



HAL
open science

Excursion dans le Sud-Est de la France (27-29 mai 1991)

Jean-Pierre Crumière, Pierre Cotillon, André Schaaf

► **To cite this version:**

Jean-Pierre Crumière, Pierre Cotillon, André Schaaf. Excursion dans le Sud-Est de la France (27-29 mai 1991). Excursion du Groupe Français du Crétacé, 1991, Série "Excursion", 75 p. hal-00686917

HAL Id: hal-00686917

<https://hal.science/hal-00686917>

Submitted on 11 Apr 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.

S. Ferry

EXCURSION DANS LE S-E DE LA FRANCE

27-29 Mai 1991

LES EVENEMENTS DE LA LIMITE CENOMANIEN - TURONIEN
DANS LE DOMAINE SUBALPIN MERIDIONAL ET EN PROVENCE

LIVRET - GUIDE



GRENOBLE, 24 - 26 mai 1991

LES EVENEMENTS DE LA LIMITE CENOMANIEN-TURONIEN

EXCURSION POST-COLLOQUE DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE LIVRET-GUIDE

Première partie : Le domaine subalpin méridional (27 et 28 mai 1991)

Jean-Pierre CRUMIERE, Pierre COTILLON & André SCHAAF (coordonnateurs *)

avec la collaboration de

Bernard COURTINAT (*), Christine CRUMIERE-AIRAUD (**),
Serge FERRY (*), Christian GAILLARD (*), Danièle GROSHENY (*),
Henriette MEON (*), Gérard THOMEL (***) & Guy TRONCHETTI (**)

(*) Université Claude Bernard LYON I, Centre des Sciences de la Terre,
43 Bd du 11 Novembre, F-69622 VILLEURBANNE Cédex - FRANCE

(**) Université de Provence, Centre de Sédimentologie et de Paléontologie,
Place Victor Hugo, F-13331 MARSEILLE Cédex 03 - FRANCE

(***) Centre d'Etudes Méditerranéennes, Laboratoire de Biostratigraphie et de Phylogénèse des
Invertébrés, Museum d'Histoire Naturelle, 60 Bd Riso, F-06300 NICE - FRANCE

SOMMAIRE

Table des matières	
Liste des participants	
Avant-propos	
Programme de l'excursion	
Itinéraire	

1. - Les événements du passage Cénomaniens-Turonien dans le domaine subalpin méridional (Sud-Est France). Apports stratigraphiques, dynamiques de la sédimentation, de la préservation et l'évolution diagenétique des potentialités pétrolières des dépôts.
Jean-Pierre CRUMIERE.....

2. - Biostratigraphie et faunes d'ammonites du passage Cénomaniens-Turonien dans le Sud-Est de la France.
Gérard THOMEL

3. - Les associations de Foraminifères du passage Cénomaniens/Turonien à Vergons.
Danièle GROSHENY & Guy TRONCHETTI

4. - Les associations de spores et de pollens au passage Cénomaniens/Turonien à Vergons.
Henriette MEON

5. - Les variations du taux d'oxygène dissous soulignées par les associations de kystes de Dinoflagellés à Vergons.
Bernard COURTINAT

6. - Les Scytinascias de Vergons fournissent-ils la preuve de l'existence d'*upwellings* sur la marge Nord-Provençale?
Bernard COURTINAT

7. - Les Scolécodontes démontrent que les "*Black Shales*" de Vergons ne sont pas des dépôts de milieu anoxique *s.str.*.
Bernard COURTINAT

8. - Ichnofaciès et enregistrement des événements anoxiques de la limite Cénomaniens/Turonien. Premières observations dans les séries hémipélagiques du Sud-Est de la France.
Christian GAILLARD

Références citées

LISTE DES PARTICIPANTS

* GUIDES

BEDIR Mourad (Centre des Sci. de la Terre - INRST - Hammam Lif - Tunisie)
BENZARTI Rakia (SEREPT - El Menzah - Tunisie)
BOUKADI Nouredine (Centre Sci. Terre - INRST - Hammam Lif - Tunisie)
BRETON Gérard (Museum d'Histoire Naturelle - Le Havre)
BUROLLET Pierre Félix (Forcalquier)
BUSSON Georges et Mme (Laboratoire de Géologie du Museum - Paris)
CARENAS Beatriz (Dpto Quiurica Agricata Geologia- Madrid - Espagne)
CARON Michèle (Institut de Géologie de l'Université - Fribourg - Suisse)
* COTILLON Pierre (Centre Sci. Terre - Université Lyon I - Villeurbanne)
* COURTINAT Bernard (Ctre. Sci. Terre, Université Lyon I - Villeurbanne)
* CRUMIERE jean-Pierre (Centre Sci. Terre - Univ. Lyon I - Villeurbanne)
* CRUMIERE-AIRAUD Christine (Université de Provence - Marseille)
DE GRACIANSKY Pierre Charles (Ecole des Mines - Paris)
DIENI Iginio (Dipart. Geologia - Universita di Padova)
DROMART Gilles (Centre Sci. Terre - Université Lyon I - Villeurbanne)
EL KAMALI Nezha (Département de Géologie - Université d'Agadir - Maroc)
ETTACHFINI El Mostafa (Faculté des Sciences - Marrakech - Maroc)
FERRE Bruno (Labo Micropaléontologie - Université P et M. Curie - Paris)
FERRY Serge (Centre Sci. Terre - Université Lyon I - Villeurbanne)
FLOQUET Marc (Centre Sci. Terre - Université de Bourgogne - Dijon)
GALE Andy (Dept. of Geology - Imperial College - Londres - Royaume-Unis)
GASPARD Danielle (Dept. Sci. Terre - Université Paris-Sud - Orsay)
HABLE Regina (Institut de Géologie de l'Université - Fribourg - Suisse)
HARDENBOL Jan (Exxon Production Research - Houston - Tx. - USA)
HILBRECHT Heinz (Geologisches Institut - ETH Zentrum - Zürich - Suisse)
HIRANO Hiromichi (Inst. of Earth Sci. - Waseda University - Tokyo - Japon)
HORNE David (Sc. Earth Sci. Thames Polytechnic - Londres - Royaume-Unis)
JAILLARD Etienne (ORSTOM - Institut Dolomieu - Grenoble)
LAVAL François (Université de Nice)
MALARTRE Fabrice (Centre Sci. Terre - Université Lyon I - Villeurbanne)
MANIVIT Jacques (Département de Géologie - BRGM - Orléans)
* MEON Henriette (Centre Sci. Terre - Université Lyon I - Villeurbanne)
NICOT Elisabeth. (Ecole Nationale Sup - Dpt Géologie - Paris)
NOEL Denise (Laboratoire de Géologie du Museum - Paris)
PASCAL André (Centre Sci. Terre - Université de Bourgogne - Dijon)
PERYT Danuta (Inst. Paleobiology - Polish Acad. Sci. - Varsovie - Pologne)
* PHILIP Jean (Labo. Sédiment.-Paléont. - Université de Provence - Marseille)
ROBASZYNSKI Francis (Faculté Polytechnique - Mons - Belgique)
SEGURA Manuel. (Dpt Geologia - Universidad Alcada - Madrid - Espagne)
TERRAB Souad (Centre GGM - Ecole des Mines de Paris - Fontainebleau)
* THOMEL Gérard (Centre d'Etudes Méditerranéennes - Muséum de Nice)
THUROW Jürgen (Geolog. Institut - Ruhr Universität - Bochum - Allemagne)
* TRONCHETTI Guy (Labo. Sédiment. - Université de Provence - Marseille)
VON SALIS PERCH-NIELSEN Katharina (Geologisches Institut - ETH
Zentrum - Zürich - Suisse)
WEISS Wolfgang (Bundesanstalt für Geowissenschaften - Hannover - RDA)

AVANT-PROPOS

Le principal objectif de cette excursion est de débattre sur les hypothèses concernant les événements de la limite Cénomanién-Turonien dans un secteur nord-téthysien à influences boréales.

Une crise d'extension mondiale, tant sédimentaire que biologique, a été mise en évidence dans de nombreux bassins épicontinentaux et sur les marges des océans atlantique, téthysien et pacifique. Elle est généralement datée de l'intervalle Cénomanién supérieur-Turonien inférieur (Herbin *et al.*, 1985; Kuhnt *et al.*, 1986; Thurow & Kuhnt, 1986; Schlanger *et al.*, 1987; Arthur *et al.*, 1987). La période correspondante est marquée par une discontinuité sédimentaire majeure dans l'Atlantique (**Evénement E2**, Graciansky *et al.*, 1984) ou par un faible taux de sédimentation. Régionalement, le passage du Cénomanién au Turonien peut être aussi représenté par des horizons laminés riches en matière organique d'origine marine et fortement hydrocarbonée : les *black shales* du **Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event (C.T.O.A.E.)**, Schlanger & Jenkyns, 1976). Ils ont été nommés : **Horizon Bahloul** en Tunisie (Burolet *et al.*, 1978), **Livello Bonarelli** en Italie (Jenkyns, 1980; Arthur & Premoli Silva, 1982), **Black Band** (Hart & Bigg, 1981) dans les bassins anglo-germaniques, et **Niveau Thomel** dans le domaine subalpin français (Crumière, 1989; Fig. A, d'après Bréhéret & Crumière, 1989).

Parmi les mécanismes à l'origine de tels sédiments, on évoque souvent une productivité phytoplanctonique relativement importante, jointe à de bonnes conditions de préservation de la matière organique sapropélique dans la tranche d'eau profonde et sur le fond (milieux réducteurs appauvris en oxygène). Durant ces périodes de crises, des fluctuations rythmiques de courte durée peuvent être observées dans les sédiments : les horizons laminés alternent alors avec des niveaux plus homogènes et bioturbés, plus pauvres en matière organique. Cette rythmicité dans les potentialités pétrolières des roches est apparemment contrôlée par des variations des composantes organique, carbonatée et terrigène du flux sédimentaire, et par des modifications des conditions oxydo-réductrices dans la tranche d'eau profonde et sur le fond (synthèse *in* Bréhéret *et al.*, 1986; Jacquin & Graciansky, 1988).

Durant la première partie de l'excursion (27 et 28 mai 1991) nous présenterons les résultats de divers travaux sur la biostratigraphie, la paléontologie, la sédimentologie, la minéralogie et la géochimie organique de séries relevant de différents environnements de bassin et de plate-forme du domaine subalpin méridional. Ces résultats permettront de débattre sur les contrôles régionaux et globaux du dépôt des *black shales* du **Niveau Thomel**, ainsi que de la préservation et de l'évolution diagenétique de leurs potentialités pétrolières au cours du temps. Trois principaux thèmes seront ainsi abordés :

1. - description, hiérarchisation et calage biostratigraphique des séquences de dépôts du Cénomanién et du Turonien inférieur, entre le domaine externe de la plate-forme nord-est provençale à sédimentation néritique et les zones à sédimentation subpélagique du bassin vocontien oriental;
2. - interprétation des résultats en termes de paléo-écologie, de paléo-océanographie et de stratigraphie séquentielle;
3. - rôle de l'orogénèse alpine dans la production d'hydrocarbures par les roches riches en matière organique de la série du Crétacé subalpin.

J.-P.C., P.C. & A.S.

PROGRAMME

Les sont arrêts numérotés en continu pour les deux journées, voir cartes de situation (Figs. B & C) pages suivantes.

PREMIERE JOURNEE (27 MAI)

LE NIVEAU THOMEL : ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE REGIONAL DU C.T.O.A.E. .
Les crises écologiques, sédimentaires et chimiques de la zone à Archaeocretacea

Départ de Grenoble à 7h. Arrivée à Vergons vers 12h.

Arrêt 1 : Panorama : Série hémipélagique du Crétacé supérieur de Vergons

- Objectifs de l'excursion
- Contexte paléogéographique et structural :
 - . le domaine subalpin au Crétacé
 - . le domaine d'étude au Cénomaniens
- Cadre biostratigraphique et sédimentaire de la coupe de Vergons
- Présentation du Niveau Thomel sur sa coupe de référence
 - . biostratigraphie (ammonites, foraminifères, inocérames)
 - . sédimentologie - minéralogie - géochimie organique

Déjeuner vers 13h 30, soit sur le terrain soit à l'hôtel "Le Pidanou" suivant la météo.

Arrêt 2 : Coupe du Niveau Thomel à Pont d'Issole

- Mise en évidence d'une zone à minimum d'oxygène oscillante
 - . les crises écologiques de la zone à Archaeocretacea
 - . l'ichnofaune et les modifications sédimentaires et chimiques
 - . les critères de préservation du potentiel pétrologène des sédiments
 - . les cycles redox à haute-fréquence

Arrêt 3 : Coupe du Niveau Thomel à Ondres / Thorame-Haute

- . cartographie régionale des cortèges sédimentaires
- . contrôles paléogéographiques et structuraux de la sédimentation
- . les sections condensées dans le bassin

(facultatif) ----- Rôle de l'orogénèse alpine dans la production d'hydrocarbures

- . évolution structurale post-crétacée du domaine d'étude
- . détermination du gradient géothermique régional moyen
- . la polarité des migrations de fluides
- . modélisation de l'histoire diagenétique de la matière organique

Arrêt 4 : Panorama - Série céno-mano-turonienne de La Mure d'Argens

- . les différents ordres de séquences sédimentaires subpélagiques
- . évaluation de la durée moyenne des séquences céno-maniennes
- . évolution du taux de sédimentation

*Repas et nuit soit à Saint-Julien du Verdon : hôtel "Le Pidanou" (tél. 92 89 05 87),
soit à Saint-André-les-Alpes : hôtel "Monge" (tél. 92 89 01 06)*

DEUXIEME JOURNEE (28 MAI)

TRANSITION BASSIN VOCONTIEN / PLATE-FORME PROVENCALE
Hypothèses sur la position séquentielle du Niveau Thomel dans UZA 2.5.

Départ de Saint Julien du Verdon à 8h 30.

Arrêt 5 : Coupe du Niveau Thomel à Pont de Gueydan

- Dynamique de la sédimentation de bassin au passage C/T

Arrêt 6 : Panorama - Série cénomano-turonienne de Sauvaire / Ubraye

- Dynamique de la sédimentation régionale au passage C/T
- Interprétation en termes de stratigraphie séquentielle

Déjeuner vers 13h, soit sur le terrain soit à l'hôtel "Le Pidanoux" suivant la météo.

Arrêt 7 : Panorama : Série du Cénomaniens supérieur au Turonien inférieur de La Foux

- Faunes d'ammonites
- Apports biostratigraphiques et paléo-géographiques
- Séquences sédimentaires de plate-forme

Arrêt 8 (facultatif) : Coupe du Cénomaniens supérieur de plate-forme - Les Lattes

- Séquences sédimentaires de plate-forme

Arrivée à Marseille vers 19h.

*Repas et nuit à Marseille : hôtel "Arcade" Saint - Charles
(Tél. : 91 95 62 09 ≈ Fax : 91 50 68 42 ≈ Téléx : 402 670)*

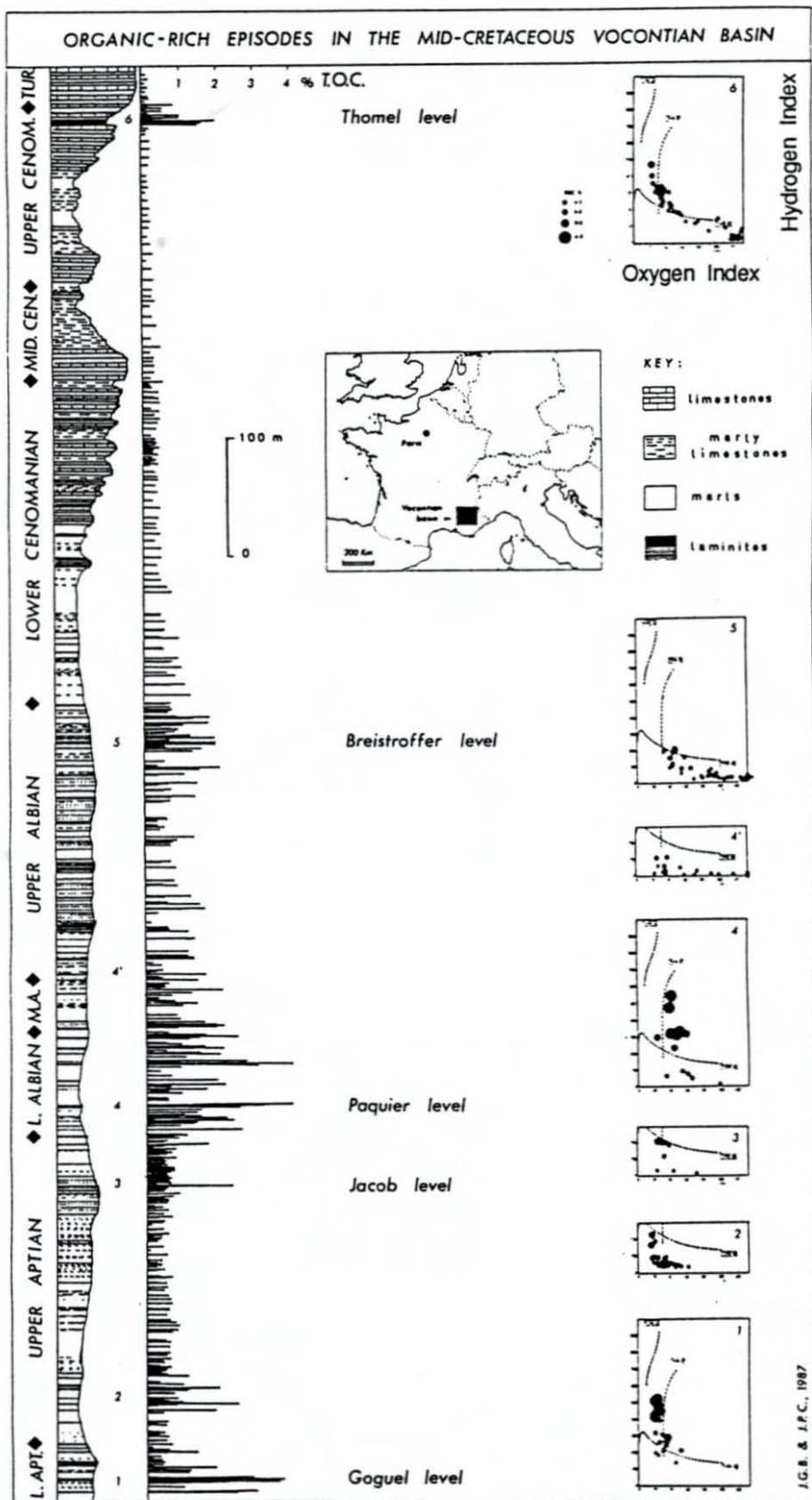


Figure A. - Episodes à accumulation de matière organique dans la partie moyenne du Crétacé du bassin vocontien (d'après Bréhéret & Crumière, 1989).

Figure A. - Episodes of organic-matter accumulation in the mid-Cretaceous Vocontian basin (after Bréhéret & Crumière, 1989).

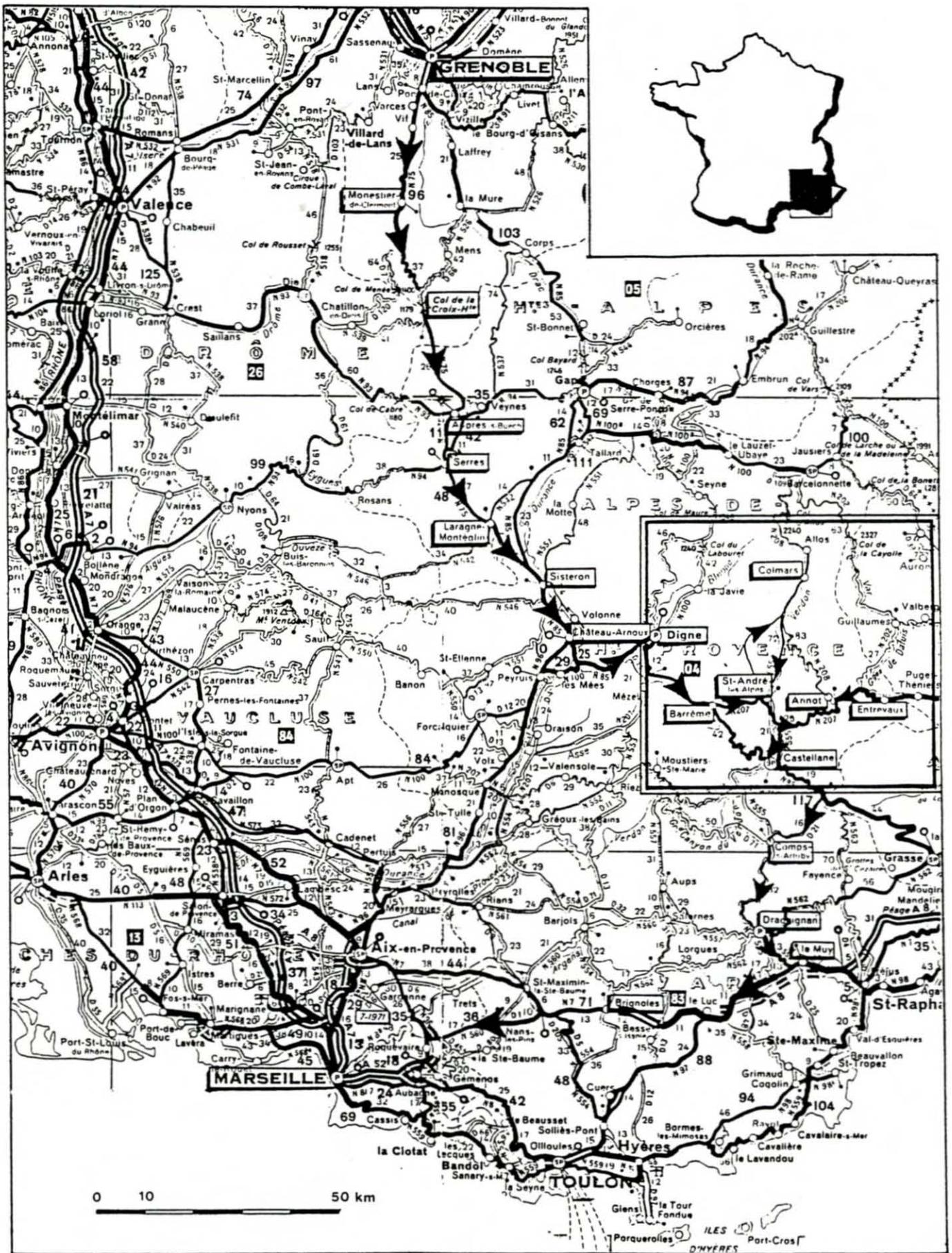


Figure B. - Carte routière du Sud-Est de la France : itinéraire de la première partie (27 & 28 mai 1991) de l'excursion post-colloque.

Figure B. - Road map of the South-East of France : route of the first part (27 & 28 may 1991) of the post-colloquium field-trip.

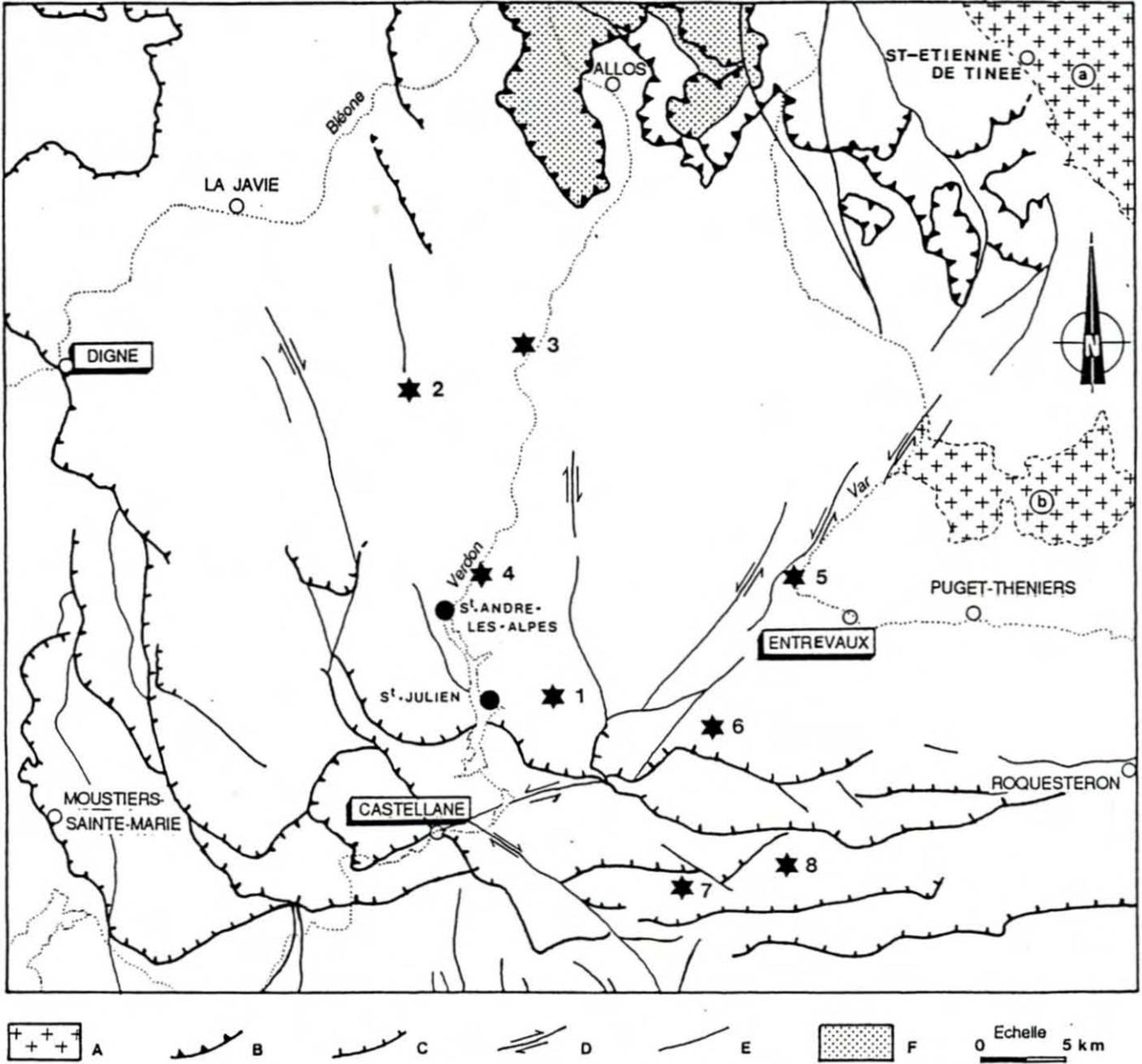


Figure C. - Le secteur étudié. Carte géographique et structurale : (A) socle (a : Argentera-Mercantour; b : Barrôt); (B) front de chevauchement penninien; (C) structures chevauchantes de Digne et de l'arc de Castellane; (D) décrochements; (E) failles; (F) unités subbriançonnaises et nappe de l'Autapie.

Arrêts (*) : (1) Vergons; (2) Pont d'Issole; (3) Ondres-Thorame; (4) La Mure d'Argens; (5) Pont de Gueydan; (6) Sauvaire-Ubraye; (7) La Foux; (8) Les Lattes.

Figure C. - The studied area. Geographical and structural map : (A) basement (a : Argentera-Mercantour, b : Barrôt); (B) Penninic thrust front; (C) Digne-Castellane thrusts; (D) transverse faults; (E) faults; (F) subbriançonnais units and Autapie thrust sheet.

Stops (*) : (1) Vergons; (2) Pont d'Issole; (3) Ondres-Thorame; (4) La Mure d'Argens; (5) Pont de Gueydan; (6) Sauvaire-Ubraye; (7) La Foux; (8) Les Lattes.

1. - LES EVENEMENTS DU PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN DANS LE DOMAINE SUBALPIN MERIDIONAL (SUD-EST FRANCE).

Apports stratigraphiques, dynamiques de la sédimentation, de la préservation
et de l'évolution diagénétique des potentialités pétrolières des dépôts.

Jean-Pierre CRUMIERE.

THE CENOMANIAN-TURONIAN OCEANIC ANOXIC EVENT (C.T.O.A.E.) IN THE SOUTHERN SUBALPINE DOMAIN (NORTHWESTERN TETHYAN MARGIN, SOUTH-EAST OF FRANCE).

Stratigraphic data, global and regional controls on potential source rocks deposition,
preservation, and diagenetic alteration.

Abstract : On the European margin of the Tethyan Ocean, latest Cenomanian and earliest Turonian sea-level rises resulted in a progressive drowning of the Provence rudist-bearing platform, the initiation of deep-water disaerobic conditions in the whole pelagic domain of the Vocontian Basin, and successive breaks in marine sedimentation (i.e., periods of nondeposition in the shallower environments of longer duration than in the deeper ones).

Throughout the Archaeocretacea Zone, the increase in oceanic circulation between platforms, epicontinental basins, and oceans might have promoted the connection between different density water masses, thus causing a deep-water stratification of regional extent. Paleogeographic and structural features (depth of basins, surface of their margins, etc...) might have controlled the connection between shallow environments (source-salt areas) and oceanic water masses, the regional extent of oxygen-minimum layers, the distribution of laminated and organic-rich sediments (black shales), and the regional duration of such a worldwide deep-water Anoxic Event. Sporadic modifications in the water stratification, perhaps due to climatic changes, induced high-frequency changes in the deep-water redox conditions. These changes probably caused short-term fluctuations in the thickness of the oxygen-minimum layers and the ecological perturbations recorded in the deep-water-dwelling planktonic and benthic biota.

Periodic disaerobic conditions - which protected the sediments from oxidizing benthic activity, and periodic pauses in the basinal sedimentary inputs (planktonic carbonates, outerplatform muds, and siliciclastics) - which caused a weaker dilution of the organic fraction of marine origin, are thought to be the main causes of relative concentrations of hydrocarbon-rich amorphous organic matter found in these potential source rocks.

Two measurements of the degree of diagenesis in sediments (organic matter maturation and smectite transformation), reliable up to the stage of moderate catagenesis, are determined in the Vergons area with a simple history of basinal deepening and sediment burial (geothermal gradient : 35 °C/km). Spatial variations of these measurements were then determined at two specific Cenomanian levels (top of the Mid-Cretaceous potential source rocks) in the direction of the Alpine thermal anomaly. Together with the beginning of hydrocarbon generation, a lag in clay mineral transformations is evident,

probably due to the migration of interstitial supersaturated fluids expelled when the inner Alpine nappes overthrust (37 MY).

1.1. - INTRODUCTION : LE DOMAINE SUBALPIN AU CRETACE

(Arrêt n°1 - Panorama de la série du Crétacé pp. de Vergons : du Barrémien au Santonien)

Sur la marge continentale européenne de la Téthys, une tectonique en extension, consécutive à la phase de "rifting" atlantique, se serait surimposée entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur aux effets de la subsidence d'ensemble liée à l'ouverture de la Téthys ligure (Graciansky & Lemoine, 1988). Cette extension se traduit dans le domaine subalpin par plusieurs phases de structuration en blocs basculés entre l'Oxfordien et l'Albien et par un approfondissement sensible du milieu au cours du Crétacé inférieur (Cotillon *et al.*, 1984). Cet approfondissement se manifeste par la disparition du complexe des plates-formes carbonatées urgoniennes au cours de l'Aptien (Bédoulien supérieur) et s'accompagne d'un afflux de matériaux terrigènes (argiles, turbidites et coulées boueuses à olistolites) dans les zones profondes où une sédimentation essentiellement marneuse se généralisera jusqu'au Cénomaniens basal. Cette puissante série de sédiments fins argilo-carbonatés : la formation des "Marnes Bleues", qui montre une succession de très nombreuses couches laminées riches en matière organique (Bréhéret *et al.*, 1986; voir Fig. A, d'après Bréhéret & Crumière, 1989), représenterait la manifestation régionale d'une crise médio-crétacée ressentie dans l'Océan Atlantique (Evénement E1 : Graciansky *et al.*, 1982).

Cette période charnière dans l'évolution paléogéographique de la marge Nord de l'Océan Téthysien en voie de fermeture, serait en relation avec le début de l'accrétion océanique de l'Atlantique nord et avec la modification de la cinématique des plaques ibérique et apulo-adriatique (Fig. 1.1, Dercourt *et al.*, 1985). Le domaine subalpin méridional (bassin vocontien) est affecté par ces modifications. Elles se traduisent par une compression à composante N-S entraînant successivement (Fig. 1.2a, d'après Glinzboeckel, Philip *et al.*, 1984) :

- la fermeture progressive, dès le Cénomaniens, des communications marines entre ce domaine et le sillon pyrénéo-provençal (en connection avec l'Atlantique Nord) séparés par la zone haute, d'axe E-W, du bombement Durancien. Cette fermeture s'accompagne d'une diminution rythmique des afflux terrigènes et de résédiments dans les zones profondes - axiales et orientales - du bassin vocontien. Dans ces secteurs, se dépose au cours du Cénomaniens (Fig. 1.3) une succession de faisceaux décamétriques d'alternances calcaire-marne hémipélagiques à pélagiques (Porthault, 1974; Porthault, 1978a; Conard, 1978; Conard, 1983; Conard-Noireau, 1987; Fries, 1987; Crumière, 1989) assurant la transition entre le sommet de la formation des "Marnes Bleues" et la série très carbonatée du Turonien (El Kholy, 1972; Porthault, 1974; Conard-Noireau, *op. cit.*).

- la tendance générale au comblement se traduisant dès le Cénomaniens moyen (Porthault, 1978b) par le rétrécissement progressif N-S des aires de sédimentation profonde jusqu'au Sénonien inférieur (Fig. 1.3b) . La fermeture du bassin marin, accentuée par les effets d'une première phase éoalpine (anté-campanienne), entraîne dès lors le déplacement des aires de sédimentation pélagique vers les secteurs orientaux ouverts sur la Mer alpine. L'émersion du Sud-Est de la France se réalise à la fin du Crétacé.

Dans ce contexte paléogéographique de bassin épicontinental étroit en voie de comblement, une partie du golfe subalpin a été retenue pour cette excursion (Fig. 1.2b) par la possibilité qu'elle offre d'établir des corrélations entre les séries de bassin et celles de plate-forme. En effet, la bordure méridionale du bassin vocontien constitue, depuis le Néocomien, la marge nord-est provençale où les effets de la tectonique distensive en mosaïque de blocs ont été mis en évidence par l'évolution de surfaces de discontinuités

sédimentaires hétérochrones (Cotillon, 1971 et 1985) et par la répartition des corps sédimentaires associés aux déformations (Beaudoin *et al.*, 1986; Fries, *op. cit.*; Joseph *et al.*, 1987a & b). Bien que la sédimentation soit plus continue sur cette marge à partir de l'Albien supérieur (Cotillon, *op. cit.*; Conard, 1983; Conard-Noireau, 1987), cette structure héritée du Crétacé inférieur permet de distinguer, pour le Cénomaniens et le Turonien inférieur, deux principaux domaines paléogéographiques séparés par une étroite zone de transition située dans les unités nord de l'arc structural de Castellane :

- le bassin vocontien oriental au nord. Les sédiments à caractères hémipélagiques sont principalement constitués d'alternances métriques de marnes et de calcaires micritiques, modérément bioclastiques, se subdivisant en plusieurs couples marne-calcaire décimétriques.

- le domaine externe de la plate-forme provençale au sud. La sédimentation alternante, qui présente un caractère plus néritique, est alimentée par d'importants flux terrigènes et bioclastiques durant le Cénomaniens inférieur et moyen (Conard, *op. cit.*; Conard-Noireau, *op. cit.*) et le Turonien inférieur (El Kholly, 1972; Crumière, 1989). Les apports sableux cénomaniens sont localement chenalisés dans des sillons subsidents orientés vers le large. Ils proviennent des zones méridionales et plus internes de la plate-forme situées à proximité du continent corso-sarde.

1.2. - STRATIGRAPHIE D'UNE SERIE DE BASSIN A VERGONS (Alpes de Haute-Provence) : du Cénomaniens inférieur au Turonien inférieur.

(Arrêt n°1 - Panorama de la série du Crétacé supérieur pp. de Vergons)

Situées à quelques centaines de mètres au nord-est du village de Vergons, sous le pic de Chamatte (Fig. 1.4), trois portions de coupe ont été levées banc à banc afin de couvrir la totalité de la série stratigraphique comprise entre le Vraconien terminal (point A0) et le Turonien inférieur (point A3). Pierre Cotillon (1971, pp. 51-53) avait localisé le passage Vraconien-Cénomaniens dans la partie supérieure du "Ravin Notre-Dame" (point A0). Gérard Thomel (1969, pp. 24-29) avait subdivisé la série en 24 unités lithologiques (séquences) et avait localisé les limites Cénomaniens inférieur-moyen et Cénomaniens-Turonien.

1.2.1. - Introduction : définition des principaux repères lithologiques (Fig. 1.6; légende voir Fig. 1.5)

A la base de la série, les sédiments argileux constituent la partie sommitale de la formation des "Marnes Bleues" vocontiennes. Le passage Vraconien-Cénomaniens s'effectue sans rupture sédimentaire discernable. Progressivement, les marnes s'enrichissent de façon cyclique en carbonate et en éléments silto-sableux (quartz, muscovite et glauconie). Le Cénomaniens apparaît donc comme un étage charnière assurant la transition des marnes de l'Albo-Aptien aux calcaires du Turonien-Sénonien inférieur.

L'étude des 460 mètres de la coupe met en évidence plusieurs ordres emboîtés de séquences calcaire-marne (Fig. 1.6). Tout au long de cette série sédimentaire, l'épaisseur des bancs et des interbancs évolue en effet de façon cyclique : six séquences sédimentaires majeures (AL-CE, CE. 1, CE. 2, CE. 3, CE-TU, et TU.1) d'épaisseur généralement hectométrique s'individualisent; ces séquences, qui sont généralement constituées de plusieurs paraséquences décamétriques, se composent de nombreuses séquences "subpélagiques" métriques, elles-mêmes constituées de plusieurs (de 3 à une dizaine) couples calcaire-marne décimétriques.

La bioturbation, généralement très intense, a masqué d'éventuelles laminations d'ordre inférieur qui ne sont préservées que dans les quelques niveaux décimétriques fissiles et

riches en matière organique observés à la base de la coupe et dans la partie marneuse de la base de la séquence CE. 1.6. Dans la séquence CE-TU ces horizons sont décimétriques, laminés et fissiles. Ils se situent principalement dans un premier niveau décimétrique, dédié à G. Thomel (Crumière, 1989), qui contraste par sa couleur sombre avec les dépôts sus- et sous-jacents. Généralement constitué d'une alternance de niveaux fissiles laminés et de sédiments homogènes bioturbés, ce niveau représente à Vergons (Thomel, 1969, p. 28-29) : "...une vire dans la topographie entre deux termes calcaires très abrupts qui constitue un horizon-repère très précieux, constant dans toute la région ...". Au dessus de ce premier niveau (niveau Thomel *s.str.*), quatre horizons décimétriques de marnes laminées (nommées : récurrences) s'individualisent à Vergons. L'ensemble (niveau Thomel *s.str.* et récurrences) constitue le **niveau Thomel s.l.** (séquence CE-TU).

En plus de ces repères lithologiques majeurs, on peut noter la présence de nodules centimétriques calcaréo-phosphatés, fréquents dans AL-CE, qui se raréfient progressivement dans CE. 1.1. On en observe de nouveau à la base de CE-TU. De petites turbidites silteuses millimétriques à centimétriques, à patine rousse, riches en quartz et glauconie apparaissent à l'extrême sommet de AL-CE. La fréquence et l'épaisseur maximales (2 à 7 cm) de ces turbidites s'observent d'une part dans CE. 1.2 et CE. 1.3, d'autre part dans CE-TU. Quelques niveaux à nodules calcaréo-barytiques décimétriques sont observés dans CE. 1.1, CE. 1.5 et au sommet de CE. 3. L'étude de la répartition régionale de ce type de nodules au cours du Cénomanién, montre qu'ils sont très précisément situés au front des lobes turbiditiques (Crumière, à paraître). Ils pourraient constituer des repères extrêmement précis pour la reconstitution de la dynamique de sédimentation.

1.2.2. - Synthèse des apports biostratigraphiques

Les associations d'**ammonites** et d'**inocérames** récoltées sur cette coupe seront présentées par G. Thomel (voir chapitre suivant, ce volume). L'étude de la répartition des assemblages de **foraminifères planctoniques** (Figs 1.7 & 1.8) a été réalisée sur les refus de tamis 63, 100 et 200 µm. Les déterminations spécifiques ont été effectuées par J.-P. Crumière, sous le contrôle de M. Caron (Université de Fribourg, Suisse). Les premiers résultats d'une étude complémentaire en cours concernant le passage Cénomanién-Turonien seront présentés par G. Tronchetti au cours de l'arrêt n°2 à "Pont d'Issole" (voir chapitre 3, ce volume).

a. - Base du Cénomanién (A0 - "Ravin Notre-Dame")

Elle est caractérisée dans la séquence AL-CE par la disparition de *Paraturrilites* (*Bergericeras*) *quadrituberculatus* (Bayle) et des dernières *Rotalipora cf. ticinensis* (Gandolfi) ainsi que par l'apparition de *Ostlingoceras puzosiforme* Spath et de *Idiohamites ellipticus* (Mantell). Ces dernières espèces, caractéristiques du Cénomanién basal (zone à *Carcitanensis*), sont associées à une microfaune caractéristique de la partie inférieure de la zone à *Brotzeni* (Fig. 1.7) : *R. appenninica* (Renz), *R. brotzeni* (Sigal), *R. gandolfii* Luterbacher & Premoli-Silva, *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer) et *Pg. stephani* (Gandolfi).

b. - Passage Cénomanién inférieur-moyen ("Ravin Notre-Dame")

La base de la zone à *Reicheli* a pu être caractérisée avec précision : elle débute au sommet de l'unité lithologique n°10 de G. Thomel (Fig. 1.7) dès l'apparition d'une microfaune très abondante, comprenant *R. reicheli* Mornod, *R. montsalvensis* Mornod, *Pg. gibba* Klaus et *cf. Dicarinella algeriana* (Caron).

La zone à *Reicheli* se termine dans la partie supérieure de la paraséquence CE. 1.6, dans les niveaux où sont associées les dernières *R. reicheli*, les premières *R. cushmani* (Morrow), d'abondantes *R. cf. deeckei* (Franke) et les toutes premières *R. deeckei*

(Franke). Le premier banc de l'unité lithologique n°13 contient une macrofaune très abondante et variée, caractéristique de la base de la zone à Rhotomagense (voir G. Thomel, chapitre suivant, ce volume).

Le passage Cénomaniens inférieur-moyen a été arbitrairement placé ici au milieu des zones à Reicheli et à "Praecursor" (zones présentant des faunes de transition), c'est à dire à la base de la paraséquence CE. 1.6 (Figs. 1.6 & 1.7).

c. - Passage Cénomaniens moyen-supérieur ("Ravin des Sambucs")

Il se situerait à la base de la séquence CE. 3. Le sommet du Cénomaniens moyen est mis en évidence par un exemplaire de *Guerengericeras confusum* (Gueranger) récolté dans le dernier banc calcaire de CE. 2, associé à une microfaune caractéristique de la moitié supérieure de la zone à Cushmani : *R. cushmani* dominantes, *R. deecke*, *R. greenhornensis* (Morrow), associées à d'abondantes *Whiteinella* sp. et aux toutes premières *W. baltica* Douglas & Rankin (Fig. 1.7).

d. - Passage Cénomaniens-Turonien ("Ravin de la Fouent de Claude")

Bien que les ammonites soient très rares à partir du Cénomaniens moyen, il avait paru logique à G. Thomel (*op. cit.*, p. 28-29) : "... de faire débiter le Turonien au niveau de la séquence 23...". En effet, les sédiments déposés postérieurement (unité n°24 du "Ravin des Sambucs") sont "...riches en fossiles turoniens : *Terebratella bourgeoisi* d'Orbigny, *Inoceramus pictus* Sowerby, *I. hercynius* Petrascheck et *I. sp. gr. opalinius* Böse...". Les récoltes récentes effectuée dans le "Ravin de la Fouent de Claude" (Fig. 1.8) confirment cette hypothèse :

- *Scaphites aequalis* (Sowerby) a été récolté dans le dernier banc de la séquence CE. 3;
- une faune caractéristique du Turonien inférieur non basal (zone à *Nodosoides* probable) a été récoltée dans la partie supérieure de la séquence CE-TU (au dessus de la première récurrence de marnes laminées), dans des niveaux équivalents (??) à ceux de l'unité lithologique n° 24 de G. Thomel :
 - *Inoceramus goppelnensis* Sornay : bancs T.25, T.33 et T.35;
 - *I. cf. mytiloides* Mantell : banc T.25 et T.35;
 - *I. mytiloides* Mantell : banc T.35.
 - *Lewesiceras peramplum* (Mantell) : banc T.35;
 - *Parapuzosia (Austiniceras) austeni* (Sharpe) : banc T.43
 - *I. goppelnensis tourtenayensis* Sornay (éboulé, T.35 ?);
 - *I. hercynius amudariensis* Arkhangelski : banc T.35.

- la zone à **Cushmani** est représentée à Vergons par près de 190 mètres de sédiments (Fig. 1.7), dans lesquels la faune est abondante et variée. Toutes les espèces de foraminifères planctoniques (voir aussi D. Grosheny & G. Tronchetti, chapitre 3, ce volume) caractéristiques de cette zone sont présentes jusque dans les derniers bancs de la séquence sédimentaire CE.3 (unité lithologique n°20 de G. Thomel, Figs. 1.7 & 1.8).

- seule la base de la zone à **Archaeocretacea** a pu être caractérisée avec précision : elle débute dans les premiers centimètres de marnes laminées et fissiles du niveau Thomel (séquence sédimentaire CE-TU, unité lithologique T.1, niveau de prélèvement BS.2) avec la disparition de *R. cushmani*. Au dessus, la base du niveau Thomel s.str. (unités T.1 à T.5) est entièrement comprise dans la zone à **Archaeocretacea** qui est représentée à Vergons par plus de 30 mètres de sédiments (unités T.1 à T. 25-40?).

- le tout début de la **zone à Helvetica** (?) semblerait s'individualiser à partir des unités T.25 à T.40, c'est à dire dès l'apparition des premières récurrences d'horizons laminés constituant la partie supérieure du niveau Thomel *s.l.* (Fig. 1.8), avec l'apparition de formes encore peu typiques (notées cf.) de *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), de *Marginotruncana sigali* (Reichel)? et de *M. marginata* (Reuss)? Ce n'est qu'au dessus des derniers horizons laminés que les premières formes typiques de *H. helvetica* apparaissent dans les lavages.

e. - Remarque

Un exemplaire de *Neocardioceras juddii* (Guerne & Barrois) a été récolté par G. Thomel au sommet du "Ravin des Sambucs" (section A1-A2, Fig. 1.4) situé à quelques centaines de mètres à l'Est du "Ravin de la Fouent de Claude", "...à 4.50 mètres (au-dessus) de la base de la séquence (24) ..." (voir chapitre suivant, ce volume). **Cette récolte se situerait donc à : $12.5 + 13 + 11.5 + 4.5 = 41,5$ mètres au dessus du toit de la séquence 20.**

Or, dans le "Ravin de la Fouent de Claude", la faune turonienne (zone à *Nodosoides*) décrite précédemment, débute à 25 mètres seulement au dessus du toit de la même séquence 20. En fait, il est actuellement impossible de replacer avec précision, sur la coupe du "Ravin de la Fouent de Claude", la position de la base de la séquence 24 définie sur l'autre coupe. Cette dernière difficulté pourrait (?) être due à un redoublement par faille de la vire 21 et de la séquence 22 dans le "Ravin des Sambucs". Dans cette hypothèse, on peut penser que $21 = 23$ et que $22 = 24$ pp. (Fig. 1.8).

En l'absence de corrélations lithostratigraphiques plus précises (c'est à dire banc à banc) entre les deux coupes, la position de récolte de cette espèce exceptionnelle pour le Sud-Est de la France, marquant très précisément le sommet du Cénomaniens (zone à *Juddii*), ne peut pas être replacée sur la figure 1.8 sans poser un problème biostratigraphique majeur...

1.2.3. - Distribution de la matière organique (MO)

a. - Les profils géochimiques (Figs. 1.9 & 1.10)

Issus de la pyrolyse Rock-Eval des roches totales, les profils géochimiques montrent que les teneurs en carbone organique total (COT) diminuent progressivement de la base vers le sommet de la série (valeurs moyennes proches de 0,7% pour les dépôts bioturbés du Cénomaniens basal et de 0,15% pour ceux du Turonien inférieur), alors que le potentiel pétrologène des roches demeure relativement constant et faible (valeurs de l'IH inférieures à 200 mg HC/g COT). Toutefois, une augmentation brutale des paramètres précédents s'observe dans les marnes sombres, laminées et fissiles, constituant le Niveau Thomel *s.l.* (séquence sédimentaire CE-TU).

D'une manière générale, pour toute la série céno-mano-turonienne de Vergons, on observe que :

- les sédiments très carbonatés ($\text{CaCO}_3 > 70\%$) contiennent très peu de MO (valeurs de COT très faibles $< 0,25\%$), et cette MO est très faiblement hydrocarbonée (valeurs de l'IH très faibles < 100 mg HC/g COT);
- les sédiments bioturbés plus argileux sont légèrement plus riches en MO (COT $< 0,7\%$), mais celle-ci demeure très faiblement hydrocarbonée (IH < 200 mg HC/g COT);
- les marnes laminées contiennent de 0,7 à 2,1% de MO et les valeurs de l'IH s'échelonnent entre 200 et 450 mg HC/g COT.

b. - Les diagrammes IH-IO (Figs. 1.10 & 1.11)

Ces diagrammes montrent que la MO des sédiments bioturbés cénomaniens et turoniens présentent les caractéristiques géochimiques d'une MO de type III (origine continentale et /ou altérée), alors que celle contenue dans les niveaux laminés de la zone à Archaeocracea semble constituée par un mélange de MO de type II (origine marine) et de type III, présentant des valeurs de l'IO généralement inférieures à 50 mg CO₂ / g COT et des valeurs de l'IH supérieures à 200 mg HC / g COT.

La relation, classiquement observée dans les sédiments marins (Bréhéret et al., 1986; Jacquin et Graciansky, 1988), existant entre la teneur de la roche en MO, les potentialités pétrologiques résiduelles de cette MO et l'intensité de la bioturbation affectant les sédiments, sera discutée plus loin.

1.2.4. - Distribution des minéraux argileux (Fig. 1.12)

En règle générale, pour toute la série du Crétacé pp. de Vergons, on observe que la composition de la fraction argileuse des sédiments suit l'évolution des teneurs en carbonate : les bancs calcaires sont plus riches en smectite, alors que les interbancs marneux contiennent plus de kaolinite et d'illite. Cette répartition, très fréquemment observée dans les sédiments marins (synthèse in Levert, 1989) serait d'origine primaire, c'est à dire sédimentaire. Ainsi, la fraction argileuse des marnes du Cénomaniens basal contient en moyenne : 15% de chlorite, 30% d'illite, 30% de smectites et 25 % de kaolinite. A l'opposé, la fraction argileuse de marnes calcaires du Cénomaniens supérieur et du Turonien inférieur contient en moyenne : 5-10% de chlorite, 20% d'illite, 60% de smectite et 10-15% de kaolinite.

1.2.5. - Lithostratigraphie : les séquences "subpélagiques" emboîtées (résultats présentés lors des arrêts n°4 "La Mure" et n°5 "Pont de Gueydan")

La synthèse des observations réalisées sur la série du Cénomaniens-Turonien de Vergons nous permet de proposer une séquence élémentaire-type, d'épaisseur moyenne avoisinant 1 mètre (dans les zones carbonatées) à 2 mètres (dans les zones argileuses), délimitée par deux surfaces nettes et composée de 5 unités lithologiques successives.

La séquence la plus proche de cette séquence élémentaire-type peut être observée au passage Cénomaniens-Turonien, au sommet du "Ravin de la Fouent de Claude", dans les deux premiers mètres au dessus du glissement synsédimentaire du niveau Thomel (Fig. 1.8, unités lithologiques T.1 à T.4).

a. - Unités lithologiques d'une séquence-type (Fig. 1.13)

La séquence débute par un niveau de marnes sombres légèrement glauconieuses et bioturbées sur quelques centimètres essentiellement par des *Chondrites* (unité 1), puis laminées sur environ 20-30 centimètres (unité 2). La préservation de la lamination originelle (sans doute accentuée par une compaction plus importante de ces niveaux isotropes) caractériserait une diminution brutale de l'activité benthique contemporaine du dépôt. Ces sédiments sont riches (COT > 1%) en une MO de type II +III tout en présentant des teneurs modérées en carbonates (50%) et en smectites (environ 40% de la fraction argileuse).

Au dessus, la séquence se poursuit par des marnes bioturbées (unité 3) passant très progressivement à des calcaires argileux puis à un banc calcaire plus massif également bioturbés (unité 4). L'épaisseur de ces niveaux est généralement comprise entre 50 centimètres et 1,5 mètres. Des nodules calcaréo-phosphatés centimétriques et des turbidites silteuses millimétriques (plaquettes rouges) peuvent être observés dans les

marnes. Alors que les teneurs en carbonate et en smectites n'augmentent que très progressivement, on note que très rapidement la microfaune benthique réapparaît et que la MO raréfiée est de moins en moins hydrocarbonée (type III + II à type III).

Une (ou plusieurs) turbidite silto-sableuse centimétrique (unité 5a) ravine généralement le toit du banc de calcaire massif sous-jacent et présente un toit très bioturbé par des réseaux de terriers horizontaux décimétriques de type *Planolites*. La turbidite est constituée de quartz, de glauconie, de pyrite, de minéraux lourds et de divers débris d'organismes (dont d'abondants spicules de spongiaires). Elle présente généralement un litage millimétrique sub-horizontale. Le litage, souligné par la répartition des minéraux sombres, peut être perturbé par des structures de micro-ravinement (Pascal, 1987, p. 8-10). Il est fréquent d'observer au sein des bancs des nodules décimétriques calcaréo-barytiques en connection avec les turbidites alors millimétriques.

Au toit de la turbidite, le sommet de la séquence est généralement constitué par un banc de calcaire plus argileux que le précédent, dont l'épaisseur est généralement comprise entre 15 et 50 centimètres (unité 5b). On peut y observer d'abondants terriers de type *Teichichnus*. Le toit du banc et de la séquence présente une surface nette pouvant être affouillée (terriers centimétriques globuleux et pyritisés).

b. - Evaluation de la durée moyenne des séquences élémentaires

Des travaux récents (Cotillon, 1985, et sous presse) montrent que l'évolution verticale du taux de sédimentation d'une série pélagique est fonction directe du nombre de couples calcaire-marne (ceux-ci devant avoir une épaisseur supérieure à 5 centimètres : valeur limite) comptés dans des intervalles égaux. Un tel comptage a été effectué sur la totalité (environ 1 240 mètres) de la série du Crétacé supérieur pp. de Vergons par intervalles de 5 mètres (Fig. 1.12). Les résultats de ces travaux (Cotillon & Crumière, 1988), mettent en évidence des variations importantes du taux de sédimentation au cours du Crétacé supérieur.

Le taux de sédimentation est dans l'ensemble fonction directe de la richesse en carbonates des formations. Ses variations rendent impossible toute certitude dans le découpage de la série en séquences subpélagiques de même ordre (et donc de même durée). De plus, les lacunes sédimentaires probables, ainsi que l'effacement de la cyclicité dans les zones trop argileuses ou trop carbonatées, rendent difficile une détermination précise du nombre réel de séquences élémentaires composant cette série. Toutefois, une estimation de la durée des différents ordres de cycles emboîtés a été tentée sur la portion de coupe cénomaniennne où les calcaires et les marnes sont représentés de façon équilibrée.

La série cénomaniennne de Vergons est constituée par 460 mètres d'alternances subpélagiques. On compte 213 séquences élémentaires métriques (plus ou moins 10% selon les observateurs), plus ou moins complètes par rapport à la séquence-type précédente. La durée de l'étage ayant été estimée à 4 Ma (+ 2 Ma ou - 3 Ma) selon Kennedy & Odin (1982), et à 5 Ma (+ ou - 1 Ma) selon Odin & Odin (1990), **la durée moyenne d'une séquence élémentaire "subpélagique" serait centrée sur 21 000 ans (plus ou moins 10%)**. Cette valeur est donc identique à la durée moyenne des séquences élémentaires pélagiques (21 111 ans), récemment déterminée (Rio et al., 1989) dans la série hypostratotypique du Crétacé inférieur de la région de Vergons (coupe d'Angles-Vergons). Il est à noter que ces deux valeurs coïncident avec la moyenne des deux périodes connues pour la précession des équinoxes (19 000 et 23 000 ans), mais elles ne recouvrent pas le même type de séquences : doublet élémentaire décimétrique calcaire/marne pour le Crétacé inférieur, séquence polycyclique pour le Cénomaniennne. Cette différence tient à un taux de sédimentation plus important dans le second cas.

c. - Evaluation de la durée des séquences d'ordres supérieurs

Sur le terrain, il est très fréquent de trouver des regroupements de séquences élémentaires par multiples de 4 ou 5 : des groupements de 4 ou 5 séquences élémentaires s'observent dans CE - 1; les faisceaux CE-1.2, 1.3 et 1.4 sont constitués de 9 à 13 séquences élémentaires; le faisceau CE-1.5 regroupe très clairement deux paquets de 9 séquences... Dans la partie supérieure (Turonien à Santonien) de la coupe étudiée dans la région de Vergons, de très nombreux faisceaux pluri-décamétriques ont été décrits (Crumière, à paraître). Ils se décomposent généralement en 4 ou 5 faisceaux décamétriques. La valeur moyenne obtenue pour l'ensemble du Crétacé supérieur pp. (Cénomaniens à Santonien) de la région de Vergons est de 4,4.

