. Les faciès de transgression montrent une augmentation des intensités du quartz et dans une moindre mesure de celles des micas, de la chlorite et de la kaolinite. Dans cette partie, quatre sous-ensembles ont été distingués.

- Un premier sous-ensemble (de la base à E22), où tous les minéraux sont présents mais la chlorite (< 50 cps) et la kaolinite (< 100 cps) ont des intensités beaucoup plus faibles (comme dans la coupe de Vallorbe).

- Le deuxième sous-ensemble (de E23 à K), où tous les minéraux sont présents mais les intensités sont beaucoup plus fortes, notamment pour la chlorite (de 100 à 200 cps), la kaolinite (jusqu'à 1500 cps) et le quartz (de 500-2500 cps). A la base de cet ensemble, les minéraux ont des pics importants, un pic de pyrite de forte intensité se place au même endroit.

- Dans le troisième sous-ensemble [de K à H], presque tous les minéraux sont présents sauf la pyrophyllite et les plagioclases ; les intensités des minéraux sont très faibles.

- Dans le quatrième sous-ensemble (de K à Ju4), tous les minéraux sont présents à nouveau, avec des intensités augmentées dans les faciès de transgression.

Dans la seconde partie (de Ju4 au sommet), les minéraux disparaissent (pyrophyllite) ou leurs intensités diminuent (micas, chlorite, kaolinite, quartz pour les principaux) ou disparaissent (plagioclases).

• La fraction < à 2 μm (fig. 132).

A quelques détails près, la répartition des minéraux (micas, chlorite, kaolinite, quartz, pyrophyllite, goéthite) est semblable à celle de la fraction 2-16 μm . Les intensités de kaolinite sont plus fortes dans cette fraction (3000 cps) que dans la fraction 2-16 μm (1500 cps). La répartition de la kaolinite est aussi différente : au-dessus de Ju4, les intensités sont toujours élevées (< 2 μm glycolée) alors qu'elles ont nettement diminué dans la fraction 2-16 μm .

Les smectoides et interstratifiés des préparations < 2 μm glycolées se répartissent comme suit :

- la présence des « smectites » est indépendante du faciès (G-H faciès de transgression, P-N ou L-K faciès de haute énergie). Les interstratifiés sont présents tout le long de la coupe (base-P faciès de talus, F-C faciès de transgression). Les intensités sont plus fortes à la base de la coupe.

• Nature des micas des fractions 2-16 μm et < à 2 μm (fig. 133).

Dans chacune des fractions, les pics M001, M002 et M005 des micas ont été regroupés par type de lithologie. La distinction se fait plutôt sur la fraction que sur la lithologie. En effet, les micas de la fraction 2-16 μm appartiennent aux phengites, alors que les micas de la fraction < 2 μm sont de type illite.

• Largeurs de Scherrer (LS) (fig. 134).

La mesure de LS de la fraction 2-16 μm est comprise entre 0,06-0,18°2 θ CuKa. Les micas de la base jusqu'à L ont des valeurs légèrement plus élevées.

Les mesures de LS de la fraction < 2 μm sont plus contrastées (0,1-0,45°2 θ CuKa.). C'est au niveau des discontinuités N, L, K, G, F, E, D que les maxima de largeur sont atteints. Ils correspondent à l'extrême base des faciès de transgression.

4.3.3. Conclusions

Les faciès de transgression sont mieux marqués par les analyses en roche totale (pics de quartz, goéthite et phyllosilicates) que dans les fractions fines où la répartition est plus diffuse (micas, chlorite, kaolinite). La répartition de la kaolinite est plus précise dans la fraction < 2 μm que dans la fraction 2-16 μm et la

largeur de Scherrer est aussi un bon indicateur pour les faciès de transgression.

La répartition des minéraux permet de découper cette coupe selon cinq ensembles qui ne coïncident pas forcément avec les limites déjà établies. La première limite minéralogique importante se situe entre O et P, éch. E22 ; la deuxième correspond à K, la troisième à H et la quatrième à Ju4. Ces limites ne sont pas toujours décelables en lame minces (échantillon E22).

Les limites Ju2, Ju3, Ju4, Ju5 et Ju6 sont mieux marquées dans la fraction < 2 µm (séché à l'air) par des pics un peu plus importants, mais leur position dans les unités minéralogiques ne les met pas en évidence.

4.4. La coupe de Buttes 1

4.4.1. Analyse de la roche totale

Comme dans les coupes précédentes, la calcite est la phase principale. Le quartz est présent dans presque toute la coupe ; il est plus abondant au-dessus des discontinuités L, G et E qui correspondent à des faciès de transgression (fig. 112). La répartition du quartz observé en lames minces est limitée à la base de la coupe (jusqu'à L).

La goethite et les phyllosilicates ont une répartition cantonnée également aux faciès de transgression mais avec des intensités beaucoup plus faibles (maximum 2500 cpm) que le quartz (maximum 80000 cpm).

• Interprétation

Dans cette coupe, la comparaison des minéraux de la roche totale avec la courbe de microfaciès montre que les pics de forte intensité du quartz, des phyllosilicates et de la goethite sont liés à des faciès de transgression et à une augmentation du détritisme.

Le quartz ne disparaît que dans la partie tout à fait supérieure de la coupe.

4.4.2. Analyse des fractions fines (2-16 µm et < 2 µm)

Les pics les plus marqués dans la fraction 2-16 µm comme dans la fraction < 2 µm, correspondent aux faciès de transgression, cependant aucune distinction nette entre différentes parties n'a pu être mise en évidence.

• La fraction 2-16 µm (fig. 113).

Aucune unité minéralogique nette ne se différencie dans la coupe.

Tous les minéraux (micas, kaolinite, chlorite, pyrophyllite, quartz, feldspaths K, plagioclases et

goethite) sont présents avec des intensités plus ou moins importantes. Les faciès de transgression montrent une augmentation des intensités des micas, du quartz et dans une moindre mesure de celles de la chlorite et de la kaolinite.

- Le premier changement dans la minéralogie se situe au niveau de Ju2 : les intensités des minéraux ne sont pas très fortes mais la kaolinite (surtout) devient régulièrement présente.

- Le deuxième changement important est placée à L où les micas (2000 cps) et le quartz (750 cps) surtout ont des intensités plus importantes. Les intensités des différents minéraux restent importantes jusqu'à K.

- De K à I, aucun minéral n'est présent.

- De I à Ju6, les répartitions sont assez variables mais les pics principaux se situent au niveau des discontinuités I, Ju3, Ju4, éch. Bu82, Ju5 et éch. Bu90. Au-dessus de Ju5, la présence du quartz et de la goethite devient plus discrète. Entre Ju4 et Ju5, les plagioclases sont présents dans tout le faciès de transgression.

• La fraction < à 2 µm (fig. 114).

Comme dans la fraction 2-16 µm, il est difficile d'individualiser des unités minéralogiques, mais la répartition des minéraux est légèrement différente. Les pics principaux marqués pour presque tous les minéraux se situent en L et en E. En L, les micas, la kaolinite (< 600 cps) et la chlorite ont des intensités plus marquées, de même qu'en E. Les intensités des micas, de la kaolinite et de la chlorite sont plus fortes à partir de BU81.

La répartition des « smectites » n'est pas très claire mais elle semble tout de même liée aux faciès de transgression, alors que les interstratifiés sont plutôt associés aux faciès de plus haute énergie.

• Nature des micas des fractions 2-16 µm et < à 2 µm (fig. 115).

Dans chacune des fractions, les pics M001, M002 et M005 des micas ont été regroupés par type de lithologie. Les micas de la fraction < 2 µm ont une tendance de type illite quelle que soit la lithologie. Les micas de la fraction 2-16 µm appartiennent plutôt aux phengites, bien que des micas de type illite soient aussi présents dans les faciès de transgression.

• Largeurs de Scherrer (LS) (fig.116).

Les mesures de LS de la fraction 2-16 µm sont comprises entre 0,1-0,25°2qCuKa. Quelques valeurs sont légèrement plus élevées dans les faciès de transgression.

Les mesures de LS de la fraction < 2 µm se tiennent en moyenne autour de 0,25°2qCuKa. C'est au niveau de la discontinuité E que la largeur maximum des pics est atteinte (0,6°2qCuKa).

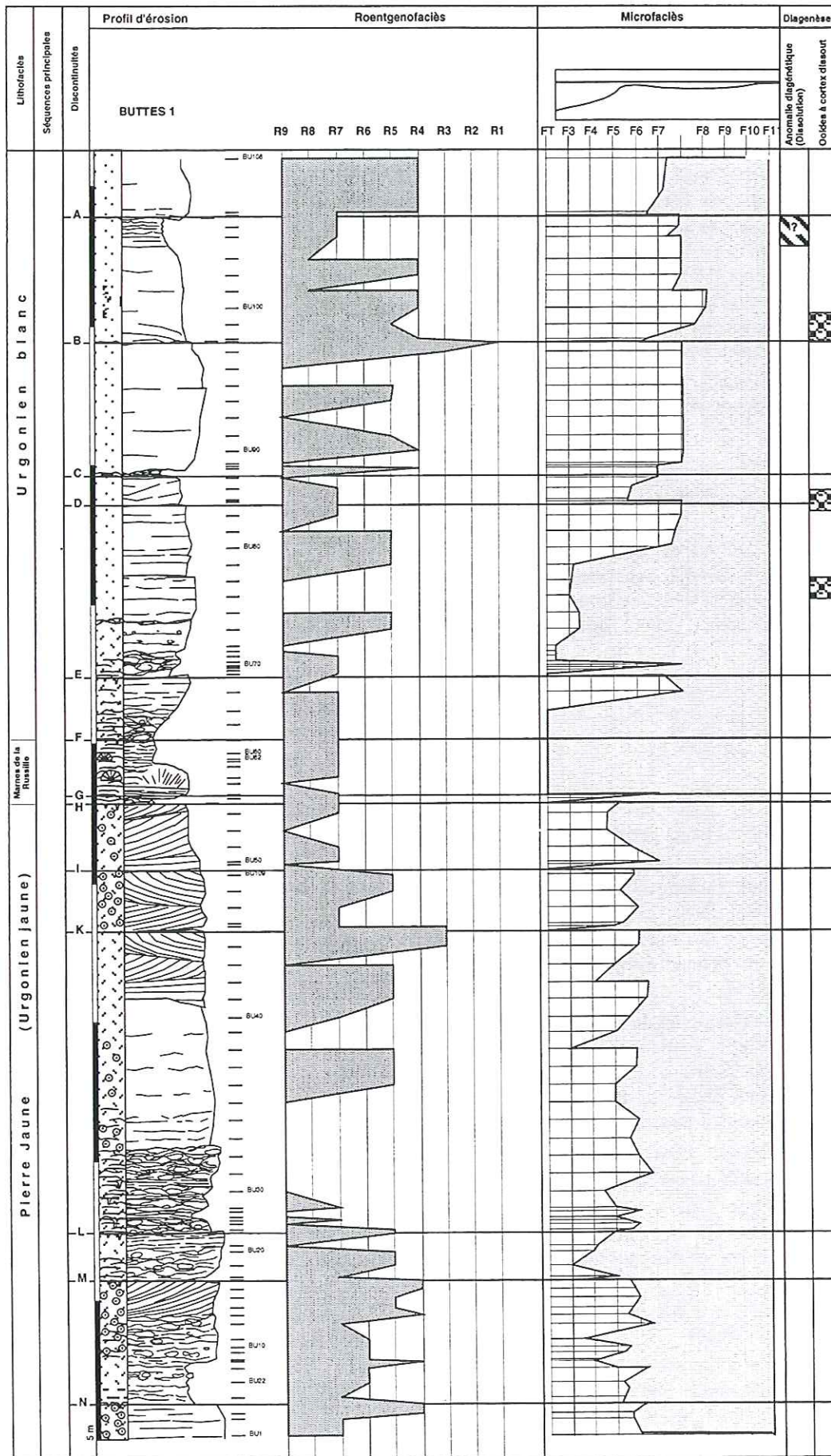


FIG. 87. – Coupe de Buttes I, courbes d'évolution des roentgénofaciès et microfaciès.

4.4.3. Conclusions

Les faciès de transgression sont mieux mis en évidence par les analyses de la roche totale (pics de quartz, goethite et phyllosilicates) que par les fractions fines (micas, chlorite, kaolinite). La répartition de la kaolinite est mieux exprimée dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$, où elle permet d'observer deux discontinuités : en L, par son apparition plus marquée et en E, par le maximum d'intensité des pics. La largeur de Scherrer est aussi un bon indicateur pour les faciès de transgression, malgré des valeurs ponctuelles. Dans la fraction 2-16 μm du faciès de transgression, le mélange de micas de type illite et phengite peut être dû :

- soit à une mauvaise séparation des fractions $< 2 \mu\text{m}$ et 2-16 μm , puisque l'illite est plus caractéristique de la fraction $< 2 \mu\text{m}$,

- soit à un mélange de minéraux qui n'apparaissent ni dans les faciès de haute énergie, ni dans les faciès de plate-forme.

La limite L est mieux marquée par des pics de minéraux que la limite Ju2. Les limites Ju3 et Ju4, sont aussi bien marquées en roche totale que par les fractions fines. Ju5 et Ju6 sont mal individualisées du point de vue minéralogique.

5. – CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Dans toutes les coupes, les analyses de la roche totale montrent que la phase principale est la calcite ; les pics les plus importants de quartz (jusqu'à 100 000 cpm) correspondent aux événements transgressifs les plus marqués, tous étant situés dans les parties inférieures des coupes jusqu'à la discontinuité de la Russille (exception faite des derniers échantillons de la coupe de Vallorbe).

Les minéraux accessoires de faible intensité (environ 2500 cpm), comme la goethite et les phyllosilicates se répartissent uniquement dans les niveaux plus argileux qui correspondent à des faciès de transgression. Sur ce plan, ces minéraux soulignent l'augmentation des apports détritiques au niveau des discontinuités.

La relation avec les microfaciès permet de dire que les pics de plus fortes intensités de quartz, phyllosilicates et goethite correspondent à une augmentation d'apport de matériel détritique pendant les périodes de transgressions. Celles-ci sont en moyenne au nombre de trois (Ju2, Ju3, Ju5) (éventuellement plus pour la coupe d'Eclépens).

La nature des micas est essentiellement de deux types : illites et phengites. Selon les coupes leur nature varie en fonction de la fraction étudiée, probablement à cause d'un tri hydrodynamique qui dépend de leur

position paléogéographique [Adatte, 1988]. Il a été cependant montré que des mélanges peuvent également avoir lieu dans les faciès de transgression (coupe de Vallorbe).

Les valeurs de la Largeur de Scherrer indiquent que les micas sont particulièrement bien cristallisés ; étant donné la nature carbonatée des sédiments analysés, la faible influence des phénomènes diagénétiques et la rare présence d'interstratifiés réguliers, leur origine ne peut être que détritique [Kübler, 1990]. Il est cependant intéressant de noter que dans les zones de faciès de transgression, ces micas montrent des augmentations de la LS, indiquant une mauvaise cristallinité. En l'occurrence, il s'agirait plutôt d'une augmentation des phénomènes physico-chimiques d'altération liés à ces périodes d'érosion ou/et d'émersion.

Enfin, les minéraux détritiques insolubles les fractions 2-16 μm et $< 2 \mu\text{m}$ confirment les tendances obtenues avec les analyses en roche totale c'est-à-dire une augmentation marquée des intensités dans les faciès de transgression.

Les analyses des fractions fines $< 2 \mu\text{m}$ et 2-16 μm montrent une répartition de la kaolinite qui suit les microfaciès, sauf pour la partie inférieure de la coupe d'Eclépens.

Les micas abondent préférentiellement dans les niveaux à faciès de transgression. Le quartz de la fraction 2-16 μm suit également cette répartition. La pyrophyllite pour la première fois mise en évidence dans les sédiments du Jura, est plus ou moins présente dans tous les faciès mais abonde un peu plus dans les faciès de transgression. Dans le même sens, les smectoides sont répartis sur toute les coupes avec des intensités accrues dans les faciès de transgression.

L'absence totale de résidus insolubles dans les deux fractions fines (Vallorbe) indique qu'il n'y a eu aucun apport détritique donc que les carbonates ont été produits *in situ* (le transport que suggèrent quelques structures sédimentaires peut être considéré comme négligeable et local : petites dunes hydrauliques, chenaux).

La kaolinite, le quartz 2-16 μm , et les micas, peuvent être retenus comme minéraux marqueurs d'un environnement, retenus par une barrière géographique (plate-forme). La présence de kaolinite dans les faciès de transgression est due à une remobilisation de celle contenue dans des faciès de plate-forme précédents, associée à des apports détritiques (quartz, micas).

Les roentgénofaciès montrent que la répartition des minéraux argileux est liée aux microfaciès, comme cela a déjà été vu dans tout le Crétacé inférieur [Darsac, 1983 ; Viéban, 1983 ; Adatte, 1988 ; Rumley, 1992]. Cependant, il n'existe pas un seul roentgénofaciès représentatif du faciès de transgression mais plusieurs qui reflètent des mélanges minéralogiques.

Chapitre V

CONCLUSIONS

INTERPRÉTATION SÉQUENTIELLE, CORRÉLATIONS

Les découpages lithofaciologiques conduisent, comme nous l'avons vu pour les coupes de la Cité Suchard et de la Lance, à la corrélation de niveaux diachrones. Dès lors, le découpage proposé dans le cadre de ce travail repose sur l'intégration de données biostrati-graphiques, sédimentologiques, diagénétiques, minéralogiques, s'affranchissant ainsi de toute corrélation fondée uniquement sur les lithofaciès.

L'objectif principal de l'analyse séquentielle [modèle de stratigraphie séquentielle *sensu* Vail *et al.*, 1977 ; Posamentier *et al.*, 1988] était d'évaluer l'importance chronologique et la position stratigraphique d'éventuelles discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de la plate-forme urgonienne jurassienne.

1. - INTERPRÉTATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DES SÉRIES DU JURA

L'interprétation chronostratigraphique des séries du Jura correspond à la synthèse des répartitions des foraminifères benthiques et de leurs attributions stratigraphiques prouvées.

Dans l'inventaire des faunes du Jura neuchâtelois et vaudois, en dehors des orbitolinidés, seules quelques formes ont une valeur stratigraphique. *Meandrospira favrei* n'a été observée que dans les séquences Ju1, Ju2 et Ju3, et correspond à des individus de petite taille. *Flabellamina* ? sp. présente la même répartition que *M. favrei*.

Meandrospira favrei (individus de plus grande taille que ceux du Jura) a été observée en Chartreuse (coupe du Col de la Grande Vache et d'Hurtières), dans les mêmes niveaux que *Paracoskinolina reicheli*. Des formes de grande taille ont été trouvées récemment dans des niveaux datés par ammonites du Barrémien supérieur-Aptien inférieur dans le sud du Vercors (coupe du Col de Rousset) [Arnaud-Vanneau, communication personnelle, 1995], ainsi que dans les niveaux à *P. reicheli* de la coupe de Cluses (Savoie) [Wermeille, communication personnelle, 1995]. Ces nouvelles observations remettent en cause l'âge Hauterivien précédemment admis pour cette espèce dans les niveaux du Jura méridional [Viéban, 1983].

Une constatation s'impose : *M. favrei* montre un accroissement de taille sur tout l'intervalle Hauterivien-Aptien. Selon la région considérée, la présence de *M. favrei* ne se situe pas dans des faciès identiques, elle n'est pas associée aux mêmes espèces et ne présente pas

la même taille. Dans les chaînes subalpines, elle se trouve associée à *P. reicheli* ou *P. lenticulina*. Dans le Jura neuchâtelois et vaudois, elle est associée au plus haut dans la séquence Ju3 avec *Praedictyorbitolina carthusiana claveli* et *P. c. carthusiana*. Dans ce cas, les derniers niveaux contenant cette espèce se situent toujours en-dessous de ceux qui contiennent *P. reicheli* ou *P. lenticulina*. Dans le Jura neuchâtelois et vaudois, les séquences Ju1, Ju2 et Ju3 qui contiennent *M. favrei* et *Flabellamina* ? sp. sont donc plus anciennes que celles qui contiennent *P. reicheli* ou *P. lenticulina*, c'est à dire qu'on peut admettre que les trois premières séquences sont antérieures au Barrémien supérieur.

Les analyses des différentes répartitions stratigraphiques et échelles biostratigraphiques proposées par différents auteurs comparées à la répartition des orbitolinidés observés dans les séries du Jura, permettent d'aboutir aux conclusions suivantes.

Dans le Jura, parmi les orbitolinidés, le genre *Orbitolinopsis* n'a jamais été observé et le genre *Cribellopsis* ne l'a été qu'exceptionnellement ; ces organismes sont pourtant abondants dans la plate-forme nord vocontienne (Vercors et Chartreuse). En revanche, *Paracoskinolina reicheli*, *Valserina broennimanni*, *Eopalorbitolina charollaisi*, associées à *Praedictyorbitolina carthusiana* et *Paleodictyoconus* ? sp. ont été reconnues.

Dans le sud du Vercors, les genres *Orbitolinopsis* et *Cribellopsis* sont soit caractéristiques du Barrémien inférieur (*O. flandrini*, *O. debelmasi*, *C. thieuloyi*), soit du Barrémien supérieur terminal-Aptien inférieur (*O. cuvillieri*, *O. buccifer*, *O. kiliani*, *O. briacensis*). Quant à *Paracoskinolina reicheli*, *Valserina broennimanni* et *Eopalorbitolina charollaisi*, elles sont exclusivement présentes dans les niveaux du Barrémien supérieur et de l'Aptien [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992]. L'extension de *Praedictyorbitolina carthusiana* (*Dictyorbitolina* aff. *ichnusae* in Arnaud-Vanneau, [1980]) n'est pas précisément connue ni dans le Vercors, ni ailleurs, néanmoins elle ne semble pas exister dans cette région au-dessous des niveaux du Barrémien supérieur [Arnaud-Vanneau, 1980] ; cette espèce a été d'ailleurs récemment reconnue au-dessus de niveaux datés par ammonites du Barrémien supérieur (coupe du Col du Rousset, Vercors sud) [Arnaud-Vanneau, communication personnelle, 1995].

Dans les séries du Jura, l'absence de formes typiques du Barrémien inférieur ne permet pas d'affirmer que les niveaux de cet âge sont absents, mais aucun indice indiquant sa présence ne subsiste ou n'a jamais existé. Un âge Barrémien supérieur est donc proposé pour les séquences Ju5 et Ju6 qui contiennent *Paracoskinolina*

reicheli, *Valserina broennimanni*, *Eopalorbitolina* ? sp. et *Palorbitolina* cf. *lenticularis*.

La séquence Ju7 sus-jacente, discordante sur les séries urgoniennes du Barrémien supérieur, renferme *Palorbitolina lenticularis* qui indique un âge Aptien inférieur (La Lance II).

Les autres éléments paléontologiques tels que les niveaux à rudistes permettent de compléter les informations concernant les âges.

La séquence Ju4 à *Pachytraga tubiconcha* est située entre les derniers niveaux à *Meandrospira favrei* (séquence Ju3) et les premiers niveaux riches en orbitolinidés (séquences Ju5-Ju6). Bien qu'en Provence des niveaux à *Pachytraga tubiconcha* soient encadrés par des ammonites de l'Hauterivien inférieur et supérieur [Masse et Alleman, 1982], son attribution stratigraphique reste indéterminée. Dans le Jura, les séquences Ju5-Ju6 sus-jacentes, appartiennent au Barrémien supérieur ; l'âge de la séquence Ju4 est donc compris entre l'Hauterivien et le Barrémien supérieur. Dans l'état actuel des connaissances, la séquence Ju4 pourrait donc appartenir soit à l'Hauterivien supérieur, soit au Barrémien.

La séquence Ju6 à *Requienia ammonia* est située au-dessus de la séquence Ju5 riche en orbitolinidés, ce qui la place également dans le Barrémien supérieur.

Atopochara trivolvis triquetra a été retrouvée associée avec *Palorbitolina lenticularis* dans la séquence Ju7. Cette forme est d'âge connu Aptien inférieur.

En résumé, les séquences Ju1, Ju2, et Ju3 sont clairement hauteriviennes, les séquences Ju5 et Ju6 d'âge Barrémien supérieur et la séquence Ju7 d'âge Aptien inférieur. Les niveaux de la séquence de dépôt Ju4 sont quasiment dépourvus de tout élément biostratigraphique d'âge prouvé, car seuls *Praedictyorbitolina carthusiana claveli*, *Praedictyorbitolina carthusiana carthusiana*, *Flabellamina* ? sp. et *Meandrospira favrei* y ont été observés. Localement, la présence de *Pachytraga tubiconcha* qui forme un niveau repère au sein de la séquence Ju4, ne constitue pas non plus un élément stratigraphique précis.

Ainsi, seul l'âge de la séquence Ju4 pose problème, mais elle s'intercale entre les niveaux d'âge Barrémien supérieur (séquence Ju5) sus-jacents et les niveaux hauteriviens sous-jacents (Ju1, Ju2, Ju3).

En conséquence deux hypothèses peuvent être formulées quant à la position de la limite entre les étages Hauterivien et Barrémien dans le Jura :

- soit l'on considère que les niveaux de la séquence Ju4 sont hauteriviens auquel cas la limite de séquence Ju5 correspond dans cette région avec la limite entre ces deux étages.

- soit l'on considère que les niveaux de la séquence

Ju4 sont barrémiens auquel cas la limite de séquence Ju4 correspond avec la limite entre ces deux étages.

La difficulté de pouvoir trancher entre les deux hypothèses vient de la mauvaise caractérisation de la séquence Ju4. Dans les coupes du Jura, cette séquence est soit absente, soit présente sous des faciès différents tout aussi mal caractérisés par la biostratigraphie de sorte que cette « séquence » pourrait correspondre à un amalgame de plusieurs séquences différentes non identifiables et donc de fait indissociables. Il pourrait ainsi s'agir de lambeaux préservés de l'érosion et appartenant à l'une ou plusieurs des séquences de dépôt reconnues plus au sud entre la partie moyenne de l'Hauterivien et le Barrémien supérieur.

2. - PALÉOGÉOGRAPHIE ET PALÉOENVIRONNEMENTS

En ce qui concerne la paléogéographie jurassienne quatre épisodes peuvent être distingués.

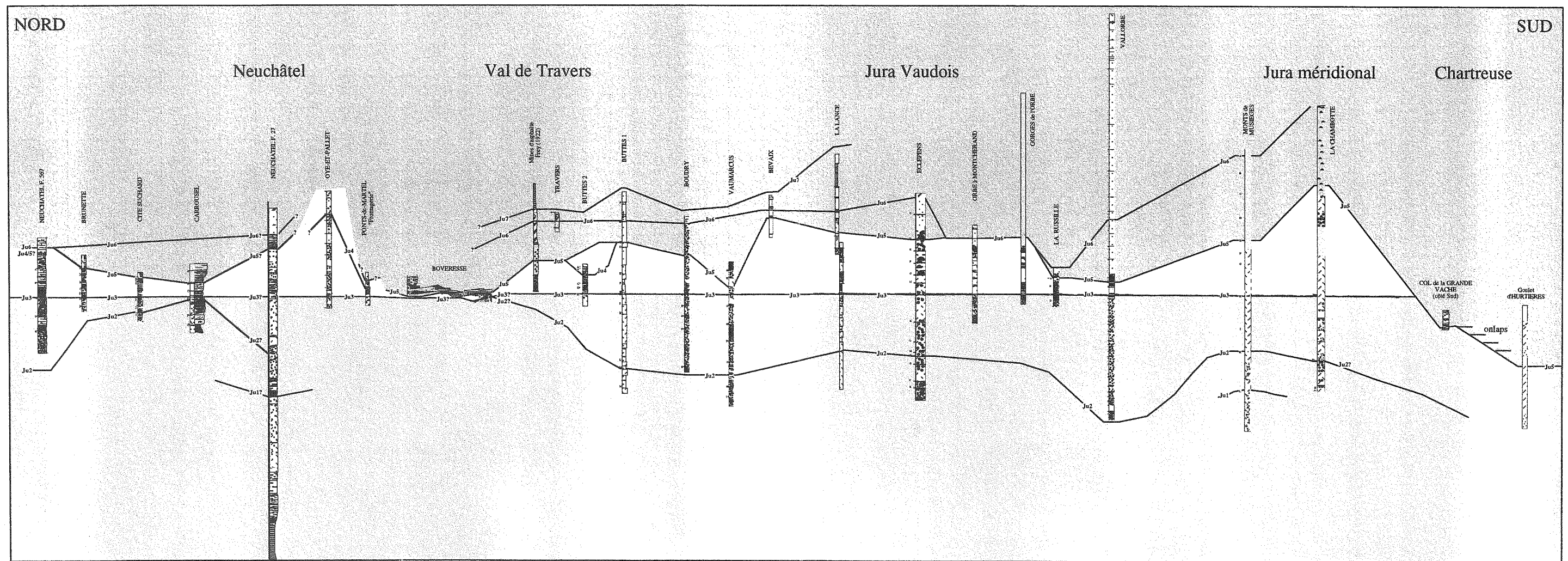
Le premier épisode, clairement Hauterivien, correspond aux séquences Ju1 et Ju2 où les environnements circalittoraux ouverts, glauconieux, dominant sur l'ensemble du Jura. Les dépôts oolithiques de la « Pierre jaune » forment une plate-forme dominée par les dépôts de haute énergie, sans véritable barrière récifale.

Le second épisode correspond à la séquence Ju3, marquée par des environnements particulièrement riches en apports détritiques (quartz et argiles) et la présence de niveaux à madréporaires.

Les séquences Ju2 et Ju3 sont profondément entaillées par des paléovallées, vraisemblablement générées par des baisses importantes du niveau marin relatives antérieures ou liées aux limites de séquence de dépôt Ju4 et Ju5. L'existence d'anomalies diagénétiques liées à des émergences sous ces surfaces, ou la présence de gros lithoclastes (galets) incite à penser qu'elles représentent la trace de paléoreliefs émergés.

Le troisième épisode matérialise un changement majeur dans le mode de sédimentation puisque dominant les dépôts de lagons ouverts peu profonds, fréquemment émergés et altérés. Cette période de plate-forme correspond aux séquences Ju5 et Ju6 d'âge Barrémien supérieur.

Le quatrième épisode correspond à une période de karstification régionale (plusieurs sites sont connus dans la région neuchâteloise et vaudoise) et d'altération des dépôts des séquences antérieures (par exemple Ju5 et Ju6). Les cavités créées sont remplies par des marnes dans lesquelles *Palorbitolina lenticularis* a été observée. Les remplissages coïncident avec la fin des dépôts de plate-forme carbonatée du Crétacé inférieur dans le Jura, puisque les dépôts de l'Aptien et de l'Albien sus-jacents sont entièrement marneux à marno-gréseux.



5 mètres



-  Barrémien supérieur et niveaux d'âge plus récent
-  Hauterivien

FIG. 88. – Transect de la plate-forme nord-vocontienne à l'Hauterivien-Barrémien. Corrélation des séquences reconnues. La disposition horizontale de la limite de séquence de dépôt Ju3 est arbitraire. Echelle horizontale non respectée.

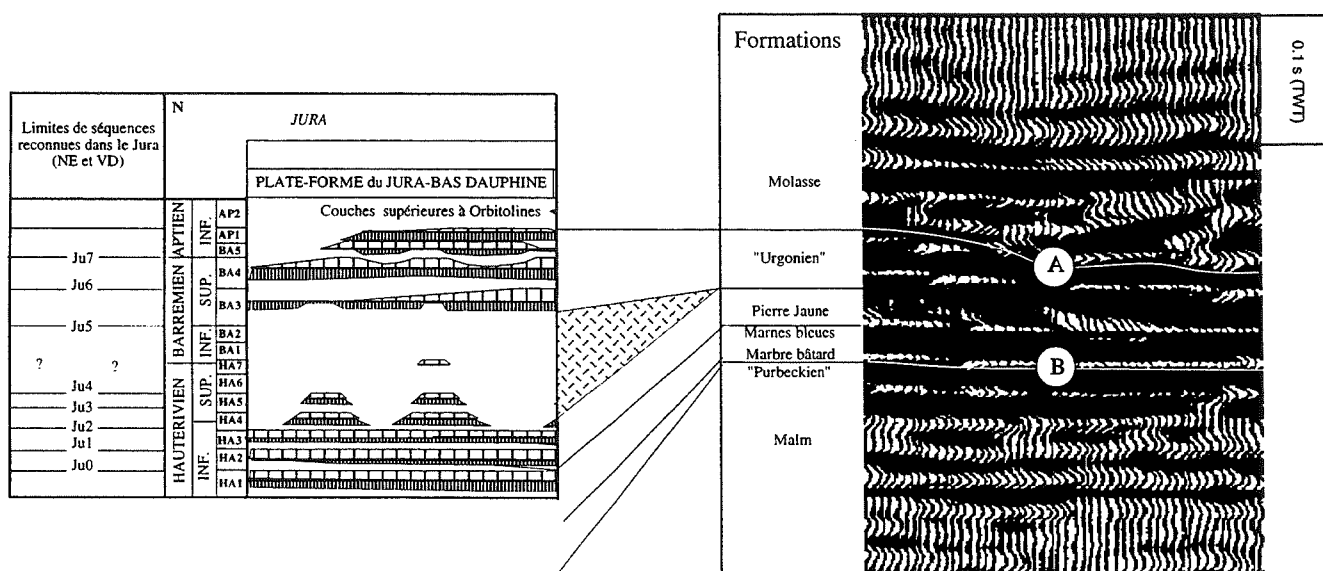


FIG. 89. – Coupe temps de l'Hauterivien-Barrémien du Jura neuchâtois corrélée avec la ligne sismique méridionale du Val de Ruz (Jura neuchâtel), d'après Sommaruga [1995].

3. – CORRÉLATIONS DES COUPES ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

La caractérisation des limites de séquences de dépôt permet de corréler l'ensemble des coupes étudiées à une échelle régionale (fig. 85). Ces corrélations mettent en évidence un enregistrement sédimentaire très discontinu de l'Hauterivien-Barrémien-Aptien dans le domaine jurassien.

Les résultats de l'analyse séquentielle de cette étude confirment tout en le complétant le schéma séquentiel proposé par Arnaud et Arnaud-Vanneau [1992]. En effet, le dispositif séquentiel obtenu coïncide tout à fait avec celui qui a été présenté pour la partie méridionale de la plate-forme nord-vocontienne par ces auteurs [séquences de dépôt *sensu* Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992]. Les deux découpages montrent la faible représentation des niveaux d'âge Hauterivien terminal et Barrémien inférieur sur la plate-forme nord-vocontienne. Plus en détail, les comparaisons entre les deux schémas conduisent aux correspondances suivantes (fig. 86) :

- la séquence Ju1 et la séquence HA3 (en raison de la présence à Musièges, au-dessus de la limite de séquence Ju1 de *Lyticoceras claveli*, forme placée dans la zone à *Nodosoplicatum* par Charollais *et al.*, 1989).

- la séquence Ju2 et la séquence HA4,
- la séquence Ju3 et la séquence HA5,
- la séquence Ju5 et la séquence BA3,
- la séquence Ju6 et la séquence BA4,
- la séquence Ju7 et la séquence BA5.

La séquence Ju4 ne peut être corrélée avec certitude à aucune séquence définie par Arnaud et Arnaud-Vanneau [1992] en raison de la médiocre qualité des

données biostratigraphiques.

Du fait que cette étude repose essentiellement sur l'analyse détaillée de la partie interne du système sédimentaire de cette époque, il existe des ensembles sédimentaires sur la bordure de la plate-forme et dans le talus nord-vocontien qui n'ont pas été étudiés dans ce travail. Ces ensembles qui ne possèdent aucun équivalent sur la plate-forme peuvent être interprétés comme des prismes de bas niveau (*Lowstand wedge*) [Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1992]. Seule la présence de limites de séquence importantes (Ju2 à Ju7) permet d'en soupçonner l'existence. Ces séquences constituent les seuls éléments de stratigraphie séquentielle reconnus dans ce travail, en effet, aucune surface de maximum d'inondation n'a pu être isolée avec certitude ; pour cette raison, toute interprétation en terme de cortèges de dépôt (cortèges transgressifs et les cortèges de haut niveau) devient très hypothétique. Si l'état des corrélations paraît bien entendu insuffisant au vu de ces conclusions, il est clair que la résolution du découpage séquentiel obtenu dans cette étude dépasse de très loin celle des profils de sismique réflexion du Jura (Fig. 89). L'intervalle Hauterivien-Aptien montre en effet sur ces profils deux réflecteurs qui sont attribués avec incertitude aux contrastes lithologiques Marnes-Bleues/Pierre Jaune d'une part, Pierre Jaune/Urgonien blanc d'autre part [Sommaruga, 1996], alors que l'ensemble de la série a été découpée en six limites de séquences dans ce travail.

En conséquence, cette étude a montré qu'il existe dans les séries du Jura d'une part des données biostratigraphiques qui attestent de la présence indubitable du Barrémien supérieur dans cette région (très lacunaire) et d'autre part, d'importantes surfaces d'érosion qui affectent l'ensemble de la plate-forme. Les

surfaces d'érosion les plus importantes correspondent aux limites de séquence Ju4 et Ju5 ; elles sont marquées par des **vallées incisées qui ont été émergées**, larges de quelques hectomètres à quelques kilomètres en Chartreuse (prolongement méridional et septentrional de la falaise Hurtières/Col de la Grande Vache/Col de la Petite Vache) et dont les altitudes pourraient être inférieure à 50 mètres par rapport aux parties surélevées. Les axes d'allongement sont orientés en Chartreuse en direction du SE.

Enfin une comparaison avec les différents travaux antérieurs permet corréler les différentes limites déjà reconnues dans le Jura (fig. 88) :

- la limite Ju1 correspond à la discontinuité "g" de Arnaud-Vanneau & Masse [1989], Conrad & Masse [1989], "D2" de Rumley [1992] et "C" de Viéban [1983] ;

- la limite Ju2 correspondrait à la discontinuité "d" de Arnaud-Vanneau & Masse [1989], Conrad & Masse

[1989], "D3" de Rumley [1992] et "D" de Viéban [1983] ;

- Ju3 correspond en général à la "Discontinuité de la Russille" de Zweidler [1985], à certaines des discontinuités "e" d'Arnaud-Vanneau & Masse [1989] et Conrad & Masse [1989] (pour les coupes de la Lance et de la Russille par exemple) et peut-être à la discontinuité "E" de Viéban [1983] ;

- Ju4, Ju5, Ju6 et Ju7 sont les limites de séquences introduites dans ce travail ; seule Ju5 correspondrait à la discontinuité "F" sur certaines coupes de Viéban [1983] (coupe de la Chambotte).

En conclusion, trois groupes de limites de séquences sont reconnus. Le premier groupe est composé de discontinuités clairement hauteriviennes (Ju1, Ju2, Ju3 ?). Le deuxième groupe ne comprend qu'une discontinuité majeure (Ju4), dont l'âge demeure inconnu à l'issue de toutes ces recherches. Le troisième groupe montre des discontinuités pour la première fois identifiées dans le Jura, isolant des séquences d'âge Barrémien supérieur à Aptien (Ju5, Ju6 et Ju7).

Remerciements

Cette thèse n'aurait pu voir le jour sans l'aide des nombreuses personnes à qui je tiens tout particulièrement à exprimer ici ma gratitude.

Tout d'abord à Jürgen Remane, Annie et Hubert Arnaud pour m'avoir proposé ce sujet brûlant mais plein de surprises, et pour m'avoir fait découvrir les plate-formes carbonatées et le monde des foraminifères (plus particulièrement celui, plus micritisé, des Orbitolinidés), et aussi pour leur remarques et critiques utiles à la rédaction de ce mémoire.

A Bernard Kübler, qui a su par sa personnalité me mettre l'aise dès mon arrivée à Neuchâtel.

Je remercie également M. L. Hottinger d'avoir bien voulu faire partie de mon jury.

Merci à M. J.-P. Masse pour ses déterminations d'algues et de rudistes.

A tous les assistants et étudiants de l'Institut de Géologie de Neuchâtel. Chronologiquement, je dois d'abord remercier les co-locataires du « Bureau-pause-café ». Merci à Essaid et Corinne pour tout les bons moments et les encouragements, à Philippe le « D.J. » occasionnel du bureau (surtout pour Pink Floyd) et accessoirement chroniqueur des dernières blagues, et Patrick pendant ses épisodiques passages à Neuchâtel ; et dans les jours fastes pour leur amitié. Pour tous les autres retranchés dans des bureaux éloignés Pierre, Anna et Catherine.

A Viara et Séverine pour avoir partagé avec sympathie le nouveau bureau annexé dans les locaux de mathématiques.

Parmi les autres lieux fréquentés usuellement, je ne peux pas passer sous silence le labo RX, où j'ai été particulièrement aidée et conseillée pour dépouiller tous les diagrammes RX, en plus des nombreux services dépannage Mac (merci Marc). Je remercie tout particulièrement Marc, Thierry et Nevis pour leur constante amitié.

Non loin de là, se trouve l'antre du centre homéopathique, voire psychothérapeutique de l'institut, le labo où Mac, par sa gentillesse a su créer une ambiance sympathique, un grand merci pour toutes les discussions sérieuses et surtout les autres... pour ton aide sur le terrain et ta patience à faire et refaire de magnifiques lames minces... sans orbitolines !

Au Lasur qui grouille de sympathiques et joyeuses laborantines, Sabine pour les méditations amicales ou les chocolats à la cafet', Carlos et Florence.

A Pierre-Olivier, pour les week-ends de bonne humeur passés en sa compagnie.

A ma famille, et mes amis, qui, de près ou de loin m'ont encouragée tout au long de ce travail.

Enfin, à mon mari, Eric, qui par sa patience, ses encouragements, et surtout son aide, sans qui cette thèse n'aurait pas abouti.