Afin d'individualiser puis de hiérarchiser les différents ordres de séquences subpélagiques emboîtées et de déterminer la durée moyenne de leur dépôt, une étude par transformée de Fourier de l'épaisseur des bancs, des interbancs et des séquences élémentaires a été réalisée. Les résultats de cette analyse harmonique (Crumière, 1986) mettent en évidence plusieurs pics intenses traduisant les regroupements préférentiels de séquences élémentaires au cours du Cénomaniens. Les pics les plus intenses se situent à environ 42 000 ans (groupement de 2 séquences élémentaires), 95 000 ans (4 ou 5 séquences), 190 000 (9 séquences) et 380 000 ans (18 séquences).

Ces durées ne sont pas sans évoquer les périodes de 40 000, 100 000 et 400 000 ans, caractéristiques des variations des paramètres de l'orbite terrestre (cycles de Milankovitch). Toutefois, et conformément aux résultats de l'analyse de la série pélagique du Crétacé inférieur (Rio et al., op. cit.), ces périodes n'apparaissent pas systématiquement dans les résultats des calculs. La réponse sédimentaire aux fluctuations allocycliques varie selon le faciès d'ensemble de la formation considérée (soit à dominante marneuse, soit à dominante carbonatée).

Des séquences à plus basses fréquences sont observées sur le terrain. Elles correspondent à des séquences sédimentaires hectométriques observées dans l'ensemble de la série du Crétacé supérieur pp. (Cénomaniens à Santonien) de la région de Vergons (Crumière, à paraître). On remarque que ces séquences sont généralement composées de 4 à 6 paraséquences décamétriques (valeur moyenne de 4,4). Les 12 séquences sédimentaires observées auraient alors une durée moyenne proche de la durée moyenne (1,35 Ma) des 10 cycles eustatiques de troisième ordre (UZA 2.2 à UZA 3.4) définis sur cette période du Crétacé supérieur (Haq et al., 1987).

1.2.6. - Conclusion

Les sédiments profonds déposés dans le domaine subalpin méridional au cours du Cénomaniens et du Turonien inférieur semblent affectés par un contrôle extérieur au bassin vocontien se traduisant par des alternances calcaire-marne subpélagiques, illustrant plusieurs ordres de cycles emboîtés. En effet, la composition et la hiérarchisation des séquences sédimentaires étudiées dans le bassin semblent dépendre à la fois de facteurs climatiques (variations des paramètres orbitaux), de variations du niveau marin d'origine eustatique (cycles de troisième ordre) et de la tectonique régionale (rejeu de structures héritées du Crétacé inférieur et fermeture progressive du bassin).

De plus, des renouvellements fauniques particulièrement marqués au sein de la population planctonique du Cénomaniens ont été observés au sommet des séquences marne/calcaire majeures généralement très dissymétriques (Figs. 1.6 à 1.9 & 1.13). Ces relais de morphotypes de foraminifères, qui se superposent aux inflexions majeures de l'enregistrement sédimentaire, soulignent l'étroite relation existant entre les fluctuations dans l'alimentation du bassin vocontien (en carbonates planctoniques et détritiques, matière organique, minéraux argileux et turbidites silteuses) et les conditions écologiques régnant dans toute la tranche d'eau. Ainsi, l'extinction brutale, vers le sommet du

Cénomaniens, des gros morphotypes carénés appartenant au genre *Rotalipora*, se situent précisément dès le dépôt des premières laminites riches en MO du niveau Thomel (Fig. 1.8). Cette crise écologique peut être corrélée avec l'événement océanique global du passage Cénomaniens-Turonien (zone à Archaeocretacea). De plus, la disposition rythmique des couches laminées riches en MO constituant le Niveau Thomel au sein de différents ordres de séquences sédimentaires n'est pas sans rappeler les observations de Jacquin & Graciansky (1989) pour les "black-shales" du Crétacé supérieur de l'Atlantique Sud.

Les causes écologiques ayant entraîné de telles perturbations au sein de la microfaune planctonique (mais aussi benthique) dans le niveau Thomel vont être discutées et comparées aux caractéristiques sédimentologiques de cet événement. Les études réalisées sur les divers autres groupes d'organismes observés à Vergons contribuent à préciser le cadre biostratigraphique et/ou environnemental du Niveau Thomel (voir ce volume) : **Foraminifères planctoniques et benthiques** (D. Grosheny & G. Tronchetti), **Spores et pollens** (H. Méon), **Dinoflagellés** (B. Courtinat), **Scytinacis** (B. Courtinat), **Scolécodontes** (B. Courtinat), et **Ichnofaune** (C. Gaillard).

1.3. - LA CRISE ECOLOGIQUE DE LA ZONE A ARCHAEOCRETACEA (résultats présentés lors de l'arrêt n°2, à "Pont d'Issole")

Dans la coupe de référence de Vergons, le **benthos** se raréfie puis disparaît presque totalement dès les premiers centimètres de laminites du niveau Thomel (Fig. 1.8), alors que les sédiments encaissants bioturbés contiennent encore une microfaune benthique, mais celle-ci est peu diversifiée. Ceci laisse supposer l'existence de conditions réductrices régnant périodiquement sur le fond du bassin.

La **microfaune planctonique** à tests carbonatés est plus rare elle aussi dans les horizons laminés : seuls y persistent de minuscules morphotypes de foraminifères globuleux et peu variés (*Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Guembellaria*), caractéristiques des eaux de surface. La préservation des petites formes au détriment des formes globuleuses plus larges (*Whiteinella*, *Praeglobotruncana*) ou carénées (*Rotalipora*, *Dicarinella*), permet d'écarter l'hypothèse de dissolution du carbonate durant la chute *post mortem* des tests vers le fond. La ségrégation se serait effectuée plutôt durant la vie des organismes et serait alors d'origine écologique : elle résulterait de la mise en place dans le bassin, au cours du Cénomaniens supérieur (extrême sommet de la zone à Cushmani), d'un corps d'eau profonde appauvrie en oxygène dissous (zone à minimum d'oxygène). En effet, certains morphotypes complexes de foraminifères planctoniques actuels pouvant terminer leur cycle vital à grande profondeur (Bé, 1977), il est possible que l'hypoxie ayant atteint la profondeur à laquelle s'effectuait la reproduction sexuée des grands morphotypes, leur gamétogenèse ait été perturbée, selon des modalités discutées par M. Caron (*In Bréhéret et al.*, 1986, Fig. 14, p. 164). Cette hypothèse a été proposée par Hart & Bailey (1979), Kuhnt *et al.* (1986), Hart & Ball (1986), Jarvis *et al.* (1988) ou par Leary *et al.* (1989), afin d'expliquer la disparition brutale, synchrone (?) et définitive du genre *Rotalipora* (Brotzen) de tous les bassins du globe (synthèse *in* : Jarvis *et al.*, *op. cit.*). Dans le bassin Vocontien, ces grands morphotypes carénés étaient très abondants depuis le Cénomaniens inférieur (Porthault, 1974; Conard-Noireau, 1987; Fries, 1987) et représentaient jusqu'alors une fraction majeure du plancton : plus de 20 % du volume de la microfaune planctonique observée ici dans les résidus de lavage des sédiments cénomaniens sous-jacents au niveau Thomel (Fig. 1.8).

La crise écologique dans le bassin Vocontien, qui se traduit donc par la précarité de l'existence du plancton et du benthos, a été datée de la zone à Archaeocretacea. Son début, au Cénomaniens supérieur, détermine l'extrême sommet de la zone d'extension

totale de l'espèce *R. cushmani*. Elle s'est atténuée ici progressivement au cours du Turonien basal, et s'est terminée au Turonien inférieur, à la base de la zone à Helvetica. Cette crise régionale peut donc être mise en corrélation avec "l'événement anoxique océanique Cénomaniens-Turonien" déjà mis en évidence en de nombreux sites téthysiens, atlantiques et pacifiques.

1.4. - PRESERVATION DE LA MATIERE ORGANIQUE DANS LES SEDIMENTS

L'étude géochimique de la matière organique (MO) a été réalisée à l'Institut Français du Pétrole, à partir des méthodes de pyrolyse Rock-Eval (Espitalié *et al.*, 1977, 1985) et d'analyse élémentaire (Durand & Monin, 1980). Les préparations palynologiques et leur étude optique en lumière transmise ont été réalisées par la Société Nationale Elf-Aquitaine (Production).

Rappelons que le niveau Thomel correspond à une brutale modification du contenu organique des roches (Fig. 1.9) : augmentations simultanées du carbone organique total (COT) et de l'indice d'hydrogène (IH). Il est constitué, dans la coupe de référence de Vergons (Fig. 1.10), d'horizons laminés fissiles, riches en carbone organique (COT supérieur à 1 % et IH supérieur à 200 mg HC / g COT), alternant avec des horizons de sédiments plus homogènes et bioturbés, pauvres en carbone organique (COT inférieur à 0.5 % et IH inférieur à 100 mg HC / g COT).

La relation inverse existant entre la teneur en COT des roches et l'intensité de la bioturbation qui les affecte, a été notée par Bréhéret *et al.* (1986) dans les marnes albiennes sous-jacentes : plus l'ichnofaune et la microfaune benthique se raréfient, plus la roche est riche en MO de plus en plus hydrogénée. Dans le but de comprendre les effets de cette activité biologique benthique sur le stock organique initialement sédimenté, la MO de différents horizons du Niveau Thomel a été analysée et caractérisée par différentes méthodes (Tableau I). Six échantillons de roches, présentant des lithologies différentes, ont été sélectionnés sur la coupe de Vergons - site où la MO immature n'a pas généré d'hydrocarbures - à partir de leur teneur en COT (Fig. 1.14a).

1.4.1. - Résultats

Les résultats de la pyrolyse Rock-Eval des roches brutes montrent que la diminution des teneurs en COT s'accompagne d'une chute des quantités de produits hydrocarbonés potentiellement libérables par ces MO (effondrement des pics S2, Fig. 1.14b). En effet, (Fig. 1.15a) :

- l'échantillon n°1 contient une MO de type II caractérisée par des valeurs élevées de l'IH (supérieures à 400 mg HC / g COT) et faibles de l'IO (inférieures à 30 mg CO₂ / g COT);

- la MO des autres roches laminées (échantillons n° 2, 3 et 4) présente des valeurs plus modérées de l'IH (200 à 350 mg HC / g COT) et de l'IO plus élevées (30 à 70 mg CO₂ / g COT);

- les roches plus homogènes et bioturbées (échantillons n° 5 et 6) contiennent de faibles quantités d'une MO de type III, caractérisée par de faibles valeurs de l'IH (inférieures à 100 mg HC / g COT) et très élevées de l'IO (supérieures à 100 mg CO₂ / g COT).

Ces données géochimiques suggèrent que les matières les plus faiblement hydrogénées, qui atteignent la lignée de référence du type III, seraient d'origine continentale et/ou

altérées (Espitalié *et al.*, *op. cit.*). Toutefois, cette dérive progressive des valeurs de l'IH et de l'IO, classiquement observée, est ici accentuée par une augmentation des effets de matrice minérale (Espitalié *et al.*, 1980) en liaison avec la très faible teneur en COT des roches bioturbées. Afin de minimiser ces effets de matrice, le kérogène (MO insoluble) a été extrait de la roche. Les résultats de l'analyse élémentaire (présentés dans un diagramme H/C - O/C, Fig. 1.15b) et de la pyrolyse de ces kérogènes (Fig. 1.15c) montrent une dérive des paramètres très comparable à la précédente : une diminution du rapport H/C et de l'IH, accompagnée d'une augmentation du rapport O/C et de l'IO.

Un examen optique du kérogène en lumière transmise (Fig. 1.14c-d) révèle que :

- les laminites contiennent essentiellement de la MO sapropélique "amorphe" d'origine marine et peu de MO terrigène humique (principalement originaire de tissus ligneux);

- les roches bioturbées ne contiennent plus de MO "amorphe". La faible quantité de MO préservée est essentiellement constituée de débris et d'éléments de végétaux vasculaires terrestres (tissus ligneux, spores et pollens).

1.4.2. - Interprétation

La dérive progressive des paramètres géochimiques (Figs. 1.14a-b & 1.15) s'accompagne donc d'une transformation de la composition macérale des kérogènes (Fig. 1.154d). La MO dite "amorphe" (car sans structure identifiable au microscope optique) présenterait en fait des structures membranaires récemment observées en microscopie électronique (Raynaud *et al.*, 1988 & 1989) et assimilées par ces auteurs à des débris cellulaires directement hérités du phytoplancton (origine algale/bactérienne) et présentant la fluorescence du faciès "sapropélique". La transformation progressive observée ici traduirait donc une altération croissante de la fraction d'origine marine, qui serait la plus labile (par oxydation lors de la chute des particules et/ou dans les sédiments), alors que le flux en MO terrigènes semble rester constant dans la fraction organique totale des sédiments. La préservation *in situ* semble bien être ici le facteur prépondérant, car la zone à Archaeocretacea coïncide avec :

- une diminution drastique du benthos et du phytoplancton cénomaniens et une réduction d'environ 60% de la masse du plancton profond, sans doute source de MO très hydrocarbonées.

- une crise dans l'alimentation sédimentaire du bassin Vocontien en boues de periplate-forme et en fraction organique terrigène (se reporter à : H. Méon, ce volume; B. Courtinat, ce volume).

En conclusion, la distribution et la préservation de l'essentiel des potentialités pétrolières des sédiments du Niveau Thomel semblent donc être étroitement liées aux conditions d'oxygénation qui régnaient dans la tranche d'eau profonde du bassin Vocontien durant la zone à Archaeocretacea.

1.4.3. - Modèle paléo-océanographique

a. - Les contrôles structuraux régionaux de la distribution et de la préservation des dépôts

Le niveau-repère Thomel est inconnu (lacune et / ou érosion sous-marine des dépôts ?) sur les marges occidentale et méridionale du bassin Vocontien (Fig. 1.2) où des séries gréseuses progradantes datées du Turonien inférieur recouvrent, le long d'une surface de ravinement, des formations datées du Cénomaniens supérieur au Barrémien (Porthault, 1974; Ferry *et al.*, 1988, Fig. 11, p. 102 et Fig. 12, p. 104). Dans le secteur occidental de ce bassin, les horizons laminés sont connus uniquement dans la zone centrale (Fig. 1.2a), où ils ne dépassent pas quelques centimètres d'épaisseur cumulée. Par contre ces

dépôts sont plus épais dans la partie orientale du bassin où ils affleurent en de nombreux sites entre l'arc de Castellane (zone de transition avec la plate-forme Nord-provençale) et la limite d'érosion actuelle des nappes alpines internes (Fig. 1.2b).

La pyrolyse des horizons laminés du niveau Thomel a été réalisée sur 10 échantillons par site de prélèvement. Dans la mesure où les sites sont éloignés du front méridional actuel des nappes alpines internes (front de catagenèse thermique de la MO, Crumière *et al.*, 1988), le tracé des courbes d'iso-teneurs moyennes en COT est tenu pour représentatif de la paléogéochimie des eaux du bassin sur le fond au moment du dépôt des laminites. La courbe 1 %, qui vient buter au pied de la marge nord-est provençale (Fig. 1.2b) est utilisée ici pour délimiter l'extension paléogéographique du corps d'eaux hypoxiques profond.

Les zones les plus profondes du bassin, limitées par le jeu des structures régionales majeures (Fig. 1.2), seraient affectées par cette disaérobie des eaux et favorables au dépôt et à la préservation des horizons laminés riches en matière organique du Niveau Thomel.

b. - Les modifications paléo-géochimiques à haute-fréquence ont-elles une origine climatique ?

Plusieurs caractéristiques du niveau Thomel laissent supposer que la stratification des eaux du bassin n'était pas stable au cours de la zone à Archaeocretacea. En effet, dans tout le secteur sud et central du bassin (coupe de Vergons, Fig. 1.10; coupes de "Pont d'Issole" et de "Lambruisse", Fig. 1.16), où des marnes bioturbées et des "black shales" laminés alternent, la zone à minimum d'oxygène ne devait atteindre le fond que périodiquement. Cependant, dans plusieurs sites de ce secteur, la rythmicité des dépôts est interrompue par un glissement synsédimentaire exclusivement constitué de laminites, provenant d'une zone moins profonde située sur la pente du talus sud, où les conditions euxiniques devaient donc régner de manière durable. Il en était de même sur la marge nord du bassin (coupe d'"Ondres", Fig. 1.17) où les horizons laminés sont plus nombreux, plus épais et plus riches en MO que dans les régions de paléoprofondeur plus importante.

L'ensemble de ces observations (Fig. 1.18) et des corrélations lithostratigraphiques établies à l'échelle du bassin vocontien oriental (Fig. 1.19), semblent indiquer que la modification rythmique des conditions oxydo-réductrices régnant sur le fond du bassin était principalement contrôlée par des variations à courte période de l'épaisseur de la tranche d'eau profonde appauvrie en oxygène dissous. Or, la très large extension du phénomène durant l'intervalle Cénomaniens-Turonien dans les océans profonds du monde, incite à penser que la mise en place et les pulsations à courte période de la disaérobie du milieu marin subissaient le contrôle de mécanismes paléo-océanographiques globaux. **Une cyclicité de type rédox** (alternances de laminites et d'horizons bioturbés) **semble donc se surimposer à la cyclicité de sédimentation subpélagique** (alternances calcaire-marne) dont l'origine semble liée aux variations climatiques (cycles de Milankovitch).

1.5. - DYNAMIQUE DE LA SEDIMENTATION AU PASSAGE CÉNOMANIEN-TURONIEN

1.5.1. - Le sommet de la zone à Cushmani

Le sommet de la séquence sédimentaire CE.3 est constitué de sédiments à caractères subpélagiques, très bioturbés, très carbonatés (80% de CaCO₃), micritiques et relativement riches en débris d'organismes (spicules de spongiaires, fragments d'inocérames et d'oursins bathyaux). Ces sédiments présentent des teneurs en carbone organique très faibles (COT inférieur à 0,25%). Ils renferment une microfaune

planctonique et benthique abondante et variée (Fig. 1.8). Les assemblages de minéraux argileux, essentiellement constitués de smectites, présentent de faibles valeurs (environ 0,5) du rapport illite + kaolinite / smectites (Fig. 1.10).

L'apparition brutale de modifications sédimentologiques et de perturbations écologiques au toit de la séquence CE.3 montre clairement l'existence d'un hiatus dans l'enregistrement sédimentaire (section condensée n°1, Figs. 1.19 & 1.20), souligné par la très grande abondance des terriers de type *Teichichnus* dans les derniers mètres de la séquence CE. 3 (voir C. Gaillard, chapitre 8, ce volume) et par la réduction importante du taux de sédimentation (Fig. 1.12). Ce hiatus se termine à l'extrême sommet de la zone à Cushmani.

1.5.2. - La base de la zone à Archaeocretacea (niveau Thomel *s.str.*)

Les premiers centimètres de sédiments sombres de CE-TU (niveau de prélèvement BS 1) sont très faiblement bioturbés (rars *Chondrites*). Ils contiennent les toutes dernières *R. cushmani* (petits morphotypes carénés à trois-quatre loges seulement). Ils sont très brusquement moins carbonatés (moins de 50% de CaCO₃) et plus riches en matière organique (COT supérieur à 1%). La fraction argileuse se modifie aussi : elle s'enrichit en illite (micas, glauconie?) et en kaolinite, alors que les smectites sont plus rares. Les valeurs du rapport illite + kaolinite / smectites sont alors supérieures à 1,25 (Fig. 1.10).

Les laminites, dont les teneurs en COT peuvent dépasser 2% (Fig. 1.10), renferment une microfaune planctonique et benthonique très appauvrie en espèces (Fig. 1.8) :

- le benthos a presque complètement disparu et n'est plus représenté que par des enveloppes organiques de foraminifères (benthiques?) et par des micro-organites attribués à des mâchoires d'annélides polychètes (voir B. Courtinat, ce volume);

- le plancton est alors exclusivement constitué de radiolaires (très recristallisés et donc indéterminables) ainsi que de foraminifères globuleux et de petite taille : *Hedbergella* et *Globigerinelloides* . Les grands morphotypes carénés (*Rotalipora*) disparaissent définitivement dès le niveau de prélèvement BS 2.

Par contre, les grands morphotypes plus globuleux (correspondant aux genres *Whiteinella* , *Dicarinella* et *Praeglobotruncana*) réapparaissent temporairement dans les sédiments argileux bioturbés intercalés dans les laminites (Fig. 1.8). Ces horizons bioturbés contiennent une microfaune benthique de plus en plus abondante et diversifiée lorsque l'on monte dans la série (Fig. 1.8; et se reporter à : D. Grosheny & G. Tronchetti, ce volume). Ces sédiments bioturbés présentent alors des teneurs en COT plus faibles (0,5%) et contiennent de nombreux fragments osseux de poissons. L'enrichissement en illite et en kaolinite au sein des assemblages argileux reste important, et les valeurs du rapport illite + kaolinite / smectites peuvent alors dépasser 1 (Fig. 1.10). Les apports détritiques silteux (quartz, oxydes) sont essentiellement localisés dans quelques turbidites finement laminées centimétriques. Bien que très réduits, ces apports traduisent le début de la progradation des sédiments issus de la plate-forme en direction du bassin (Figs. 1.19 & 1.20).

1.5.3. - Le sommet de la zone à Archaeocretacea

A l'exception des quatre derniers horizons laminés décimétriques de la série de Vergons, les sédiments constituant la partie supérieure de CE-TU sont de nouveaux très bioturbés. Au dessus d'une zone marneuse d'environ 4 mètres (unité T.7), les sédiments sont progressivement plus carbonatés et ils reprennent des caractères proches de ceux de la séquence CE. 3 :

- le benthos réapparaît très lentement, et le plancton est abondant et varié. L'apparition des morphotypes de foraminifères planctoniques carénés de petite taille (*Dicarinella hagni* , *Marginotruncana sp.*) et de formes proches de *H. helvetica* , pourrait

témoigner du retour très progressif du milieu marin à des conditions plus propices à la prolifération de la vie sur le fond et dans la tranche d'eau profonde (Fig. 1.8).

- les teneurs en COT et les valeurs de l'IH chutent progressivement (Fig. 1.10) et les apports détritiques fins sont de nouveau riches en smectite (valeur moyenne du rapport : illite + kaolinite / smectites proche de 0,6). Les apports détritiques silteux sont plus abondants dans la masse des sédiments. De plus, ils sont aussi concentrés dans des turbidites centimétriques ravinant le toit des bancs calcaires. Les corrélations lithostratigraphiques établies entre différentes coupes de bassin (Fig. 1.19) montrent que ces nombreuses turbidites riches en quartz, glauconie et spicules de spongiaires, témoignent de la période de progradation maximale des sédiments grésoglaucconieux issus de la plate-forme externe en direction des zones plus profondes du bassin.

1.5.4. - La zone à Helvetica

Au dessus de la seconde récurrence de marnes laminées, les turbidites sont plus rares et moins épaisses et les terriers de type *Teichichnus* réapparaissent dans les niveaux carbonatés qui ont livré une macrofaune du Turonien inférieur (Figs. 1.19 & 1.20) et une microfaune de la base (?) de la zone à Helvetica (Fig. 1.8). Ceci souligne une seconde période de ralentissement de la sédimentation se traduisant, dans la coupe de bassin la plus éloignée des sources d'apports terrigènes (arrêt n°3, coupe d'Ondres), par une succession de bancs carbonatés présentant des surfaces mamelonnées (Fig. 1.19; section condensée n°2).

1.5.5. - Conclusion

L'événement anoxique apparaît dans un contexte globalement transgressif (cycle eustatique de deuxième ordre : UZA-2, Haq *et al.*, 1987) et, plus précisément, a été attribué (Loutit *et al.*, 1988) à l'intervalle condensé (91,5 Ma) du cycle de troisième ordre UZA-2.5. Dans le bassin Vocontien, la crise hypoxique s'atténue progressivement au cours du Turonien inférieur (au sommet de la zone à Archaeocretacea) et se termine lorsque le niveau marin mondial atteint un maximum (zones à Helvetica et Nodosoides).

Dans le Sud-Est de la France, cette période de haut niveau marin du Turonien inférieur non basal, accompagnerait :

- le début de la progradation d'ouest en est des faciès deltaïques de la marge ardéchoise vers le bassin Vocontien occidental en voie de comblement (synthèse *in* Ferry *et al.*, *op. cit.*);
- la mise en place, dans le bassin Vocontien oriental, de glissements synsédimentaires et d'abondantes turbidites silteuses issues de la progradation sud-nord des faciès hémipélagiques de la marge Nord-Provençale (Figs. 1.19 & 1.20);
- l'ennoiement des plates-formes carbonatées provençales, entraînant le déplacement (et la diminution?) des aires de développement des faciès à rudistes vers des zones plus internes (Philip *et al.*, 1989; Crumière *et al.*, 1990; Fig. 1.21). Ces phénomènes seront largement développés lors de la seconde partie de l'excursion en domaine provençal (29 Mai 1991).

Brass *et al.* (1982) et Busson (1984, 1988) ont proposé que la mise en place de conditions anoxiques en mer profonde soit due à l'écoulement d'eaux épicontinentales enrichies en sels dissous, donc plus denses, limitant les échanges verticaux et déterminant ainsi une stratification puis une hypoxie des eaux profondes des bassins. Ce phénomène se réaliserait durant la période où la vitesse de remontée du niveau marin sur les plates-formes est maximale.

Au cours de l'événement du Niveau Thomel (pouvant être considéré comme cortège transgressif du cycle UZA 2.5), les pulsations de la disaérobie du milieu pourraient

traduire l'instabilité de la stratification des eaux profondes, elle-même liée peut-être à des modifications périodiques de la densité (salinité, température ?) des eaux du bassin dont l'origine (climatique, en relation avec la périodicité des paramètres de l'orbite terrestre?) et la fréquence restent encore à préciser.

1.6. - ROLE DE L'OROGENESE ALPINE DANS LA PRODUCTION D'HYDROCARBURES

1.6.1. - L'intérêt pétrolier du niveau Thomel

Même si ce niveau présente certaines potentialités intéressantes (COT et IH élevés) permettant de le qualifier de roche-mère potentielle ayant dû produire une certaine quantité d'hydrocarbures liquides et gazeux (T_{max} élevé près des nappes), il ne représente en fait qu'une faible part (inférieure à 10%) de la masse des roches riches en matière organique de la série crétacée du bassin (Figs. A & 1.12).

Son intérêt principal serait plutôt de pouvoir servir : d'horizon repère (1) pratique à étudier (2) permettant de cerner les potentialités de l'ensemble des roches-mères crétacées du bassin (3) :

(1) très bon repère dans la lithologie, présentant des caractéristiques géochimiques très proches de celles des autres niveaux riches en matière organique du Crétacé moyen;

(2) d'une dizaine de mètres d'épaisseur, ce niveau peut être caractérisé par seulement quelques échantillons en chaque site;

(3) il se situe au sommet de la série de roches riches en matière organique. Il enregistre donc, en chaque site, le seuil inférieur de l'évolution thermique que subit la MO de l'ensemble des roches-mères du bassin.

1.6.2. - Les zones de maturation de la matière organique de la série cénomaniennne

La carte des iso-valeurs de T_{max} obtenue pour la série cénomaniennne (Fig. 1.21) montre que la courbe d'iso- $T_{max} = 435^{\circ}\text{C}$ délimite une zone de diagenèse au Sud (MO immature), d'une zone de catagenèse modérée au Nord (fenêtres à huile puis à gaz humides). Les courbes d'iso-maturation se resserrent vers le Nord, soulignant ainsi un gradient diagénétique croissant à l'approche des nappes alpines internes. Une influence thermique se fait donc sensiblement sentir, même dans les sédiments éloignés de l'actuelle limite d'érosion des nappes. Cette dernière constatation laisse supposer la superposition d'une surcharge tectonique imposée par ces nappes, combinée à une anomalie thermique à leur front, modifiant le gradient géothermique régional.

1.6.3. - Evaluation du gradient géothermique régional moyen pour la Crétacé

L'évolution des valeurs moyennes de T_{max} en fonction de la profondeur d'enfouissement des sédiments révèle un gradient de maturation de la MO de $10^{\circ}\text{C} / \text{km}$ pour l'ensemble de la série du Crétacé *p.p.* (Berriasien à Santonien) de la région de Vergons (Fig. 1.23). Le **début de la fenêtre à huile** ($T_{max} = 435^{\circ}\text{C}$, pour cette MO généralement proche d'un type II) se situe à **2.000 m de profondeur**, dans les marnes de l'Aptien supérieur.

Le modèle OPTIM-MATOIL de génération des hydrocarbures a été appliqué au site de Vergons pour trois niveaux de roches-mères potentielles répartis au sommet (niveau

Thomel), au milieu (niveau Paquier, daté de l'Albien inférieur) et à la base de la série (niveaux de marnes laminées du Barrémo-Bédoulien).

Les résultats fournis par le modèle (Fig. 1.26) montrent que :

- le flux thermique moyen peut être estimé à $70 \text{ mW} / \text{m}^2$;
- la faible production d'hydrocarbures du niveau-repère 3 aurait débuté tardivement au cours du Miocène supérieur (10 Ma).

L'évolution diagénétique des minéraux argileux avec la profondeur d'enfouissement semble compatible avec les données de la géochimie organique. On a utilisé un indice (Ds) qui quantifie le degré de transformation diagénétique de la smectite en illite et chlorite par l'intermédiaire d'édifices interstratifiés (Fig. 1.22; Crumière *et al.*, 1988). La disparition verticale des smectites : **base smectite** représente un repère diagénétique important, connu dans différents bassins sédimentaires (Robert, 1985). A Vergons elle se situe vers **2.600 m de profondeur** à la base de la série crétacée (Figs. 1.12 & 1.23).

L'ensemble de ces résultats indique que le gradient géothermique régional moyen avoisine $35^\circ\text{C} / \text{km}$ dans ce secteur éloigné du front des nappes alpines internes.

1.6.4. - La polarité des migrations de fluides

L'évolution comparée de la MO et des argiles aux stades de diagenèse et de catagenèse modérée a été appréciée dans plusieurs niveaux isochrones de la série cénomaniennne du bassin à l'approche des nappes alpines à l'aide de deux indices quantifiant les transformations organiques (Tmax) et minérales (Ds). Ces deux indices, qui présentent des réponses optimales dans cette zone où s'élabore l'essentiel des hydrocarbures liquides, traduisent des cinétiques de transformations très différentes. L'évolution des décalages observés entre ces deux paramètres est comparée aux caractéristiques de la série de référence (Vergons).

Globalement, les valeurs de Tmax et de Ds augmentent vers le Nord (Fig. 1.23). Cependant, la relation entre ces deux paramètres montre un décalage de la base smectite vers des valeurs de Tmax plus élevées (supérieures à 465°C) que celles de Vergons (Fig. 1.25). Il semble que sous certaines conditions, des smectites puissent persister, alors que la MO a subi une diagenèse importante.

Afin de saisir les facteurs contrôlant ce retard, nous avons établi une coupe Sud-Nord (Fig. 1.24), recoupant le tracé présenté figure 1.22, tenant compte de l'enfouissement sédimentaire maximal du sommet du Cénomanien inférieur (niveau repère). Le redressement rapide des courbes d'iso-Tmax et la remontée progressive de la base smectite à l'approche des nappes alpines soulignent d'une part une anomalie thermique et d'autre part le retard de la transformation argileuse.

Au stade de catagenèse modérée, la maturation de la MO est principalement contrôlée par un facteur thermique. D'autre part, les argiles subissent des transformations au cours desquelles elles se maintiennent en équilibre chimique avec les fluides interstitiels. Or, ceux-ci ont dû enregistrer, par leur dynamique, l'effet de surcharge provoqué par l'arrivée des nappes alpines : la surcompaction des sédiments entraîne très vraisemblablement l'expulsion puis la migration vers le Sud de fluides généralement sursaturés en K^+ et Mg^{2+} . Le déficit relatif en ces ions au front des nappes aurait pu alors stabiliser la smectite, la MO ayant pour sa part enregistré l'élévation de température.

L'ensemble de ces résultats nous laisse penser que le stade maximal d'avancée des nappes était vraisemblablement de 5 à 10 km plus au Sud que leur actuelle limite d'érosion.

1.6.5. - Histoire géothermique des zones de production

La série crétacée, productrice d'hydrocarbures, a été très affectée par l'orogénèse alpine. Structurée une première fois dès le Sénonien, elle a été affectée autour du passage Eocène-Oligocène (34-40 Ma - Tricart, 1980) par la mise en place de la nappe de l'Autapie (épaisseur estimée à 2.000 m).

Le modèle de génération d'hydrocarbures (OPTIM-MATOIL) a été appliqué sur plusieurs sites proches du front actuel d'érosion des nappes alpines internes, en utilisant le gradient géothermique moyen (35°C / km) déterminé à Vergons. Compte-tenu de l'histoire d'enfouissement et de l'état d'évolution de la MO du niveau Thomel dans ces secteurs nord, les résultats montrent que ce gradient est trop faible pour expliquer les taux de transformation élevés (0.6 à 0.8 %) calculés (Crumière, à paraître). Une augmentation du flux thermique durant les périodes antérieures aux phases compressives de l'Arc alpin, pourrait être envisagée pour expliquer un gradient géothermique moyen plus élevé.

Dans ces conditions, le modèle indique que (Fig. 1.27) :

- la production d'hydrocarbures a débuté lors et/ou peu après la mise en place de la nappe de l'Autapie (Fig. 1.27a);
- la MO génère essentiellement des hydrocarbures liquides dans les secteurs situés à plusieurs kilomètres du front des nappes (Ondres, Fig. 1.27b);
- cette production augmente lorsqu'on se rapproche de l'actuelle limite d'érosion des nappes (Beauvezer, Fig. 1.27c) où la MO commence à produire du gaz.

1.6.6. - Relation roches-mères / réservoirs

Les seuls réservoirs potentiels rencontrés (Grès d'Annot) se situent au sommet de la série sédimentaire et ne sont jamais recouverts, sauf par les nappes. De plus, dans ce secteur nord ils peuvent atteindre 1.000 m d'épaisseur. Pour espérer y trouver des hydrocarbures piégés, il faut donc nécessairement :

- (1) que la phase principale de maturation de la MO soit tardive (au moins contemporaine de la mise en place des dernières nappes);
- (2) que les hydrocarbures produits ne soient pas systématiquement expulsés au front de ces surcharges progressives.

La première condition semble remplie. En effet, le modèle OPTIM-MATOIL estime que 2 Ma après la mise en place de la nappe de l'Autapie (soit 35 Ma), 40 à 60 % des hydrocarbures liquides ont été libérés par les roches-mères. Cependant, l'étude de la diagenèse argileuse indique que les fluides auront tendance à migrer à partir des zones recouvertes par les nappes.

A ce stade de l'étude, seule une analyse détaillée de l'histoire structurale de la série autochtone pourrait apporter des éléments de réponse à la question qui reste posée : les hydrocarbures gazeux produits dans les secteurs nord peuvent-ils être piégés sous les nappes?

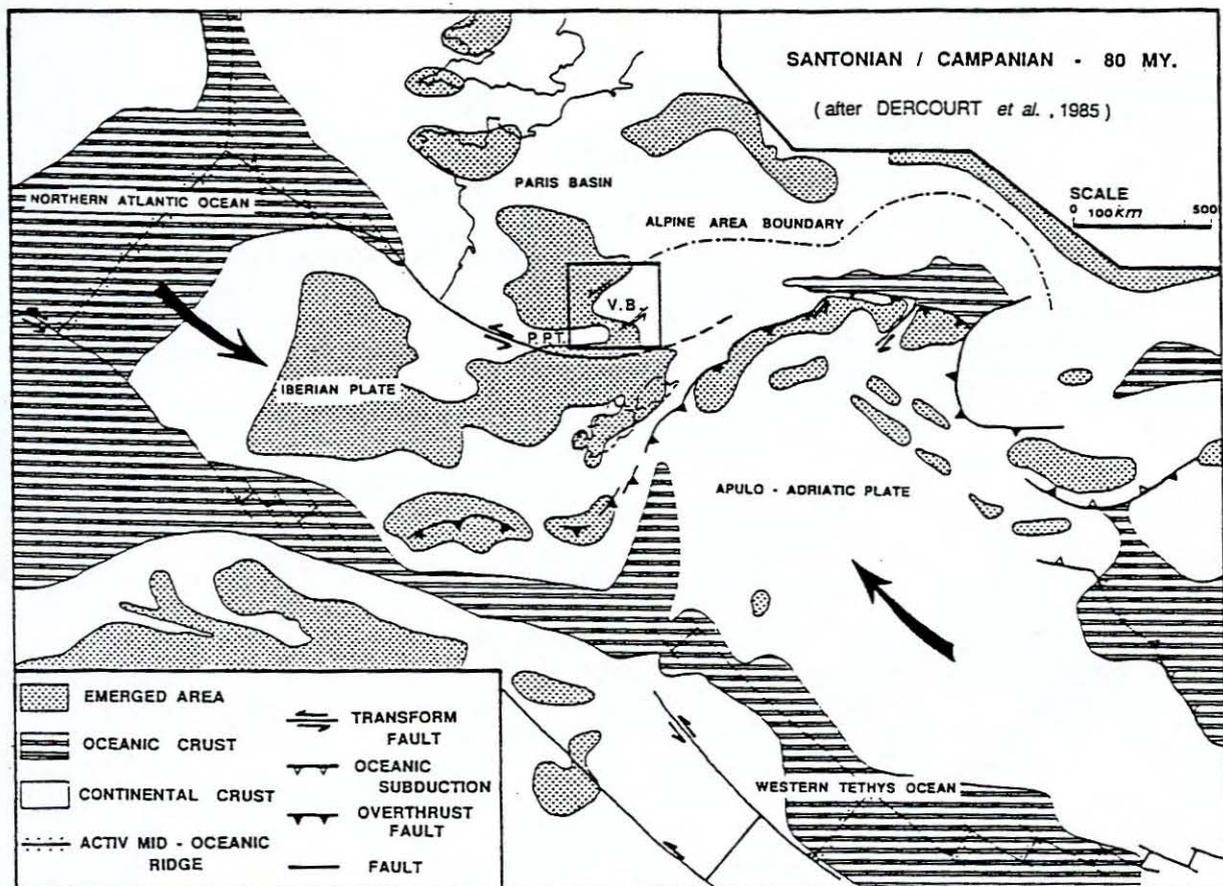


Fig. 1.1 - Carte palinspastique de la Téthys Occidentale et de l'Atlantique Nord au Sénonien (d'après Dercourt et al., 1985, pl. 5). VB : Bassin Vocontien; PPT. : Sillon Pyrénéo-Provençal.

Fig. 1.1 - Palinspastic map of the Western Tethys and the Northern Atlantic oceans during Santonian-Campanian time (after Dercourt et al., 1985, pl. 5) VB : Vocontian Basin; PPT. : Pyrenean-Provençal Trough.

Fig. 1.2 - Le domaine d'étude.

- Fig. 1.2A - extension des faciès au Cénomanién (d'après Glinzboeckel, Philip et al., 1984) : A = socle; B = front du chevauchement pennique; C = failles crétaées; D = isopaque 0 mètre; E = sables chenalisants, grès et calcaires-gréseux bioclastiques à faune littorale; E1 = faciès grés-glaucónieux; F = calcaires à rudistes de la plate-forme Sud-Provençale; G = marnes et marno-calcaires à ammonites et foraminifères planctoniques; G1 = faciès "black shales" (niveau Thomel) du passage Cénomanién-Turonien.

- Fig. 1.2B - Principales caractéristiques du domaine d'étude : A = direction probable des apports silico-clastiques au cours du Cénomanién inférieur (et du Turonien inférieur ?); B = zones de haut-fond entre l'Hauterivién et l'Albién supérieur (lacunes de sédimentation, bioérosion et minéralisation des dépôts); C = zones de rupture de pente au passage Cénomanién-Turonien (lacunes de sédimentation et glissements synsédimentaires); D = horizons glaucónieux du Cénomanién supérieur.

La courbe d'iso-teneurs moyennes en Carbone Organique Total (COT = 1%) est utilisée pour délimiter l'extension paléogéographique de la zone à minimum d'oxygène sur le fond du bassin vocontien oriental au passage Cénomanién-Turonien. La limite sud de la zone de catagenèse thermique située au front des nappes alpines internes est définie par la courbe d'iso-Tmax = 460°C.

Fig. 1.2 - The studied area.

- Fig. 1.2A - Cenomanian facies in the Vocontian Basin and the Pyrenean-Provençal Trough (after Glinzboeckel, Philip et al., 1984) : A = basement; B = Penninic thrust front; C = Cretaceous fault; D = 0-meter isopach; E = channelized sands, sandstones and sandy bioclastic limestones with shallow-water fauna; E1 = sandy glauconitic facies; F = rudist-bearing limestones of the southern Provence platform; G = marls and marly limestones with ammonites and planktonic foraminifera; G1 = black-shales (Thomel level).

- Fig. 1.2B - The main paleogeographic features of the studied area : A = Direction of lower Cenomanian (and lower Turonian ?) clastic transport; B = Hauterivian-late Albian shoals (missing section, bioerosion, and mineralization); C = Cenomanian-Turonian slope (missing section and slump features); D = Upper Cenomanian glauconite-rich horizons.

Iso-Total Organic Carbon (TOC, in %) contours showing the extent of the deep-water oxygen-minimum zone (average of the TOC values upper than 1%) on the eastern Vocontian Basin floor during Cenomanian-Turonian times, and the extent of the organic-

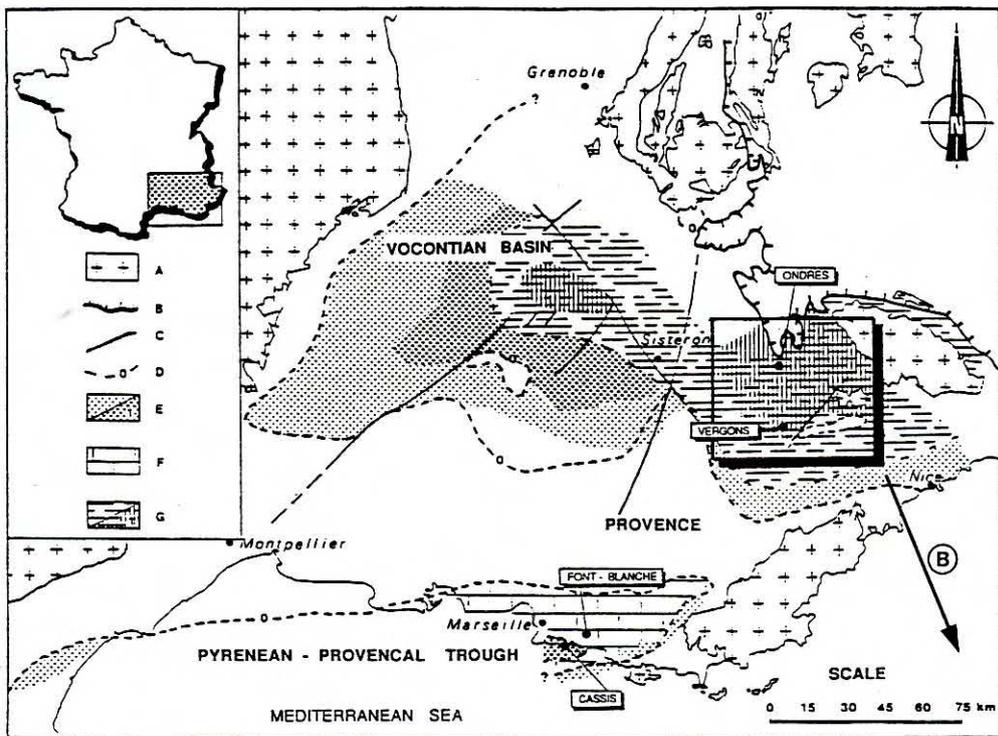
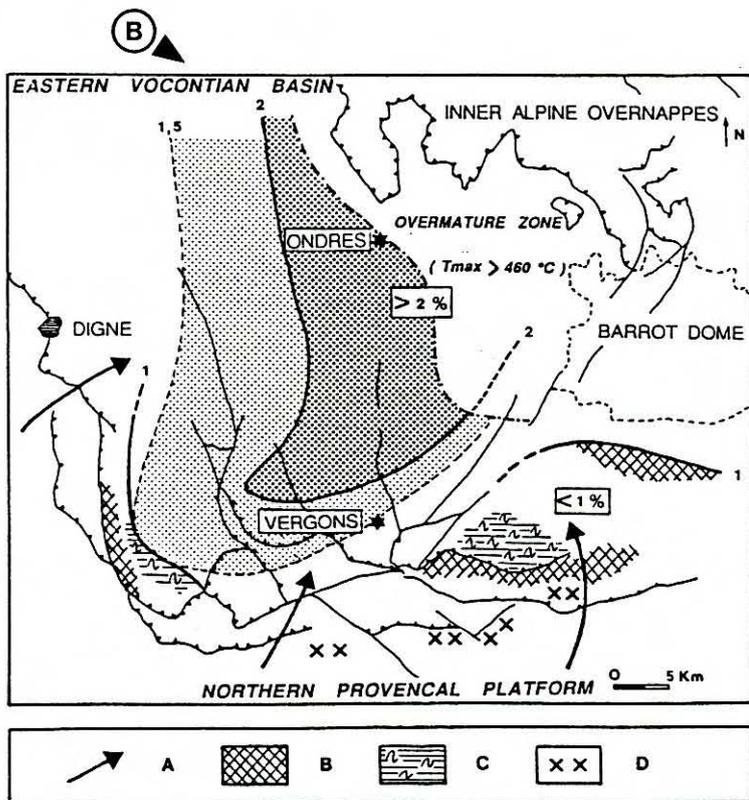
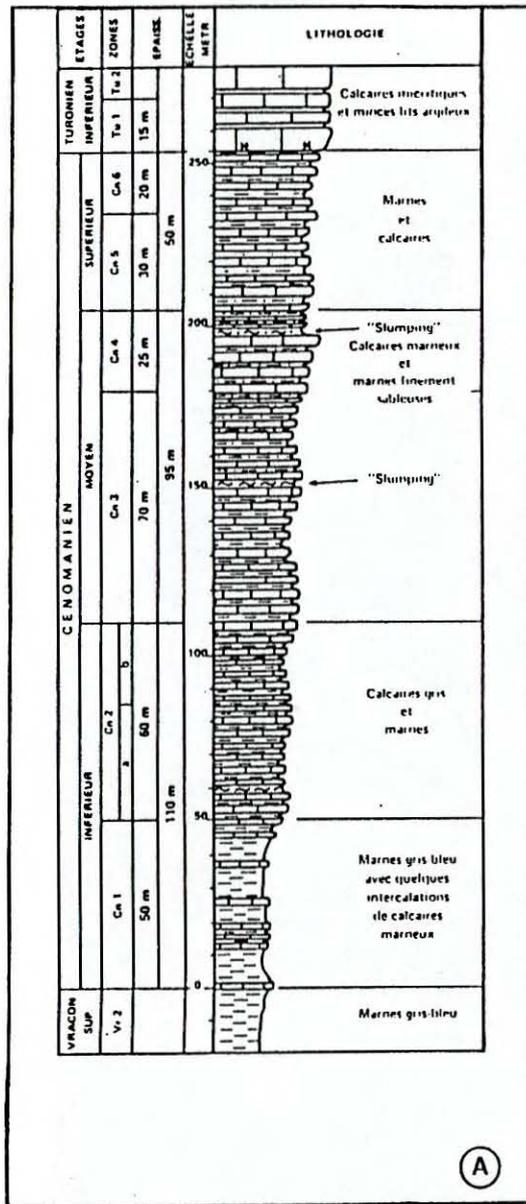


Fig. 1.2

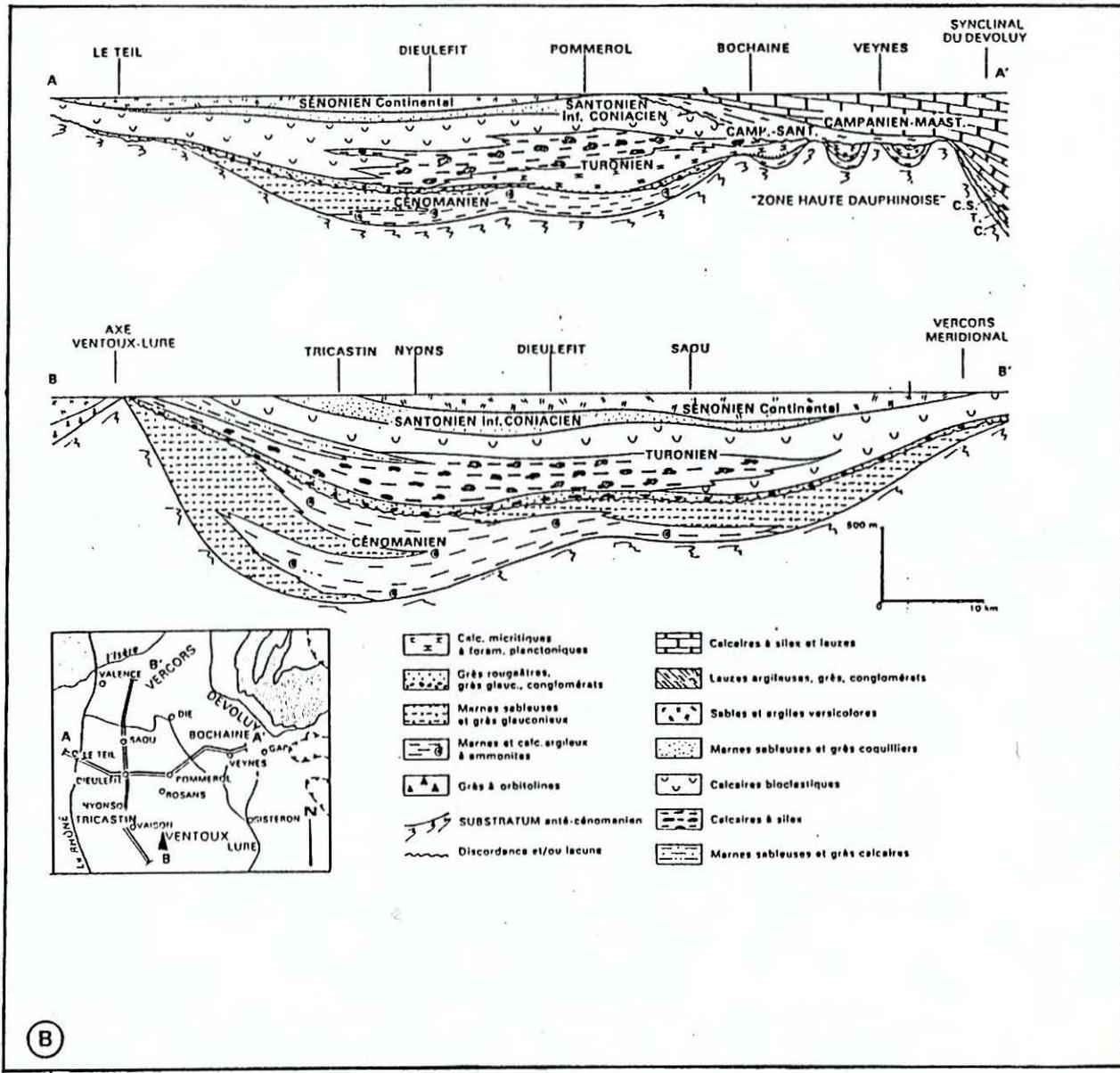
(A)





(A)

Fig. 1.3



(B)

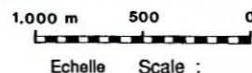
Fig. 1.3A - Coupe du Cénomanien à Rosans (d'après Porthault, 1978a).
 Fig. 1.3B - Lithostratigraphie du Crétacé supérieur dans le domaine subalpin méridional (d'après Porthault, 1974).

Fig. 1.3A - Cenomanian section in Rosans area (after Porthault, 1978a).
 Fig. 1.3B - Upper Cretaceous lithostratigraphy in the Southern Subalpine domain (after Porthault, 1974).



Fig. 1.4 - Localisation géographique des trois sections de la coupe de Vergons (A0-A3).

Fig. 1.4 - Geographical location of the Vergons sections (A0-A3).



Coordonnées Lambert (zone III) :

- section A0-A1 = "Ravin Notre-Dame"

début (base) :	X = 942.15	Y = 3188.48	Z = 1120
fin (top) :	X = 942.17	Y = 3188.86	Z = 1250

- section A1-A2 = "Ravin des Sambucs"

début (base) :	X = 942.50	Y = 3188.88	Z = 1210
fin (top) :	X = 942.52	Y = 3189.15	Z = 1380

- section A2-A3 = "Ravin de la Fouent de Claude"

début (base) :	X = 941.99	Y = 3189.16	Z = 1330
fin (top) :	X = 942.00	Y = 3189.18	Z = 1360

Fig. 1.5 - Légende des principaux repères lithologiques, faunistiques et structuraux /
Key of the main lithological, faunal, and structural features.

	Calcaire bioturbé / <i>bioturbated limestone</i>
	Calcaire-argileux bioturbé / <i>bioturbated marly-limestone</i>
	Marnes bioturbées / <i>bioturbated marls</i>
	Marnes laminées / <i>laminated marls (black shales)</i>
	Calcarénite et calcaire sableux / <i>calcarenite and sandy limestone</i>
	Turbidites silteuses / <i>silty turbidites</i>
	Glauconie / <i>glauconite</i>
	Nodules calcaréo-phosphatés / <i>calcareous-phosphatic nodules</i>
	Nodules calcaréo-barytiques / <i>calcareous-barytic nodules</i>
	Silex / <i>chert</i>
	Ammonites / <i>ammonites</i>
	Inocérames / <i>inoceramids</i>
	Oursins bathyaux / <i>bathyal echinids</i>
	Brachiopodes / <i>brochiopods</i>
	Exogyres / <i>exogyres</i>
	Orbitolines / <i>orbitolines</i>
	Spongiaires (siliceux) / <i>(silico)spongiae</i>
	Teichichnus / <i>Teichichnus burrows</i>
	Chondrites / <i>Chondrites burrows</i>
	Terriers globuleux pyritisés / <i>globular and pyritic burrows</i>
	Surfaces de discontinuité calcaire-marne / <i>discontinuity surfaces</i>
	Surface ondulée ou mamelonnée / <i>corrugated or mamillated contact</i>
	Surface de progradation / <i>downlap surface</i>
	Glissement synsédimentaire / <i>slumps</i>
	Faille / <i>fault</i>
	Lacune d'observation / <i>covering-lacuna</i>

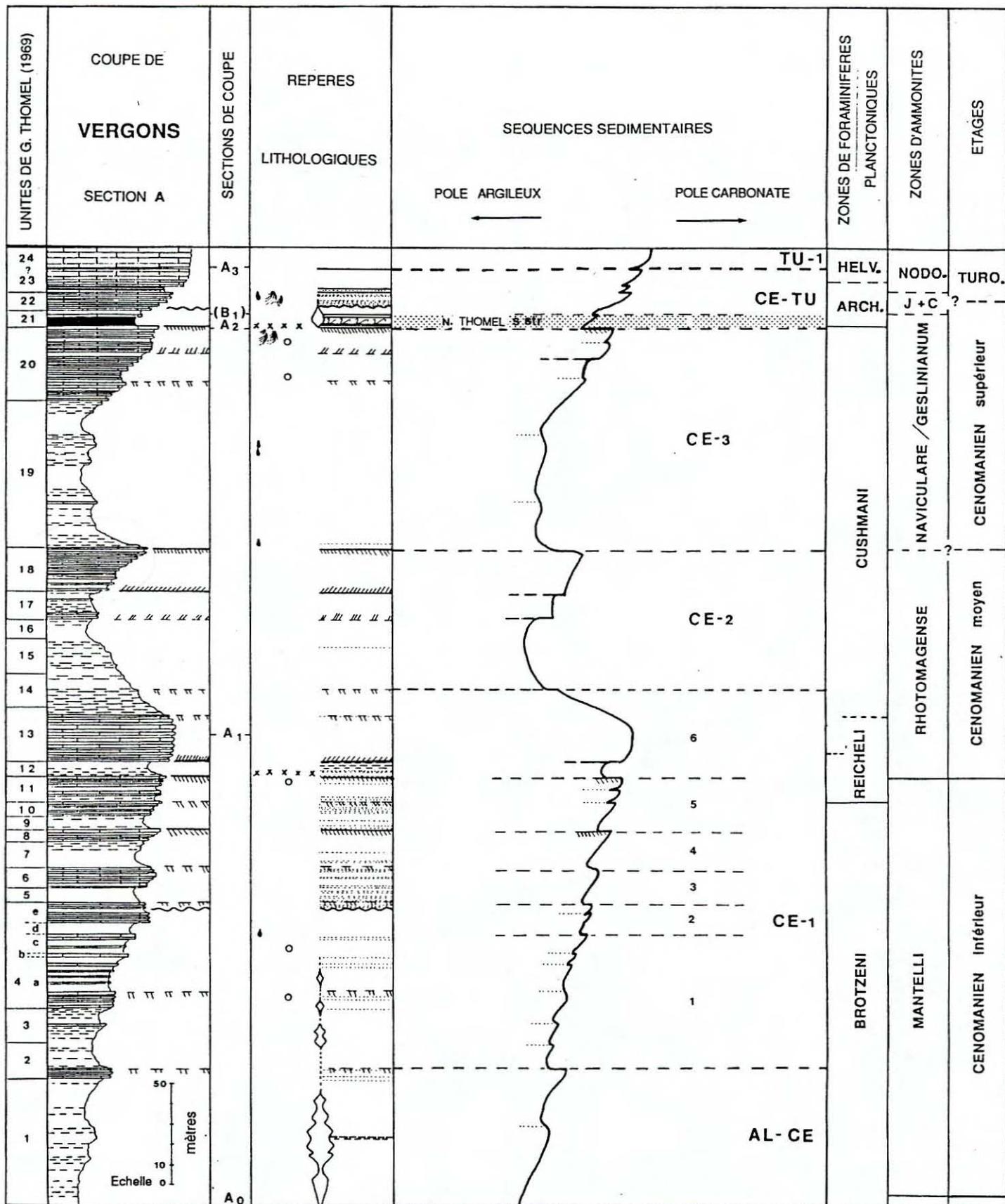


Fig. 1.6 - : Lithostratigraphie et biostratigraphie du Cénomanién au Turonien inférieur. Coupe de Vergons (sections A0-A3).