Je remercie l'Office fédéral de topographie qui m'a permis (autorisation du 12.02.96) de reproduire et publier des extraits de cartes topographiques. Cette thèse a été réalisée grâce au soutien financier du Fonds National de la Recherche Scientifique (subsides n° 20-27577.89, n° 20-30091.90 et n° 20-33708.92)

Références

- ADATTE T. (1988). – Etude sédimentologique, minéralogique, micropaléontologique et stratigraphique du Berriasien-Valanginien du Jura central. Thèse Univ. Neuchâtel.
- ARNAUD H. (1981). – De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). *Géologie Alpine*, mém. HS 12, 3 vol., Grenoble, 804 p.
- ARNAUD H. & ARNAUD-VANNEAU A. (1989). – Séquences de dépôt et variations du niveau relatif de la mer au Barrémien et à l'Aptien inférieur dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. France*, V, 3, 651-660.
- ARNAUD H. & ARNAUD-VANNEAU A. (1992). – Les calcaires urgoniens des massifs septentrionaux et du Jura (France) : âge et discussion des données stratigraphiques. *Géologie Alpine*, Grenoble, 67, 63-79.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1969). – Quelques précisions concernant l'appareil embryonnaire du genre *Palorbitolina* Schroeder. *Rev. Micropal.*, Paris, V, 12, 1, 16-20.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H. & THIEULOUY J.-P. (1976). – Bases nouvelles pour la stratigraphie des calcaires urgoniens du Vercors (Massifs subalpins septentrionaux - France). *Newsl. Stratigr.*, Berlin. Stuttgart, 5 (2/3), 143-159.
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980). – Micropaléontologie, paléocéologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, Grenoble, Mém HS 11, 874 p.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., ADATTE T., ARGOT M., RUMLEY G. & THIEULOUY J.-P. (1987). – The lower Cretaceous from the Jura platform to the vocontian basin (Swiss Jura, France). Third international Cretaceous symposium, Tübingen, field-guide, excursion D., Tübingen, 128 p.
- ARNAUD-VANNEAU A., BOISSEAU T. & DARSAC C. (1988). – Le genre *Trocholina* Paalzov 1922 et ses principales espèces au Crétacé. *Revue de Paléobiologie*, Vol. Sp. 2, Muséum d'Histoire Naturelle, Genève, 353-377.
- ARNAUD-VANNEAU A. & MASSE J.-P. (1989). – Les foraminifères benthiques des formations carbonatées de l'Hauterivien-Barrémien *pro parte* du Jura vaudois et neuchâtelois (Suisse). *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, XI, 257-276.
- ARNAUD-VANNEAU A. & ARNAUD H. (1990). – Hauterivian to lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura). In : *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*; Blackwell scientific, éd., Carbonate Platforms, Facies, Sequences and Evolution, Oxford, 9, 203-233.
- ARNAUD-VANNEAU A. & ARNAUD H. (1991). – Sédimentation et variations relatives du niveau de la mer sur les plates-formes carbonatées du Berriasien-Valanginien inférieur et du Barrémien dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 162, 3, 535-545.
- ASTRÉ G. (1961). – Pachytraga tubuleux du Barrémien du Doubs. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, Toulouse, 96, 205-222.
- AUBERT D. (1975). – L'évolution du relief jurassien. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 68, 1, 1-64.
- BAUMBERGER E. (1898). – Ueber das Untere Urgonien von Champ-du-Moulin, Brenets und Cressier (Neuenburg). *Eclog. Geol. helv.*, Lausanne, V, 525-530.
- BAUMBERGER E. (1901). – Uber Facies und transgressionen der unteren Kreide am Nordrande der Meditranohelvetischen. *Bucht. Wiss. Beil. Ber. Töchterschule Basel*, 1900-1901, 1-44.
- BAUMBERGER E. & MOULIN H. (1899). – La série néocomienne à Valangin. *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.*, Neuchâtel, 26 (1898), 150-210.
- BERTSCHY R. (1958). – Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson (Kt. Waadt). *Eclogae geol. Helvetiae*, Bâle, 51, 2, 217-263.
- BIRKELUND T., HANCOCK J. M., HART M. B., RAWSON P. F., REMANE J., ROBASZINSKY F., SCHMID F. & SURLYK F. (1984). – Cretaceous stage boundaries - Proposals. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 33, 3-20.
- BLANC E. (1995). – Transferts de sédiments de plate-forme carbonatée à bassin. L'exemple du domaine nord-vocontien au Berriasien-Valanginien. Thèse Université Grenoble, 324p.
- BLONDEL T., CHAROLLAIS J., CLAVEL B., SCHROEDER R., MOJON P.-O. & MONTEIL E. (1986). – Jura méridional et chaînes subalpines, Livret-guide. *Publ. Dép. Géol. Paléont. Univ. Genève*, Genève, Sér. Guide Géol., 5, 107 p.
- BREYNART F. (1912). – Le gisement asphaltique du Val-de-Travers. *Ann. des Mines*, Paris, Série 11, II, 316-347.
- BRINDLEY G. W. & BROWN G. (1980). – Crystal structure and clay minerals and their X-ray identification. In : Mineralogical Society Monograph n°5, London, p. 495.
- BUCUR I. I. (1994). – Algues calcaires de la zone de Resita-Moldova Noua (Carpathes méridionales, Roumanie). *Revue de Paléobiologie*, Genève, 13, 1, 147-209.
- BUCZYNSKI C. & CHAFETZ S. (1993). – Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate : examples from laboratory experiments and recent sediments. in : Rezak R.; Lavoie D. L. ed., Carbonate Microfabrics, 105-116.
- BULOT L. G. (1992). – Les Olcostephaninae valanginiens et hauteriviens (Ammonitina, Cephalopoda) du Jura Franco-Suisse : Systématique et Intérêt biostratigraphique. *Revue de Paléobiologie*, 11, 149-166.
- BULOT L. G. (1995). – Les formations à ammonites du Crétacé inférieur dans le sud-est de la France (Berriasien à Hauterivien) : biostratigraphie, paléontologie et cycles sédimentaires. Thèse Univ. Grenoble, 375 p.
- BURRI F. (1956). – Die Rhynchonelliden der Unteren Kreide (Valanginien-Barrémien) im westschweizerischen Jura-gebirge. *Eclogae geol. Helv.*, Basel, 49, 2, 600-701.
- BUSNARDO R. (1963). – Le stratotype du Barrémien. I. Lithologie et macrofaune. In : Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, Septembre 1963). *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, Paris, 34, 101-116.
- BUSNARDO R. (1984). – Echelles stratigraphiques du Crétacé inférieur, Ammonites. In : Synthèse géologique du Sud-Est de la France (Eds. Debrand-Passard S et al.). *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, Orléans, 125, 291-293.
- BUSNARDO R., CLAVEL B. & CHAROLLAIS J. (1994). – Le « Pas de Pré Coquet » (Vercors septentrional, France) : révision des faunes, conclusions stratigraphiques. *Publ. Dép. Géol. Pal. Univ. Genève*, 14, 81-100.
- BUSNARDO R. & THIEULOUY J.-P. (1989). – Les ammonites de l'Hauterivien jurassien : révision des faunes de la région du stratotype historique de l'étage Hauterivien. *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, Neuchâtel, 11, 101-147.
- BUSNARDO R. & VERMEULEN J. (1986). – La limite Hauterivien-Barrémien dans la région stratotypique d'angles (SE de la

- France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **302**, 7, 457-459.
- CAILLEUX A. & TRICART J. (1965). – Initiation à l'étude des sables et des galets. C.D.U., Tome I, texte, Paris.
- CHAROLLAIS J., CONRAD M.-A., SCHROEDER R. & THIEULOY J.-P. (1969). – Sur deux gisements de Céphalopodes du Barrémien inférieur, aux Aravis et dans les Bauges. *C.R. des Séances, SPHN Genève, NS*, **4**, 3, Genève, 179-182.
- CHAROLLAIS J., CLAVEL B., BUSNARDO R. & MAURICE B. (1989). – L'Hauterivien du Jura du bassin genevois. *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, Neuchâtel, **XI**, 49-72.
- CHAROLLAIS J., CLAVEL B., SCHROEDER R., BUSNARDO R. & HORISBERGER P. (1994). – Mise en évidence de l'émersion post-urgonienne et de la lacune du Barrémien-Bédoulien inférieur/moyen dans le Jura neuchâtelois. *Publ. Dép. Géol. Pal. Univ. Genève*, **14**, 57-80.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1975). – *Dictyorbitolina ichnusae* n. gen. n. sp. (foram.) del Barremiano della Sardegna nord-occidentale. *Soc. Paleo. italiana*, **14/1**, p. 47-54.
- CLAVEL B., BUSNARDO R. & CHAROLLAIS J. (1986). – Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors (France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **302**, II, 8, 583-586.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J. & BUSNARDO R. (1987). – Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. *Eclogae geol. Helv.*, Basel, **80**, 1, 59-68.
- CLAVEL B. & CHAROLLAIS J. (1989). – Biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional. *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, Neuchâtel, **XI**, 291-298.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., SCHROEDER R., OERTLI H. & BUSNARDO R. (1994). – Révision de l'Aptien de Boveresse et nouvelle attribution chronostratigraphique de l'Urgonien du Jura neuchâtelois et vaudois. *Publ. Dép. géol. paléontol. Univ. Genève*, Genève, **14**, 25-56.
- CLAVEL B., SCHROEDER R., CHAROLLAIS J. & BUSNARDO R. (1994). – Biozonation de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur en domaine de plate-forme carbonatée. *Publ. Dép. Géol. Pal. Univ. Genève*, **14**, 1-14.
- Colloque sur le Crétacé inférieur (1965). – Lyon, Septembre 1963. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, **34**, 834 p.
- Colloque sur la Limite Jurassique-Crétacé (1975). – Lyon-Neuchâtel, 1973. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Orléans, **86**, 394 p.
- CONRAD M.-A. (1969). – Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **62**, 1, 1-79.
- CONRAD M.-A. & MASSE J.-P. (1989). – Corrélation des séries carbonatées de l'Hauterivien et du Barrémien p.p. dans le NW vaudois (Suisse). *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, Neuchâtel, **XI**, 307-322.
- CONRAD M.-A. & MASSE J.-P. (1989). – Les algues des formations carbonatées de l'Hauterivien-Barrémien *pro parte* du Jura vaudois et neuchâtelois (Suisse). *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, **XI**, 277-290.
- COQUAND H. (1862). – Sur la convenance d'établir dans le groupe inférieur de la formation crétacée un nouvel étage entre le Néocomien proprement dit (couche à *Toxaster complanatus* et à *Ostrea coulounni*) et le Néocomien supérieur (Étage Urgonien de d'Orbigny). *Mém. Soc. Emul. Provence*, **1**, 127-139.
- DARSAC C. (1983). – La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpains (Ain, Savoie), sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Grenoble.
- DE BRUN P., CHATELET C. & COSSMANN M. (1916). – Le Barrémien supérieur de Brouzet-lès-Alais (Gard). *Mém. Soc. géol. France, Paléontologie*, n°51.
- DE LOYS F. (1928). – Monographie géologique de la Dent du Midi. *Mat. carte géol. Suisse*, Berne, **58** N.S., 80 p.
- DE MONTMOLLIN A. (1833). – Mémoire sur le terrain crétacé du Jura. *Mém. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, **1**, 49-65.
- DE TRIBOLET M. (1877). – Note sur les gisements d'asphalte du Hanovre comparés à ceux du Val-de-Travers. *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, **11**, 266-271.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. & LIENHARDT M.-J. (1984). – Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM Fr.*, Orléans, **125**, 1, 615 p.
- DERCOURT J. (1985). – Atlas. Présentation des 9 cartes paléogéographiques à 1/20 000 000^e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, Série 8, **I**, 5, 637-652.
- DÉSOS E. (1854). – Quelques mots sur l'étage inférieur du groupe néocomien (étage Valanginien). *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, **3**, 172-180.
- DÉSOS E. (1864). – Tableau des formations géologiques du canton de Neuchâtel. *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, **VI**.
- DÉSOS E. & GRESSLY A. (1859). – Etudes géologiques sur le Jura Neuchâtelois. *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, Neuchâtel, **4**, 42 p.
- D'ORBIGNY A. (1847). – Paléontologie française. Terrains crétacés IV. Brachiopodes. 269 p., Paris
- DOUVILLÉ H. (1904). – Sur la structure des Orbitolines. *Bull. Soc. géol. France*, Séance du 20 juin 1904, Paris, **IV**, 653-661.
- DOUVILLÉ H. (1912). – Les Orbitolines et leurs enchaînements. *C.R. Acad. Sci. Paris*, séance du 23 Septembre 1912, Paris.
- DOUVILLÉ H. (1918). – Le Barrémien supérieur de Brouzet. *Mém. Soc. géol. France, Paléontologie*, **52**, 5-19.
- DUNHAM R. J. (1962). – Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, **1**, 108-121.
- EVERTS A. J. W., STAFLEU J., SCHLAGER W., FOUKE B. W. & ZWART E. (1995). – Stratal patterns, sediment composition, and sequence stratigraphy at the margin of the Vercors carbonate platform (Lower cretaceous, SE France). *Journal of Sedimentary Research*, **B65**, 1, 119-131.
- FERRERO J. (1965). – Dosage des principaux minéraux des roches par diffraction de Rayon X. Rapport C.F.P.
- FERRERO J. (1966). – Nouvelle méthode empirique pour le dosage des minéraux par diffraction R. X. Rapport C.F.P.
- FLÜGEL E. (1982). – Microfacies analysis of limestones. (Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York), 632 p.
- FOLK R. L. (1959). – Practical petrographic classification of limestones. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **43**, 1, p. 1-38.
- FOLK R. L. (1962). – Spectral subdivision of limestone types. Classification of carbonate rocks, Austin, Texas, *Am. Ass. Petrol. Geol.*, **1**, 62-84.
- FOURY G. (1968). – Le Crétacé inférieur des Alpilles, Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique. *Géobios*, Lyon, **1**, 119-164.
- FREI E. (1925). – Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura, insbesondere des Gebietes zwischen Gorges de l'Areuse und Gorges du Seyon. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, Bern, N.F. **55**, 1-98.
- FREY M. (1922). – Die Asphaltlagerstätten im schweizerischen Juragebirge mit besonderer Berücksichtigung des Val de Travers. *Beitr. Geol. Schweiz geotech.*, **9**, 36 p.
- GIDON M. (1978). – carte géologique de Grenoble à 1/50000^e, 2^e éd., B.R.G.M.
- GIDON P. (1952). – Une ammonite de l'Urgonien en Grande Chartreuse. *C. R. som. Soc. géol. France*, Paris, 237-238.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1946). – Nomenclature stratigraphique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *Trav. lab. Géol. Univ. Grenoble*, **XXV**, 59-88.
- GINDRAUX G. (1975). – Minéralogie du Crétacé moyen dans les forages de la Presta (Val-de-Travers). *Bull. Soc. neuch. Sci. Nat.*, Neuchâtel, **98**, 149-162.
- GUILLAUME H. (1956). – Une nouvelle espèce crétacée du genre *Dictyoconus* Blanckenhorn. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **49**, 1, 141-147.

- GUILLAUME H. (1957). – Géologie du Montsalvens (Préalpes fri-bourgeoises). *Mat. carte géol. Suisse*, Berne, N.S. **104**, 171 p.
- GUILLAUME S. (1966). – Le Crétacé du Jura Français. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, **1-5**, 297 p.
- GUILLAUME S. & PORTMANN J.-P. (1965). – Sur l'Aptien de Boveresse (Jura neuchâtelois). *Bull. Soc. nat. neuch.*, Neuchâtel, **3**, 88, 123-127.
- HAUG. (1920). – Traité de Géologie II, fasc. 2, Paris, 468 p.
- HEDBERG H. (1979). – Guide stratigraphique international, classification, terminologie et règles de procédures. (Sous-Commission internationale de Stratigraphie, Paris), 233 p.
- HEIM A. (1919). – Geologie der Schweiz, Band L, Molasseland und Juragebirge. Leipzig, p. 441-547.
- HEIM A. (1920). – Zur Geologie des Mont Bifé am Freiburger Alpenrand. *Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich*, Zürich, **LXV**, 435-461.
- HOEDEMAEKER P. J. & BULOT L. (1990). – Preliminary ammonite zonation for the lower Cretaceous of the mediterranean region. *Géologie alpine*, Grenoble, **66**, 123-127.
- HOEDEMAEKER P. J. & COMPANY M. (1993). – Ammonite zonation for the lower Cretaceous of the mediterranean region ; basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262. *Revista Espanola de Paleontologia*, Madrid, **8**, 1, 117-120.
- JACCARD A. (1861). – Sur quelques points de la géologie du Jura. *Actes Soc. helv. Sci. nat.*, **74**.
- JACCARD A. (1869). – Description géologique du Jura neuchâtelois, vaudois, des districts adjacents du Jura français et de la plaine suisse. *Mat. Carte géol. Suisse*, Berne, **6**, 336 p.
- JACCARD A. (1870). – Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. *Mat. Carte géol. Suisse*, **7**, 50-58.
- JACCARD A. (1890). – Note sur l'asphalte. *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, **18**, 174-174 et 190.
- JACCARD A. (1893). – Deuxième supplément à la description géologique du Jura neuchâtelois et vaudois, des districts adjacents du Jura français et de la plaine suisse. *Ibid.*, **7**.
- JACCARD A. (1893a). – Description géologique du Jura neuchâtelois, vaudois, des districts adjacents du Jura français et de la plaine suisse. *Mat. Carte géol. Suisse*, Berne, **7**, 1-313.
- JACCARD A. (1893b). – Contributions à la géologie du Jura. Sur l'Urgonien supérieur des environs d'Auvermier. *Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel*, Neuchâtel, **XXI**, 61-66.
- JORDI H. A. (1955). – Geologie der Umgebung von Yverdon (Jurafuss und mittelländische Molasse). *Beitr. geol. Karte Schweiz*, Bern, NF **99**, 1-89.
- KILIAN W. (1889). – Description géologique de la Montagne de Lure (Basse-Alpes). Thèse Univ. Paris, 458 p.
- KILIAN W. (1895). – Note stratigraphique sur les environs de Sisteron et contributions à la connaissance des terrains secondaires du Sud-Est de la France. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, **3/23**, 73-80.
- KILIAN W. (1907-1913). – Unterkreide (Paleocretacium). in : *Frech, Lethaea geonostica*, **2**, 3, n° 1-3.
- KILIAN W. & LORY P. (1900). – Notice sur les assises jurassiques du promontoire de l'Echaillon. *Bull. Soc. statist. Isère*, Grenoble, **5**, 523-525.
- KIRALY L. (1964). – Etude de la stratification entrecroisée dans la Pierre Jaune (Hauterivien supérieur) aux environs de Neuchâtel (Suisse). *Bull. Soc. neuch. Sci. nat.*, Neuchâtel, **87**, 181-207.
- KIRALY L. (1965). – Structure sédimentaire et composition de la « Pierre Jaune » (Hauterivien sup.) des environs de Neuchâtel (Suisse). *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, **58**, 789-798.
- KLUG H. P. & ALEXANDER L. (1974). – X-ray Diffraction Procedures for Polycrystalline and Amorphous Materials. (John Wiley and Sons, Inc., New York).
- KNAB A. (1869). – Théorie de la formation de l'asphalte au Val-de-Travers et de la production de bitumes volatiles en général. *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, **8**, 218, 226 et 236.
- KÜBLER B. (1964). – Les argiles indicateurs du métamorphisme. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, Paris, **19**, 1093-1112.
- KÜBLER B. (1969). – Crystallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal part of the Alps. *Jahrestagung der Deutsch. mineralog. Gesellsch.*, Referate der Vorträge, **47.**, 29-40.
- KÜBLER B. (1983). – Dosage quantitatif des minéraux majeurs des roches sédimentaires par diffraction X. *Cahiers de l'Institut de Géologie de Neuchâtel*, Suisse.
- KÜBLER B. (1987). – Cristallinité de l'illite, méthodes normalisées de préparations, méthodes normalisées de mesures. *Cahiers de l'Institut de Géologie de Neuchâtel*, Suisse.
- KÜBLER B. (1990). – « Cristallinité » de l'illite et mixed-layers : brève révision. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 89-93.
- LAFARGE D. (1978). – Etude géologique du plateau de Saint-Remèze, Ardèche. Stratigraphie, cartographie, sédimentologie, tectonique. Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon, 119 p.
- LOEBLICH A. R. J. & TAPPAN H. (1988). – Foraminiferal genera and their classification. In : Vol.1, 2, Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 p.
- LOEBLICH A. R. J. & TAPPAN H. (1988). – Foraminiferal genera and their classification - Plates -. Vol. 2, 2, (Van Nostrand Reinhold Company, New York), 847 pl.
- LORY P. (1898). – Sur le Crétacé inférieur du Dévoluy et des régions voisines. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (3) **26**, 132-138.
- MARCOU J. (1848). – Recherches géologiques sur le Jura salinois. *Mém. Soc. géol. France*, Paris, Vol. II, part. 3, 76 p.
- MARCOU J. (1859). – Sur le néocomien dans le Jura et son rôle dans la série stratigraphique. *Arch. Sci. phys. nat. Genève*.
- MASSE J.-P. (1976). – Les calcaires urgoniens de Provence. Valanginien - Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse doctorat Etat Univ. Aix-Marseille II, 445 p.
- MASSE J.-P. (1993). – Early Cretaceous Dasycladales biostratigraphy from Provence and adjacent regions (South of France, Switzerland, Spain). A reference for Mesogean correlations. *Boll. Soc. Paleontol. Ital.*, Mucchi, Modena, Spec. Vol. **1**, 311-324.
- MASSE J.-P. (1994). – L'évolution des Requièniidae (Rudistes) du Crétacé inférieur : caractères, signification fonctionnelle adaptative et relations avec les modifications des paléoenvironnements. *Géobios*, Villeurbanne, **27**, 3, 321-333.
- MASSE J.-P. & ALLEMAN J. (1982). – Relations entre les séries carbonatées de plate-forme provençale et sardé au Crétacé inférieur. *Cretaceous Research*, London, **3**, 19-33.
- MASSE J.-P., CONRAD M.-A. & REMANE J. (1989). – Le « Calcaire à *Pachytraga tubiconcha* » (rudiste), épisode urgonien de l'Hauterivien carbonaté du Jura franco-suisse. *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, Neuchâtel, **XI**, 73-80.
- MÉIA J. (1965). – Géologie de la Montagne de Boudry (Jura neuchâtelois, Suisse). *Bull. Soc. neuch. Géogr.*, Neuchâtel, **53**, 2, 1-47.
- MÉIA J. (1987). – Derniers regards sur la Mine d'asphalte de La Presta (Val-de-Travers, Jura neuchâtelois, Suisse). *Bull. Assoc. Suisse des Géol. et Ing. du pétrole*, **53**, 125, 47-56.
- MOORE C. H. (1989). – Carbonate diagenesis and porosity. *Developments in sedimentology*, **46**, 338 p.
- MOORE D. M. & REYNOLDS J. R. C. (1989). – X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. (Oxford University Press, Oxford, New York), 332 p.
- MORET L. & DELEAU P. (1960). – Notes de paléontologie savoisiennne : découverte d'Ammonites dans le Berrias et l'Urgonien des environs d'Annecy (Hte Savoie). *Trav. lab. géol. de la faculté des Sciences de Grenoble*, **36**, 43-44.
- MOUCHET P. (1995). – Le Kimméridgien du Jura Central. Microfaciès, minéralogie et interprétation séquentielle. Thèse Univ. Neuchâtel.

- MOUTY M. (1966). – Le Néocomien du Jura méridional. Thèse de doctorat n°1369, Univ. Genève.
- NOLTHÉNIUS A. B. T. (1921). – Etude géologique des environs de Vallorbe (Canton de Vaud). *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse*, Berne, N.S. 48.
- OERTLI H. (1989). – Ostracoda from the historical type region of the Hauterivian stage in the Jura mountains (Switzerland, France). in : *Soc. neuch. Sci. nat. Univ. Neuchâtel*, éd., Révision de l'étage Hauterivien (région-type et environs, Jura franco-suisse), Neuchâtel, XI, 205-222.
- OINUMA K., SHIMODA S. & SUDO T. (1972). – Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. *Jour. of the Tokyo Univ., Gene. Educ.*, 15, 1-33..
- ORTUNO F., ADATTE T., UBILLA O. A., VELASQUEZ J. M. & RAMIREZ A. R. (1990). – Evolucion geodinamica de los depositos del Jurásico Superior en el area del Prospecto Saltillo, Implicaciones economico-petroleras. Proyecto CAO-4027. Informe Instituto Mexicano del Petroleo, Inédit, 550 p.
- PAQUIER V. (1900). – Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. Thèse Univ. Paris. Allier éd., Grenoble, 402 p.
- PÉRÈS J.-M. & PICARD. (1959). – On the vertical distribution of benthic communities. First Inter. Oceanogr. Congr., New-York.
- PERSOZ F. (1982). – Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, Bern, N.F. 155, 1-52.
- PERSOZ F. & KÜBLER B. (1968). – Etude pétrographique des roches carbonatées - la limite Jurassique-Crétacé dans quelques sondages et affleurements du Jura neuchâtelois. *Eclog. géol. Helv.*, Bâle, 61, 2, 104-107.
- PERSOZ F. & STEINHAUSER N. (1970). – Microfaciès, pétrographie et géochimie du Crétacé inférieur de Molard de Vions (Jura méridional). *C.R. des Séances, SPHN Genève*, NS 5, 2-3, 177-190.
- REMANE J. (1982). – Die Kreide des Neuenburger Juras. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, Stuttgart, N.F. 64, 47-59.
- REMANE J. (1989a). – The historical type Hauterivian of the Jura mountains : original definition, actual concept, lithostratigraphic subdivision. *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, Neuchâtel, XI, 9-18.
- REMANE J. (1991). – The Jurassic Cretaceous Boundary - Problems of Definition and Procedure. *Cretaceous Research*, London, 12, 5, 447-453.
- REMANE J., BUSNARDO R., CHAROLLAIS J., CLAVEL B. & THIEULOUY J.-P. (1989b). – Description de profils dans l'Hauterivien de la région neuchâteloise, du Mont-de-Chablion et des environs de Sainte-Croix (cantons de Neuchâtel et de Vaud, Suisse). *Mém. Soc. neuch. Sci. nat.*, Neuchâtel, XI, 19-48.
- REMANE J. *et al.* (1989). – Révision de l'étage Hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). *Mém. Soc. neuchâtel. Sci. nat.*, XI, 322 p.
- RENEVIER E. (1874). – Tableaux des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre avec leur représentant en Suisse et dans les régions classiques, leur synonymie et les principaux fossiles de chaque étage. *Bull. de la Soc. Vaud. des Sci. Nat.*, 13.
- RENZ O. & JUNG P. (1978). – Aptian to Maastrichtian in the Swiss Jura Mountains. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, 71, 1, 1-18.
- REY P. & KÜBLER B. (1983). – Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction-X à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 63, 25-36.
- RICKENBACH E. (1925). – Description géologique du Val de Travers, du Cirque de Saint-Sulpice et de la Vallée de La Brévine. Thèse n° 402, Université de Neuchâtel, 74 p.
- ROLLI M. (1991). – Essai de corrélation entre les données géotechniques, minéralogiques et granulométriques de sédiments quaternaires au bord du Lac de Neuchâtel le long du tracé de la route nationale N5 entre Saint-Blaise et Monruz-Neuchâtel. *Diplôme de Géologie*, Université de Neuchâtel, 149 p.
- RUMLEY G. (1992). – Sédimentologie, minéralogie et stratigraphie de l'Hauterivien dans le Jura neuchâtelois et vaudois (Suisse). Thèse de doctorat, Univ. Neuchâtel.
- RUMLEY G. & ADATTE T. (1983). – Méthode rapide de séparation des fractions < 2 et 2-16 microns, pour analyse diffraction X. *Cahiers de l'Inst. géol. Neuchâtel, Suisse*, Série A.G. 5.
- SALVADOR A. (1994). – International stratigraphic guide (Second Edition). in : IUGS & GSA, Boulder.
- SAYN G. (1889). – Ammonites de la couche à *Holcostephanus astieri* de Villers-le-Lac. *Arch. Sci. phys. nat.*, 3, 22.
- SCHARDT H. (1879). – Notice géologique sur la molasse rouge et le terrain sidérolithique du pied du Jura. *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, 16, 609 p.
- SCHARDT H. (1907). – Sur l'origine de l'asphalte contenue dans les calcaires urgoniens du Jura. *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, 34, 311-313.
- SCHARDT H. (1910). – Mélanges géologiques sur le Jura Neuchâtelois et les régions limitrophes ; XLVII. Sur une carrière romaine à La Lance près de Vaumarcus. *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, XXXVII.
- SCHARDT H. (1911). – Note sur les gisements asphaltifères du Jura. *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, 37, 398-424.
- SCHARDT H. & DUBOIS A. (1903). – Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois). *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.*, Neuchâtel, 30, 195-352.
- SCHROEDER R. (1993). – Evolution du genre *Valserina* Schroeder *et al.* 1968 et l'origine des Palorbitolines [Foraminifera]. *Paläont. Z.*, Stuttgart, B.67, 3/4, 245-251.
- SCHROEDER R. (1994). – Description de *Praedictyorbitolina claveli* n. sp., orbitolinidé (Foraminifera) de l'Hauterivien supérieur du Jura neuchâtelois et vaudois (Suisse). *Publ. Dép. géol. paléontol. Univ. Genève*, Genève, 14, 15-24.
- SCHROEDER R., BUSNARDO R., CLAVEL B. & CHAROLLAIS J. (1989). – Position des couches à *Valserina brönnimanni* Schroeder et Conrad (Orbitolinidés) dans la biozonation du Barrémien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, 2093-2100.
- SCHROEDER R., CHAROLLAIS J. & CONRAD M.-A. (1968a). – Essai de biozonation au moyen des *Orbitolinidae* dans les calcaires urgoniens de la Haute-Savoie et de l'Ain (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267, 390-393.
- SCHROEDER R., CHAROLLAIS J. & CONRAD M.-A. (1969). – Neunter beitrage über die Foraminiferen der Unterkreide der Gegend von Genf. Weitere Studien en Orbitoliniden des Urgons. *Arch. Sci. Genève*, 22, 1, 91-104.
- SCHROEDER R., CLAVEL B. & CHAROLLAIS J. (1990). – *Praedictyorbitolina carthusiana* n. gen. n. sp., Orbitolinidé (Foraminifera) de la limite Hauterivien-Barrémien des Alpes occidentales. *Paläont. Z.*, Stuttgart, 64, 3/4, 193-202.
- SCHROEDER R. & CONRAD M.-A. (1968b). – Huitième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. *Eopalorbitolina charollaisi*, n. gen. ; n. sp., un Orbitolinidé nouveau du Barrémien à faciès urgonien. *C. R. Séance SPHN Genève*, N.S. 2, 3, 145-162.
- SCHROEDER R., CONRAD M.-A. & CHAROLLAIS J. (1967). – Sixième note sur les Foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Contribution à l'étude des Orbitolinidae : *Valserina brönnimanni* SCHROEDER & CONRAD, n. gen., n. sp. ; *Paleodictyconus cuvillieri* (Foury). *Arch. Sc. Genève*, 20, 2, 199-222.
- SMITH A. G., SMITH D. G. & M. FUNNELL B. (1994). – Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. (Cambridge University Press).
- SOMMARUGA A. (1996-en cours-). – Geology of the central Jura and the Molasse Basin : new insight into an evaporite-based

- foreland fold and thrust belt. Thèse de doctorat, Univ. Neuchâtel.
- THIEULOY J.-P. & GIROD J.-P. (1964). – L'Aptien et l'Albien fossilifères du synclinal d'Autrans (Vercors septentrional). *Trav. Lab. géol. Univ. Grenoble*, **40**, 91-111.
- THIRRIA E. (1836). – Mémoire sur le terrain jura-crétacé de la Franche-Comté. *Ann. des Mines*, **10**, 1-51.
- THURMANN J. (1836). – Lettre à M. E. de Beaumont. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, **7**, p. 209.
- TRÜMPY R. (1980). – Geology of Switzerland : a guide book. Part A, (Wepf and Co., Basel, New-York).
- TUCKER M. E. & WRIGHT V. P. (1990). – Carbonate Sedimentology. Publications Blackwell Scientific, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, 482 p.
- TWENTHOFEL W. (1936). – Marine unconformities, marine conglomerates and thicknesses of strata. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **20**, 6, 677-703.
- VAIL P. R., AUDEMARD F., BOWMAN S. A., EISNER P. N. & PEREZ-CRUZ C. (1991). – The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In : Cycles and events in stratigraphy, verlag Springer, *Am. Ass. Petr. Geol.*, Mem. **26**, 1, 617-659.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M., TODD R. G., WIDMERI J. W., THOMPSON S., SANGREE J. B., BUBB J. N. & HATELID W. G. (1977). – Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. in : AAPG, éd., Sequence stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration, *Am. Ass. Petr. geol.*, Mem. **26**, 49-212.
- VIÉBAN F. (1983). – Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie. Dolomitisation, fracturation et porosité au voisinage d'une faille majeure (Urgonien du massif subalpin du Vercors). Thèse 3e cycle, Univ. Grenoble, 291 p.
- WAIBEL A. & BURRI F. (1956). – Lexique stratigraphique international, Europe, Suisse, Jura et fossé du Rhin (Fascicule 7a). Congrès Géologique International, Fascicule 7a.
- WERNLI R. & SCHULTE S. (1993). – *Bdelloidina urgoniensis* n. sp., foraminifère constructeur de biohermes dans l'Urgonien de Haute-Savoie (France). *Ecolgae geol. Helv.*, Basel, **86**, 2, 529-541.
- ZWEIDLER D. (1985). – Genèse des gisements d'asphalte des formations de la Pierre jaune de Neuchâtel et des calcaires urgoniens du Jura. (Jura neuchâtelois et Nord vaudois, Suisse). Thèse Univ. Univ. Neuchâtel, inédit, 107 p.

ANNEXE

Cette partie rassemble les données analytiques qui ont été utilisées pour l'élaboration des documents synthétiques qui figurent dans le corps du texte.

Pour la légende des figurés, se reporter à la page 290.

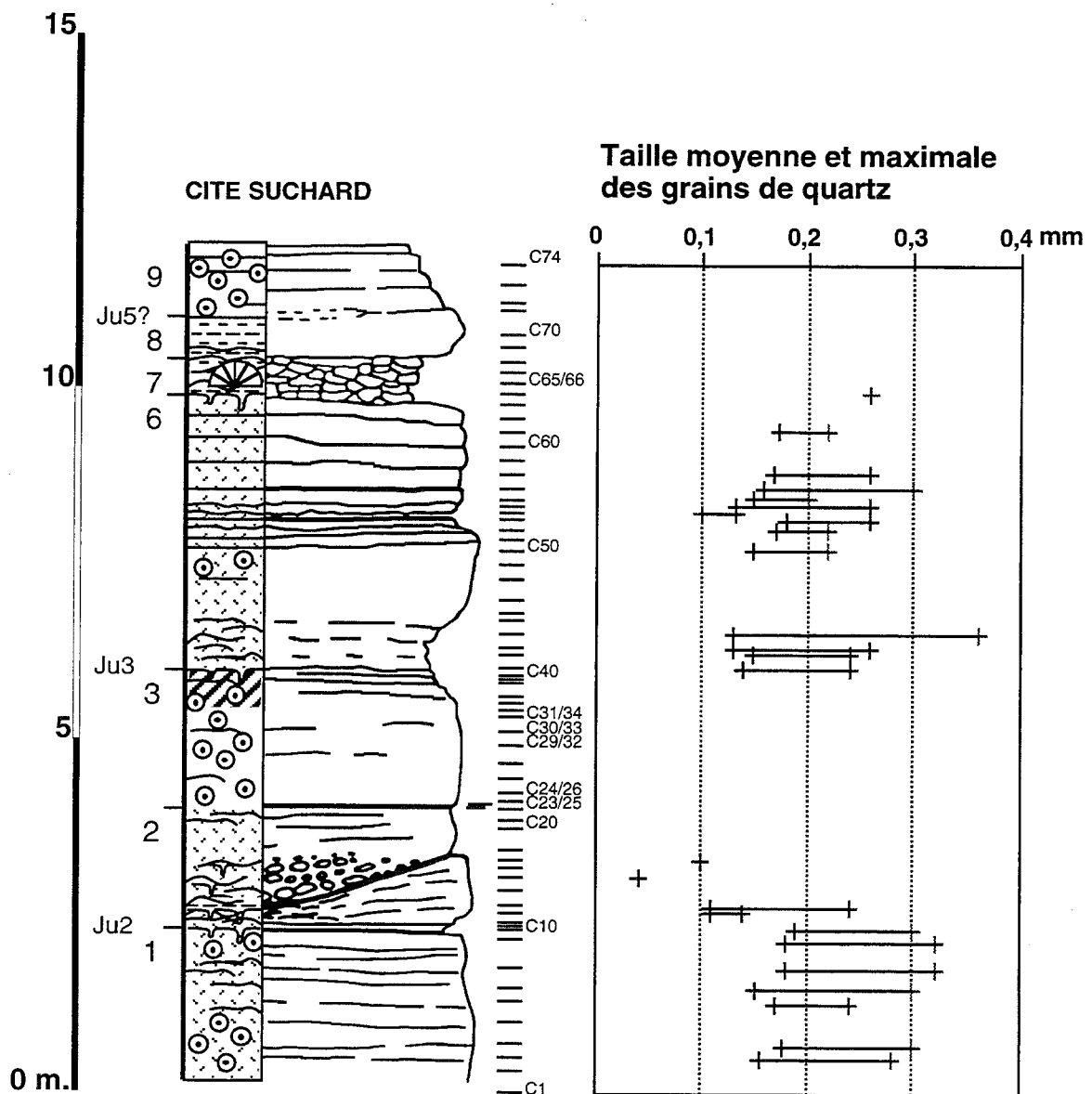


FIG. 90.— Coupe de la Cité Suchard, taille des grains de quartz.

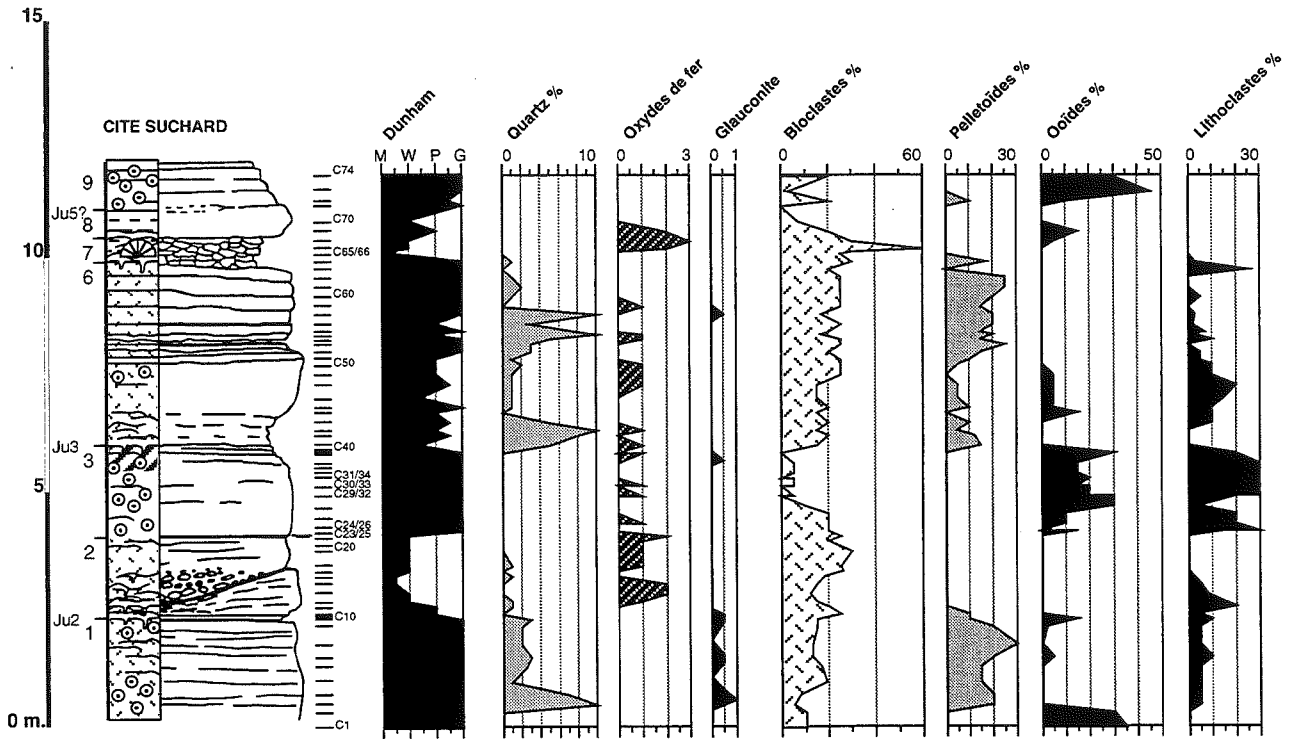


FIG. 91.- Coupe de la Cité Suchard, répartition des éléments figurés.

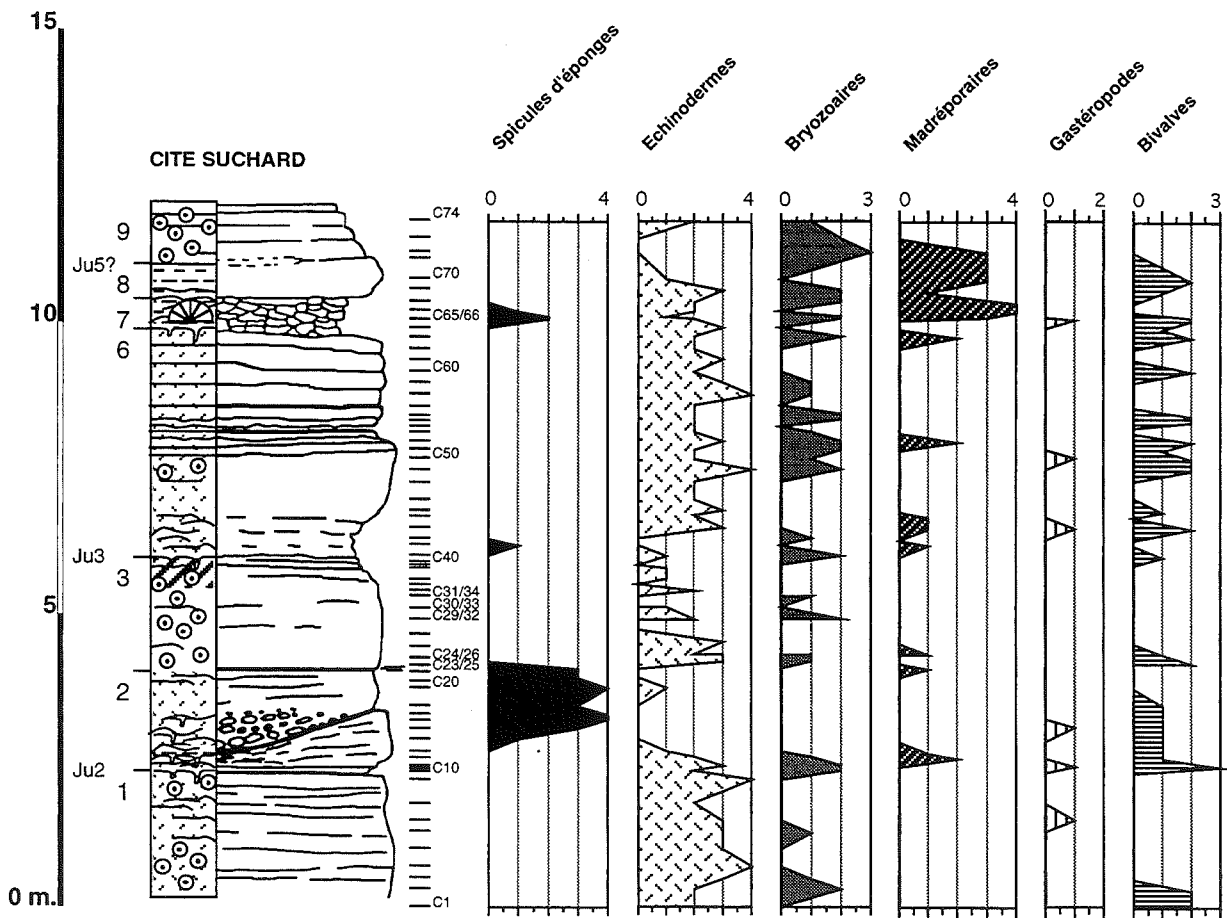


FIG. 92.- Coupe de la Cité Suchard, répartition des bioclastes.

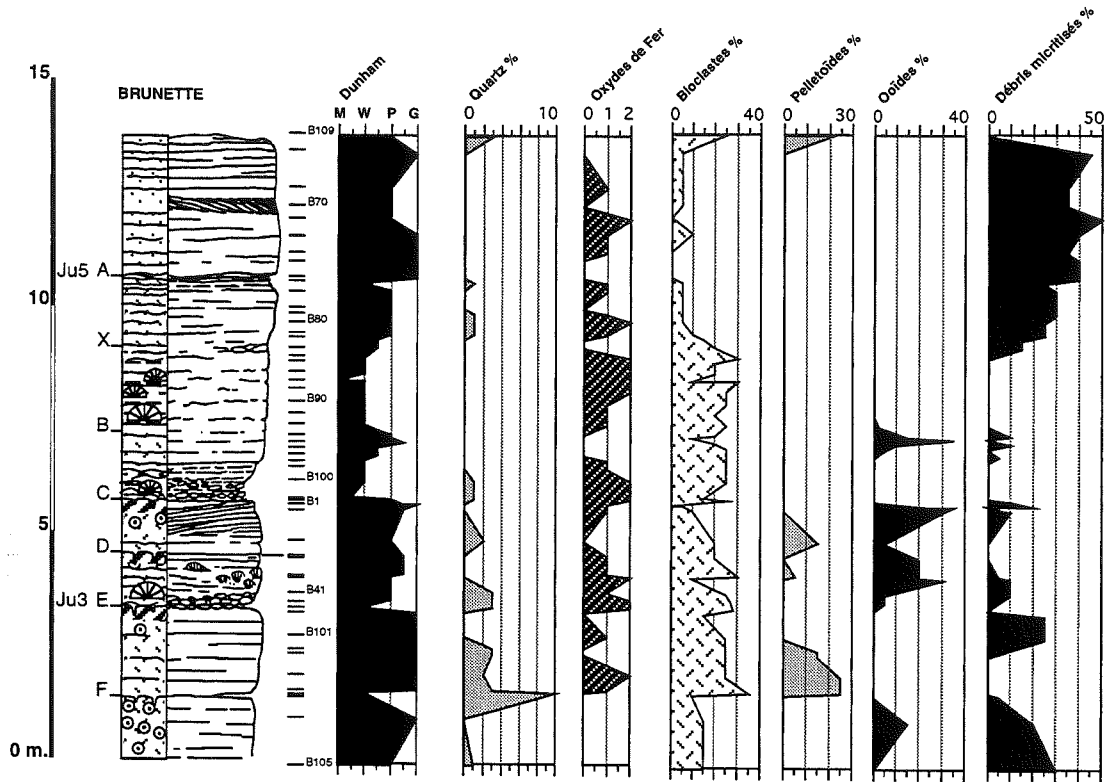


FIG. 93.- Coupe de Brunette, répartition des éléments figurés.