Fig. 1.6 - : Cenomanian to lower Turonian at Vergons (A0-A3 sections) : lithostratigraphy and biostratigraphy.

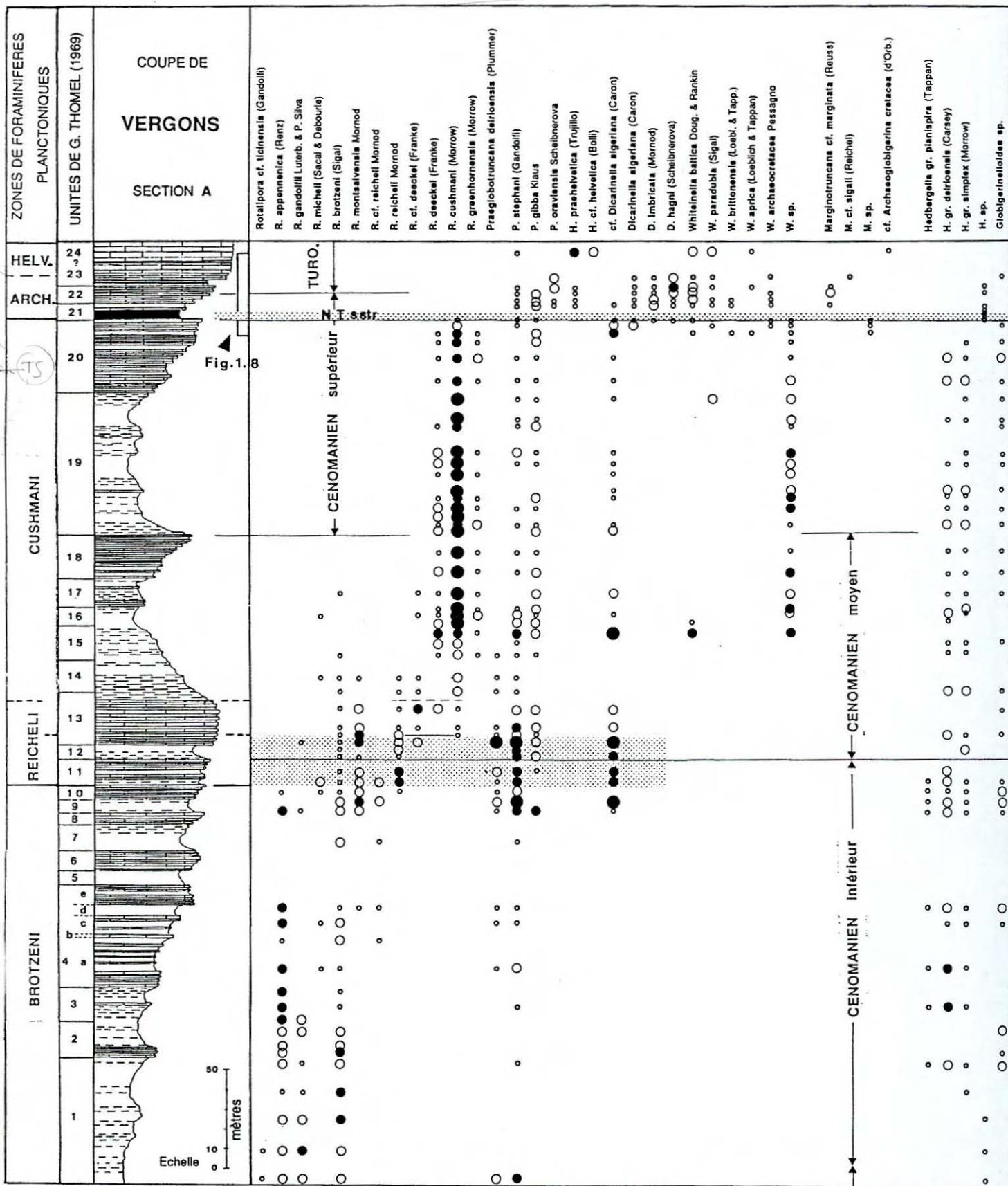


Fig. 1.7 - : Les assemblages et les zones de foraminifères planctoniques entre l'Albien terminal et le Turonien inférieur (déterminations J.-P Crumière et M. Caron). Coupe de Vergons (sections A0-A3).

Fig. 1.7 - The assemblages of planktonic foraminifera and the biozonation between uppermost Albian and lower Turonian (specific determinations by J.-P Crumière and M. Caron). Vergons area (A0-A3 sections).

Fig. 1.8 - Coupe à Vergons du passage Cénomaniens-Turonien (section A2-A3, "Ravin de la Fouent de Claude") : le niveau Thomel s.l. (séquence CE-TU).

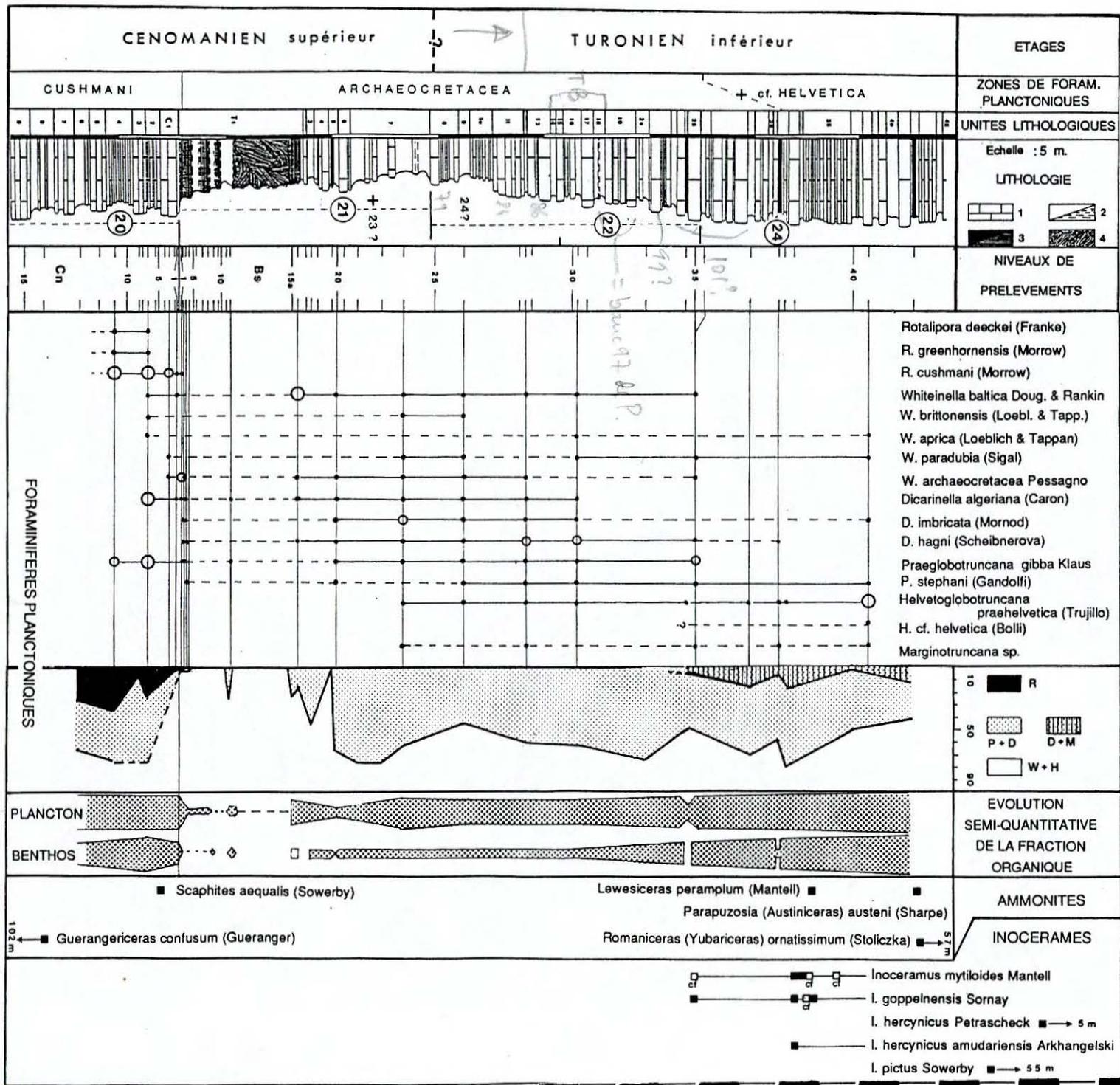
- lithologie : (1) calcaire; (2) marnes; (3) laminites; (4) glissement synsédimentaire (laminites), et position supposée des séquences lithologiques 20 à 24 définies par G. Thomel sur une coupe voisine ("Ravin des Sambues", voir chapitre suivant, ce volume);
- les assemblages et les zones de foraminifères planctoniques (déterminations J.-P. Crumière et M. Caron). Evolution verticale des proportions de morphotypes de foraminifères planctoniques carénés (R = Rotalipora; D+M = Dicarinella et Marginotruncana) et globuleux (P+D = Praeglobotruncana et Dicarinella; W+H = Whiteinella, Helvetoglobotruncana et Hedbergella);
- estimation semi-quantitative de la distribution verticale du plancton et du benthos total;
- détermination des ammonites (G. Thomel) et des inocérames (J. Sornay).

Fig. 1.8 - Cenomanian-Turonian boundary section at Vergons (A2-A3 section, at "Ravin de la Fouent de Claude") : the Thomel stratigraphic level s.l. (CE-TU sedimentary sequence).

- lithology : (1) limestone; (2) marls; (3) black shales; (4) slump (of black shales); supposed location of the lithological units (20 to 24) described at "Ravin des Sambues" (see : G. Thomel, next chapter, this volume);
- the assemblages of planktonic foraminifera and biozonation (specific determinations by J.-P. Crumière and M. Caron). Proportions of the different morphotypes in the assemblages : keeled morphotypes (R = Rotalopora; D+M = Dicarinella and Marginotruncana); and globular morphotypes (P+D = Praeglobotruncana and Dicarinella; W+H = Whiteinella, Helvetoglobotruncana, and Hedbergella);
- semi-quantitative evaluation of the vertical distribution of the plankton of the total benthos in sediments;
- determination of the ammonites (G. Thomel) and of the inoceramids (J. Sornay).

Fig. 1.9 - Coupe de Vergons (sections A0-A3) : (a) étages; (b) lithologie : Li = calcaire, Ma = marnes, La = laminites; (c) zones de foraminifères planctoniques, distribution verticale des espèces index, Fr = renouvellements fauniques; profils géochimiques issus de la pyrolyse Rock-Eval des roches brutes : (d) indice d'hydrogène (mg HC / g COT); (e) carbone organique total (%); (f) vue de la partie supérieure du "Ravin de la Fouent de Claude" (sommets du Cénomaniens moyen - Turonien inférieur) montrant la position du niveau Thomel s.str..

Fig. 1.9 - Vergons sections (A0 - A3) : (a) stages; (b) lithology : Li : limestone, Ma : marls, La : laminites (black-shales); (c) : planktonic foraminiferal zones showing vertical extensions of species, Fr : faunistic renewals; geochemical logs of Rock-Eval pyrolysis data : (d) hydrogen index (in mg HC / g TOC), (e) total organic carbon (in %); (f) view of the upper part of the outcrop at "Ravin de la Fouent de Claude" (uppermost middle Cenomanian to lower Turonian) showing the Thomel stratigraphic level s.str..



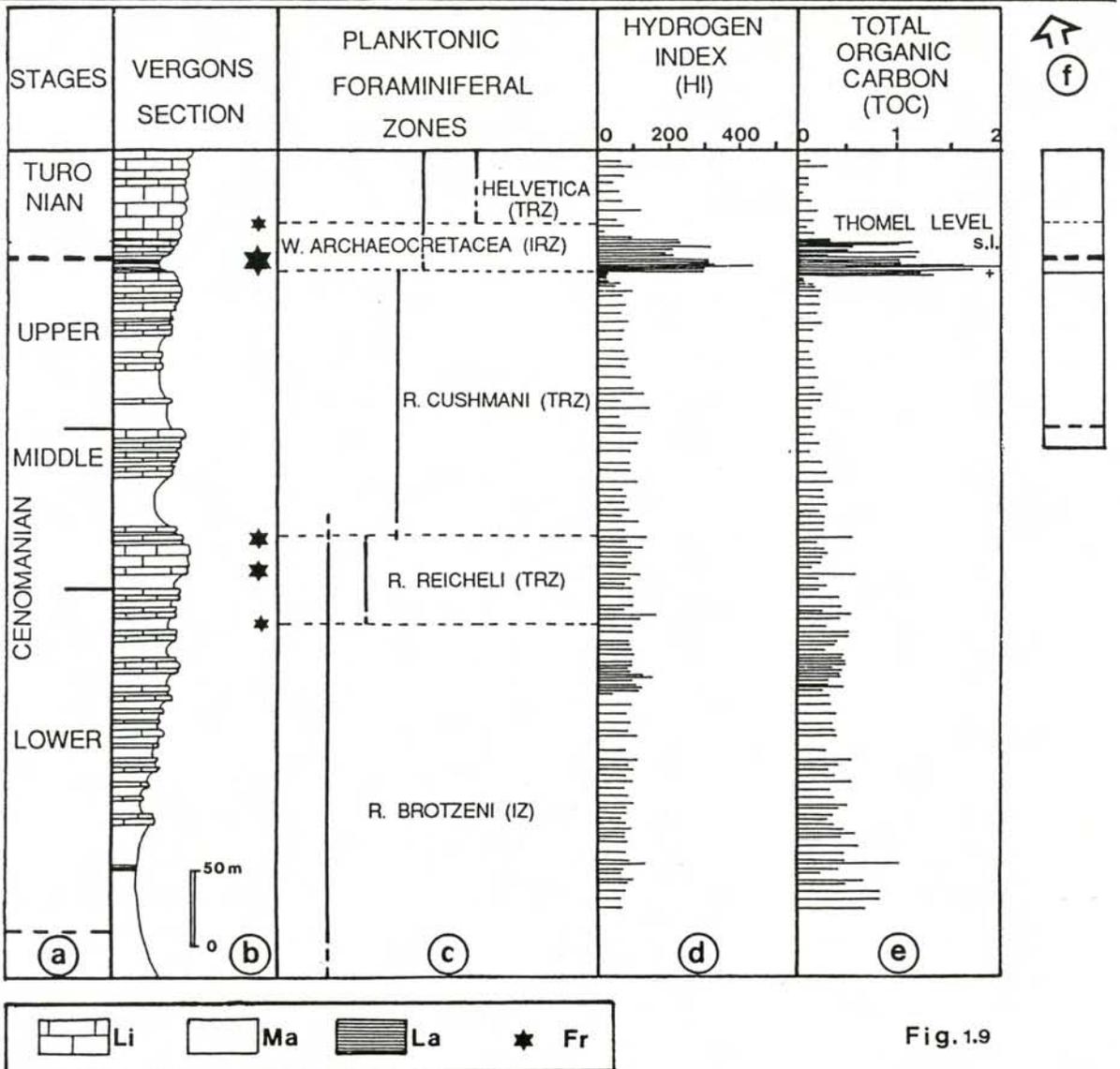
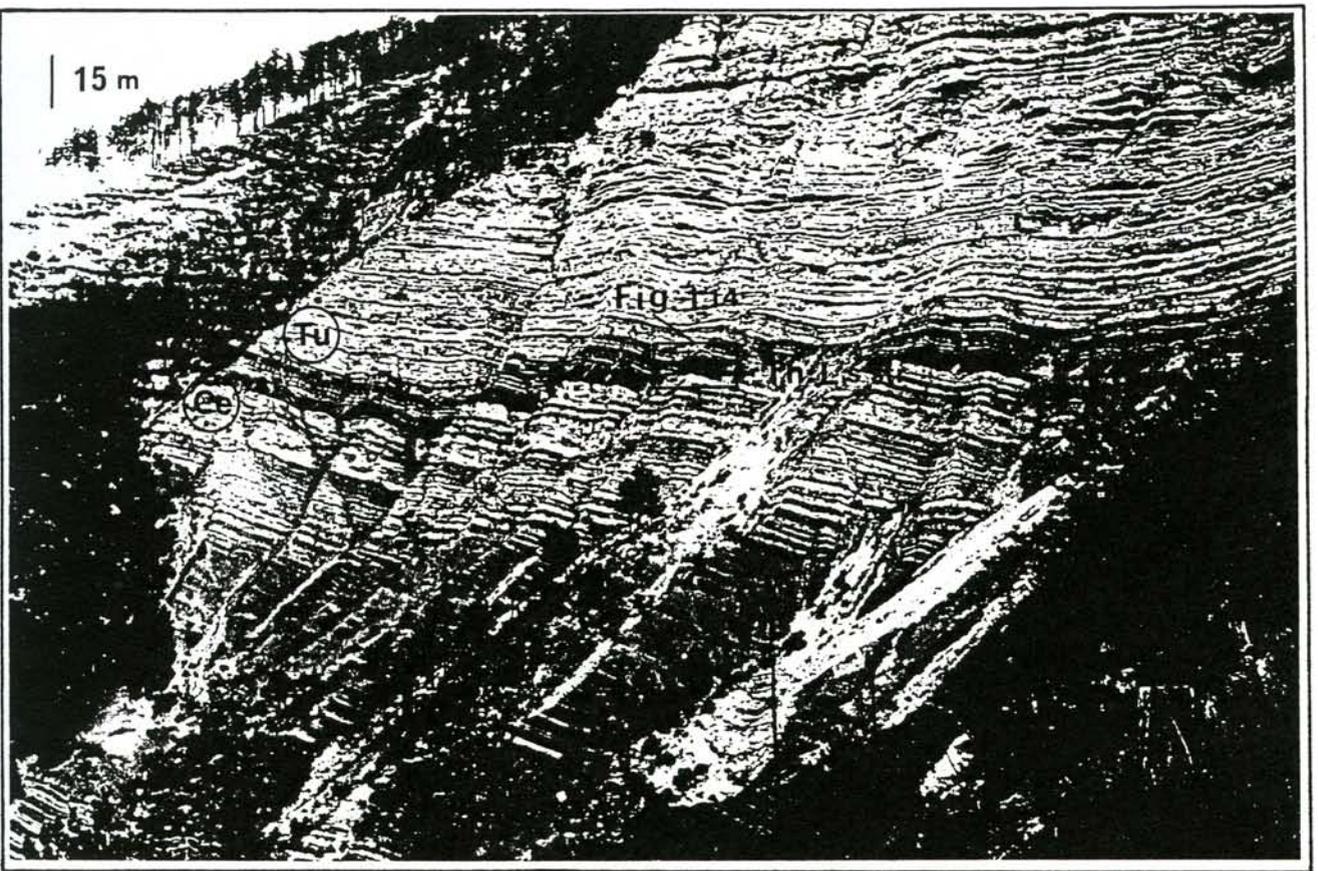


Fig. 1.9

Fig. 1.10 - Coupe à Vergons du passage Cénomaniens-Turonien (section A2-A3, "Ravin de la Fouent de Claude"), le niveau Thomel s.l. (séquence CE-TU) :

- lithologie : (1) calcaire; (2) marnes; (3) laminites; (4) glissement synsédimentaire (laminites); profils géochimiques issus de la pyrolyse Rock-Eval des roches brutes (COT = carbone organique total, IH = indice d'hydrogène, IO = indice d'oxygène) et diagramme IO-IH; teneurs en Ca CO₃ et composition des assemblages argileux.

Fig. 1.10 - Cenomanian-Turonian boundary section at Vergons (A2-A3 section, at "Ravin de la Fouent de Claude"), showing the main geochemical and mineralogical characteristics of the Thomel stratigraphic level s.l. (CE-TU sedimentary sequence) :

- lithology : (1) limestone; (2) marls; (3) black shales; (4) slump (of black shales); geochemical logs of Rock-Eval pyrolysis data (COT = total organic carbon, IH = hydrogen index, IO = oxygen index) and IO vs IH diagram; CaCO₃ content and clay mineral assemblages.

Fig. 1.11 - Caractérisation de la matière organique des sédiments cénomaniens et turoniens de Vergons par zones de foraminifères planctoniques. Diagrammes IO-IH issus de la pyrolyse Rock-Eval des roches brutes.

Fig. 1.11 - Geochemical characterization of the organic-matter content of cenomanian and turonian sediments at Vergons (A0 - A3 sections). OI vs HI diagrams (Rock-Eval pyrolysis data from the crude rocks) of each planktonic foraminiferal zone.

Fig. 1.10

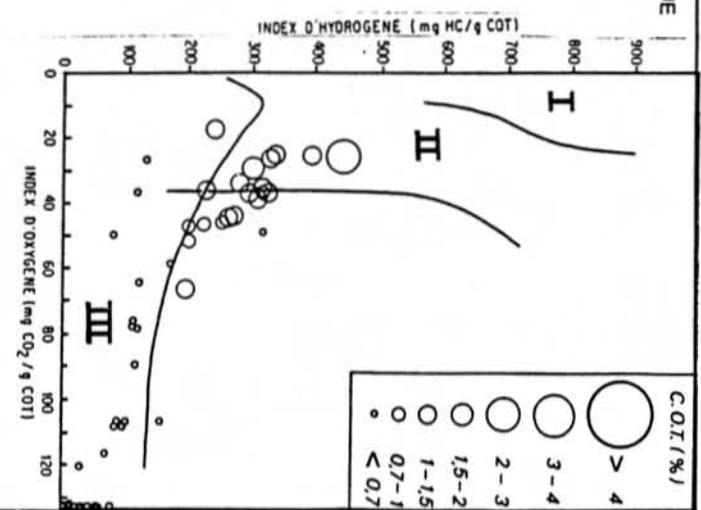
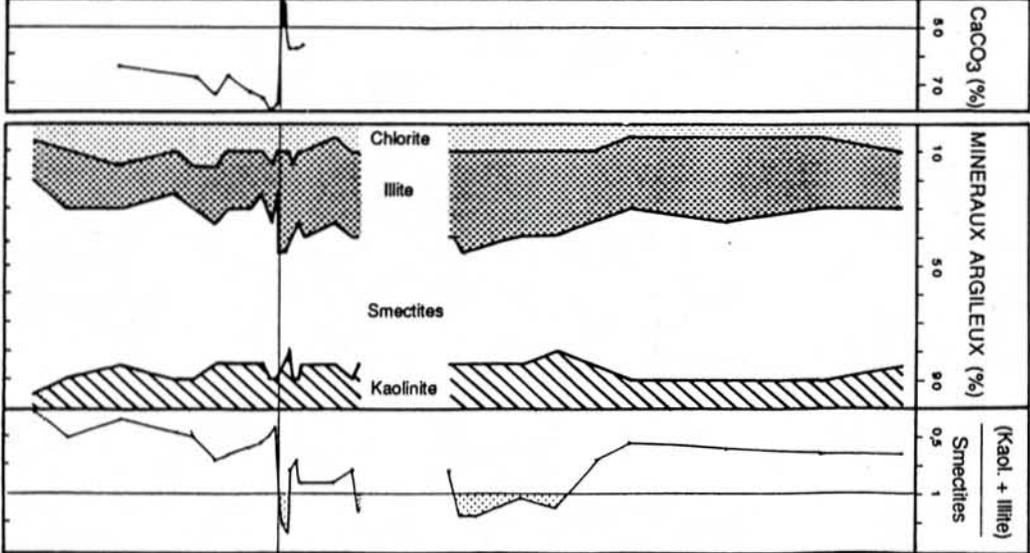
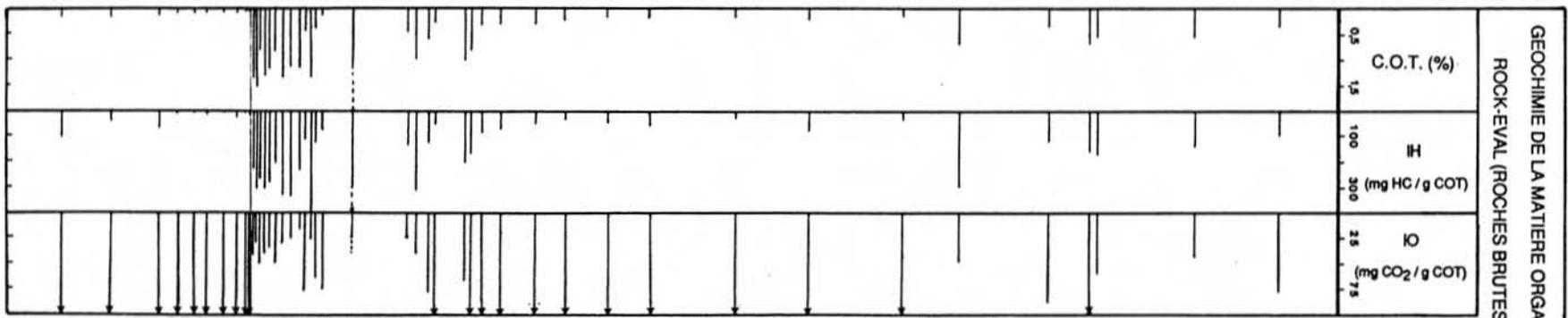
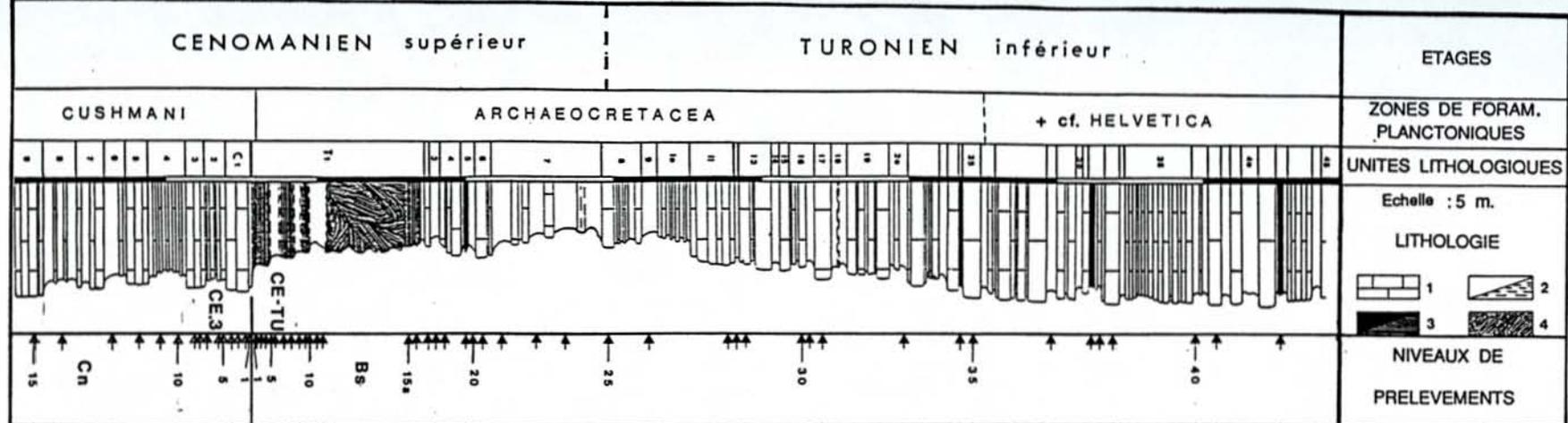
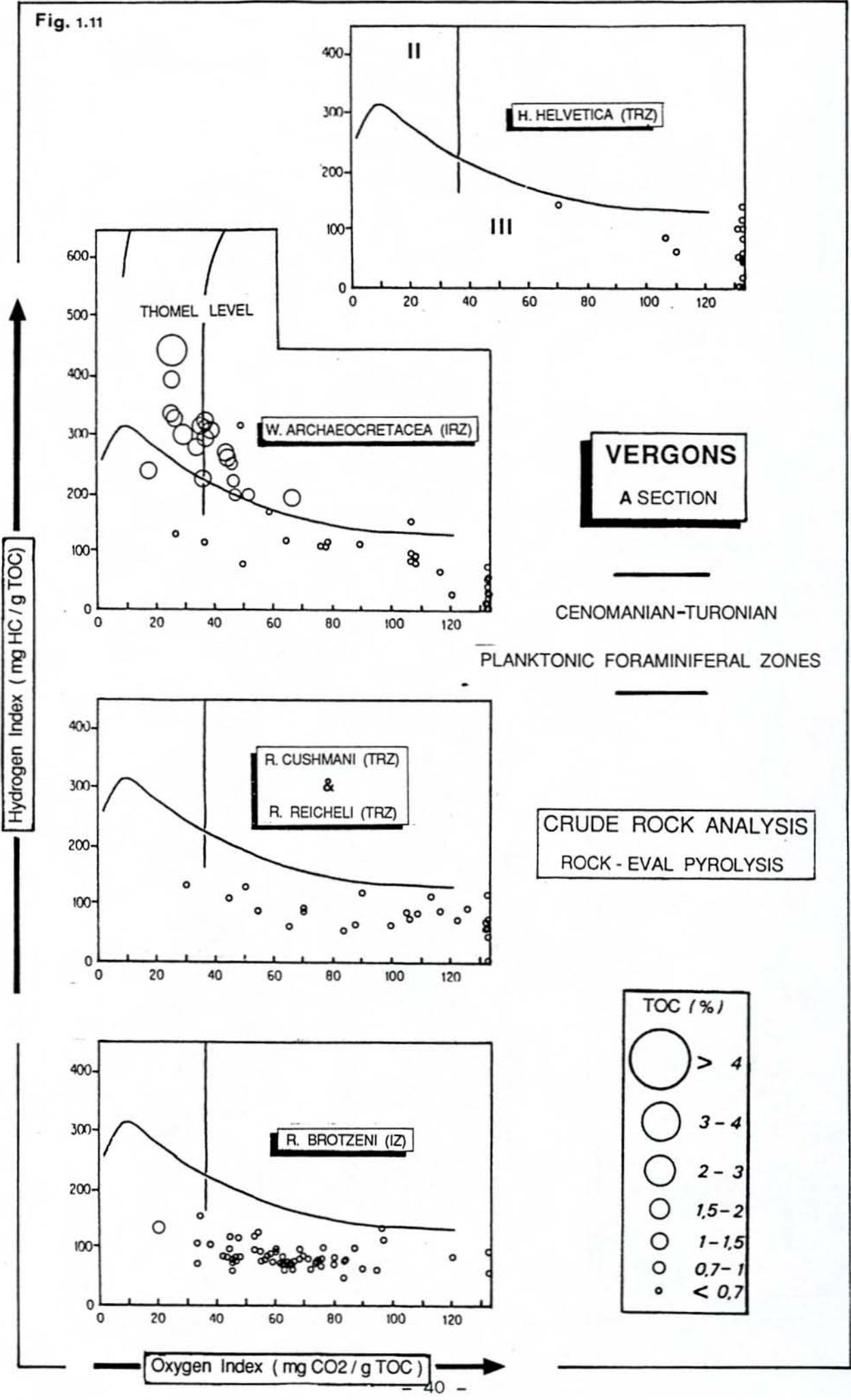


Fig. 1.11



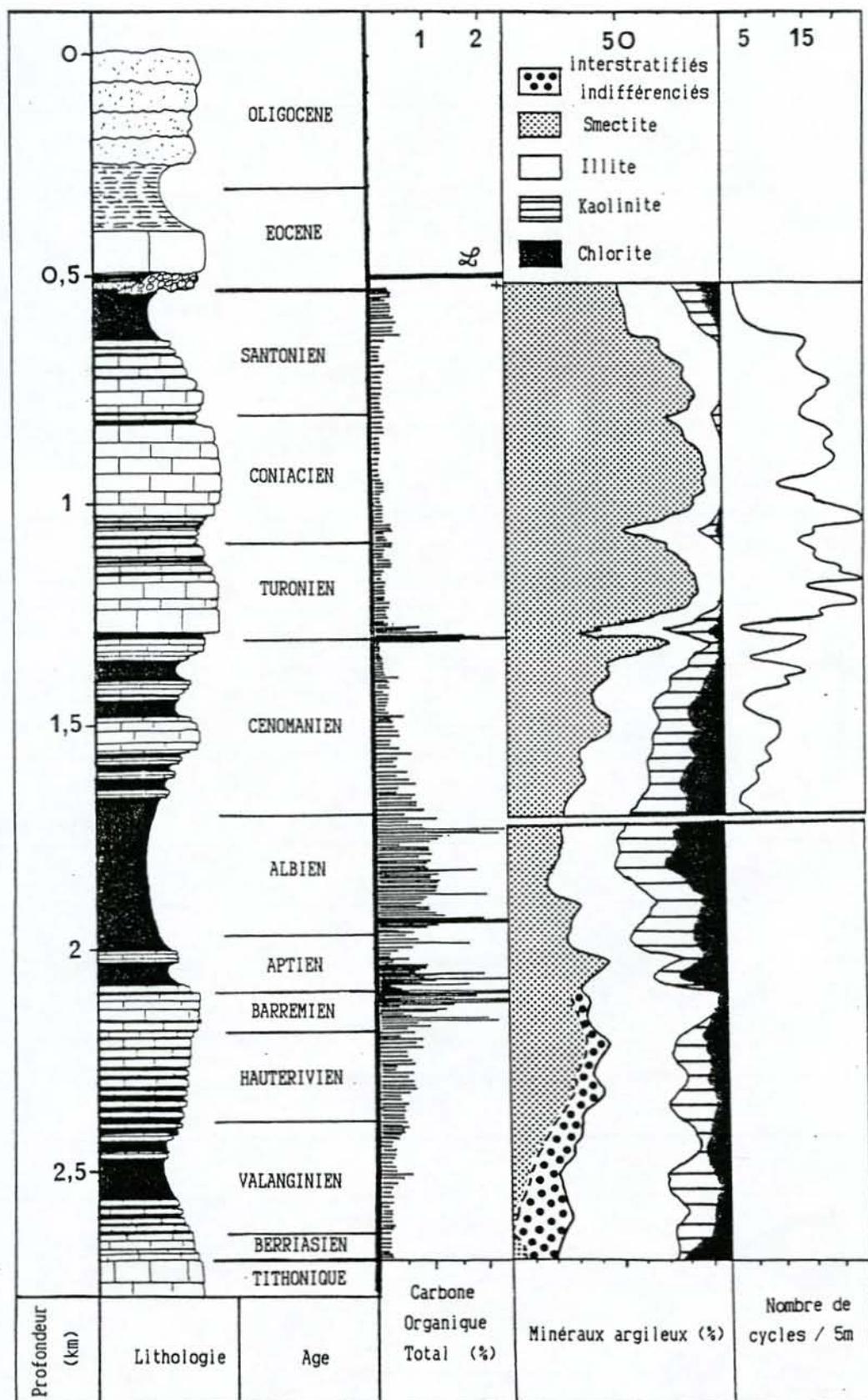


Fig. 1.12 - Coupe synthétique du Crétacé p.p. (Berriasien à Santonien) de la région d'Angles-Vergons (Alpes de Haute-Provence) : profil géochimique de la teneur en carbone organique total des sédiments; distribution des assemblages de minéraux argileux et nombre de cycles (alternance calcaire-marne) par intervalle de 5 mètres.

Fig. 1.12 - Synthetic section of the Cretaceous p.p. (Berriasian to Santonian) at Angles-Vergons (Alpes de Haute-Provence) : total organic carbon log, vertical distribution of clay mineral assemblages, and vertical trend of the number of cycles (limestone-marl alternations) per 5 meter-thick intervals.

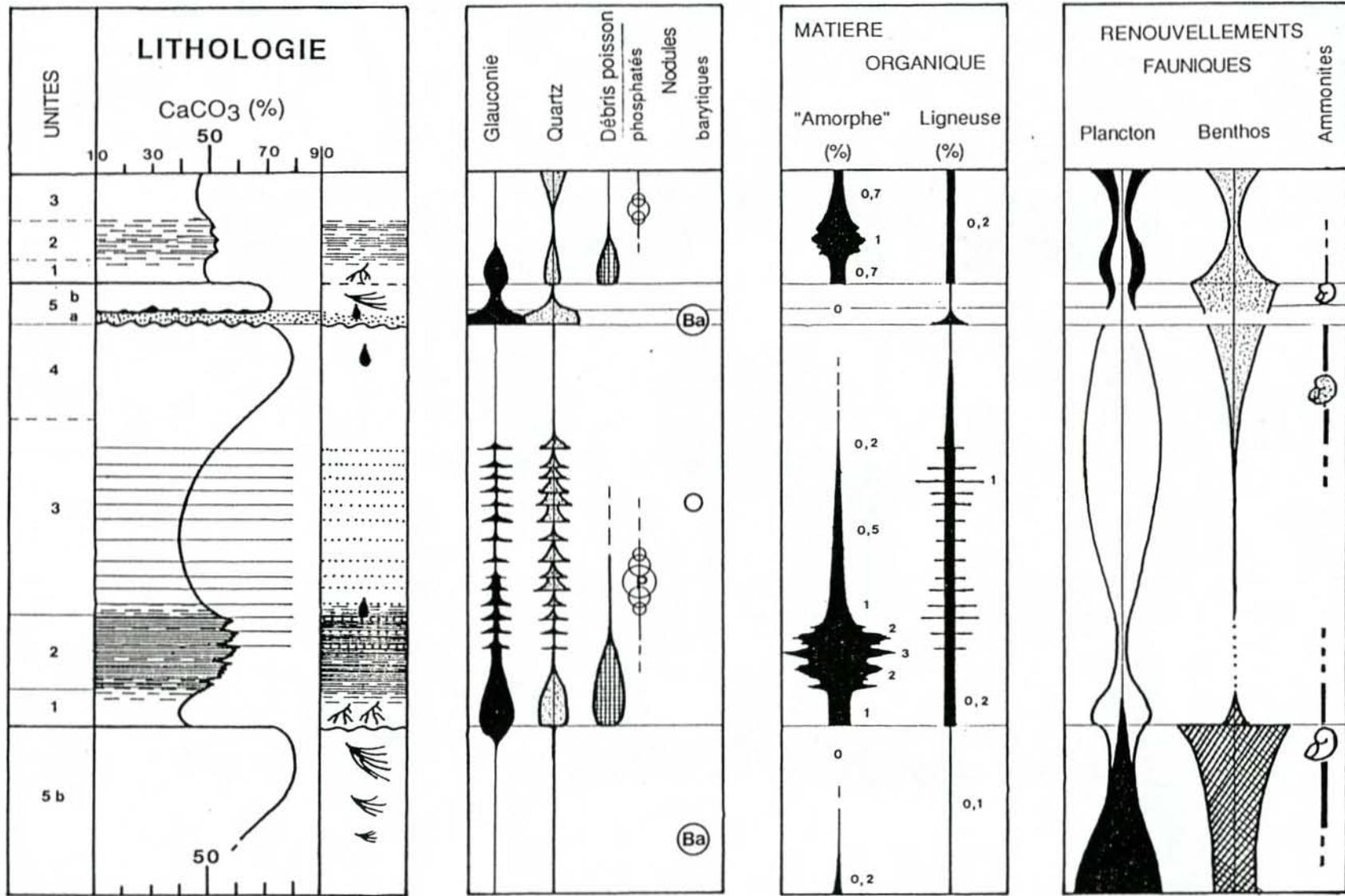
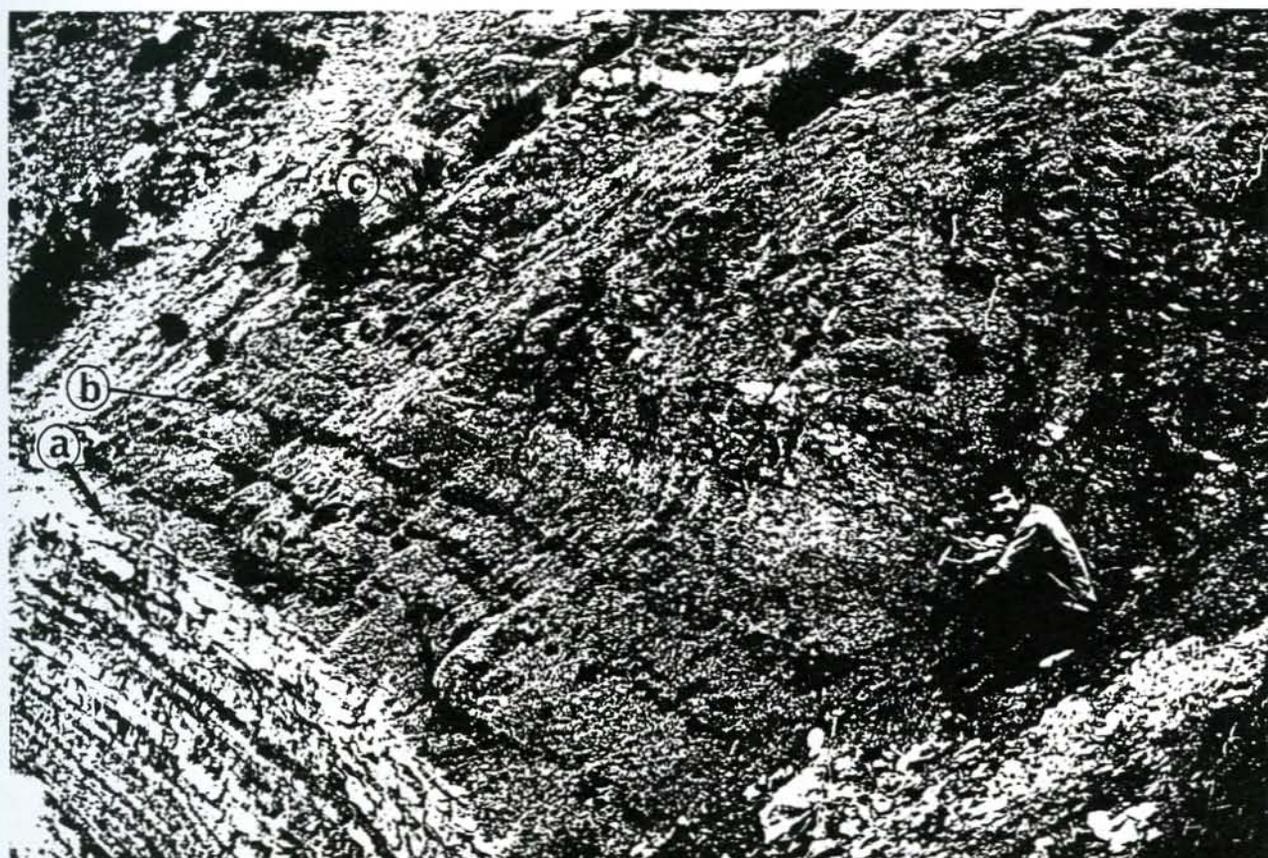


Fig. 1.13 - Synthèse des principales caractéristiques lithologiques, minéralogiques, géochimiques et faunistiques composant une séquence sédimentaire "subpélagique" d'ordre N.

Fig. 1.13 - Synthesis of the main lithological, mineralogical, geochemical and faunistic features of a subpelagic-type sedimentary sequence.



(e)

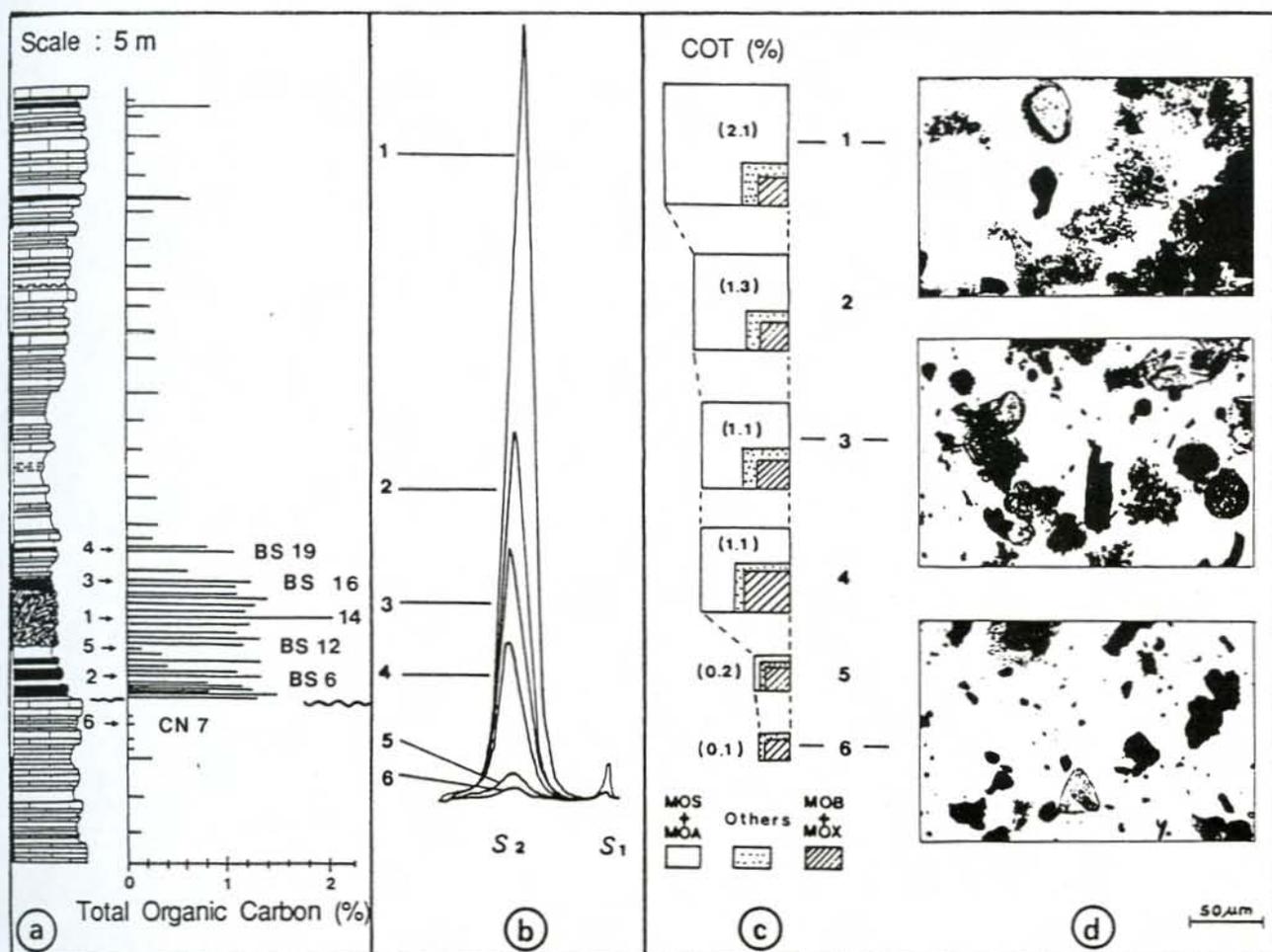


Fig. 1.14

Fig. 1.14 - Caractérisation du contenu organique des roches du passage Cénomanién-Turonien à Vergons. (a) : teneurs en carbone organique total (COT) et localisation des six échantillons sélectionnés; (b) : pics de pyrolyse Rock-Eval des roches brutes (S1 : quantité d'hydrocarbures libres, S2 : quantité de produits hydrocarbonés potentiels); (c) : compositions macérales rapportées à la fraction organique totale des roches : MOS + MOA : matière organique amorphe, Divers : microfossiles organiques, MOB + MOX : débris ligneux et charbons opaques; (d) : palynofaciès; (e) : a = hiatus, b = horizons laminés riches en M.O., c = laminites glissées.

Fig. 1.14 - Organic content of the uppermost Cenomanian and lower Turonian rocks in Vergons section. (a) : Log of TOC values and stratigraphic position of the six rock samples; (b) : peaks of Rock-Eval pyrolysis on crude-rocks (S1 : amount of free hydrocarbons; S2 : amount of potential hydrocarbons); (c) : evolution of maceral compositions : MOS + MOA : amorphous organic matter; Divers : organic microfossils, spores and pollens; MOB + MOX : ligneous and opaque coal remains; (d) : palynofacies; (e) : a = hiatus, b = organic-rich and laminated horizons, c = slumped laminites.

Fig. 1.15 - Caractérisation de la matière organique de six échantillons de roche du niveau Thomel à Vergons : (a) : diagramme IH - IO (pyrolyse Rock-Eval de la roche brute); (b) : diagramme de type Van Krevelen H/C - O/C (analyse élémentaire du kérogène extrait de la matrice minérale); (c) : diagramme IH - IO (pyrolyse Rock-Eval du kérogène extrait).

Fig. 1.15 - Geochemical data on the organic content of the six rock samples from the Vergons section : (a) : diagram of HI vs OI (pyrolysis data from the crude rocks); (b) : Van Krevelen H/C vs O/C diagram; (c) : HI vs OI diagram (pyrolysis data from the kerogens).

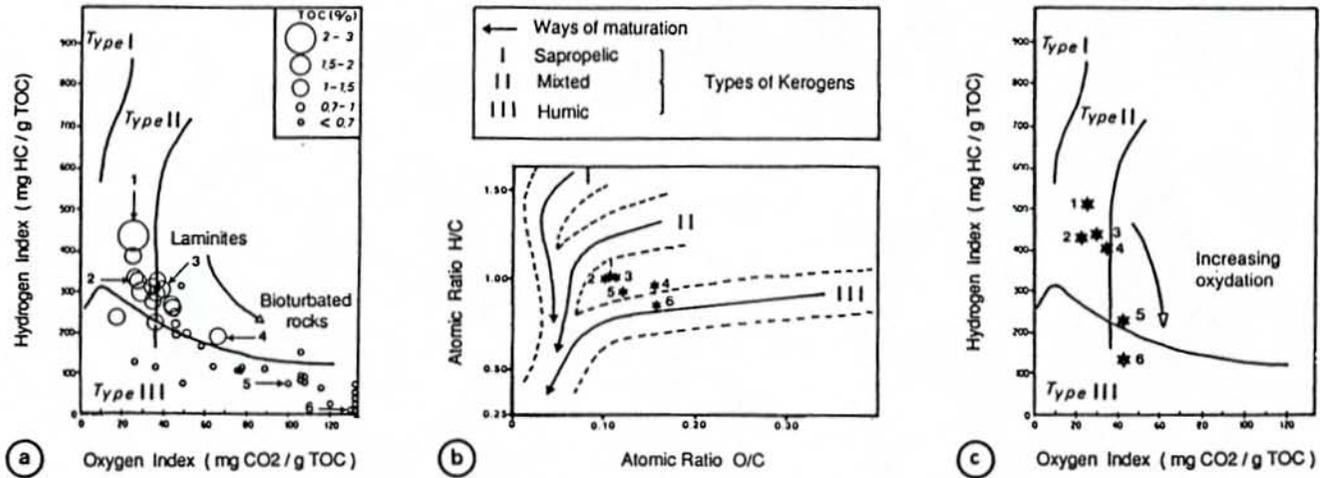


Fig. 1.15

	CRUDE ROCK ANALYSIS		KEROGEN ANALYSIS													
	ROCK - EVAL PYROLYSIS					ELEMENTARY ANALYSIS					OPTICAL ANALYSIS : Polynofacies					
	TOC	HI	OI	HI	OI	C	H	O	Residue N, S, Fe	Atomic ratio		MOS + MOA	MOX	MOB ₁	MOB ₂	Others
										H/C	O/C					
n° 1	2.1	436	25	508	26	68.92	6.28	9.30	6.00	1.09	0.101	90	-	5	-	5
n° 2	1.3	328	28	430	24	56.05	4.83	7.41	16.80	1.03	0.099	80	10	-	-	10
n° 3	1.1	307	39	437	29	61.49	5.31	9.09	10.40	1.04	0.111	75	15	-	-	10
n° 4	1.1	198	66	409	33	37.82	3.01	7.92	33.10	0.96	0.157	60	10	10	10	10
n° 5	0.2	75	100	225	42	38.67	2.72	6.06	34.70	0.84	0.118	5	35	30	10	20
n° 6	0.1	14	130	129	42	27.03	1.43	5.70	45.30	0.63	0.158	-	40	20	20	20

Tabl. I

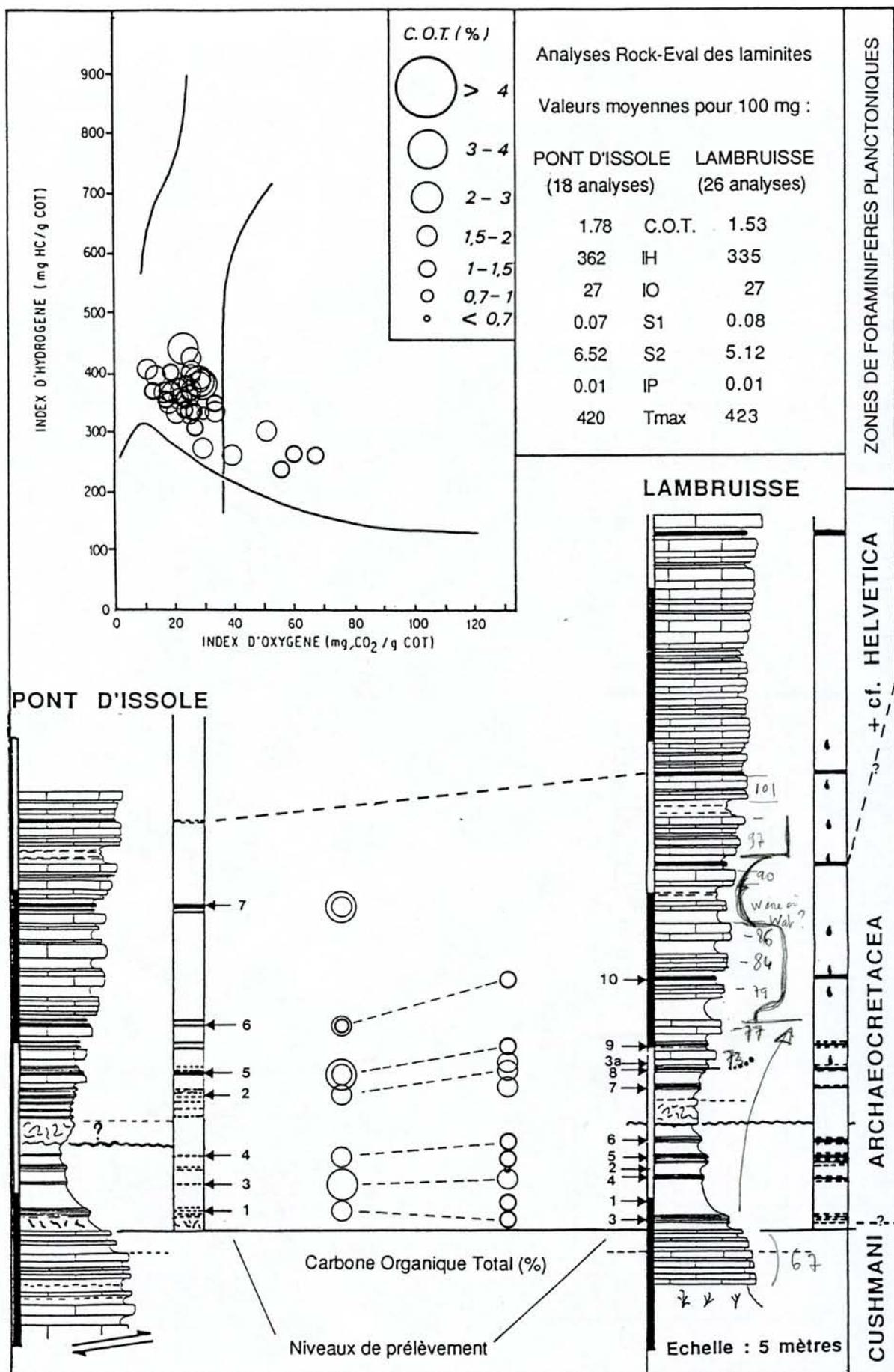


Fig. 1.16 - Coupes du passage Cénomanién-Turonien à Pont d'Issole et Lambruisse. Caractérisation géochimique de la matière organique des roches par pyrolyse Rock-Eval.

Fig. 1.16 - Cenomanian-Turonian boundary sections at Pont d'Issole et Lambruisse. Geochemical characterization of the organic matter content of rocks (Rock-Eval pyrolysis method).

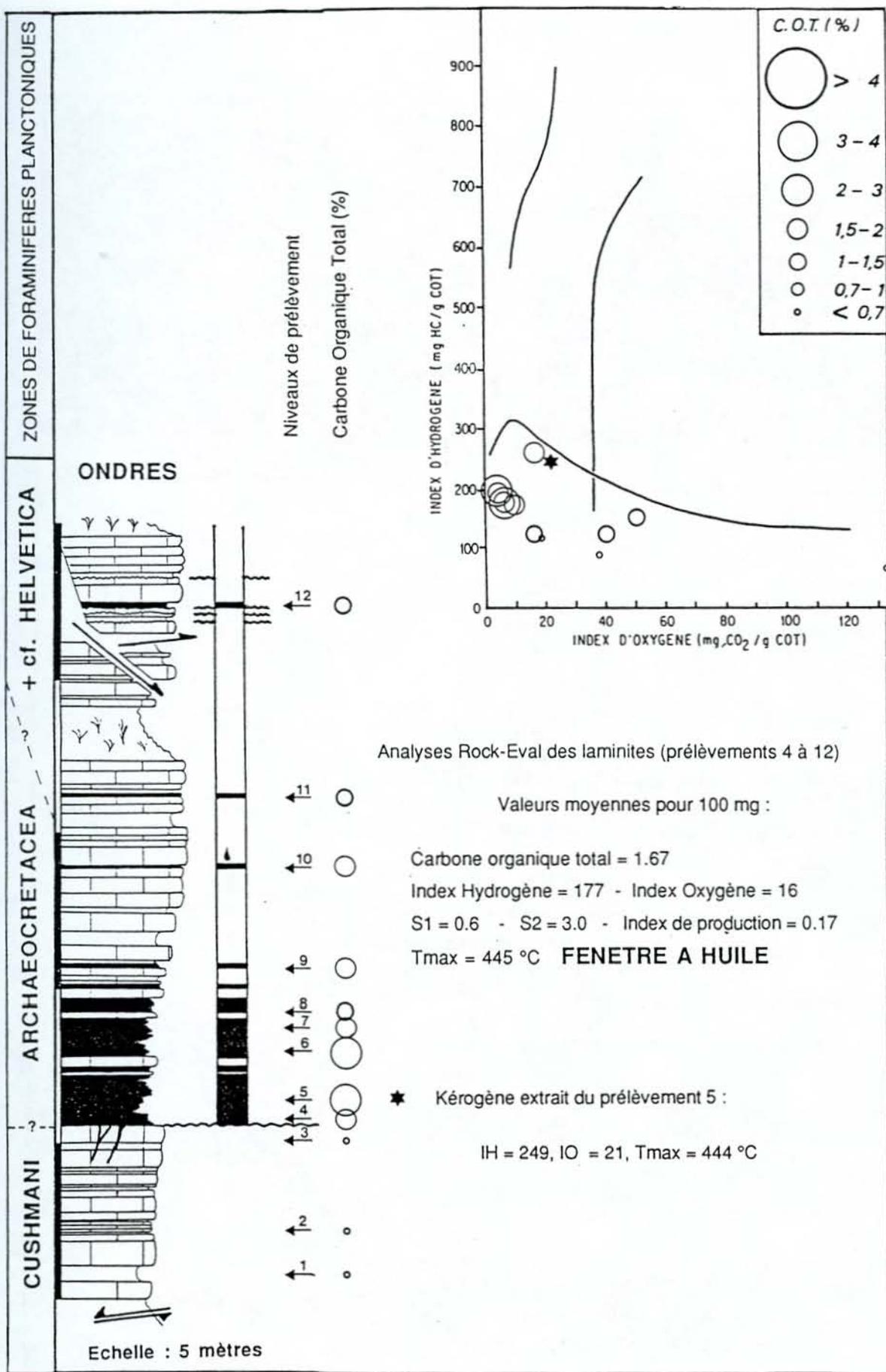


Fig. 1.17 - Coupes du passage Cénomaniens-Turonien à Ondres. Caractérisation géochimique de la matière organique des roches par pyrolyse Rock-Eval.

Fig. 1.17 - Cenomanian-Turonian boundary sections at Ondres Geochemical characterization of the organic matter content of rocks (Rock-Eval pyrolysis method).

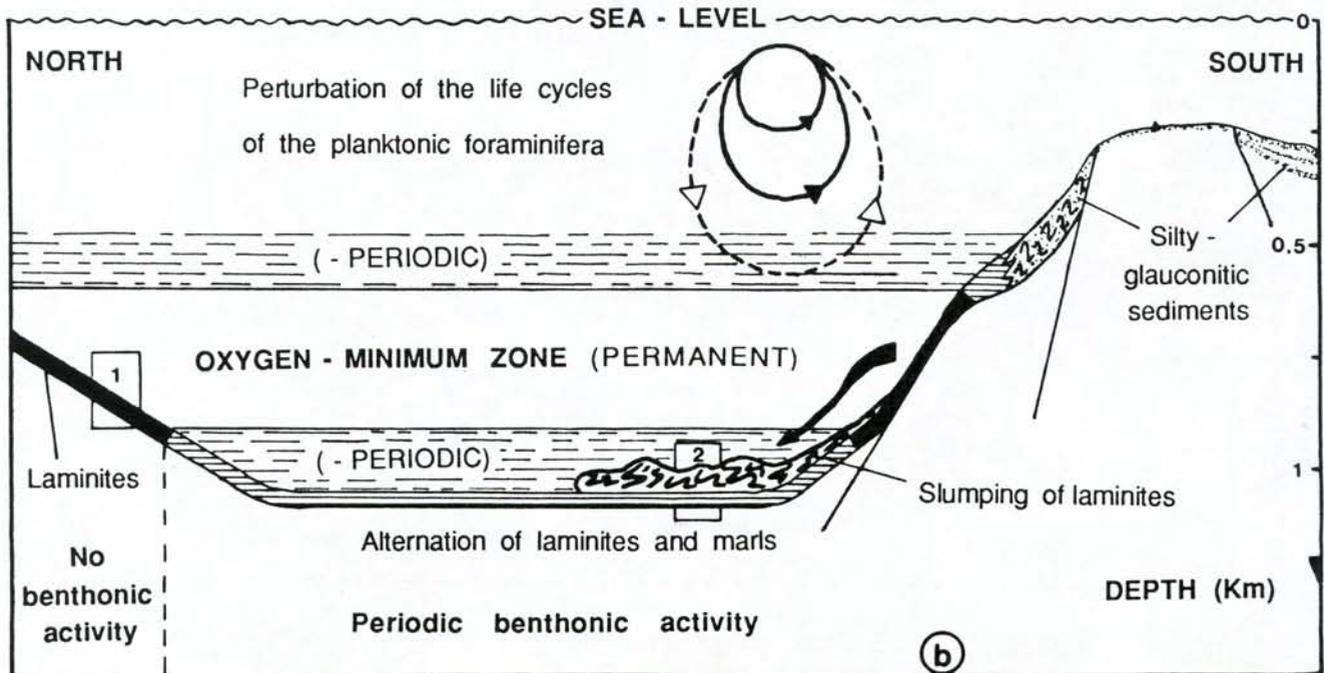
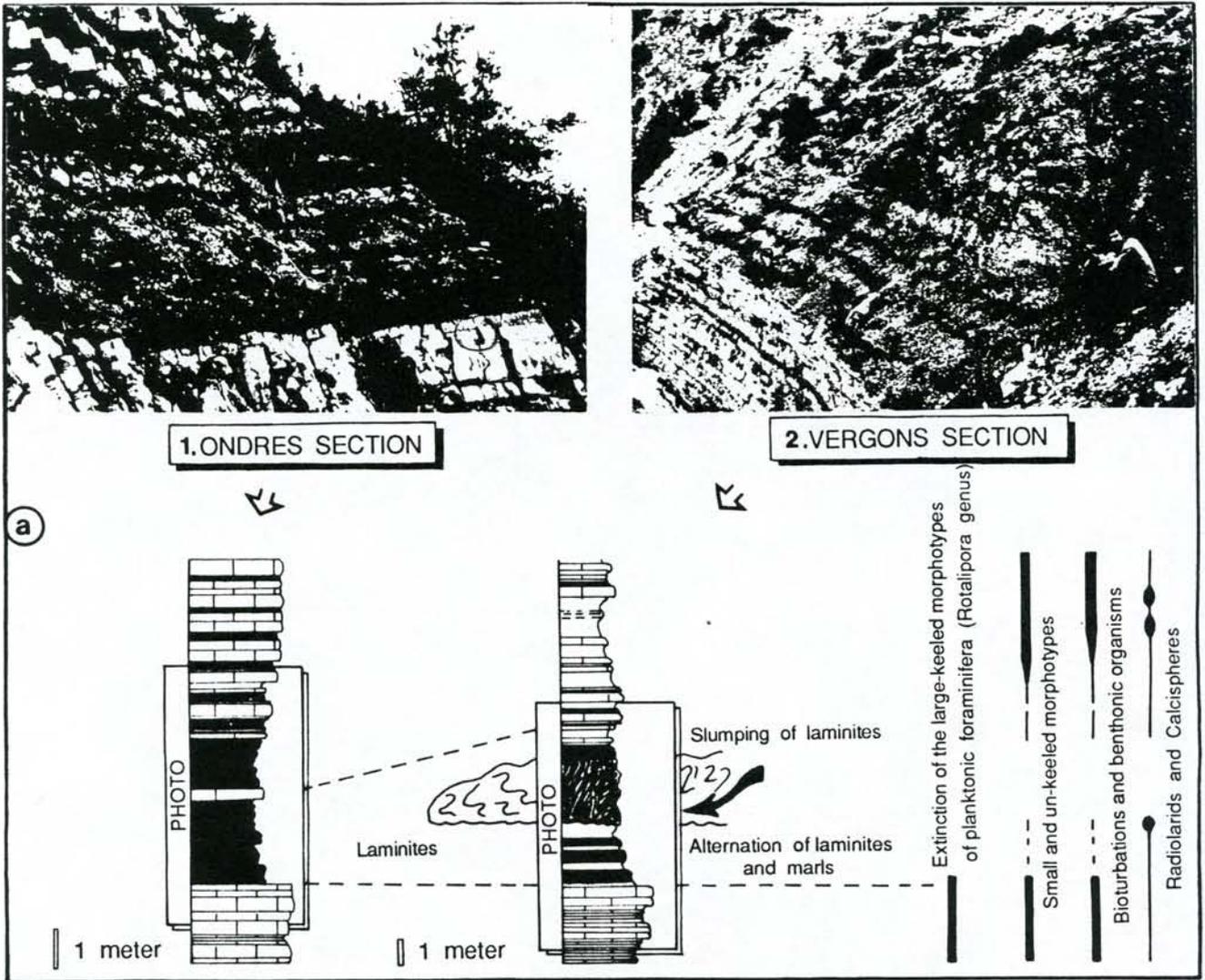


Fig. 1.18

Fig. 1.18 - (a) : Corrélations lithologiques entre deux coupes type (Ondres et Vergons) du Niveau Thomel dans le Bassin Vocontien oriental, montrant les modifications majeures de la microfaune; (b) : coupe Nord-Sud entre le bassin Vocontien oriental et sa bordure méridionale au passage Cénomanién-Turonien. Distribution des dépôts et conséquences des variations de l'épaisseur de la zone à minimum d'oxygène dissous sur la faune du bassin.

Fig. 1.18 - (a) : Lithologic correlations between two type sections (Ondres and Vergons) of the Thomel level in the Eastern Vocontian Basin, showing major changes in the biota; (b) : North-South reconstruction of the Eastern Vocontian Basin and its southern margin. Periodic variations in thickness of the deep-water oxygen-minimum layer resulted in regional distribution of the black-shale horizons and produced marked effects on the biota.

Fig. 1.19 - Corrélations lithostratigraphiques entre quatre coupes du bassin vocontien oriental montrant l'évolution de la sédimentation de bassin au passage Cénomanién-Turonien : première section condensée (sommet de la zone à Cushmani et base de la zone à Archaeocretacea); période de progradation maximale de la sédimentation terrigène (zone à Archaeocretacea); seconde section condensée (base ? de la zone à Helvetica).

Fig. 1.19 - Lithostratigraphic correlations between four type sections of the eastern part of the vocontian basin showing the three main trends of the sedimentation at the Cenomanian-Turonian boundary : first condensed section (starvation surface) at the boundary of Cushmani and Archaeocretacea zones; period of maximum of progradation (Archaeocretacea zone); second condensed section (base ? of Helvetica zone).

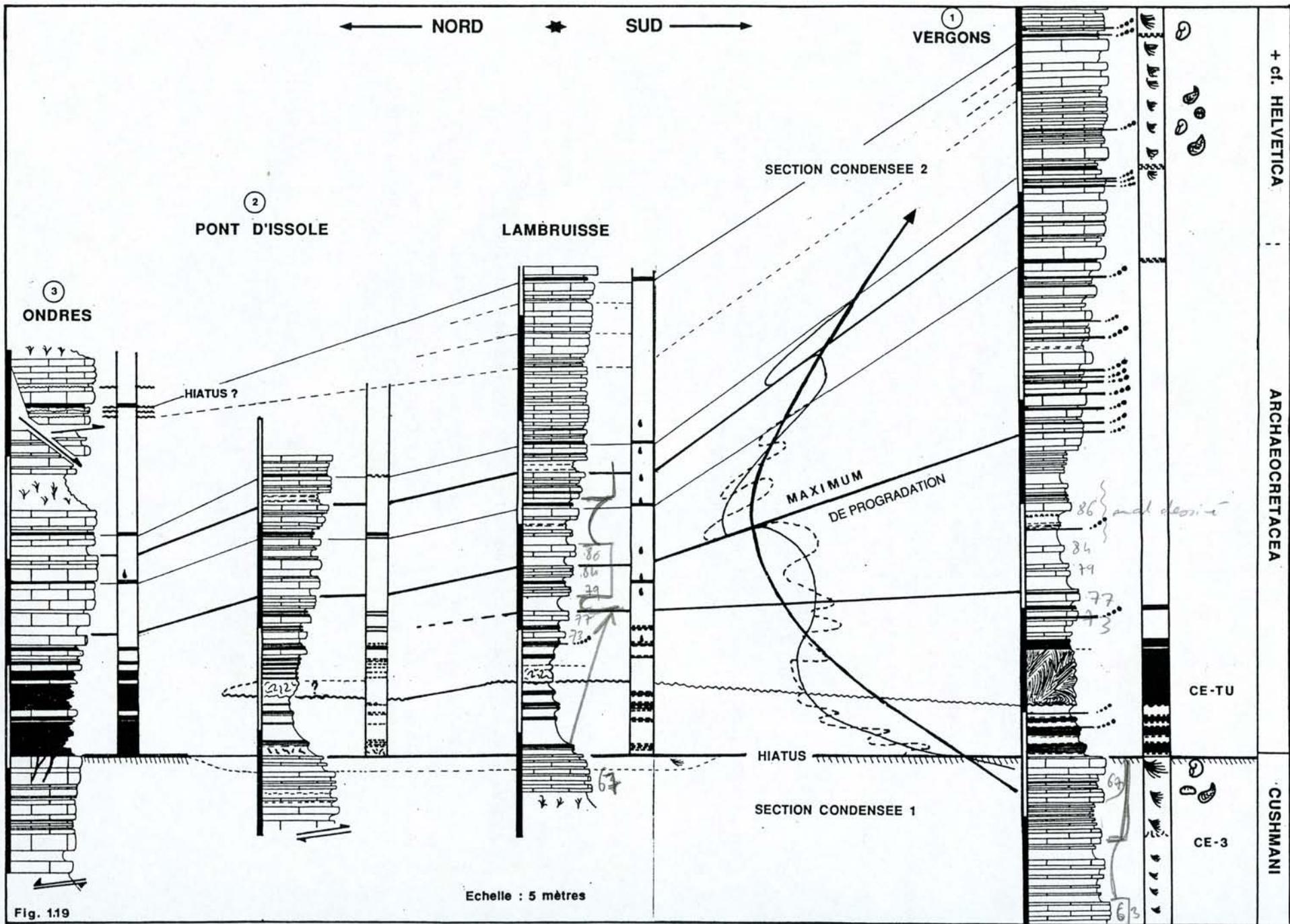


Fig. 119

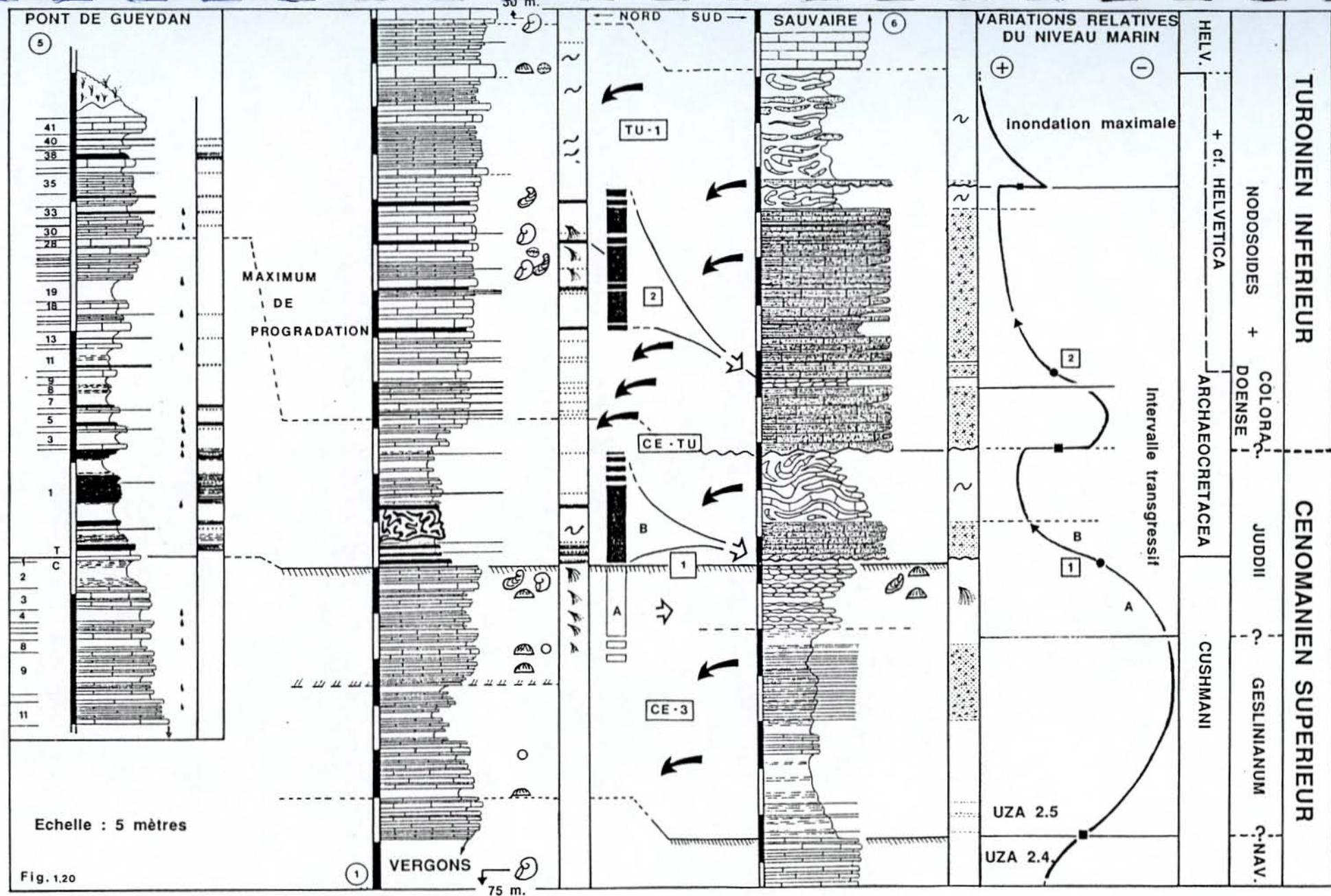


Fig. 1.20 - Corrélations lithostratigraphiques et biostratigraphiques entre trois coupes du bassin vocontien oriental au Cénomaniens-Turonien, et interprétations en termes de stratigraphie séquentielle. (1) et (2) : sections condensées.

Fig. 1.20 - Lithostratigraphic and biostratigraphic correlations between three sections of the eastern vocontian basin, during Cenomanian-Turonian times, and interpretation in terms of systems tracts. (1) and (2) : condensed sections.

Fig. 1.21 - Maturation de la matière organique au Cénomanién. Courbes d'iso-maturation (T_{max} en °C). Ve : Vergons; (*) : sites d'échantillonnage.

Fig. 1.21 - Organic matter maturation in the Cenomanian stage. Iso-maturation curves (T_{max} in °C). Ve : Vergons; (*) : sampling locations.

Fig. 1.22 - Loi et indice (D_s) de transformation de la smectite en illite et chlorite au Cénomanién (à taux de $CaCO_3$ constant). Evolution parallèle de T_{max} (augmentation de la taille des points par classe de 15°C).

Fig. 1.22 - Index (D_s) of smectite transformation to illite and chlorite in Cenomanian stage (with constant $CaCO_3$ percentage). T_{max} isotherms superposed (increase of point diameters in steps of 15°C).

Fig. 1.23 - Série de Vergons : gradient de maturation de la matière organique et taux de transformation de la smectite avec la profondeur. Evolution des paramètres vers le Nord dans un niveau isochrone du Cénomanién (C1-2). T_{max} (en °C); profondeur (en km); D_s (sans unité).

Fig. 1.23 - Vergons sequence : maturation index of organic matter ratio and smectite transformation vector with depth. Measure variations south to north at a cenomanian isochronous level (C1-2). T_{max} (in °C); depth (in km); D_s (no unit).

Fig. 1.24 - Zonations diagénétiques comparées : maturation de la MO (T_{max}) et disparition de la smectite (base smectite).

Fig. 1.24 - North-south profil of diagenetic zonations showing maturation of the organic matter (T_{max}) and total transformation of the smectite (basal line).

Fig. 1.25 - Diagramme D_s / T_{max} . T_{max} (en °C); D_s (sans unité).

Fig. 1.25 - D_s vs T_{max} diagram. T_{max} (in °C); D_s (no unit).

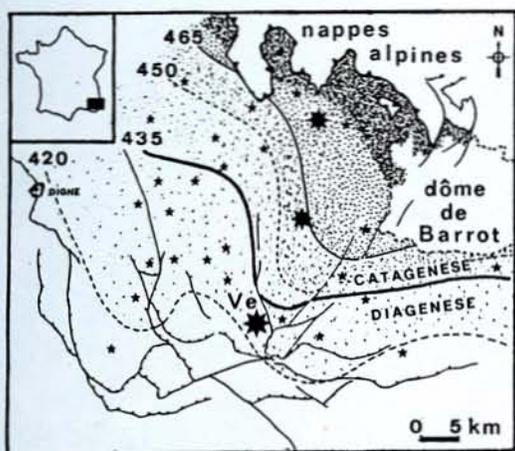


Fig. 1.21

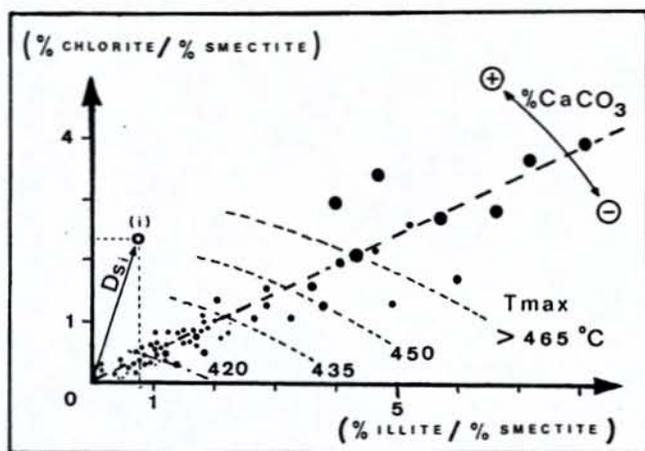


Fig. 1.22

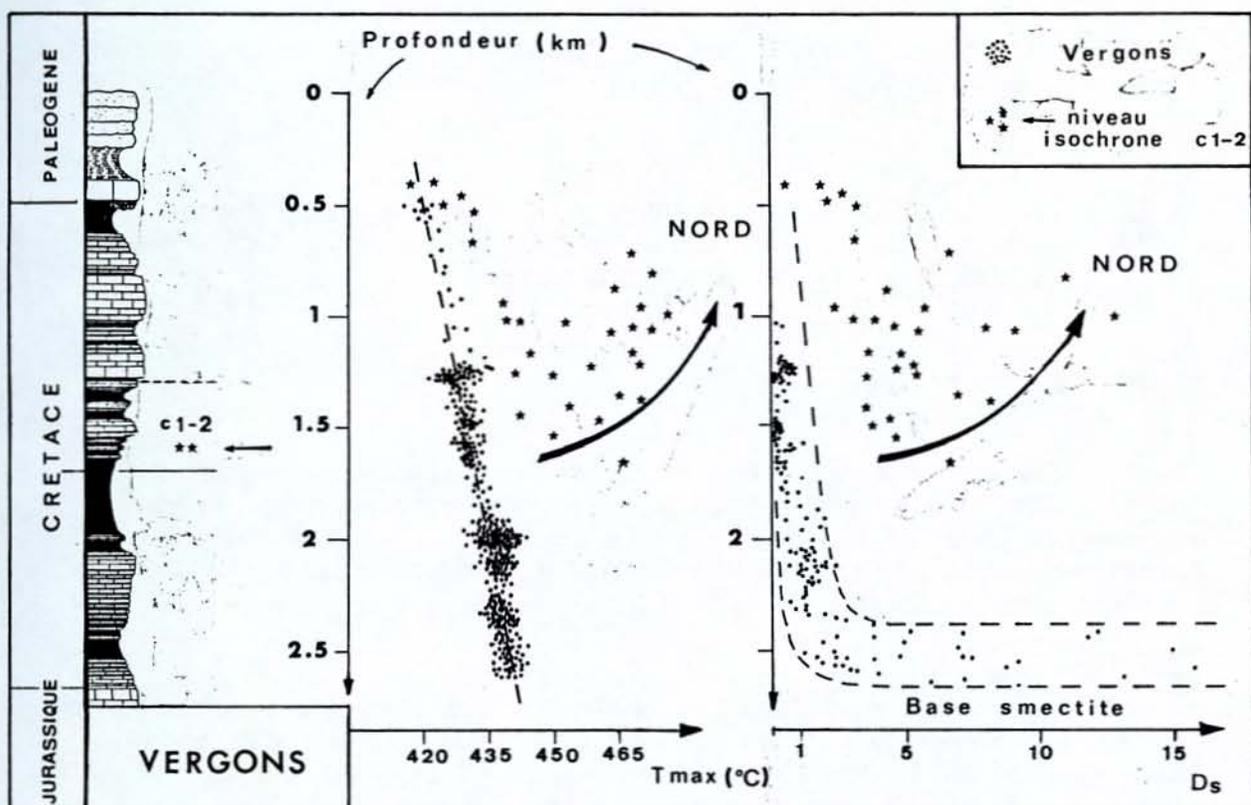


Fig. 1.23

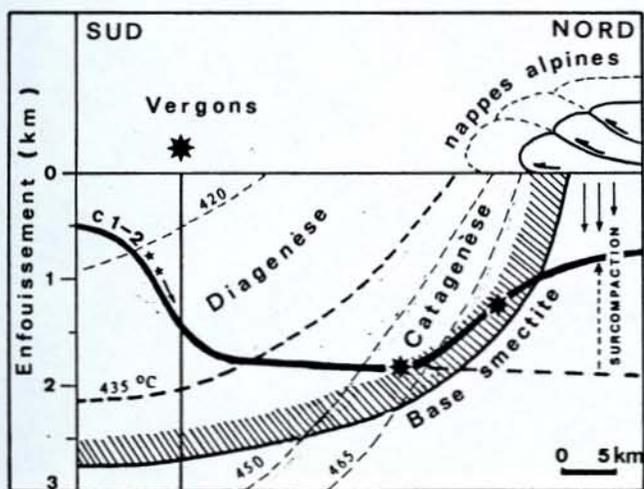


Fig. 1.24

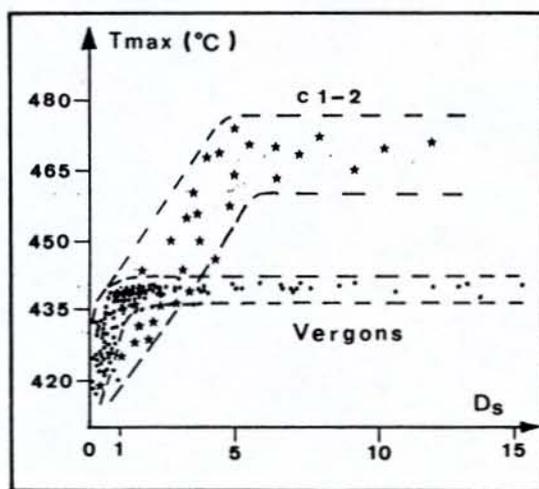


Fig. 1.25

Fig. 1.26 - Programme "Optim-Matoil" à Vergons (flux thermique régional moyen = 70 mW / m²). (a) : histoire d'enfouissement de trois niveaux-repères riches en matière organique, et évolution de la fenêtre à huile; (b) : évolution du taux de transformation calculé.

Fig. 1.26 - The sedimentary deepening history, the rate of thermal transformation history of three cretaceous black-shale horizons at Vergons, modeled using "Optim-Matoil" (average value of the regional heat flow = 70 mW / m²).

Fig. 1.27 - Programme "Optim-Matoil" près du front des nappes alpines internes. (a) : histoire d'enfouissement des niveaux de trois niveaux-repères riches en matière organiques, et évolution de la fenêtre à huile; fraction d'hydrocarbures actuellement générés avec l'enfouissement (b) à 7 km du front actuel d'érosion des nappes (Ondres, flux thermique moyen = 78 mW / m²); (c) à 4 km du front des nappes (Beauvezer, flux thermique moyen = 82 mW / m²).

Fig. 1.27 - The sedimentary deepening history, the rate of thermal transformation histories of three cretaceous black-shale horizons in the northern part of the vocontian basin, modeled using "Optim-Matoil". The average values of the heat flow ranged between 78 and 82 mW / m², and are increasing in front of the alpine overnappes.

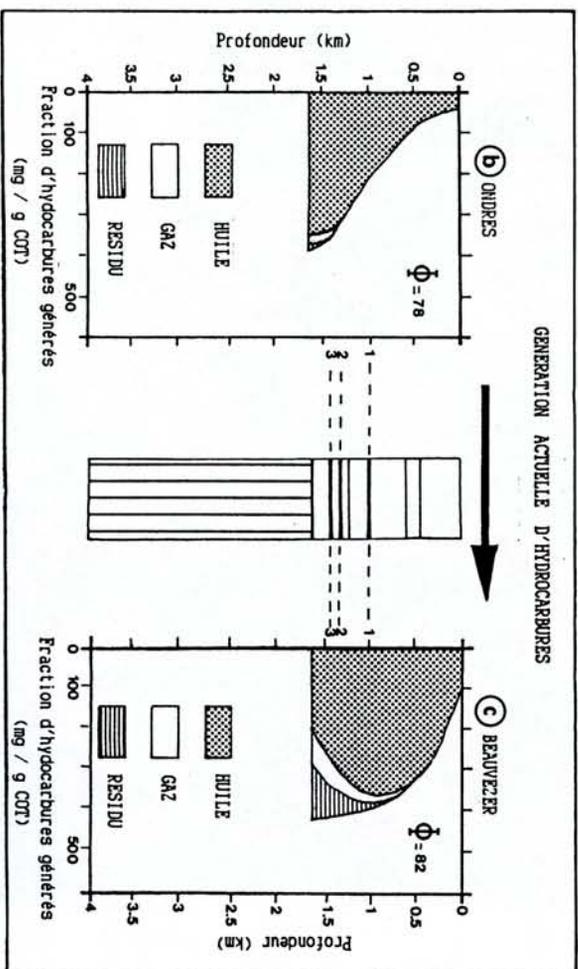
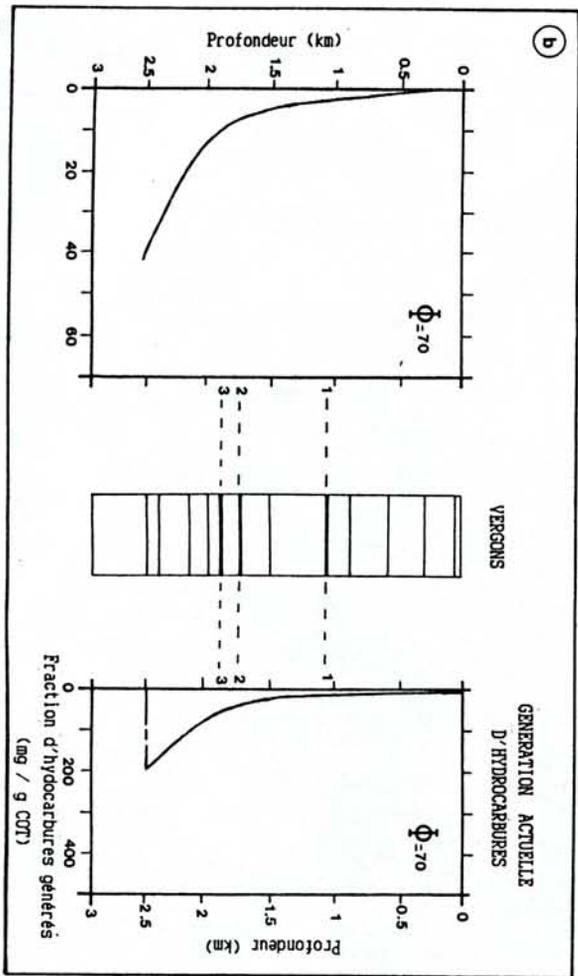
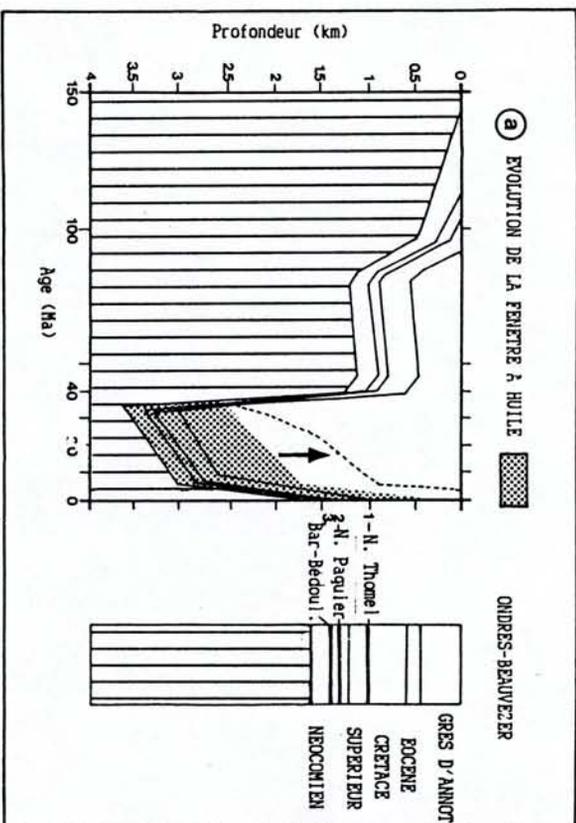
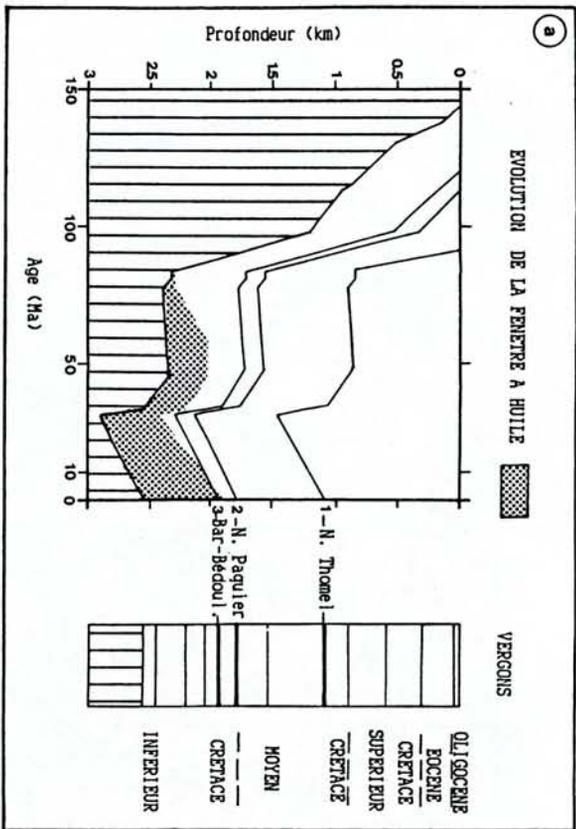


Fig. 1.26

Fig. 1.27

TABL. I. - Analyses de la matière organique sur six échantillons de roches du niveau Thomel à Vergons :

- paramètres de pyrolyse Rock-Eval : COT : carbone organique total (en %); IH : indice d'hydrogène (en mg HC / g COT); IO : indice d'oxygène (en mg CO₂ / g COT);
- composition élémentaire du kérogène en carbone, hydrogène et oxygène (en %);
- proportion (en %) des principaux composés organiques différenciés par l'analyse optique du kérogène en lumière transmise : MOS : amorphe d'aspect sapropélique; MOA : amorphe indéfinis; MOX : charbon opaque; MOB1 : débris ligneux opaques; MOB2 : débris ligneux translucides; Divers : microfossiles organiques.

TABL. I. - Organic data from the six rock samples from the Vergons section. Rock-Eval pyrolysis data : COT : total organic-carbon (in %); IH : hydrogen index (in mg HC / g COT) ; IO : oxygen index (in mg CO₂ / g COT). Elementary composition of kerogens in carbon, hydrogen and oxygen (in %); atomic ratio H / C and O / C. Distinguishable organic matter in transmitted and fluorescent light (in %) : MOS : amorphous-sapropelic; MOA : amorphous; MOX : opaque coal; MOB1 : opaque ligneous remains; MOB2 : translucent ligneous remains; "Divers" : organic microfossils, spores and pollen.

2. - BIOSTRATIGRAPHIE ET FAUNES D'AMMONITES DU PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE.

Gérard THOMEL

2.1. - VERGONS

(Arrêt n°1 - Panorama de la série du Cénomaniens supérieur au Turonien inférieur)

La localité de Vergons - Siège antique de la population pré-romaine des Vergunni - jouit depuis longtemps d'une grande réputation dans le domaine des sciences géologiques.

Tout d'abord par sa richesse en fossiles, laquelle a, dès le milieu du 19^e siècle, attiré vers son terroir les collectionneurs bas-alpins et les premiers paléontologistes. La série «néocomienne», qui se développe jusque vers Angles, Castillon et Saint-André-les-Alpes, a livré de nombreux types à Astier, D'Orbigny, Duval-Jouve, etc..., notamment des Céphalopodes en grand nombre.

Mais les stratigraphes se sont également très vite intéressés à la superbe série qui s'y développe en continu depuis la barre tithonique jusqu'à l'éperon nummulitique du pic de Chamatte. Dès 1872, Velain y conduisait une excursion de la Société Géologique de France en signalant la présence de la «Craie blanche» fossilifère.

Tous les termes de la série crétacée sont en effet représentés dans la coupe générale des environs de Vergons, à l'exception du Maestrichtien et du Danien et donnent lieu, dans l'ensemble, à des sections de coupes étudiables strate par strate.

Aussi, il n'est pas surprenant que plusieurs références stratigraphiques y aient été proposées, à Vergons même ou dans la localité voisine d'Angles : hypostratotypes du Valanginien et de l'Hauterivien ; stratotype du Barrémien, certains même devenus caducs, tel le «Vergonsien» de J. Fromaget (1954), «équivalent latéral plus marin du Clansayésien».

En ce qui concerne plus précisément le Crétacé moyen, Ch. Jacob (1907) donnait la succession de Vergons comme «type du Crétacé moyen vaseux des Basses-Alpes orientales».

Effectivement, les ravinements méridionaux de la montagne de Chamatte offrent un magnifique développement de la série apto-albo-cénomaniens, continue et fossilifère dans presque toutes ses parties.

A l'est du village de Vergons, les marnes gargasiens sont bien développées et fossilifères dans les ravinements des Loubières. De nombreux types de D'Orbigny en proviennent.

L'Albien se développe en direction du Col de Toutes-Aures, toujours sous le même faciès vaseux de teinte bleu-noir. Il a été étudié autrefois par Ch. Jacob (1907), puis par J. Fromaget (1954).

La coupe qui a été retenue pour le présent travail, se développe dans les ravinements de Notre-Dame et des Sambues, entre le village de Vergons et le Col de Toutes-Aures.

Elle admet les termes suivants (Fig. 2.1) :

1. - Marnes bleutées coupées de lits schisteux espacés.

Cette zonation correspond à une ébauche des rythmes marno-calcaires qui se développeront plus haut dans la série.

Au sommet de ces marnes encore attribuées à l'Albien, on peut récolter *Neohibolites ultimus* (D'Orbigny) et *Bergericeras quadrituberculatus* (Bayle) (récolte J.P. Crumière).

2. - Marnes à cordons de calcaire schisteux (15 m environ).

Rapprochés à la base, ces cordons s'espacent dans la moitié supérieure de la séquence pour disparaître au toit.

Ce niveau donne de petits nuclei pyriteux d'ammonites : *Phylloceras seresitense* Perv., *Gaudryceras* sp., *Zelandites dozei* (Fallot), *Tetragonites rectangularis* Wiedmann, *T. spathi* Breistroffer, *Ostlingoceras puzosiforme* Spath.

C'est la faune des «marnes infracénomaniennes» d'E. Fallot dont l'âge - Cénomaniens basal - est précisé grâce à la récolte d'*O. puzosiforme* par J.P. Crumière.

3. - Marnes bleutées (14 à 15 m) à *O. puzosiforme* Spath.

4. - Marno-calcaires argileux (45, 50 m).

Cette séquence montre la réalisation très progressive des rythmes marno-calcaires et l'apparition de la faune cénomaniens. On peut y distinguer plusieurs termes mineurs :

a) Marno-calcaires peu compacts (20 m).

Les marnes sont coupées de lits schisteux de plus en plus compacts livrant au sommet une faune assez abondante, mais monotone et de conservation médiocre : *Inoceramus virgatus* Schlüter, *Neohibolites ultimus* (D'Orbigny), *Tetragonites spathi* Breistroffer, *Idiohamites ellipticus* (Mantell), *Schloenbachia subvarians* Spath, *Mantelliceras saxbii* (Sharpe).

b) Marno-calcaires en petits bancs compacts très rapprochés. Ce niveau (1,20 m), riche en Inocérames (*Inoceramus virgatus* Schlüter et *I. crippsi* Mantell) constitue un excellent horizon repéré.

c) Marno-calcaires assez compacts, à évolution positive (11,50 m).

La faune, assez abondante à la base, conserve le même cachet : *Inoceramus virgatus* Schlüter, *I. crippsi* Mantell, *Schloenbachia subvarians* Spath, *Mantelliceras saxbii* (Sharpe), *M. couloni* (D'Orbigny), *M. picteti* Hyatt.

d) Marnes schisteuses compactes (4 m) passant à

e) Marno-calcaires bien lités, assez compacts (9 m) évoluant au toit à nouveau vers une séquence colloïdale. A la base, un banc est assez riche en *Inoceramus virgatus* Schlüter et *Schloenbachia subvarians* Spath.

5. - Marnes bleutées assez compactes (11,50 m).

6. - Marnes schisteuses à évolution positive très nette dans la moitié inférieure, puis passant de nouveau à des colloïdes (10 m).

La faune, mal conservée, est caractéristique de la zone à Mantelli : *Inoceramus virgatus* Schlüter, *Hyphoplites falcatus* (Mantell), *Schloenbachia subvarians* Spath, *Mantelliceras couloni* (D'Orbigny), *M. picteti* Hyatt, *M. dixonii* Spath.

7. - Marnes coupées de lits schisteux (13 m).

8. - Marno-calcaires (8 m) à évolution nettement positive.

Cette séquence évolue vers de gros bancs durs et compacts de calcaire argileux. La faune n'est pas très significative : *Inoceramus virgatus* Schlüter, *Scaphites villoutreysi* Thomel, *Puzosia mayoriana* (D'Orbigny), *Schloenbachia subvarians* Spath.

9. - Marnes bleutées (6,50 m).

10. - Marno-calcaires argileux, peu compacts (6,50 m).

11. - Marno-calcaires régulièrement lités, évoluant rapidement vers de gros bancs compacts et se terminant par un banc repère (0,55 m) très net dans la topographie.

Au total, cette séquence est puissante de 12,50 m. La faune y est encore assez pauvre : *Concinnithyris subundata* (Sowerby), *Inoceramus virgatus* Schlüter, *I. crippei* Mantell, *Schloenbachia subtuberculata* (Sharpe), *Calycoceras (Newboldiceras) asiaticum* (Jimbo), *Holaster subglobosus* Leske.

12. - Marno-calcaires bien lités, assez peu compacts à l'exception du banc terminal, massif (8,50 m).

La faune est très abondante, variée et d'une conservation excellente à la partie supérieure de cette séquence : *Concinnithyris subundata* (Sowerby), *Kingena asperulina* (D'Orbigny), *Arca nana* Leymerie, *Prospodylus dujardini* Leymerie, *Variamussium inversum* Nils., *Inoceramus virgatus* Schlüter, *I. crippei* Mantell, *I. schöndorfi* Heinz, *Avellana cassis* D'Orbigny, *Neohibolites ultimus* (D'Orbigny), *Eutrephoceras expansum* (Sowerby), *Phylloceras seresitense* Perv., *Phyllopachyceras whiteavesi* (Kossmat), *Mesogaudryceras leptonema* (Sharpe), *Gaudryceras cenomanense* Thomel, *Tetragonites subtimotheanus maclearni* Wiedmann, *Stomohamites simplex* (D'Orbigny), *Sciponoceras baculoide* (Mantell), *Turrilites costatus* Lamarck, *Scaphites villoutreysi* Thomel, *Puzosia mayoriana* (D'Orbigny), *Schloenbachia subvarians* Spath, *S. subtuberculata* (Sharpe), *S. varians* (Sowerby), *Acanthoceras rotomagense* (Brongniart), *Calycoceras (Newboldiceras) asiaticum* (Jimbo), *C. (N.) asiaticum spinosum* (Kossmat), *C. (N.) vergonsense* Collignon, *Holaster subglobosus* Leske, *Pseudananchys alpina* Villoutreys et Bidar.

Cette très belle faune date la zone à Rotomagense, mais l'espèce-index y est rare, remplacée par une profusion de *Newboldiceras*.

13. - Marno-calcaires en gros bancs, à évolution négative (25 m).

Encore compacte dans son ensemble, cette zone passe, dans les 6 ou 7 derniers mètres, à des marnes schisteuses.

La faune, assez abondante à la base, conserve le même cachet. La plupart des espèces récoltées au sommet de la séquence 12 s'y retrouvent, quoique moins abondantes et moins bien conservées, le calcaire étant plus argileux. S'y ajoutent : *Scaphites aequalis* Sowerby, *Austiniceras austeni* (Sharpe) (en énormes exemplaires), *Schloenbachia ventriosa* Stieler et *Acanthoceras confusum* (Gueranger).

14. - Marnes schisteuses (10 m).

15. - Marno-calcaires schisteux, sans fossiles (11 m).

16. - Marnes bleutées (10 m).

17. - Marno-calcaires argilo-schisteux (14 m) à rares *Inoceramus crippei* Mantell.

18. - Marno-calcaires peu compacts, schisteux, monotones (22 m).

A l'exception de quelques mauvais restes d'Inocérames (*I. crippei* Mantell) et d'un *Schloenbachia* correspondant à une espèce nouvelle, la faune fait à peu près défaut dans cette séquence où l'on note la répétition de rythmes mineurs plus compacts que les lits schisteux intercalaires.

19. - Marnes compactes (75 m environ).

Au toit s'intercalent quelques lits plus indurés faisant passage à la séquence suivante.

20. - Marno-calcaires compacts (38 m).

Très progressivement les lits schisteux intercalés au toit de la séquence 19 s'épaississent et passent à des bancs épais de calcaire argilo-schisteux. Dans ses deux-tiers supérieurs, la séquence 20, compacte, est caractérisée par des successions de bancs peu épais de calcaire argileux, groupés par 4-5, ces rythmes mineurs étant séparés par des lits schisteux.

21. - Marne schisteuse compacte, coupée de quelques passées calcaires (12,50 m).

22. - Marno-calcaires compacts, très nettement en relief dans la topographie (13 m).

A ce niveau les bancs, très durs, sont séparés par des lits schisteux généralement moins épais.

23. - Vire marno-calcaire (11,50 m).

Cette zone marno-calcaire est formée de bancs plus ou moins épais, peu compacts, de calcaire argileux bleuté. Elle a été décrite et signalée, dès 1969, comme «un horizon-repère très précieux, constant dans toute la région» (G. Thomel) et correspond au niveau anoxique étudié par J.P. Crumière en 1989.

24. - Calcaires clairs, bien lités, durs et compacts, formant falaise au sommet du ravin de la Sambuque.

Les bancs se délitent en dalles sonores riches en fossiles : «*Terebratella* » *bourgeoisii* D'Orbigny, *Inoceramus pictus* Sowerby, *I. sp. gr. opalinus* Böse, *I. goppelnensis tourtenayensis* Sornay, *Mytiloides hercynicus* (Petr.) (déterminations J. Sornay).

Deux ammonites y ont été récoltées : *Austeniceras austeni* (Sharpe), par J.P. Crumière, dans le banc T35 et un possible *Neocardioceras* par moi-même dès 1964, en place, à 4,50 m de la base de la séquence. Etant donné l'importance de cette découverte, l'espèce sera située sur une coupe très détaillée, ainsi que les autres fossiles de ce niveau.

Le Cénomaniens est donc particulièrement développé à Vergons où l'étage atteint une puissance de plus de 390 mètres.

Sa limite inférieure, qui paraissait autrefois assez floue dans le puissant complexe marneux passant à l'Albien, a été précisée grâce aux récoltes effectuées par J.P. Crumière. En effet, *Bergericeras quadrituberculatus* (Bayle), découvert au sommet des marnes 1, date encore l'Albien, alors que *Ostlingoceras puzosiforme* Spath, obtenu dans les séquences 2 et 3, est une espèce cénomaniennne.

Il est évident que ces deux taxons sont plus significatifs que les éléments des «marnes infracénomaniennes», cités jadis par E. Fallot (1884), puis par M. Breistroffer (1939) qui offrent une assez grande longévité.

Au-dessus de ce Cénomaniens basal, le Cénomaniens inférieur est clairement caractérisé par une riche faune d'Inocérames, de *Schloenbachia* et de *Mantelliceras*.

Le Cénomaniens moyen (zone à Rotomagense) est d'une très grande richesse en beaux fossiles bien caractéristiques de la zone.

Le problème majeur se situe naturellement au niveau de la limite Cénomaniens-Turonien, ardu dans tout le Sud-Est de la France mais plus particulièrement ici, puisqu'au dessus de la Séquence 13, à éléments caractéristiques de la zone à Rotomagense, ne se rencontre plus rien de caractéristique. Il est vrai que les puissantes séquences argilo-schisteuses du Cénomaniens supérieur de Vergons (et des coupes avoisinantes), ne se prêtent pas à la conservation de faunes calcaires.

2.2. - LES LATTES - LA FOUX

(Arrêt n°7 : panorama de la série du Cénomaniens supérieur au Turonien inférieur de "La Foux"; et arrêt n°8 (facultatif) : la coupe du passage Cénomaniens-Turonien des "Lattes").

Au point de vue géologique, les environs de La Foux, sur le territoire de la commune de Peyroules, sont réputés de longue date pour la beauté de leurs affleurements valanginiens et hauteriviens et leur richesse, jadis prodigieuse, en fossiles (J. Duval-Jouve, 1840).

En revanche, les dépôts cénomaniens et turoniens, cependant fort étendus et d'un intérêt considérable, y sont demeurés à peu près inaperçus hormis de Ch. Reynes (1861).

Il a fallu attendre 1966 pour qu'une étude stratigraphique et paléontologique en soit effectuée par B. Porthault, O. de Villoutreys et moi-même, suivie en 1972 d'un complément relatif aux Ostracodes (P. Donze et G. Thomel).

Les grandes lignes de la stratigraphie des dépôts cénomano-turonien des environs de La Foux ont donc été publiées à cette époque, suite aux campagnes de terrain répétées et fructueuses effectuées par moi-même et pour partie avec B. Porthault de 1965 à 1969.

Les termes inférieurs de la succession (Albien et Cénomaniens inférieur) masqués ou peu apparents près du village de La Foux, doivent être étudiés plus à l'est, dans les ravineaux situés en contrebas et en dessus du Col du Pont Sec. En revanche, le Cénomaniens moyen, supérieur et le Turonien inférieur affleurent partout, la série étant sensiblement plus dilatée vers l'ouest (La Foux, Peyroules) que vers l'est (Les Lattes, Saint-Auban).

On note les termes suivants (Fig. 2.2) :

1. - Marno-calcaires sablo-glaucוניeux bien lités (50 m).

Les bancs de calcaire argilo-silteux, faiblement glaucוניeux, se délitent parfois en pavés. Ces niveaux indurés sont séparés par des lits schisto-sableux plus ou moins compacts.

Malgré l'absence de fossiles, cette série peut être assimilée, au moins pour partie, au Vraconien par analogie avec les coupes voisines où cette formation a pu être datée par des ammonites [*Stoliczkaia dispar* (D'Orbigny) à l'ouest de Briançonnet].

2. - Marno-calcaires silteux, peu compacts (50 m environ).

Cette séquence est formée de petits bancs de calcaire argilo-silteux, espacés dans les marnes et se délitant plus ou moins en miches dures de patine rouille.

La faune récoltée au toit de ces marno-calcaires marque le Cénomaniens inférieur : *Cymatoceras elegans* (Sowerby), *Neohibolites* sp., *Forbesiceras beaumontianum* (D'Orbigny), *Hyphoplites falcatus* (Mantell), *Mantelliceras saxbii* (Sharpe).

3. - Marno-calcaires silteux et marnes (68 m).

Cette puissante séquence est formée de rythmes mineurs à évolution positive de plus en plus marquée. On note, en s'élevant dans les ravins au-dessus du Col du Pont Sec :

a) Marnes silteuses coupées de cordons de calcaire argilo-silteux peu compacts, se délitant en miches (5 m).

Ce premier terme évolue rapidement vers deux bancs massifs, très durs et compacts, sablo-glaucieux, riches en moules de Bivalves (Huîtres, Trigonies, etc...).

b) Marno-calcaires silteux, légèrement glaucieux (10 m) se terminant par un faisceau induré de bancs épais.

c) Marno-calcaires sableux, peu compacts (17 m) à rares *Orbitolina concava* Lamarck.

d) Marno-calcaires offrant le délit en miches (16 m). La faune, néritique par son cachet, y est toujours peu abondante : *Orbitolina concava* Lamarck, *Cylothyrus* sp., *Neithea* sp., *Exogyra* sp.

Les bancs terminaux sont très compacts.

e) Marnes silteuses coupées de cordons de miches, évoluant rapidement vers de gros bancs compacts livrant : *Plicatula* sp., *Neithea* sp., *Schloenbachia varians trituberculata* Spath (11,50 m).

f) Marno-calcaires silteux, compacts, évoluant au toit vers de gros bancs très durs offrant des traces de corrosion (9 m).

Les séquences indurées 3e et 3f forment, dans la topographie, un léger ressaut sur lequel sont implantés les maisons de La Foux.

4. - Marno-calcaires silto-glaucieux compacts (environ 50 m).

a) Faisceau calcaréo-glaucieux compact (11 m), formé de bancs épais (0,15 m à 0,60 m), régulièrement lités, riches, au toit, en *Acanthoceras rotomagense* (Brongniart), en exemplaires de grande taille.

b) Marno-calcaires en petits bancs, irrégulièrement lités (29 à 30 m).

Dans les marnes s'intercalent des cordons de miches et des bancs peu compacts de calcaire argilo-silteux. La faune est plus variée à ce niveau : *Merklinia aspera* (Lamarck), *Inoceramus crippsi* Mantell, *Schloenbachia* sp., *Calycoceras (Gentoniceras) gentoni* (Brongniart), *C. (Proeucalycoceras) picteti* Wright et Kennedy et, toujours, *Acanthoceras rotomagense* (Brongniart).

c) Faisceau marno-calcaire compact (9 m).

Cette séquence débute par un banc très épais (1,10 m), compact, de calcaire très dur, sans fossiles. Au-dessus, se développent des marno-calcaires régulièrement lités, très fossilifères, notamment au sommet.

La faune date toujours la zone à Rotomagense : *Arca* sp., *Neithea aequicostata* (Sowerby), *N. quinquecostata* (Sowerby), *Entolium orbiculare* (Sowerby), *Merklinia aspera* (Lamarck), *Inoceramus crippsi* Mantell, *I. virgatus* Schlüter, *Cymatoceras elegans* (Sowerby), *Angulithes triangularis* (De Montfort), *Sciponoceras baculoide* (Mantell), *Turrilites costatus* Lamarck, *T. acutus* Passy, *Schloenbachia subtuberculata* (Sharpe), *S. varians* (Sowerby), *S. subvariens* Spath, *Acanthoceras rotomagense* (Brongniart).

5. - Marnes et marno-calcaires noduleux, peu compacts (50 m).

a) Marno-calcaires régulièrement lités, en miches (12 m).

Les cordons de miches tendent à se grouper en faisceaux dans les marnes. La faune, plus pauvre, offre en outre un cachet un peu différent : *Neithea aequicostata* (Sowerby), *Limaria elongata* (Sowerby), *Inoceramus atlanticus* Heinz, *Turrilites costatus* Lamarck, *T. acutus* Passy, *Calycoceras (Gentoniceras) gentoni* (Brongniart), *C. (G.) choffati* (Kossmat), *C. (G.) sarthacense* (Bayle), *Acanthoceras* sp.

b) Marno-calcaires noduleux, fossilifères (13,50 m).

Les bancs argilo-silteux, espacés à la base, se rapprochent et se groupent par rythmes mineurs de 2 à 3 bancs. La faune est abondante : *Neithea quinquecostata* (Sowerby), *Merklinia aspera* (Lamarck), *Entolium orbiculare* (Sowerby), *Plagiostoma clypeiformis* (D'Orbigny), *Limaria elongata* (Sowerby), *Cymatoceras elegans* (Sowerby), *Sciponoceras baculoide* (Mantell), *Calycoceras (Gentoniceras) gentoni* (Brongniart), *C. (Calycoceras) bathyomphalum* (Kossmat), *Cunningtoniceras cunningtoni* (Sharpe).

c) Marnes bleutées coupées de cordons de miches (25 m).