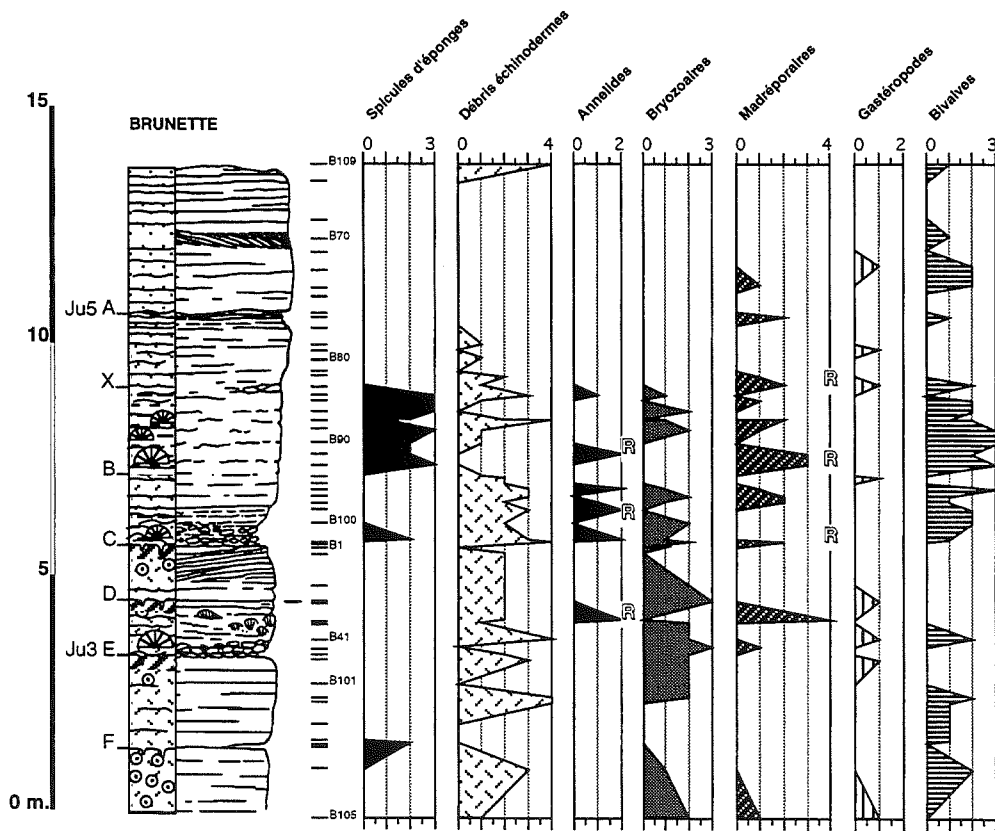


FIG. 94.- Coupe de Brunette, répartition des bioclastes.

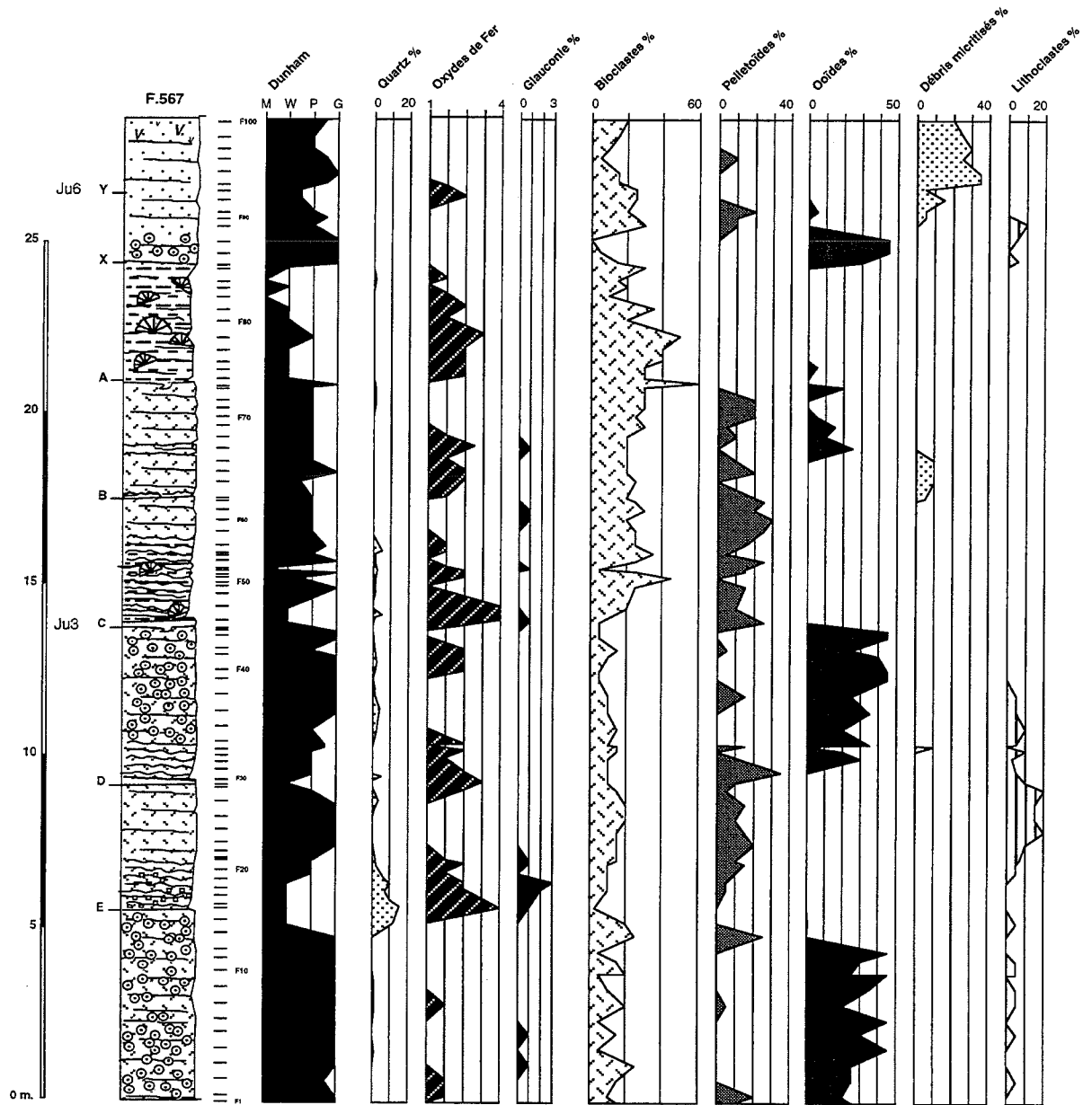


FIG. 96.- Forage F567, répartition des éléments figurés.

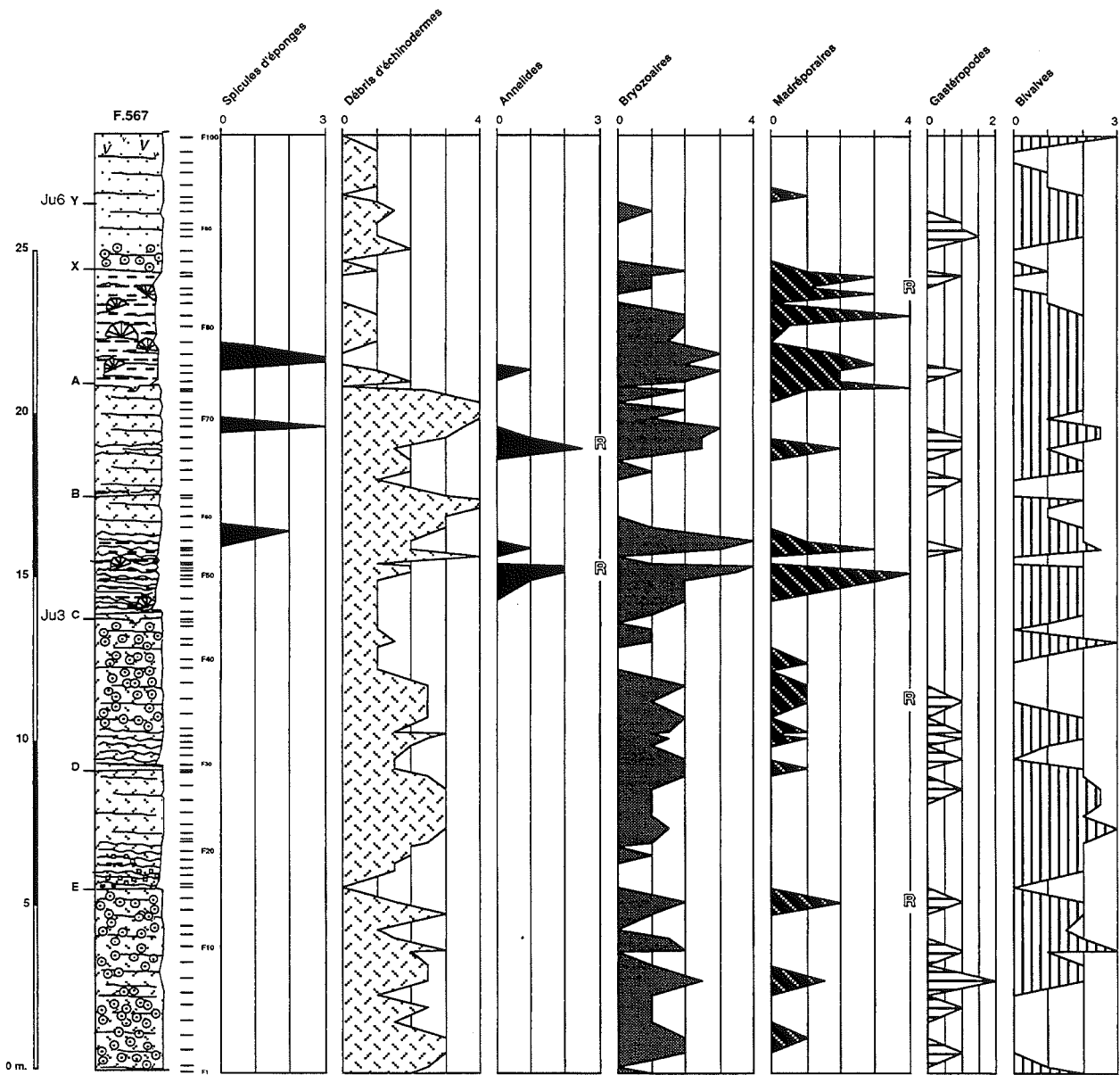


FIG. 97.- Forage F567, répartition des bioclastes.

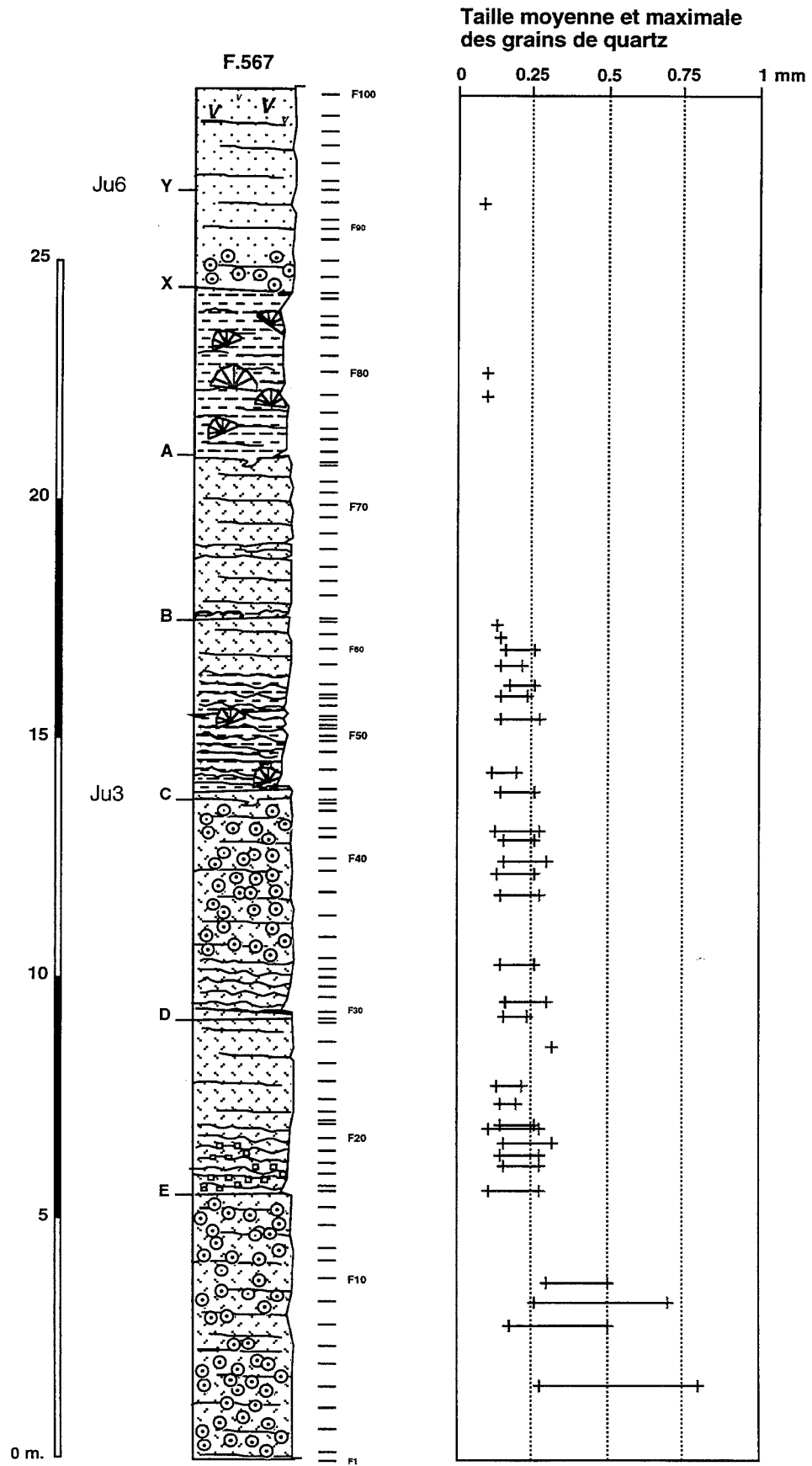


FIG. 98.- Forage F. 567, taille des grains de quartz.

Légende : ° rare; o transporté (présent); O transporté (abondant); x "en place" (présent); X "en place" (abondant).

															JUL3		Séquence	
															C		Discontinuités	
															445		Echantillon (F)	
																		<i>Rumanoloculina robusta</i>
																		<i>Terquemella</i> sp.
																		<i>Salpingoporella melitae</i>
																		<i>Fiabellamina</i> ? sp.
																		<i>Pseudonumoloculina</i> sp.
																		<i>Trocholina odukpaniensis</i>
																		<i>Charentia cuvillieri</i>
																		<i>Lenticulina (L.) cf. espitalei</i>
																		<i>Gros agglutinés</i>
																		<i>Meandrospira lavrei</i>
																		<i>Orbitolinidae</i> ind.
																		<i>Choffatella decipiens</i>
																		<i>Glomospira watersi</i>
																		<i>Eclusia decastroi</i>
																		<i>Dasydacea</i> ind.
																		<i>Pseudoactinoporella fragilis</i>
																		<i>Melathrokerion valserinensis</i>
																		<i>Sabaudia minuta</i>
																		<i>Neotrocholina</i> sp. (arrondie)
																		<i>Neotrocholina</i> sp.
																		<i>Valvulinera</i> sp.1
																		<i>Dobrogelina</i> ? <i>carthusiana</i>
																		<i>Boueina</i> sp.
																		<i>Nautiloculina cretacea</i>
																		<i>Neotrocholina</i> aff. <i>frburgensis</i>
																		<i>Praedictyorbitolina</i> sp.
																		<i>Praedictyorbitolina carthusiana</i> ?
																		<i>Dissocladella hauteriviana</i>
																		<i>Angioporella neocomiensis</i>
																		<i>Montiella</i> ? <i>elitzae</i>
																		<i>Verneuilina</i> cf. <i>polonica</i>
																		<i>Paracoskinolina</i> sp.
																		<i>Arenobulimina</i> sp.
																		<i>Arenobulimina</i> ?
																		<i>Cayeuxia</i> sp.
																		Dissolution
																		Ooides à cortex dissout
																		Ooides à cortex radiaire

															JUL4		Séquence	
															JUL5		Discontinuités	
															X 97		Echantillon (F)	
																		<i>Rumanoloculina robusta</i>
																		<i>Terquemella</i> sp.
																		<i>Salpingoporella melitae</i>
																		<i>Fiabellamina</i> ? sp.
																		<i>Pseudonumoloculina</i> sp.
																		<i>Trocholina odukpaniensis</i>
																		<i>Charentia cuvillieri</i>
																		<i>Lenticulina (L.) cf. espitalei</i>
																		<i>Gros agglutinés</i>
																		<i>Meandrospira lavrei</i>
																		<i>Orbitolinidae</i> ind.
																		<i>Choffatella decipiens</i>
																		<i>Glomospira watersi</i>
																		<i>Eclusia decastroi</i>
																		<i>Dasydacea</i> ind.
																		<i>Pseudoactinoporella fragilis</i>
																		<i>Melathrokerion valserinensis</i>
																		<i>Sabaudia minuta</i>
																		<i>Neotrocholina</i> sp. (arrondie)
																		<i>Neotrocholina</i> sp.
																		<i>Valvulinera</i> sp.1
																		<i>Dobrogelina</i> ? <i>carthusiana</i>
																		<i>Boueina</i> sp.
																		<i>Nautiloculina cretacea</i>
																		<i>Neotrocholina</i> aff. <i>frburgensis</i>
																		<i>Praedictyorbitolina</i> sp.
																		<i>Praedictyorbitolina carthusiana</i> ?
																		<i>Dissocladella hauteriviana</i>
																		<i>Angioporella neocomiensis</i>
																		<i>Montiella</i> ? <i>elitzae</i>
																		<i>Macroporella</i> ? <i>praturtoni</i>
																		<i>Verneuilina</i> cf. <i>polonica</i>
																		<i>Paracoskinolina</i> sp.
																		<i>Arenobulimina</i> sp.
																		<i>Arenobulimina</i> ?
																		<i>Cayeuxia</i> sp.
																		Dissolution
																		Ooides à cortex dissout
																		Ooides à cortex radiaire

Tab. 11.- Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues du forage F.567.

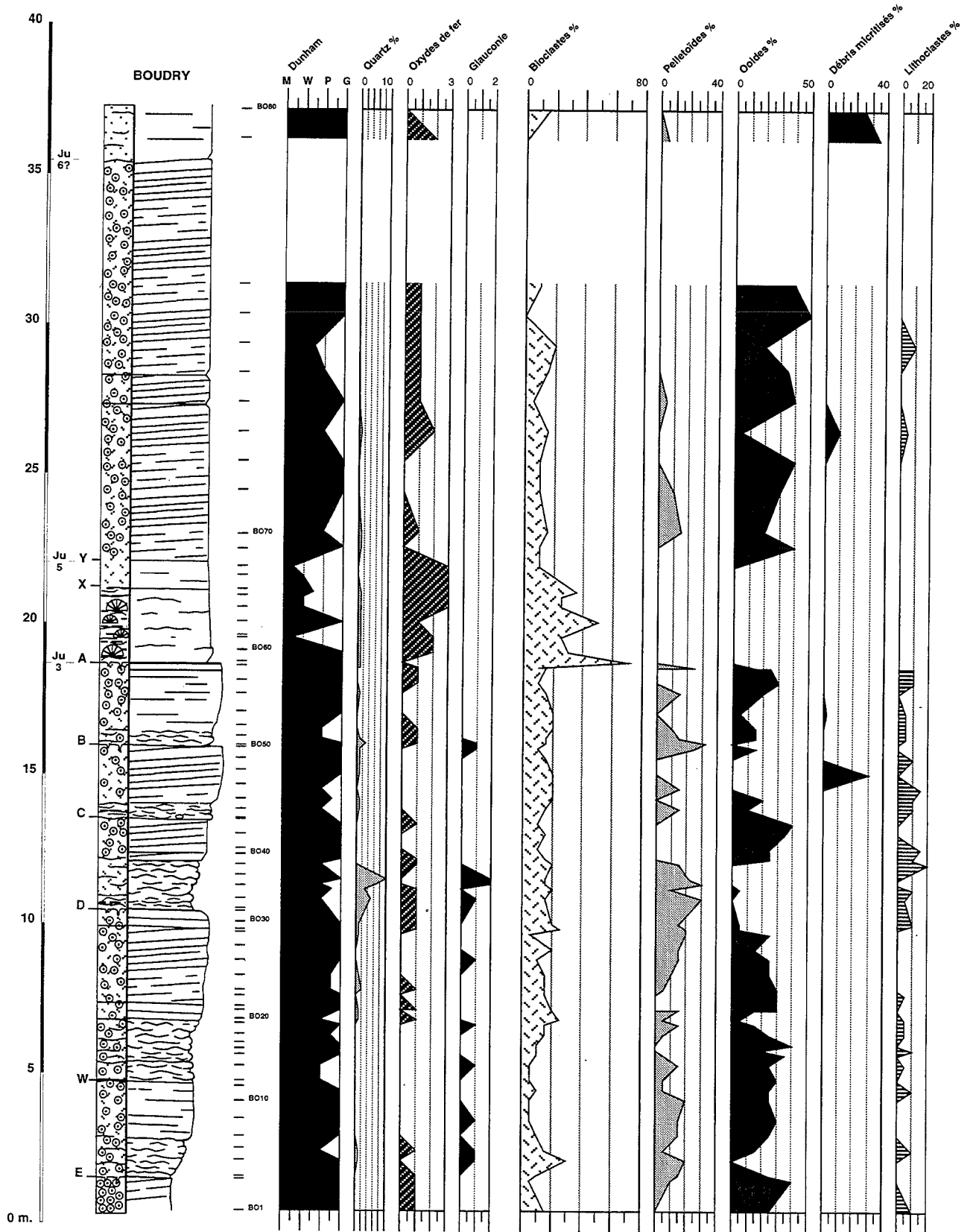


FIG. 99.- Coupe de Boudry, répartition des éléments figurés.

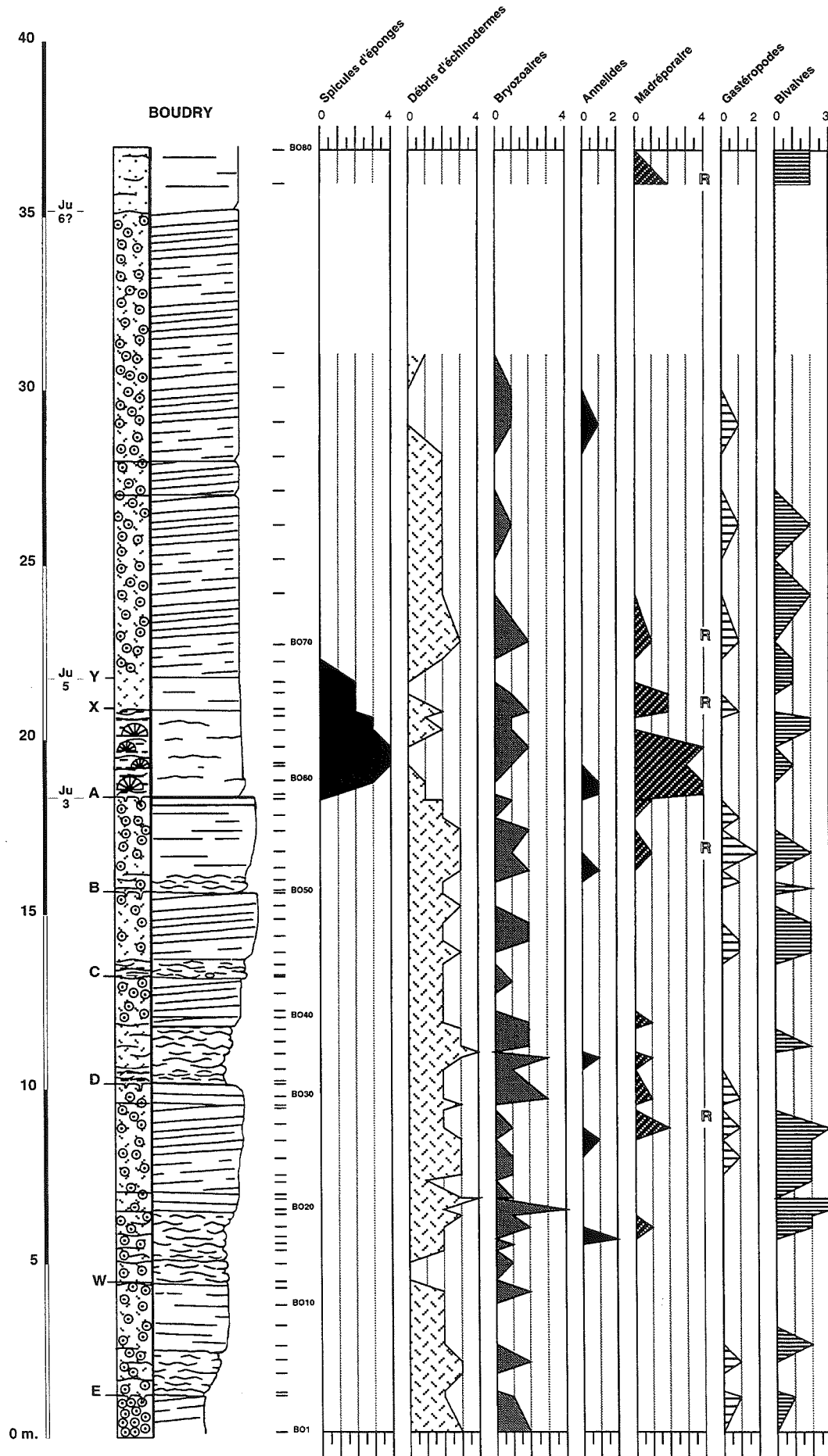


FIG. 100.- Coupe de Boudry, répartition des bioclastes.

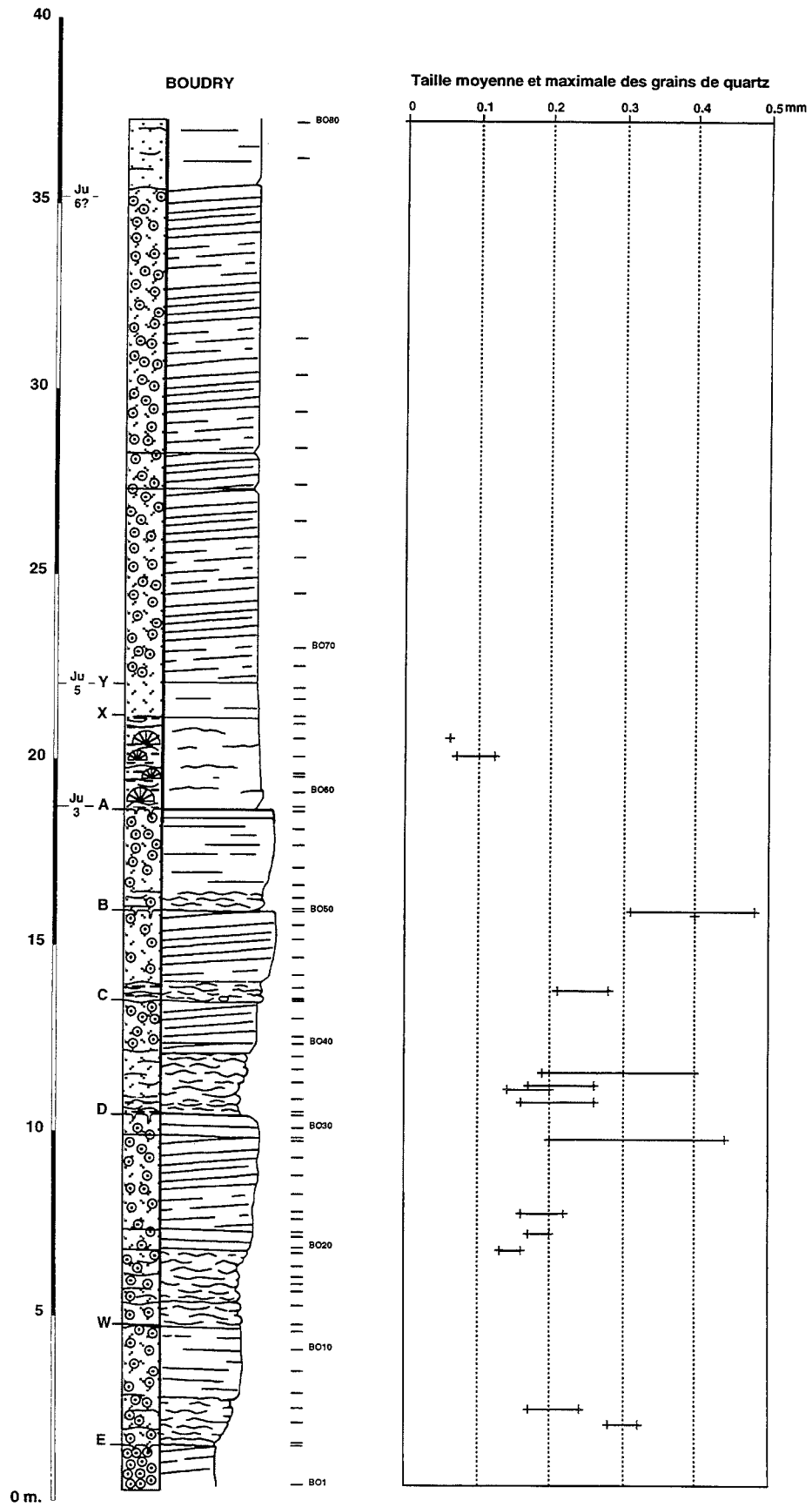


FIG. 101.- Coupe de Boudry, taille des grains de quartz.

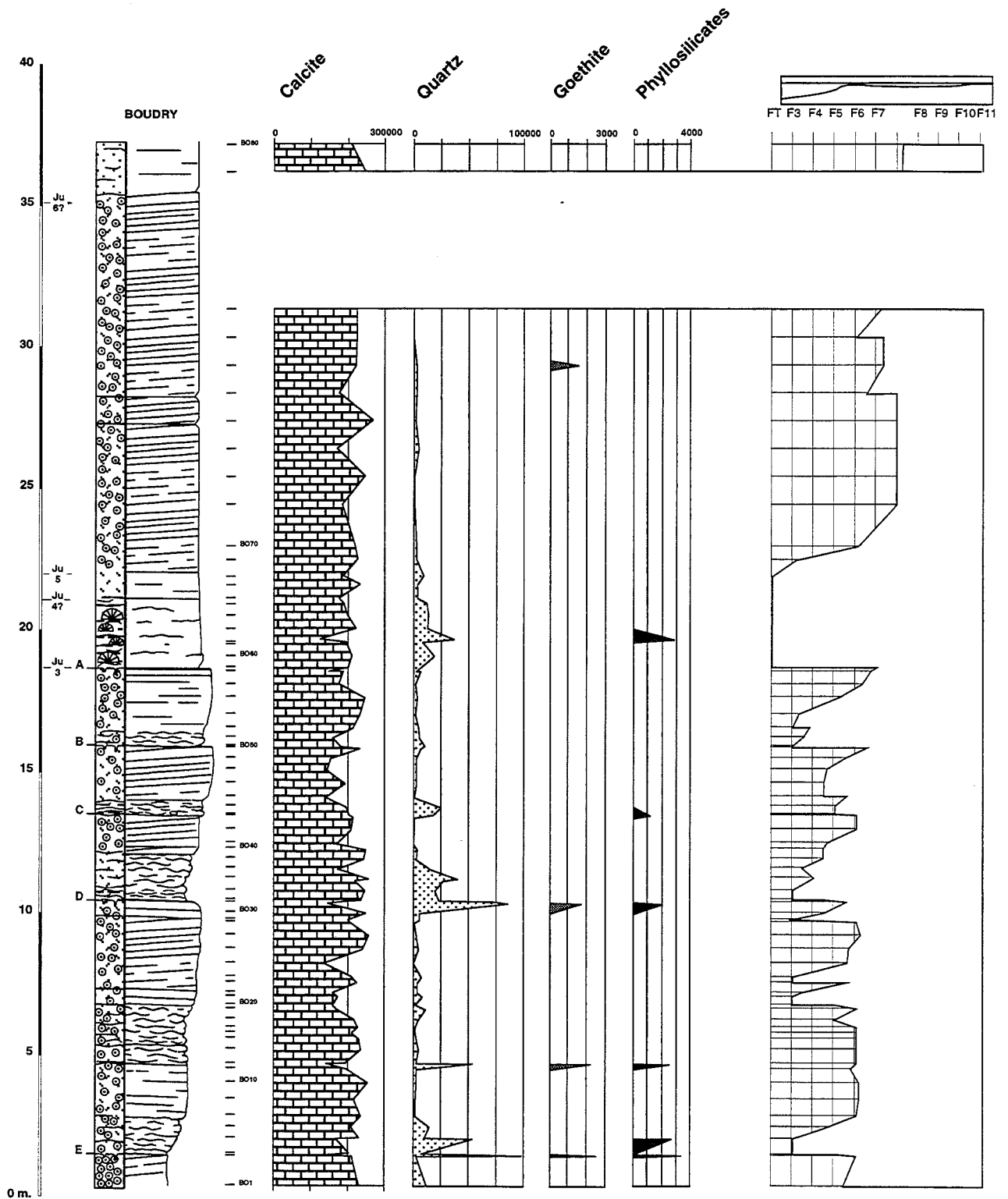


FIG. 102.- Coupe de Boudry, répartition, en intensités brutes (Coups Par Minute), des minéraux de la roche totale ; comparaison avec les microfaciès.

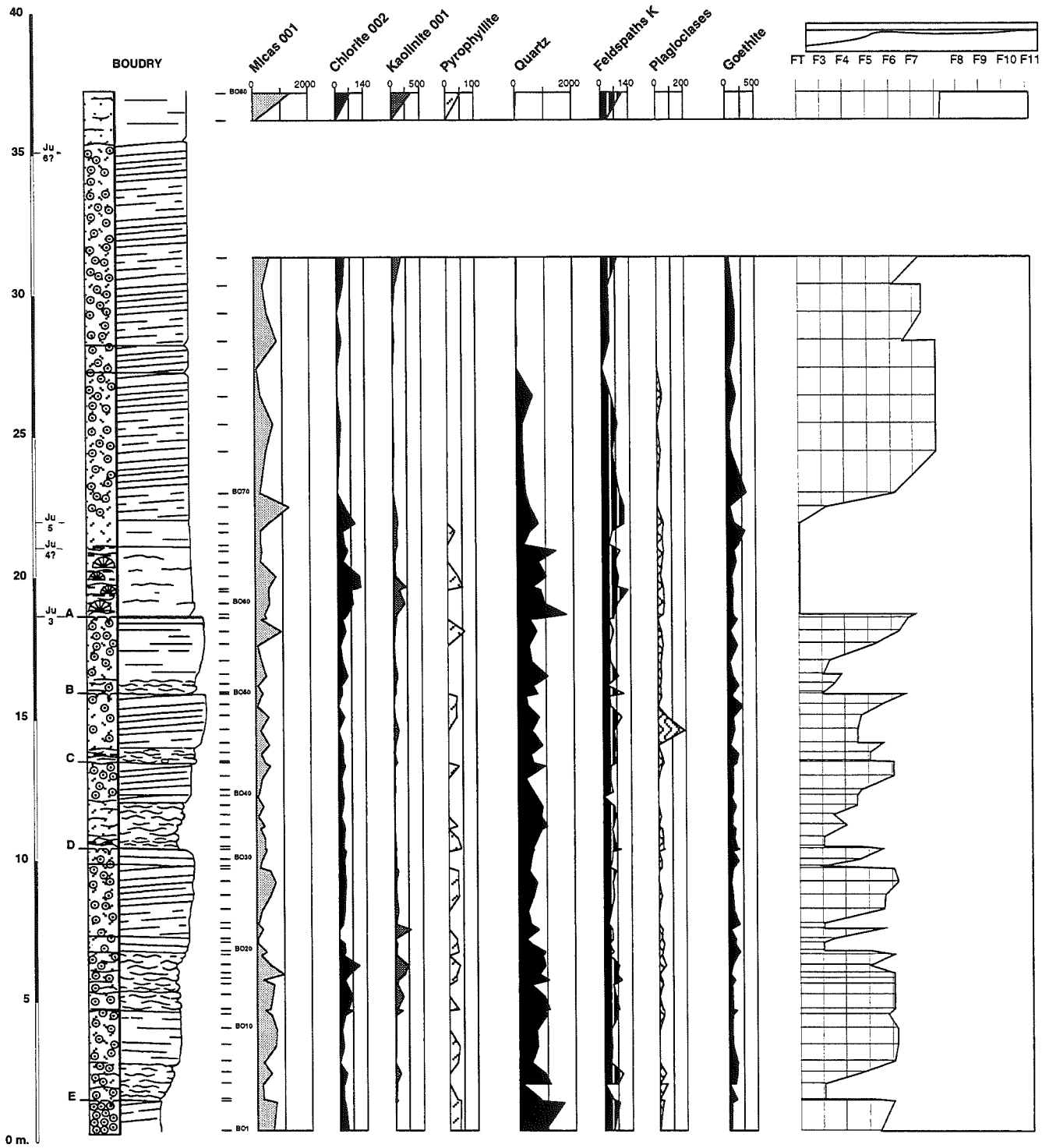


FIG. 103.- Coupe de Boudry, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères, en intensités brutes (Coups Par Seconde) de la fraction 2-16 μm ; relation avec les microfaciès.

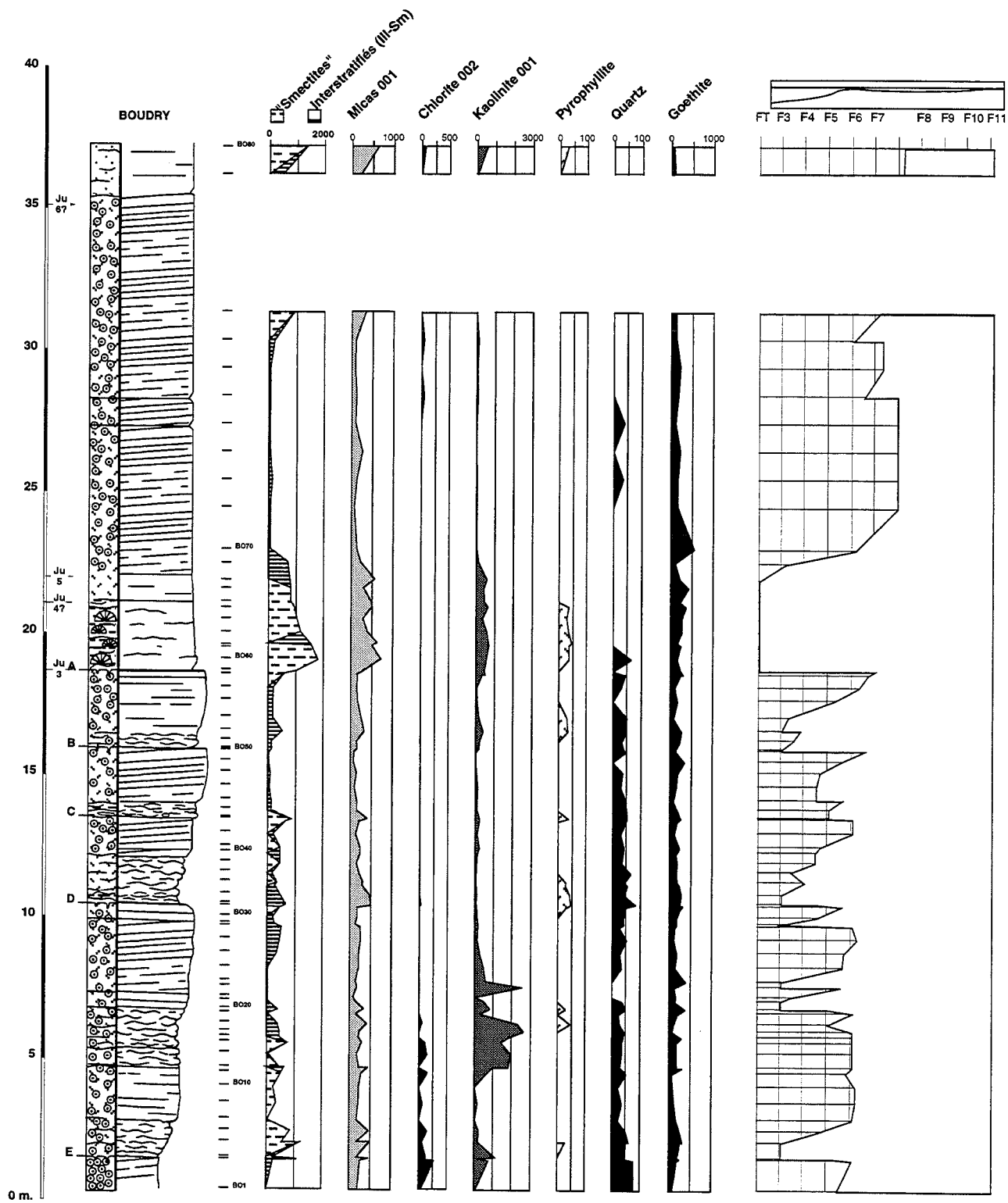


FIG. 104.- Coupe de Boudry, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères, en intensités brutes (Coups Par Seconde) de la fraction < 2 µm ; relation avec les microfaciès.

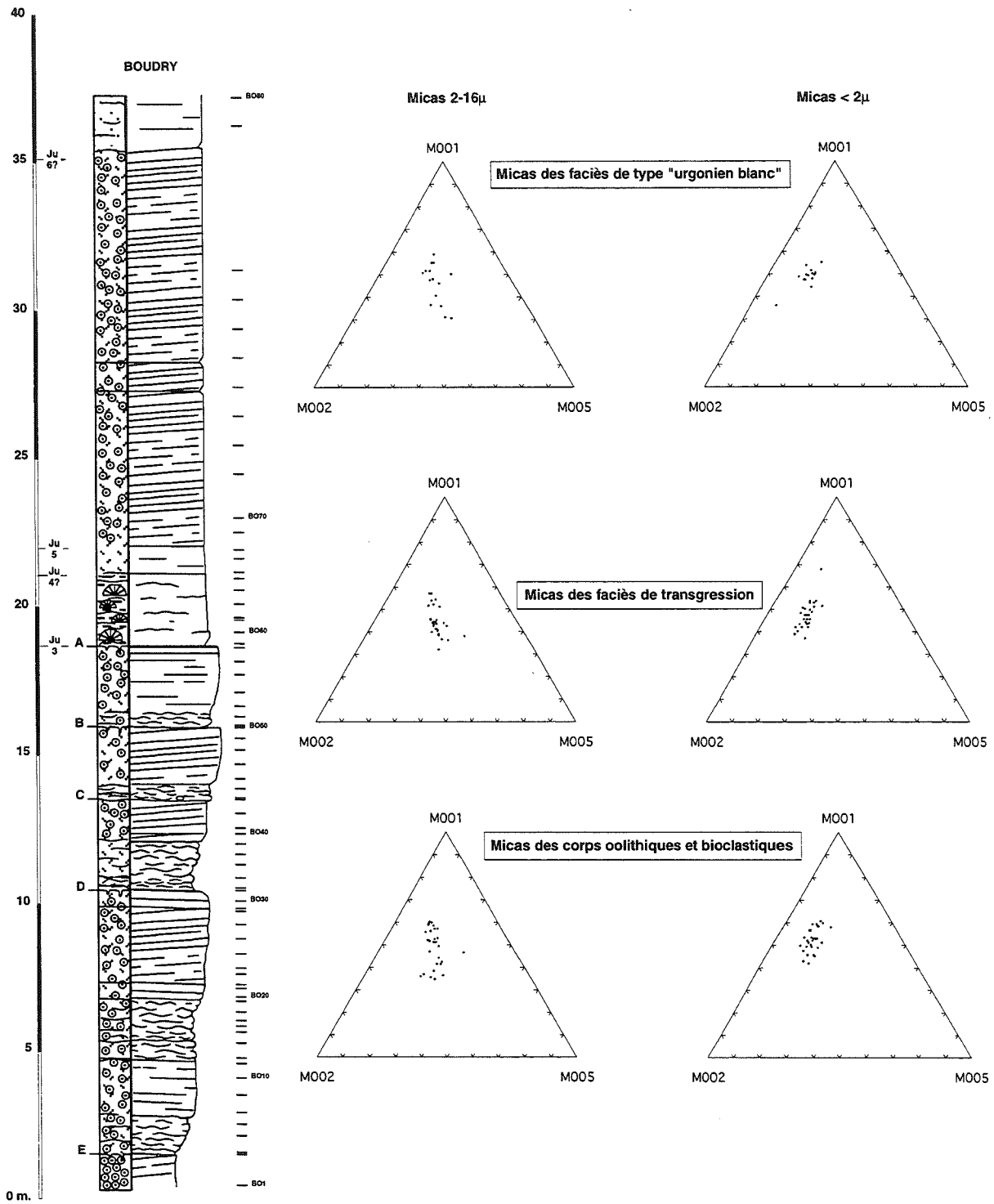


FIG. 105.- Coupe de Boudry, composition des micas des fractions <2μm et 2-16μm.

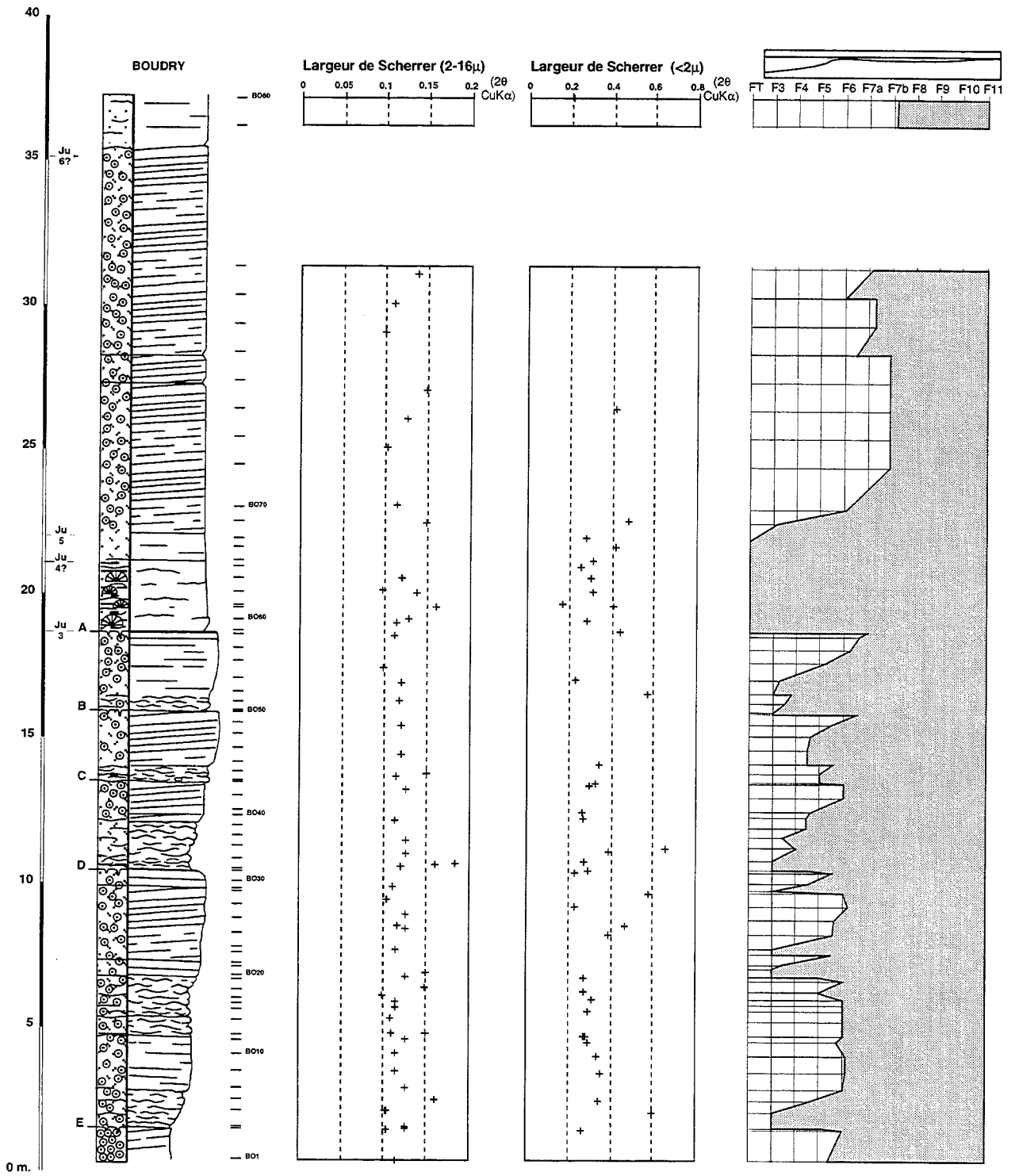


FIG. 106.- Coupe de Boudry, largeurs de Scherrer des fractions <2μm et 2-16μm, comparaison avec la courbe de microfaciès.

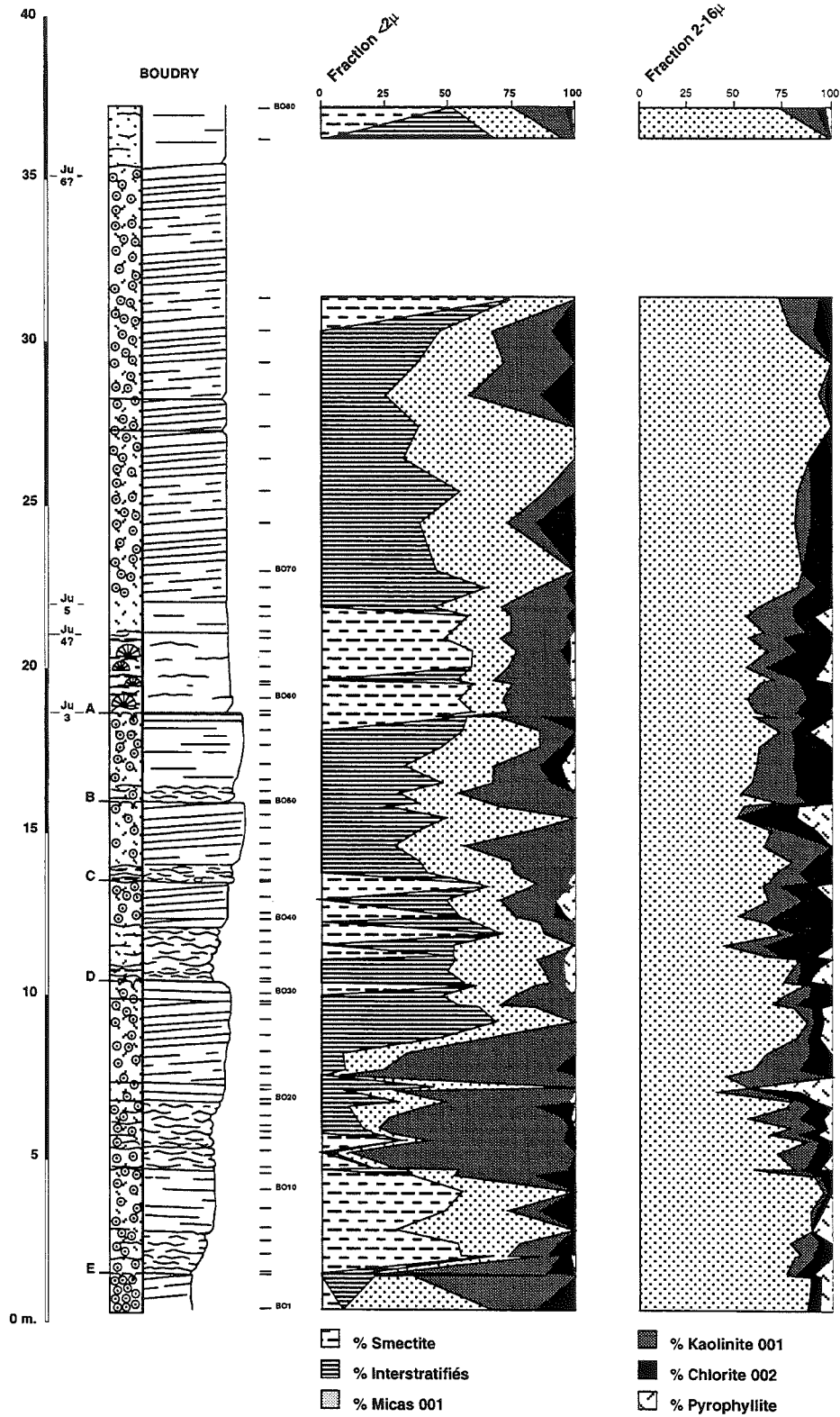


FIG. 107.- Coupe de Boudry, pourcentages relatifs des phyllosilicates des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$.

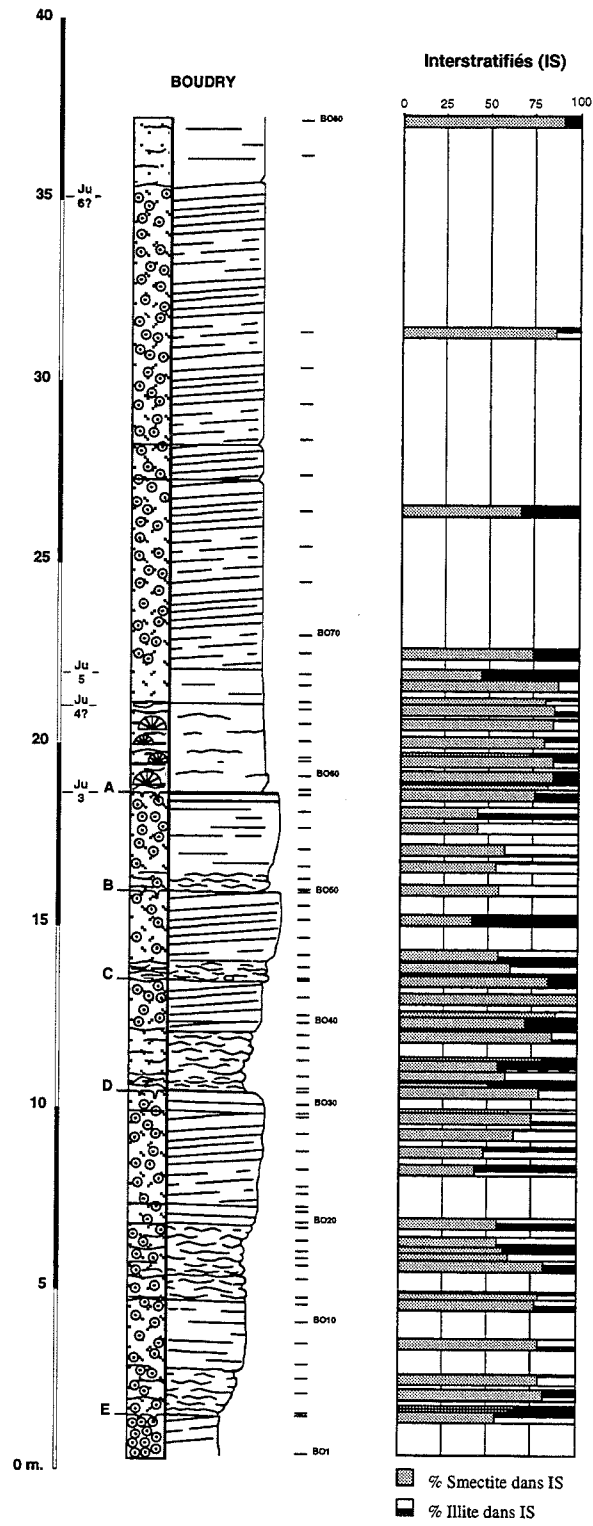


FIG. 108.— Coupe de Boudry, composition des interstratifiés (fraction <math><2\mu\text{m}</math> glycolée).

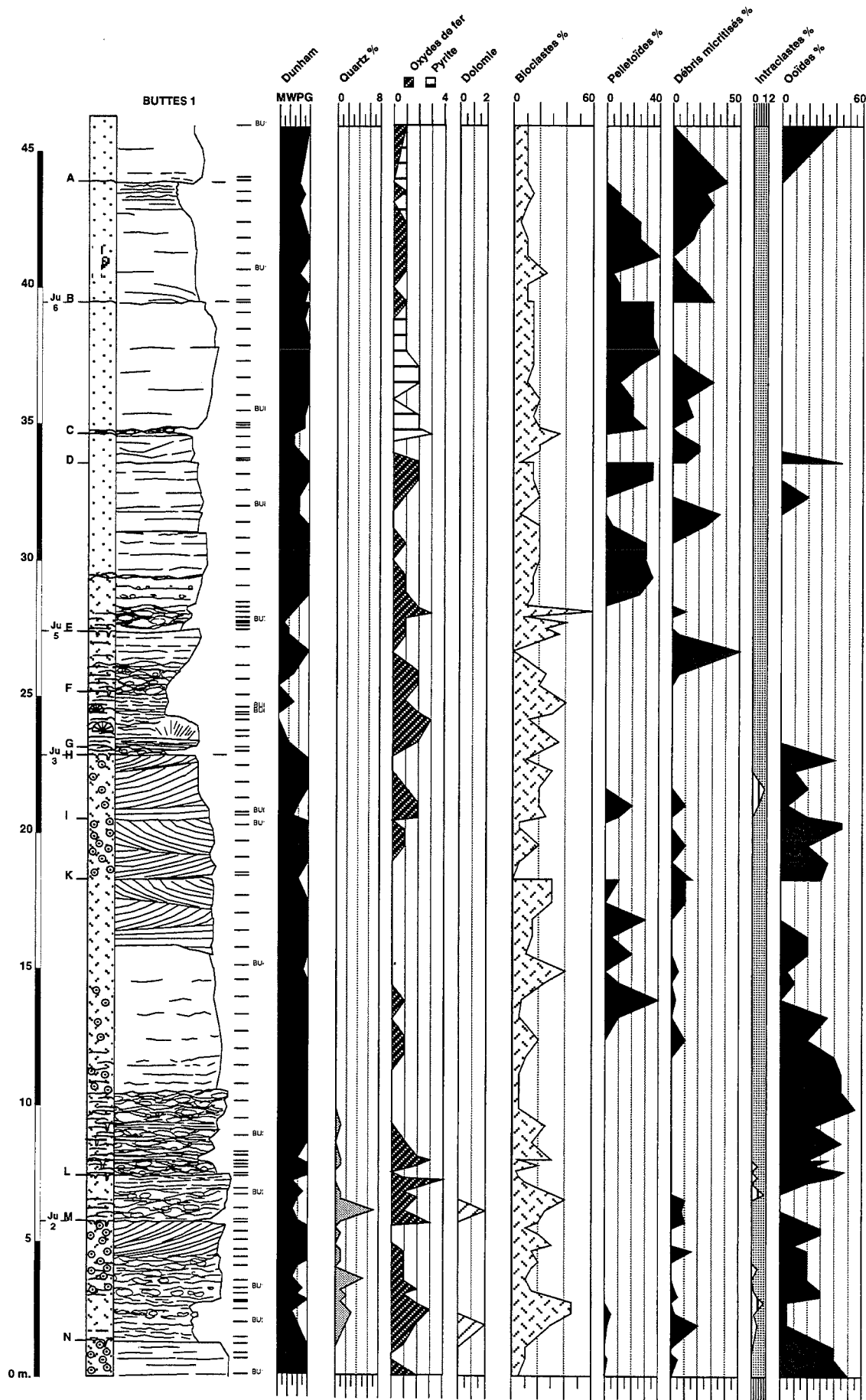


FIG. 109.- Coupe de Buttes 1, répartition des éléments figurés.

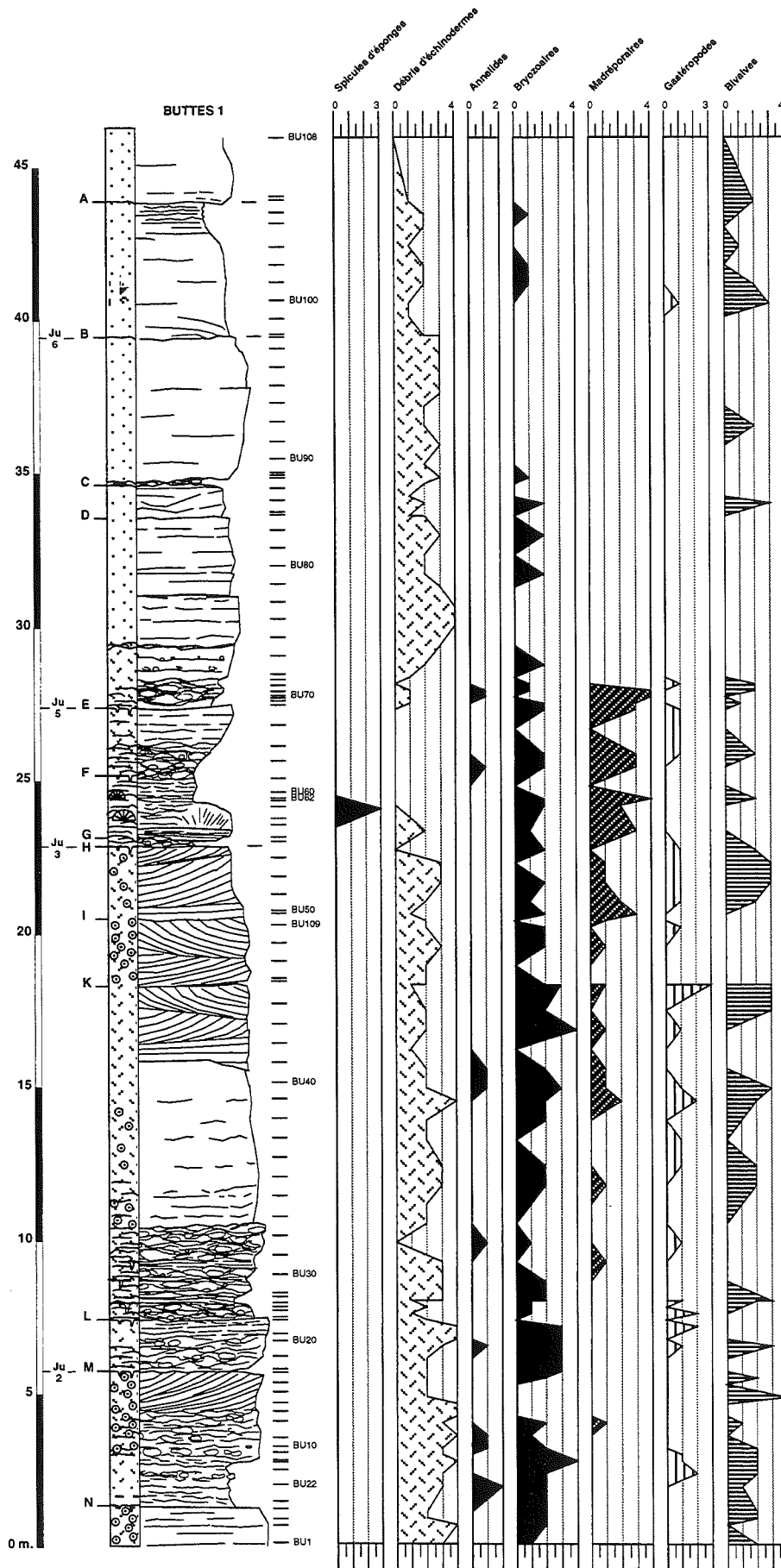


FIG. 110.- Coupe de Buttes 1, répartition des bioclastes.

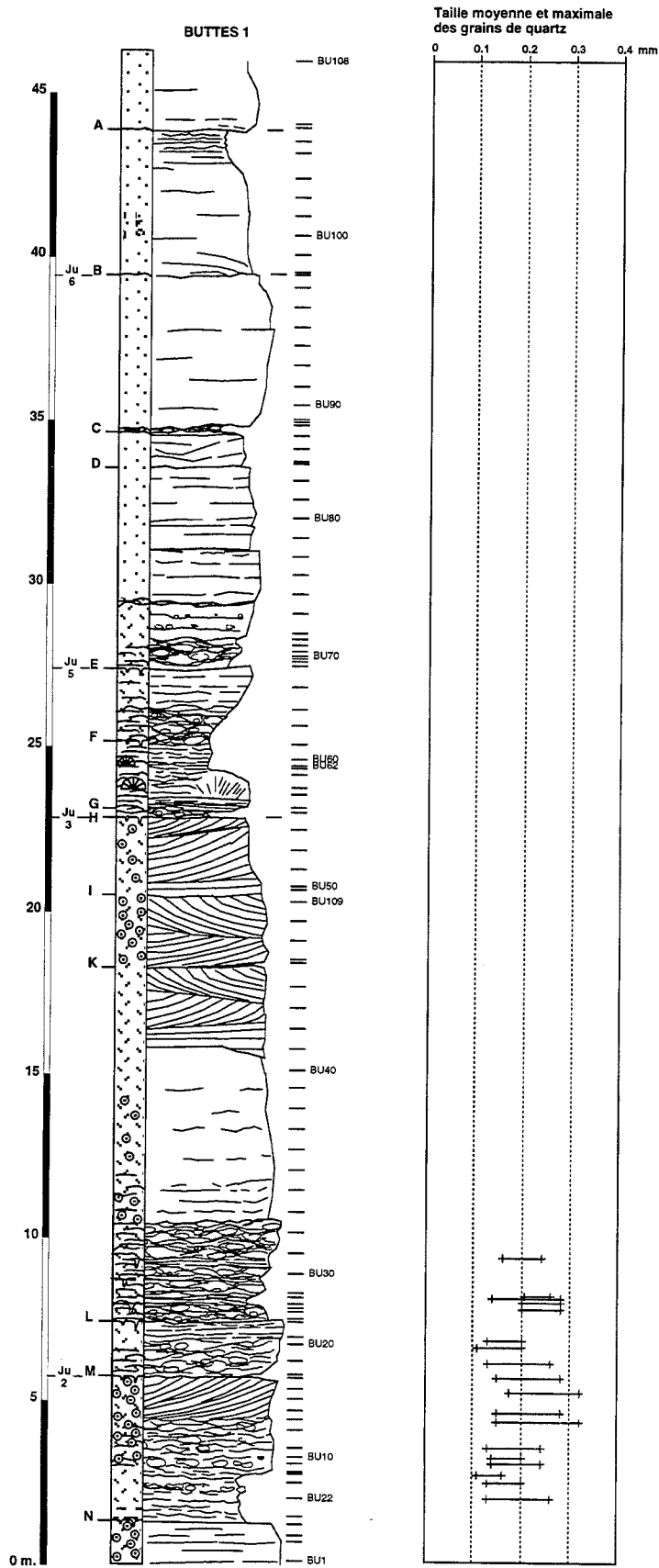


FIG. 111.- Coupe de Buttes 1, taille des grains de quartz.

Légende : o transporté (présent); O transporté (abondant); x "en place" (présent); X "en place" (abondant).

		Séquence	
		Discontinuités	
		Echantillon	
		BU108	
		BU109	
		BU110	
		BU111	
		BU112	
		BU113	
		BU114	
		BU115	
		BU116	
		BU117	
		BU118	
		BU119	
		BU120	
		BU121	
		BU122	
		BU123	
		BU124	
		BU125	
		BU126	
		BU127	
		BU128	
		BU129	
		BU130	
		BU131	
		BU132	
		BU133	
		BU134	
		BU135	
		BU136	
		BU137	
		BU138	
		BU139	
		BU140	
		BU141	
		BU142	
		BU143	
		BU144	
		BU145	
		BU146	
		BU147	
		BU148	
		BU149	
		BU150	
		BU151	
		BU152	
		BU153	
		BU154	
		BU155	
		BU156	
		BU157	
		BU158	
		BU159	
		BU160	
		BU161	
		BU162	
		BU163	
		BU164	
		BU165	
		BU166	
		BU167	
		BU168	
		BU169	
		BU170	
		BU171	
		BU172	
		BU173	
		BU174	
		BU175	
		BU176	
		BU177	
		BU178	
		BU179	
		BU180	
		BU181	
		BU182	
		BU183	
		BU184	
		BU185	
		BU186	
		BU187	
		BU188	
		BU189	
		BU190	
		BU191	
		BU192	
		BU193	
		BU194	
		BU195	
		BU196	
		BU197	
		BU198	
		BU199	
		BU200	
		BU201	
		BU202	
		BU203	
		BU204	
		BU205	
		BU206	
		BU207	
		BU208	
		BU209	
		BU210	
		BU211	
		BU212	
		BU213	
		BU214	
		BU215	
		BU216	
		BU217	
		BU218	
		BU219	
		BU220	
		BU221	
		BU222	
		BU223	
		BU224	
		BU225	
		BU226	
		BU227	
		BU228	
		BU229	
		BU230	
		BU231	
		BU232	
		BU233	
		BU234	
		BU235	
		BU236	
		BU237	
		BU238	
		BU239	
		BU240	
		BU241	
		BU242	
		BU243	
		BU244	
		BU245	
		BU246	
		BU247	
		BU248	
		BU249	
		BU250	
		BU251	
		BU252	
		BU253	
		BU254	
		BU255	
		BU256	
		BU257	
		BU258	
		BU259	
		BU260	
		BU261	
		BU262	
		BU263	
		BU264	
		BU265	
		BU266	
		BU267	
		BU268	
		BU269	
		BU270	
		BU271	
		BU272	
		BU273	
		BU274	
		BU275	
		BU276	
		BU277	
		BU278	
		BU279	
		BU280	
		BU281	
		BU282	
		BU283	
		BU284	
		BU285	
		BU286	
		BU287	
		BU288	
		BU289	
		BU290	
		BU291	
		BU292	
		BU293	
		BU294	
		BU295	
		BU296	
		BU297	
		BU298	
		BU299	
		BU300	
		BU301	
		BU302	
		BU303	
		BU304	
		BU305	
		BU306	
		BU307	
		BU308	
		BU309	
		BU310	
		BU311	
		BU312	
		BU313	
		BU314	
		BU315	
		BU316	
		BU317	
		BU318	
		BU319	
		BU320	
		BU321	
		BU322	
		BU323	
		BU324	
		BU325	
		BU326	
		BU327	
		BU328	
		BU329	
		BU330	
		BU331	
		BU332	
		BU333	
		BU334	
		BU335	
		BU336	
		BU337	
		BU338	
		BU339	
		BU340	
		BU341	
		BU342	
		BU343	
		BU344	
		BU345	
		BU346	
		BU347	
		BU348	
		BU349	
		BU350	
		BU351	
		BU352	
		BU353	
		BU354	
		BU355	
		BU356	
		BU357	
		BU358	
		BU359	
		BU360	
		BU361	
		BU362	
		BU363	
		BU364	
		BU365	
		BU366	
		BU367	
		BU368	
		BU369	
		BU370	
		BU371	
		BU372	
		BU373	
		BU374	
		BU375	
		BU376	
		BU377	
		BU378	
		BU379	
		BU380	
		BU381	
		BU382	
		BU383	
		BU384	
		BU385	
		BU386	
		BU387	
		BU388	
		BU389	
		BU390	
		BU391	
		BU392	
		BU393	
		BU394	
		BU395	
		BU396	
		BU397	
		BU398	
		BU399	
		BU400	
		BU401	
		BU402	
		BU403	
		BU404	
		BU405	
		BU406	
		BU407	
		BU408	
		BU409	
		BU410	
		BU411	
		BU412	
		BU413	
		BU414	
		BU415	
		BU416	
		BU417	
		BU418	
		BU419	
		BU420	
		BU421	
		BU422	
		BU423	
		BU424	
		BU425	
		BU426	
		BU427	
		BU428	
		BU429	
		BU430	
		BU431	
		BU432	
		BU433	
		BU434	
		BU435	
		BU436	
		BU437	
		BU438	
		BU439	
		BU440	
		BU441	
		BU442	
		BU443	
		BU444	
		BU445	
		BU446	
		BU447	
		BU448	
		BU449	
		BU450	
		BU451	
		BU452	
		BU453	
		BU454	
		BU455	
		BU456	
		BU457	
		BU458	
		BU459	
		BU460	
		BU461	
		BU462	
		BU463	
		BU464	
		BU465	
		BU466	
		BU467	
		BU468	
		BU469	
		BU470	
		BU471	
		BU472	
		BU473	
		BU474	
		BU475	
		BU476	
		BU477	
		BU478	
		BU479	
		BU480	
		BU481	
		BU482	
		BU483	
		BU484	
		BU485	
		BU486	
		BU487	
		BU488	
		BU489	
		BU490	
		BU491	
		BU492	
		BU493	
		BU494	
		BU495	
		BU496	
		BU497	
		BU498	
		BU499	
		BU500	
		BU501	
		BU502	
		BU503	
		BU504	
		BU505	
		BU506	
		BU507	
		BU508	
		BU509	
		BU510	
		BU511	
		BU512	
		BU513	
		BU514	
		BU515	
		BU516	
		BU517	
		BU518	
		BU519	
		BU520	
		BU521	
		BU522	
		BU523	
		BU524	
		BU525	
		BU526	
		BU527	
		BU528	
		BU529	
		BU530	
		BU531	
		BU532	
		BU533	
		BU534	
		BU535	
		BU536	
		BU537	
		BU538	
		BU539	
		BU540	
		BU541	
		BU542	
		BU543	
		BU544	
		BU545	
		BU546	
		BU547	
		BU548	
		BU549	
		BU550	
		BU551	
		BU552	
		BU553	
		BU554	
		BU555	
		BU556	
		BU557	
		BU558	
		BU559	
		BU560	
		BU561	
		BU562	
		BU563	
		BU564	
		BU565	
		BU566	
		BU567	
		BU568	
		BU569	
		BU570	
		BU571	
		BU572	

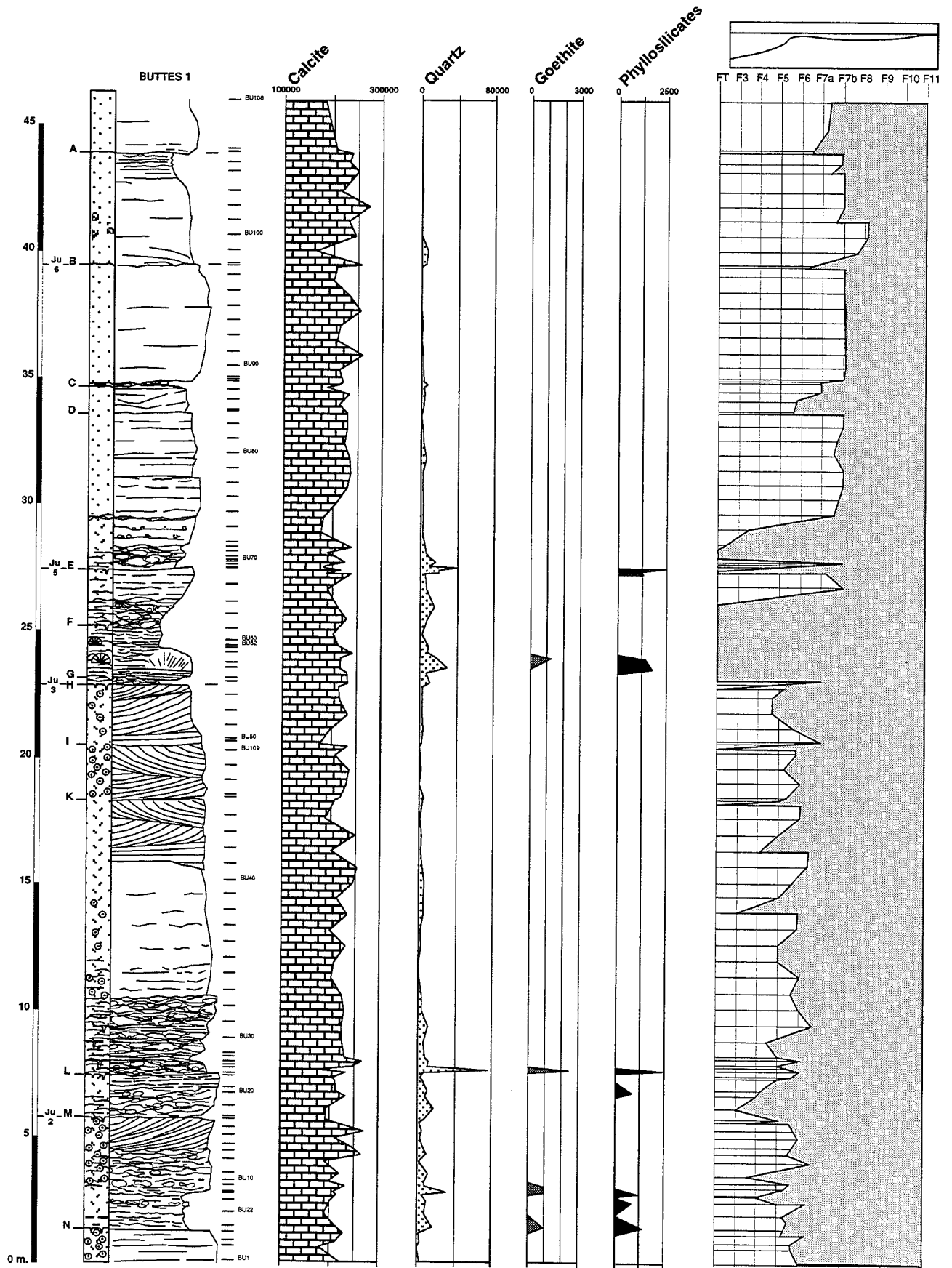


FIG. 112.- Coupe de Buttes 1, répartition, en intensités brutes (Coups Par Minute), des minéraux de la roche totale, comparaison avec la courbe de microfaciès.

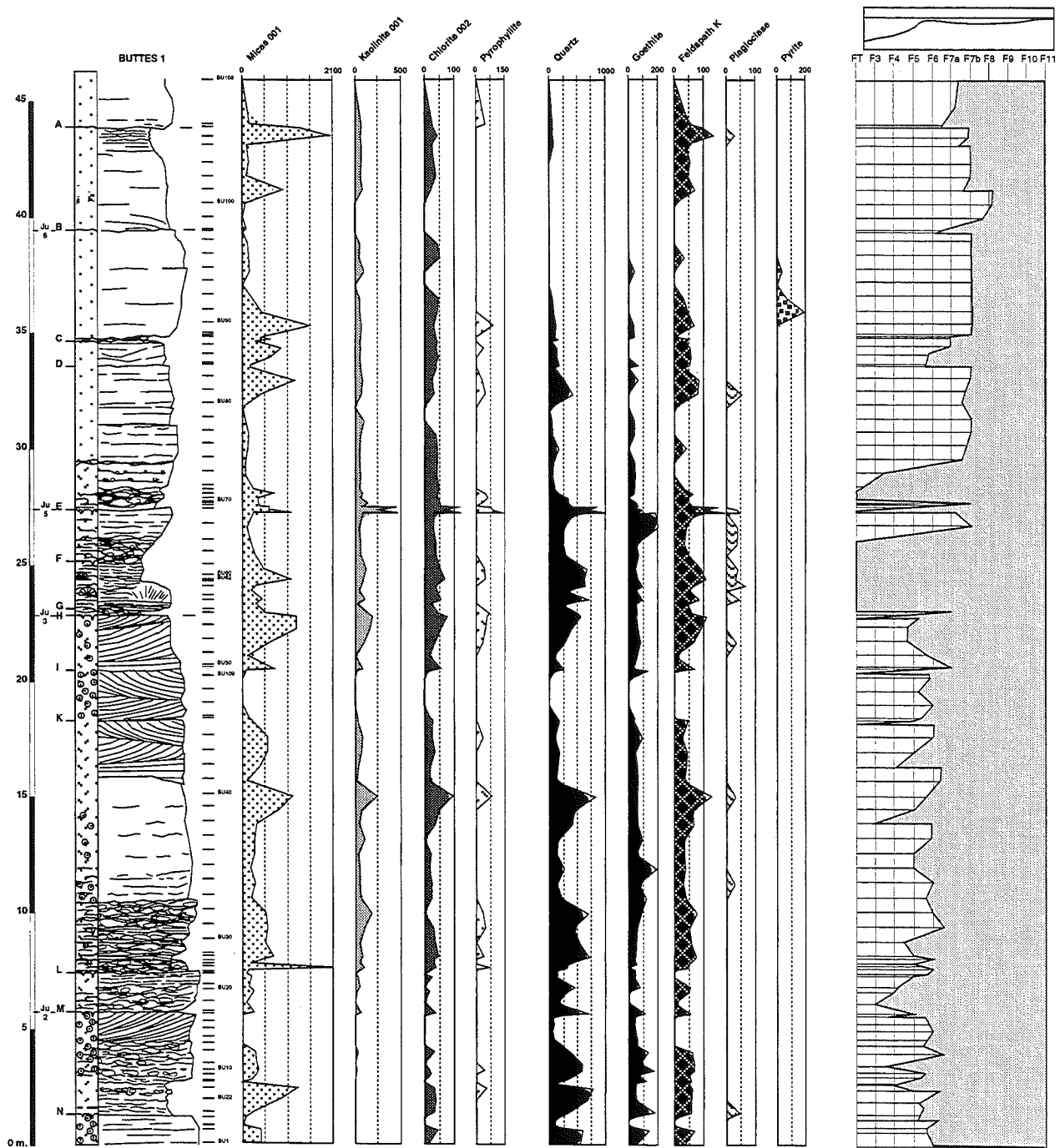


FIG. 113.— Coupe de Buttes 1, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferriques, en intensités brutes (Coups Par Seconde) de la fraction 2-16 μ m ; comparaison avec la courbe de microfaciès.

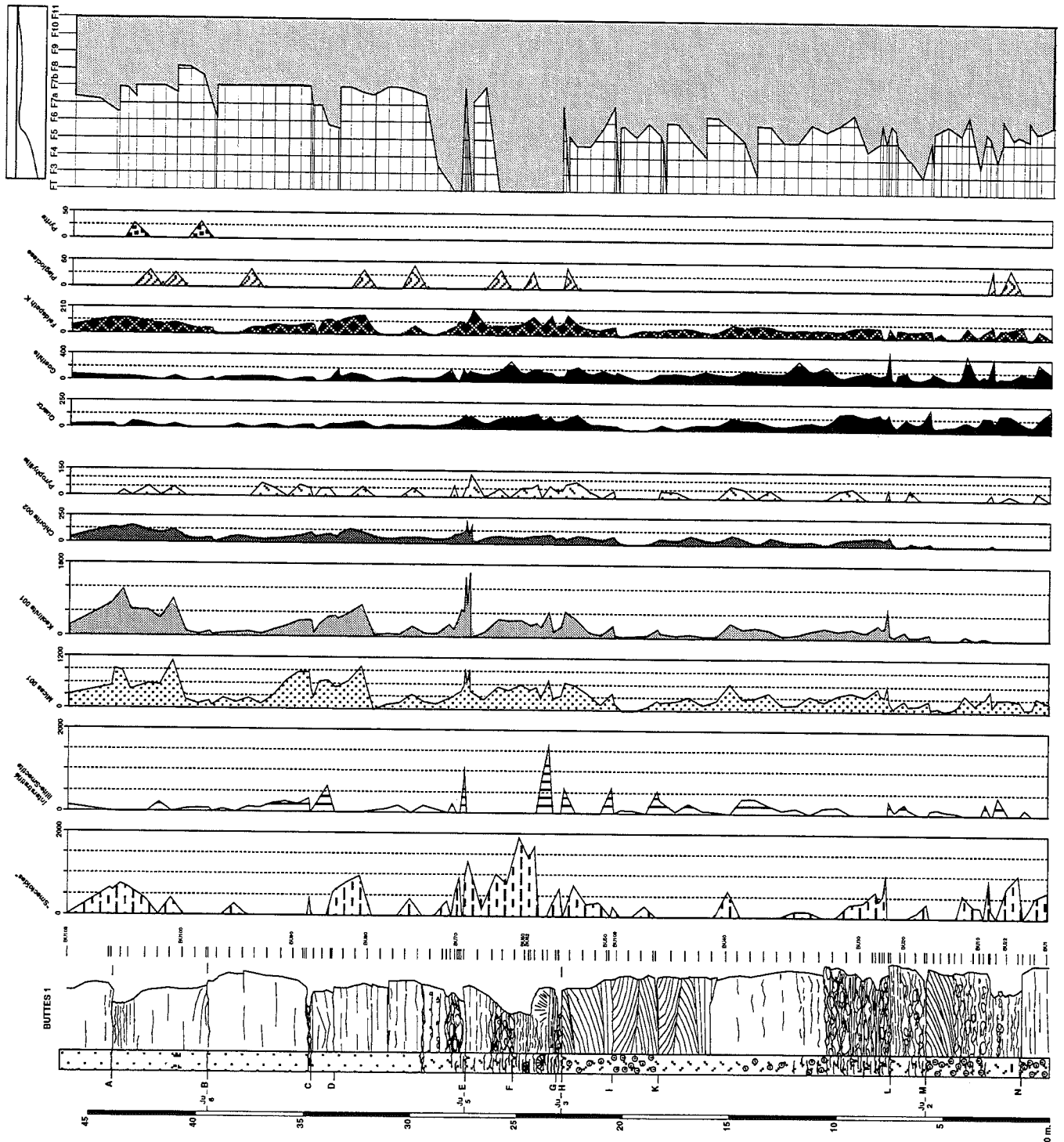


FIG. 114.- Coupe de Buttes 1, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères, en intensités brutes (Coups Par Seconde) de la fraction $<2\mu\text{m}$. Comparaison avec la courbe de microfaciès.

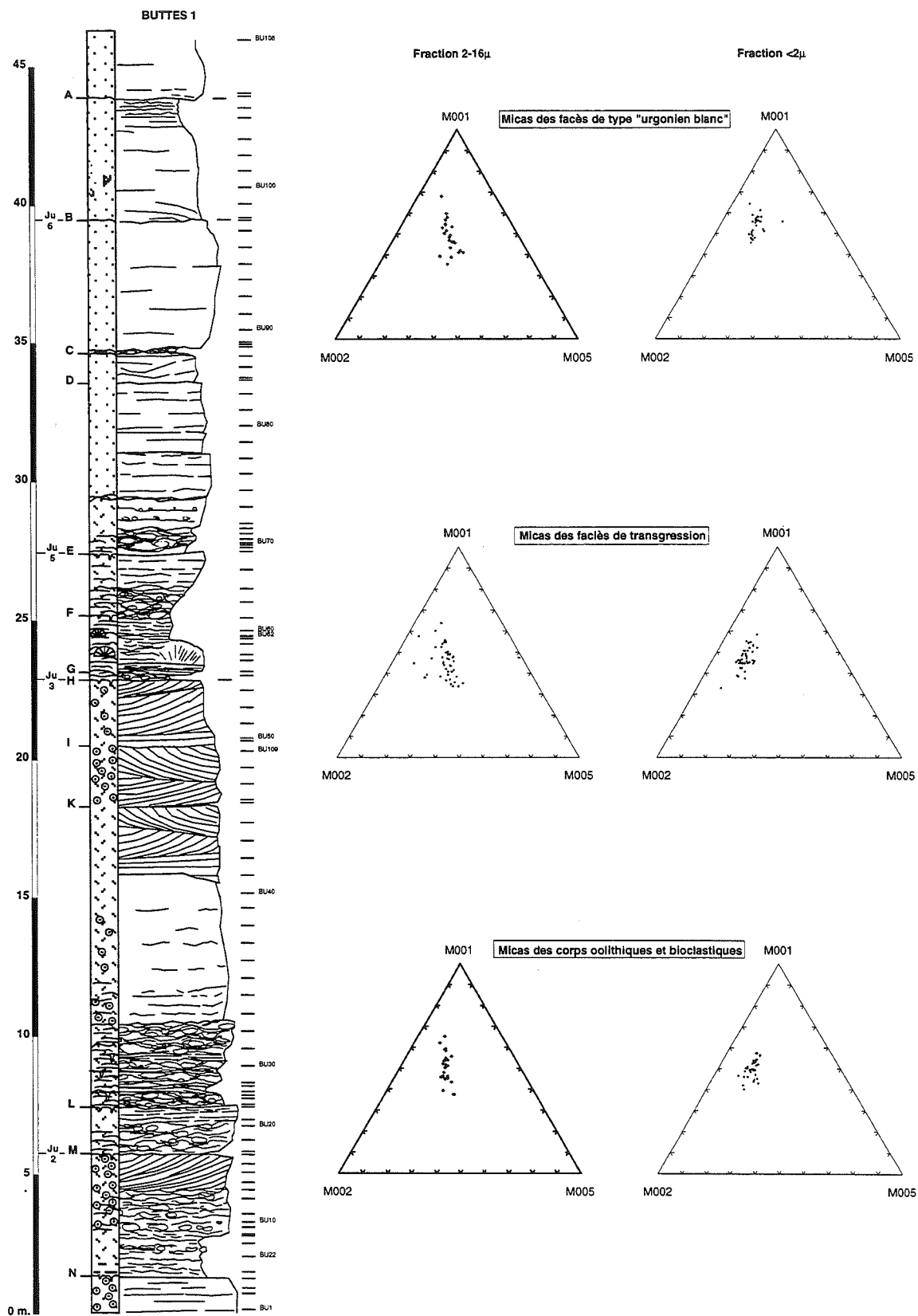


FIG. 115.- Coupe de Buttes 1, composition des micas des fractions 2-16µm et <2µm.