Cette zone, peu compacte, forme transition avec la puissante séquence marneuse supérieure. La faune y est surtout représentée par des Bivalves et des tubes de Scaphopodes : *Neithea quinquecostata* (Sowerby), *Entolium orbiculare* (Sowerby), *Protocardium hillanum* (Sowerby), *Inoceramus pictus* Sowerby, *Dentalium* sp., *Angulithes triangularis* (De Montfort), *Forbesiceras largilliertianum* (D'Orbigny), *Acanthoceras* gr. *confusum* (Gueranger).

6. - Marnes bleutées coupées de minces lits argilo-calcaires et marno-calcaires peu compacts (53 m).

a) Marnes bleutées à cordons argilo-calcaires (14 m).

La partie supérieure des marnes est très riche en Brachiopodes, Ostracées et radioles de Cidaris : *Cycolothyris difformis* [(Valenc.) in Lamarck], *Dereta pectita* (Sowerby), *Pycnodonte vesiculare* (Lamarck), *Merklinia aspera* (Lamarck), *Calycoceras* sp., *Cidaris hirudo* Sorignet.

b) Marno-calcaires peu compacts (10 m).

Les marnes sont coupées de minces cordons de calcaire argilo-silteux espacés renfermant : Spongiaires indéterminés, *Protocardium hillanum* (Sowerby), *Calycoceras* (*Calycoceras*) *bathyomphalum* (Kossmat), *C. (Proeucalycoceras) guerangeri* (Spath).

Les derniers bancs correspondent au niveau à *Eucalycoceras pentagonum* (Jukes-Browne & Hill).

c) Faisceau marno-calcaire assez compact (20 m).

Le délit en miches redevient fréquent à ce niveau où la faune est pauvre : *Phaseolina phaseolina* (Lamarck), *Limaria elongata* (Sowerby), *Entolium orbiculare* (Sowerby), *Neithea quinquecostata* (Sowerby), *Pseudocalyoceras harpax lattense* (Thome).

d) Marnes bleutées (9 m) avec récurrence du biofaciès à Brachiopodes, Ostracées et Cidaris : *Cycolothyris difformis* [(Valenc.) in Lamarck], *Dereta pectita* (Sowerby), *Pycnodonte vesiculare* (Lamarck), *Cidaris hirudo* Sorignet.

7. - Marnes et marno-calcaires peu compacts (47 m).

a) Marnes à cordons argilo-calcaire (9 m), livrant *Schloenbachia ultima* Thomel et *Pseudocalyoceras harpax lattense* (Thomel).

b) Marno-calcaires peu compacts (18 m), offrant un délit en miches à la base et au sommet et renfermant : *Phaseolina phaseolina* (Lamarck), *Limaria elongata* (Sowerby), *Inoceramus pictus* Sowerby, *Conotomaria mailleana* (D'Orbigny), *Sciponoceras* sp., *Thomelites sornayi* (Thomel).

c) Marno-calcaires schisteux (10 m) essentiellement riches en Brachiopodes et Bivalves : *Phaseolina phaseolina* (Lamarck), *Nannonavia carinata* (Sowerby), *Limaria elongata* (Sowerby), *Inoceramus pictus* Sowerby, *Mytiloides hercynicus* (Petr.), *Calycoceras* (*Calycoceras*) *naviculare* (Mantell), *C. (Newboldiceras) hippocastanum* (Sowerby), *Thomelites sornayi* (Thomel).

d) Marno-calcaires peu compacts avec passées glauconieuses (9 à 10 m).

La faune est localement très riche, surtout dans les niveaux glauconieux : Spongiaires (très abondants), Bryozoaires, *Neithea* sp., *Inoceramus pictus* Sowerby, *I. cf. tenuis* Dietze, *Avellana cassis* D'Orbigny, *Sciponoceras gracile* (Shumard), *Worthoceras vermiculum* (Shumard), *Calycoceras* (*Calycoceras*) *naviculare* (Mantell), *Thomelites sornayi* (Thomel), *Metoicoceras geslinianum* (D'Orbigny), *Discoidea minima* Desor.

Au sommet de cette petite séquence un banc dur, de patine brunâtre, est riche par places en *Euomphaloceras septemseriatum* (Cragin), ammonite-index dont la situation, 3 à 4 m seulement au-dessus de la couche à *Metoicoceras geslinianum*, atteste d'une certaine condensation de la série.

8. - Barre compacte, très nette dans la topographie, formée de bancs calcaires puissants de 1 à 2 m de teinte et de patine claires, finement silteux, sans fossiles (8,50 m).

9. - Marnes schisteuses de teinte claire, coupées de petits lits calcaréo-silteux (5,50 m).

La faune est très pauvre : *Sciponoceras gracile* (Shumard).

10. - Marno-calcaires en petits bancs bien lités (10,50 m) livrant quelques ammonites : *Vascoceras gamai* Choffat, *V. costatum* (Barber), *Paravascoceras obessum* (Taubenhaus), *Nigericeras jacqueti* Schneegans.

11. - Marno-calcaires plus indurés (8 m) dans lesquels se développent des biostromes, localement très riches en *Exogyra columba* Lamarck (formes *media* et *major*), fréquemment munies de leurs deux valves.

12. - Marnes silteuses coupées de petits bancs (40 m).

La puissance de cette formation est en fait sujette à d'importantes variations latérales : elle marque en fait une sensible dilatation de l'est des Lattes à l'ouest de La Foux, tout en devenant plus argilo-calcaire et moins détritique.

Elle admet, surtout à l'ouest de La Foux, plusieurs horizons très riches en *Exogyra columba* Lamarck, les huîtres étant associées à des ammonites beaucoup plus rares : *Watinoceras devonense* Wright & Kennedy, *W. gr. coloradoense* (Henderson) et, vers le sommet, *Austiniceras austeni* (Sharpe) en grands exemplaires.

ELLE MARQUE DONC AVEC CERTITUDE LE DEBUT DU TURONIEN.

13. - Marno-calcaires silteux en petits bancs (10 m).

La faune devient plus abondante. A la base, j'ai récolté : *Morrowites subdepressus* (Cobban & Hook) ; au sommet : *Spathites (Jeanrogericeras) reveliereanus* (Courty), *Paramammites polymorphus* (Pervinquière), *Morrowites michelobensis* (Laube & Bruder), *Vascoceras kossmati* Choffat.

14. - Marno-calcaires bien lités (14,50 m).

Relativement aux termes inférieurs - et notamment aux séquences 8 à 12 qui sont décevantes à ce point de vue - la séquence 14 livre une ammonitofaune abondante et variée : *Paramammites polymorphus* (Pervinquière), *Neoptychites xetiformis* Pervinquière, *Metasigaloceras rusticum* (Sowerby), *Fagesia catinus* (Mantell), *F. pachydiscoïdes* Spath, *Choffaticeras luciae* Pervinquière, *C. pavillieri* Pervinquière, *C. sinaïticum* (Douville), *C. segne* (Solger).

15. - Marnes schisteuses coupées de petits bancs (5 m) passant à des marno-calcaires bien lités, assez compacts (4,50 m).

On peut récolter à ce niveau les premiers exemplaires de *Mammites nodosoïdes* (Schlüter), associés à *Thomasites rollandi* Pervinquière.

16. - Calcaires compacts formant falaise (35 m environ) riches en *Mammites nodosoïdes* (Schlüter) et *Spathites sulcatus* (Wiedmann) plus rares.

L'intérêt de cette magnifique succession, dont la puissance dépasse 500 mètres, est immense.

Le Cénomaniens moyen renferme les éléments les plus représentatifs de la zone à Rotomagense, avec deux niveaux bien distincts à *Acanthoceras*. Par rapport aux coupes voisines du bassin de l'Estéron, il offre donc une dilatation intéressante.

Le Cénomaniens supérieur est puissant de 180 mètres et il livre, dans cette masse de sédiments, des éléments significatifs des zones les plus élevées de l'étage : *Calycoceras guerangeri* Spath, *C. naviculare* (Mantell), *Eucalycoceras*, *Pseudocalycoceras*, *Thomelites*, *Metoicoceras geslinianum* (D'Orbigny), *Euomphaloceras septemseriatum* (Cragin), *Sciponoceras gracile* (Shumard), *Worthoceras vermiculum* (Shumard).

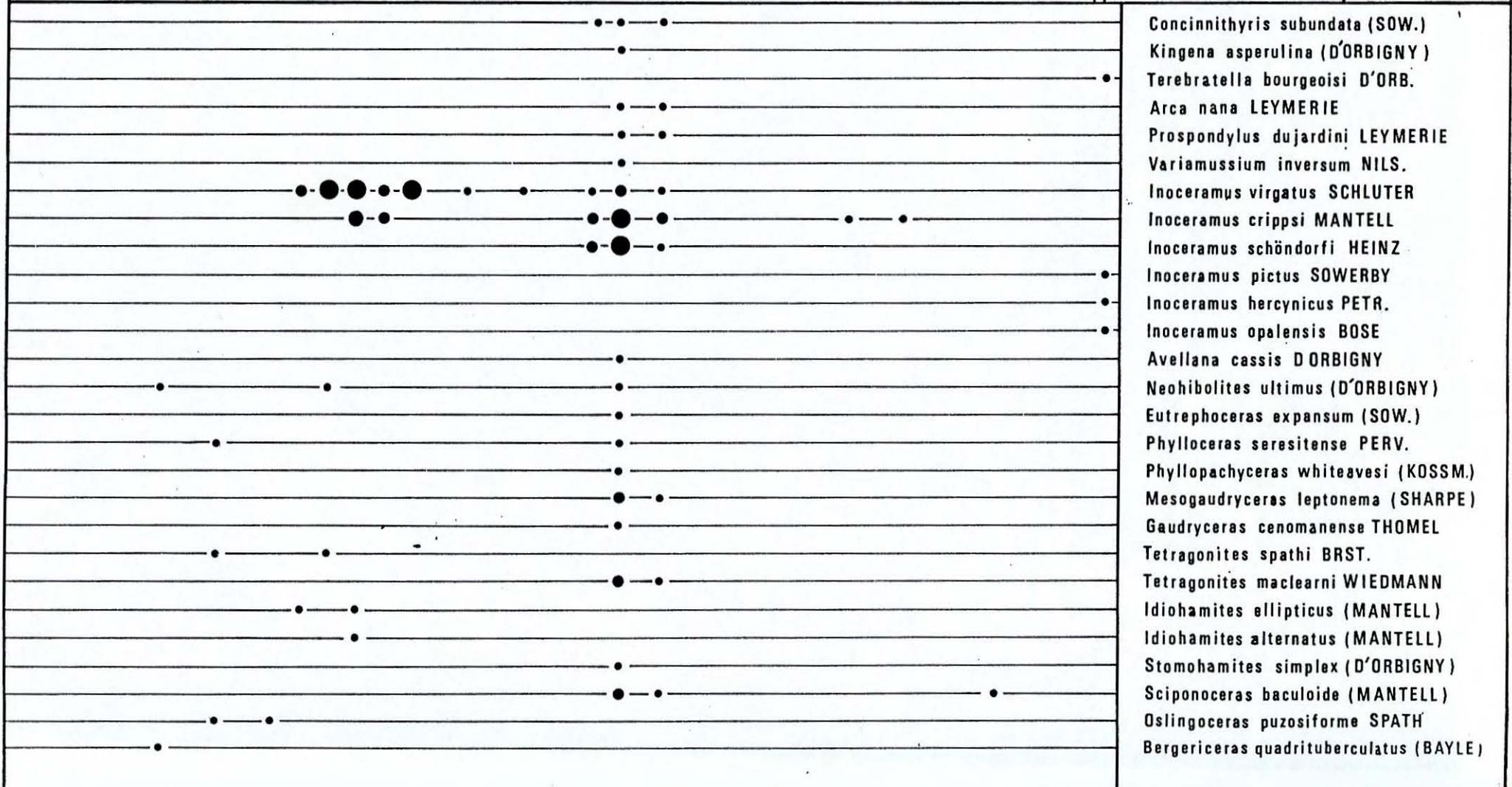
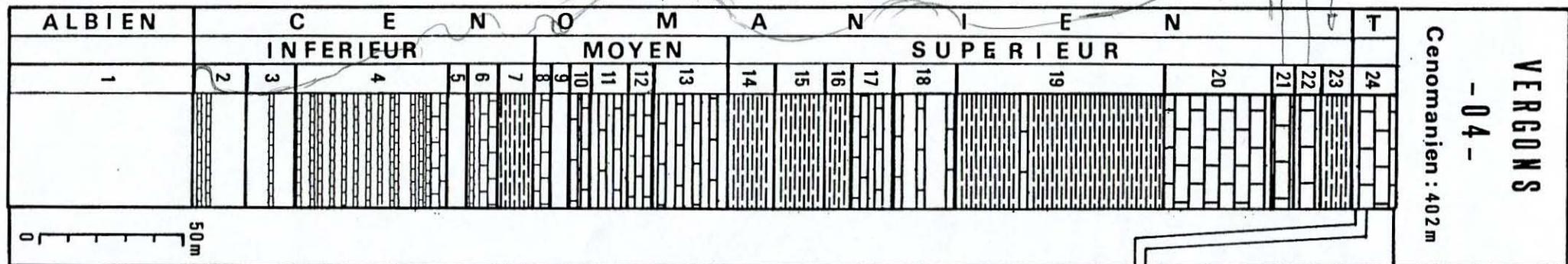
Plus importante encore est la mise en évidence, tout à fait au sommet du Cénomanién, d'un lot de *Vascoceras* : *V. gamai* Choffat, *V. costatum* (Barber), *Paravascoceras obessum* (Taubenhaus), associés à *Nigericeras jacqueti* Schneegans.

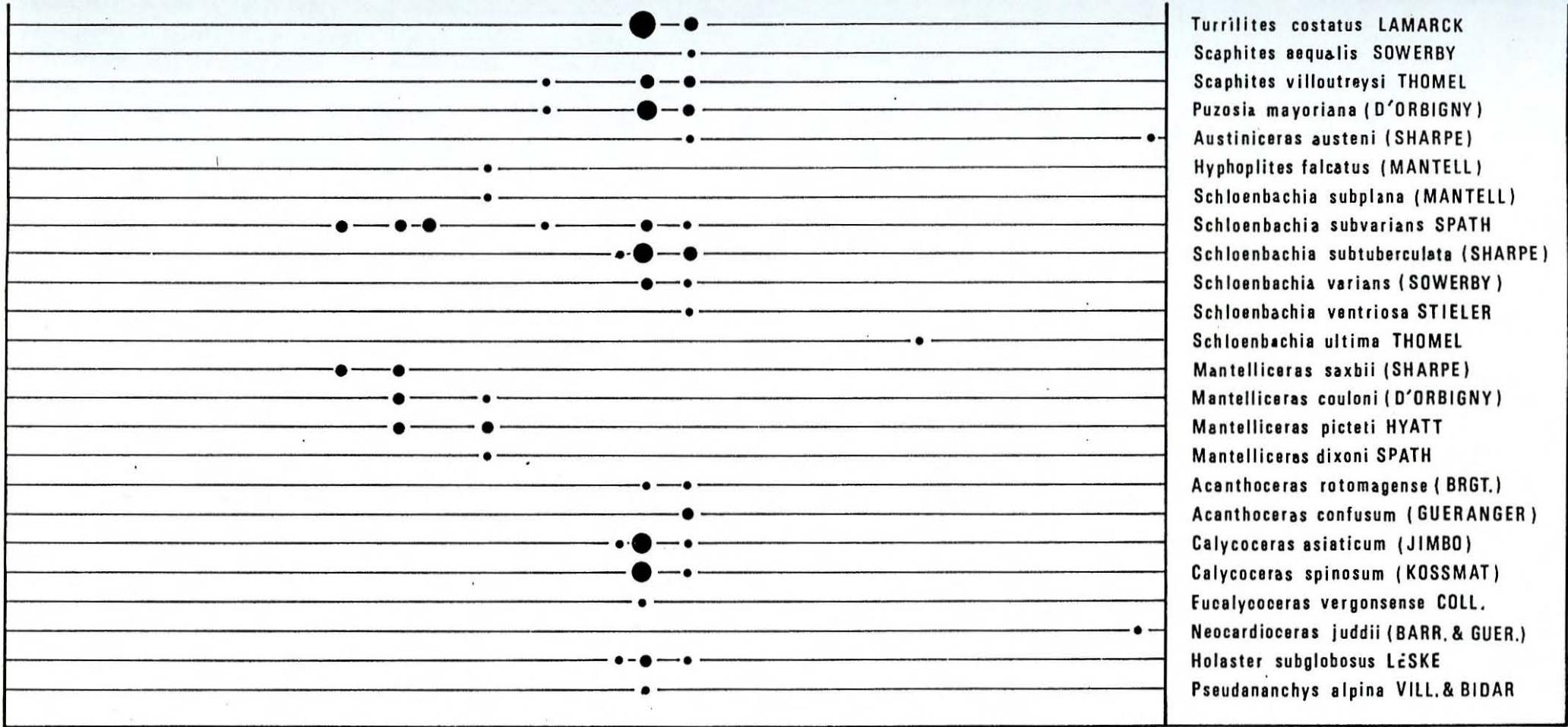
La présence du genre *Watinoceras*, marquant la base du Turonien, accroît encore l'intérêt de la coupe.

Au-dessus, dans le Turonien inférieur franc, la présence de deux populations successives de *Morrowites* permet de suivre la différenciation des véritables *Mammites*, qui se produit au-dessus. De plus, une riche population - en individus de grande taille - du groupe de *Fagesia catinus* (Mantell), associée à un riche ensemble de *Choffaticeras*, la plupart nouveaux pour le sud-est de la France, constitue un élément d'intérêt supplémentaire. Les autres taxons : *Neoptychites*, *Paramammites*, *Metasigaloceras*, sont plus rares mais très caractéristiques du niveau.

Enfin, au sommet de la coupe, le genre *Thomasites*, déjà rencontré en basse-Provence occidentale, est nouveau pour les chaînes subalpines méridionales.

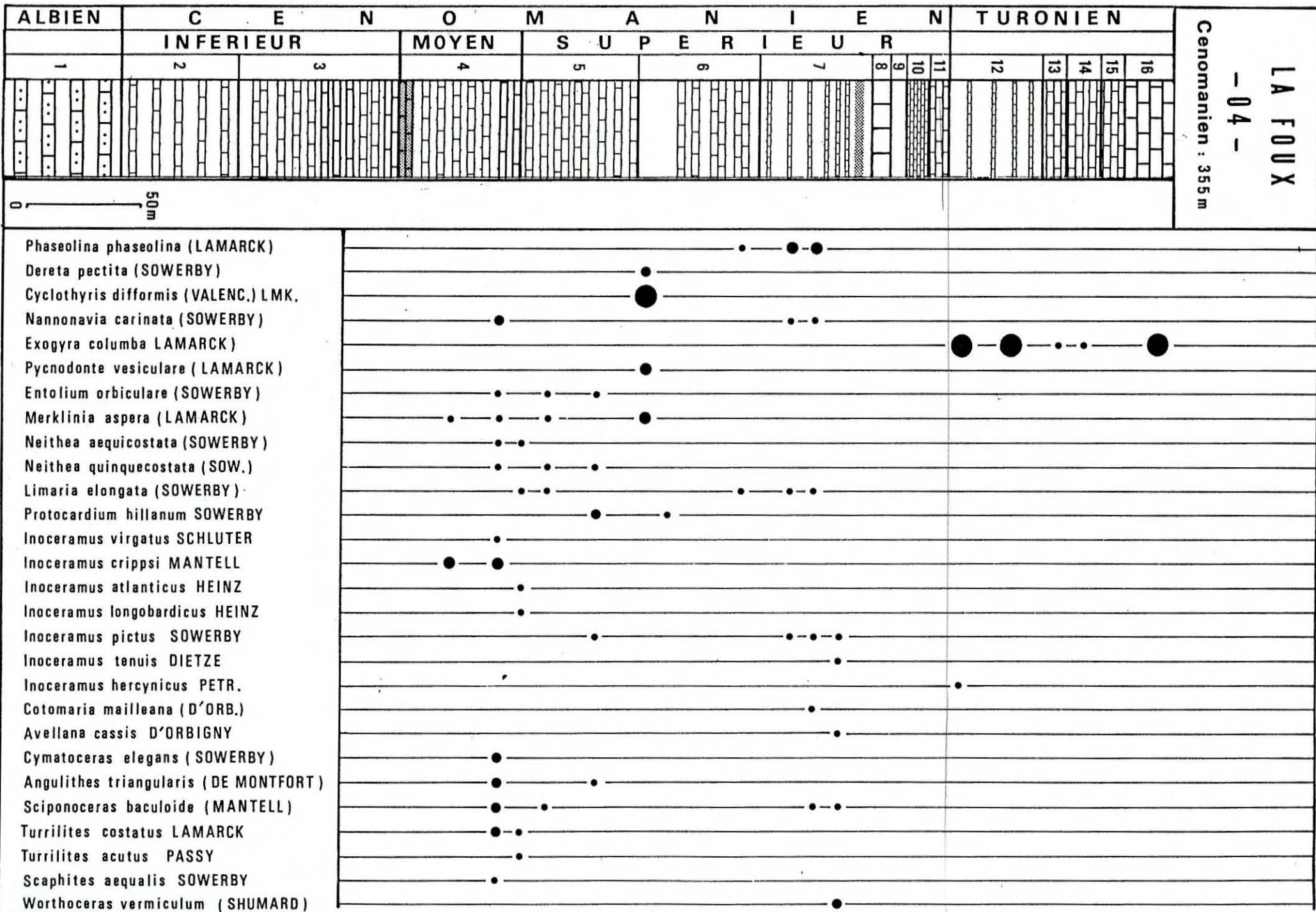
La succession de la vallée des Lattes-La Foux apparaît donc indiscutablement comme la plus remarquable du sud-est de la France au point de vue du passage Cénomano-turonien.



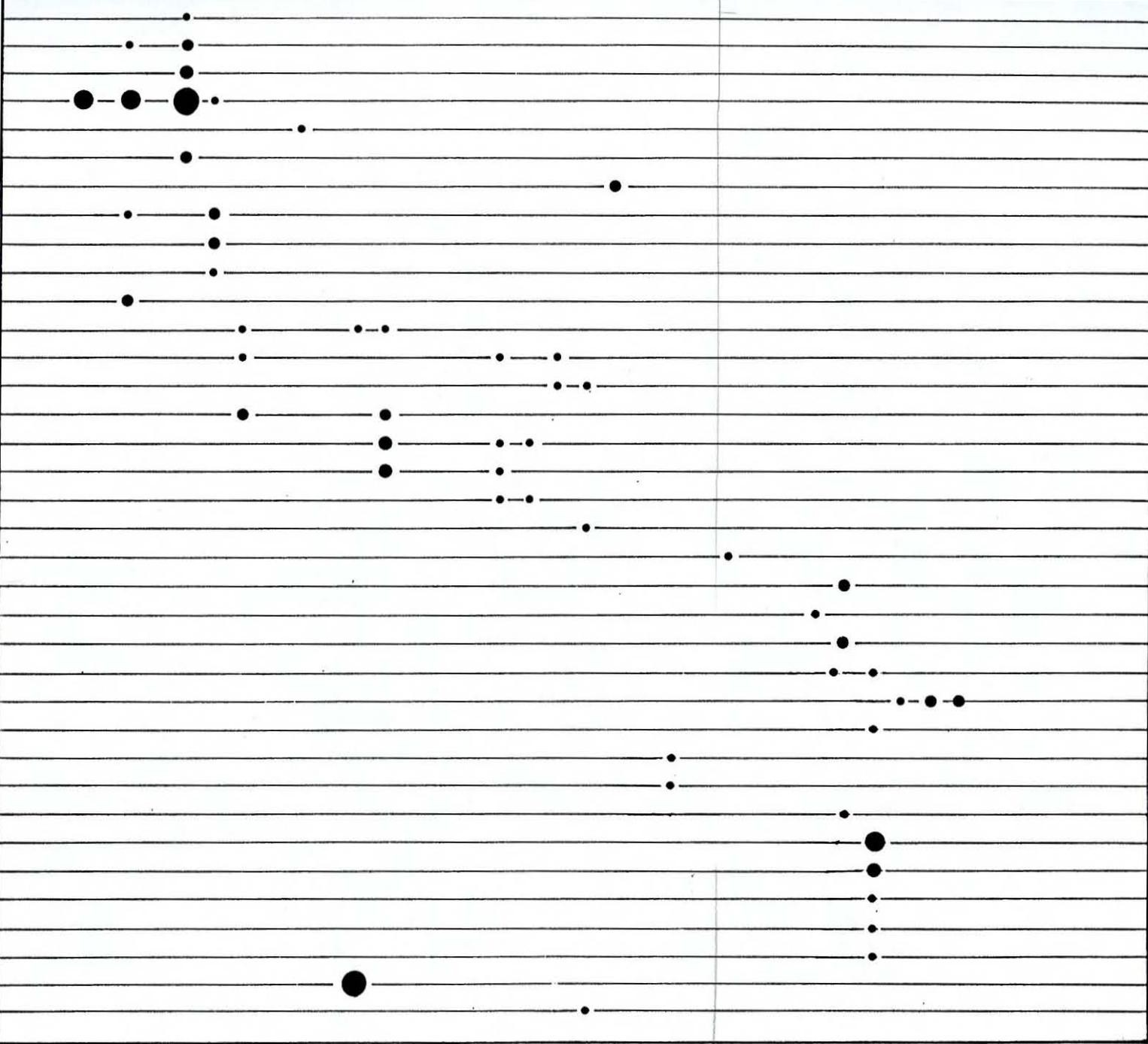


- Turrilites costatus LAMARCK
- Scaphites aequalis SOWERBY
- Scaphites villoutreysi THOMEL
- Puzosia mayoriana (D'ORBIGNY)
- Austiniceras austeni (SHARPE)
- Hyphoplites falcatus (MANTELL)
- Schloenbachia subplana (MANTELL)
- Schloenbachia subvarians SPATH
- Schloenbachia subtuberculata (SHARPE)
- Schloenbachia varians (SOWERBY)
- Schloenbachia ventriosa STIELER
- Schloenbachia ultima THOMEL
- Mantelliceras saxbii (SHARPE)
- Mantelliceras couloni (D'ORBIGNY)
- Mantelliceras picteti HYATT
- Mantelliceras dixonii SPATH
- Acanthoceras rotomagense (BRGT.)
- Acanthoceras confusum (GUERANGER)
- Calycoceras asiaticum (JIMBO)
- Calycoceras spinosum (KOSSMAT)
- Eucalycoceras vergonsense COLL.
- Neocardioceras juddii (BARR. & GUER.)
- Holaster subglobosus LESKE
- Pseudananchys alpina VILL. & BIDAR

Fig. 2.1



- Forbesiceras largimertianum (D'ORB.)
- Schloenbachia subvarians SPATH
- Schloenbachia subtuberculata (SHARPE)
- Schloenbachia varians (SOWERBY)
- Acanthoceras rotomagense (BRGT.)
- Acanthoceras confusum (GUERAN.)
- Cunningtoniceras cunningtoni (SHARPE)
- Euomphaloceras septemseriatum (CRAGIN)
- Calycoceras gentoni (BRGT.)
- Calycoceras choffati (KOSSMAT)
- Calycoceras sarthacense (GUERANGER)
- Calycoceras picteti WRIGHT & KENNEDY
- Calycoceras guerangeri SPATH
- Calycoceras hippocastanum (SOW.)
- Calycoceras naviculare (MANTELL)
- Eucalycoceras pentagonum (J.-B. & H.)
- Pseudocalycoceras gr. harpax (STOL.)
- Pseudocalycoceras lattense (THOMEL)
- Thomelites sornayi (THOMEL)
- Metoicoceras geslinianum (D'ORB.)
- Watinoceras devonense WRIGHT & KENN.
- Spathites reveliereanus (COURTILLER)
- Morrowites subdepressus (COBBAN & H.)
- Morrowites michelobensis (LAUBE & BR.)
- Paramammites polymorphus (PERV.)
- Mammites nodosoides (SCHLUTER)
- Metasigaloceras rusticum (SOW.)
- Vascoceras gamai CHOFFAT
- Vascoceras costatum (BARBER)
- Vascoceras kossmati CHOFFAT
- Fagesia catinus (MANTELL)
- Fagesia pachydiscoides SPATH
- Choffaticeras luciae PERVINQUIERE
- Choffaticeras pavillieri PERV.
- Choffaticeras sinaïticum DOUV.
- Cidaris hirudo SORIGNET
- Discoidea minima DESOR



3. - LES ASSOCIATIONS DE FORAMINIFERES DU PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN A VERGONS

Danièle GROSHENY et Guy TRONCHETTI

Résumé : L'analyse des foraminifères de la coupe de Vergons (S.E. France) au passage Cénomanién-Turonien montre la présence d'une trentaine de taxons pour les foraminifères planctoniques et de 67 taxons pour les benthiques. D'une façon générale, après une période d'oxygénation normale des eaux dans la Zone à Cushmani, une forte hypoxie des eaux profondes du bassin se manifeste épisodiquement à la base de la Zone à Archaeocretacea (couches laminées constituant le Niveau Thomel); ces conditions alternent avec des périodes de moindre sous-oxygénation (horizons bioturbés intercalés). Puis les conditions redeviennent progressivement proches de celles observées dans la Zone à Cushmani, exception faite de quelques brèves périodes de forte hypoxie s'observant vers la base de la Zone à Helvetica .

ASSEMBLAGES OF FORAMINIFERA AT THE CENOMANIAN-TURONIAN BOUNDARY AT VERGONS (SE FRANCE)

Abstract : The whole foraminiferal assemblages observed in the Cenomanian-Turonian sediments at Vergons (SE France) consist in approximately 30 planktonic taxa and 67 benthonic taxa. After a period of deep-water oxic conditions (i.e., the Cushmani Zone), the sediments of Thomel stratigraphic level (i.e., the beginning of the Archaeocretacea Zone) were deposited under periodic anoxic to hypoxic deep-water conditions (black shales horizons) or suboxic conditions (bioturbated sediments). The end of the Archaeocretacea Zone and the beginning of the Helvetica Zone, showed a progressive come-back of the deep-water oxygen content to similar conditions as during the Cushmani Zone (except during some sporadic hypoxic events).

La coupe de Vergons, située dans le domaine subalpin méridional, présente une série cénomano-turonienne bien développée. L'analyse des assemblages de foraminifères benthiques et planctoniques a été réalisée à partir de 250 échantillons pour 55 mètres de coupe. Sur la figure de répartition des foraminifères, la numérotation des bancs effectuée par J.P. Crumière a été portée en regard de notre échantillonnage (Fig. 3.1).

3.1. - LES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES

Une trentaine de taxons a été reconnue. Cependant certaines espèces ne sont pas présentées ici car leur étude est encore en cours.

Dans la Zone à Cushmani, les foraminifères planctoniques sont très abondants, diversifiés et bien conservés. Les associations sont dominées par R. cushmani qui est accompagnée par Schachoina cf. cenomana, R. greenhornensis, R. deecke, Heterohelix sp., Glogigerinelloides sp., Whiteinella baltica, W. brittonensis, W. paradubia, W. aprica, Praeglobotruncana stephani, P. gibba, P. aumalensis, Dicarinella algeriana, Hedbergella simplex et H. delrioensis. La disparition des Rotalipores n'est pas brutale ; en effet, R. deecke disparaît en premier, puis R. greenhornensis. Quant à R. cushmani, elle devient de plus en plus rare à partir de l'échantillon 23 pour finalement disparaître dans les premiers niveaux laminés et riches en matière organique ("black-shales") du Niveau Thomel.

W. archaeocretacea apparaît dans les "black-shales" ; elle est associée avec P. praehelvetica, H. hoelzli, D. hagni, D. imbricata, Marginotruncana elata. Certaines espèces sont communes avec celles de la Zone à Cushmani. Dans les premiers niveaux de la Zone à Archaeocretacea, P. gibba domine largement ; la microfaune est alors peu abondante et mal conservée. Peu à peu, les formes franchement carénées prennent le pas avec D. hagni qui devient prépondérante dans certains niveaux ; la microfaune devient très abondante et parfaitement conservée. Dans le glissement synsédimentaire, on remarquera, à nouveau, la présence de R. cushmani qui est toutefois très mal conservée.

Enfin, à partir de l'échantillon 152, apparaît H. cf. helvetica. Il est cependant important de souligner que, même dans les niveaux sus-jacents non présentés ici, H. helvetica n'a pas, à ce jour, été reconnue. Les assemblages sont encore assez bien diversifiés dans l'ensemble. Des niveaux sont dominés par des formes très gobuleuses (Whiteinella), d'autres au contraire par des formes carénées.

3.2. - LES FORAMINIFERES BENTHIQUES.

Au total 67 taxons ont été analysés (Tronchetti & Grosheny, 1991) ; ils appartiennent aux sous-ordres des Textulariina et des Rotaliina (classification de Loeblich & Tappan 1964, 1988). Seuls les principaux taxons sont présentés ici. L'analyse qualitative et quantitative des assemblages a été effectuée selon le découpage stratigraphique suivant : Zone à Cushmani (jusqu'à l'échantillon 49), Zone à Archaeocretacea (de 50 à 149), Zone à Helvetica (depuis 150).

Globalement, il ressort de ces analyses que les représentants du sous-ordre des Textulariina ne sont jamais dominants (20 % au maximum) et que les Rotaliina (jusqu'à 98 %) sont caractérisés par la présence constante et dominante des Nodosariidae, Gavelinellidae, Turrilinidae.

3.2.1. - Zone à Cushmani

Au niveau des familles, les associations sont bien diversifiées (Rotaliina : 82 % ; Textulariina : 18 % ; Tronchetti et Grosheny, 1991, Fig. 3).

Les Nodosariidae dominant (34 %) et sont les plus diversifiés au niveau générique (11 genres) avec différents types morphologiques ; on observe des formes à test sériés tels que Dentalina (15%), Nodosaria, Marginulina et des taxons à test planispiralé comme Lenticulina.

Les Gavelinellidae sont également abondants (28 %) mais nettement moins diversifiés (3 genres). De même les Turrilinidae sont assez abondants (11 %) mais représentés par un seul genre (Praebulimina).

Parmi les Textulariina, les Verneuilinidae dominant (11 %) ; ils sont bien diversifiés (6 genres).

3.2.2. - Zone à Archaeocretacea

La partie inférieure de la zone, située sous des niveaux affectés par un glissement synsédimentaire, est constituée par les alternances de laminites noires et de niveaux non laminés (échantillons 46 à 54) du Niveau Thomel (Crumière 1989). Elle est caractérisée dans son ensemble par une association encore assez diversifiée. Toutefois, certains horizons se sont révélés totalement dépourvus de foraminifères benthiques, alors que d'autres présentent des associations relativement diversifiées. Ces dernières sont caractérisées par une légère augmentation des pourcentages de Textulariina (20 %). Les Rotaliina sont toujours fortement dominants (80 %) mais les Nodosariidae (25 %) diminuent au profit des Gavelinellidae (35 %).

Dans les horizons affectés par le glissement synsédimentaire, les foraminifères benthiques sont très rares et représentés par un petit nombre d'individus. Dans le meilleur des cas, ils n'atteignent jamais plus de 5 % de la totalité du résidu organique qui est essentiellement constitué d'organismes planctoniques (foraminifères, radiolaires et calcisphaerulidae)

Les niveaux laminés noirs sus-jacent livrent des associations de foraminifères benthiques fortement dominés par les Rotaliina (98 %). La diversité chute très nettement au niveau des familles.

Enfin, la partie médiane et supérieure de la Zone à Archaeocretacea est constituée essentiellement de niveaux carbonatés dans lesquels la composition des assemblages de foraminifères benthiques est très voisine de celle observée dans la Zone à Cushmani. Une nouvelle diversification des familles s'observe. Les associations sont surtout représentées par les Rotaliina (93, 5 %) avec des Nodosariidae (32 %), Gavelinellidae (22 %), Turrilinidae (25 %) et Pleurostomellidae (5 %). Les Textulariina (6,5 %), comme dans la Zone à R. cushmani, sont caractérisés par les Verneuilinidae (5 %).

3.2.3. - Zone à Helvetica

La série est essentiellement carbonatée et la chute relative de la diversité est peut-être artificielle et liée aux difficultés rencontrées pour obtenir des microfaunes dégagées. Les Rotaliina sont toujours dominants (94 %) et les pourcentages de Gavelinellidae augmentent légèrement (39 %) par rapport aux Nodosariidae (28 %) et aux Turrilinidae (18 %).

Le cadre biostratigraphique utilisé dans ce travail est celui défini par Crumière (1989) à partir de l'étude des assemblages de foraminifères planctoniques. La répartition stratigraphique des foraminifères benthiques est la suivante :

* un premier ensemble d'espèces présente une large répartition, depuis la Zone à Cushmani jusqu'à la Zone à Helvetica. Parmi celles-ci, certaines formes ont une distribution encore plus large puisqu'elles sont connues dès le Crétacé inférieur (Moullade 1966 ; Magniez-Jannin 1975 ; Tronchetti 1981);

* un deuxième ensemble de taxons présente une répartition qui ne dépasse pas la Zone à Cushmani. Pour la plupart, il s'agit là encore d'espèces évoluant depuis le Crétacé inférieur. Dans les niveaux affectés de slumping et situés à la partie inférieure de la Zone à Archaeocretacea, la microfaune benthique, très rare, est représentée par des espèces déjà présentes dans les niveaux sous-jacents;

* dans la Zone à Helvetica, nous n'avons pas décelé d'apparition significative.

Dans la Zone à Cushmani, la forte diversité spécifique, la taille normale des individus et l'existence de tests de formes très diverses indiquent des biotopes évolués et des conditions d'oxygénation normales au niveau du fond.

Dans les premiers niveaux laminés noirs de la Zone à Archaeocretacea, ces conditions se modifient et l'on observe l'alternance d'horizons totalement dépourvus de foraminifères benthiques et d'horizons où ceux-ci présentent une faible diversité spécifique avec souvent des individus de petite taille. Ces faits peuvent être interprétés comme des réponses aux variations du taux d'oxygénation ; les niveaux dépourvus de microfaune benthique (en fait, il y a absence totale du cortège biologique macro- et microbenthique) peuvent indiquer des conditions anoxiques ou fortement hypoxiques passagères, alternant avec des épisodes de moindre hypoxie durant lesquels le microbenthos appauvri pouvait coloniser les substrats. Durant ces périodes de moindre déficit en oxygène, les espèces observées correspondent presque toutes à des taxons relevés dans la Zone à Cushmani. On peut donc penser qu'ils représentent ici, des espèces opportunistes capables de résister à ces nouvelles conditions (Jarvis *et al.* 1988 ; Koutsoukos *et al.* 1990).

Parmi ces formes, les Lenticulines sont les mieux représentées; cette constatation est en accord avec les observations effectuées dans les horizons peu oxygénés du Turonien d'Israël par Honigstein *et al.* (1989).

Dans les derniers niveaux de ce premier ensemble laminé et dans les niveaux laminés noirs superposés au glissement synsédimentaire, la diversité spécifique assez faible et l'abondance de certains taxons (*Lenticulina rotulata*, *L.* cf. *L. gaultina*, *L.* cf. *L. secans*, *Lingulogavelinella aumalensis*, *L. turonica*, *Gavelinella berthelini*, *Praebulimina elata*, *Tappanina* sp.) semblent refléter encore une certaine hypoxie (Koutsoukos *et al.* 1990). Toutefois, la relative diversification des assemblages peut traduire des conditions moins difficiles que précédemment avec un retour progressif à des conditions normales d'oxygénation.

Dans les niveaux laminés noirs superposés au glissement synsédimentaire, il faut souligner l'abondance particulière (38 %) du genre *Praebulimina* (super-famille des Buliminacea, caractérisée par la présence de structures internes de type "tooth-plate", "canal interne"). D'autres représentants des Buliminacea (*Bolivina*, *Uvigerina*, *Neobulimina*) sont fréquemment cités dans les milieux hypoxiques ou riches en matière organique (Phleger & Soutar 1973 ; Lohmann 1978 ; Streeter & Shackleton 1979 ; Guérin, 1981 ; Borsetti *et al.* 1986 ; Van der Zwaan *et al.* 1986). Ces faits sont à rapprocher de l'hypothèse formulée par Verhallen (1986) qui indique que la présence

d'un canal interne (Bulimina, par exemple) peut permettre une meilleure distribution de l'oxygène dissous à l'intérieur du cytoplasme et, par suite, faciliter l'existence de telles formes dans des biotopes sous-oxygénés. L'abondance de Praeulimina pourrait peut-être s'expliquer à la lumière de cette hypothèse.

Dans les petits horizons noirs et laminés de la partie supérieure de la Zone à Archaeocretacea et de la Zone à Helvetica, on note l'absence de microfaune benthique. Ces faits paraissent traduire l'établissement passager de conditions de forte sous-oxygénation. La relative diminution de la diversité spécifique observée dans cette partie de la coupe est peut-être en rapport avec les disparitions totales de foraminifères benthiques notées dans les horizons noirs successifs ; la recolonisation des biotopes se faisant partiellement, en étant plusieurs fois interrompue avant d'avoir atteint son optimum.

3.3. - CONCLUSION

L'étude des foraminifères au passage Cénomaniens-Turonien sur la coupe de Vergons, apporte des informations intéressantes qui seront à intégrer dans un travail pluridisciplinaire en cours de réalisation.

Sur le plan paléontologique, les espèces benthiques des milieux profonds sont représentées par 67 taxons appartenant aux sous-ordres des Rotaliina et des Textulariina ; les planctoniques, par une trentaine d'espèces. Pour les benthiques, parmi les espèces observées, un grand nombre est déjà connu dans des niveaux plus anciens (Albien, Vraconien, Cénomaniens inférieurs) ; leur présence au Cénomaniens-Turonien permet d'envisager des possibilités d'analyses paléontologiques détaillées afin de préciser les phénomènes évolutifs de spéciation. La comparaison avec les résultats des études biostratigraphiques réalisées dans les régions voisines, devrait permettre la mise en évidence de quelques marqueurs intéressants dans les milieux profonds du Cénomaniens-Turonien.

L'étude des microfaunes apporte également des informations sur la reconstitution des paléoenvironnements. Les biotopes sont représentés par des substrats vaseux situés sur le talus continental et des phénomènes de remaniements par glissements en masse sont mis en évidence dans la Zone à Archaeocretacea.

A la base de celle-ci, de brèves périodes d'anoxie ou de forte hypoxie sont décelées (absence totale de microbenthos) ; elles alternent avec des périodes durant lesquelles le déficit en oxygène dissous devait être moins important : relative diversité spécifique, présence d'espèces opportunistes.

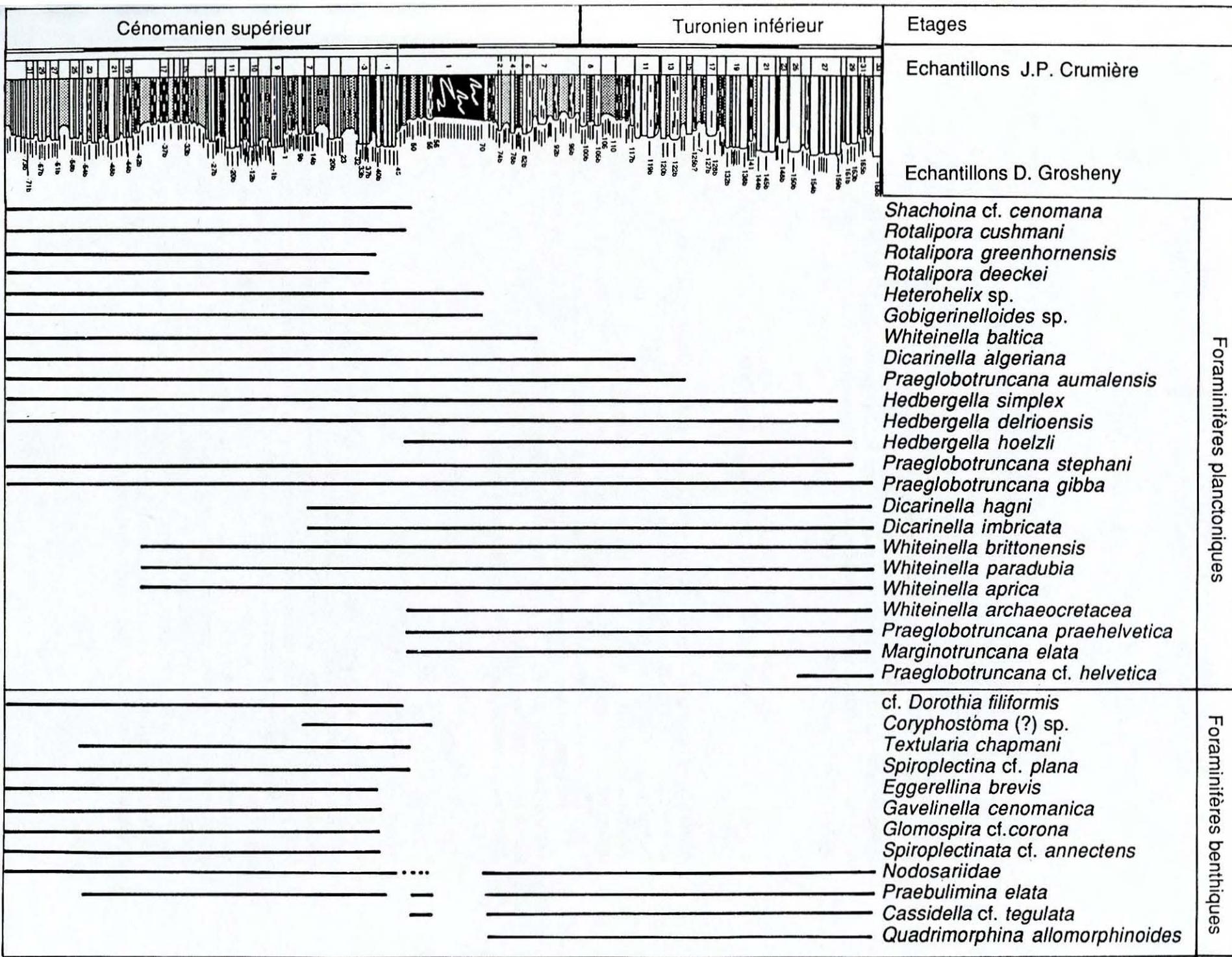
L'évolution dans le temps des assemblages de foraminifères souligne l'existence de périodes de sous-oxygénation importante à la base de la Zone à Archaeocretacea, le retour à des conditions normales se faisant progressivement. De courtes périodes de forte hypoxie semblent encore se manifester au sommet de la Zone à Archaeocretacea et dans la Zone à Helvetica.

LEGENDE DE LA FIGURE :

Fig. 3.1. - Répartition des foraminifères planctoniques et benthiques autour du passage Cénomaniens-Turonien, dans les sédiments hémipélagiques de Vergons (Bassin Vocontien, SE France).

Fig. 3.1. - Planktonic and benthonic foraminifera in the Cenomanian-Turonian hemipelagic sediments of the Vocontian Basin (Vergons section, SE France).

Fig. 3.1



4. - LES ASSOCIATIONS DE SPORES ET DE POLLENS AU PASSAGE CENOMANIEN- TURONIEN A VERGONS

Henriette MEON

Résumé : Les sédiments hémipélagiques de Vergons, datés du Cénomaniens supérieur au Turonien inférieur, ont fourni des assemblages palynologiques assez riches et variés. Les proportions d'organismes marins varient entre 0 et 90% du total de ces assemblages : les plus fortes proportions s'observent à la base de la coupe (échantillons CN), puis elles diminuent brutalement dans les horizons laminés riches en matière organique constituant le Niveau Thomel (échantillons BS). D'après les maximums de taxons tels que *Araucariacites australis*, *Taxodiaceapollenites hiatus*, *Classopollis* et les minima du groupe des Normapolles, il est possible de supposer qu'un refroidissement et qu'un assèchement relatifs du climat eurent lieu pendant l'épisode du Niveau Thomel. Cet épisode correspondrait alors à une période de bas niveau marin relatif. Enfin, il n'est pas encore possible de préciser la position de la limite entre le Cénomaniens et le Turonien.

SPOROPOLLINIC ASSOCIATIONS AT THE CENOMANIAN- TURONIAN BOUNDARY AT VERGONS

Abstract : The palynological study of the Cenomanian-Turonian hemipelagic sediments at Vergons (Vocontian Basin, SE France) has shown various and rich palynological assemblages. The marine fraction ranged between 0 and 90%, and the highest values are observed in the CN-samples. In the BS-samples a strong decrease of these proportions is observed in the first laminated and organic-rich horizons of the Thomel stratigraphic level. The composition and the distribution of the terrestrial microflora allows to propose : a cooler and dryer climate during the deposit of black-shales (i.e., maxima of *Araucariacites australis*, *Taxodiaceapollenites hiatus*, *Classopollis*, and minima of the whole Normapolles group), together with a relative fall in sea-level. It is not yet possible to determine the position of the Cenomanian-Turonian boundary.

4.1. - INTRODUCTION

La coupe analysée à Vergons du point de vue palynologique a fourni un ensemble de micro-organismes assez riche et varié. La microflore d'origine continentale est souvent abondante. Dans quelques échantillons elle représente la totalité du résidu, de plus, elle n'est jamais totalement absente. Les micro-organismes d'origine marine varient de 0 à 90 %. Ils comprennent essentiellement des kystes de Dinoflagellés (cf. chapitre 5, ce volume) et des "microforaminifères" ou *Scytinacias* (cf. chapitre 6, ce volume). Le fait qui frappe immédiatement lorsque l'on examine le diagramme (fig. 4.1.) est le brusque changement de proportions marin/continental entre les niveaux CN1 et BS1. Les éléments d'origine marine sont dominants dans les échantillons CN. Ils deviennent brutalement plus rares entre BS1 et BS24 (un maximum momentané est cependant à noter en BS12). Au-dessus, s'amorce une augmentation des organismes marins, qui n'atteignent cependant pas les quantités du bas de la coupe.

4.2. - LA MICROFLORE CONTINENTALE

La microflore continentale (Méon *et al.*, à paraître) est la plupart du temps dominée par des grains de pollen disaccates (Conifères). Ceux-ci sont souvent mal conservés et nous ne les avons pas déterminés plus précisément. A part ces disaccates, nous avons pu individualiser 88 taxons (liste en annexe) dont la répartition des plus importants est représentée dans les figures 4.2. et 4.3.

Les spores sont les plus abondantes dans la partie inférieure de la coupe (échantillons CN), en dessous des horizons de "black shales" du Niveau Thomel. Elles comprennent essentiellement des formes affines des Schizeaceae, des Cyatheaceae et des Lycopodiales.

Parmi les Gymnospermes, autres que disaccates, nous avons pu trouver *Araucariacites australis* (cf. Araucariaceae), *Taxodiaceapollenites hiatus* (cf. Taxodiaceae) et *Classopollis cf. obidosensis* (cf. Cheirolepidiaceae). Ces trois taxons figurent toujours en faible quantité et montrent leur plus forte présence à proximité des black-shales.

Un groupe important est constitué par les Normapolles. Ce groupe paraît varier la plupart du temps de façon inverse par rapport au groupe des disaccates. On peut noter qu'il atteint des taux minimum dans les niveaux compris entre CN3 et BS11.

L'ensemble des Angiospermes à grain de pollen tricolpé a été regroupé. Un certain nombre de ceux-ci est resté indéterminé en raison de la mauvaise conservation. Ce groupe n'apparaît toutefois pas très varié du point de vue systématique (*Psilatricolpites* sp. et *Retitricolpites amplifissus*). Il est le plus abondant entre les niveaux BS5 et BS19 mais, excepté quelques maxima (notamment 45,5% en BS15B et 35,5% en BS19), n'atteint pas de grandes quantités (le plus souvent < 5%).

Si l'on examine la répartition des espèces les plus fréquemment représentées (figs. 4.2. et 4.3.), on remarque que la majorité de celles-ci apparaît avant le dépôt des black-shales (échantillons CN). Le dernier taxon apparaît en BS12 (*Dictyophillites* sp.). Il ne semble pas que l'on puisse vraiment mettre en évidence des variations dans le taux de disparition des espèces.

4.3. - INTERPRETATION

La présence des micro-organismes dans un niveau dépend de plusieurs facteurs. Nous sommes toujours en milieu marin, tous les éléments de la microflore continentale sont donc allochtones et leur présence est soumise alors aux aléas de la sédimentation : certains groupes sporopolliniques seront représentés dans le site étudié selon leur flottabilité dans l'eau ou dans l'air (vraisemblablement surtout dans l'eau vu leur assez mauvais état de conservation). Les spores sont généralement considérées comme ayant une faible flottabilité alors que les disaccates auraient une forte flottabilité. Ceci expliquerait peut-être que les disaccates sont toujours abondants tout au long de la coupe. Cependant dans les échantillons CN les spores représentent de forts pourcentages dans les assemblages, alors que le site de dépôt est relativement éloigné du continent (Massif corso-sarde situé à plus de 100 kilomètres au Sud). On peut penser qu'une telle distance, entre le lieu de production et le lieu de dépôt (même si elle a pu varier de quelques kilomètres suivant les variations eustatiques), ne devait pas avoir beaucoup de conséquences sur le flux de particules sporopolliniques. Ainsi la répartition de la microflore continentale pourrait être ici une fonction simple, mais fidèle, de l'évolution de la végétation terrestre: c'est du moins l'hypothèse que nous retenons à ce stade d'avancement de l'étude.

Les maxima spécifiques de *A. australis*, de *T. hiatus* et de *Classopollis* s'observent dans les niveaux de "black-shales", où ils sont plus ou moins concomitants entre eux, et où ils correspondent aux minima de Normapolles. Ce sont également les niveaux de "black-shales" qui contiennent les plus fortes proportions du groupe des tricolpés.

Les Normapolles, qui sont des grains de pollen de plantes aujourd'hui disparues, sont souvent considérés comme correspondant à des plantes associées aux mangroves (Azéma *et al.*, 1990); ils sont donc l'indice d'un climat tropical. Les *Classopollis* sont souvent attribués à une végétation halophytique de type similaire, colonisant les marais maritimes, et également à une végétation de climat sec. *Araucariacites australis* est attribué à la famille des Araucariaceae. Un climat plus frais et plus sec favorise actuellement le développement d'*Araucaria*.

L'ensemble de ces données permet de penser que les dépôts laminés riches en matière organique du Niveau Thomel auraient enregistré un refroidissement et un assèchement relatifs du climat durant la zone à Archaeocretacea. Si l'on admet que les niveaux de "black-shales", marqués par des pourcentages toujours faibles de dinoflagellés, correspondent à une baisse du niveau marin, celle-ci serait donc liée à une détérioration du climat.

Dans l'état actuel de nos études, il n'est pas possible de situer avec plus de précision la position de la limite Cénomanién-Turonien. L'évolution des différents taxons n'est pas simple et ne se corrèle pas toujours avec ce qui a déjà été illustré. De plus, le mauvais état de conservation d'un grand nombre de ces formes ne facilite en rien les interprétations. Notamment, parmi les Normapolles, la détermination des *Atlantopollis* manque souvent de précision. De même nous n'avons pas pu déterminer les Conifères de type disaccate et il reste un grand nombre de formes indéterminées parmi les tricolpés.

ANNEXE : Liste des taxons rencontrés (Méon *et al.* , à paraître)

Spores

- Appendicisporites cf. baonicus* (Deak) Srivastava 1975
 " *erdtmannii* Pocock 1964 in Van Ameron 1965
 " *cf. matesovai* (Bolkhovitina) Norris 1967
 " *cf. macalisteri* Pocock 1965
 " *stylosus* (Thiergart) Deak 1963
 " *tricornitatus* Weyland et Griefeld 1953
 " *trichacantus trichacantus* (Malyavkina) Pocock 1964
 " *tricuspidatus* Weyland et Griefeld 1953
 " sp A
 " sp B
 " sp C
- Biretisporites* sp.
Camarazonosporites cf. dakotaensis Agasie 1969
 " *hammenii* Van Ameron 1965
- Cicatricosisporites hallei* Delcourt et Sprumont 1955
 " *neumanii* Boltenhagen 1976
 " *cf. ornatus* Srivastava 1972
 " *venustus* Deak 1963
 " sp. 1
 " sp. 2
 " sp.3
 " sp.4
- Cicatricosporites pseudodorogensis* (Potonié) Thomson et Pflug 1953
 " sp.
- Concavisporites cf. juriensis* Balme 1957
Concavissimisporites cf. globosus Paden Phillips et Felix 1971
Corrugatisporites toratus Weyland et Griefeld 1953
Costatoperforosporites cf. fistulosus Deak 1962
- Groupe *Cyathidites-Deltoidospora*
 (Delcourt et Sprumont 1955) Delcourt, Dettmann et Hughes 1963
- Dictyophyllites* sp.
Echinatisporis sp.
Foveosporites sp.
Foveosporites ? sp.
Gleicheniidites circinidites (Cookson 1953) Brenner 1963
 " *cf. confossus* Hedlund 1966
- Kuklisporites* sp.
Laevigatosporites haardtii (Potonié et Venitz 1934) Thomson et Pflug 1953
Lycopodiacidites cerniidites (Ross) Brenner 1964
 " sp.
Matonisporites excavatus Brenner 1963
 " *cf. phleboteroides* Couper 1958
 " sp.
Microfoveolatosporis cf. fromensis (Cookson 1957) Harris 1965
 " sp.
Microreticulatisporites crassiexinous Brenner 1963
 " sp.
- Osmundacidites ?* sp.
Patellasporites distaverrucosus (Brenner 1963) Kemp 1970
 " *tavaredensis* Groot et Groot 1962
- Pilosisporites* sp.
Polypodiaceoisporites sp.