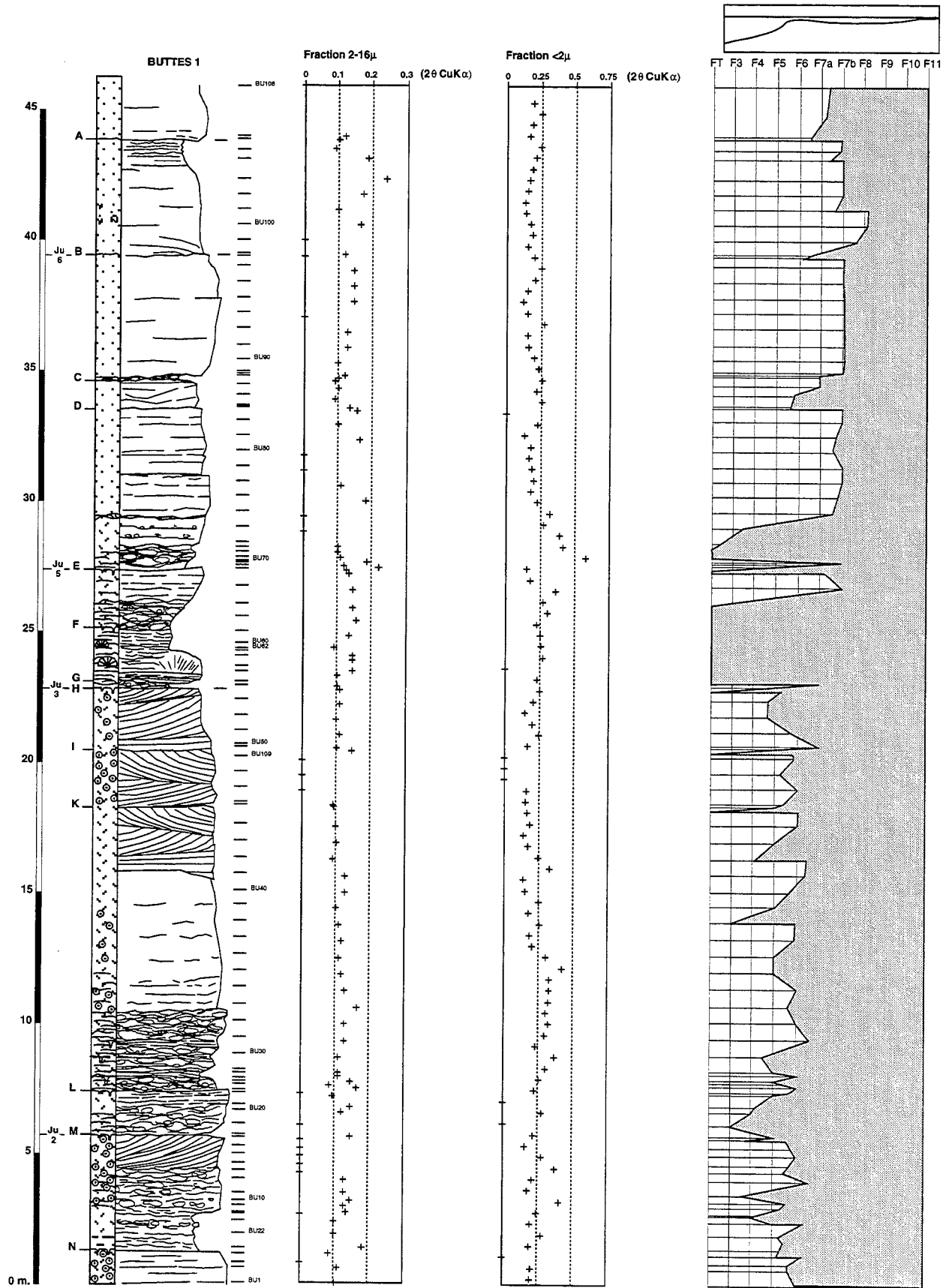


FIG. 116.- Coupe de Buttes 1, largeurs de Scherrer (fractions 2-16 μ m et <2 μ m) ; comparaison avec la courbe de microfaciès.

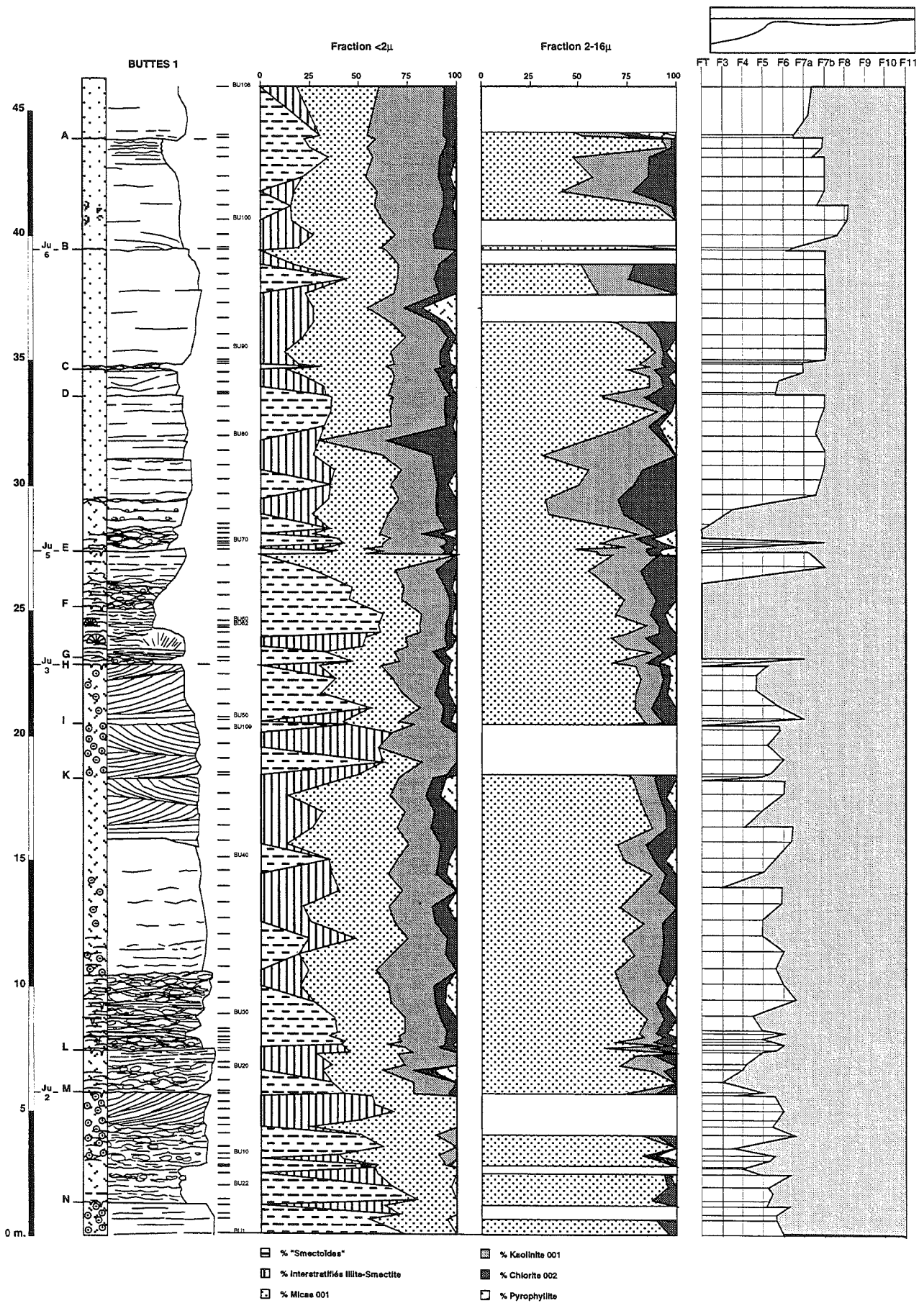


FIG. 117.- Coupe de Buttes 1, pourcentages relatifs des phyllosilicates des fractions <2µm et 2-16µm, comparaison avec la courbe de microfaciès.

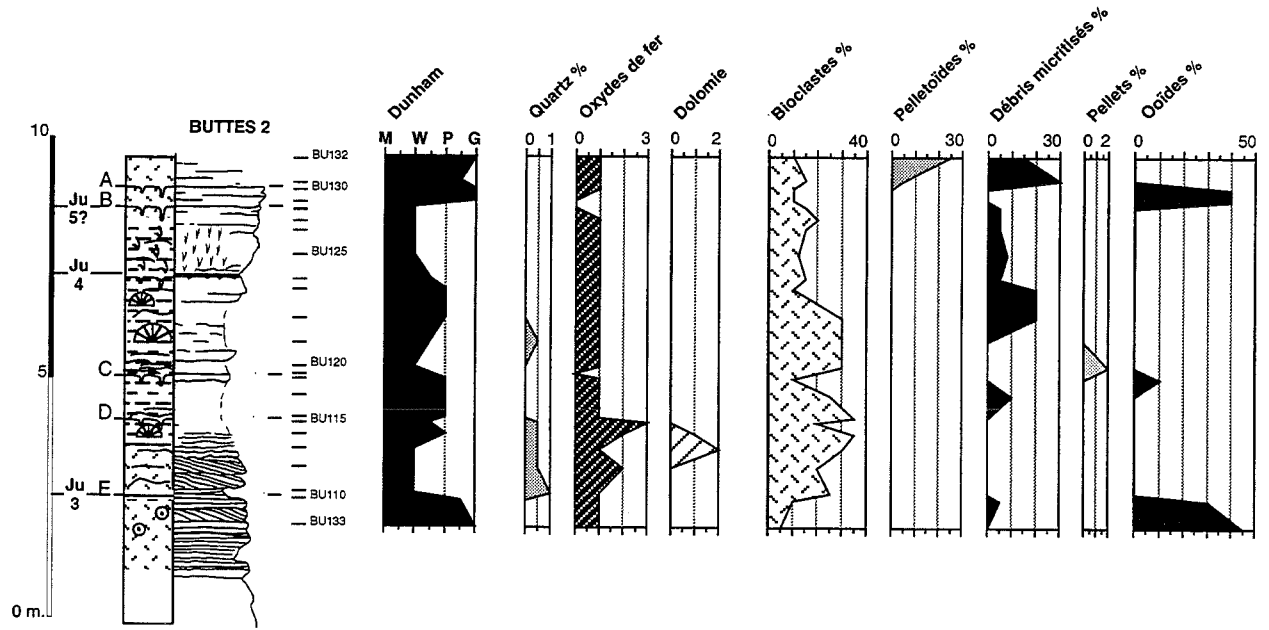


FIG. 118.- Coupe de Buttes 2, répartition des éléments figurés.

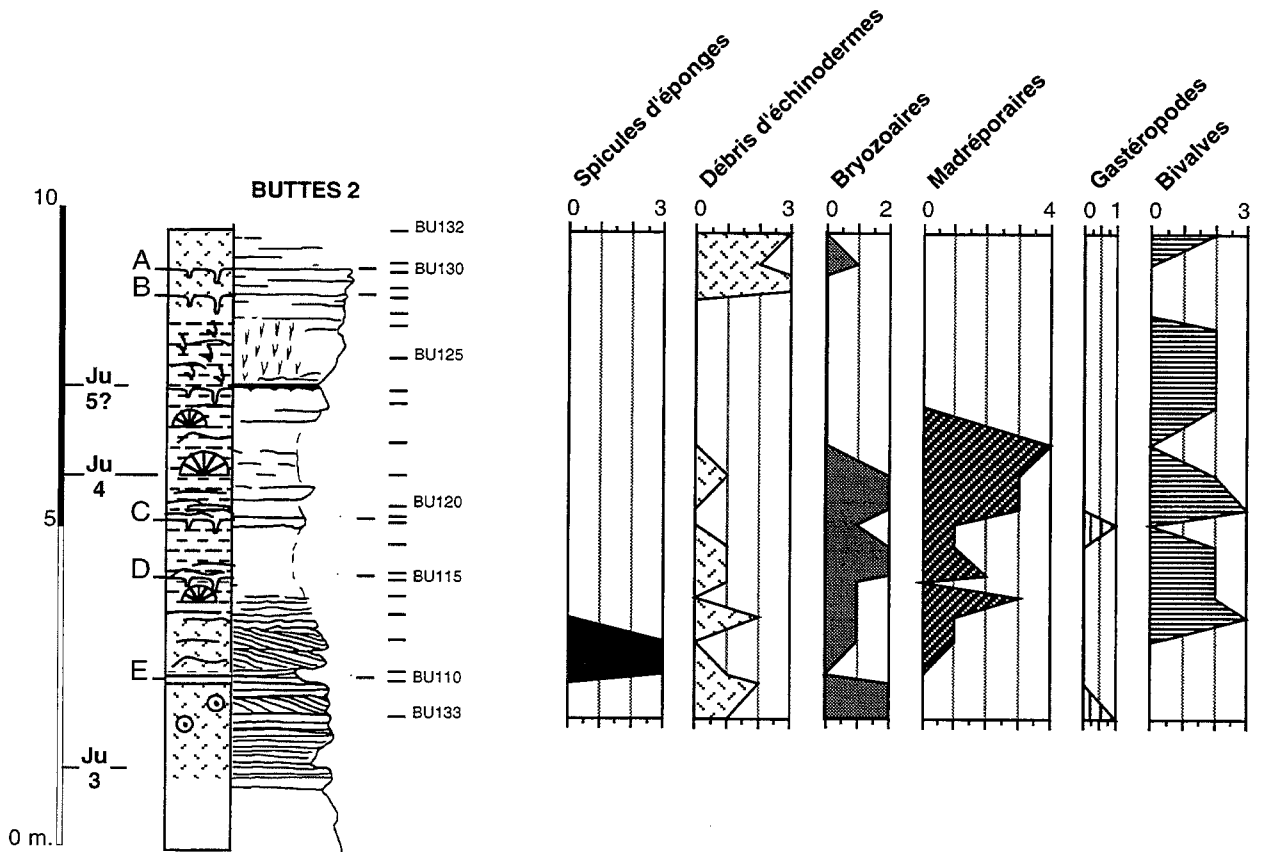


FIG. 119.- Coupe de Buttes 2, répartition des bioclastes.

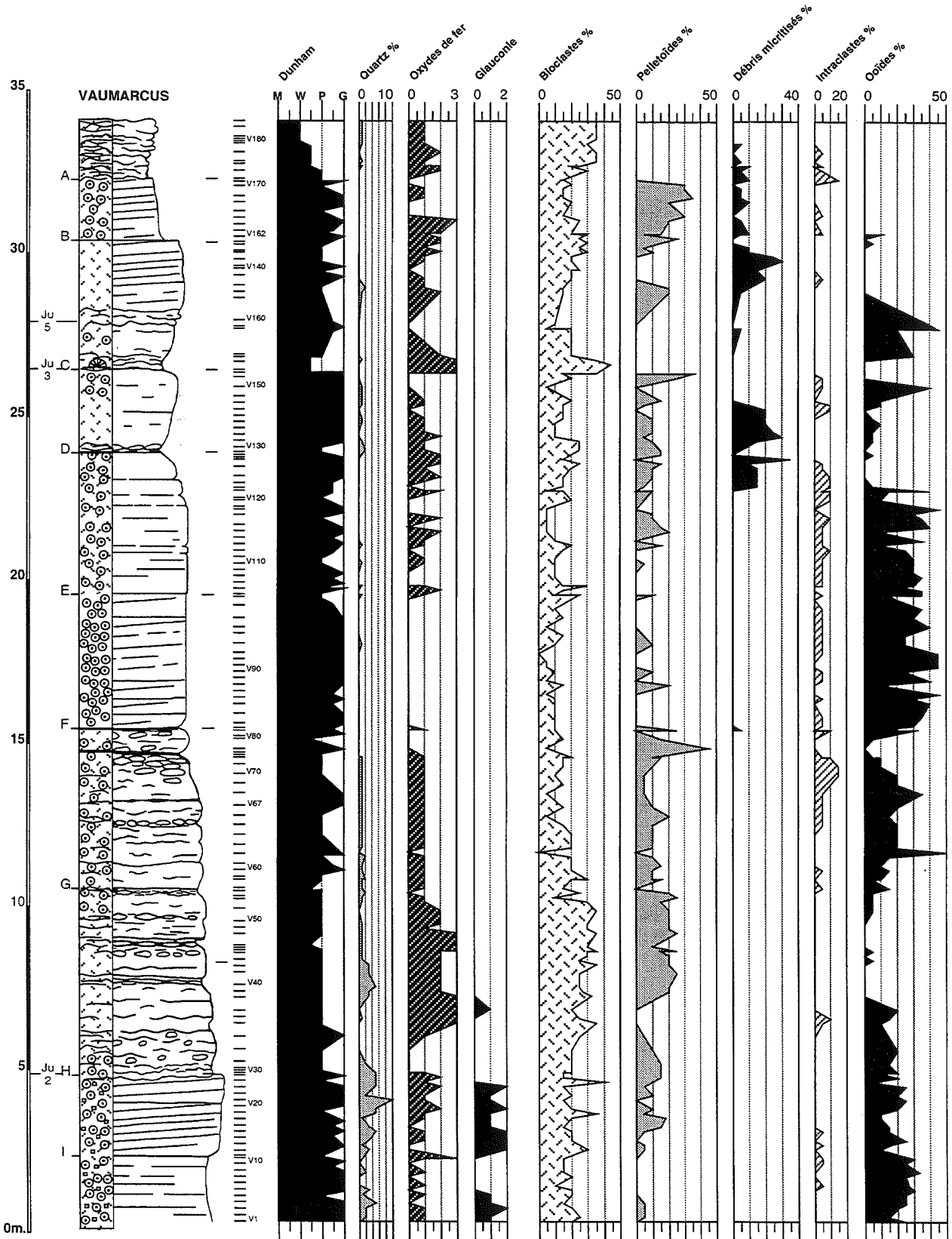


FIG. 120.- Coupe de Vaumarcus, répartition des éléments figurés.

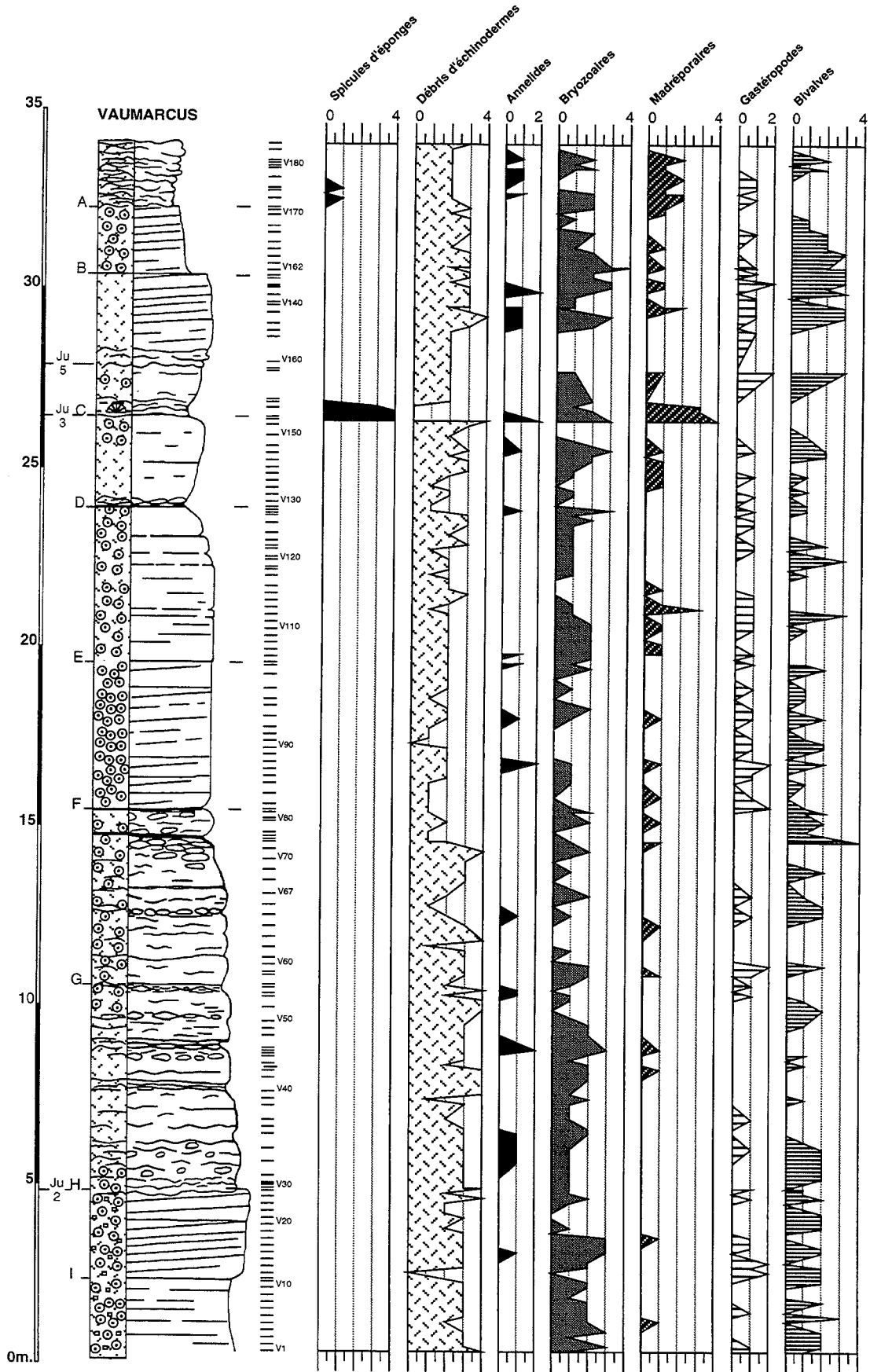


FIG. 121.- Coupe de Vaumarcus, répartition des bioclastes.

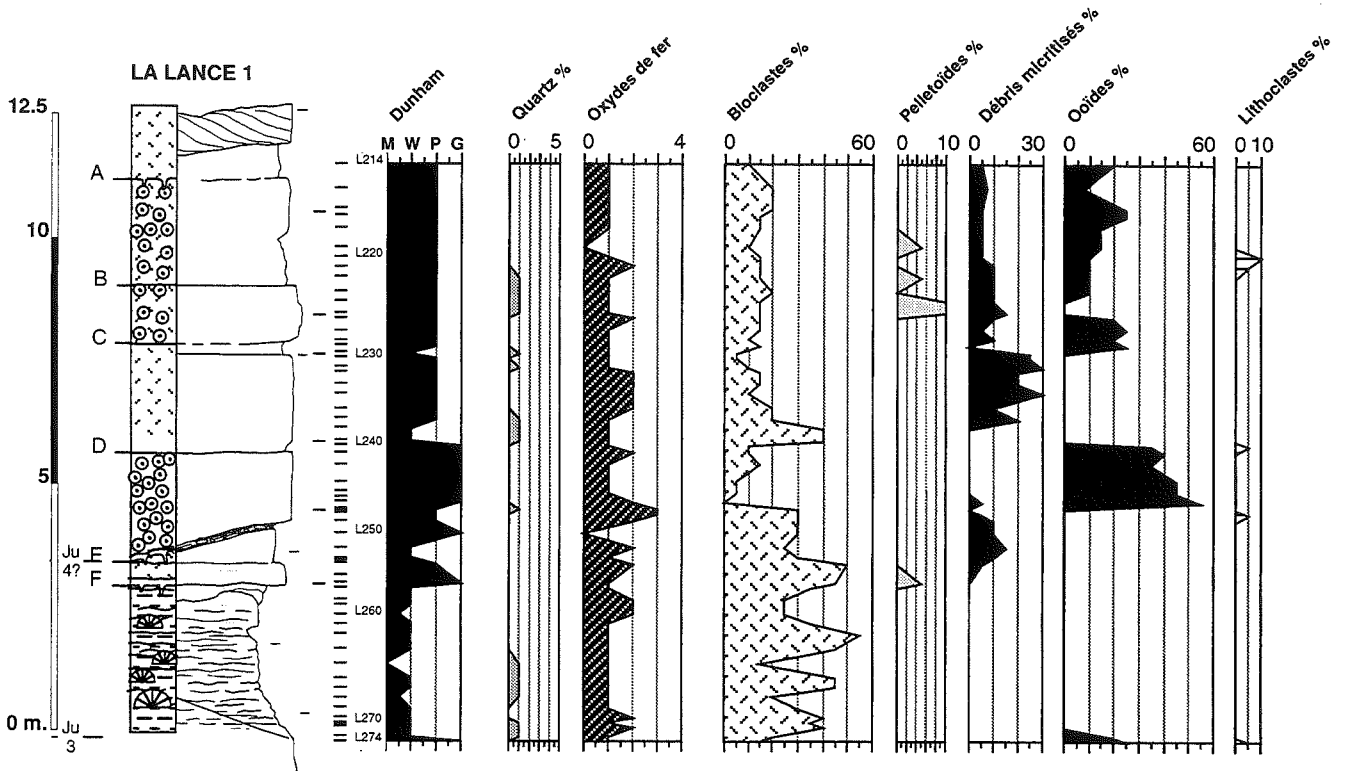


FIG. 122.- Coupe de la Lance I, répartition des éléments figurés.

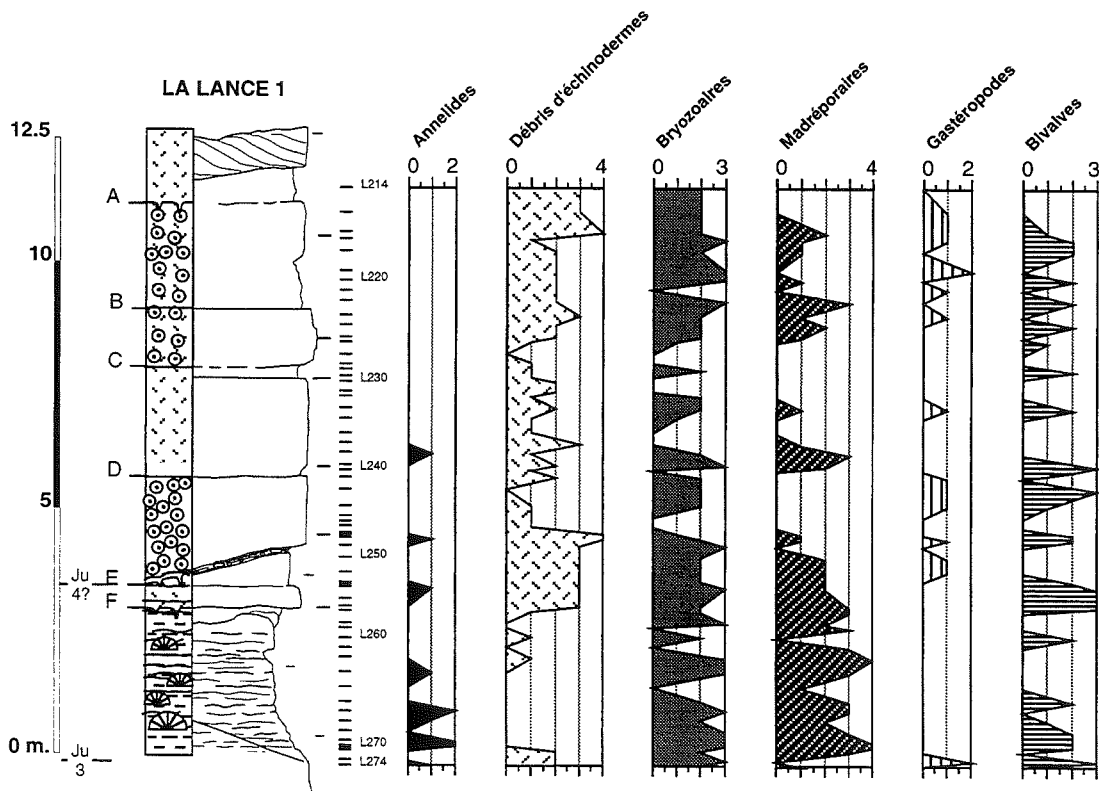


FIG. 123.- Coupe de la Lance I, répartition des bioclastes.

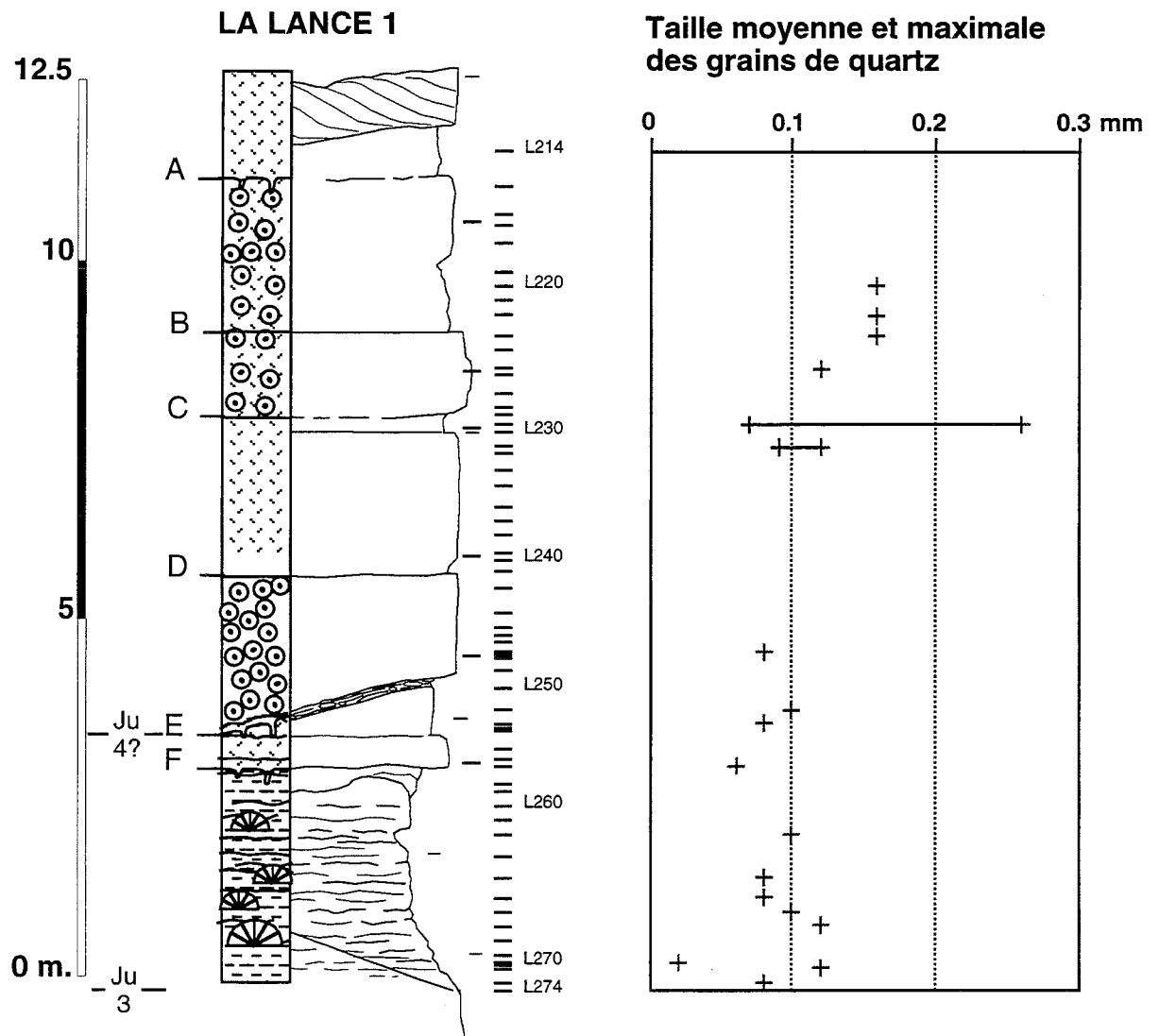


FIG. 124.- Coupe de la Lance I, taille des grains de quartz.

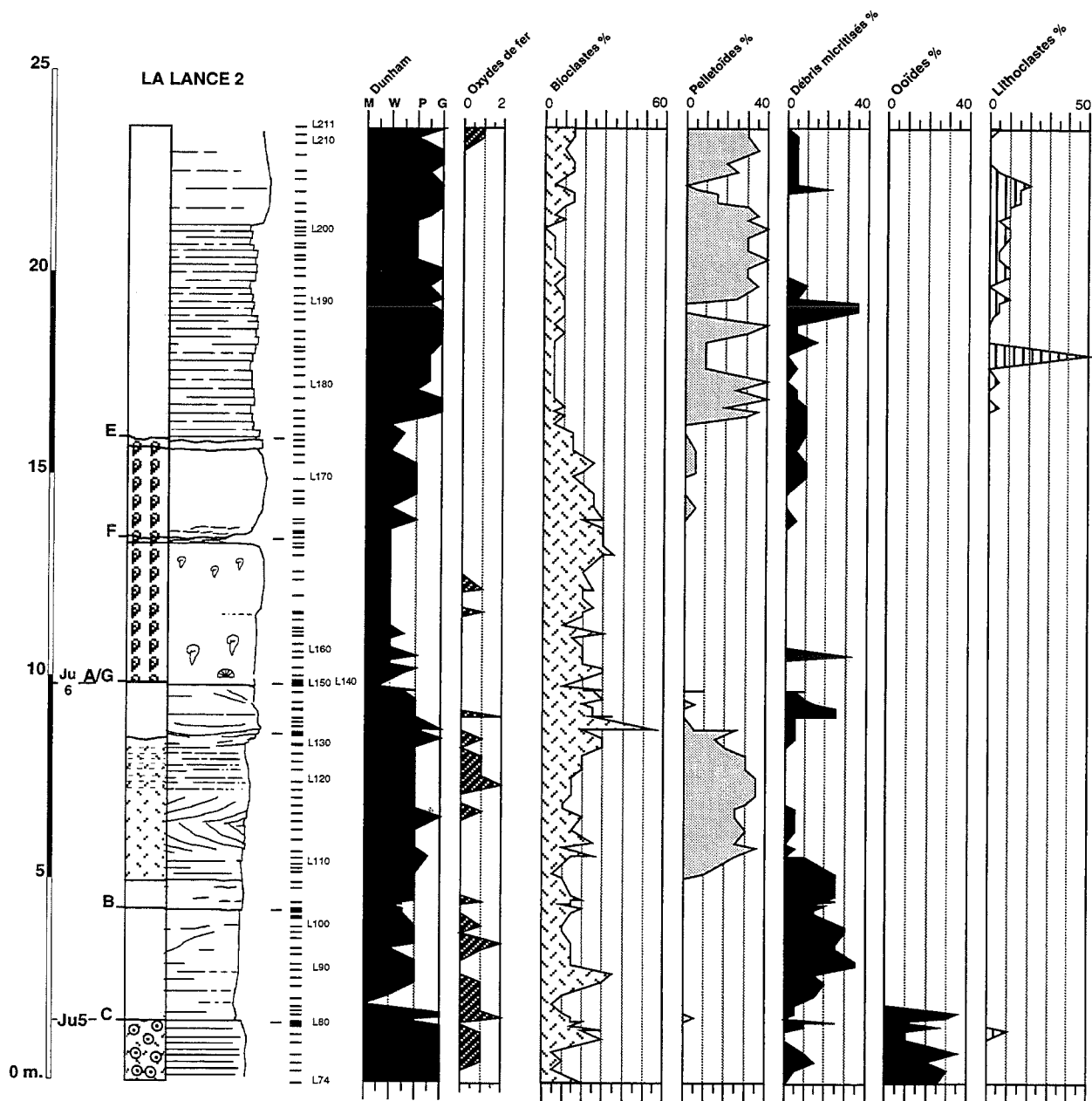


FIG. 125.- Coupe de la Lance II, répartition des éléments figurés.

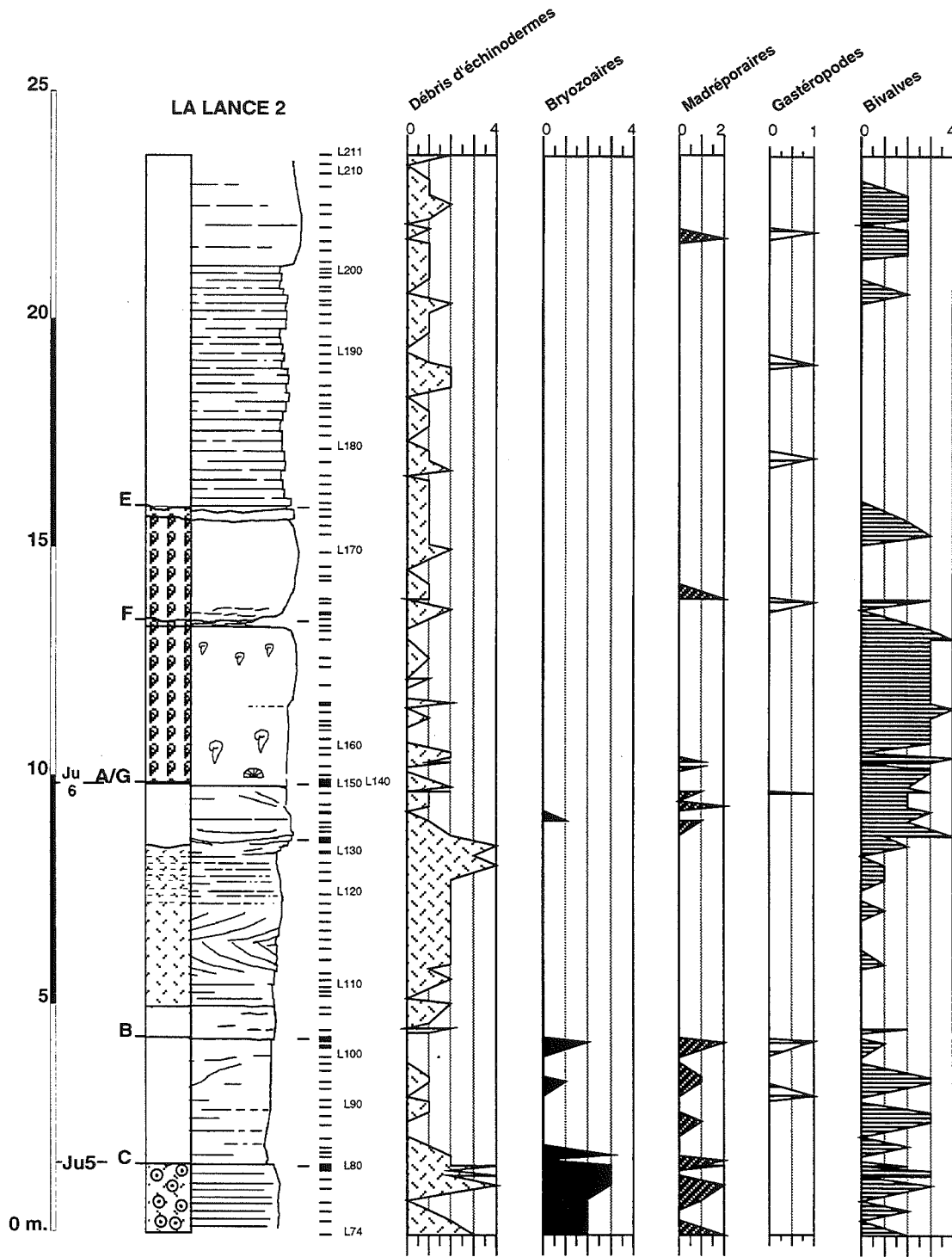


FIG. 126.- Coupe de la Lance II, répartition des bioclastes.

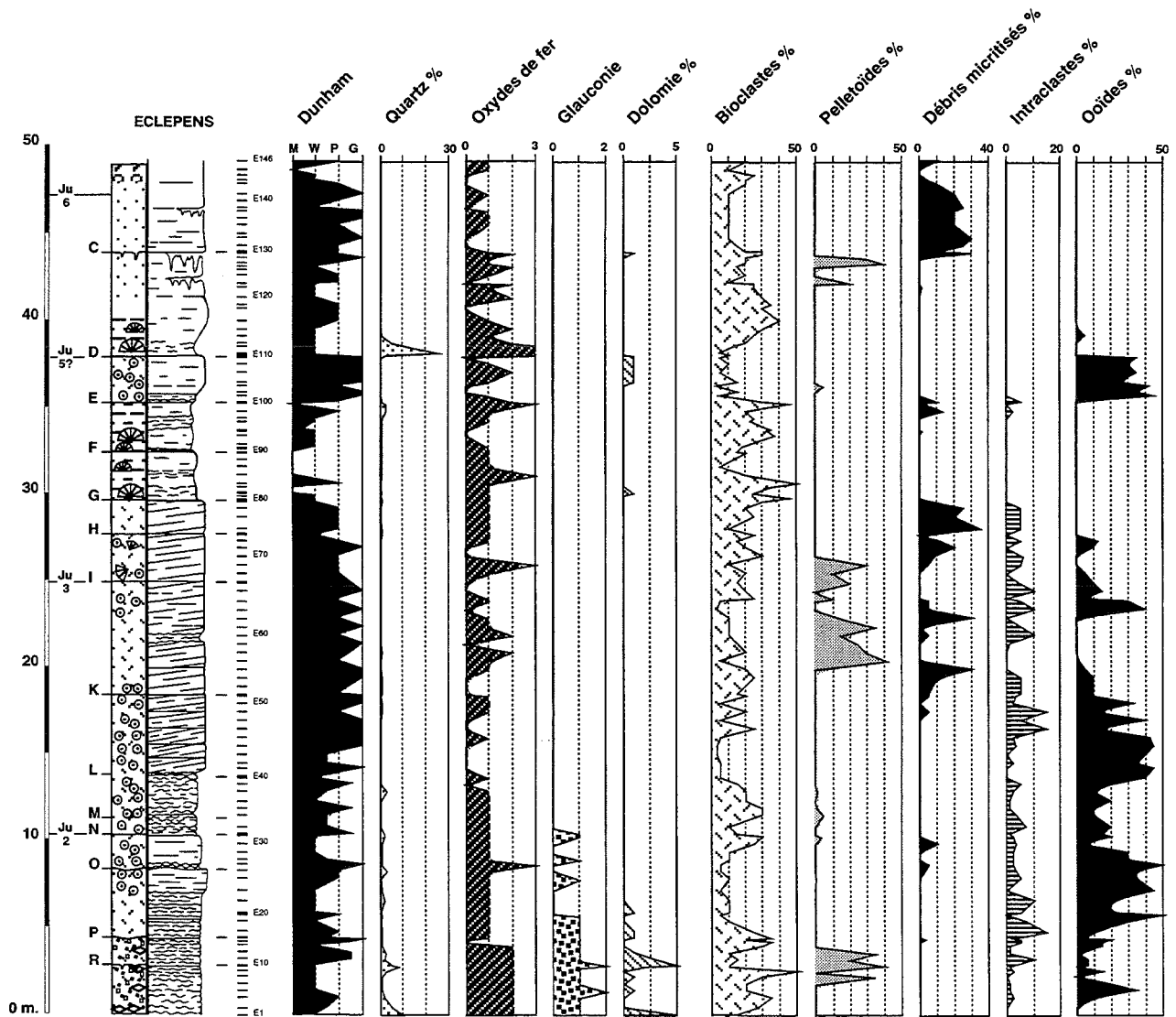


FIG. 127.- Coupe d'Eclépens, répartition des éléments figurés.

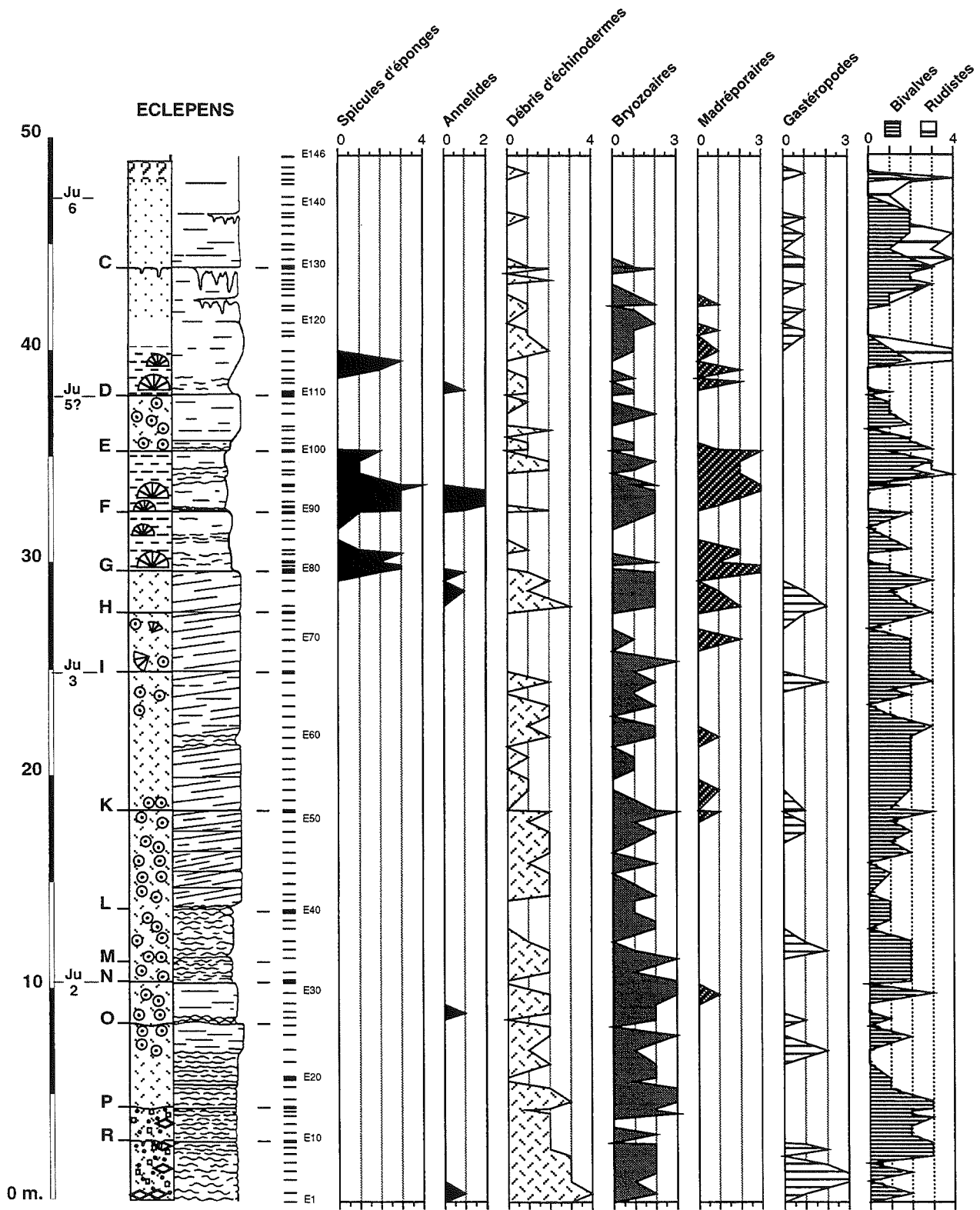


FIG. 128.- Coupe d'Eclépens, répartition des bioclastes.

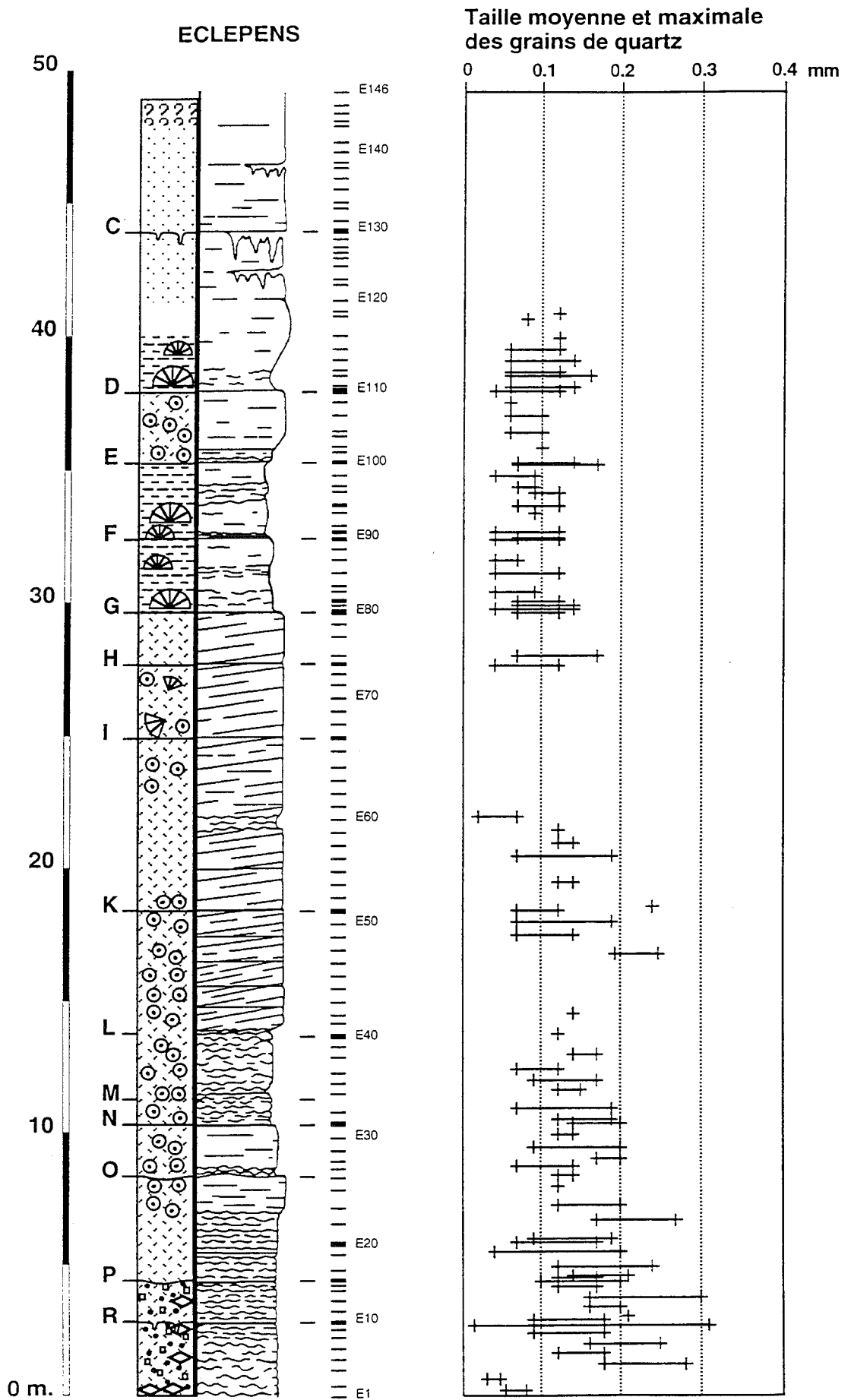


FIG. 129.- Coupe d'Eclépens,, taille des grains de quartz.

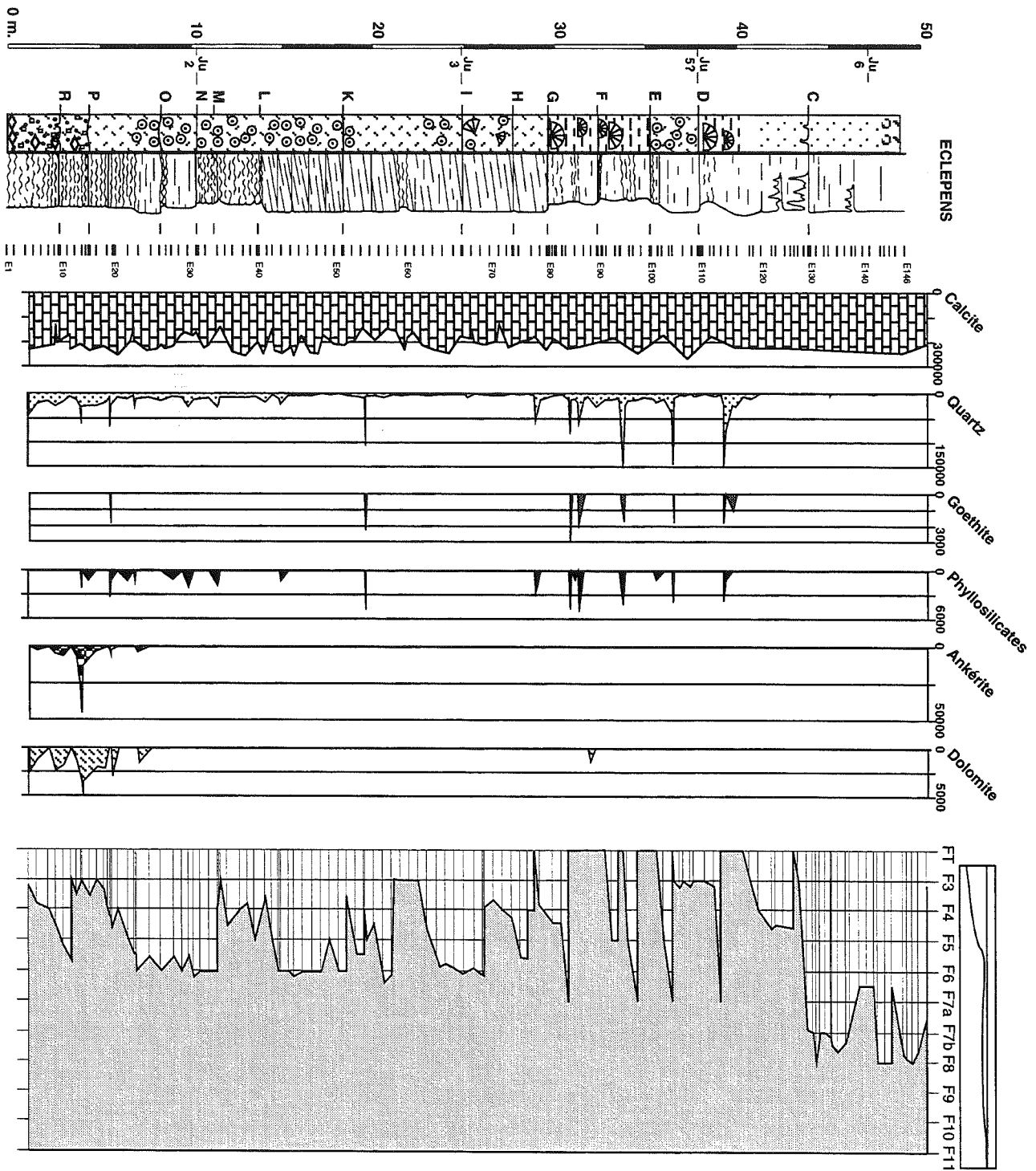


FIG. 130.- Coupe d'Eclépens, répartition, en intensités brutes (Coups Par Minute) des minéraux de la roche totale, comparaison avec la courbe de microfaciès.

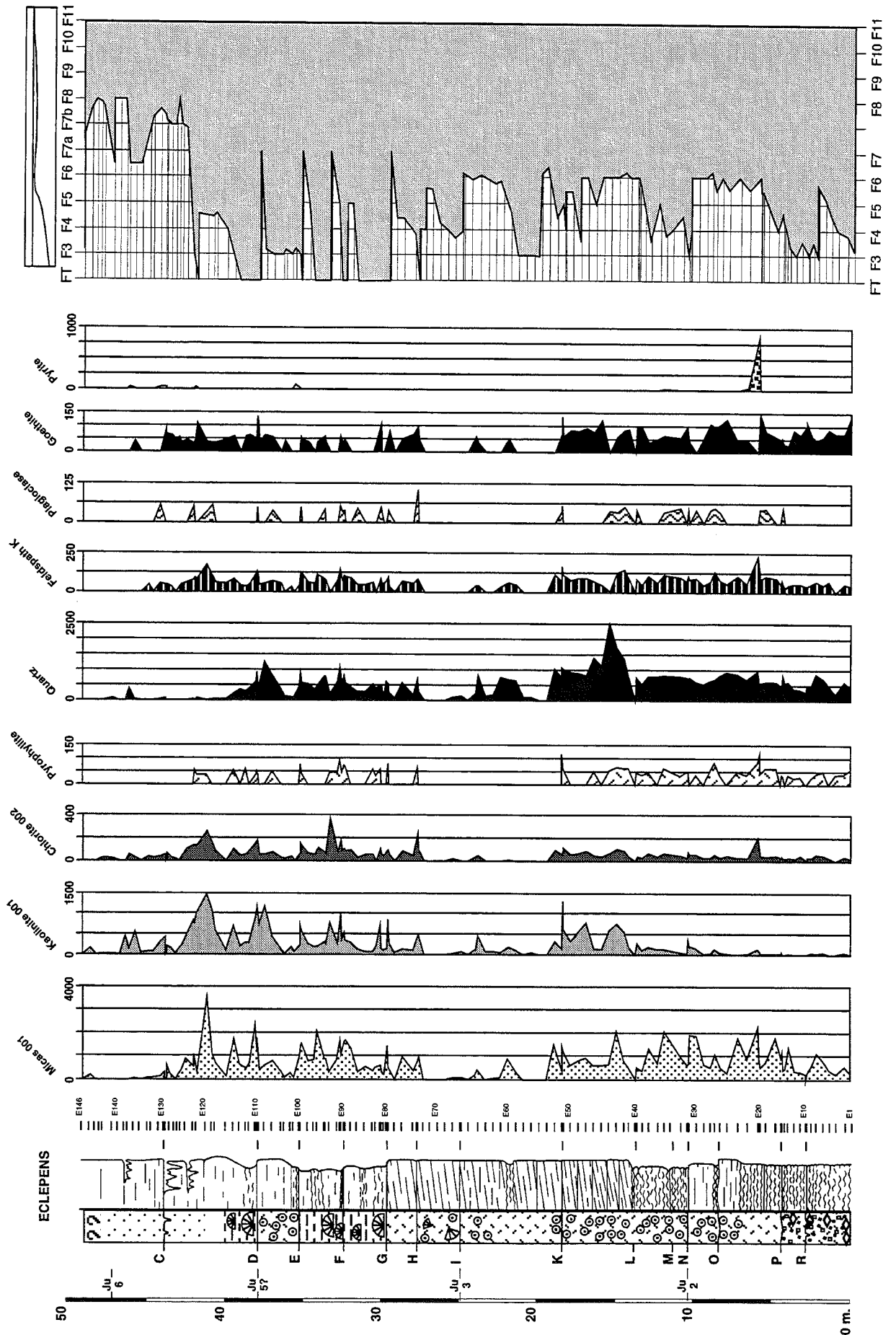


FIG. 131.- Coupe d'Eclépens, répartition, en intensités brutes (Coups Par Minute) des minéraux de la roche totale, comparaison avec la courbe de microfaciès.

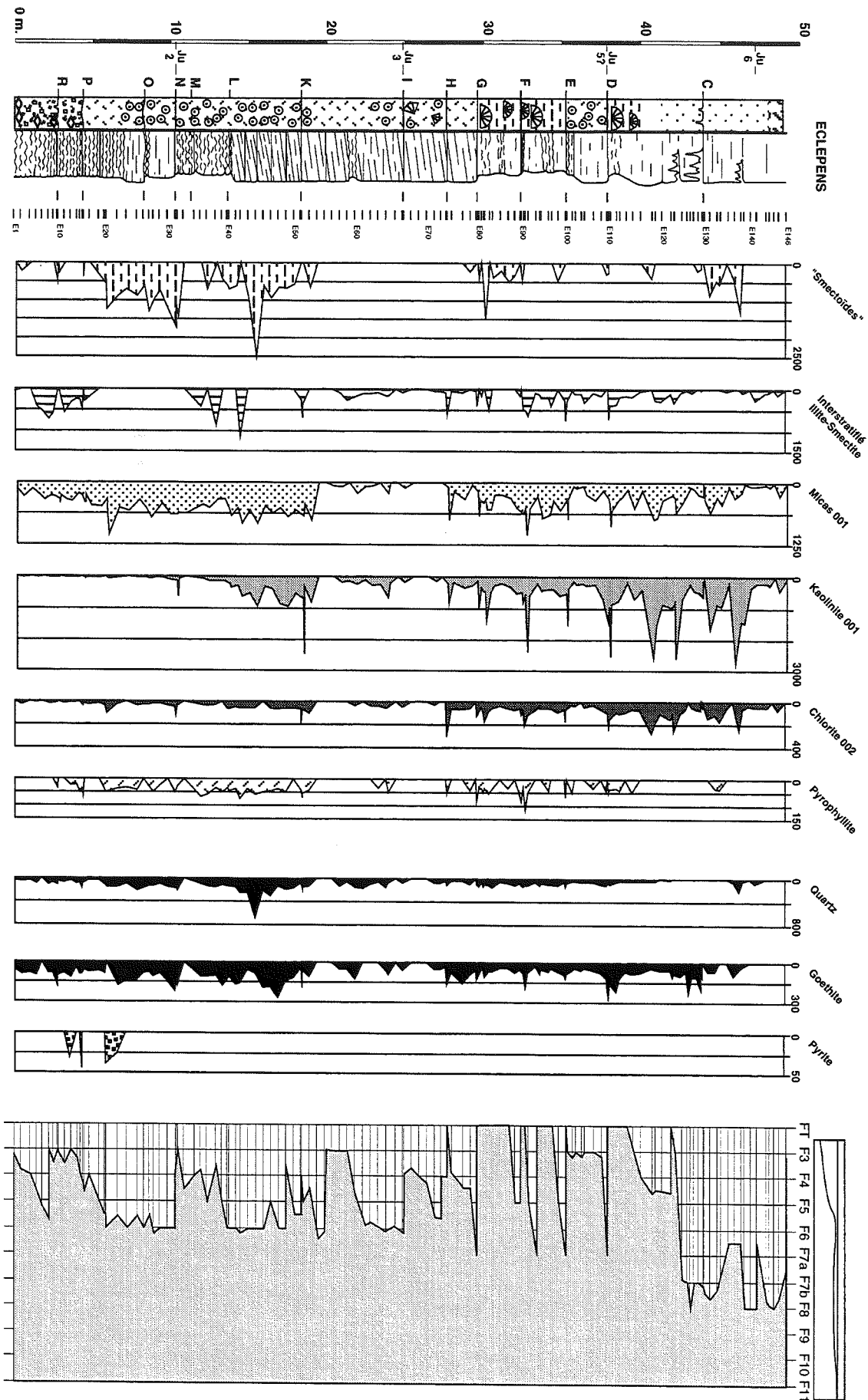


FIG. 132.- Coupe d'Eclépens, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères, en intensités brutes (Coups Par Seconde) de la fraction <math>< 2\mu\text{m}</math>. Comparaison avec les microfaciès.

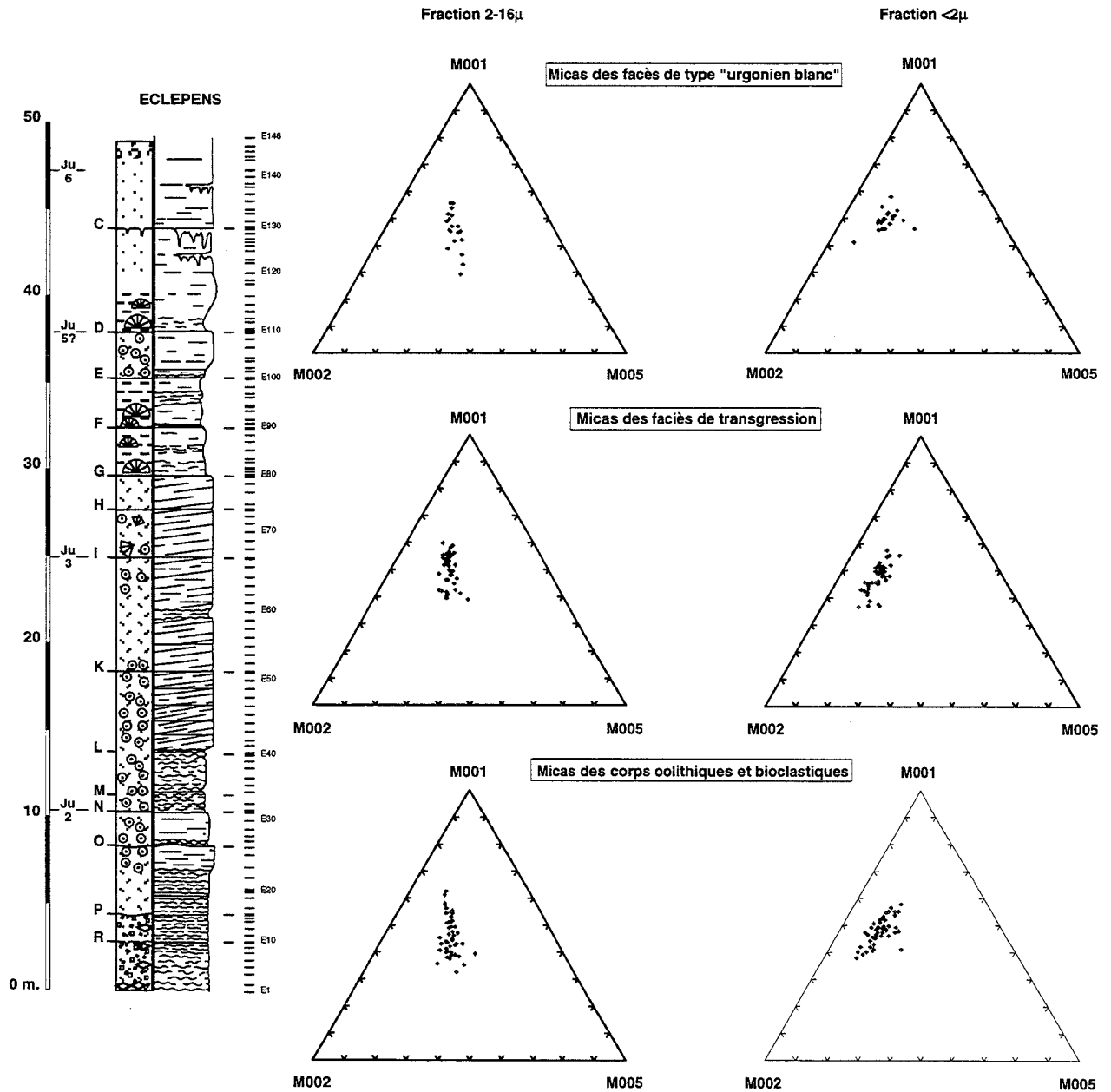


FIG. 133.- Coupe d'Eclépens, composition des micas des fractions 2-16 μ m et <2 μ m.

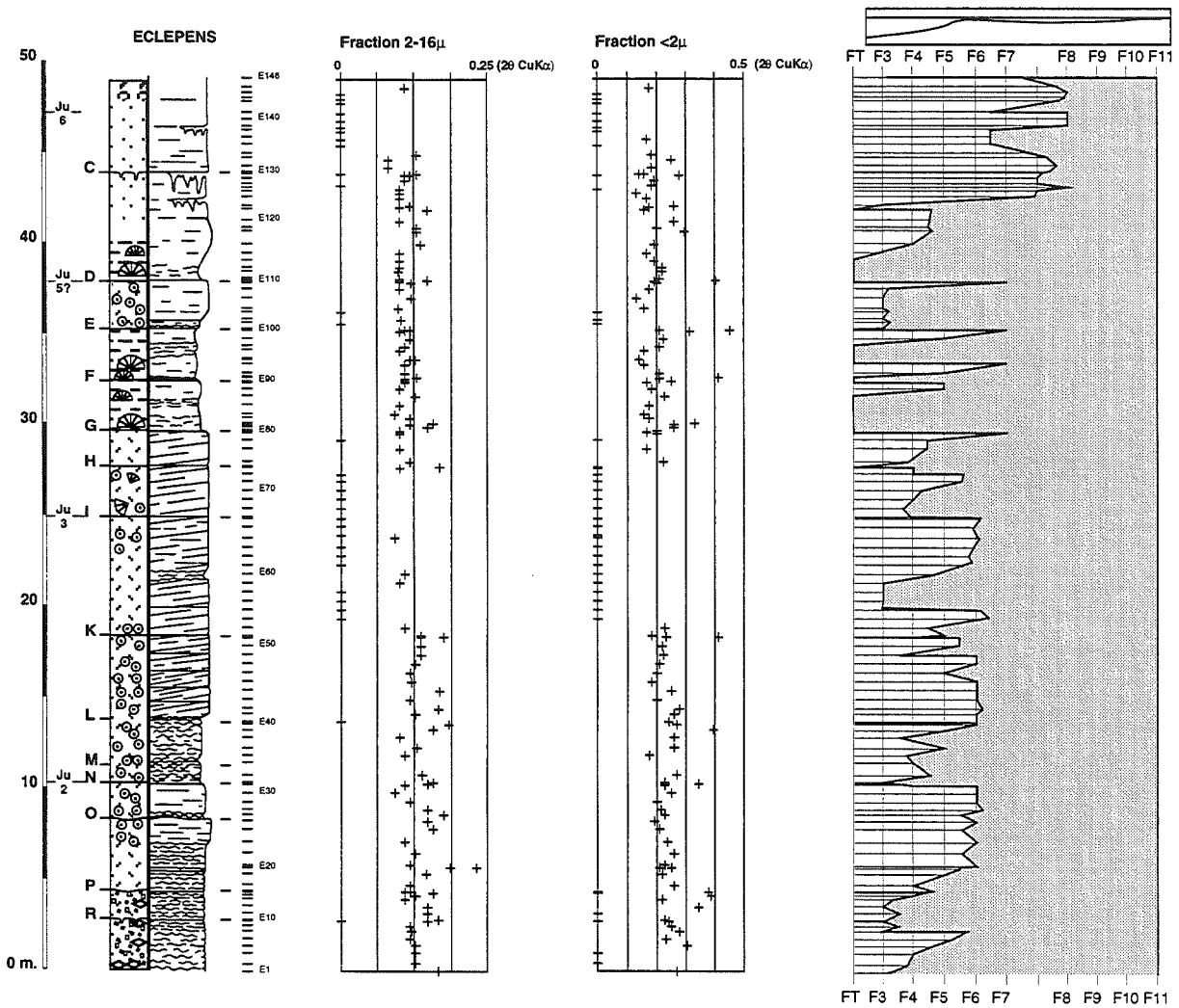


FIG. 134.- Coupe d'Eclépens, largeurs de Scherrer (fractions 2-16µm et <2µm), comparaison avec les microfaciès.

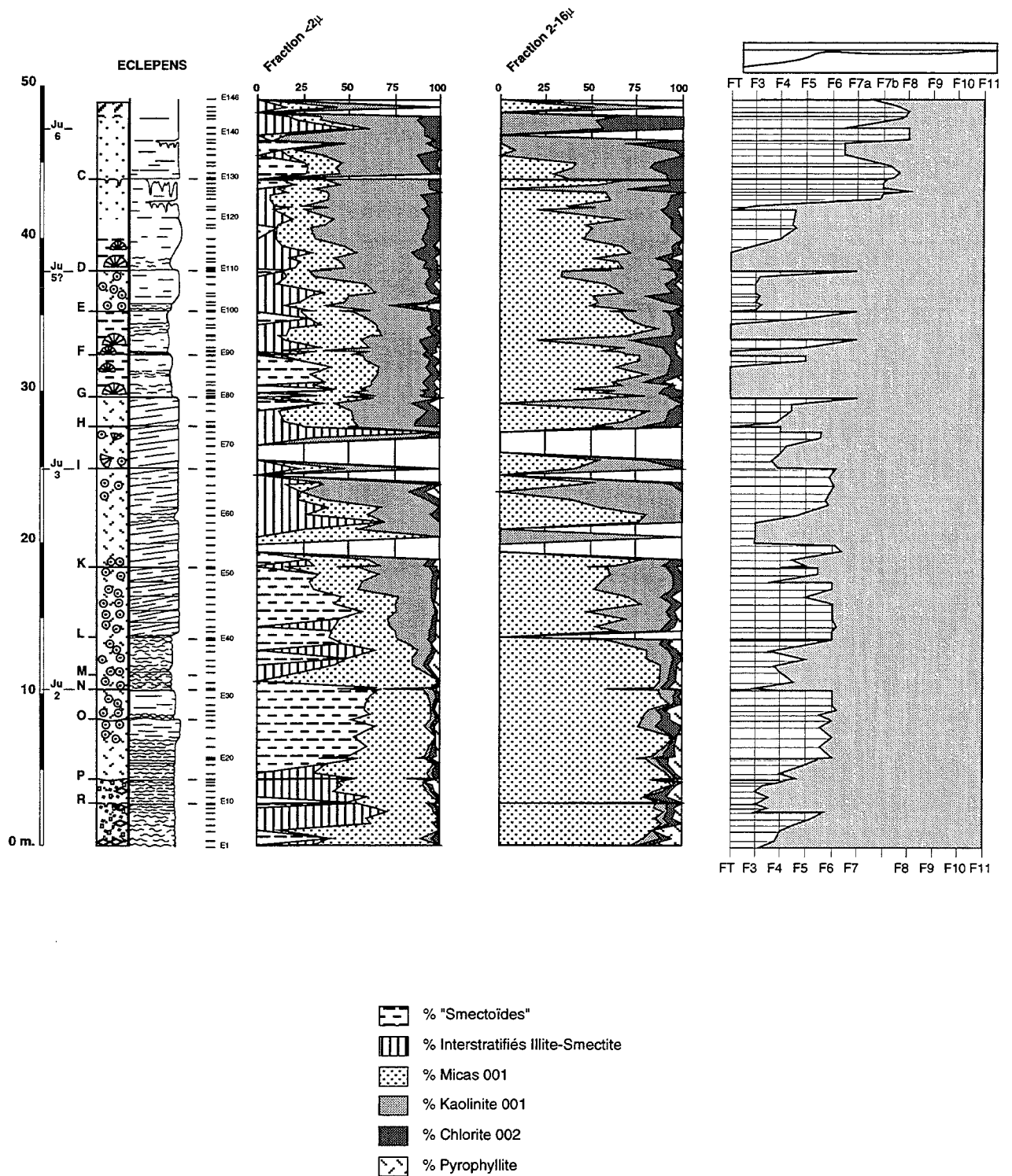


FIG. 135.- Coupe d'Eclépens, pourcentages relatifs des phyllosilicates des fractions $<2\mu\text{m}$ et $2-16\mu\text{m}$, comparaison avec la courbe de microfaciès.

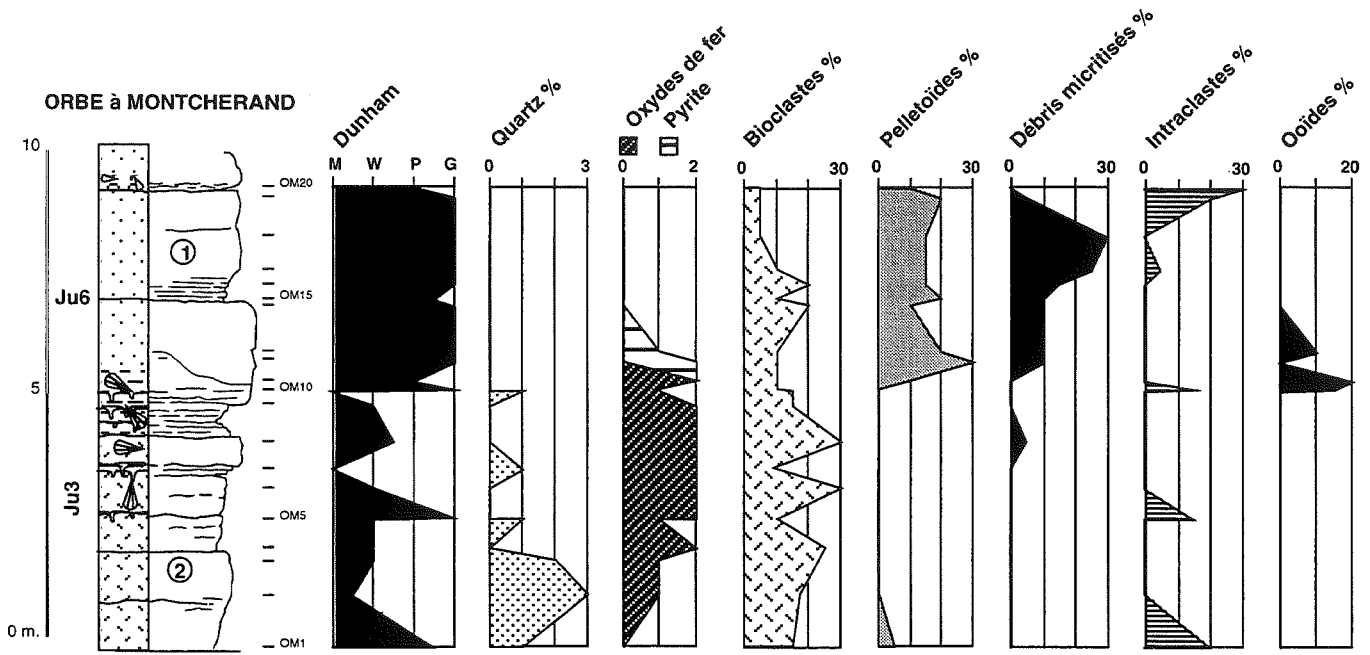


FIG. 136.- Coupe de l'Orbe à Moncherand, répartition des éléments figurés.

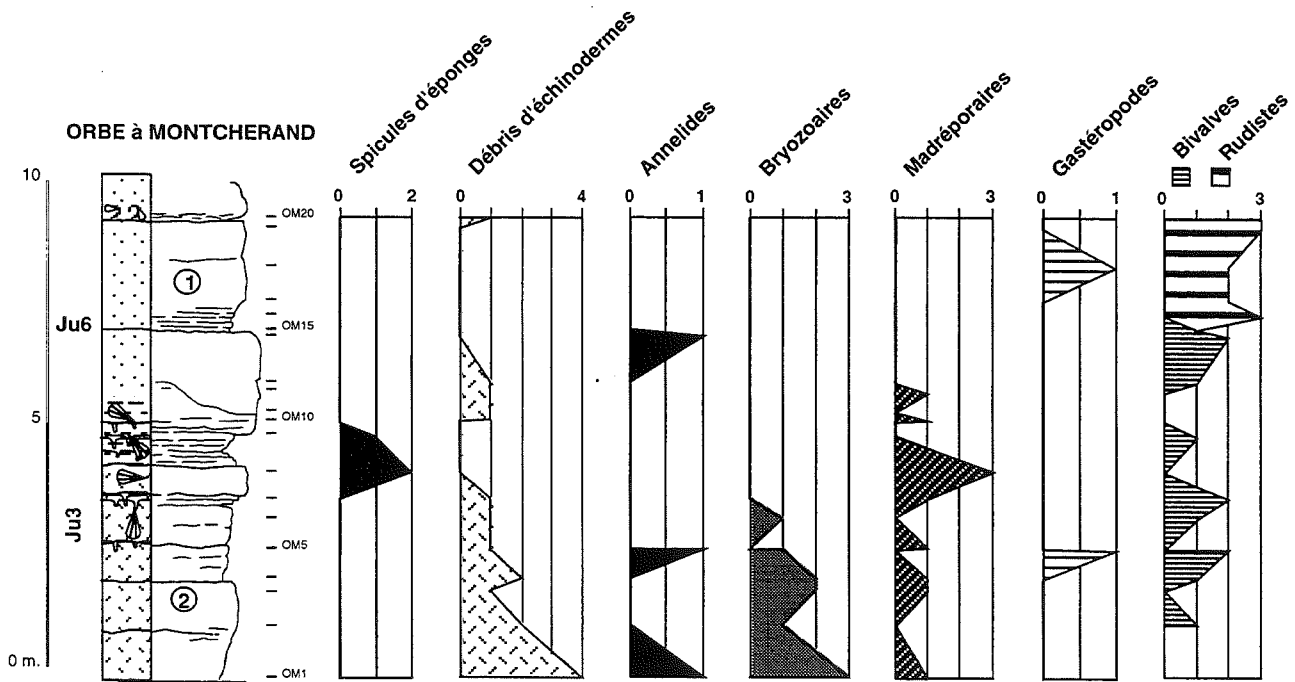
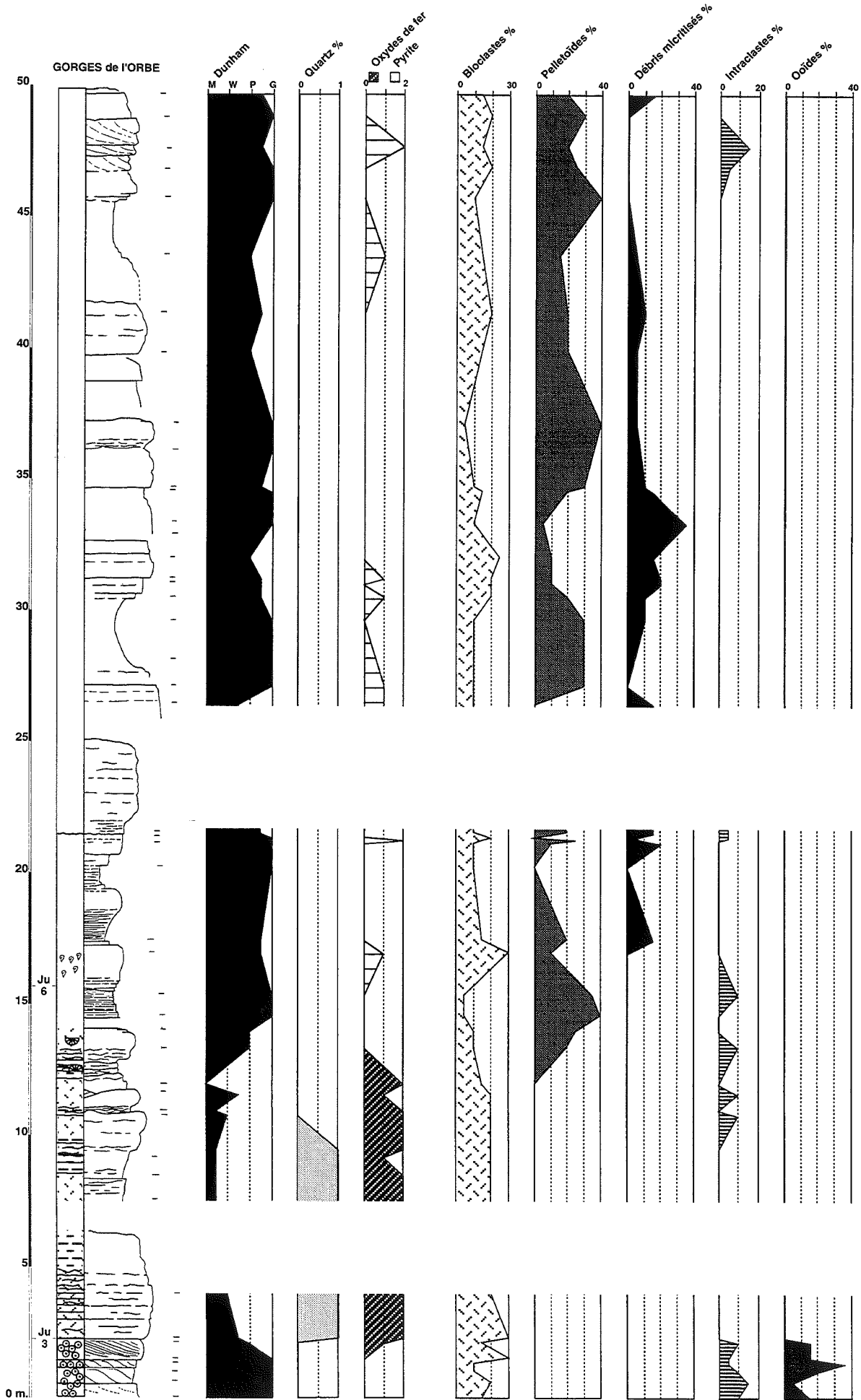


FIG. 137.- Coupe de l'Orbe à Moncherand, répartition des bioclastes.



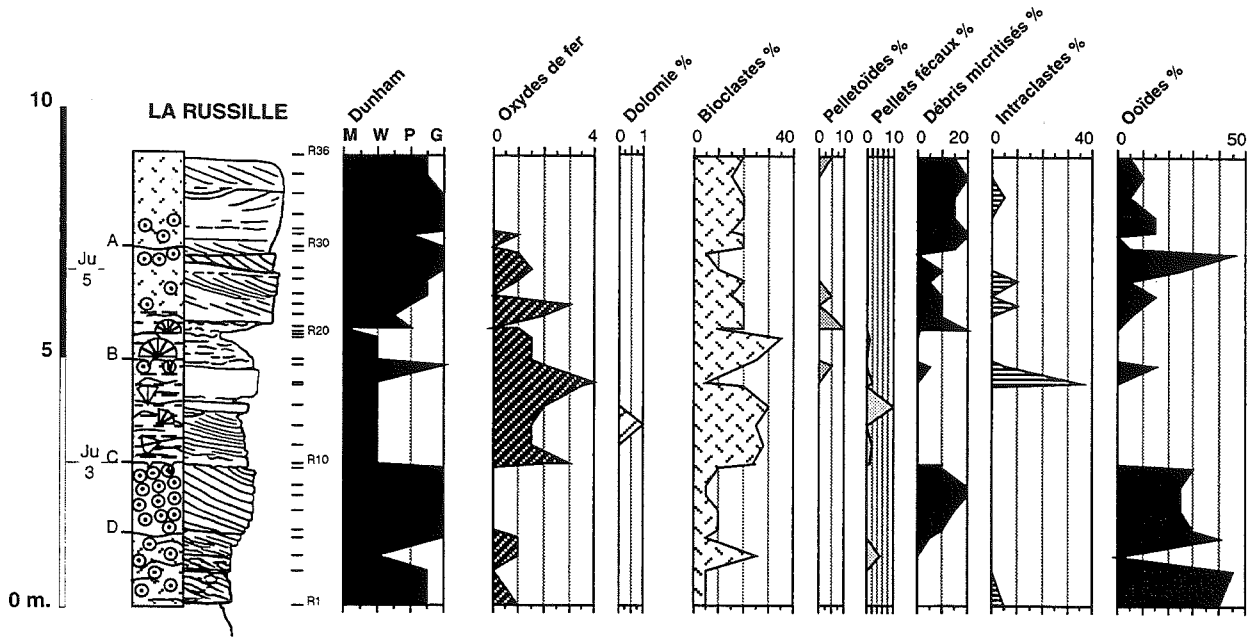


FIG. 139.- Coupe de La Russille, répartition des éléments figurés.

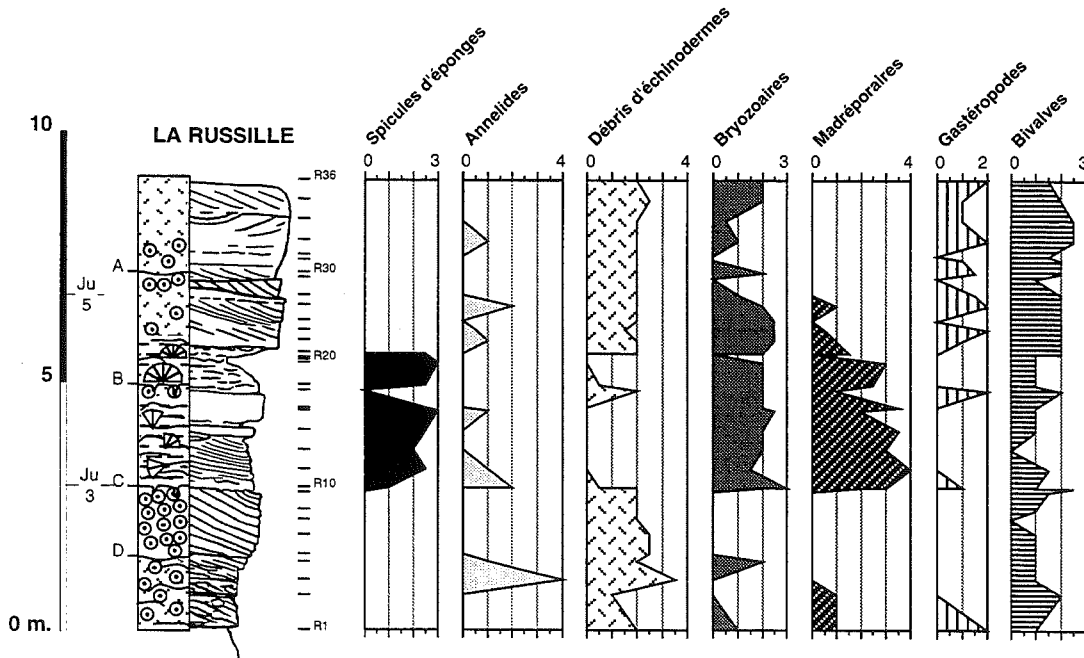


FIG. 140.- Coupe de La Russille, répartition des bioclastes.

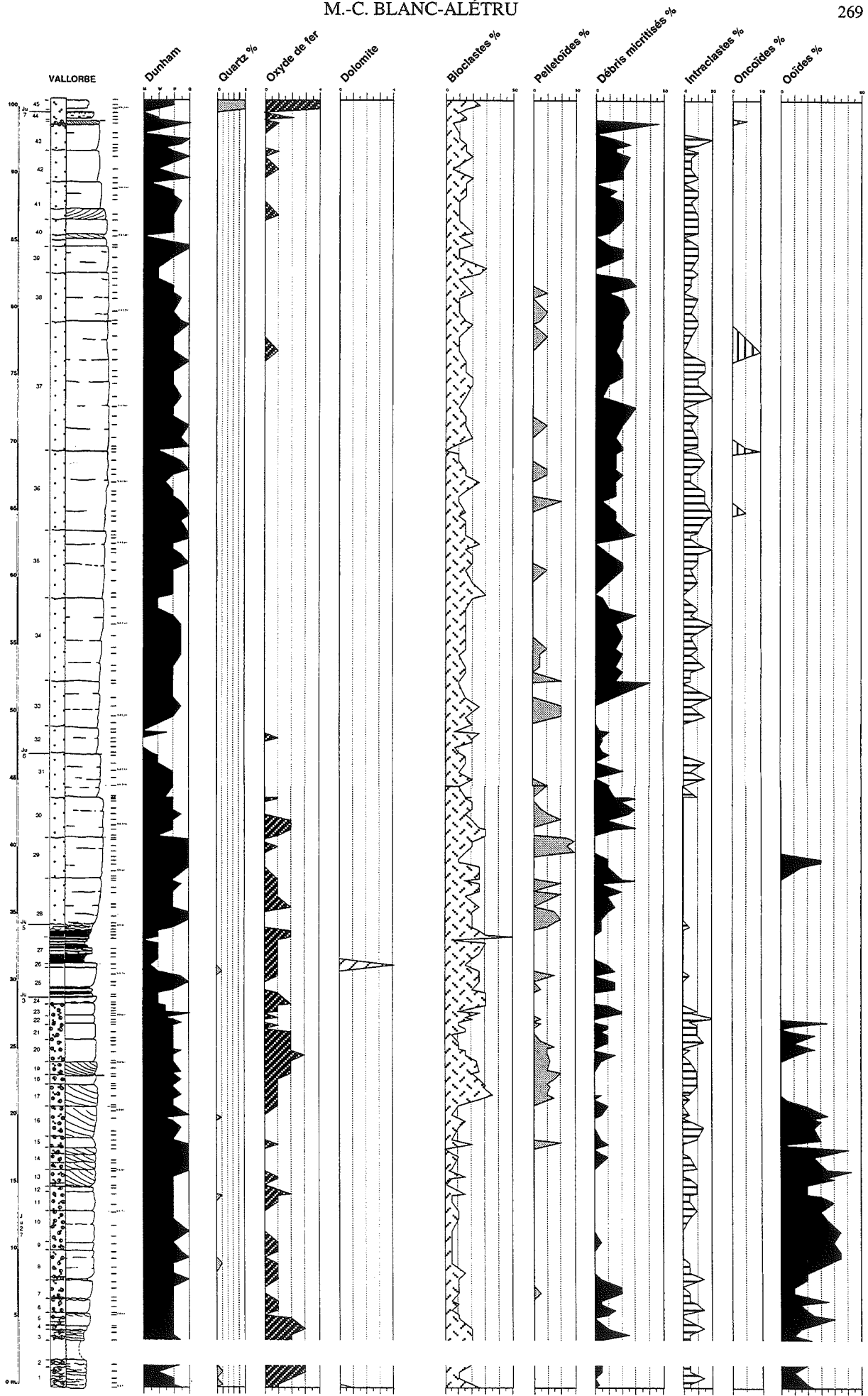


Fig. 141. - Coupe de Vallorbe, répartition des éléments figurés.