Retitriletes anulatus Pierce 1961
" cf. *anulatus* Pierce 1961
" sp.1
" sp.2
" sp.3
Vadaszisorites pseudofoveolatus (Deak 1963) Deak et Combaz 1967
" *sacali* Deak et Combaz 1967
" *urkuticus* (Deak 1964) Deak et Combaz 1967
Verrucosisorites cf. *obscurilaesuratus* Pocock 1962

Pollens de Gymnospermes ou affines

Araucariacites australis Cookson 1947
Classopollis cf. *obidosensis* Groot et Groot 1962
Taxodiaceapollenites hiatus (Potonié 1931) Kremp 1949

Pollens incertae sedis

Monosulcites sp.1
" sp.2

Pollens d'Angiospermes

Cupanieidites sp.
Psilatricolpites sp.
Retitricolpites amplifissus Laing 1965
Striatopollis sarstedtensis Krutzsch 1959

Groupe des Normapolles

Atlantopollis choffati Diniz, Kedves et Simonscics 1974
" *microreticulatus* Krutzsch in Goczan et al. 1967
" *reticulatus* Krutzsch in Goczan et al. 1967
" *verrucosus* (Groot et Groot 1962) Krutzsch in Goczan et al. 1967
Complexiopollis christae (Van Ameron 1965) Kedves 1980
" cf. *complicatus* Goczan 1964
" cf. *praeatumescens* Krutzsch 1969
" sp. cf. *C. sp.1* in Robaszinski et al. 1982
" sp.1
" sp.2
Limaipollenites vilaflorensis Diniz, Kedves et Simonscics 1974
Trudopollis sp.
Vacuopollis cf. *orthopyramis* Pflug 1953
" sp. cf. *V. microconcaus* in Médus 1980
Vacuopollis ? sp.

LEGENDE DES FIGURES

Fig. 4.1. - Diagramme palynologique de la coupe du passage Cénomanién-Turonien à Vergons. Les échantillons sont placés de manière équidistante (se reporter à la coupe générale illustrée au chapitre 1, ce volume). La première colonne traduit la répartition totale des micro-organismes marins (--o-- dinoflagellés et acritarches; ----- scytinacias) et de la microflore continentale. Les colonnes suivantes illustrent les proportions prises par les divers groupes de spores et pollens dans la microflore continentale totale. Dans les échantillons CN7*, CN11*, CN14* et CN16* les pourcentages de la microflore continentale sont à considérer avec prudence car ils sont calculés sur des nombres de spores et pollens trop faibles (moins de 10% des micro-organismes rencontrés).

Fig. 4.1. - Distribution of the palynological assemblages at the Cenomanian-Turonian boundary at Vergons (location of the samples, see chapter 1, this volume). The first column shows the proportions of the marine micro-organisms (--o-- dinoflagellate cysts and acritarchs; ----- scytinacias) and of the terrestrial microflora in the whole assemblages. Next columns show the proportions of the different groups of spores and pollens in the global terrestrial microflora. The proportions of terrestrial microflora in samples CN7*, CN11*, CN14*, and CN16* are calculated on the basis of a very poor quantity of micro-organisms (less than 10% of the whole assemblages).

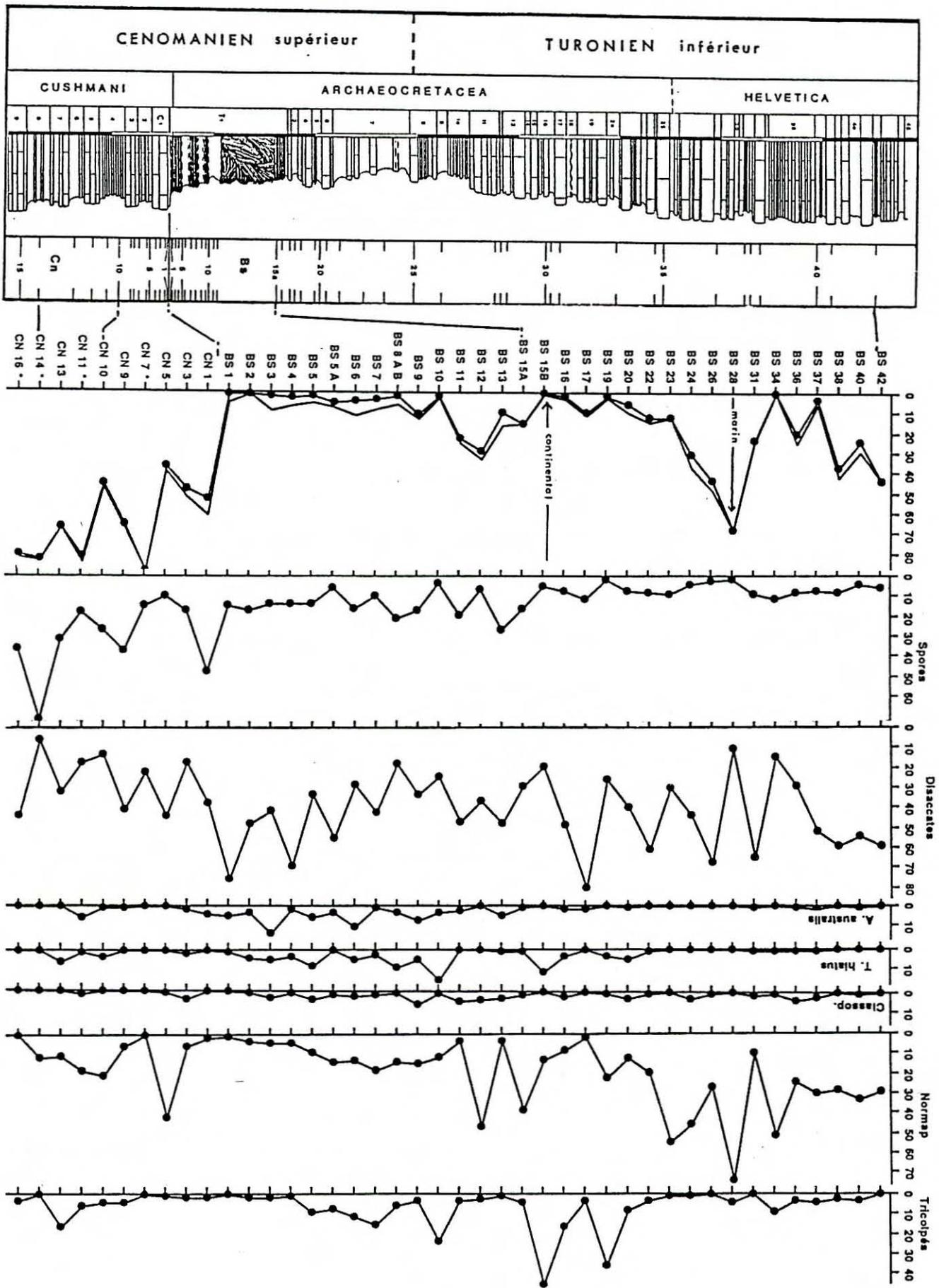
Fig. 4.2. - Distribution des taxons de spores et de pollens, classés par ordre d'apparition, autour de la limite Cénomanién-Turonien à Vergons.

Fig. 4.2. - Vertical apparition of spores and pollens at the Cenomanian-Turonian boundary at Vergons.

Fig. 4.3. - Distribution des taxons de spores et de pollens, classés par ordre de disparition, autour de la limite Cénomanién-Turonien à Vergons.

Fig. 4.3. - Vertical disparition of spores and pollens at the Cenomanian-Turonian boundary at Vergons.

Fig. 4.1



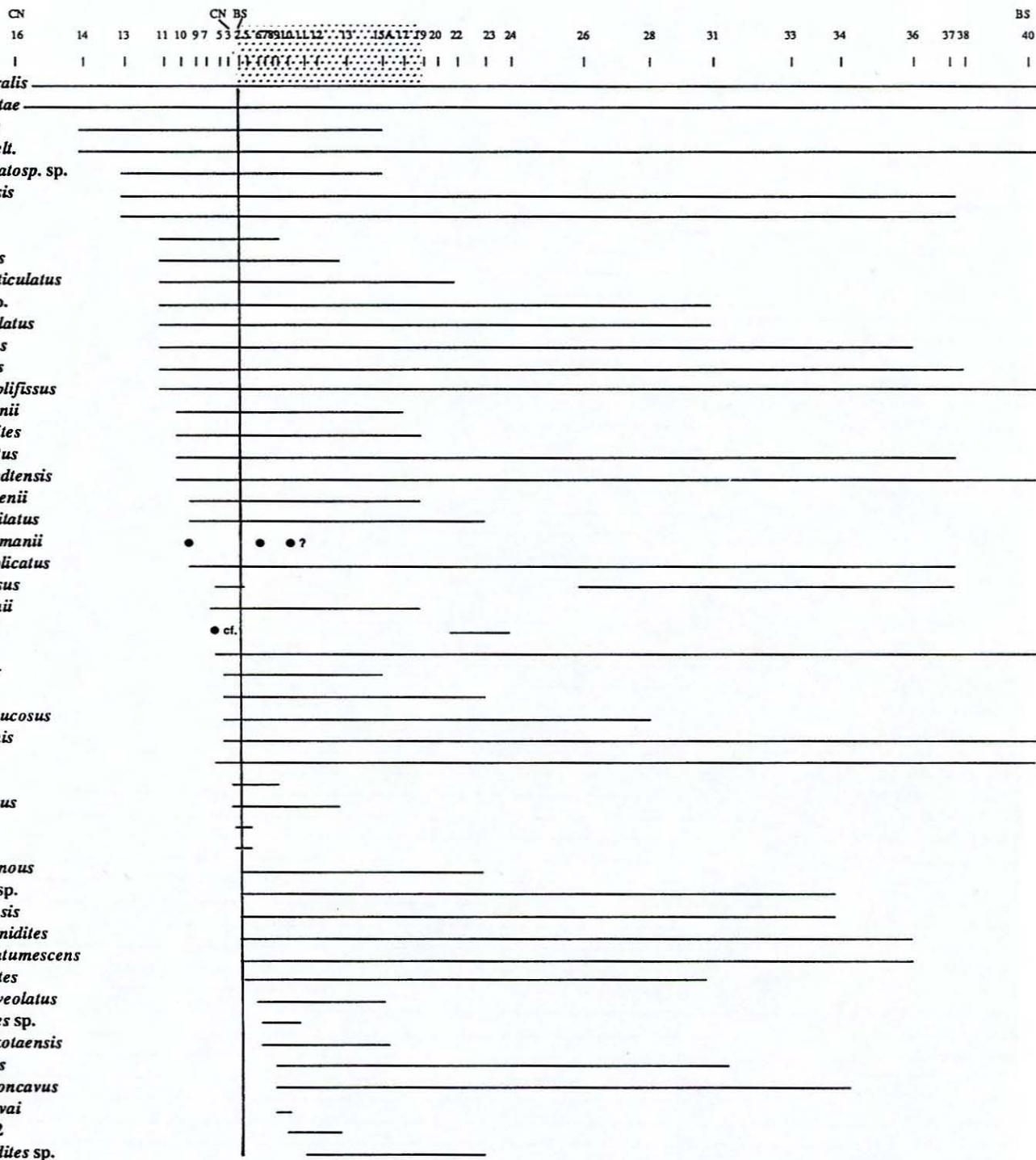


Fig. 4.2

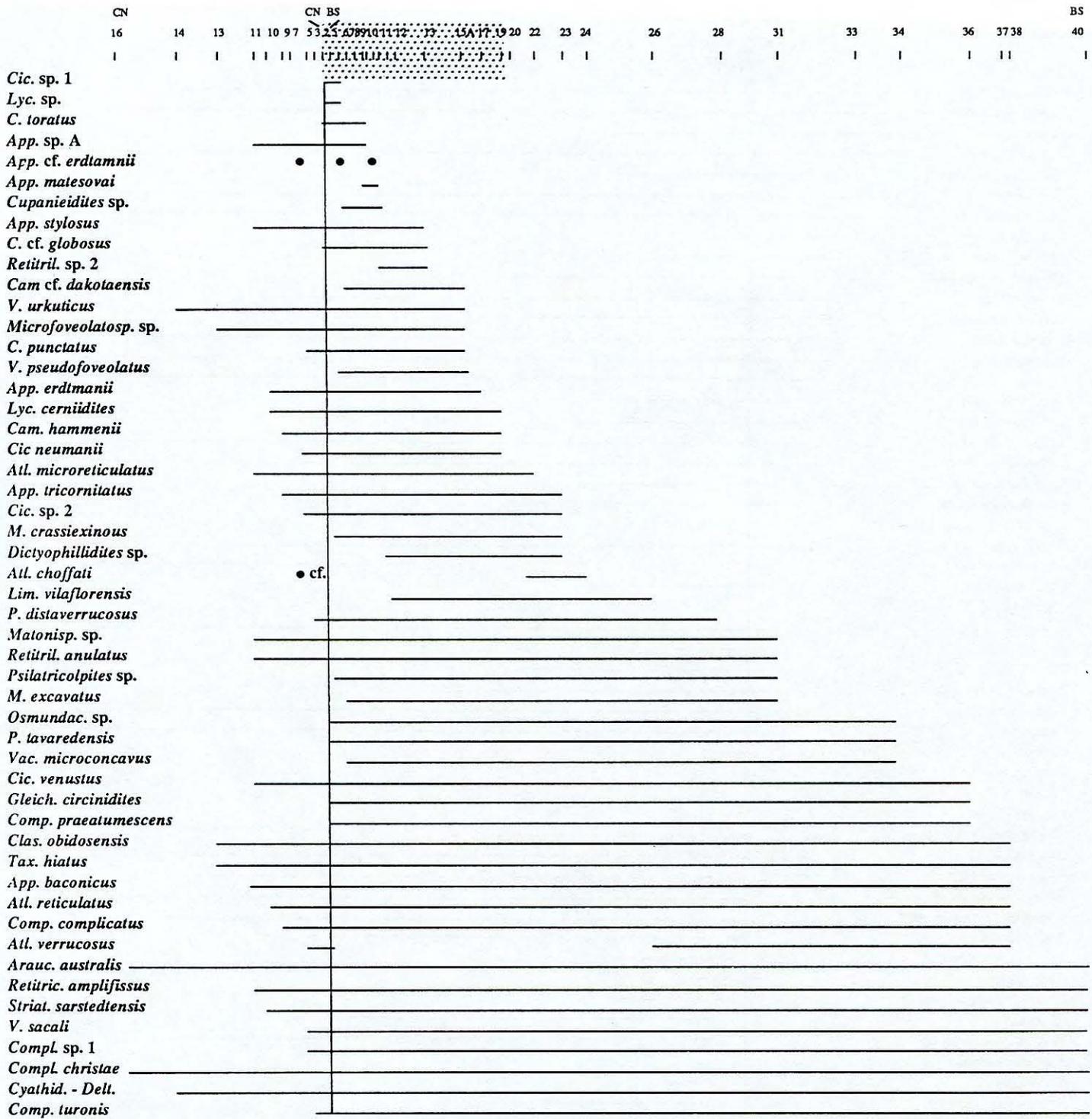


Fig. 4.3

5. - LES VARIATIONS DU TAUX D'OXYGENE DISSOUS SOULIGNEES PAR LES ASSOCIATIONS DE KYSTES DE DINOFLAGELLES A VERGONS

Bernard COURTINAT

Associations of dinoflagellate cysts versus photic zone oxygen-depleted

Abstract : In black shales of the Thomel horizon which illustrates the Cenomanian-Turonian anoxic event in the Vocontian Basin, the benthos was represented by annelids only. The plankton records the variations in oxygen content since foraminifera, belonging to the genus *Rotalipora*, disappear. Dinoflagellates, also, record these variations in the disphotic zone. Four dinoflagellate associations are defined. The lowest and the highest in a stratigraphical sense are named : 1 - *Palaeohystrichophora infusorioides* and *Spiniferites* complex association (association A) and 2 - *Subtilisphaera pontis-mariae* and *Spiniferites* complex association (association D). They are both characteristic of well-oxygenated environments. The great abundance of cavate cysts in the two associations could be taken to indicate cool water; this conclusion is probably true for samples located under the Thomel horizon but erroneous for the top of the section. Two other associations are restricted to the black shales with the *Leberidocysta chlamydata* and *Spiniferites* complex association (association B) and with the *Cyclonephelium* and *Spiniferites* complex association (association C); they typify a more highly stressed environment with a low oxygen content. The ratio of cavate cysts/total dinoflagellates is low compared to that at the base of the section. In this case, it could reflect a warmer climate. Such an interpretation is in contradiction with some previous conclusions concerning the Cenomanian-Turonian black shales but it supports the view that *Spiniferites* forms, common in all four associations, lived through the water column but were better adapted to well-aerated surface waters. By contrast, cavate cysts such as *P. infusorioides* and *S. pontis-mariae*, are regarded as being fairly typical of oxygenated deep waters. Dinoflagellates which produced *Cyclonephelium*, *L. chlamydata* or *Eurydinium* cysts, for example, could have been tolerant to the effects of variations in oxygen-depletion within disphotic zone. Hence, Cenomanian-Turonian cavate cysts are devoid of global climatic value as in the case of Jurassic forms.

5.1. - INTRODUCTION

Le benthos rencontré dans les "black shales" du niveau Thomel paraît limité aux annélides (Courtinat *et al.*, 1990 ; voir chapitre 7., ce volume). Le plancton subit le contrecoup de la diminution du taux d'oxygène dissous puisque les foraminifères planctoniques comme les Rotalipores disparaissent. Ce qui peut paraître surprenant c'est de constater que, dans les faciès dysaérobiques, la composition qualitative du phytoplancton est parfois altérée, alors que nous sommes plutôt tentés de penser que les eaux de surface sont normales et qu'ainsi les associations devraient être inchangées. Ces algues autophototrophes vivent dans toute la zone photique. Les variations observées sont-elles à mettre en relation avec les variations d'éclairement, de salinité, du taux d'oxygène dissous (ces trois paramètres étant interdépendants) ou bien doit-on tenir les seules variations climatiques pour responsables ?

L'étude des associations des kystes de dinoflagellés du Cénomanién-Turonien de Vergons présente le double intérêt de fournir des réponses aux questions posées et vient compléter l'inventaire des dinoflagellés crétacés du Sud-Est de la France. En effet de précédents travaux ont été réalisés dans le secteur de Vergons (coupes de Vergons, du col de Palluel et de la Vierre) par Van Erve en 1981 (Marnes noires de la limite Aptien-Albien) et par Fechner en 1985 (Marnes noires de la limite Albien-Cénomanién). Les inventaires sont indiqués dans l'étude de Courtinat *et al.*, (1991).

5.2.- DISTRIBUTION DES KYSTES DE DINOFLAGELLES

Les associations que nous caractérisons sont établies en retenant les espèces dont les fréquences relatives sont égales ou supérieures à 10%. Bien que de tels pourcentages ne définissent pas des espèces dominantes, cette méthode tient compte des hétérogénéités de la diversité spécifique et de la dominance (Fig. 5.1.). Deux points communs sont reconnus au sein de ces associations. Le premier point est de n'être jamais fortement dominées par une seule espèce sauf dans la base de la coupe où *Palaeohystrichophora infusorioides* atteint 42% en CN3 et 46% en CN16. Pour tous les autres assemblages, la fréquence de l'espèce la plus représentative ne dépasse pas 30%. Le deuxième point concerne les espèces du complexe *Spiniferites* qui, séparées ou conjointes, sont des espèces caractéristiques dans tous les assemblages.

Quatre associations ont été définies ; elles sont désignées par A, B, C et D (Fig. 5.1.).

Association A : association à *Palaeohystrichosphaera infusorioides* et *Spiniferites* complex comprenant *P. infusorioides*, *A. ramulifera* et *S. ramosus*. Les autres espèces caractéristiques sont *C. aciculare*, *C. huguoniotii*, *E. saxoniensis*, *H. pulchrum*, *P. pseudohystrichodinium*, *P. cingulatum*, *L. siphoniphorum*, *Sentusidinium* sp. et *T. castanea*.

Association B : association à *Leberidocysta chlamydata* et *Spiniferites* complex. Elle regroupe *L. chlamydata* à *S. ramosus* aux espèces des genres *Odontochina* et *Pterodinium*. Cette association, riche en kystes cavates, n'est connue qu'à la base des "black shales".

Association C : association à *Cyclonephelium* et *Spiniferites* complex qui associe les espèces du genre *Cyclonephelium* à *A. ramulifera*, *E. spinosa*, *P. cingulatum* et *S. ramosus*. Elle est rencontrée dans les "black shales", entre BS3 et BS 15A, et les échantillons BS 36 et BS 37.

Association D : association à *Subtilisphaera pontis-mariae* et *Spiniferites* complex. Elle comprend *S. pontis-mariae*, *S. ramosus*, *P. infusorioides* et diverses espèces de *Micrhystridium*. Elle est rencontrée au sommet de la coupe.

Une association de transition est rencontrée entre les échantillons BS 17 et BS 24 . Il s'agit d'un mélange des formes caractéristiques de l'association à *Cyclonephelium* et *Spiniferites* complex (association C) et de celles de l'association à *P. infusorioides* et *Spiniferites* complex (association A).

5.3. - CONCLUSION

Les associations qui sont mises en évidence à Vergons ne sont pas indépendantes de la lithologie. Celles qui sont riches en kystes du complexe *Spiniferites* et en *P. infusorioides* suggèrent des environnements de dépôt bien oxygénés. En revanche, les associations dans lesquelles *L. chlamydata* ou *Cyclonephelium* sp.p. abondent, sont rencontrées dans les faciès "black shales", sédiments riches en matière organique du type II (d'après le diagramme I/C sur O/C de Van Krevelen). Ce type d'association a une signification plus globale puisqu'il est rencontré dans les "black shales" du Cénomanién-Turonien du bassin inférieur de Saxe, dans les "Marnes à Plenus" de Dover, à la limite Vraconien-Cénomanién de l'Atlantique et dans le Cénomanién supérieur du Colorado (Courtinat, étude en cours).

L'abondance des *Cyclonephelium* (et des *Eurydinium* en Angleterre) est considérée, par Marshall & Batten (1988), comme le reflet d'un milieu isolé plutôt que dû

à une remontée en zone photique de la couche à minimum d'oxygène. A Vergons, la disparition des foraminifères à gamétogénèse profonde et la présence constante des *Spiniferites* n'autorisent pas la même explication.

Le déplacement de la limite supérieure de la couche à minimum d'oxygène dissous, dans la zone disphotique et peut être même jusque dans la zone euphotique, paraît fournir une explication raisonnable. Les dinoflagellés, rencontrés en abondance dans les faciès organiques, correspondraient aux formes qui s'adaptent au stress environnemental. A l'inverse les kystes abondants dans les faciès normaux, tels ceux de *P. infusorioides* ou de *S. pontis-mariae*, paraissent s'être mieux développés dans les strates inférieures oxygénées de la zone photique.

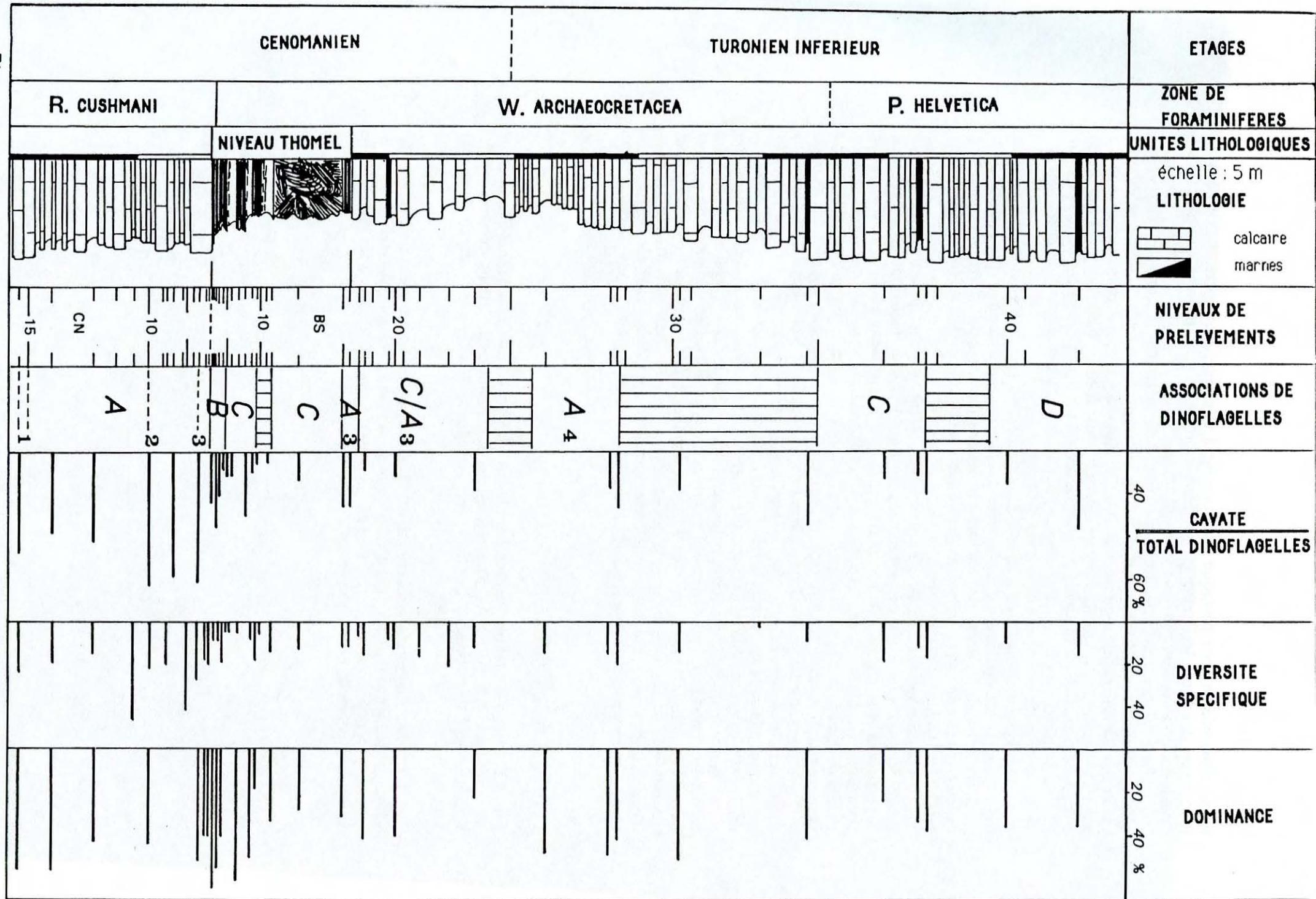
Si nous retenons l'option cavate-eaux froides, les plus faibles valeurs du rapport cavate/total dinoflagellés étant rencontrées dans les échantillons du niveau Thomel (Fig. 5.1.), il conviendrait, alors, de conclure à un réchauffement relatif. Une telle conclusion est en contradiction avec celle d'un refroidissement relatif, lié à une remontée des eaux profondes (Kuhnt *et al.*, 1986).

Comme les formes du complexe *Spiniferites* ne sont pas affectées par les modifications du milieu, il est permis de penser qu'elles sont mieux adaptées à la strate superficielle des eaux, fraîches et de salinité, d'éclairement et de taux d'oxygène normaux. Ceci fournirait une explication à leur abondance en milieu marin ouvert et en milieu de plateforme et expliquerait leur disparition lorsque le milieu est isolé par une barrière ce qui modifie le chimisme, la température et le brassage régulier des eaux de surfaces, comme c'est, probablement, le cas dans le bassin de Saxe. Les dinoflagellés qui fournissent les kystes du type *Cyclonephelium*, *L. chlamydata* ou *Eurydinium* seraient des formes adaptées aux strates disphotiques mais très tolérantes vis à vis des variations du taux d'oxygène dissous. Une telle interprétation fait des kystes cavates, du Cénomaniens-Turonien, des formes d'eaux plutôt profondes et des kystes chorates, de même âge, des formes plus adaptées aux eaux superficielles. Les variations du rapport cavates/total dinoflagellés, pas très différent de l'indice gonyaulacacéen, préciseraient davantage les stress dans la colonne des eaux photiques *s.l.*, liés aux variations du taux d'oxygène dissous, de la salinité et de l'éclairement, plutôt que des variations climatiques (sans nier pour autant l'existence d'upwellings ; voir chapitre suivant, ce volume).

LEGENDE DE LA FIGURE

Fig. 5.1. - Les associations de dinoflagellés (A, B, C et D) du Cénomaniens-Turonien de Vergons. A1, A2, A3 et A4 font références à des sous-associations décrites par B. Courtinat *et al.* (sous presse). Les hachures verticales représentent les portions de coupes sans association caractérisable.

Fig. 5.1. - Dinoflagellate associations (A, B, C and D) and other measurements in the Cenomanian-Turonian sequence at Vergons. A1, A2, A3 and A4 refer to sub-associations described in Courtinat *et al.* (in press). The vertical dash lines represent the samples in which no characteristic association were found.



6. - LES SCYTINASCIAS DE VERGONS FOURNISSENT-ILS LA PREUVE DE L'EXISTENCE D'UPWELLINGS SUR LA MARGE NORD PROVENCALE ?

Bernard COURTINAT

Scytinascias versus upwellings

Abstract : the term Scytinascias is applied for organic linings of benthic foraminifera, but the possibility they are true foraminifera with organic tests cannot be excluded. These remains are present in the major part of studied samples of the Vergons section (S.E., France). They are more abundant in the Thomel level, that is the response to the Cenomanian-Turonian anoxic event in the Vocontian Basin. The presence of Scytinascias, in the black shales, argues for benthic life in a so-called anoxic environment and confirms our interpretation of a suboxic environment because of the discovery of rests of annelids. The highest percents of Scytinascias may be linked to upwellings. Nevertheless, their signification is still speculative : either nutritional, more or less directly, or mechanical and passive ?

6.1. -INTRODUCTION

Pour interpréter les "black shales", diverses méthodes sont utilisées ; l'étude de la matière organique (M.O.) de ces dépôts en est l'un des outils. La M.O. d'une roche comprend une partie organoclastique, figurée, et une partie amorphe (bien qu'une structure ait été récemment décrite chez quelques particules "astructurées" (Raynaud *et al.*, 1989)). La détermination de la fraction figurée fournit la part majeure des données exploitables pour l'interprétation du paléoenvironnement tandis que la fraction "amorphe" permet à la fois l'évaluation des transformations diagénétiques et l'interprétation du paléoenvironnement.

Selon Hart (1986), les organoclastes sont composés de phytoclastes (restes d'origine végétale), de protistoclastes (matériel issu du règne des protistes comme les kystes de *Dinophyceae* ou les reliques de foraminifères), de sclérotoclastes (matériel d'origine fongique comme les spores, les hyphes ou les sclérototes) et de zooclastes (restes du règne animal tels les chitinozoaires et les scolécodontes). Les spores et les grains de pollen des végétaux supérieurs, les kystes de *Dinophyceae*, les acritarches et les chitinozoaires sont les groupes les plus étudiés. En revanche, les *Scytinascias* (vestiges de foraminifères), les scolécodontes et les sclérotoclastes sont des groupes utilisés en de rares occasions. Nous avons étudié les scolécodontes (voir chapitre suivant, ce volume), les spores et les grains de pollen (cf. chapitre 4, ce volume), les dinoflagellés (cf. chapitre 5, ce volume), les foraminifères planctoniques et benthiques (cf. chapitres 1 & 3, ce volume). Cette présentation des *Scytinascias* vient en complément des inventaires micropaléontologiques déjà réalisés ; les descriptions sont fournies par l'étude de Courtinat & Méon, 1991.

6.2. - LES SCYTINACIAS : BENTHIQUES OU PLANCTONIQUES ?

Selon Malloy (1972), les *Scytinascias* sont des restes de foraminifères benthiques. Cet auteur fonde son interprétation sur les types de foraminifères qui ont fourni des revêtements internes organiques à la suite de la dissolution des tests par plusieurs auteurs. Ainsi, Muller (1959) obtient une couche interne chez des *Rotalidae* des genres *Cibicides* et *Planulina* mais il n'en rencontre pas chez des genres de Globigérines

et de Miliolites. Taugourdeau-Lantz & Poignant (1964) les rencontrent chez les genres d'imperforés *Quinqueloculina*, *Lenticulina*, *Fronicularia* et *Dentalina* et chez les genres de perforés *Cibicides* et *Nummulites*. Pantic & Bajraktarevic (1988) rapportent des basales aux familles *Saccamminidae*, *Uvigerinidae* et *Eouvigerinidae*. Toutes ces familles et ces genres correspondent à des foraminifères benthiques. Cependant, Tappan & Loeblich (1965) attribuent les formes désignées *Trochiliascia* par Deak (1964) à des *Globigerinelloïdes* qui sont planctoniques. Il est néanmoins difficile d'admettre cette affinité car les *Globigerinelloïdes* sont des foraminifères perforés; or les *Trochiliascia* de Deak ne présentent pas de pores !

Bien que Malloy (1972) ait été le premier à faire le rapprochement entre les *Scytinascias* et le mode de vie benthique, Deak (1964) avait déjà supposé un mode de vie similaire pour la forme *Rhodonascia maizoni*. Si ce mode de vie benthique est exact alors il peut être utile d'utiliser le rapport dinoflagellés/*Scytinascias*, comme le fait Malloy, puisqu'il donnerait une idée du rapport plancton/benthos dans le résidu organique.

6.3 - LES SCYTINASCIAS ET LES PALEOENVIRONNEMENTS

Deflandre (1941), reconnaissant l'affiliation des *Scytinascias* et des foraminifères, admet le caractère marin de ces vestiges. Muller (1959), ignorant les travaux de Deflandre, aboutit aux mêmes conclusions mais il constate leur faible répartition en domaine deltaïque, littoral et estuarien. Les cartes de répartition, que présentent l'auteur, montrent la relation inverse qui existe entre, d'une part, les éléments d'origine continentale comme les cuticules et les trachéïdes et, d'autre part, les *Scytinascias* et les Dinoflagellés, dans les sédiments récents du Golfe de Paria près de Trinidad.

Traverse & Ginsburg (1966) fournissent la preuve d'une relation analogue dans les sédiments du Great Bank (Bahamas) puisqu'ils signalent une forte concentration de *Scytinascias* là où les pollens sont peu abondants. En revanche, les auteurs indiquent l'étroite relation qui existe entre les *Scytinascias* et les sables à éléments coquilliers. Ce que les auteurs ne dégagent pas mais que nous pouvons interpréter à partir des cartes de répartitions (Traverse & Ginsburg, *op. cit.*, figs. 4 & 11), c'est la forte proportion des *Scytinascias* dans les sables pelletoidaux à matrice argileuse, à l'ouest de l'île d'Andros et dans les sables pelletoidaux sans matrice, à l'est de l'île. Nous pouvons aussi remarquer leur apparente indépendance vis à vis de la salinité (Traverse & Ginsburg, *op. cit.*, fig. 3) puisqu'ils se répartissent à travers des eaux dont la salinité varie de 37 à 42 g.l⁻¹. Enfin, ils semblent se développer à des profondeurs qui ne dépassent pas 180 m (Traverse & Ginsburg, *op. cit.*, fig.11).

Boulouard & Deleuze (1966) enregistrent des basales jusqu'à 9200 m dans la fosse du Japon. Mais cette donnée doit être utilisée avec prudence avant d'affirmer qu'il s'agit là de la profondeur la plus importante à laquelle ils ont été rencontrés car dans les mêmes résidus se trouvent, pêle-mêle, des spores de fougères, des grains de pollen y compris des grains remaniés triasiques, des restes d'annélides, etc.

Dans les sédiments fossiles, le lien entre *Scytinascias* et acritarches est souligné par Warrington (1978) dans le Trias d'Angleterre et par Courtinat (1989) dans l'Oxfordien du Jura en France. Selon Schrank (1984), une forte concentration de *Scytinascias* et de dinoflagellés du genre *Dinogymnium* refléterait un domaine littoral durant le Cénomaniens en Egypte. Prauss in Prauss & Riegel (1989) rencontre une riche association de *Scytinascias*, de *Prasinophyceae* et de grains de pollen de Gymnospermes dans des sédiments du Golfe de Californie récoltés à 650 m de profondeur. Le point de récolte se situe dans la zone d'influence des *upwellings* (résurgences cotières) et à l'intérieur de la zone à minimum d'oxygène dissous. Ceci constitue la première mention d'une relation entre la zone à minimum d'oxygène dissous et la richesse en *Scytinascias*. Cross & al. (1966) et Melia (1984) ont indiqué le trait d'union entre la richesse en *Scytinascias* et les secteurs sous influence d'*upwellings*, zones riches en éléments nutritifs.

Enfin, Morzadec-Kerfourn (1988) obtient de riches populations de *Scytinascias* dans les échantillons qui correspondent au maximum de la transgression versilienne, concomitante d'une amélioration climatique postglaciaire, en Méditerranée orientale, à l'Est du delta du Nil. Une observation similaire est réalisée dans le Quaternaire supérieur du bassin des Loyauté (Méon & Pannetier, étude en cours).

6.4. - LA DISTRIBUTION DES SCYTINASCIAS A VERGONS

Nous rencontrons les *Scytinascias* dessous, à l'intérieur et au dessus du niveau Thomel. Le rapport *Scytinascias* / dinoflagellés augmente très sensiblement dans le niveau Thomel (Fig. 6.1.). Si nous admettons le lien *Scytinascias* = revêtement interne organique de foraminifères, alors, ceci soulignerait, d'une part, la diminution du plancton en fonction des contraintes de l'environnement dans la zone photique et, d'autre part, indiquerait une activité benthique sur des fonds jusqu'à présent jugés anoxiques mais que nous avons récemment interprétés comme suboxiques (cf. chapitre suivant, ce volume).

Le rapport *Scytinascias* / dinoflagellés présente des pics qui correspondent, à quelques décalages près, aux pics de la courbe des fréquences des grains de pollen biaillés. Si nous considérons les grains de pollen de Gymnospermes comme des particules détritiques, existe-t-il un lien mécanique de nature courantologique entre les éléments détritiques et les *Scytinascias* ? Un exemple de ce type est connu puisqu'au cours de l'Oxfordien, dans le Jura méridional (Courtinat, 1989), les *Scytinascias* se répartissent au droit des sources détritiques. L'association californienne décrite par Prauss (*in* Prauss & Riegel, 1989), dans des dépôts qui transitent par la zone à minimum d'oxygène dissous, va dans le sens de nos observations effectuées dans les sédiments cénomaniens-turonien de Vergons. Selon nos données, celles de Cross *et al.* (1966) et de Melia (1984), qui établissent la relation entre la richesse en *Scytinascias* et les secteurs sous influences d'*upwellings*, devons-nous préférer une interprétation d'ordre nutritionnel entre *upwellings* et *Scytinascias* ?

Nous ne pouvons pas répondre avec certitude à ces questions car, d'une part nous n'avons pas la preuve de l'existence de courants côtiers et, d'autre part, nous sommes là dans un champ d'études assez vierge où les données sont réduites à la portion congrue, mais nous pensons que les fortes fréquences de *Scytinascias* peuvent être liées à des *upwellings*. En effet, le dépôt des "black shales" cénomaniens-turonien de Vergons peut être mis en relation avec une baisse de niveau marin relatif ainsi qu'avec un refroidissement relatif dans un contexte globalement transgressif. Ce refroidissement et les modèles qui concourent à expliquer la mise en place des dépôts riches en matière organique sont des arguments qui plaident en faveur d'influences d'*upwellings*.

LEGENDE DE LA FIGURE

Fig. 6.1. - Répartition des Scytinascias exprimée par rapport au nombre de dinoflagellés dans le Cénomanién-Turonien de Vergons. Le rapport Scytinascias / dinoflagellés augmente dès la base du niveau Thomel. Si nous admettons le lien Scytinascias = revêtement interne organique de foraminifères benthiques alors ce rapport préciserait, d'une part, la diminution du plancton en fonction des contraintes de l'environnement dans la zone photique et, d'autre part, une activité benthique sur des fonds jusqu'à présent jugés anoxiques.

Fig. 6.1. - Diagram showing the Scytinascias distribution versus dinoflagellate content of the Cenomanian-Turonian sediments at Vergons. The Scytinascias / dinoflagellate ratio increases at the base of the Thomel stratigraphic level. Assuming a biological relation between Scytinascias and linings of benthic foraminifera, then this ratio would indicate both : a decrease of the phytoplankton mass (palaeoenvironmental stress), and the development of a benthonic activity in sediments considered, up to this date, as anoxic deposits.

rapport scytinascias/dinoflagellés

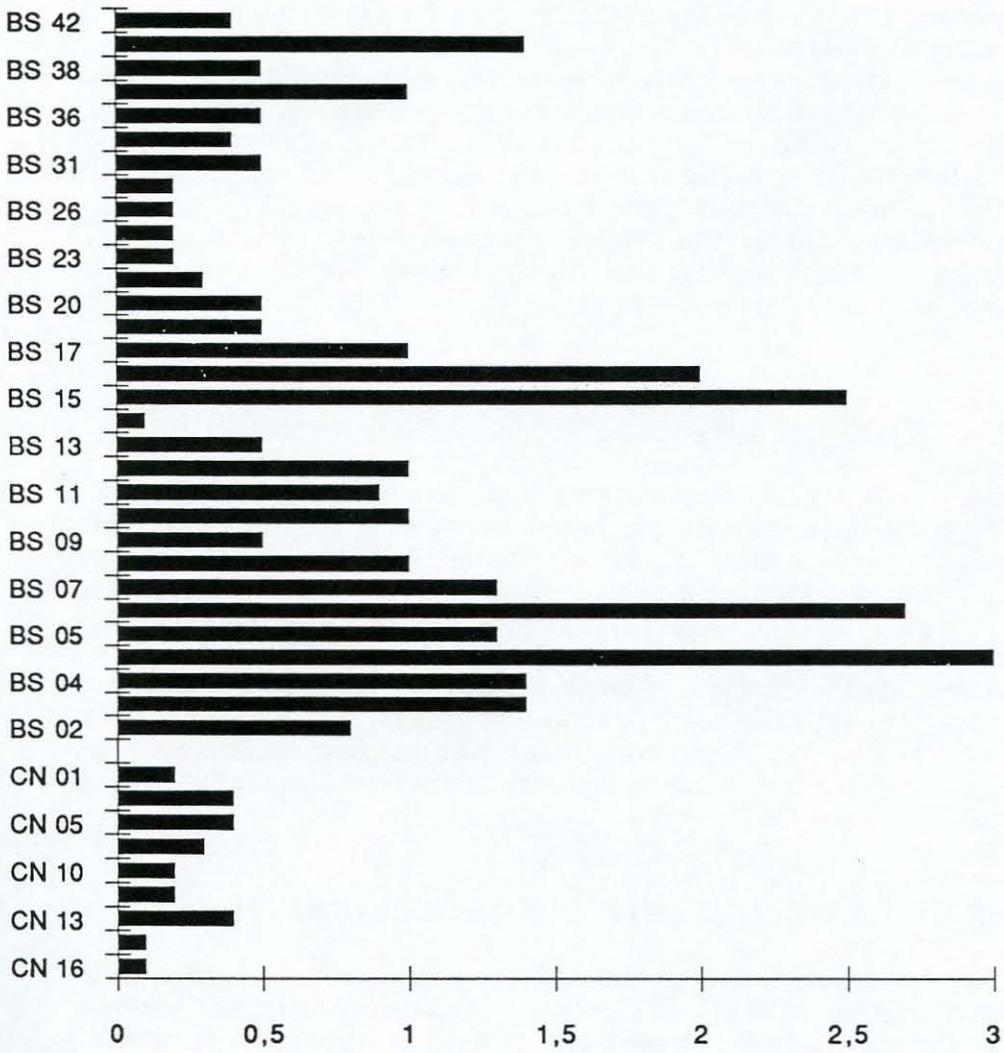


Fig. 6.1

7. - LES SCOLECODONTES DEMONTRENT QUE LES "BLACK SHALES" DE VERGONS NE SONT PAS DES DEPOTS DE MILIEU ANOXIQUE s.s.

Bernard COURTINAT

Scolcodonts versus deep water anoxia

Abstract : Studies of organoclasts from sediments of the Upper Cenomanian of the Vocontian Basin (S.E. France) have yielded new data on remains of *Annelida Polychaeta errantida*.

1- A taxonomic list, which is the first of its type for Cenomanian sediments, shows a relative abundance compared to those of other references.

2- Numerous assemblages are attributed to the genus *Mochtyella* (type-genus of the family *Mochtyellidae*) which up until now, was only known from the Palaeozoic.

3- Pronounced similarities of the jaw apparatus with that of the *Dorvilleidae* suggest that the *Mochtyellidae* and the *Dorvilleidae* belong to the same taxonomic complex and that within this complex the genus *Mochtyella* is a root-stock.

4- In this hypothesis, representatives of the genus *Mochtyella* would have survived through time by adapting to the most extrem habitats, which in this case are areas of great depths and minimal oxygen content.

7.1. - INTRODUCTION

Dans les sédiments cénomano-turonien du bassin vocontien nous rencontrons une population relativement importante de pièces masticatrices d'annélides polychètes errantes. Ces pièces correspondent à des composants isolés de mâchoires, les scolécodontes, ou bien sont des appareils plus ou moins complets. De tels microfossiles sont peu cités dans les sédiments du Crétacé (synthèse *in* Courtinat *et al.*, 1990) ; le seul travail qui concerne le Cénomaniens français est celui de Taugourdeau (1973). Cette étude réalisée sur du matériel du Pas-de-Calais cite une seule espèce : *Arabellites* ind. Notre contribution est ainsi la première du genre pour des sédiments d'âge cénomaniens toutes régions confondues. Les espèces rencontrées, dont quelques unes d'entre-elles sont nommées en nomenclature ouverte car nouvelles, sont décrites dans l'étude de Courtinat *et al.* (1990, fig.3).

7.2. - INTERET DE LA DECOUVERTE DES SCOLECODONTES

Le plus grand nombre de scolécodontes et d'assemblages est rencontré dans les échantillons BS 1 (n° 3580) et BS 4 (n° 3581) (Fig. 7.1). Ces deux échantillons sont pour le premier des marnes homogènes à "sapropèle" et pour le second des laminites à "sapropèle".

Les autres échantillons sont des calcaires ou des marnes hémipélagiques qui se sont déposés sous une tranche d'eau évaluée à 500-1000 m d'épaisseur. Ces dépôts hémipélagiques de milieux ouverts et oxygénés sont riches en *Teichichnus*, ammonites, oursins bathyaux irréguliers, bivalves et spongiaires. La microfaune est, quant à elle, composée de foraminifères planctoniques et benthiques, de radiolaires et d'ostracodes.

Dans les niveaux de black shales (BS 1 et BS 4) nous ne trouvons pas de macrofaune. Au niveau de la microfaune, nous observons la disparition des formes à gamétogénèse profonde, des foraminifères benthiques et de l'ichnofaune. L'échantillon BS 1 marque le début de l'anoxie ; si le benthos y est encore présent, en revanche les populations sont spécifiquement réduites. L'échantillon BS 4 correspond à un dépôt dans

un milieu anoxique. Là, le benthos a entièrement disparu, à l'exception de quelques vers annélides. Ces polychètes errantes que nous avons attribuées au genre *Mochtyella* sont donc capables de vivre dans des milieux très peu oxygénés.

Ce genre, qui n'avait jusqu'à présent jamais été signalé dans des couches post-paléozoïques, présente des analogies surprenantes avec les *Dorvilleidae* au point que nous pensons que les *Mochtyellidae* et les *Dorvilleidae* ne constituent qu'une seule famille. Le genre *Mochtyella* serait l'une des souches, sinon la souche, des *Dorvilleidae* modernes. Ses représentants auraient traversé les âges en s'adaptant aux grandes profondeurs et aux conditions extrêmes qui y règnent, y compris les conditions anaérobies.

La découverte de restes de vers annélides dans des sédiments de type "black shales" non bioturbés démontre que ces sédiments ne peuvent plus être assimilés, d'une manière systématique, à des dépôts de milieux anoxiques. L'absence de bioturbation serait liée à la diagénèse d'enfouissement qui est susceptible d'oblitérer des traces qui, à l'origine, sont effectuées par des vers dont le diamètre est de quelque mm (Courtinat et Howlett, 1990).

LEGENDE DE LA FIGURE

Fig. 7.1. - Répartition des espèces de scolécodontes dans le Cénomanién-Turonien de Vergons. La présence des scolécodontes dès la base du niveau Thomel est significative d'une vie benthique dans un milieu présumé anoxique. Les espèces rencontrées dans les niveaux non bioturbés ont des caractères archaïques paléozoïques.

Fig. 7.1. - Scolecodont distribution in the Cenomanian-Turonian sequence at Vergons. At the base of the Thomel stratigraphic level, the occurrence of annelida remains in laminated sediments may be the witness of a benthic life in a deep-sea environment supposed anoxic. These species show ancestor charaters known in paleozoïc scolecodonts.

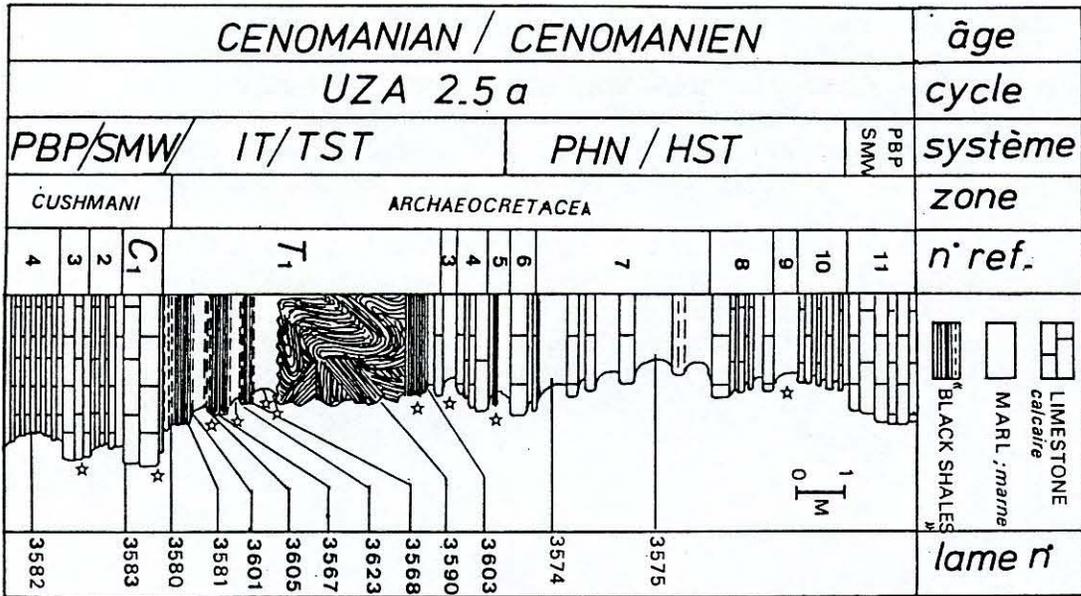
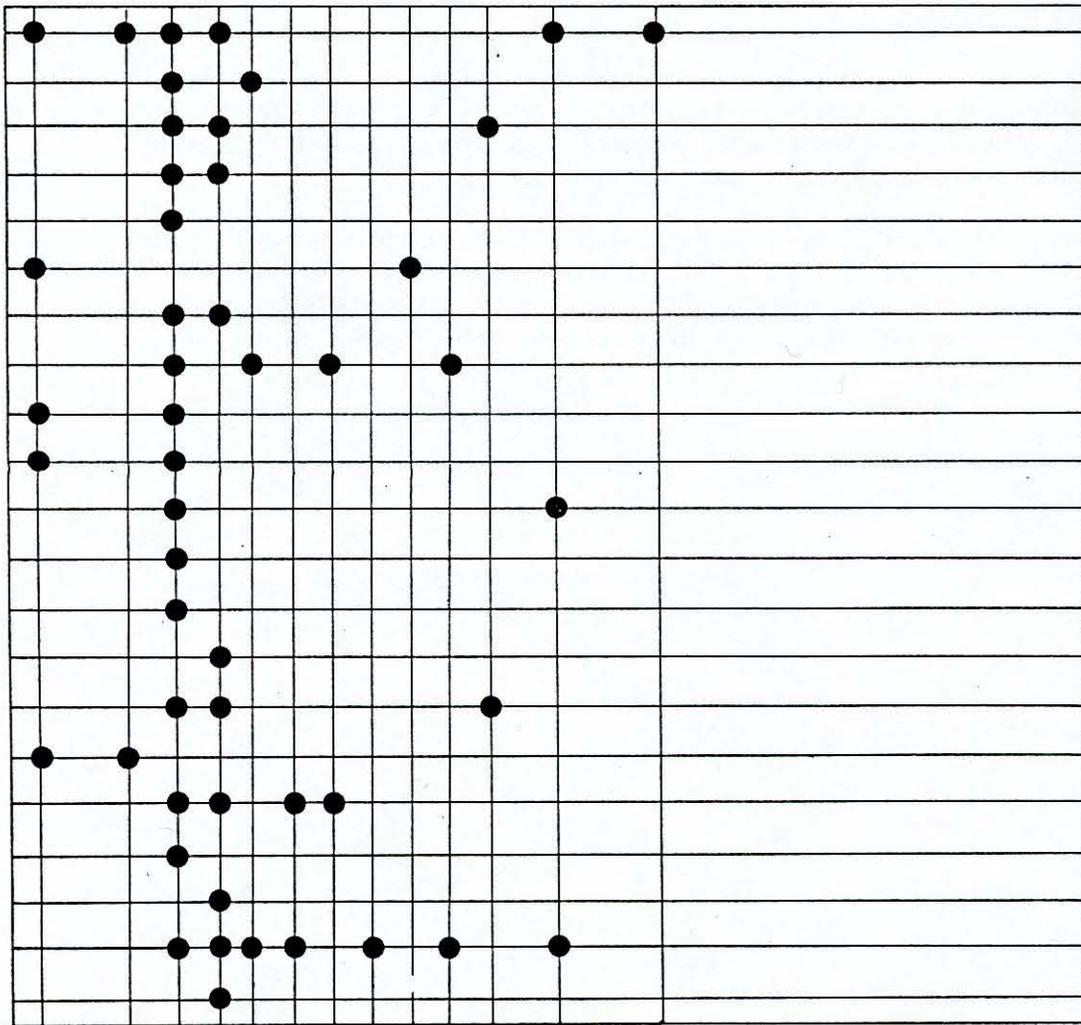


Fig. 7.1



- Anisocerasites meoni
- Anisocerasites cf. meoni
- Anisocerasites sp.2
- Anisocerasites sp.4
- Anisocerasites sp.6
- Croneisigenys sp.1
- Diopatraites cretaceus
- Diopatraites sp.
- Drilonereisites intermedius
- Glyceria sp
- Langeites sp.
- Leogenys sabaudiensis
- Morphysaites sp.
- Nothrites sp.
- Ottawina sp.1
- Staurocephalites broennimanni
- Staurocephalites schizodentata
- Stauronereisites sp.1
- Gen. nov. sp. nov.
- Mochtyella sp.
- Schistomerings sp.

8. - ICHNOFACIES ET ENREGISTREMENT DES EVENEMENTS
ANOXIQUES DE LA LIMITE CENOMANIEN-TURONIEN
Premières observations dans les séries hémipélagiques du Sud-Est de la France

Christian GAILLARD

Résumé : Un examen sommaire des ichnofaciès des séries hémipélagiques céno-manoturonniennes du Sud-Est de la France montre que l'endobenthos est sans doute principalement contrôlé par deux facteurs dominants : l'oxygénation et le taux de sédimentation. En attendant une étude plus approfondie, on peut proposer les séquences suivantes :

- dans le sens d'une oxygénation décroissante : niveaux bioturbés avec ou sans *Teichichnus* / niveaux bioturbés à *Chondrites* seuls / lamines non bioturbées,
- dans le sens d'un taux de sédimentation décroissant : calcaires bioturbés / calcaires bioturbés avec *Teichichnus*.

ICHNOFACIES AND THE CENOMANIAN-TURONIAN ANOXIC EVENTS
First results of the study of the hemipelagic series in the South-East of France)

Abstract : Through these first quantitative and qualitative studies of the ichnofacies, observed in the Cenomanian-Turonian hemipelagic series of the Vocontian Basin, the endobenthos was mainly controlled by the evolution of both the deep-water oxygen content, and the sedimentation rate :

- the sequence (bioturbated sediments with or without *Teichichnus* burrows / bioturbated sediments with *Chondrites* burrows only / laminated horizons without any bioturbation) would indicate a progressive decrease of the water oxygen content,
- the sequence (bioturbated marls and limestones / bioturbated limestones with *Teichichnus* burrows) would indicate a progressive decrease of the sedimentation rate.

L'étude qualitative et quantitative des figures de bioturbation dans les séries sédimentaires est un moyen efficace de saisir l'évolution de certains paramètres des paléomilieus. De nombreuses études assez récentes ont montré que l'oxygénation des fonds marins est un facteur bien enregistré par les ichnofaciès (Ekdale 1985, Ekdale & Mason 1988, Savrda & Bottjer 1986, 1989 a,b). Mais ce n'est évidemment pas le seul. Les modèles proposés ont conduit à des résultats intéressants, notamment dans les séries carbonatées du Crétacé supérieur (Ekdale 1985, Savrda & Bottjer 1989 b). Dans le cadre du programme engagé sur l'événement anoxique situé au passage Cénomaniens-Turonien, une étude paléontologique de la série incluant le niveau Thomel (Crumière 1989, Crumière *et al.* 1990a) s'impose. En attendant les résultats d'une étude plus détaillée (C. Gaillard et D. Olivero en cours), il est possible de dégager quelques observations préliminaires et quelques voies de recherche.