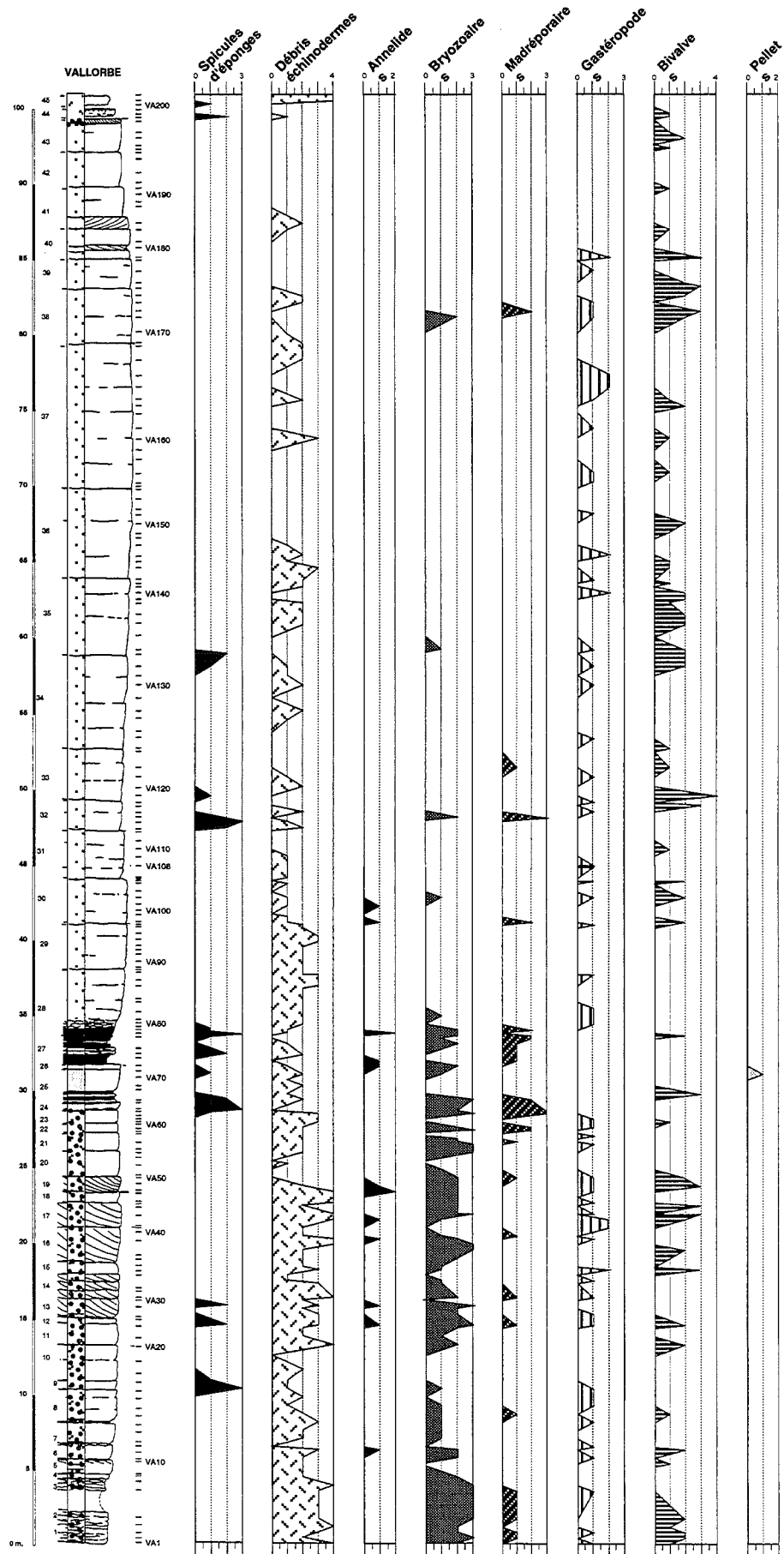


FIG. 142.- Coupe de Vallorbe, répartition des bioclastes.

										Séquences		
										Numéro de banc		
										Echantillon		
										154		<i>Lenticulina</i> sp.
										153		<i>Gauidryina tuchaensis</i>
										152		<i>Boliviniopsis labeosa</i>
										151		<i>Valvulineria</i> sp. 1 A.-V.
										150		<i>Textularia</i> sp.
										149		<i>Glomospira</i> sp.
										148		<i>Dasycladacea</i> ind.
										147		<i>Belorussiaella</i> sp.
										146		<i>Meandrospira favrei</i>
										145		<i>Trocholina odukpaniensis</i>
										144		<i>Acrucliammina</i> sp.
										143		<i>Neotrocholina</i> sp.
										142		<i>Neotrocholina</i> sp. (plate)
										141		<i>Triloculina</i> sp.
										140		<i>Miliolidae</i> ind.
										139		<i>Rumanoloculina robusta</i>
										138		<i>Pfenderina</i> sp.
										137		<i>Glomospira watersi</i>
										136		<i>Nautiloculina cretacea</i>
										135		<i>Charentia nana</i>
										134		<i>Agglutiné quartzeux</i>
										133		<i>Pseudoactinoporella fragilis</i>
										132		<i>Verneuilina cf. polonica</i>
										131		<i>Massilina</i> sp.
										130		<i>Gros agglutinés</i>
										129		<i>Charentia cuvillieri</i>
										128		<i>Orbitolinidae</i> ind.
										127		<i>Valvulineria</i> sp. 2 A.-V.
										126		<i>Moesiloculina hietzi</i>
										125		<i>Moesiloculina scythi</i>
										124		<i>Melathrokerion</i> sp.
										123		<i>Paracoskinolina</i> sp.
										122		<i>Orbitolinopsis debelmasi</i> ?
										121		<i>Salpingoporella</i> sp.
										120		<i>Cyclogyra</i> sp.
										119		<i>Trochamnioides coronus</i>
										118		<i>Terquemella</i> sp.
										117		<i>Nezzatinella</i> sp.
										116		<i>Pyrgo</i> sp.
										115		<i>Boliviniopsis qoletorum</i>
										114		<i>Textularia alexanderi</i>
										113		<i>Danubiella cf. gracilima</i>
										112		<i>Cornoboides</i>
										111		<i>Derventina filipescui</i>
										110		<i>Eclusia cf. moutyi</i>
										109		<i>Boliviniopsis</i> sp.
										108		<i>Neomeris</i> sp.
										107		<i>Ecoquella campiloides</i>
												<i>Trocholina saqqtaria</i>
												<i>Pseudotriloculina</i> sp.
												<i>Belorussiaella textilaroides</i>
												<i>Boliviniopsis rhopaloides</i>
												<i>Andersenella rumana</i>
												<i>Textularia tetragonica</i>
												<i>Nezzatinella macovi</i>
												<i>Belorussiaella cf. taurica</i>
												<i>Nautiloculina broennimanni</i>
												<i>Falsurgonina cf. pileola</i>
												<i>Eclusia decastris</i>
												<i>Choffatella deciens</i>
												<i>Praedictyorbolina carthusiana clavellii</i> ?
												<i>Arenobulimina</i> sp.
												<i>Koskinobulimina socialis</i>
												<i>Haplophragmoides cf. globosus</i>
												<i>Dobrogeina</i> sp.
												<i>Boueina</i> sp.
												<i>Glomospira aff. gaultina</i>
												<i>Praedictyorbolina c. carthusiana</i>
												<i>Melathrokerion valserinensis</i>
												<i>Neotrocholina aff. friburgensis</i>
												<i>Sabaudia minuta</i>
												<i>Paleodictyoconus</i> sp.
												<i>Lenticulina (L.) cf. espitaleri</i>
												<i>Caveuxia</i> sp.
												<i>Glomospira aff. elongata</i>
												<i>Arenobulimina aff. corniculum</i> A.-V.
												<i>Nubeculina</i> sp.
												<i>Pseudolituonella</i> sp.
												<i>Bacillina</i> sp.
												<i>Pfenderina globosa</i>
												<i>Patellovalvulina cf. patuliusi</i>
												<i>Vercozella</i> sp.
												<i>Trocholina molata</i>
												<i>Textularidae</i> ind.
												<i>Arenobulimina corniculum</i>
												<i>Arenobulimina</i> ? sp.
												<i>Cribellopsis</i> sp.
												<i>Dissocladella hauteriviana</i>
												<i>Moesiloculina danubiana</i>
												<i>Trocholina aff. elongata</i>
												<i>Debarina cf. hacumerensis</i>
												<i>Novalesia cornucopia</i> ?
												<i>Verneuilinidae</i> ind.
												<i>Glomospira cf. urgoniana</i>
												<i>Valserina broennimanni</i>
												<i>Pseudolituonella gavonensis</i>
												<i>Siphotextularia</i> sp.
												<i>Cuneolina</i> ? sp.
												<i>Novalesia cornucopia</i>
												<i>Praereticulinella cuvillieri</i>
												<i>Massilina texasensis</i>
												<i>Paracoskinolina mavnci</i>
												Annélides
												Bryozoaires branchus
												Bryozoaires en boules
												Bryozoaires encroûtants
												Exone calcaire
												Madréporaires
												Rudistes
												Coprolithes
												Quartz
												Ooides à cortex laminaire
												Dissolution

TAB. 25 (suite).- Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Vallorbe.

		Séquences	
		Numéro de banc	
		Echantillon	
		106	Lenticulina sp.
			Gaudryina tuchaensis
			Bolivinospis labecosa
			Valvulinia sp. 1 A.-V.
			Textularia sp.
			Glomospira sp.
			Dasycladocera ind.
			Belorussiella sp.
			Meandrospira favrei
			Trocholina odukpaniensis
			Acrullamina sp.
			Neotrocholina sp. (plate)
			Triloculina sp.
			Miliolidae ind.
			Rumantoloculina robusta
			Pfenderina sp.
			Glomospira watersi
			Nautiloculina cretacea
			Charentia nana
			Aquliné quartzeux
			Pseudoactinoporella fragilis
			Verneuilina cf. polonica
			Massilina sp.
			Gros aqulines
			Charentia cuvillieri
			Orbitolinidae ind.
			Valvulinia sp. 2 A.-V.
			Moesiloculina histri
			Moesiloculina scytia
			Melathrokerion sp.
			Paracoskinolina sp.
			Orbitolinopsis debelmasi ?
			Salpingoporella sp.
			Cycloayra sp.
			Trochammines coronus
			Terquemella sp.
			Nezzatinella sp.
			Pyrro sp.
			Bolivinospis golstorum
			Textularia alexandri
			Danubiella cf. gracilima
			Cornorboides
			Derventina filipesqui
			Eclusia cf. mouyi
			Bolivinospis sp.
			Neomeris sp.
			Ecougella camploides
			Trocholina saggitaria
			Pseudotriloculina sp.
			Belorussiella textularioides
			Bolivinospis rhopaloides
			Andersenia rumana
			Textularia tetragonica
			Nezzatinella macovei
			Belorussiella cf. taurica
			Nautiloculina broennimanni
			Falsurgonina cf. pileola
			Eclusia decastroi
			Choffatella decipiens
			Praedictyorbilina carthusiana clavell?
			Arenobulimina sp.
			Koskinobulimina socialis
			Haplophragmoides cf. globosus
			Dobrogelina sp.
			Boueina sp.
			Glomospira aff. saultina
			Praedictyorbilina c. carthusiana
			Melathrokerion valserinensis
			Neotrocholina aff. triburgensis
			Sabaudia minuta
			Palaedictyoconus sp.
			Lenticulina (L.) cf. espitalei
			Cayeuxia sp.
			Glomospira aff. elongata
			Arenobulimina aff. corniculum A.-V.
			Nubecularia sp.
			Pseudolituonella sp.
			Bacinella sp.
			Pfenderina globosa
			Patellovalvulina cf. patruilusi
			Vercorsella sp.
			Trocholina molesta
			Textularidae ind.
			Arenobulimina corniculum
			Arenobulimina ? sp.
			Cribellopsis sp.
			Dissociadella hauteriviana
			Moesiloculina danubiana
			Trocholina aff. elongata
			Dabaria cf. haounerensis
			Novalesia cornucopia ?
			Verneuilidae ind.
			Glomospira cf. urgoniana
			Valseria broennimanni
			Pseudolituonella gevonensis
			Siphotextularia sp.
			Cuneolina ? sp.
			Novalesia cornucopia
			Praeretulinella cuvillieri
			Massilina texasensis
			Paracoskinolina maynci
			Annelides
			Bryozoaires branchus
			Bryozoaires en boules
			Bryozoaires encroûtants
			Eponge calcaire
			Madréporaires
			Rudistes
			Coprolithes
			Quartz
			Ooides à cortex laminaire
			Dissolution

TAB. 25 (suite).- Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Vallorbe.

Légende : ° rare; o transporté (présent); O transporté (abondant); x "en place" (présent); X "en place" (abondant).

		Séquences	
		Numéro de banc	
		Echantillon	
1	1		Lenticulina sp.
1	2		Gauchryna tuchaensis
1	3		Bolvinopsis laevis
1	4		Valvulineria sp. 1 A.-V.
1	5		Textularia sp.
1	6		Glomospira sp.
1	7		Dasycladacea ind.
1	8		Belorussiaella sp.
1	9		Meandrospira favrei
1	10		Trocholina odukanienensis
1	11		Acruliammina sp.
1	12		Neotrocholina sp.
1	13		Neotrocholina sp. (plate)
1	14		Trilocolina sp.
1	15		Miliolidae ind.
1	16		Rumanolocolina robusta
1	17		Pfenderina sp.
1	18		Glomospira watersi
1	19		Nautilocolina cretacea
1	20		Charentia nana
1	21		Aquilinid quartzeux
1	22		Pseudoclinoporella fragilis
1	23		Vermeulina cf. polonica
1	24		Massilia sp.
1	25		Gios aquitain
1	26		Charentia cuvillieri
1	27		Orbitolinidae ind.
1	28		Valvulineria sp. 2 A.-V.
1	29		Moessilocolina histri
1	30		Moessilocolina scytia
1	31		Melathrokerion sp.
1	32		Paracoskinolina sp.
1	33		Orbitolinopsis debelmasi ?
1	34		Salpinxoporella sp.
1	35		Cyclogyra sp.
1	36		Trochamminoides coronus
1	37		Terquemella sp.
1	38		Nezzatinella sp.
1	39		Pyrgo sp.
1	40		Bolvinopsis goletorum
1	41		Textularia alexanderi
1	42		Danubella cf. gracilima
1	43		Cornuboides
1	44		Derventina filipesculi
1	45		Eclusia cf. moutyi
1	46		Bolvinopsis sp.
1	47		Neomeris sp.
1	48		Ecourella campiloides
1	49		Trocholina sagittaria
1	50		Pseudotriocolina sp.
1	51		Belorussiaella textularioides
1	52		Bolvinopsis rhopaloides
1	53		Anderssonia umana
1	54		Textularia tetragonica
1	55		Nezzatinella macovei
1	56		Belorussiaella cf. laurica
1	57		Nautilocolina broennimanni
1	58		Falsurgonina cf. pileola
1	59		Eclusia decastroi
1	60		Choffatella decipiens
1	61		Praedictyorbolina carthusiana clavell?
1	62		Arenobulimina sp.
1	63		Koskinobulimina socialis
1	64		Haplophragmoides cf. globosus
1	65		Dobrogeina sp.
1	66		Boueina sp.
1	67		Glomospira aff. gaultina
1	68		Praedictyorbolina c. carthusiana
1	69		Melathrokerion valserinensis
1	70		Neotrocholina aff. friburgensis
1	71		Sabaudia minuta
1	72		Paleodictyoconus sp.
1	73		Lenticulina (L.) cf. espitalei
1	74		Caveuxia sp.
1	75		Glomospira aff. elongata
1	76		Arenobulimina aff. corniculum A.-V.
1	77		Nubeculina sp.
1	78		Pseudolituonella sp.
1	79		Bacinelia sp.
1	80		Pfenderina globosa
1	81		Patellovalvulina cf. patuliusi
1	82		Vercorsella sp.
1	83		Trocholina molesta
1	84		Textularidae ind.
1	85		Arenobulimina corniculum
1	86		Arenobulimina ? sp.
1	87		Cribellopsis sp.
1	88		Dissociadella hauteriviana
1	89		Moessilocolina danubiana
1	90		Trocholina aff. elongata
1	91		Debarina cf. haunerensis
1	92		Novalesia cornucopia ?
1	93		Vermeulinidae ind.
1	94		Glomospira cf. urgoniana
1	95		Valserina broennimanni
1	96		Pseudolituonella gavonensis
1	97		Siphotextularia sp.
1	98		Cuneolina ? sp.
1	99		Novalesia cornucopia
1	100		Praereticulinella cuvillieri
1	101		Massilia texasensis
1	102		Paracoskinolina meynci
1	103		Annelides
1	104		Bryozoaires branchus
1	105		Bryozoaires en boules
1	106		Bryozoaires encroûtants
1	107		Eponge calcaire
1	108		Madréporaires
1	109		Fuidistes
1	110		Coprolithes
1	111		Quartz
1	112		Ooides à cortex laminaire
1	113		Dissolution

Tab. 25 (suite).- Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Vallorbe.

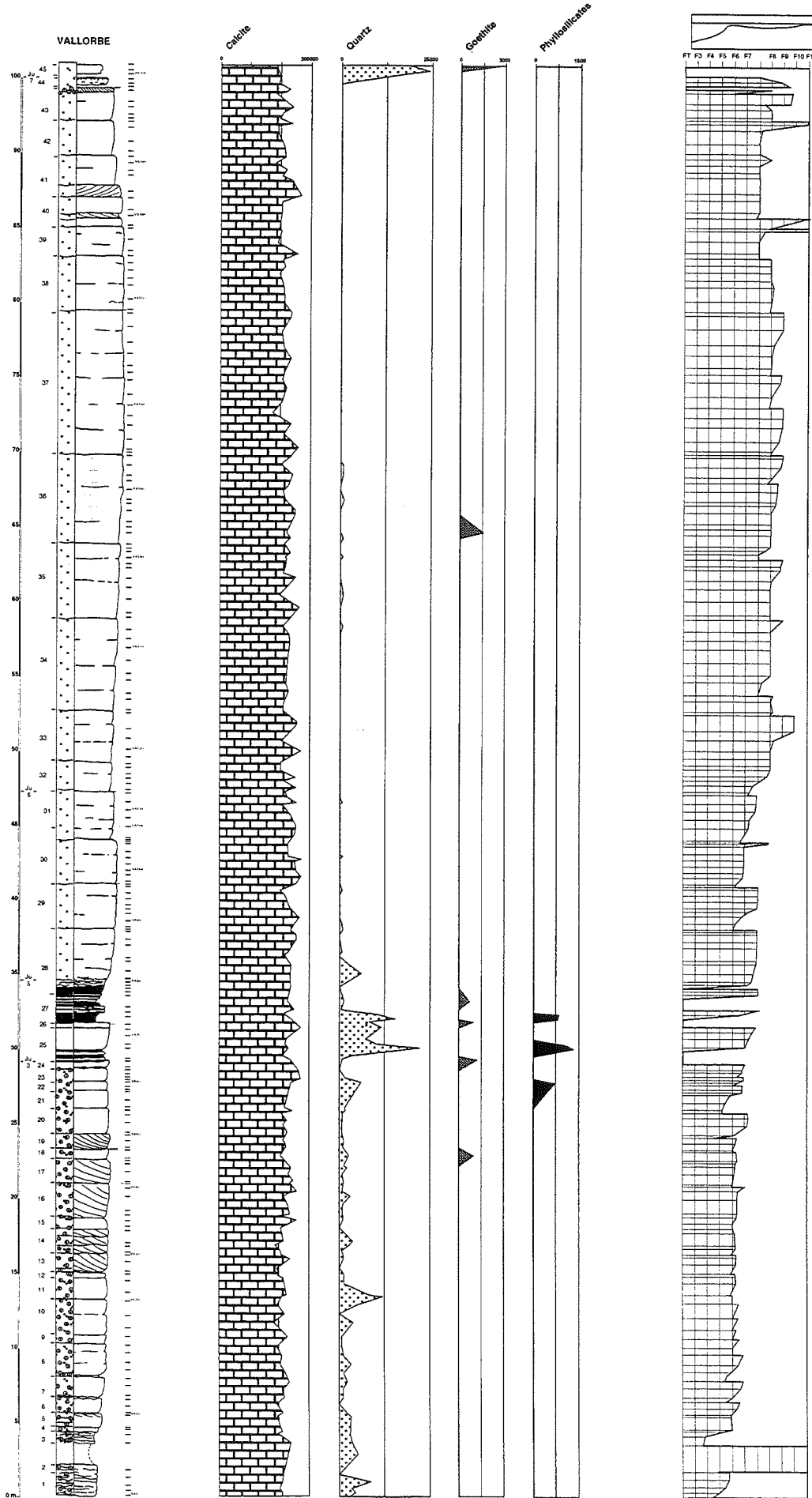


FIG. 143.- Coupe de Vallorbe, répartition, en intensités brutes (Coups Par Minute), des minéraux de la roche totale ; relation avec les microfaciès.

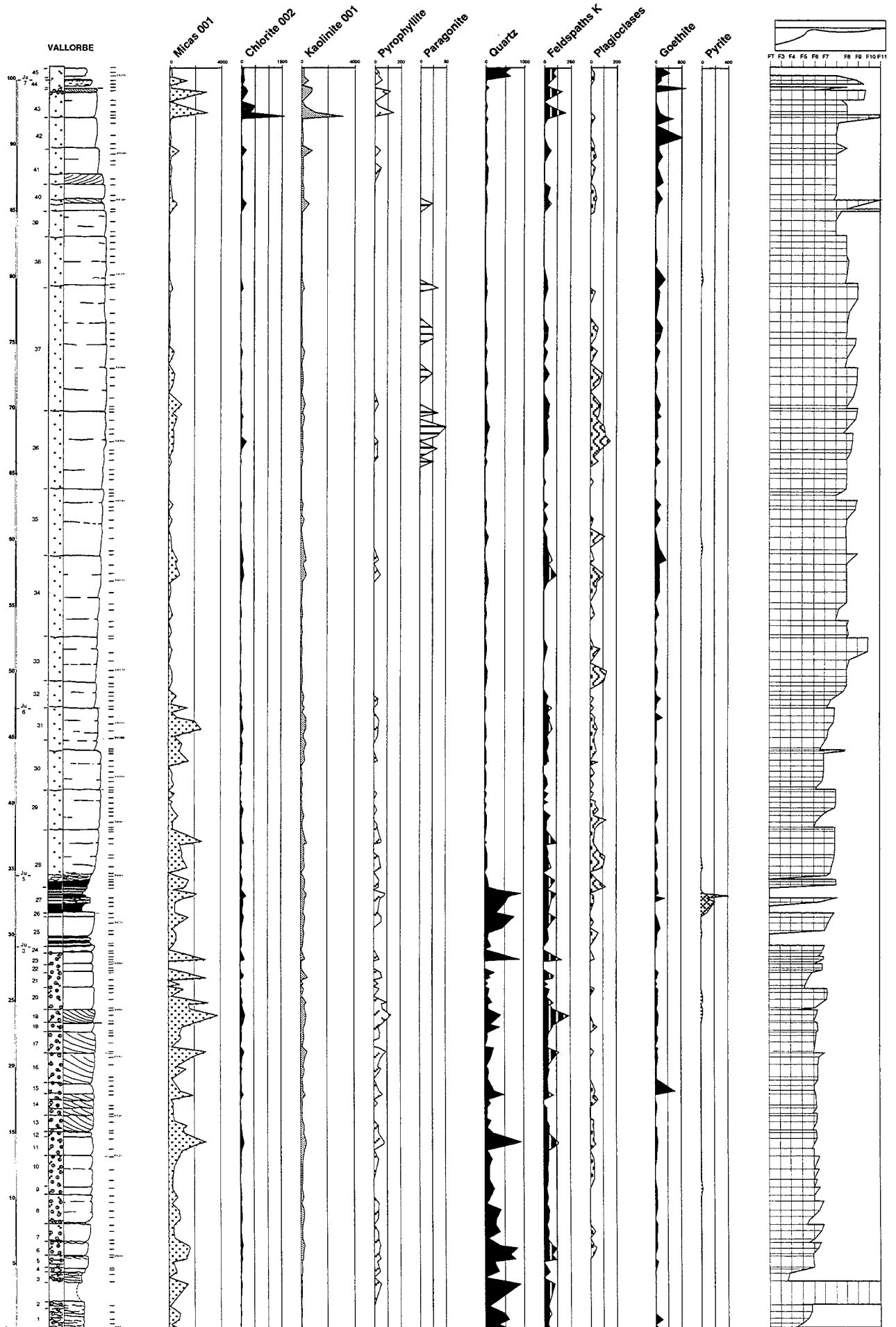


FIG. 144.- Coupe de Vallorbe, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères (fraction 2-16 μm), intensités en Coups Par Seconde (CPS).
Géologie Alpine, 1995, Mémoire H.S. n° 24

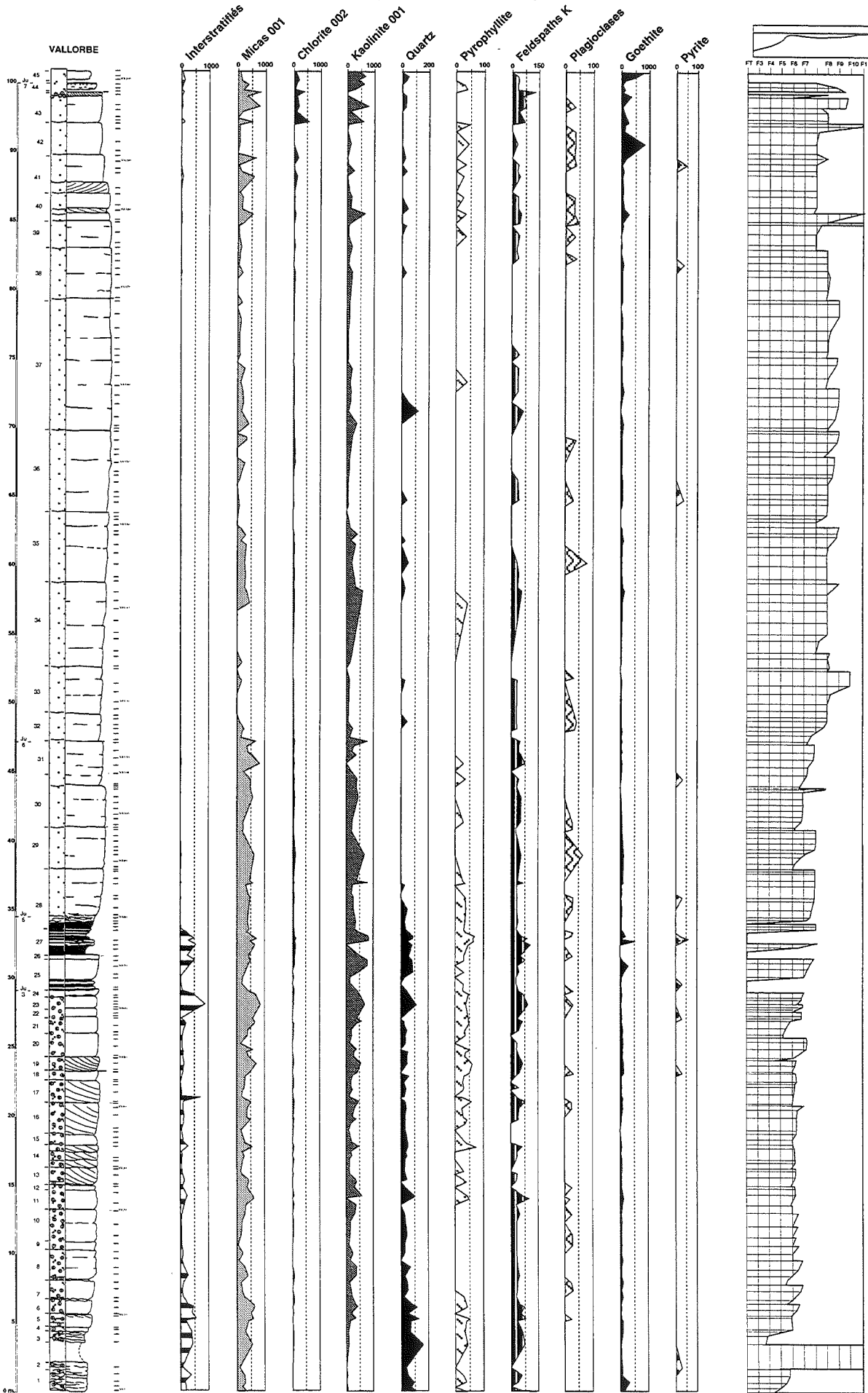


FIG. 145.- Coupe de Vallorbe, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrières (fraction $< 2 \mu\text{m}$), intensités en Coups Par Seconde (CPS).

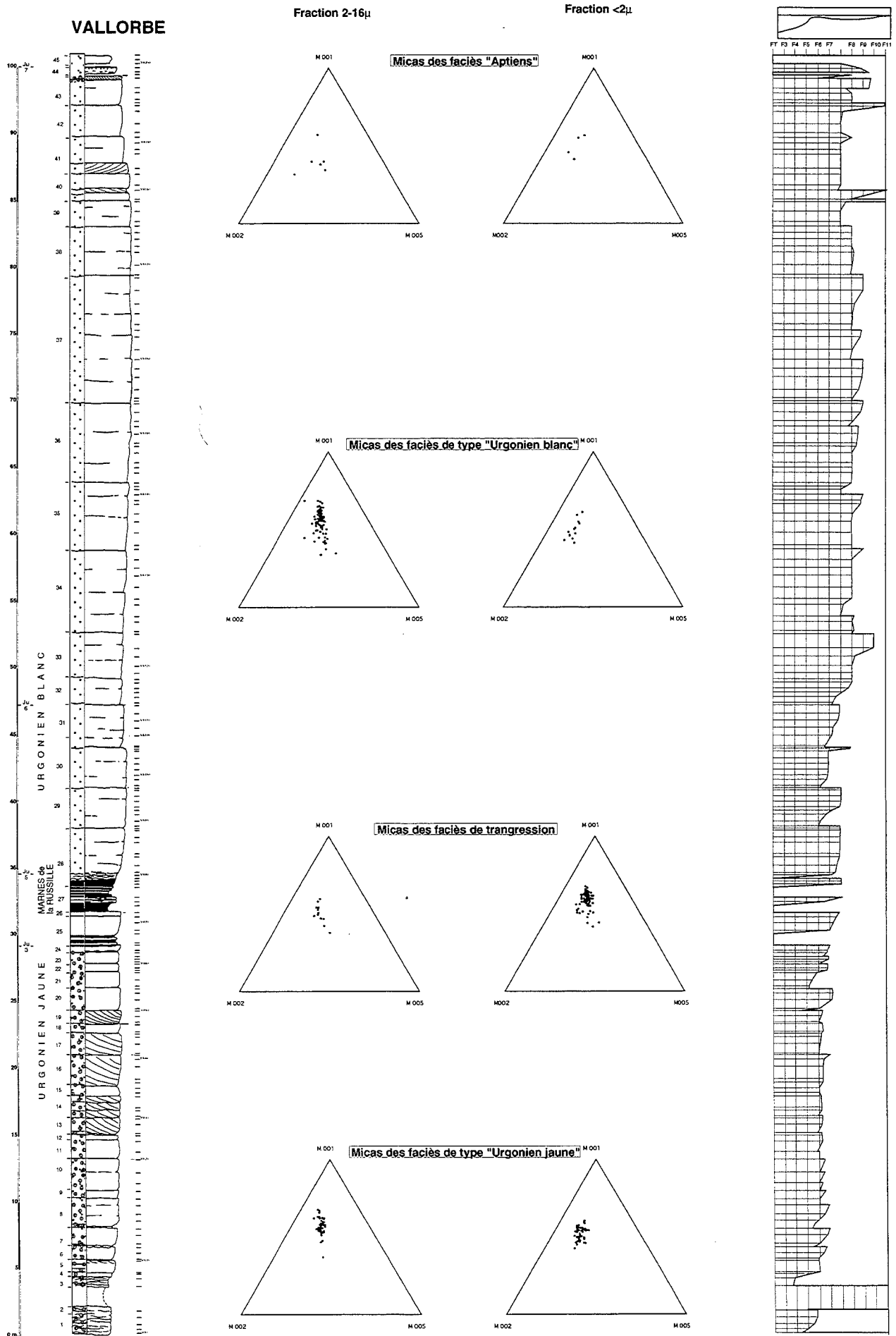


FIG. 146.- Coupe de Vallorbe, composition des micas des fractions 2-16 μ m et <2 μ m.

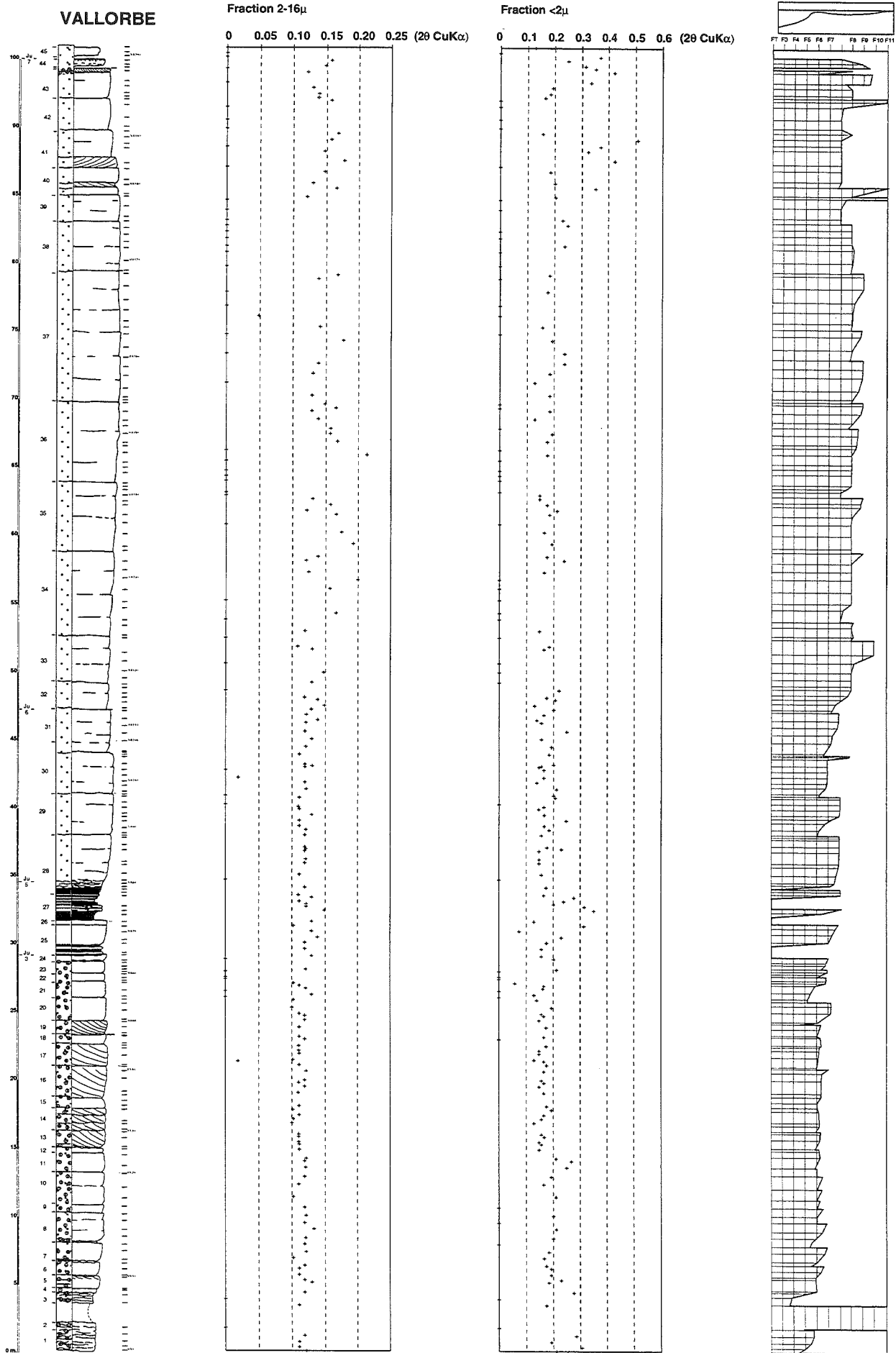


FIG. 147.- Coupe de Vallorbe, largeurs de Scherrer (fractions 2-16 μ m et <2 μ m).

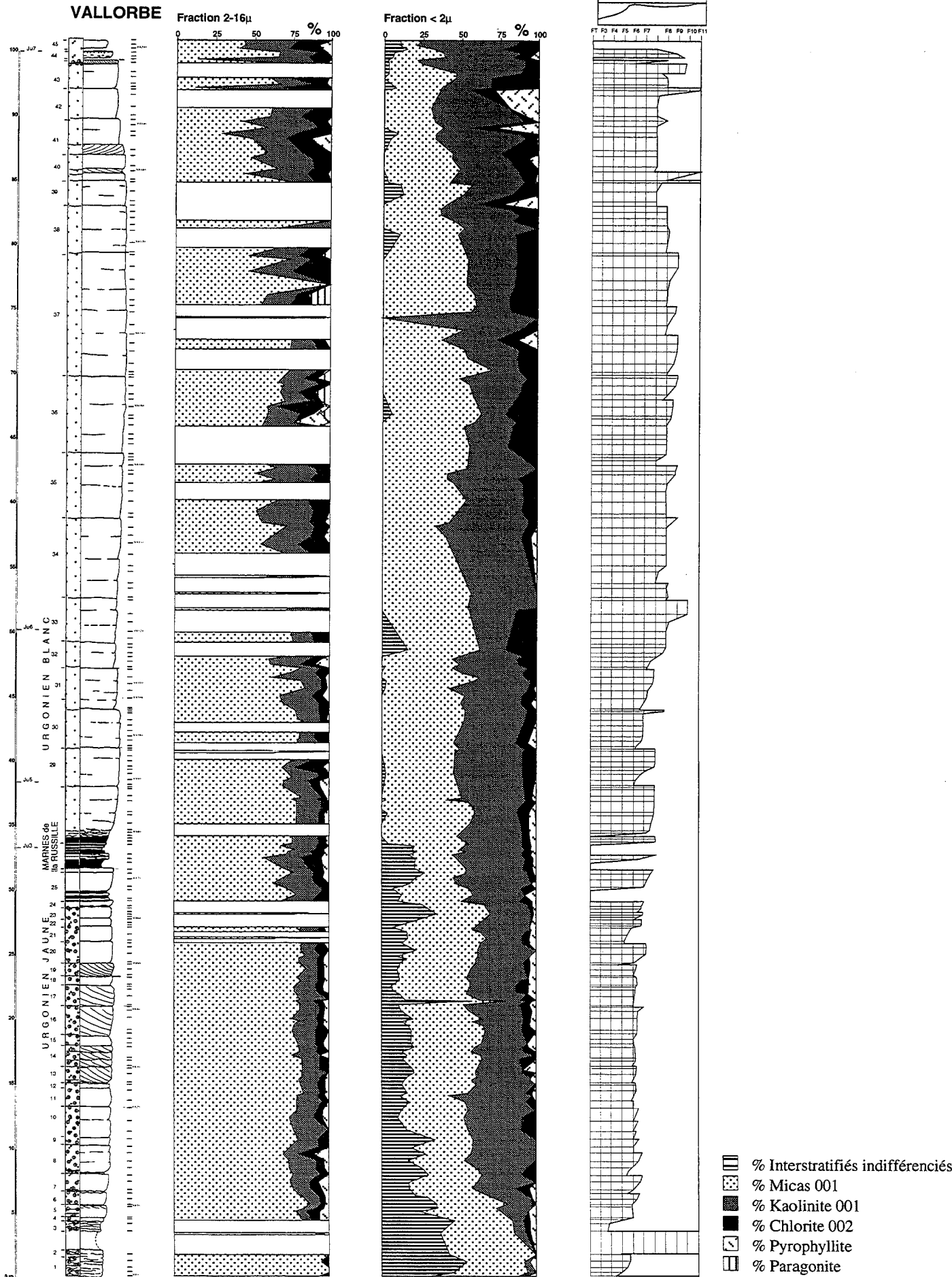


FIG. 148.- Coupe de Vallorbe, répartition des pourcentages relatifs des phyllosilicates (fractions 2-16 μ m et <2 μ m).

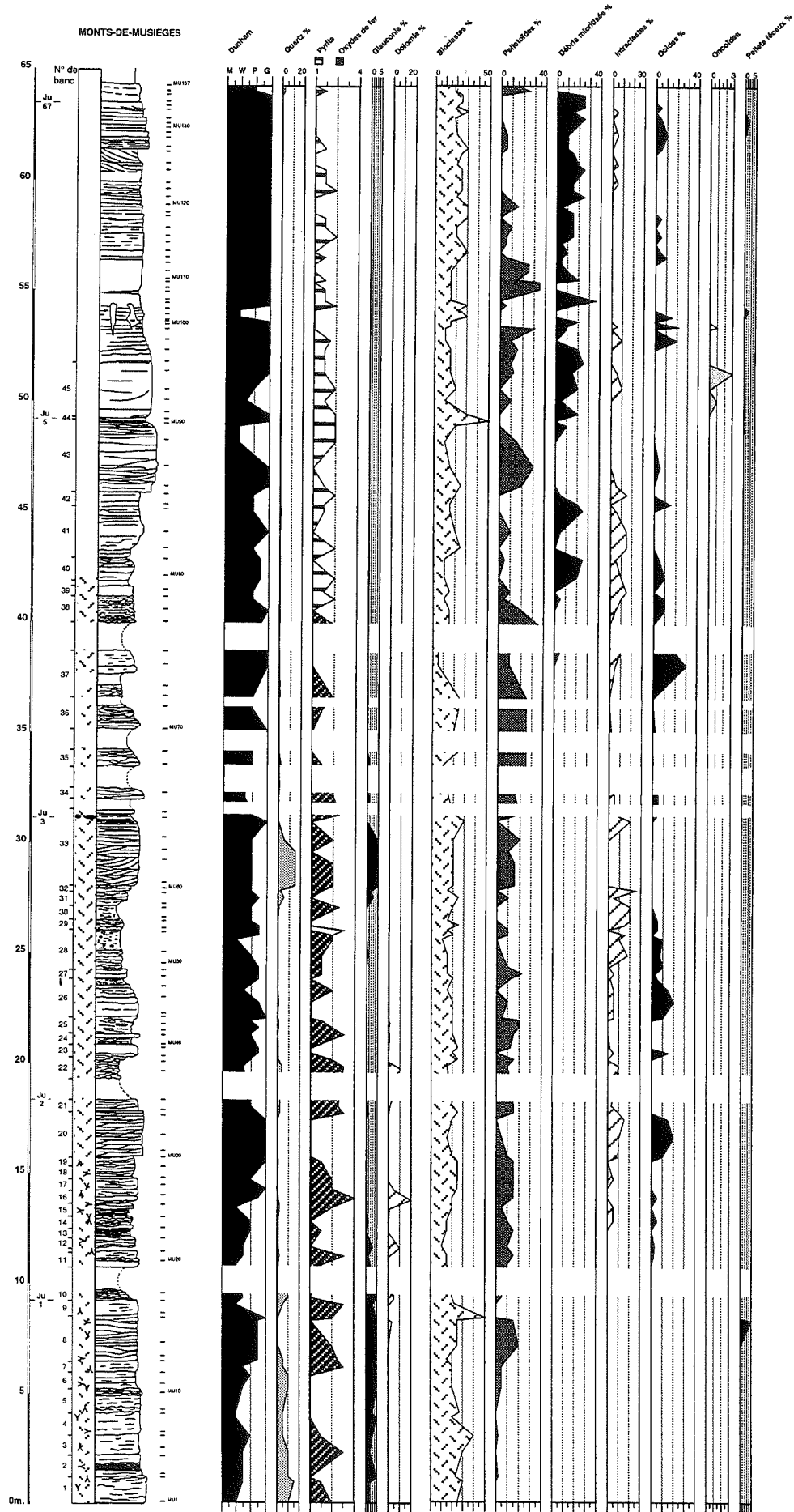


FIG. 149.- Coupe des Monts-de-Musieges, répartition des éléments figurés.