8.1. - Approche quantitative : l'intensité de la bioturbation

Dans le domaine d'extension du niveau Thomel, l'essentiel de la série céno-mano-turonienne est représentée par des alternances calcaréo-marneuses traduisant une sédimentation hémipélagique dans un bassin euxinique profond. Les dépôts sont activement bioturbés comme le montrent, en particulier, les nombreuses traces fossiles et l'absence de structures primaires de dépôt dans les bancs calcaires. L'ichnofaciès illustre incontestablement une bonne oxygénation des eaux jusque dans la couche superficielle du sédiment. Les structures visibles ne donnent par ailleurs qu'une image incomplète de la bioturbation totale : seuls les terriers profonds, qui caractérisent la couche de transition ("transition layer" - Berger *et al.* 1979) et qui sont généralement conservés, plus tard, dans la couche historique ("historical layer"), apparaissent clairement. La bioturbation plus active de la couche superficielle (pouvant atteindre 8 à 10 centimètres dans les cas les plus favorables, notamment en milieu bien oxygéné) ne laisse aucune trace visible mais réalise souvent un mélange total, ou presque, du sédiment ("mixed layer"). Paradoxalement, cette forte bioturbation ne se voit pas dans les couches géologiques. Elle doit être envisagée ici, comme dans la plupart des séries pélagiques et hémipélagiques. Elle est due à un benthos (macrofaune et surtout méiofaune) relativement peu dense, mais ayant un rôle considérable compte-tenu du faible taux de sédimentation qui caractérise ce type d'environnement.

Contrastant avec ces couches, les dépôts riches en matière organique du niveau Thomel semblent, pour la plupart, exempts de toute bioturbation. Les fines laminations qui le caractérisent sont des structures primaires de dépôt non ou peu dérangées par les organismes. Cela traduit sans aucun doute un appauvrissement important, sinon une disparition totale, du benthos. On peut en effet admettre, contre l'idée généralement admise, que certains niveaux laminés, au moins, ont abrité une endofaune réduite. En milieu suboxique, une bioturbation limitée à l'action d'une méiofaune tolérante vivant très superficiellement, puis quelque peu effacée par la compaction, peut très bien passer inaperçue dans une série laminée. La découverte de nombreux scolécodontes (machoires d'annélides), dans les lamines du niveau Thomel plaide en faveur d'une bioturbation discrète (Courtinat *et al.* 1989, 1990). Ce sont donc des conditions d'anoxie, voire seulement de suboxie, qui président au dépôt des lamines en question. On notera la présence de quelques couches bioturbées au sein de la série laminée et quelques récurrences du faciès laminé au dessus du niveau Thomel proprement dit (biens visibles dans la coupe-type de Vergons). Ceci montre de nombreuses fluctuations dans l'oxygénation des eaux au niveau du fond.

**8. - ICHNOFACIES ET ENREGISTREMENT DES EVENEMENTS
ANOXIQUES DE LA LIMITE CENOMANIEN-TURONIEN**
Premières observations dans les séries hémipélagiques du Sud-Est de la France

Christian GAILLARD

Résumé : Un examen sommaire des ichnofaciès des séries hémipélagiques cenomano-turonniennes du Sud-Est de la France montre que l'endobenthos est sans doute principalement contrôlé par deux facteurs dominants : l'oxygénation et le taux de sédimentation. En attendant une étude plus approfondie, on peut proposer les séquences suivantes :

- dans le sens d'une oxygénation décroissante : niveaux bioturbés avec ou sans *Teichichnus* / niveaux bioturbés à *Chondrites* seuls / lamines non bioturbées,
- dans le sens d'un taux de sédimentation décroissant : calcaires bioturbés / calcaires bioturbés avec *Teichichnus*.

ICHTNOFACIES AND THE CENOMANIAN-TURONIAN ANOXIC EVENTS
First results of the study of the hemipelagic series in the South-East of France)

Abstract : Through these first quantitative and qualitative studies of the ichnofacies, observed in the Cenomanian-Turonian hemipelagic series of the Vocontian Basin, the endobenthos was mainly controlled by the evolution of both the deep-water oxygen content, and the sedimentation rate :

- the sequence (bioturbated sediments with or without *Teichichnus* burrows / bioturbated sediments with *Chondrites* burrows only / laminated horizons without any bioturbation) would indicate a progressive decrease of the water oxygen content,
- the sequence (bioturbated marls and limestones / bioturbated limestones with *Teichichnus* burrows) would indicate a progressive decrease of the sedimentation rate.

L'étude qualitative et quantitative des figures de bioturbation dans les séries sédimentaires est un moyen efficace de saisir l'évolution de certains paramètres des paléomilieus. De nombreuses études assez récentes ont montré que l'oxygénation des fonds marins est un facteur bien enregistré par les ichnofaciès (Ekdale 1985, Ekdale & Mason 1988, Savrda & Bottjer 1986, 1989 a,b). Mais ce n'est évidemment pas le seul. Les modèles proposés ont conduit à des résultats intéressants, notamment dans les séries carbonatées du Crétacé supérieur (Ekdale 1985, Savrda & Bottjer 1989 b). Dans le cadre du programme engagé sur l'événement anoxique situé au passage Cénomaniens-Turonien, une étude paléontologique de la série incluant le niveau Thomel (Crumière 1989, Crumière *et al.* 1990a) s'impose. En attendant les résultats d'une étude plus détaillée (C. Gaillard et D. Olivero en cours), il est possible de dégager quelques observations préliminaires et quelques voies de recherche.

8.1. - Approche quantitative : l'intensité de la bioturbation

Dans le domaine d'extension du niveau Thomel, l'essentiel de la série cénomano-turonienne est représentée par des alternances calcaréo-marneuses traduisant une sédimentation hémipélagique dans un bassin euxinique profond. Les dépôts sont activement bioturbés comme le montrent, en particulier, les nombreuses traces fossiles et l'absence de structures primaires de dépôt dans les bancs calcaires. L'ichnofaciès illustre incontestablement une bonne oxygénation des eaux jusque dans la couche superficielle du sédiment. Les structures visibles ne donnent par ailleurs qu'une image incomplète de la bioturbation totale : seuls les terriers profonds, qui caractérisent la couche de transition ("transition layer" - Berger *et al.* 1979) et qui sont généralement conservés, plus tard, dans la couche historique ("historical layer"), apparaissent clairement. La bioturbation plus active de la couche superficielle (pouvant atteindre 8 à 10 centimètres dans les cas les plus favorables, notamment en milieu bien oxygéné) ne laisse aucune trace visible mais réalise souvent un mélange total, ou presque, du sédiment ("mixed layer"). Paradoxalement, cette forte bioturbation ne se voit pas dans les couches géologiques. Elle doit être envisagée ici, comme dans la plupart des séries pélagiques et hémipélagiques. Elle est due à un benthos (macrofaune et surtout méiofaune) relativement peu dense, mais ayant un rôle considérable compte-tenu du faible taux de sédimentation qui caractérise ce type d'environnement.

Contrastant avec ces couches, les dépôts riches en matière organique du niveau Thomel semblent, pour la plupart, exempts de toute bioturbation. Les fines laminations qui le caractérisent sont des structures primaires de dépôt non ou peu dérangées par les organismes. Cela traduit sans aucun doute un appauvrissement important, sinon une disparition totale, du benthos. On peut en effet admettre, contre l'idée généralement admise, que certains niveaux laminés, au moins, ont abrité une endofaune réduite. En milieu suboxique, une bioturbation limitée à l'action d'une méiofaune tolérante vivant très superficiellement, puis quelque peu effacée par la compaction, peut très bien passer inaperçue dans une série laminée. La découverte de nombreux scolécodontes (machoires d'annélides), dans les lamines du niveau Thomel plaide en faveur d'une bioturbation discrète (Courtinat *et al.* 1989, 1990). Ce sont donc des conditions d'anoxie, voire seulement de suboxie, qui président au dépôt des lamines en question. On notera la présence de quelques couches bioturbées au sein de la série laminée et quelques récurrences du faciès laminé au dessus du niveau Thomel proprement dit (biens visibles dans la coupe-type de Vergons). Ceci montre de nombreuses fluctuations dans l'oxygénation des eaux au niveau du fond.

8.2. - Approche qualitative : les traces fossiles et leur signification

Les niveaux bioturbés sont caractérisés par une assez grande diversité des traces fossiles. Cela témoigne d'un endobenthos diversifié compatible avec de bonnes conditions d'oxygénation. La plupart des traces sont mal caractérisées et difficilement attribuables à des ichnogenres précis sans une étude approfondie. Du point de vue taphonomique cela signifie, entre autres, qu'elles se sont formées dans un sédiment encore assez riche en eau interstitielle. Quelques traces font exception et permettent une détermination. C'est le cas par exemple de *Teichichnus* et *Chondrites* qui présentent, par ailleurs, un intérêt particulier.

Les traces rapportées à l'ichnogenre *Teichichnus* sont des faisceaux de galeries qui induisent ici une fragmentation préférentielle de la roche encaissante (ce qui n'est pas le cas pour la plupart des autres traces). Attribuées initialement à l'ichnogenre voisin *Zoophycos* (Crumière *et al.* 1990b), elle doivent être attribuées à l'ichnogenre *Teichichnus*. Les faisceaux de galeries sont en effet organisés en une lame de forme générale simple "en muscle", d'assez faible étendue, dépourvue de lamelles et formant généralement un angle très important avec l'interface eau-sédiment. La ressemblance avec les nombreux spécimens décrits et illustrés par R. W. Frey (1970) dans les calcaires crayeux du Crétacé supérieur du Kansas mérite d'être soulignée. Cet ichnogenre est commun dans les dépôts carbonatés pélagiques ou hémipélagiques de cet âge (Frey 1970, Frey & Bromley 1984, Savdra & Bottjer 1989b). Il s'agit d'une trace de nutrition d'un organisme endobionte limivore : la galerie occupée par l'animal se déplace régulièrement afin de réaliser une exploitation systématique du sédiment. C'est vraisemblablement parmi les annélides polychètes qu'il faut rechercher l'auteur possible d'une telle trace. On peut signaler l'organisation quelque peu comparable des galeries de nutrition du polychète actuel *Heteromastus filiformis* (Schafer, 1972). Les spécimens de *Teichichnus* observés dans le secteur de Vergons correspondent à des traces relativement profondes. Leur partie conservée est visible sur une hauteur moyenne de 10 à 15 cm. Cela suppose un milieu encore assez bien oxygéné.

Teichichnus présente une répartition intéressante, bien mise en évidence dans la coupe de référence de Vergons. Totalement absente dans le niveau Thomel, cette trace est présente en-dessous et au-dessus. Elle est particulièrement abondante dans le dernier banc calcaire (banc C1) situé sous les premiers niveaux laminés, puis réapparaît progressivement dans la série pour devenir à nouveau très abondante (bancs T33, T41 et T43 en particulier). Si la formation de *Teichichnus* est sans doute incompatible avec un événement anoxique, sa répartition ne semble toutefois pas être liée uniquement à des problèmes d'oxygénation. D'autres facteurs entrent certainement en ligne de compte. C'est notamment le cas du taux de sédimentation qui semble montrer un ralentissement important dans la séquence (S 20) immédiatement sous-jacente au niveau Thomel et couronnée par le banc C1. Un hiatus est même probable entre ce banc calcaire terminal, riche en *Teichichnus*, et les premières lamines du niveau Thomel (Crumière 1989). Un tel ralentissement peut entraîner une modification notable du substrat, qui devient plus ferme, et sa colonisation par de nouveaux organismes. L'état de conservation des *Teichichnus* peut justement s'expliquer avec un tel substrat. La concentration de cette trace dans certains bancs a du reste déjà amené certains auteurs (Frey, 1970) à envisager un contrôle par le taux de sédimentation. On notera enfin la répartition géographique intéressante de cet ichnogenre, abondant dans le secteur Iscle/Vergons et absent dans les niveaux contemporains, mais plus distaux, du secteur Lambruisse/Pont d'Issole où les transitions de faciès se font du reste plus progressivement.

Quelques exemplaires de *Chondrites* ont été observés dans les lamines basales du niveau Thomel (coupe du Pont d'Issole). Il s'agit de traces isolées et très bien caractérisées. Les galeries ont un diamètre de 1 à 1,5 mm. Cet ichnogenre est réputé pour être très tolérant vis à vis des conditions d'oxygénation (Bromley & Ekdale 1984, Ekdale 1985, Ekdale & Mason 1988, Savdra & Bottjer 1986, 1989a,b). Cela se trouve donc bien confirmé car *Chondrites* est la seule trace fossile bien visible dans les lamines du niveau Thomel. Sa recherche systématique devrait aider à mettre en évidence les périodes où régnaient des conditions de suboxie. Dans ce but, la répartition comparée des *Chondrites* et des scolécodontes mériterait d'être étudiée.

En conclusion, la séquence ichnologique suivante peut être proposée :

forte bioturbation avec ou sans <i>Teichichnus</i>	faible bioturbation avec <i>Chondrites</i> seul	bioturbation nulle faciès laminé
milieu normal	milieu suboxique	milieu anoxique

La présence de *Teichichnus* indiquerait surtout un ralentissement de la sédimentation en milieu normalement oxygéné. Un schéma plus élaboré pourra sans doute être proposé par la suite.

REFERENCES CITEES

- ARTHUR M.A. & PREMOLI SILVA I. (1982) - Development of Widespread Organic Carbon-Rich Strata in the Mediterranean Tethys. *In* : SCHLANGER S.O. & CITA M.B. Eds., *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-rich Facies*. - Academic Press, London, pp. 7-54.
- ARTHUR M.A. & SCHLANGER S.O. (1979) - Cretaceous "oceanic anoxic events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Tulsa, v. 63, n° 6, pp. 870-885.
- ARTHUR M.A., SCHLANGER S.O. & JENKYN H.C. (1987) - The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *In* : BROOKS J. & FLEET A.J. Eds., *Marine petroleum source rocks*. - *Geological Society of London*, Oxford, Spec. Publ. n° 26, pp. 401-420.
- ARTRU P. (1972) - Les "Terres Noires" du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). - Thèse, Univ. Lyon, 173 p.
- AZEMA C., DURAND S. & MEDUS J. (1972) - Des miospores du Cénomanién moyen. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, vol.III, n°4, 54 p., 27 pl.
- AZEMA C., FAUCONNIER D. & NEUMANN M. (1990) - Apports de données palynologiques à l'étude du Cénomanién de part et d'autre du seuil du Poitou (France)-*Rev. Micropaléontologie*, Paris, vol.33, n°1, p.3-23, 3pl.
- BARLIER J. (1974) - Recherches paléothermométriques dans le domaine des Terres Noires subalpines méridionales. Données de la minéralogie des argiles, pouvoir réflecteur de la matière organique dispersée et de l'étude des inclusions fluides acqueuses et organiques. - Thèse, Univ. Paris XI.
- BE A.W.H. (1977) - An ecological zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic Foraminifera. *In* : RAMSAY A.T.S. Ed., *Oceanic micropaleontology*. - Academic Press, London, 100 p..
- BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P., BOUCHET R. & CABROL C. (1986) - Tectonique synsédimentaire créacée à l'Ouest de la Durance (SE France). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, série II, n° 8, pp. 713-718.
- BEKIR H. (1984) - Diagenèse de la matière organique dans les sédiments albo-aptiens des chaînes subalpines méridionales (Sud-Est de la France). Caractérisation physico-chimique des palynofaciès. - Thèse, Univ. Orléans, 162 p.
- BERGER W. H., EKDALE A. A. & BRYANT P.P. (1979) - Selective preservation of burrows in deep-sea carbonates. *Marine Geol.*, Vol. 32, n° 3/4, p. 205-230, 15 fig.
- BORSETTI A.M., JACCARINO S., JORISSEN F.J., POIGNANT A., SZTRAKOS K., VAN DER ZWAAN G.J. & VERHALLEN P.J.J.M. (1986) - The Neogene development of *Uvigerina* in the Mediterranean. *Utrecht Microp. Bull.*, 35 : 183-235.
- BOULOUARD C. & DELEUZE H. (1966) - Analyse palynoplantologique de sédiments prélevés par le bathyscaphe "Archimède" dans la fosse du Japon. *Mar. Geol.*, 4, 561-466.

BRASS G.W., SOUTHAM J.R. & PETERSON W.H. (1982) - Warm saline bottom water in the ancient ocean. - *Nature*, London, n° 296, pp. 620-623.

BREHERET J.G. & CRUMIERE J.P. (1989) - Organic-rich episodes in the Mid-Cretaceous (Aptian to Turonian) pelagic realm of the Vocontian Basin (SE France). - *Geobios*, Lyon, mém. spéc. n° 11, Coll. : "les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien)", Lyon 1987, pp. 205-210.

BREHERET J.G. & HERBIN J.P. (1987) - Matière organique : validité des données d'affleurement montrée sur un exemple crétacé moyen dans le bassin vocontien (SE de la France); corrélations entre données de surface et de forage. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, série II, pp. 199-202.

BREHERET J.G. (1985) - Sédimentologie et diagenèse de la matière organique contenue dans le niveau Paquier, couche repère de l'Albien inférieur vocontien. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, série II, n° 15, pp. 1151-1156.

BREHERET J.G., CARON M. & DELAMETTE M. (1986) - Niveaux riches en matière organique dans l'Albien vocontien; quelques caractères du paléoenvironnement; essai d'interprétation génétique. - *Docum. Bur. Rech. géol. min.*, Orléans, n° 110, pp. 141-191.

BROMLEY R. G. & EKDALE A. A. (1984) - Chondrites : A trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Science*, vol. 224, p. 872-874, 2 fig.

BUROLLET P.F., MUGNIOT J.M. & SWEENEY P. (1978) - The Geology of the Pelagian Block : the margins and basins of southern Tunisia and Tripolitania. *In* : NAIRN A.E.M., KANES W.H. & STEHLI F.G. Eds., The ocean basins and margins. - Plenum Press, New York, n° 4B, pp. 331-359.

BUSSON G. (1984) - La sédimentation épicontinentale des bassins accomplis et des bassins évaporitiques avortés : effet sur la sédimentation océanique et contigue dans le cas du Crétacé saharien et nord atlantique. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, v. 299, n° 5, pp. 213-216.

BUSSON G. (1988) - Relations entre les types de dépôts évaporitiques et la présence de couches riches en matière organique (roches-mères potentielles). - *Rev. Inst. Franç. du Pêtr.*, Paris, v. 43, n° 2, pp. 181-215.

CASTELAIN J. (1956) - Etude géologique de la région d'Allons - Rouaine (Crétacé - Tertiaire). - D.E.S. Univ. Grenoble, E.N.S.P.M. (inédit).

CONARD M. (1978) - Le Cénomaniens des Alpes-Maritimes : biozonation par les Globotruncanidés. - *Géol. Méditerranéenne*, Marseille, t. V, n° 1, pp. 65-68.

CONARD M. (1983) - La dynamique des dépôts cénomaniens de Haute Provence : observations nouvelles et implications paléogéographiques. - *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), t. XXV, n° 2, pp. 239-246.

CONARD-NOIREAU M. (1987) - Le Crétacé supérieur en domaine subalpin méridional. Biostratigraphie par les Globotruncanidae et paléogéographie. - Thèse d'Etat, Univ. du Maine, 281 p.

COTILLON P. & CRUMIERE J.P. (1988) - Recherche du signal eustatique dans la production carbonatée des eaux de surface. - *12^{ème} Réunion des Sciences de la Terre*, Univ. de Lille, p. 36 (Résumé).

COTILLON P. (1971) - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. - *Mém. du Bur. Rech. géol. min.*, Orléans, n° 68, 313 p.

COTILLON P. (1985) - Hauts-fonds de la marge nord-est provençale au Crétacé inférieur. Un exemple de contrôles tectonique et bathymétrique. - *Bull. Section des Sciences, Comité des travaux historiques et scientifiques*, Paris, t. IX, pp. 25-38.

COTILLON P. (1989) - Variations du flux carbonaté dans les séries océaniques : mise au point d'une méthode d'appréciation par le traitement d'images appliqué au carottes de sondage du site 534 DSDP (Atlantique Central). - *2^{ème} congrès de sédimentologie*, Paris, pp. 85-86 (Résumé).

COTILLON P. (coord.) et al. (1984) - Crétacé inférieur. In : DEBRAND-PASSART S. et al., Synthèse géologique du Sud-Est de la France. - *Mém. du Bur. Rech. géol. min.*, Orléans, n° 125., pp. 287-338.

COTILLON P. - High frequency cycles in mesozoic pelagic facies of southeastern France and Atlantic : a response to climatic variations. In : SEILACHER et al. Eds., Cyclic and event stratification (second edition). - (sous presse).

COURTINAT B. & HOWLETT P. (1990) - Dorvilleids and Arabellids as indicators of dysaerobic events in well-laminated non-bioturbated deposits of French Mesozoic. *Palaeogeog., Palaeoclimato., Palaeoecolo.*, 80, 144-151

COURTINAT B. & MEON H. (1991) - Les Scytinascias du Cénomaniens-Turonien de Vergons (Bassin Vocontien, France). *Geobios*, sous presse.

COURTINAT B. (1989) - Les organoclastes des formations lithologiques du Malm dans le Jura méridional. Systématique, biostratigraphie et éléments d'interprétations paléocéologiques. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 105, 1-361.

COURTINAT B. , CRUMIERE J.P. & MEON H. (1990) - Les organoclastes du Cénomaniens supérieur du bassin Vocontien (France) : les scolécodontes. *Geobios*, 23, 4, 387-397

COURTINAT B. , CRUMIERE J.P. & MEON H. (1991) - Les associations de dinoflagellés du Cénomaniens-Turonien de Vergons (Bassin vocontien, France). *Geobios*, sous presse.

COURTINAT B., CRUMIERE J.P. & BODERGAT A.M. (1990) - Les scolécodontes, reliques des annélides errantes, témoins de la suboxie plutôt que l'anoxie dans des black shales mésozoïques. *C.R.Acad.Sci.*, Paris, t.310, ser.II, p.1089-1093.

CROSS A.T., THOMPSON G.G., & ZAITZEFF J.B. (1966) - Source and distribution of palynomorphs in bottom sediments, southern part of Gulf of California. *Mar. geol.*, 4, 467-524.

CRUMIERE J.P. & ESPITALIE J. (1989) - Caractérisation des types de dépôts organiques par analyse de la forme du pic S2 de pyrolyse Rock-Eval. Comparaison avec des analyses optiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, série II, pp. 1413-1417.

CRUMIERE J.P. (1986) - Les cycles dans la sédimentation du Cénomaniens du Sud-Est de la France. Evaluation de la durée des périodes. - Séance spécialisée du Comité Français de Stratigraphie et Société Géologique de France : "La sédimentation et le temps", Paris (Résumé).

CRUMIERE J.P. (1989a) - Crise anoxique à la limite Cénomaniens-Turonien dans le bassin subalpin oriental (Sud-Est de la France). Relation avec l'eustatisme. - *Geobios*, Lyon, mém. spéc. n° 11, Coll. : "les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien)", Lyon 1987, pp. 189-203.

CRUMIERE J.P. (1989b) - La série cénomano-turonienne en fosse vocontienne orientale et signification du black-shale "Thomel". In : FERRY S. & RUBINO J.L. Eds., Eustatisme et séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France. - *GéoTropé*, Lyon, n° 1, pp. 84-94.

CRUMIERE J.P., CRUMIERE-AIRAUD C. & ESPITALIE J. (1990a) - Préservation cyclique de la matière organique amorphe des sédiments au passage Cénomaniens-Turonien dans le Bassin Vocontien (Sud-Est France). Contrôles paléo-océanographiques. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t.VI, n°3, p.469-478, 7 fig., 1 tabl.

CRUMIERE J.P., CRUMIERE-AIRAUD C., ESPITALIE J. & COTILLON P. (1990b) - Global and regional controls on potential source-rock deposition and preservation : the Cenomanian - Turonian Oceanic Anoxic Event (CTOAE) on the European Tethyan Margin (Southeastern France). - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Tulsa, *special publication* : Deposition of Organic Facies, Mediterranean Basins Conférence, Nice, 1988.

CRUMIERE J.P., PASCAL F. & ESPITALIE J. (1988) - Evolutions diagénétiques comparées de la matière organique et des argiles. Influence de l'enfouissement normal et d'une anomalie thermique par surcharge des nappes alpines (Crétacé subalpin de Haute-Provence, France). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, série II, pp. 493-498.

DEAK M.H. (1964). - Les *Scytinascias*. *Bull.Soc. Géol. Hongrie*, **94**, 95-106.

DECONINCK J.F. & DEBRABANT P. (1985) - Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin : rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique. - *Rev. Géol. Dyn. et Géog. Phys.*, Lille, vol. 26, fasc. 5, pp. 321-330.

DEFLANDRE G. (1941). - Le microplancton kimméridgien d'Orbagnoux et l'origine des huiles sulfurées naturelles. *Acad. Sci. Inst. France*, 65, 1-32.

DEMAISON G.J. & MOORE G.T. (1980) - Anoxic environments of oil source bed genesis. - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Tulsa, v. 64, n° 8, pp. 1179-1209.

DERCOURT J. *et al.* (1985) - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000! s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. - *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), t. I, n° 5, pp. 637-652, 10 pl. H.T.

DINIZ F., KEDVES M. & SIMONCSICS P. (1974) - Les sporomorphes principaux de sédiments crétacés de Vila Flor et de Carrajao, Portugal. - *Com. Serv. Géol. Portugal*, Lisbonne, vol.LVIII, p. 161-178, 3pl.

DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969) - Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Thèse Strasbourg et Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., Strasbourg, vol. 29, 320 p.

DUNOYER DE SEGONZAC G., ARTRU P. & FERRERO J. (1966) - Sur une transformation des minéraux argileux dans les "Terres Noires" du bassin de la Durance : influence de l'orogénie alpine. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 262, série II, pp. 2401-2404.

DURAND B. & ESPITALIE J. (1973) - Evolution de la matière organique au cours de l'enfouissement des sédiments. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, série D, pp. 2253-2256.

- DURAND B. & MONIN J.C. (1980) - Elemental analysis of kerogen (C, H, O, N, S, Fe). In : DURAND B. & TECHNIP Eds. - Kerogen (Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks), Paris, pp. 113-142.
- DURAND B. (1985) - Du kérogène au pétrole et au charbon : les voies et les mécanismes des transformations des matières organiques sédimentaires au cours de l'enfouissement. - *Réunion Spécialisée Soc. géol. France, Orléans*, 3 p.
- EKDALE A. A. (1985) - Trace fossils and mid-cretaceous anoxic events in the Atlantic Ocean. In : CURRAN H.A. Ed., Biogenic Structures : their use in interpreting depositional environments. - *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. publ.*, Tulsa, n° 35, p. 333-342, 9 fig., 1 tabl., 1 pl.
- EKDALE A. A. & MASON T. R. (1988) - Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, vol. 16, n° 8, p. 720-723, 2 fig.
- EL KHOLY Y. (1972) - Stratigraphie et sédimentologie du Crétacé supérieur entre le Var et la Bléone (Alpes de Haute provence). - Thèse Etat, Univ. Lyon, 115 p.
- ESPITALIE J. & DEROO G. (1984) - L'altération de surface des matières organiques sédimentaires. - Résumé : 5° Congrès Européen de Sédimentologie, IAS, ASF & Univ. de Provence, Marseille, pp. 151-152.
- ESPITALIE J., DEROO G. & MARQUIS F. (1985) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. - *Rev. Inst. franç. Pétrole*, Paris, Partie I : vol. 40, n° 5, pp. 563-579; Partie II : vol. 40, n° 6, pp. 755-784; Partie III (1986) : vol. 41, n° 1, pp. 73-89.
- ESPITALIE J., LAPORTE J.L., MADEC M., MARQUIS F., LEPLAT P., PAULET J. & BOUTEFEU A. (1977) - Méthode rapide de caractérisation des roches-mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. - *Rev. Inst. franç. Pétrole*, Paris, vol. 32, n° 1, pp. 23-43.
- ESPITALIE J., MADEC M. & TISSOT B. (1980) - Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis : influence on petroleum generation and migration. - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, Tulsa, n° 64, pp. 59-66.
- FECHNER G.G. (1985) - Quantitative investigations of a Mid-Cretaceous Dinoflagellate cyst assemblage from SE-France, supplemented by notes on the palaeogeography and the palaeoenvironment. *Berliner Geowiss, Abh. A*, 60, p. 111-137.
- FERRY S., COTILLON P. & RIO M. (1983) - Diagenèse croissante des argiles dans des niveaux isochrones de l'alternance calcaire-marne valanginienne du bassin vocontien. Zonation géographique. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 297, série II, pp. 51-56.
- FERRY S., RUBINO J.L. & CRUMIERE J.P. (1988) - La régression eustatique finicénomaniennne dans le Sud-Est de la France. In : FERRY S. & RUBINO J.L. Eds., Eustatisme et séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France. - *GéoTropé*, Lyon, n° 1, pp. 95-105.
- FREY R. W. (1970) - Trace fossils of Fort Hays limestone member of Niobrara chalk (Upper Cretaceous), West Central Kansas. *Univ. Kansas Paleont. Contrib.*, art. 53, p. 1-41, 5 fig., 10 pl., 4 tabl.
- FREY R. W. & BROMLEY R. G. (1985) - Ichnology of American chalks : the Selma Group (Upper Cretaceous), Western Alabama. *Can. J. Earth Sci.*, Ottawa, vol. 22, p. 801-828, 33 fig.

FRIES G. (1987) - Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomaniens. - *Mém. Sci. Terre, Ecol. Nat. Sup. des Mines, Paris*, n° 4, 368 p.

GLINZBOECKEL C. & PHILIP J. (coord) et al. (1984) - Cénomaniens, planche CS1. In : DEBRAND-PASSART S. et al., Synthèse géologique du Sud-Est de la France. - *Mém. du Bur. Rech. géol. min.*, Orléans, n° 126.

GRACIANSKY de P.C. & LEMOINE M. (1988) - Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps : A consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. - *Bull. Soc. géol. France, Paris*, (8), t. IV, n° 5, pp. 733-737.

GRACIANSKY de P.C., BROSSE E., DEROO G., HERBIN J.P., MONTADERT L., MULLER C., SCHAAF A. & SIGAL J. (1982) - Les formations d'âge Crétacé dans les sites DSDP de l'Atlantique Nord. - *Rev. Inst. franç. Pétrole, Paris*, vol. 37, n° 3, pp. 275-336.

GRACIANSKY de P.C., DEROO G., HERBIN J.P., MONTADERT L., MULLER C., SCHAAF A. & SIGAL J. (1984) - Ocean-wide stagnation in the late Cretaceous. - *Nature, London*, n° 5957, pp. 346-349.

GROOT J.J. et GROOT C.R. (1962) - Plant microfossils from Aptian, Albian and Cenomanian deposits of Portugal. - *Com. Serv. Geol. Portugal, Lisbonne*, vol. XLVI, p. 133-175, 10 pl.

GROUPE DE TRAVAIL EUROPEEN DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES (1979) - Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer Boréale et Tethys). - , Paris, Fasc. 1, 185 p., 39 Pl., Fasc. 2, 181 p., 80 Pl.

GUERIN S. (1981) - Utilisation des foraminifères planctoniques et benthiques dans l'étude des paléo-environnements océaniques au Crétacé moyen : application au matériel des forages D.S.D.P. de l'Atlantique Nord et Sud. Comparaison avec la Téthys. - Thèse doct. 3ème cycle, Trav. du Centre Rech. Jean Cuvillier, Nice, 2 : 198 pp.

HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science, Washington*, n° 235, pp. 1156-1166.

HART G.F. (1986). - Origin and classification of organic matter in clastic systems. *Palynology*, 10, 1-23.

HART M.B. & BAILEY H.W. (1979) - The distribution of the planktonic Foraminifera in the Mid-Cretaceous of N.W. Europe. In : WIEDMANN J. Ed., Aspekte der Kreide Europas. - *I.U.G.S., A*, n° 6, pp. 527-542, Stuttgart.

HART M.B. & BALL K.C. (1986) - Late Cretaceous anoxic events, sea-level changes and the evolution of the planktonic foraminifera. In : SUMMERHAYES C.P. & SHACKLETON N.J. Eds., North Atlantic palaeoceanography. - *Geological Society of London, Special Publication*, n° 21, Oxford, pp. 67-78.

HART M.B. & BIGG P.J. (1981) - Anoxic events in the late Cretaceous chalk seas of North West Europe. In : NEALE J.W. & BRASIER M.D. Eds., Microfossils from recent and fossil shelf seas. - *The British Micropaleontology Soc., Chichester, Spec. Publ.*, n° 14, pp. 178-185.

HERBIN J.P., MONTADERT L., MULLER C., GOMEZ R., THUROW J. & WIEDMANN J. (1985) - Organic rich sedimentation at the Cenomanian-Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. In : SUMMERHAYES C.P. & SHACKLETON N.J. Eds., North Atlantic

palaeoceanography. - *Geological Society of London, Spec. Publ.*, n° 21, Oxford, pp. 389-422.

HOLTZAPFFEL T. (1985) - Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. - *Soc. géol. du Nord*, Lille, n° 12, 136 p.

HONIGSTEIN A., LIPSON-BENITAH S., CONWAY B., FLEXER A. & ROSENFELD A. (1989) - Mid-Turonian anoxic event in Israel - A multidisciplinary approach. - *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 69 : 103-112.

HUC A.Y., ROUCACHE J., BERNON M., CAILLET G. & DA SILVA M. (1976) - Application de la chromatographie sur couche mince à l'étude quantitative et qualitative des extraits de roches et des huiles. - *Rev. Inst. franç. Pétrole*, Paris, vol. 31, n° 1, pp. 67-98.

JACQUIN T. & GRACIANSKY de P.C. (1988) - Cyclic fluctuations of anoxia during Cretaceous time in the South Atlantic Ocean. - *Marine and Petroleum Geology*, n° 5, pp. 359-369.

JARVIS J., CARSON G.A., COOPER M.K.E., HART M.B., LEARY P.N., TOCHER B.A., HORNE D. & ROSENFELD A. (1988) - Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. - *Cretaceous Research*, London, n° 9, pp. 9-103.

JENKYN H.C. (1980) - Cretaceous anoxic events : from continents to oceans. - *Journal of geol. Soc.*, London, n° 137, pp. 171-188.

JOSEPH P., CABROL C. & FRIES G. (1987a) - Le champ de Banon à l'Apto-Albien : contrôle de la sédimentation argilo-sableuse par la tectonique synsédimentaire. - *Géologie Alpine*, Grenoble, *Mém. h.s.* n° 13, pp. 227-234.

JOSEPH P., CABROL C. & FRIES G. (1987b) - Blocs basculés et passes sous-marines dans le champ de Banon (France, S.E.) à l'Apto-Albien : une paléotopographie directement contrôlée par la tectonique synsédimentaire décrochante. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, série II, n° 9, pp. 447-452.

JOUCHOUX A. (1984) - Minéralogie et géochimie des sédiments pélagiques alternants calcaire-marne du Crétacé inférieur du bassin vocontien (Sud-Est de la France) et du site 535 du D.S.D.P. (Sud-Est du golfe du Mexique). - Thèse, Univ. Lyon, 166 p.

KEMPER E. (1987) - Das Klima der Kreide-Zeit. - *Geologisches Jahrbuch*, A, 96, pp. 5-185.

KOUTSOUKOS E.A.M., LEARY P.N. & HART M.B. (1990) - Latest Cenomanian-earliest Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera : a case-study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the Western Anglo-Paris basin (Southern England). - *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 77 : 145-177.

KUHNT W., THUROW J., WIEDMANN J. & HERBIN J.P. (1986) - Oceanic anoxic conditions around the Cenomanian-Turonian boundary and the response of the biota. - *Mitt. Geol.-Palaont. Inst.*, Univ. Hamburg, n° 60, pp. 205-246.

LAINING J.F. (1975) - Mid-Cretaceous angiosperms pollen from southern England and northern France. - *Paleontology*, Londres, vol. 18, n°4, p. 775-808, pl.90 - 94.

LEARY P.N., CARSON G.A., COOPER M.K.E., HART M.B., HORNE D., JARVIS I., ROSENFELD A. & TOCHER B.A. (1989) - The biotic response to the Late

Cenomanian oceanic anoxic event; integrated evidence from Dover, SE England. - *Journal of the Geological Society*, London, n° 146, pp. 311-317.

LEVERT J. & FERRY S. (1988) - Diagenèse argileuse complexe dans le Mésozoïque subalpin révélée par cartographie des proportions relatives d'argiles selon des niveaux isochrones. - *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), t. IV, n° 6, pp. 1029-1038.

LEVERT J. (1989) - Répartition géographique des minéraux argileux dans les sédiments mésozoïques du bassin subalpin : mise en évidence d'une diagenèse complexe. - Thèse, Univ. Lyon, 144 p.

LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1964) - Sarcodina, chiefly "Thecamoebians" and Foraminifera. In : MOORE R.C. Ed., *Treatise on Invertebrate Paleontology*. - Part C, 2 vol.

LOEBLICH A.R. & TAPPAN H. (1988) - Foraminiferal genera and their classification. - 970 pp. *Van Nostrand Reinhold Comp. Inc.*, New York.

LOHMANN G.P. (1978) - Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western south Atlantic Ocean. - *Journ. Foram. Res.*, 8 : 6-34.

LOUTIT T.S., HARDENBOL J., VAIL P.R. & BAUM G.R. (1988) - Condensed sections : the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In : *Sea-level changes. An integrated approach*. - *Soc. Econ. Paleont. Mineral, Special Publication*, n°42, Tulsa, pp. 183-213.

MAGNIEZ-JANNIN F. & JACQUIN T. (1988) - Foraminifères et séquences sédimentaires : vers une meilleure compréhension des environnements anoxiques du Crétacé dans l'Atlantique Sud. - *Rev. Paléobio.*, Vol. Spéc. n° 2, Benthos'86, Genève : 297-307.

MALLOY R.E. (1972). - An Upper Cretaceous dinoflagellates cyst lineage from Gabon, West Africa. *Geosci. Man*, 4, 57-65

MARSHALL K. L. & BATTEN D. J. (1988) - Dinoflagellate cysts associations in Cenomanian-Turonian "black shale" sequences of northern Europe. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 54, 85-103.

MELIA M.B. (1984) - The distribution and relationship between palynomorphs in aerosols and deep-sea sediments off the coast of Northwest Africa. *Mar. Geol.*, 58, 345-371.

MEON H., COURTINAT B. & CRUMIERE J.P. (à paraître) - Apports des données palynologiques à l'étude du passage Cénomanien - Turonien de la coupe de Vergons (bassin vocontien, France SE).

MORZADEC-KERFOURN M.T. (1988) - Paléoclimats et paléoenvironnements du Tardiglaciaire au Récent, en Méditerranée orientale, à l'Est du delta du Nil ; l'apport des microfossiles à membrane organique. *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, 12, 1, 267-275.

MOULLADE M. (1966) - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la Fosse vocontienne. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, 15 : 369 pp.

MULLER J. (1959) - Palynology of recent Orinoco delta and shelf sediments ; reports of the Orinoco shelf expedition. *Micropaleontology*, 5, 1-32.

PANTIC N. & BAJARAKTAVERICZ. (1988) - "Nannoforaminifera" in palynological preparations and smear-slides from Mesozoic and Tertiary deposits in Central and Southeast Europe. *Rev. Paléobiol. Benthos*, 86, Spec. Vol., 2, 953-959.

- PASCAL F. (1987) - Evolution sédimentaire et diagenèse croissante dans les dépôts du Cénomanién inférieur de Haute-Provence. - D.E.A. SEDIPAL, Univ. Lyon, 32 p. (inédit).
- PELET R. (1985) - Evaluation quantitative des produits formés lors de l'évolution géochimique de la matière organique. - *Rev. Inst. franç. Pétrole*, Paris, vol. 40, n° 5, pp. 551-562.
- PHILIP J. (coord.) *et al.* (1984) - Crétacé supérieur. In : DEBRAND-PASSART S. *et al.*, Synthèse géologique du Sud-Est de la France. - *Mém. du Bur. Rech. géol. min.*, Orléans, n° 125., pp. 339-387.
- PHILIP J., AIRAUD C. & TRONCHETTI G. (1989) - Evénements paléogéographiques en Provence (S.-E. France) au passage Cénomanién-Turonien. Modifications biosédimentaires; causes géodynamiques - *Geobios*, Lyon, Mémoire spécial n° 11, Coll. : "les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien)", Lyon 1987, pp. 107-117.
- PHLEGER F.B. & SOUTAR A. (1973) - Production of benthic foraminifera in three East Pacific oxygen minima. - *Micropaleontology*, 19, 1 : 110-115.
- PORTHAULT B. (1974) - Le Crétacé supérieur de la "Fosse Vocontienne" et des régions limitrophes (France, Sud-Est). - Thèse d'Etat Univ. Lyon, 342 p.
- PORTHAULT B. (1978 a) - Foraminifères caractéristiques du Cénomanién à faciès pélagique dans le Sud-Est de la France. - *Géol. Méditerranéenne*, Marseille, t. V, n° 1, pp. 183-194.
- PORTHAULT B. (1978 b) - Paléogéographie et répartition des faciès au Cénomanién dans le bassin rhodano-vocontien. - *Géol. Méditerranéenne*, Marseille, t. V, n° 1, pp. 173-182.
- PRAUSS M. & RIEGEL W. (1989) - Evidence from phytoplankton associations for causes of black shale formation in epicontinental seas. *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, 11, 671-682.
- RAVENNE C., RICHE Ph., TREMOLIERES P. & VIALLY R. (1987) - Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. - *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, Paris, vol. 42, n° 5, pp. 529-553.
- RAYNAUD J.F. & ROBERT P. (1976) - Les méthodes d'étude optique de la matière organique. - *Bull. Centre Rech. SNPA*, Pau, v. 10, n° 1, pp. 107-127.
- RAYNAUD J.F., LUGARDON B. & LACRAMPE-COULOUME G. (1988) - Observation de membranes fossiles dans la matière organique "amorphe" de roches mères de pétrole. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, série II, pp. 1703-1709.
- RAYNAUD J.F., LUGARDON B. & LACRAMPE-COULOUME G. (1989) - Structures lamellaires et bactéries, composants essentiels de la matière organique amorphe des roches mères. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, v. 13, n° 1, pp. 1-21.
- RIO M., FERRY S. & COTILLON P. (1989) - Périodicités dans les séries pélagiques alternantes et variations de l'orbite terrestre. Exemple du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, série II, pp. 73-79.

ROBASZYNSKI F., ALCAYDE G., AMEDRO F., BADILLET G., DAMOTTE R., FOUCHER J.C., JARDINE S., LEGOUX O., MANIVIT H., MONCIARDINI C. & SORNAY J. (1982) - Le turonien de la région-type ; Saumurois et Touraine, stratigraphie, biozonations et sédimentologie. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, vol.6, n° 1, p.119-225, 24 fig., 18 pl.

ROBASZYNSKI F., CARON M., GONZALEZ DONOSO J.M., WONDERS A.A.H. & the European Working Group on Planktonic Foraminifera (1984) - Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. - *Revue de Micropaléontologie*, Paris, v. 26, n° 3-4, pp. 145-305, 54 Pl.

SAVRDA C. E. et BOTTJER D. J. (1989 a) - Anatomy and implications of bioturbated beds in "black shale" sequences : examples from the Jurassic Posidonienschiefer (Southern Germany). - *Palaios*, vol. 4, n° 4, p. 330-342, 11 fig.

SAVRDA C. E. et BOTTJER D. J. (1989 b) - Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters : application to Upper Cretaceous Niobrara formation, Colorado. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol.74, n°1/2, p.49-74, 15 fig., 1 tabl.

SAVRDA C. E. et BOTTJER D. J. (1986) - Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. - *Geology*, vol. 14, n° 1, p. 3-6, 5 fig., 1 tabl.

SCHAFER W. (1972) - Ecology and Palaeoecology of Marine Environments. *In* : CRAIG G. Y. Ed. - *Univ. Chicago Press.*, 568 p., 277 fig.

SCHLANGER S.O. & JENKYN H.C. (1976) - Cretaceous oceanic anoxic events : causes and consequences. - *Geol. Mijnbouw*, Den Haag, n° 55, pp. 179-184.

SCHLANGER S.O., ARTHUR M.A., JENKYN H.C. & SCHOLLE P.A. (1987) - The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}C$ excursion. - *In* : BROOKS J. & FLEET A.J. Eds., Marine petroleum source rocks. - *Geological Society of London*, Oxford, *Spec. Publ.* n° 26, pp. 371-399.

SCHRANK E. (1984) - Organic-geochemical and palynological studies of a Dakhla shale profile (Late Cretaceous) in Southeast Egypt. *Berliner Geowiss.*, Abh. A., 50, 189-207.

STREETER S.S. & SHACKLETON N.J. (1979) - Paleocirculation of the deep North Atlantic : 150000 years record of benthic foraminifera and oxygen 18. - *Science*, 203 : 168-171.

TAPPAN H. & LOEBLICH A.R. (1965) - Foraminiferal remains in palynological preparations. *Rev. Micropaléontol.*, 8, 61-63.

TAUGOURDEAU-LANTZ J. & POIGNANT A. (1964) - La membrane chitinoïde de quelques Foraminifères. *Rev. Micropaléontol.*, 7, 68-71.

THOMEL G. (1969) - Etudes stratigraphiques et paléontologiques du Cénomanién subalpin entre Digne et Menton. - Thèse Univ. Nice, 466 p. (inédit).

THUROW J. & KUHN W. (1986) - Mid-Cretaceous of the Gibraltar Arch Area. *In* : SUMMERHAYES C.P. & SHACKLETON N.J. Eds., North Atlantic palaeoceanography. - *Geological Society of London*, Oxford, *Spec. Publ.* n° 22, pp. 423-445.

TISSOT B. (1979) - La répartition mondiale des combustibles fossiles. - *La Recherche*, Paris, v. 104, n° 10, pp. 984-991.

- TRAVERSE A. & GINSBURG R.N. (1966) - Palynology of the surface sediments of Great Bahama Bank, as related to water movement and sedimentation. *Mar. Geol.*, 4, 417-459.
- TRONCHETTI G. (1981) - Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien - Santonien). Systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. Thèse Doct. Etat, Trav. Lab. Géol. Hist. et Paléont., Marseille, 12 : 559 pp.
- TRONCHETTI G. & GROSHENY D., (1991) - Les assemblages de foraminifères benthiques au passage Cénomaniens-Turonien à Vergons, S.E. France. *Géobios*, 24, 1 : 13-31.
- VAIL P.R., MITCHUM R.J. & THOMPSON S. (1977) - Seismic stratigraphy and global change of sea-level, Part. 4 : global cycles of relative change of sea-level. - *Amer. Assoc. Geol. Bull.*, 26, pp. 83-97.
- VAN DER ZWAAN G.J., JORISSEN F.J., VERHALLEN P.J.J.M. & VON DANIELS C.H. (1986) - *Uvigerina* from the Eastern Atlantic, North Sea basin, Paratethys and Mediterranean. - *Utrecht Micropal. Bull.*, 35 : 7-19.
- VAN ERVE A.W., DE BOER P.L. & FORTUIN A.R. (1981). - Palaeoclimatological aspects of dinoflagellate assemblages from the Aptian-Albian "Marnes noires" near Vergons, Alpes de Haute Provence, S.E. France. *Mém. Mus. Nat. Hist.*, n. sér., sér. B, 27, 291-302.
- VERHALLEN P.J.J.M. (1986) - Morphology and function of the internal structures of non costate *Bulimina*. - *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch.*, ser. B, 89, 4 : 367-385.
- WARRINGTON G. (1978). - Appendix 1 ; Palynology of the Keuper, Westbury and Cothan beds and the White Lias of the Withycombe Farm Borehole. In : Poole, E.G., Ed. The stratigraphy of the Withycombe Farm Borehole near Banbury, Oxfordshire. *Bull. Geol. Surv.*, 28, 22-28.

GRENOBLE, 24 - 26 mai 1991

**LES EVENEMENTS
DE LA LIMITE CENOMANIEN-TURONIEN**

**EXCURSION POST-COLLOQUE DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE
LIVRET-GUIDE**

Deuxième partie : La limite Cénomaniens-Turonien en Provence.
Corrélation entre Plate-forme carbonatée et Bassin.(28-29 mai 1991)

Second Part : The Cenomanian-Turonian boundary in Provence.
A carbonate platform-Basin correlation.(28-29 mai 1991)

Organisée par

Christine CRUMIERE-AIRAUD - Jean PHILIP - Guy TRONCHETTI

Centre de Sédimentologie-Paléontologie
U.R.A. 1208 C.N.R.S. - Marseille

INTRODUCTION.

La Provence, et en particulier la région de Cassis, offre quelques aspects originaux de la limite Cénomanién-Turonien. On peut y observer notamment le passage latéral de formations carbonatées de Plate-forme à des formations marneuses de Bassin. Cette situation privilégiée à plusieurs avantages.

Du point de vue lithostratigraphique on peut reconstituer la manière dont s'opère la transition sédimentologique de la Plate-forme au Bassin. Un parallélisme peut être établi entre les biozones des différents ensembles écologiques : rudistes et foraminifères benthiques sur la Plate-forme, ammonites et foraminifères planctoniques dans le Bassin. L'analyse comparée des paléoenvironnements et des cortèges de dépôt, permet de mieux comprendre les événements qui se sont produits à la limite Cénomanién-Turonien : réduction de la sédimentation carbonatée de plate-forme, augmentation de la productivité planctonique, accroissement du flux terrigène, instabilité tectonique du Bassin, approfondissement des milieux de dépôt, etc....

Le cadre paléogéographique du Cénomanién de Provence comprend les unités suivantes (fig. 1).

Au nord une plate-forme carbonatée s'appuyant sur une zone haute (le Bombement Durancien) interprétée comme une aire émergée au cours de l'Albien-Cénomanién inférieur et sur laquelle se sont mis en place des gisements de Bauxite (Philip, 1970). Les transgressions cénomaniennes, et notamment celle du Cénomanién supérieur, ont recouvert la bordure sud du Bombement Durancien et permis l'établissement d'une plate-forme carbonatée. Vers le sud (région de Cassis) la plate-forme carbonatée passe très progressivement à des faciès marneux de bassin proximal.

Au Turonien inférieur se produit une accentuation de la zone de flexure séparant la plate-forme carbonatée du bassin de Cassis, une augmentation de la subsidence et un accroissement de la sédimentation terrigène. C'est ainsi dans un contexte de profondes modifications paléogéographiques que se situe la limite Cénomanién-Turonien en Provence.

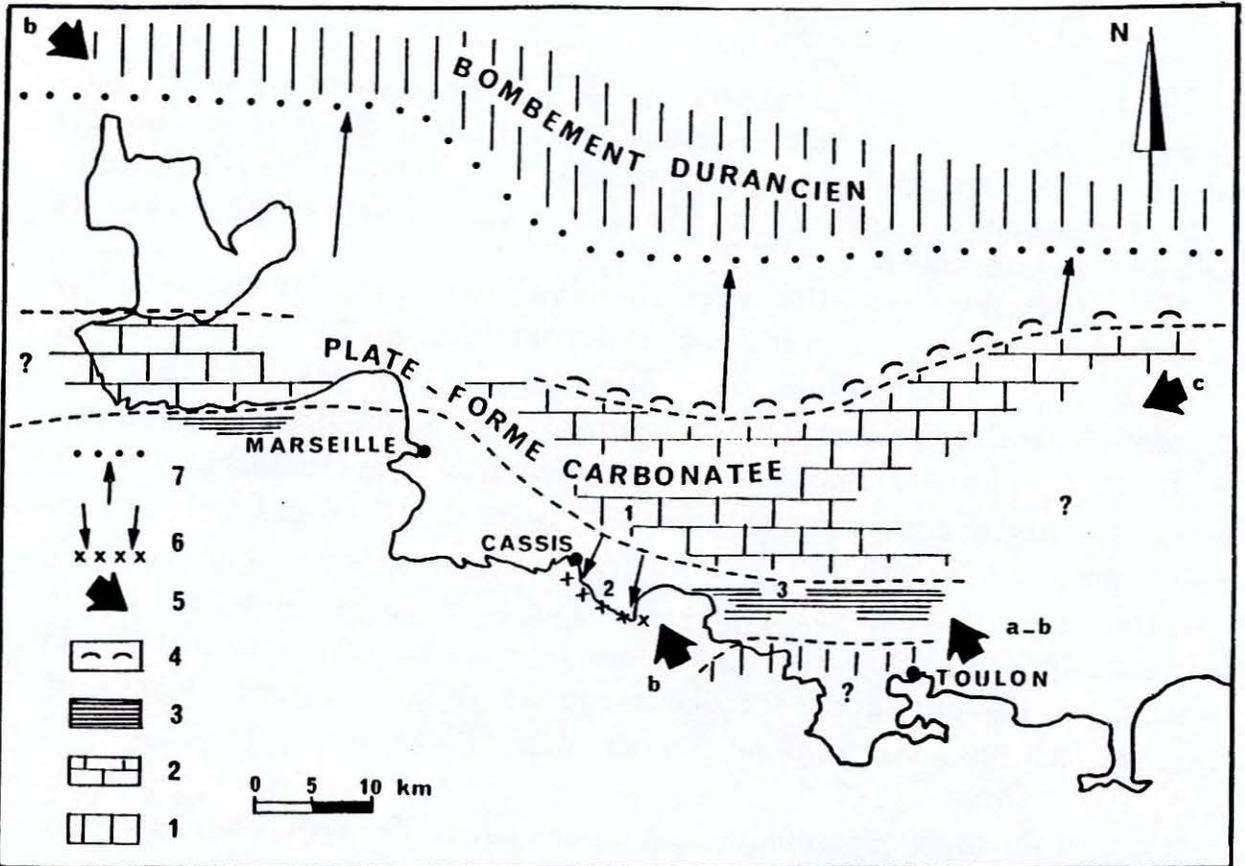


Fig. 1 - Carte paléogéographique du Crétacé supérieur de Basse-Provence (d'après J. PHILIP, 1980).

1- zones hautes. 2- Extension de la plate-forme carbonatée au Cénomanién. 3- Faciès terrigènes. 4- Faciès à caractère margino-littoral. 5- Axes d'apports terrigènes. a: Cénomanién, b: Turonien supérieur et Coniacien, c: Santonien. 6- Extension de la plate-forme au Turonien supérieur. 7- Idem au Coniacien.

Late Cretaceous paleogeographic map of the Basse-Provence (after J. PHILIP, 1980).

1- Uplift areas. 2- Extension of Cenomanian carbonate platform. 3- Terrigenous facies. 4- Brackish facies. 5- Terrigenous inputs. a: Cenomanian, b: Late Turonian and Coniacian, c: Santonian. 6- Extension of Late Turonian platform. 7- Same for the Coniacian.

Deux coupes seront examinées en détail (fig. 2) : celle de Cassis (Arrêt I) représentative du domaine de Bassin, celle de Font-Blanche (Arrêt III, le long de la D₃ du Col de l'Ange au Grand Caunet) caractéristique du domaine de Plate-forme carbonatée. Un arrêt panorama (Roquefort-La Bédoule) permettra d'observer la géométrie de la Plate-forme carbonatée cénomaniénne (Arrêt II).



Fig. 2 - Situation géographique du secteur étudié et localisation des arrêts I. II. III. (Carte I. G. N. n° 67- 1:100.000).
 Location of the study area and stops I. II. III.

COUPE DE CASSIS.

INTRODUCTION.

Plusieurs géologues, après Ph. Matheron (1842), ont étudié la coupe de Cassis (fig. 3), devenue classique : Reynès (1864), Kilian et Reboul (1913), Fabre (1940). Des précisions chronostratigraphiques, biostratigraphiques et sédimentologiques ont été apportées plus récemment (Philip, 1970, Babinot, 1980, Tronchetti, 1981).



Fig. 3 - Situation géographique de la coupe de Cassis.
(Plan directeur Aubagne n°6). Arrêt I.
Location of the Cassis Section. Stop I.

Le Cénomaniens repose en faible discordance angulaire sur l'Aptien supérieur marneux, par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique ayant livré *Hypacanthoplites jacobi* du Clansayésien. Le Cénomaniens comprend les unités suivantes, de bas en haut :

- "Grès du Château" (4-5 m) ayant livré, à la base, *Puzosia* sp. aff. *mayoriana* : Vraconien-Cénomaniens basal (Fabre-Taxy & Thomel, 1964).

- "Banc des Lombards" (0,50 m), niveau condensé, fortement ferruginisé et daté du Cénomaniens inférieur et moyen (Fabre, 1940) : *Mantelliceras saxbii*, *M. mantelli*, *Acanthoceras rothomagense*...

- Marnes et marnes sableuses de l'Anse Sainte-Madeleine.

- l'ensemble inférieur (20-30 m) est représenté par des marnes sableuses (avec olistolithe de calcaire à rudistes intercalé, Philip 1970) ayant livré *Pseudocalyoceras harpax*, *Eucalyoceras pentagonum* : base du Cénomaniens supérieur (Fabre 1940, Babinot 1980, Tronchetti 1981).

- l'ensemble moyen est caractérisé par des grès en plaquettes, des marnes sableuses et des sables azoïques (25 m).

- l'ensemble supérieur (25 m) est formé de marnes pyriteuses et de calcaires argileux ayant livré des foraminifères planctoniques (Tronchetti 1981) du Cénomaniens supérieur (partie supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani*).

- Calcaires et marnes de la Pointe Corton (15 m); ensemble dans lequel s'effectue le passage du Cénomaniens au Turonien.

- Marnes de l'Anse de l'Arène (100 m environ) riches en Foraminifères planctoniques du Turonien inférieur et du Turonien moyen.