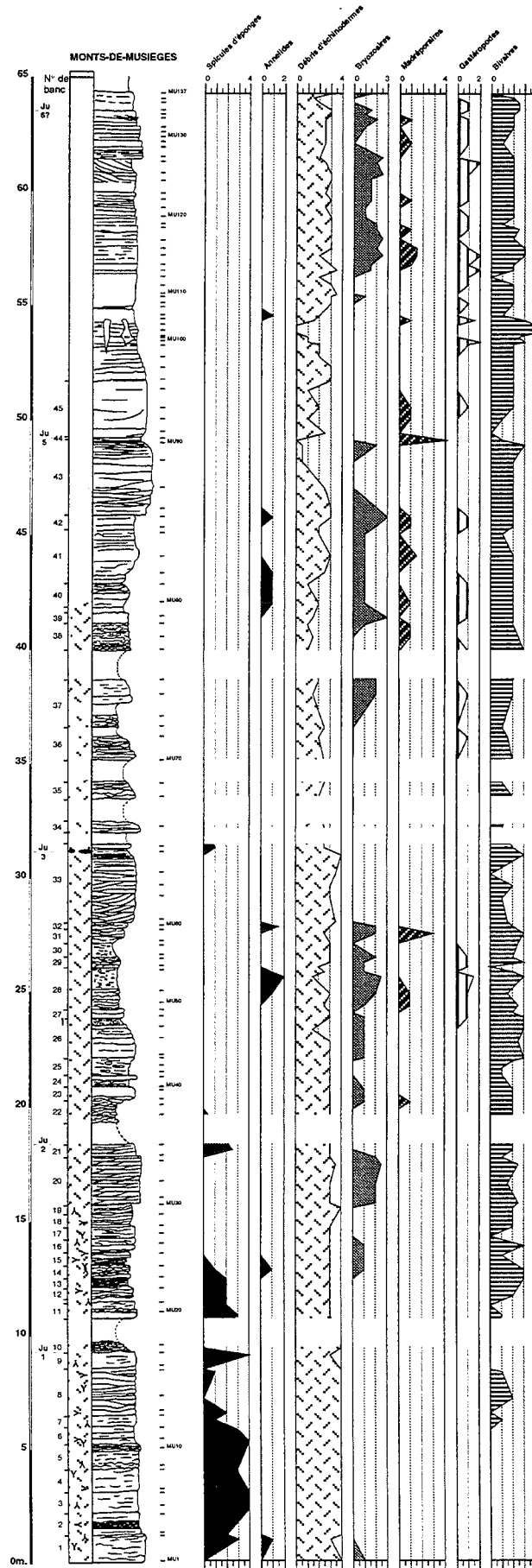


FIG. 150.- Coupe des Monts-de-Musieges, répartition des bioclastes.

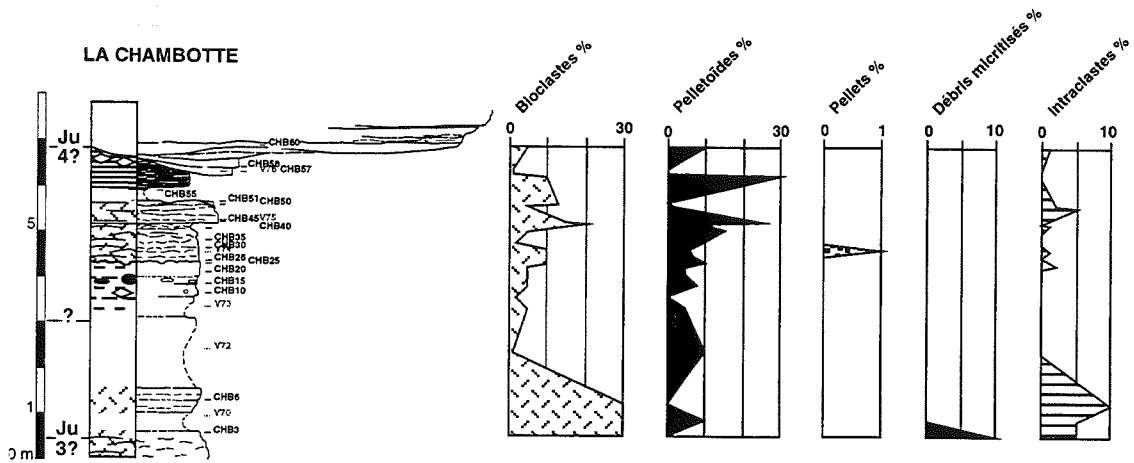
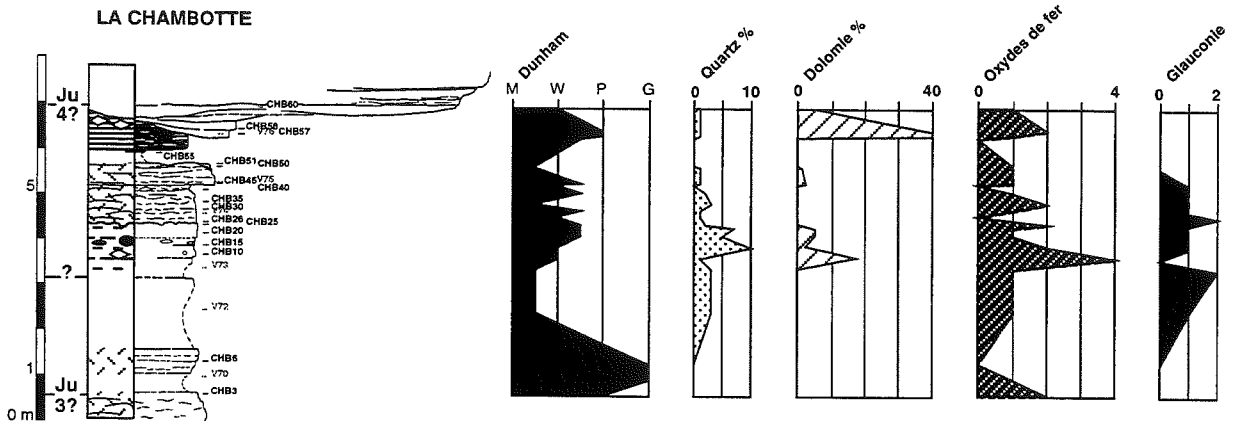


FIG. 151.- Coupe de la Chambotte, répartition des éléments figurés.

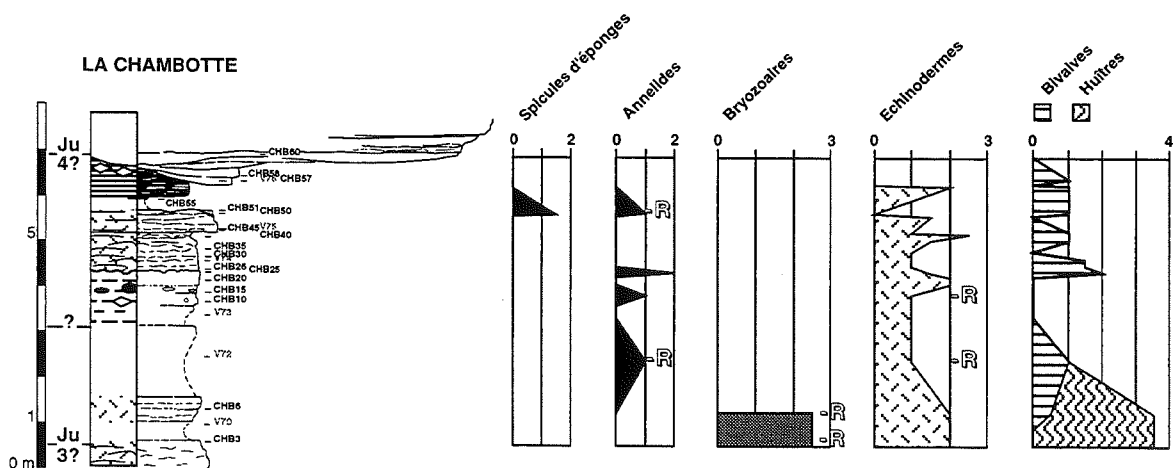


FIG. 152.- Coupe de la Chambotte, répartition des bioclastes.

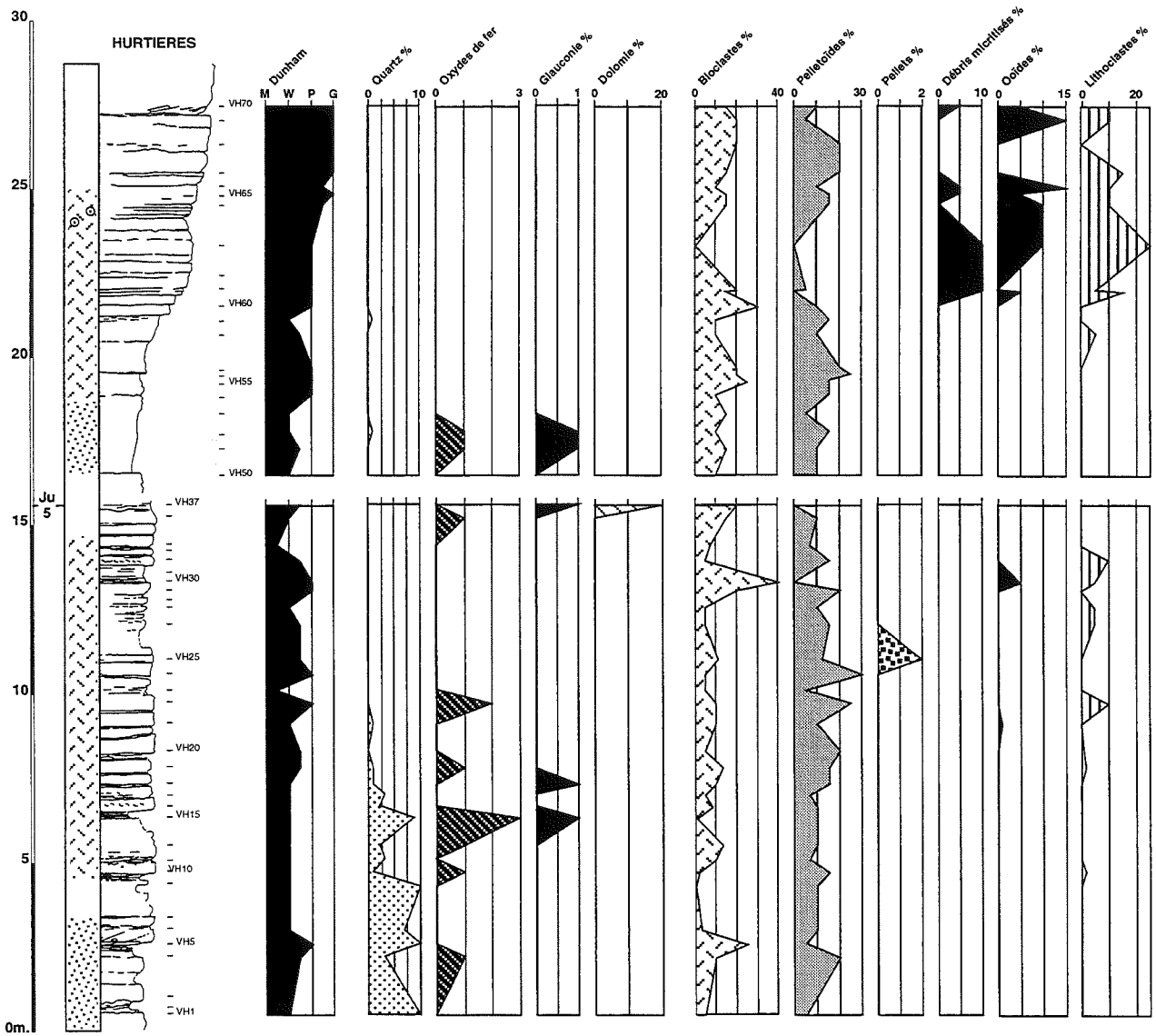


FIG. 155.— Coupe du Goulet d'Hurtières, répartition des éléments figurés.

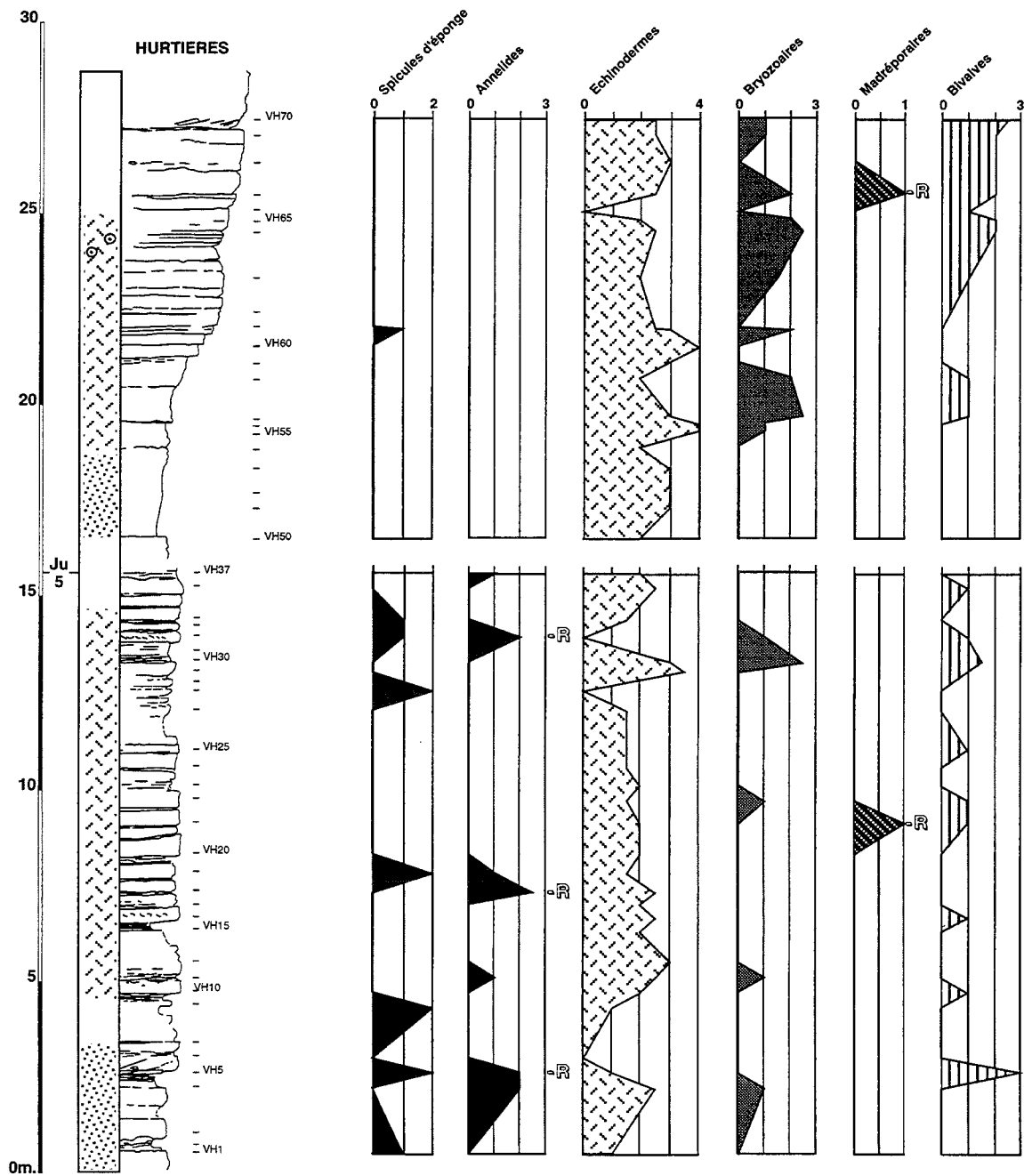






















FIG. 156.- Coupe du Goulet d'Hurtières, répartition des bioclastes.

LÉGENDE DES FIGURÉS UTILISÉS POUR TOUTES LES FIGURES

	Calcaire blanc à rudistes
	Calcaire bioclastique (foraminifères) blanc, fin
	Calcaire bioclastique (à échinodermes, bryozoaires)
	Niveau à madréporaires, coraux branchus
	Calcaires oolithiques
	Niveau noduleux
	Petits niveaux de marnes vertes
	Marnes calcaires
	Marnes bleues
	Marnes brunes
	Niveau poreux
	Niveau imprégné d'asphalte
	Quartz
	Dolomie
	Niveau à glauconie, glauconie dans le sédiment
	Bioturbation
	o : serpules ; c : débris de coquilles ; c : coquilles fines
	D : dissolution de coquilles
	Galets
	Dénomination d'une discontinuité

LISTE DES FIGURES

Pages

FIG. 1.– Localisation générale des coupes.....	3
FIG. 2. – Situation des coupes dans le Jura neuchâtois et vaudois.....	4
FIG. 3.– Carte géologique et structurale du Jura franco-suisse, d'après Trümpy [1980].....	5
FIG. 4.– Répartition actuelle du Crétacé dans le Jura, d'après Aubert [1975].....	6
FIG. 5.– Carte des lignes de côtes à l'Hauterivien-Barrémien, d'après Smith [1994].....	7
FIG. 6.– Paléogéographie du Sud-Est de la France et du Jura franco-suisse, à l'Hauterivien supérieur et au Barrémien supérieur - Aptien inférieur, d'après Arnaud [1994].....	8
FIG. 7.– Evolution historique du Néocomien dans la région stratotypique : coupe synthétique d'après Remane [1982] et tableau d'après Adatte et Rumley [1989].....	9
FIG. 8.– Profil lithologique des Marnes d'Uttings au Mont Chamblon, d'après Jordi [1955].....	10
FIG. 9.– Chronostratigraphie et lithostratigraphie du Jura neuchâtois et vaudois.....	12
FIG. 10.– Schéma synthétique (sans échelle) montrant les relations entre formations et datations, modifié d'après Busnardo et Thieuloy [1989].....	13
FIG. 11.– Variation de la limite Hauterivien Barrémien, modifié d'après Debelmas et Thieuloy [1963], Busnardo [1984] et Bulot [1994].....	14
FIG. 12.– Répartition et importance relative des principales ammonites caractéristiques de la limite Hauterivien-Barrémien. Stratotype du Barrémien de la coupe d'Angles, d'après Busnardo et Vermeulen [1986].....	15
FIG. 13.– Répartition des taxons d'ammonites à la limite Hauterivien - Barrémien, d'après Bulot [1995].....	16
FIG. 14.– Répartition des échinides dans le SE de la France, d'après Clavel [<i>in</i> Debrand-Passard, 1984].....	18
FIG. 15.– Position des discontinuités reconnues dans le Jura.....	20
FIG. 16. – Proportions des foraminifères dans les faciès F2, F3, F7b, FT.....	59
FIG. 17. – Biozonation des calcaires urgoniens basée sur les faunes d'orbitolinidés, d'après Conrad [1969]...	63
FIG. 18. – Répartition des orbitolinidés de l'intervalle Barrémien-Aptien inférieur du Vercors, d'après Arnaud et Arnaud-Vanneau [1992].....	64
FIG. 19. – Echelle biostratigraphique des orbitolinidés, d'après Clavel <i>et al.</i> [1994].....	66
FIG. 20. – Origine des péloïdes, d'après Tucker et Wright [1990].....	104
FIG. 21. – Bilan du cycle des boues carbonatées, « Bight of Abaco, Bahamas », d'après Tucker et Wright [1990].....	105
FIG. 22. – Morphologie de croissance des cristaux de calcite en fonction du rapport Mg/Ca, d'après Folk [1974, <i>in</i> Moore, 1989].....	106
FIG. 23. – Ooïdes à cortex dissout des lames BU25 et Bu29.....	106
FIG. 24.– Schéma des types de dissolution des ooïdes [Moore, 1989].....	107
FIG. 25. – Porosité intergranulaire et ciments météoriques, (R7, lumière polarisée).....	107
FIG. 26. – Porosité intergranulaire, oomoldique et intercrystalline (F32/2, MEB).....	108
FIG. 27. – Microkarstification, dissolution et remplissages vadoses, (Va198).....	109
FIG. 28. – Ciments météoriques et dissolution, porosité fermée par remplissage micritique (Va 179).....	109
FIG. 29. – Ciments en ménisques et dissolution intergranulaire, (Mu bc 40).....	110
FIG. 30.– Relation entre la porosité des carbonates et les principaux environnements diagénétiques (météorique, marin et de subsurface), position des échantillons en fonction de la dernière phase de cimentation ou d'altération observée, modifié d'après Moore [1989].....	110
FIG. 31. – Hydrodynamisme et environnement d'une plate forme théorique.....	112
FIG. 32. – Localisation des coupes du Carrousel, Cité Suchard, Brunette et des forages F.20 et F.27.....	118
FIG. 33. – Coupe de la Cité Suchard [d'après Frei, 1935].....	118
FIG. 34. – Coupe de la Cité Suchard, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	119
FIG. 35. – Coupe de Cité Suchard, surfaces d'érosion.....	120
FIG. 36. – Coupe de Brunette, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	121
FIG. 37. – Coupe du Carrousel, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	123
FIG. 38. – Corrélation des coupes de Brunette, de la Cité Suchard et du Carrousel.....	124
FIG. 39. – Localisation du forage F.567.....	125
FIG. 40. – Forages F.567, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	126
FIG. 41. – Formations recoupées par les forages F. 27 et F 20 et corrélation avec le forage F. 567.....	127
FIG. 42. – Localisation de la coupe de Boudry.....	129
FIG. 43. – Coupe de Boudry, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	130

FIG. 44. – Localisation des forages [Gindraux, 1975], des coupes de la Presta [Zweidler, 1985] et autres coupes.....	131
FIG. 45. – Corrélation stratigraphique des forages F.1, F.2, F.3, F.4, d'après les levés de forages de Gindraux [1975]. Horizontale choisie : base de l'anomalie diagénétique de l'Aptien.....	133
FIG. 46. – Position des échantillons des coupes de la Presta (PW, P83, PN, P59, P53, P27, PC, PM, PS), d'après Zweidler [1985].....	134
FIG. 47. – Profils et corrélations des coupes des Mines d'asphalte du Val-de-Travers.....	135
FIG. 48. – Localisation de la coupe de Boveresse.....	136
FIG. 49. – Coupe de Boveresse : schéma à l'échelle des figures sédimentaires principales et des profils d'érosion correspondants.....	137
FIG. 50. – Localisation des coupes de Buttes 1 et Buttes 2.....	138
FIG. 51. – Coupe de Buttes 1, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	139
FIG. 52. – Coupe de Buttes 2, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	141
FIG. 53. – Localisation de la coupe de Ponts-de-Martel - Fromagerie.....	142
FIG. 54. – Coupe des Ponts-de-Martel Fromagerie, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	143
FIG. 55. – Coupe des Oye-et-Pallet, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	144
FIG. 56. – Localisation de la coupe de Bevaix.....	146
FIG. 57. – Coupe de Bevaix, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	146
FIG. 58. – Localisation de la coupe de Vaumarcus.....	147
FIG. 59. – Coupe de Vaumarcus, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	148
FIG. 60. – Localisation des coupes La Lance I et La Lance II.....	150
FIG. 61. – Carte géologique du secteur de la Lance.....	150
FIG. 62. – Coupe de La Lance I, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	151
FIG. 63. – Coupe de La Lance II, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	153
FIG. 64. – Localisation de la coupe d'Eclépens.....	155
FIG. 65. – Coupe d'Eclépens, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	156
FIG. 66. – Localisation des coupes de l'Orbe à Moncherand et Gorges de l'Orbe.....	158
FIG. 67. – Coupe de l'Orbe à Montcherand, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	159
FIG. 68. – Coupe des Gorges de l'Orbe, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	160
FIG. 69. – Localisation de la coupe de la Russille.....	162
FIG. 70. – Coupe de La Russille, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	162
FIG. 71. – Coupe de Vallorbe, figure synthétique et courbe de microfaciès.....	164
FIG. 72. – Localisation de la coupe de Vallorbe.....	166
FIG. 73. – Coupe des Monts de Musièges, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	168
FIG. 74. – Coupe de la Chambotte, détail de la partie médiane.....	170
FIG. 75. – Coupe de la Chambotte, détail de la partie médiane.....	171
FIG. 76. – Coupe du Col de la Grande Vache, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	173
FIG. 77. – Coupe du Goulet d'Hurtières, figure synthétique des éléments et courbe de microfaciès.....	174
FIG. 78. – Panorama des sites des coupes de la Grande Vache et du Goulet d'Hurtières, vu en direction de l'est.....	175
FIG. 79. – Organigramme des analyses par diffraction X, modifié d'après Adatte <i>in</i> Ortuno <i>et al.</i> (1990).....	178
FIG. 80. – Indication de la nature des micas en fonction des intensités des pics M001, M002, M005, d'après Rey et Kübler [1983].....	180
FIG. 81. – Diagrammes représentatifs de roentgénofaciès R1, R2, R3.....	182
FIG. 82. – Diagrammes représentatifs de roentgénofaciès R4, R5, R6.....	183
FIG. 83. – Diagrammes représentatifs de roentgénofaciès R7, R8, R9.....	183
FIG. 84. – Coupe de Vallorbe, courbes d'évolution des roentgénofaciès et microfaciès.....	187
FIG. 85. – Coupe de Boudry, courbes d'évolution des roentgénofaciès et microfaciès.....	190
FIG. 86. – Coupe d'Eclépens, courbes d'évolution des roentgénofaciès et microfaciès.....	192
FIG. 87. – Coupe de Buttes 1, courbes d'évolution des roentgénofaciès et microfaciès.....	195
FIG. 88. – Relations avec les limites de séquence définies dans le Vercors [Arnaud <i>et al.</i> 1992]. Organisation des séquences de dépôt (Hauterivien-Aptien).....	198
FIG. 89. – Coupe temps de l'Hauterivien-Barrémien du Jura neuchâtelais corrélée avec la ligne sismique méridionale du Val de Ruz (Jura neuchâtel), d'après Sommaruga [1995].....	199
Fig. 90. – Coupe de la Cité Suchard, répartition des éléments figurés.....	206
Fig. 91. – Coupe de la Cité Suchard, répartition des bioclastes.....	207
Fig. 92. – Coupe de la Cité Suchard, taille des grains de quartz.....	207
Fig. 93. – Coupe de Brunette, répartition des éléments figurés.....	209
Fig. 94. – Coupe de Brunette, répartition des bioclastes.....	209

Fig. 95.– Coupe de Brunette, taille des grains de quartz.....	210
Fig. 96.– Forage F567, répartition des éléments figurés.....	212
Fig. 97.– Forage F567, répartition des bioclastes.....	213
Fig. 98.– Forage F. 567, taille des grains de quartz.....	214
Fig. 99.– Coupe de Boudry, répartition des éléments figurés.....	216
Fig. 100.– Coupe de Boudry, répartition des bioclastes.....	217
Fig. 101.– Coupe de Boudry, taille des grains de quartz.....	218
Fig. 102.– Coupe de Boudry, répartition, en intensités brutes (Coups Par Minute), des minéraux de la roche totale; comparaison avec les microfaciès.....	220
Fig. 103.– Coupe de Boudry, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères, en intensités brutes (Coups Par Seconde) de la fraction 2-16 μm ; relation avec les microfaciès.....	221
Fig. 104.– Coupe de Boudry, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères, en intensités brutes (Coups Par Seconde) de la fraction < 2 μm ; relation avec les microfaciès.....	222
Fig. 105.– Coupe de Boudry, composition des micas des fractions <2 μm et 2-16 μm	223
Fig. 106.– Coupe de Boudry, largeurs de Scherrer des fractions <2 μm et 2-16 μm , comparaison avec la courbe de microfaciès.....	224
Fig. 107.– Coupe de Boudry, pourcentages relatifs des phyllosilicates des fractions <2 μm et 2-16 μm	225
Fig. 108.– Coupe de Boudry, composition des interstratifiés (fraction <2 μm glycolée).....	226
Fig. 109.– Coupe de Buttes 1, répartition des éléments figurés.....	228
Fig. 110.– Coupe de Buttes 1, répartition des bioclastes.....	229
Fig. 111.– Coupe de Buttes 1, taille des grains de quartz.....	230
Fig. 112.– Coupe de Buttes 1, répartition, en intensités brutes (Coups Par Minute), des minéraux de la roche totale, comparaison avec la courbe de microfaciès.....	232
Fig. 113.– Coupe de Buttes 1, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères, en intensités brutes (Coups Par Seconde) de la fraction 2-16 μm ; comparaison avec la courbe de microfaciès.....	233
Fig. 114.– Coupe de Buttes 1, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères, en intensités brutes (Coups Par Seconde) de la fraction <2 μm ; comparaison avec la courbe de microfaciès.....	234
Fig. 115.– Coupe de Buttes 1, composition des micas des fractions 2-16 μm et <2 μm	235
Fig. 116.– Coupe de Buttes 1, largeurs de Scherrer (fractions 2-16 μm et <2 μm) ; comparaison avec la courbe de microfaciès.....	236
Fig. 117.– Coupe de Buttes 1, pourcentages relatifs des phyllosilicates des fractions <2 μm et 2-16 μm , comparaison avec la courbe de microfaciès.....	237
Fig. 118.– Coupe de Buttes 2, répartition des éléments figurés.....	238
Fig. 119.– Coupe de Buttes 2, répartition des bioclastes.....	238
Fig. 120.– Coupe de Vaumarcus, répartition des éléments figurés.....	241
Fig. 121.– Coupe de Vaumarcus, répartition des bioclastes.....	242
Fig. 122.– Coupe de la Lance 1, répartition des éléments figurés.....	245
Fig. 123.– Coupe de la Lance 1, répartition des bioclastes.....	245
Fig. 124.– Coupe de la Lance 1, taille des grains de quartz.....	246
Fig. 125.– Coupe de la Lance 2, répartition des éléments figurés.....	248
Fig. 126.– Coupe de la Lance 2, répartition des bioclastes.....	249
Fig. 127.– Coupe d'Eclépens, répartition des éléments figurés.....	252
Fig. 128.– Coupe d'Eclépens, répartition des bioclastes.....	253
Fig. 129.– Coupe d'Eclépens, taille des grains de quartz.....	254
Fig. 130.– Coupe d'Eclépens, répartition, en intensités brutes (Coups Par Minute) des minéraux de la roche totale, comparaison avec la courbe de microfaciès.....	257
Fig. 131.– Coupe d'Eclépens, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères, en intensités brutes (Coups Par Seconde) de la fraction 2-16 μm ; comparaison avec les microfaciès.....	258
Fig. 132.– Coupe d'Eclépens, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères, en intensités brutes (Coups Par Seconde) de la fraction <2 μm ; comparaison avec les microfaciès.....	259
Fig. 133.– Coupe d'Eclépens, composition des micas des fractions 2-16 μm et <2 μm	260
Fig. 134.– Coupe d'Eclépens, largeurs de Scherrer (fractions 2-16 μm et <2 μm), comparaison avec les microfaciès.....	261
Fig. 135.– Coupe d'Eclépens, pourcentages relatifs des phyllosilicates des fractions <2 μm et 2-16 μm , comparaison avec la courbe de microfaciès.....	262
Fig. 136.– Coupe de l'Orbe à Moncherand, répartition des éléments figurés.....	263
Fig. 137.– Coupe de l'Orbe à Moncherand, répartition des bioclastes.....	263
Fig. 138.– Coupe des Gorges de l'Orbe, répartition des éléments figurés.....	265
Fig. 139.– Coupe de La Russille, répartition des éléments figurés.....	267
Fig. 140.– Coupe de La Russille, répartition des bioclastes.....	267

Fig. 141.– Coupe de Vallorbe, répartition des éléments figurés.....	269
Fig. 142.– Coupe de Vallorbe, répartition des bioclastes.....	270
Fig. 143.– Coupe de Vallorbe, répartition, en intensités brutes (Coups Par Minute), des minéraux de la roche totale ; relation avec les microfaciès.....	275
Fig. 144.– Coupe de Vallorbe, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères (fraction 2-16 μm), intensités en Coups Par Seconde (CPS).....	276
Fig. 145.– Coupe de Vallorbe, répartition des minéraux argileux, silicatés et ferrifères (fraction $<2 \mu\text{m}$), intensités en Coups Par Seconde (CPS).....	277
Fig. 146.– Coupe de Vallorbe, composition des micas des fractions 2-16 μm et $<2 \mu\text{m}$	278
Fig. 147.– Coupe de Vallorbe, largeurs de Scherrer (fractions 2-16 μm et $<2 \mu\text{m}$).....	279
Fig. 148.– Coupe de Vallorbe, répartition des pourcentages relatifs des phyllosilicates (fractions 2-16 μm et $<2 \mu\text{m}$).....	280
Fig. 149.– Coupe des Monts-de-Musièges, répartition des éléments figurés.....	281
Fig. 150.– Coupe des Monts-de-Musièges, répartition des bioclastes.....	282
Fig. 151.– Coupe de la Chambotte, répartition des éléments figurés.....	285
Fig. 152.– Coupe de la Chambotte, répartition des bioclastes.....	285
Fig. 153.– Coupe du Col de la Grande Vache, répartition des éléments figurés.....	286
Fig. 154.– Coupe du Col de la Grande Vache, répartition des bioclastes.....	286
Fig. 155.– Coupe du Goulet d'Hurtières, répartition des éléments figurés.....	287
Fig. 156.– Coupe du Goulet d'Hurtières, répartition des bioclastes.....	288
Légende des figurés utilisés pour toutes les figures.....	290

LISTE DES TABLEAUX

TAB. 1. – Zonations d'ammonites, d'après Sayn [1903] et Kilian [1907-1913].....	15
TAB. 2. – Tableau de comparaison des morphologies des individus de la « lignée phylétique <i>Valserina broennimanni</i> de Schoeder [1993] ».....	42
TAB. 3. – Répartition des foraminifères en fonction des limites de séquence du Jura.....	57
TAB. 4. – Distribution paléocéologique des foraminifères sur un profil de plate-forme.....	60
TAB. 5. – Répartition des principaux foraminifères en fonction des discontinuités.....	71
TAB. 6. – Analyses chimiques des différents types de calcaires rencontrés dans la région d'Eclépens.....	180
TAB. 7. – Histogrammes de répartition des roentgénofaciès en fonction des microfaciès.....	185
TAB. 8. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de la Cité Suchard.....	208
TAB. 9. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Brunette.....	210
TAB. 10. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe du Carrousel.....	211
TAB. 11. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues du forage F.567.....	215
TAB. 12. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Boudry.....	219
TAB. 13. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Travers.....	227
TAB. 14. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Boveresse.....	227
TAB. 15. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Buttes 1.....	231
TAB. 16. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Buttes 2.....	239
TAB. 17. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Bevaix.....	240
TAB. 18. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Vaumarcus.....	243
TAB. 19. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de la Lance 1.....	247
TAB. 20. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de la Lance 2.....	250
TAB. 21. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe d'Eclépens.....	255
TAB. 22. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de l'Orbe à Moncherand.....	264
TAB. 23. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe des Gorges de l'Orbe.....	266
TAB. 24. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de la Russille.....	268
TAB. 25. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de Vallorbe.....	271
TAB. 26. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe des Monts-de-Musièges.....	283
TAB. 27. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe de la Chambotte.....	286
TAB. 28. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe du Col de la Grande Vache...	286
TAB. 29. – Répartition stratigraphique des foraminifères et des algues de la coupe du Goulet d'Hurtières.....	289

TABLE DES MATIERES

Chapitre I
Introduction

	Pages
1. Cadre général du secteur étudié.....	4
1.1. Situation géographique générale.....	4
1.2. Contexte géologique.....	5
1.2.1. Cadre structural.....	5
1.2.2. Extension géographique du Crétacé inférieur.....	6
1.3. Cadre paléogéographique.....	6
2. Définitions et Historique.....	7
2.1. Lithostratigraphie et problèmes de datation.....	7
2.1.1. Descriptions historiques des unités lithostratigraphiques.....	9
2.1.2. Les problèmes.....	11
2.1.3. Conclusions.....	11
2.2. Chronostratigraphie historique.....	13
2.2.1. L'Hauterivien.....	13
2.2.2. Le Barrémien.....	14
2.3. Les outils biochronologiques.....	15
2.3.1. Les zonations d'ammonite	15
2.3.2. Les zonations d'orbitolinidés.....	17
2.3.3. Les zonations d'ostracodes.....	18
2.3.4. Les zonations d'échinides.....	18
2.4. Conclusion.....	19
3. Problématique, objectifs et méthodes.....	19
3.1. Problématique.....	19
3.2. Objectifs et Méthodes.....	19

Chapitre II
Micropaléontologie

1. Taxonomie.....	22
1.1. Etude de la microfaune benthique.....	22
1.1.1. Famille Ammodiscidae.....	22
1.1.2. Famille Haplophragmoididae.....	23
1.1.3. Famille Lituotubidae.....	23
1.1.4. Famille Nautiloculinidae.....	24
1.1.5. Famille Lituolidae.....	25
1.1.6. Famille Placospsilinidae.....	25
1.1.7. Famille Nezzazatidae.....	25
1.1.8. Famille Charentiidae.....	26
1.1.9. Famille Coscinophragmatidae.....	27
1.1.10. Famille Cyclolinidae.....	27
1.1.11. Famille Cyclamminidae.....	28
1.1.12. Famille Ecougellidae.....	28
1.1.13. Famille Loftusiidae.....	29
1.1.14. Famille Spiroplectamminidae.....	29
1.1.15. Famille Verneulinidae.....	30
1.1.16. Famille Ataxophragmiidae.....	33
1.1.17. Famille Cuneolinidae.....	34
1.1.18. Famille Pfenderinidae.....	35
1.1.19. Famille Coskinolinidae.....	36
1.1.20. Famille Orbitolinidae.....	36
1.1.21. Famille Eggerellidae.....	45
1.1.22. Famille Involutinidae.....	46
1.1.23. Famille Cornuspiridae.....	47
1.1.24. Famille Ophtalmidiidae.....	48

1.1.25. Famille Spiroloculinidae.....	48
1.1.26. Famille Hauerinidae.....	48
1.1.27. Familles Nodosariidae et Vaginulinidae.....	51
1.1.28. Famille Placentulinidae.....	51
1.1.29. Protozoaires incertae sedis.....	52
1.2. Etude de la microflore.....	52
1.3. Algues et microfaune remaniées du Berriasien et du Valanginien.....	55
1.4. Conclusion.....	56
2. Paléoenvironnement.....	56
2.1. Introduction.....	56
2.2. Méthodes.....	56
2.3. Distribution de la microfaune sur la plate-forme.....	56
2.4. Conclusion.....	62
3. Les biozonations.....	62
3.1. Examen des zonations d'orbitolinidés proposées dans les chaînes subalpines et le Jura.....	62
3.1.1. Les zonations Schroeder, Charollais et Conrad (1968), et de Conrad (1969).....	62
3.1.2. La répartition Arnaud-Vanneau (1980) et de Arnaud et Arnaud-Vanneau (1992).....	65
3.1.3. La zonation Clavel et al. (1994).....	65
3.2. Signification et bien-fondé des attributions stratigraphiques des éléments.....	65
3.2.1. Les orbitolinidés.....	65
3.2.2. Les algues calcaires.....	68
3.2.3. Les rudistes.....	69
3.2.4. Conclusion.....	69
3.3. Le calage par les ammonites.....	69
3.4. Conclusions.....	70
4. Conclusions.....	71

Chapitre III

Données sédimentologiques, diagénétiques, biostratigraphiques et découpage séquentiel

1. But et méthodes.....	102
1.1. Buts.....	102
1.2. Critères d'observation.....	102
1.3. Méthodes.....	102
1.4. Termes descriptifs utilisés.....	103
1.4.1. Les minéraux observés en lame mince.....	103
1.4.2. Les éléments figurés, la matrice - les ciments.....	104
1.4.3. La phase de liaison.....	105
1.5. Classifications.....	106
1.6. Les particularités diagénétiques, les altérations.....	106
1.6.1. Porosité oomoldique, porosité intergranulaire.....	106
1.6.2. Dissolutions et microkarstifications.....	108
1.6.3. Cimentations anormales.....	109
1.6.4. Conclusions.....	110
2. Interprétation en microfaciès.....	111
2.1. Contrôle des paramètres physico-chimiques du milieu.....	111
2.1.1. Les fossiles de faciès.....	111
2.1.2. La structure du sédiment.....	111
2.2. Description des microfaciès.....	111
2.2.1. Les faciès externes.....	112
2.2.2. Les faciès de plate-forme.....	113
2.2.3. Les faciès de plate-forme noyée.....	116
2.3. Conclusion.....	116
2.4. Analyse de la courbe d'évolution des microfaciès.....	117
3. Analyse des coupes.....	117
3.1. La région de Neuchâtel.....	117
3.1.1. Coupe de la Cité Suchard (Serrières-1).....	117
3.1.2. Coupe de La Brunette (Serrières-2).....	120
3.1.3. Coupe du Carrousel.....	122

3.1.4. Les forages.....	124
3.1.5. Forage Neuchâtel F567.....	124
3.1.6. Les forages de Neuchâtel F27 et F20.....	128
3.1.7. Coupe de Boudry.....	128
3.2. Val de Travers et environs.....	131
3.2.1. Forages du Val de Travers.....	131
3.2.2. La Presta - coupe de Travers.....	132
3.2.3. Boveresse.....	134
3.2.4. Coupe de Buttes-1.....	138
3.2.5. Coupe de Buttes-2.....	140
3.2.6. Coupe des Ponts de Martel.....	141
3.3. Jura français.....	143
3.3.1. Coupe de Oye et Pallet.....	143
3.4. Le Jura vaudois et neuchâtelois.....	145
3.4.1. Coupe de Bevaix.....	145
3.4.2. Coupe de Vaumarcus.....	147
3.4.3. Coupe de La Lance-1.....	149
3.4.4. Coupe de La Lance-2.....	152
3.4.5. Coupe d'Eclépens.....	155
3.4.6. Coupe de l'Orbe à Montcherand.....	157
3.4.7. Coupe des Gorges de l'Orbe.....	158
3.4.8. Coupe de la Russille.....	161
3.4.9. Coupe de Vallorbe.....	166
3.5. Juraméridional - massif de la Chartreuse.....	168
3.5.1. Coupe des Monts de Musiège.....	168
3.5.2. Coupe de La Chambotte.....	170
3.5.3. Coupe du Col de la Grande Vache et coupe du goulet d'Hurtières.....	172
4. Conclusions générales.....	176

Chapitre IV Minéralogie

1. Introduction.....	177
1.1. Historique.....	177
1.2. Objectifs.....	177
1.3. Choix des coupes.....	177
1.3.1. La coupe de Boudry.....	177
1.3.2. La coupe d'Eclépens.....	177
1.3.3. La coupe de Buttes-1.....	177
1.3.4. La coupe de Vallorbe.....	178
2. Méthodes, données.....	178
2.1. Appareillage utilisé, caractéristiques techniques.....	178
2.2. Traitement des données brutes.....	179
3. Les analyses.....	179
3.1. La roche totale.....	179
3.1.1. Préparation des échantillons.....	179
3.1.2. Les minéraux de la roche totale.....	179
3.2. Les fractions fines (2-16 µm et < 2 µm).....	180
3.2.1. Préparation des échantillons.....	180
3.2.2. Les minéraux des fractions 2-16 µm et < 2 µm.....	180
3.3. Les roentgenofaciès.....	181
3.3.1. Méthode.....	181
3.3.2. Description des roentgenofaciès.....	182
3.3.3. Analyse des diagrammes de répartition.....	184
3.3.4. Courbes d'évolution des roentgénofaciès.....	185
3.3.5. Conclusion.....	186
4. Les coupes.....	186
4.1. La coupe de Vallorbe.....	186
4.1.1. Analyse de la roche totale.....	186
4.1.2. Analyse des fractions fines (2-16 µm et < 2 µm).....	188

4.1.3. Interprétation.....	189
4.2. La coupe de Boudry.....	189
4.2.1. Analyse de la roche totale.....	189
4.2.2. Analyse des fractions fines (2-16 µm et < 2 µm).....	189
4.2.3. Conclusions.....	191
4.3. La coupe d'Eclépens.....	191
4.3.1. Analyse de la roche totale.....	191
4.3.2. Analyse des fractions fines (2-16 µm et < 2 µm).....	193
4.3.3. Conclusions.....	193
4.4. La coupe de Buttes 1.....	194
4.4.1. Analyse de la roche totale.....	194
4.4.2. Analyse des fractions fines (2-16 µm et < 2 µm).....	194
4.4.3. Conclusions.....	196
5. Conclusions générales.....	196

Chapitre V

Conclusions, interprétation séquentielle, corrélations

1. Interprétation chronostratigraphique des séries du Jura.....	197
2. Paléogéographie et paléoenvironnements.....	198
3. Corrélations des coupes et stratigraphie séquentielle.....	199

ANNEXE

Liste des figures.....	291
Liste des tableaux.....	295