DESCRIPTION DE LA ZONE DE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN.

Pour cette étude, nous examinerons en détails une coupe débutant dans l'ensemble supérieur des marnes de l'Anse Sainte-Madeleine et se terminant à la base des marnes de l'Anse de l'Arène.

- Unité marneuse de l'Anse Sainte-Madeleine (CeS).

Elle correspond à une vingtaine de mètres de marnes gris sombre, pyriteuses, à débris charbonneux, alternant avec des calcaires argileux noduleux. La macrofaune est absente; la microfaune est riche et diversifiée (fig. 4).

- Unité des calcaires argileux de la base de la Pointe Corton (Ce/Tu).

Cette unité peu épaisse (7,20 m) de calcaires argileux présente des figures de glissements synsédimentaires qui s'amortissent du N.W. vers le S.E. pour passer à une alternance de bancs de calcaires argileux (à lamines contournées, plis, microplis, figures de fluage, galets mous) et de marnes feuilletées.

Dans la partie développant ces alternances, on peut décrire les niveaux suivants :

- le passage entre les marnes sombres du fond de l'Anse Sainte-Madeleine (Ce/S) et les premières assises de calcaires argileux est marqué par un niveau (C7) présentant une base noduleuse. Cet aspect particulier peut être attribué à une intense bioturbation, les nodules représentant alors des terriers horizontaux de grande dimension témoins d'un ralentissement notable de la sédimentation précédant la mise en place de la phase carbonatée dans ce domaine.

- les bancs suivants livrent des galets mous dans des couches d'aspect contourné; ce sont là des figures de remaniements synsédimentaires de boues semi-lithifiées sur une faible pente (amortissement rapide des écoulements).

Cette alternance de bancs de calcaires argileux à figures de resédimentation et de marnes plus ou moins feuilletées est soulignée par la présence, dans les horizons marneux, de traces d'activités biologiques verticales (terriers verticaux, traces de fuite ?....).

- Vers la moitié de cette unité se place un banc repère dans la topographie (C13). Ce banc de calcaires argileux présente lui aussi des figures de fluage, des galets mous; il semble, de plus, correspondre à une phase de plus grande ampleur des glissements par l'aspect très contourné des couches et a livré trois exemplaires de *Sauvagesia* sp.

- Viennent ensuite des marnes feuilletées suivies d'un banc calcaire à base ravinante (C15) livrant un nouvel exemplaire de rudiste : *Durania arnaudi* cf. *intermedia* (Choffat).

- l'ensemble supérieur de cette unité des calcaires argileux clairs est représenté par des bancs très noduleux de calcaires argileux et de marnes. Cet ensemble contenant encore un rudiste remanié (*Sauvagesia* sp.) se termine par un banc (C 92) présentant à sa surface de nombreuses bioturbations planes, de petite dimension (diamètre moyen : 1 cm) de type *Planolites*.

- Unité des "slumpings" calcaires du sommet de la Pointe Corton (Tui).

Ravinant à leur base des marnes sableuses grises (d'une épaisseur visible de 1 à 2 m) ces "slumpings" se décomposent en trois parties principales :

- la partie inférieure (2 m) est constituée de faciès laminés contournés contenant des bancs lenticulaires et des bioturbations horizontales à subhorizontales de grande dimension (10 cm pour la majorité).

- la partie moyenne, plus marneuse, de 2 m d'épaisseur se compose de faciès marneux bleutés plus ou moins laminés contenant des nodules très aplatis, des plis, des blocs en forme "d'aile d'avion" et des imbrications de blocs.

- la partie supérieure (3 m) est caractérisée par des calcaires argileux beiges très bioturbés et plissés qui ravinent les faciès marneux bleutés sous-jacents.

Les mesures d'axes de plis dans les slumpings montrent une dispersion comprise entre N₂₀ et N₁₁₀ avec une prédominance des axes N₂₀ à N₆₀, confirmant une mise en place des glissements synsédimentaires du NW vers le SE depuis la bordure du Bombement Durancien.

- Unité des marnes de l'Anse de l'Arène (Tui).

Cette unité est représentée par une centaine de mètres de marnes grises au sein desquelles se situent des passées de calcaires argileux noduleux. La macrofaune y est très rare (très petits lamellibranches et gastéropodes pyritisés; restes d'Inocérames); la microfaune (foraminifères benthiques et planctoniques) est très diversifiée.

INTERPRETATION BIOSTRATIGRAPHIQUE.

- L'unité des marnes sombres du fond de l'Anse Sainte-Madeleine (Ces) contient une abondante microfaune de foraminifères benthiques et planctoniques (fig. 4). Parmi ces derniers, la disparition de *Rotalipora greenhornensis*, rapidement suivie de celle de *Rotalipora cushmani*, permet de dater ces dépôts du Cénomanién supérieur (partie supérieure de la zone à *R. cushmani*).

- Dans l'unité des calcaires argileux clairs de la base de la Pointe Corton (Ce/Tu), les Foraminifères benthiques et planctoniques se raréfient rapidement tandis que les *Calcisphaerulidae* deviennent très abondants.

Parmi les rares foraminifères planctoniques, ce sont les formes non carénées qui sont les plus fréquentes (*Hedbergella*, *Whiteinella*, *Guembelitria*, *Heterohelix*).

La présence (sporadique) de *Whiteinella archeocretacea* et l'absence des *Rotalipores* permet de situer cette unité dans la zone à *W. archeocretacea*.

C'est aussi dans cette unité que s'observent quelques exemplaires de rudistes et débris de microfaune benthique (Cuneolines) attestant de

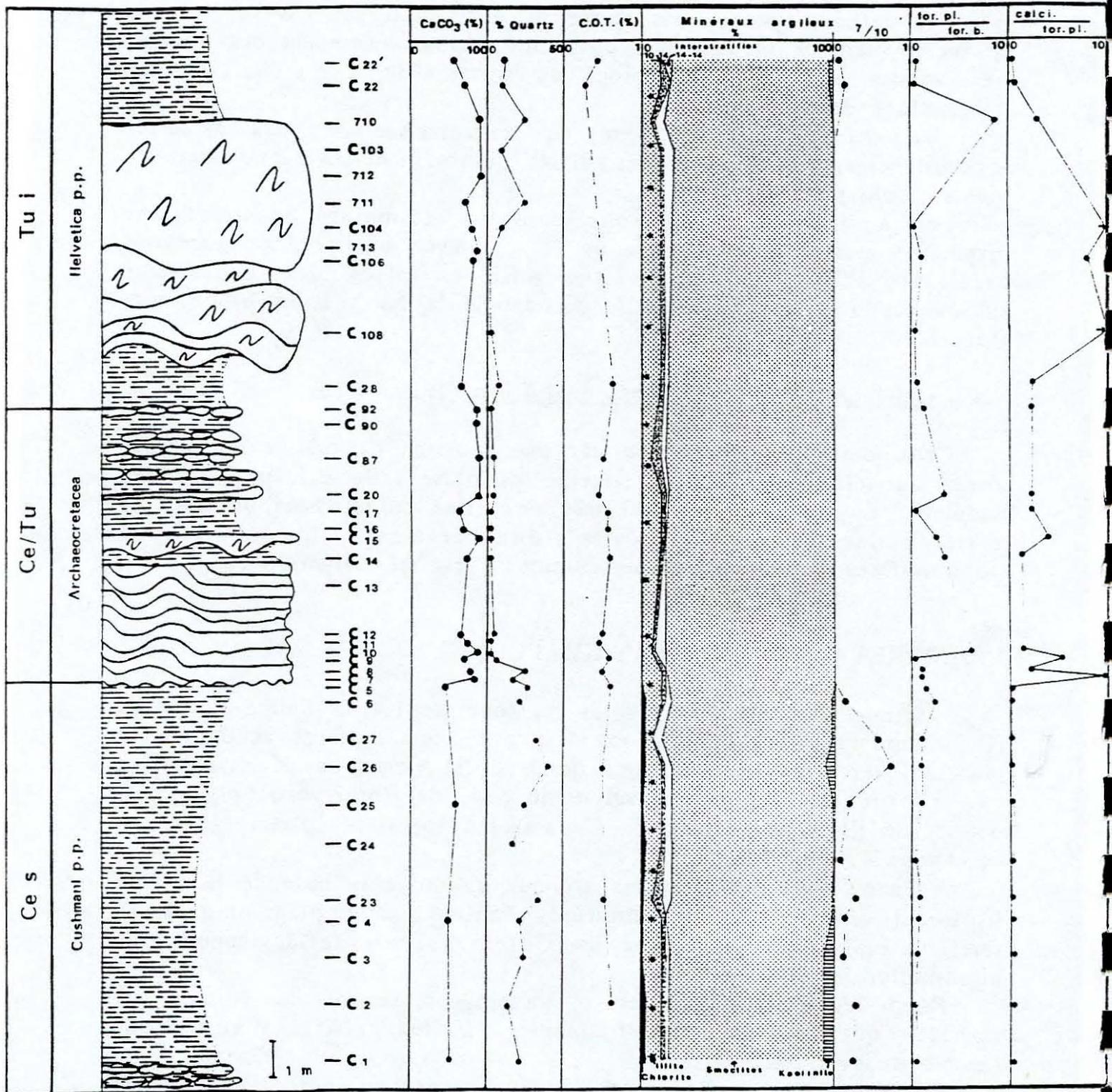


Fig. 5 - Le passage Cénomanién-Turonien à Cassis.
 Données sédimentologiques et géochimie organique.
 - Cenomanian-Turonian boundary near Cassis.
 Sedimentologic data and organic geochemistry.

déplacements de matériel bioclastique depuis la plate-forme vers le bassin; l'aspect contourné des bancs correspond à des glissements synsédimentaires, de faible ampleur, d'un matériel semi-lithifié.

- Dans l'unité des marnes de l'Anse de l'Arène (Tui), les assemblages de foraminifères benthiques sont, à nouveau, bien diversifiés et très semblables à ceux observés dans l'unité des marnes sombres du fond de l'Anse Sainte-Madeleine. De même, les foraminifères planctoniques se diversifient et on note l'apparition de rares individus de *Helvetoglobotruncana helvetica* qui permettent de situer ces dépôts dans le Turonien inférieur (zone à *H. helvetica*).

Cette espèce, associée à d'autres foraminifères planctoniques, apparaît dans la passée marneuse ravinée par l'Unité des "slumpings" calcaires du sommet de la Pointe Corton et se poursuit dans les marnes de l'Anse de l'Arène.

L'âge turonien inférieur est confirmé par la présence de rares individus de *Inoceramus labiatus* var. *subhercynicus* (déterm. J. Sornay) dans les marnes de l'Anse de l'Arène et d'un exemplaire de *Pseudoaspidoceras footeanum* (déterm. W.J. Kennedy) dans les niveaux slumpés.

Ce n'est que plus haut, à la partie médiane de l'ensemble marneux de l'Anse de l'Arène, que le Turonien moyen peut être reconnu (apparition de *Marginotruncana sigali*).

En conclusion, la limite Cénomaniens-Turonien se situe dans l'Unité des calcaires argileux de la base de la Pointe Corton (Ce/Tu) : zone à *Archeocretacea*.

EVOLUTION DES PARAMETRES SEDIMENTOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES.

- Calcimétrie.

Tous les niveaux présentent des valeurs de $\text{CaCO}_3 > 50\%$ (fig. 5).

- Microfaciès.

L'unité des calcaires de la zone à *Archeocretacea* a fait l'objet d'une étude des microfaciès en lame mince.

D'un point de vue textural, cette unité est homogène : wackestones avec pour seule variable la quantité de boue matricielle. Ce sont les contenus en glauconie et quartz (fig. 5) et en éléments figurés qui varient et permettent ainsi d'individualiser plusieurs ensembles.

De l'échantillon C₇ à l'échantillon C₁₀ la glauconie et le quartz sont très abondants; la microfaune planctonique domine la microfaune benthique qui est représentée uniquement par quelques organismes profonds (*Praebulimina* sp.) et les *Calcisphaerulidae* deviennent fréquents.

A partir de C₁₁ les pourcentages de quartz chutent brutalement pour rester ensuite dans des valeurs faibles.

Dès le niveau C₁₄ l'aspect laminé perçu macroscopiquement est visible en microfaciès. On note une alternance de lamines claires et sombres; le passage de l'une à l'autre est pratiquement insensible. Les seules différences notables résident dans le fait que les lamines sombres sont de granulométrie plus fine et que les lamines claires contiennent plus de bioclastes. Les microfaciès révèlent un cortège biologique constitué de foraminifères planctoniques *Calcisphaerulidae* et *Coccolithes* (pl. 2, fig. 5 & 6). On observe cependant la raréfaction de la glauconie et la présence sporadique de tests brisés et usés, de foraminifères benthiques caractéristiques des milieux de plate-forme carbonatée (*Cunéolines*, *Quinqueloculines*). Les débris de macrofaune sont rares (*Inocérames*, *Lamellibranches*, soies d'*Echinides*)

- Quartz : pourcentage et granulométrie.

Les pourcentages de quartz (fig. 5), qui gravitent autour de 25% dans l'unité marneuse de base (CeS) diminuent dans celle des calcaires pélagiques (Ce/Tu) jusqu'à atteindre des valeurs de 5 à 10% en moyenne. Dans les marnes de l'Anse de l'Arène (Unité Tui) ces quantités augmentent progressivement. La taille des quartz est, sur toute la hauteur de la coupe, du même ordre de grandeur que celle de la microfaune.

- Le carbone organique total (C.O.T.).

Les valeurs obtenues par analyse de roche totale sont inférieures à 0,7% quel que soit le niveau choisi (fig. 5). Il semble donc que l'on ne puisse pas parler d'enrichissement, même relatif, en matière organique des sédiments de cette coupe.

- Les proportions relatives des différents minéraux argileux (fig. 5).

Les faits majeurs à retenir sont :

- un important fond continu (en moyenne 80%) de smectites;
- une quantité moyenne de 5 à 10% d'illite en continu sur la coupe;
- des pourcentages cumulés d'interstratifiés (10-14) et (14-14) ne dépassant pas 10%;
- la présence de chlorite en quantité très faible (inférieure à 5%) uniquement dans l'unité marneuse de base et dans les marnes du sommet de la coupe;
- la présence de kaolinite en faible quantité (en moyenne 5%) dans les unités Ces et Tui.

Le rapport 7/10 est bien représentatif de la différence minéralogique existant entre l'unité Ce/Tu et les unités encaissantes Ces et Tui. La disparition de la kaolinite de cet assemblage de minéraux

argileux au passage des unités Ces-Ce/Tu pourrait correspondre à un approfondissement du milieu de dépôt.

- Le rapport foraminifères planctoniques sur foraminifères benthiques.

Les comptages des microorganismes ont été effectués sur 200 individus au sein de chaque lavage pour les niveaux tendres et sur plusieurs lames minces pour les niveaux indurés afin d'obtenir des résultats comparables.

Ce rapport, qui oscille entre 0,5 et 1 pour les unités Ces et Tui, montre brutalement (fig. 5) de fortes valeurs dans l'unité Ce/Tu.

- Dans cette dernière unité, les foraminifères planctoniques sont représentés par une majorité de petites formes globuleuses (*Hedbergella* + *Whiteinella*) développées au détriment des Rotalipores (10-15% des populations planctoniques de l'unité Ces) et des Dicarinelles et *Marginotruncana* (fréquentes dans l'unité Tui).

- Parmi les foraminifères benthiques, ce sont les *Buliminacea* (*Praebulimina* surtout et *Tappanina*) qui dominent. L'abondance des représentants de ce groupe est fréquemment citée en liaison avec des biotopes où se manifeste un déficit en oxygène. La fréquence de ces formes pourrait donc traduire une certaine hypoxie au niveau du fond; cette tendance, qui peut être confirmée par la rareté (voire l'absence) de macrobenthos, est cependant très peu affirmée dans les unités Ces et Tui, car les assemblages de foraminifères benthiques restent diversifiés.

C'est dans l'unité Ce/Tu que cette hypoxie au niveau du fond serait la plus marquée. Il faut toutefois préciser que les phénomènes hypoxiques devaient être discontinus en raison de la présence d'horizons bioturbés.

- le rapport *Calcisphaerulidae*/foraminifères planctoniques.

La quantité de *Calcisphaerulidae* augmente considérablement dès la base de l'unité Ce/Tu (fig. 5) et atteint jusqu'à 80% de la fraction biologique du sédiment. Le rapport *Calcisphaerulidae* sur foraminifères planctoniques montre les mêmes tendances que le rapport foraminifères planctoniques sur foraminifères benthiques et conserve de fortes valeurs tout au long de la zone à *Archaeocretacea*.

Ce "bloom" d'organismes "opportunistes" (Jarvis & al., 1986) a déjà été observé par certains auteurs (Kuhnt & al., 1986; Arthur & al., 1987) et interprété comme lié à l'anoxie des zones plus profondes.

- Géochimie minérale.

Afin de visualiser plus facilement les variations chimiques en rapport avec la lithostratigraphie, le profil géochimique ou "coupe-temps" (Brosse, 1982) de la coupe de Cassis a été réalisé (fig. 6). Il apparaît que :

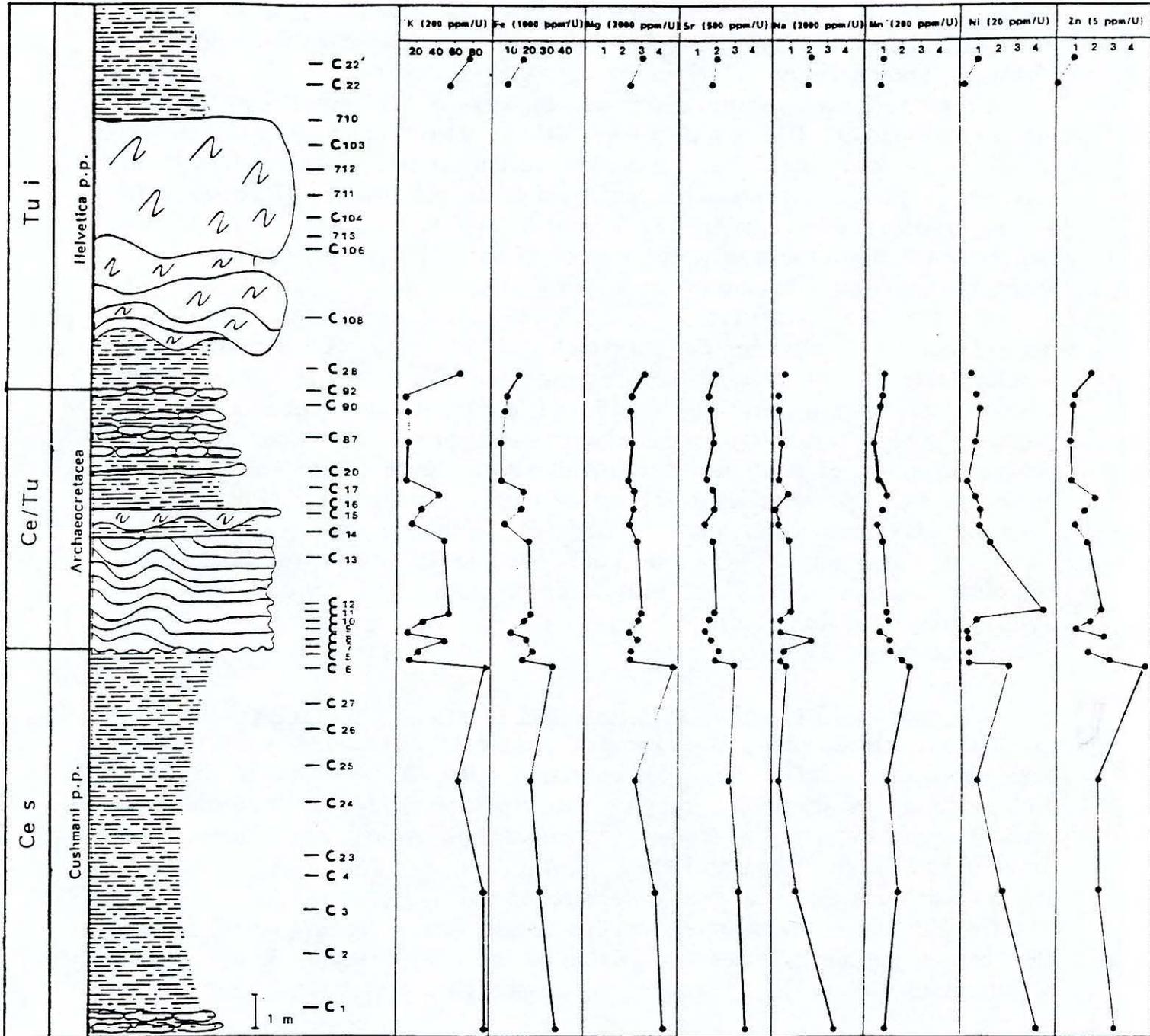


Fig. 6 - Le passage Cénomanién-Turonien à Cassis.
 Données de la géochimie minérale.
 - Cenomanian-Turonian boundary near Cassis.
 Mineral geochemical data.

- toutes les valeurs diminuent avec l'échantillon C₇ de façon plus ou moins importante;
 - l'évolution des teneurs se fait ensuite en dents de scie :
 - pics positifs autour des échantillons C₈-C₁₀;
 - nouvelles diminutions;
 - valeurs plus importantes dans les échantillons C₁₂-C₁₄, et de nouveau en C₁₇;
 - de C₂₈ à C₂₂' les valeurs augmentent faiblement sans atteindre encore celles de l'unité de base;
 - les teneurs en K sont très fortement dépendantes de la quantité d'argile que renferment les sédiments;
 - Zn et Fe ont des évolutions en tous points comparables et très proches de celle de Mn;
 - les quantités de Mg subissent une nette diminution à partir de C₇.
- Les apports de la géochimie minérale pour cette coupe seule sont d'assez faible signification, mais concordent avec ce qui a déjà été observé :
- les changements les plus nets tant sédimentologiques que lithologiques se font à la base de la zone à *Archaeocretacea* (échantillon C₇);
 - de C₇ à C₂₉ il semblerait que le taux de sédimentation soit plus faible que pour les deux unités sus et sous-jacentes.

COUPE DE FONT BLANCHE.

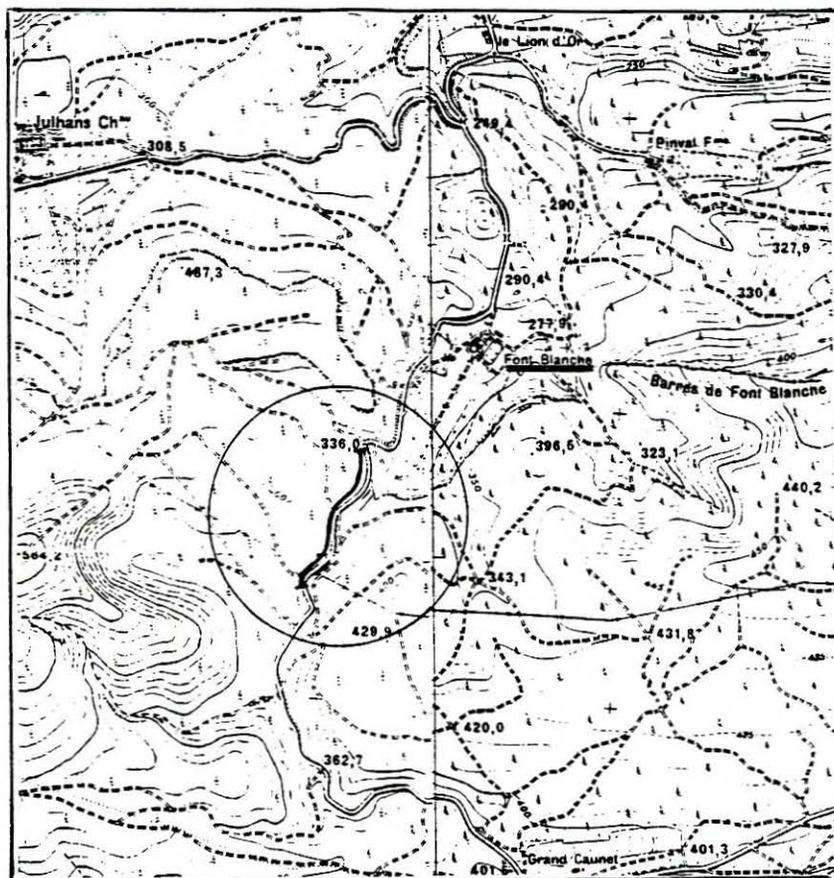


Fig. 7 - Situation géographique de la coupe de Font Blanche.
(plan directeur Aubagne n° 7-8). Arrêt III.
Location of the Font Blanche Section. Stop III.

Description lithologique.

Le Cénomanién supérieur est ici représenté par des faciès de plate-forme carbonatée correspondant à la "Deuxième Barre à Rudistes" cénomaniénne de Provence (Philip 1970). C'est dans cette coupe (fig. 8), au sommet de la Barre à Rudistes, qu'ont été observés les plus anciens Hippuritidés connus (Philip 1978). La coupe de Font-Blanche revêt donc un intérêt particulier pour l'étude du passage Cénomanién-Turonien en domaine de plate-forme. On y distingue les unités suivantes, de bas en haut :

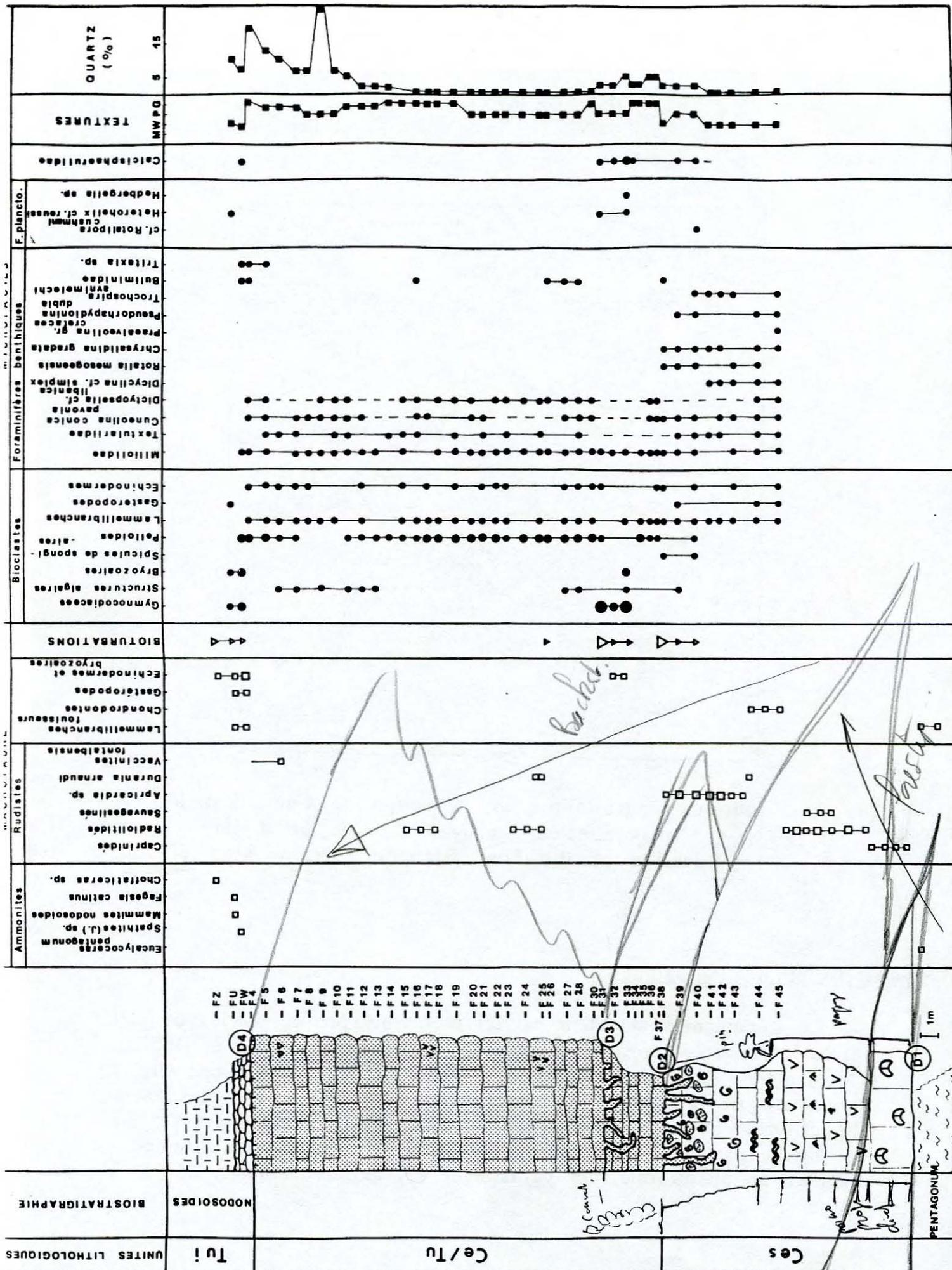


Fig. 8 - Le passage Cénomanién-Turonien à Font Blanche.
Données biostratigraphiques et sédimentologiques.
- Cenomanian-Turonian boundary near Font Blanche.
Biostratigraphic and sedimentologic data.

- Unités des calcaires argileux noduleux à exogyres.

Il s'agit de wackestones à débris d'échinodermes, calcisphères, foraminifères planctoniques, renfermant par place des lumachelles à exogyres (*Exogyra columba* auct.) et ayant livré latéralement (la Bégude) *Eucalycoceras pentagonum* (Babinot 1980, Tronchetti 1981).

- Unités des calcaires à rudistes (CeS).

De bas en haut se succèdent les associations suivantes :

- Calcaires à *Caprinidae* .

Ces calcaires, qui débutent la "Deuxième Barre à rudistes" cénomaniennne, sont séparés de l'unité précédente par une discontinuité (D₁). On y observe de gros débris de Caprinidés (*Caprina* cf. *adversa* d'Orb.) et des fragments de Cidaridés.

- Calcaires à *Sauvagesiinae* .

On y identifie les genres *Durania* et *Sauvagesia* (*Durania arnaudi intermedia* (Choffat), *Sauvagesia sharpei* (Choffat). La partie supérieure montre une accumulation de valves supérieures.

- Calcaires à Chondrodontes (*Chondrodonta* cf. *joannae* Stant) en association avec des Sauvagesiinés (*Durania*, *Sauvagesia*).

- Calcaires à *Requienidae* (*Apricardia carantonensis* (d'Orb.), *A. laevigata* (d'Orb.) et *Sauvagesiinae* (*Durania*).

- Calcaires (wackestones) à *Chrysalidina gradata* d'Orb., *Miliolidae*, spicules d'éponges, rares foraminifères planctoniques.

Cette unité se termine par une discontinuité sédimentaire (D₂) : c'est un changement lithologique net, souligné par des bioturbations qui pénètrent très profondément (jusqu'à 1 m) dans le sédiment sous-jacent.

- Unité bioclastique à débris de rudistes et de bryozoaires (Ce/Tu partie inférieure)

Ces calcaires bioclastiques en bancs de 0,20 m, séparés par des joints bien marqués, forment une unité peu épaisse (3 m) composée d'un matériel assez grossier.

Dans la partie moyenne se situe un banc repère à débris de bryozoaires branchus et de radioles d'échinides. Cette unité se termine par une discontinuité (D₃) de même type que la précédente : surface intensément bioturbée.

- Unité bioclastique à débris de rudistes (Ce/Tu partie supérieure).

Sur une épaisseur d'environ 20 mètres des bancs de 0,10 à 0,80 mètres se succèdent. Ils correspondent à la variation de granulométrie

du sédiment; les bancs les plus épais sont constitués d'un matériel fin et présentent des accumulations de rudistes (*Durania* sp.).

La succession des bancs est la suivante :

- 7 m de calcaires bioclastiques fins en bancs massifs de 0,30 à 0,80 m séparés par des joints plans et présentant des radioles d'échinides et des rudistes entiers ou en gros fragments dont *Durania* cf. *arnaudi* (Choffat) et *Radiolites* sp.

- 10 m de calcaires bioclastiques à gros débris de rudistes. De nombreux bancs d'une épaisseur variant de 0,20 à 0,40 m présentent des granoclasses.

- 3 m de calcaires bioclastiques grossiers contenant les premiers représentants des *Hippuritidae* avec quelques exemplaires de *Vaccinites fontalbensis* (Philip 1978).

Ce dernier banc est surmonté par une surface durcie, perforée et ferruginisée (hard-ground) et portant de nombreux organismes encroûtants tels de petites huîtres, des bryozoaires (Discontinuité D4).

- Unité des calcaires argileux noduleux à ammonites (Tui).

Cette unité, peu épaisse (1 à 2 m), très fossilifère, présente de nombreuses bioturbations et traces ferrugineuses qui soulignent les nodules. La faune est représentée par des organismes fousseurs (lamellibranches, échinodermes...), des ammonites (*Mammites nodosoides*, *Choffaticeras* sp. et un *Vascoceratidae*) et des gastéropodes. Cette unité se termine par une discontinuité moins marquée mais de même type que la précédente.

Sur quelques mètres ensuite (1, 80 à 3, 50 m) on note des calcaires argilo-noduleux identiques aux précédents, puis la sédimentation de type carbonaté de plate-forme reprend très rapidement.

INTERPRETATION BIOSTRATIGRAHIQUE.

- L'unité des calcaires à rudistes renferme une association de *Caprinidae*, de *Sauvagesiinae* et de *Requienidae* typique du Cénomanién supérieur (Philip, 1970). Les foraminifères benthiques présents au sommet de cette unité (*Chrysalidina gradata*, *Rotalia mesogeensis* ...) confirment cette attribution. En association avec ces foraminifères benthiques il importe de souligner la présence de rares sections de foraminifères planctoniques (cf. *Rotalipora cushmani*).

- L'unité des calcaires bioclastiques à débris de Bryozoaires n'a fourni aucun élément de datation.

- L'unité des calcaires bioclastiques à débris de rudistes peut être considérée comme appartenant au Turonien basal pour sa partie sommitale ayant livré des *Hippuritidae* (Philip, 1978). La partie inférieure de cette unité n'a pas livré d'organismes marqueurs.

Les calcaires bioclastiques à débris de Bryozoaires et la partie inférieure des calcaires bioclastiques à débris de rudistes constituent donc typiquement une zone de passage entre le Cénomanién et le Turonien.

- L'unité des calcaires argileux noduleux à ammonites est attribuée au Turonien inférieur (Zone à *Nodosoïdes*).

EVOLUTION DES PARAMETRES SEDIMENTOLOGIQUES.

- MICROFACIES.

En vue de l'étude de la limite Cénomanién-Turonien, c'est uniquement à partir des calcaires à *Requienidae* que les microfacies ont été étudiés en détail.

- Calcaires à *Requeniidae* (échantillons F45 à F39).

De texture principalement wackestone ces calcaires ne montrent que peu de variations dans la fraction bioclastique (fig. 8). C'est en effet une association de foraminifères benthiques, classique pour le domaine de plate-forme au Cénomanién, qui domine. Y sont associés des ostracodes, des gastéropodes, des débris d'échinodermes et de rudistes.

Au sommet, sous la discontinuité D₂, la fraction micritique augmente, ainsi que la diversité biologique. Il s'agit de wackestones fins à foraminifères benthiques, spicules d'éponges et organismes planctoniques (foraminifères, *Calcisphaerulidae*).

- Unité bioclastique à débris de rudistes et de bryozoaires.
(échantillons F₃₅ à F₃₁).

A la partie inférieure, cette unité est de texture grainstone à pelloïdes, débris de rudistes et grains de quartz. Vers le sommet, des changements apparaissent.

Pour les échantillons F₃₃, F_{33'}, F₃₂ et F₃₁, la texture est plus boueuse (mais surtout c'est dans ces niveaux qu'apparaissent des algues (Gymnocodiacees), des bryozoaires ainsi que des foraminifères planctoniques assez bien conservés (*Heterohelix* cf. *reussi*, *Hedbergella* sp. et *Calcisphaerulidae*).

- L'unité bioclastique à débris de rudistes (échantillons F₃₀ à F₂).

Elle présente des variations aussi bien dans le contenu bioclastique que dans les textures et la granulométrie du sédiment. C'est en moyenne une unité caractérisée par une texture grainstone à packstone, de granulométrie variant rapidement; les principaux constituants sont les structures algaires de type *Bacinella*, les encroûtements algo-bactériens, les foraminifères benthiques (toujours présents sous forme d'organismes brisés). Il faut noter aussi une très importante micritisation des débris (lamellibranches, échinodermes, etc...).

Pour les échantillons situés sous la discontinuité sommitale de cette unité, le microfaciès est celui d'un grainstone; le sédiment sus-jacent remplissant les perforations est un packstone à bryozoaires, foraminifères benthiques profonds et contenant quelques grains de glauconie. La limite entre les 2 textures peut être soulignée par des ferruginisations.

- L'unité des calcaires argilo-noduleux à ammonites.

Cette unité est de texture packstone-wackestone. Y dominent les bryozoaires et les algues (type Gymnocodiacees) et les foraminifères planctoniques réapparaissent; le pourcentage de quartz augmente, la glauconie est présente mais peu abondante.

- GRANULOMETRIE ET POURCENTAGE DES QUARTZ.

Dans l'unité des calcaires clairs à *Requienidae*, les quartz sont peu abondants (5% en moyenne) et leur taille est de l'ordre de 10 à 15 microns en moyenne. Il en est de même pour l'unité des calcaires bioclastiques à bryozoaires et à foraminifères planctoniques.

Pour l'unité des calcaires bioclastiques à débris de rudistes les pourcentages de quartz varient en parallèle avec la granulométrie : dans les passées de grainstone plus grossier les quantités de quartz augmentent, elles reprennent des valeurs comprises entre 0 et 5% pour

les passées plus boueuses. Au-dessus de la discontinuité D₄ et sur une très faible épaisseur, les pourcentages de quartz sont de l'ordre de 30 à 40% et reste ensuite dans une fourchette de valeurs de 5 à 10%. Cette forte augmentation des pourcentages au niveau de la discontinuité sommitale ne s'accompagne pas d'une augmentation de la taille des quartz.

- REPARTITION DES DIFFERENTS MINERAUX AU NIVEAU DU "HARD-GROUND" (D₄).

Entre les échantillons Fu et Fy, les principales différences sont :

- la diminution de l'illite;
- l'augmentation des smectites;
- la disparition de la kaolinite.

La présence de kaolinite est un fait constant pour les plates-formes de cette époque (sédimentation différentielle des argiles).

La richesse en smectites observée dans les calcaires noduleux accreditte l'idée d'un approfondissement des milieux de dépôt au-dessus de la discontinuité.

- CARACTERES PETROGRAPHIQUES DE LA DISCONTINUITÉ D₄.

Une étude au microscope optique et à cathodoluminescence permet la mise en évidence des effets d'une diagenèse précoce. En effet, on peut reconnaître dans les derniers centimètres de l'unité Ce/Tu deux étapes diagénétiques conduisant à la lithification précoce des sédiments : d'une part le développement d'une calcite épitaxiale en scalénoèdres et d'autre part une cimentation micritique.

Concernant la calcite épitaxiale en scalénoèdres (pl. 2, fig. 3), on constate autour de chaque débris (rudistes ou échinodermes) le développement d'une frange calcitique syntaxiale de morphologie scalénoédrique (en "dents de scie". La cimentation épitaxiale est généralement considérée comme précoce et de développement rapide. La présence de micrite à organismes benthiques profonds dans les espaces laissés libres permet de supposer que c'est la percolation pénécontemporaine de celle-ci qui inhiberait le développement des cristaux épitaxiaux.

Rappelons que dans les séries anciennes, grâce à des analyses sédimentologiques et isotopiques, des arguments en faveur d'une origine marine pour cette cimentation calcitique en scalénoèdres ont été mis en évidence (Kerans & al., 1986; Perrin & Pascal, 1986; Garrison & al., 1987). S'agissant de la cimentation micritique (pl. 2, fig. 1 & 2) il a été montré (Fürsich, 1978) que sa lithification précoce peut être favorisée par un faible taux de sédimentation. En effet, d'après Krumbein & Cohen (1977) dans un sédiment gorgé d'eau il y a transformation de la matière organique en matière minérale par l'action de micro-organismes sur une

épaisseur avoisinant le mètre. Une dégradation de la matière organique contenue dans la phase micritique a donc pu provoquer la formation et la concentration de la pyrite ainsi que la lithification du sédiment.

En résumé les différentes phases ayant abouti à la formation de la discontinuité D₄ sont :

- dépôt d'un sédiment bioclastique;
- développement des ciments précoces scalénoédriques;
- percolation d'une micrite à organismes planctoniques;
- dégradation de la matière organique contenue dans la phase micritique et lithification de celle-ci.

Après lithification, la discontinuité a été l'objet de perforations (pl. 2, fig. 1) et d'encroûtements par différents organismes.

EVOLUTION SEQUENTIELLE. CORRELATION PLATE-FORME CARBONATEE-BASSIN.

L'analyse des faciès et des discontinuités, l'étude des modalités de passage latéraux entre la Plate-Forme et le Bassin permettent d'interpréter la série provençale en termes de Stratigraphie séquentielle (Vail & al., 1977) et d'y distinguer des Cortèges de dépôt (fig. 9).

1. La transgression du Cénomanién supérieur (partie supérieure) (Zone à *Rotalipora cushmani* p.p.) est mise en évidence à la fois dans la coupe de Cassis et dans celle de Font-Blanche. Elle fait suite à un intervalle régressif parfaitement corrélable entre les deux coupes (faciès ligniteux et sables ocreux à Font-Blanche, sables azoïques et grès à Cassis) et daté du Cénomanién supérieur partie inférieure.

Dans les deux coupes, cette transgression se marque par une bathycroissance nettement indiquée dans la série par une accentuation du pélagisme (*Calcisphaerulidae*, Foraminifères planctoniques, ammonites) : calcaires argileux à Exogyres de Font-Blanche, marnes à *Rotalipora cushmani* de Cassis. En outre, des observations effectuées au nord du domaine provençal (Massif de la Sainte-Baume) confirment le caractère transgressif des Calcaires Argileux à Exogyres, qui reposent sur l'Urgonien ou le Jurassique. On peut ainsi effectuer une corrélation entre les calcaires argileux à Exogyres de Font-Blanche et les marnes à *Rotalipora cushmani* de Cassis (partie inférieure vraisemblablement). L'ensemble peut être considéré comme un Cortège Transgressif dont la rétrogradation vers le Bombement Durancien est le témoin de l'approfondissement du milieu.

2. L'installation de la Plate-forme carbonatée à rudistes constitue un deuxième événement séquentiel. A Font-Blanche, les calcaires à Caprinidés sont séparés des Calcaires argileux à Exogyres du Cortège Transgressif par une discontinuité de non dépôt (D₁), sans trace d'érosion ni de condensation que l'on peut interpréter comme la Surface Basale de Progradation de la Plate-Forme Carbonatée en direction du Bassin.

Dans cette interprétation, la Plate-forme Carbonatée à Rudistes est assimilée à un Cortège de Haut Niveau Marin (réalisé pendant un épisode de "stillstand"). La progradation des calcaires à rudistes peut être suivie à partir de Font-Blanche en direction de Cassis (fig. 9). Les calcaires à Caprinidés se biseautent au Château de Roquefort. Les calcaires à *Radiolitidae* qui leur succèdent s'étendent jusqu'au Cabanon des Gardes. Comme il s'agit de bancs bioconstruits, on ne met en évidence ni obliques ni sigmoïdes et la transition est très progressive à des faciès micritiques à spicules d'éponges de basse énergie. L'unité des

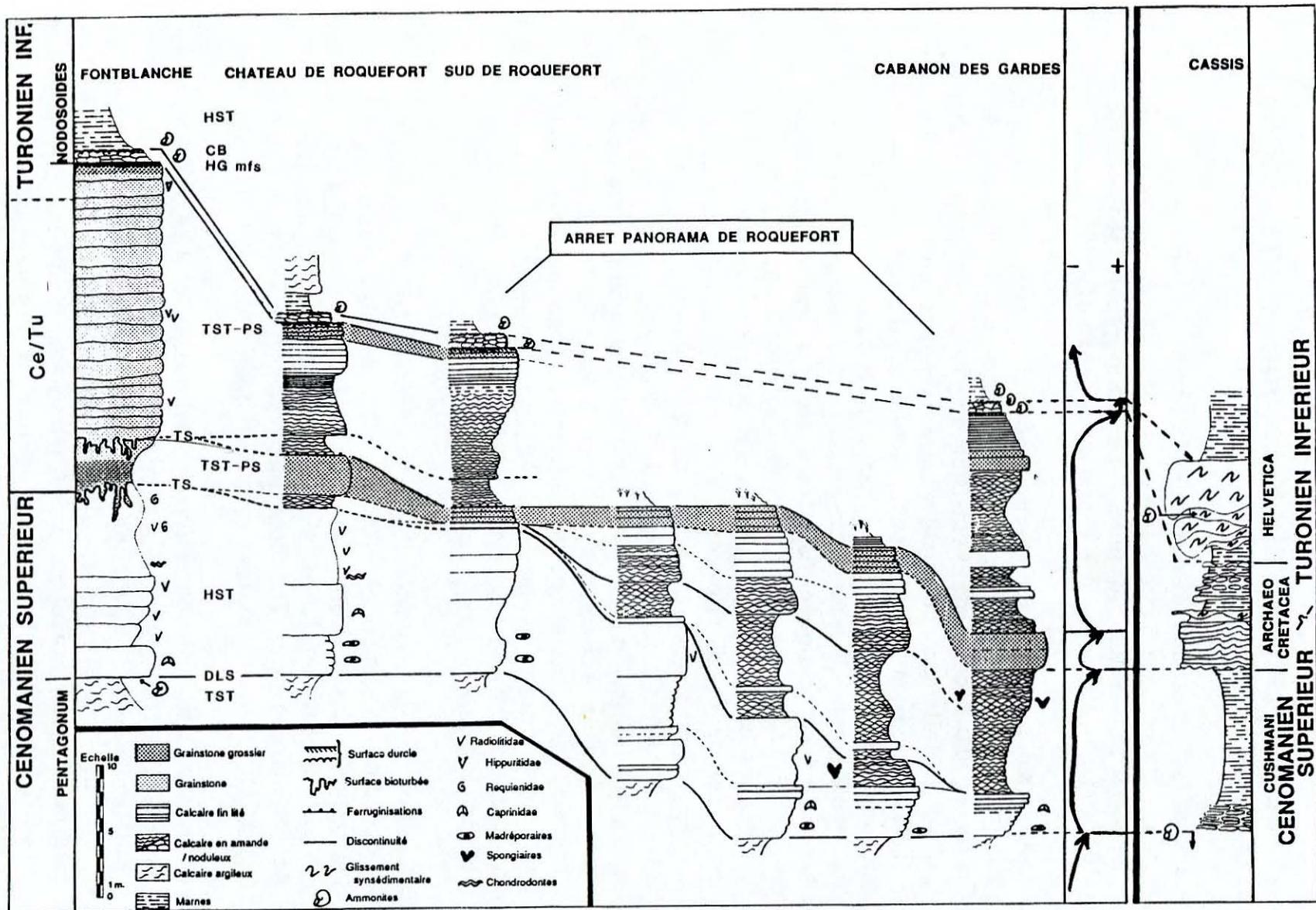


Fig. 9 - Corrélation entre les unités lithostratigraphiques du domaine de Plate-forme carbonatée et de Bassin. Mise en évidence des surfaces et cortèges de dépôt.
 - Correlation between lithostratigraphic units from the Carbonate Platform and Basin showing surfaces and systems tracts.

HST : High stand system tract ; CB : Condensed bed ; HG : Hardground ; mfs : Maximum flooding surface ; TST-PS : Transgressive parasequence ; TS : Marine flooding surface ; DLS : Downlap surface ; TST : Transgressive system tract.

Calcaires à Rudistes peut être interprétée comme une rampe carbonatée (Ahr, 1973).

En direction de Cassis, l'unité des Calcaires à Rudistes passe transitionnellement à des calcaires riches en spicules d'éponges, débris d'échinodermes, *Calcisphaerulidae*. Dans les environs de Cassis, la barre calcaire est présente, mais entièrement dépourvue de débris de rudistes. Cette observation est importante, car elle montre que, contrairement aux plates-formes carbonatées holocènes (Schlager, 1989a), le Cortège carbonaté de Haut Niveau n'alimente pas en bioclastes le Bassin provençal.

Dans la coupe de Cassis, le Cortège de Haut Niveau peut être représenté dans la partie inférieure l'unité des Marnes de la Zone à *Cushmani* (alternances calcaires argileux - marnes).

3. Entre les discontinuités D₁ et D₂, l'évolution séquentielle est bathycroissante, l'unité des calcaires à Rudistes se terminant sous la discontinuité D₂ par des faciès de plate-forme ouverte à *Chrysalidina*, *Apricardia*, foraminifères planctoniques (cf. *R. cushmani*) et spicules d'éponges.

L'évolution séquentielle de la Plate-forme carbonatée à Rudistes est donc celle d'un ennoyage ("drowning" de Schlager, 1981, les bancs à rudistes faisant place progressivement, en fin de séquence, à une sédimentation de boue carbonatée à influences pélagiques discrètes mais réelles, indiquant à Font-Blanche une rétrogradation ("Back stepping") des bioconstructions à rudistes, en direction du Bombement Durancien.

Dans cette évolution, la discontinuité D₂ apparaît comme une Surface d'Inondation ("drowning surface") sur laquelle repose l'Unité des Calcaires Bioclastiques à Bryozoaires. Cette unité, peu épaisse, comprise entre les discontinuités D₂ et D₃ montre également une séquence bathycroissante, des grainstones à débris de rudistes passant progressivement à des boues carbonatées à débris de Bryozoaires et Foraminifères planctoniques. A ce niveau là, une nouvelle étape du recul de la plate-forme est réalisée. La discontinuité D₃ intervient encore comme une Surface d'Inondation de la Plate-forme.

L'unité des Calcaires Bioclastiques à débris de Rudistes, comprise entre les discontinuités D₃ et D₄ réalise la même évolution séquentielle que l'unité précédente. L'épaisseur plus grande indique cependant un plus grand espace disponible pour l'accumulation des dépôts et une élévation notable du niveau relatif de la mer (dû à une accentuation de la subsidence de la plate-forme et/ou de l'eustatisme).

Le changement du régime sédimentaire de la plate-forme entre les discontinuités D₂ et D₄, et la prépondérance des sables bioclastiques sur les bioconstructions, corrobore l'ouverture des milieux de dépôt. La sédimentation bioclastique n'est cependant pas "exportée" vers le Bassin proximal et les deux unités bioclastiques ne vont pas au-delà de la localité Cabanon des Gardes..

Dans la coupe de Cassis, et en dépit des difficultés de corrélation dues aux changements de faciès, on peut mettre en équivalence avec les deux unités bioclastiques de Font-Blanche, les deux faisceaux de calcaires "slumpés" de la Zone à *Archaeocretacea*, renfermant par ailleurs quelques fragments de rudistes. Cette assimilation a pour conséquence de montrer que la rétrogradation de la plate-forme s'accompagne d'une accentuation de la sédimentation planctonique carbonatée à la fois dans la plate-forme externe et dans le Bassin proximal. Les calcaires "slumpés" de la Zone à *Archaeocretacea* de Cassis (limite Cénomaniens-Turonien) se forment pendant une phase de Haut Niveau Marin relatif. Les glissements synsédimentaires qui affectent ces calcaires résultent par conséquent d'une déstabilisation du fond sous-marin sous les à-coups de la subsidence du Bassin provençal, élément moteur de l'approfondissement.

4. La discontinuité D₄, d'extension régionale, à signification de hard-ground et montrant une longue histoire de cimentation-bioérosion-condensation, peut être interprétée comme une Surface d'Inondation Maximale (Drowning unconformity de Schlager, 1989b) correspondant à la disparition régionale de la plate-forme carbonatée et son remplacement par des carbonates à faune benthique profonde (Unité des calcaires argileux à ammonites) ou par des siliciclastiques.

5. L'unité des calcaires argileux à ammonites de Font-Blanche recouvre uniformément la plate-forme carbonatée, témoignant ainsi d'un important approfondissement de celle-ci. En direction de Cassis, l'unité des calcaires argileux disparaît progressivement pour laisser place aux calcaires "slumpés" de la Pointe Corton appartenant au même intervalle stratigraphique (Turonien inférieur). L'approfondissement se traduit ainsi par le dépôt d'un horizon condensé sur la plate-forme (unité des calcaires argileux à ammonites) et de calcaires pélagiques "slumpés" dans le bassin proximal. Une déstabilisation tectonique de la pente externe de la plate-forme semble ici encore à l'origine des glissements synsédimentaires de la Pointe Corton.

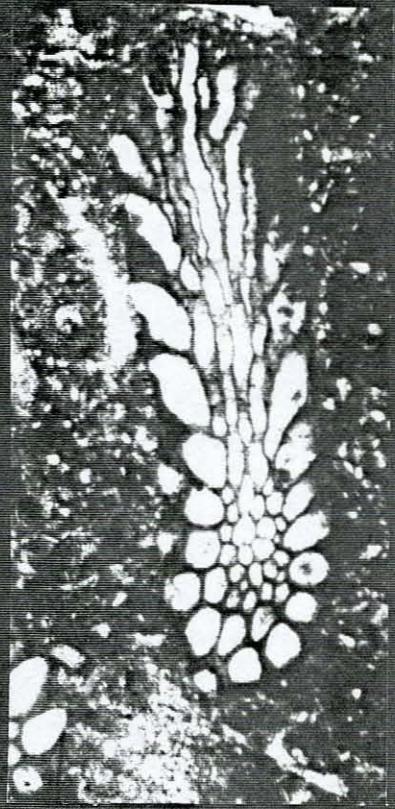
Bibliographie.

- AHR W.M. (1973) - The carbonate ramp : an alternative to the shelf model. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans* : v.23, p. 221-225.
- ARTHUR M.A., SCHLANGER S.O. & JENKINS H.C. (1987) - The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II : Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *In* : J. Brooks & A. J.-Fleet., eds., *Marine Petroleum source rocks . Geological Society Special Publication*, v. 26, p. 401-420.
- BABINOT J.F. (1980) - Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. Thèse Doct. Etat, Univ. Provence, Marseille, vol. 10, 2 tomes, 1 atlas, 634 p., 50 tabl., 31 fig., 53 pl.
- BROSSE E. (1982) - Contribution à la minéralogie et à la géochimie des sédiments pélagiques profonds. Comparaison des "blacks-shales" du Crétacé dans l'Atlantique Central Nord et des dépôts du Malm et du Crétacé en Briançonnais. Thèse Doct. Ingénieur, Ecole Nationale Sup. des Mines, Paris, 474 p.
- FABRE S. (1940) - Le Crétacé supérieur de la Basse-Provence occidentale. I.- Cénomaniens et Turoniens. Thèse *Ann. Fac. Sc.*, Marseille, 2^e série, t. XIV, 355 p., 53 fig., 10 pl.-photos.
- FABRE-TAXY S. & THOMEL G. (1964) - La transgression cénomaniens à Cassis (B. du R.). *C. R. A. S.*, t. 258, p. 5491-5494.
- FURSICH F.T. (1978) - The influence of faunal condensation and mixing on the preservation of fossil benthic communities. *Lethaia*, vol. 11, n° 3, p. 243-250.
- GARRISON R.E., KENNEDY W.J. & PALMER T.J. (1987) - Early lithification and hardgrounds in Upper Albian and Cenomanian calcarenites, southwest England. *Cretaceous Research*, 8 : 103-140.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) - The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, vol. 235, pp. 1156-1167.
- JARVIS I & al. (1988) - Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. *Cretaceous Research*, vol. 9, p. 9-103.
- KERANS C, HURLEY N.F. & PLAYFORD P.E. (1986) - Marine diagenesis in Devonian reef complexes of the Canning basin, Western Australia. *In* : Reef Diagenesis, Schroeder J.H. & Purser B./H. Eds., Springer-Verlag, pp. 357-380.
- KILIAN W., REBOUL P. (1913) - Sur la présence de Céphalopodes à affinités indo-africaines dans le Crétacé moyen de Cassis (B. du R.). *A. F. A. S.*, Congrès de Turin.
- KRUMBEIN W. E. & COHEN Y. (1977) - Primary production, formation and lithification : contribution of oxygenic and facultative anoxy-

- genic cyanobacterie. *In* : Fossil Algae, E. Flugel, ed., Springer-Verlag, pp. 37-56.
- KUHNT W., THUROW J., WIEDMANN J. & HERBIN J.P. (1986) - Oceanic anoxic conditions around the Cenomanian-Turonian boundary and the response of the biota. *Mitt. Geol. Palaeont. Inst.*, Hamburg, v. 60, p. 205-246.
- MATHERON PH. (1842) - Catalogue méthodique et descriptif des corps organisés fossiles du département des B. du R. et lieux circonvoisins. *Rép. Travx Soc. Statist.*, Marseille, t. VI, 270 p., 40 pl.
- PERRIN P. & PASCAL A. (1985) - Evolution diagénétique des calcaires de la plate-forme subrécifale urgonienne (Aptien supérieur-Albien inférieur) de la marge continentale armoricaine de l'Atlantique Nord. Apport de l'analyse isotopique. *Proceedings 5th Coral Reef Congress*, Tahiti, vol. 3, pp. 289-294.
- PHILIP J. (1970) - Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse Doct. Etat, Marseille, 433 p., VIII pl.
- PHILIP J. (1978) - Stratigraphie et paléoécologie des formations à Rudistes du Cénomanien : l'exemple de la Provence. Coll. Cénomanien Français (Paris, 1976). *Géol. Méditer.*, Marseille, t. V, n° 1, pp. 155-168, 1 pl.
- REYNES A. (1864) - Sur la visite aux environs de Martigues. Réunion extraord. de la S. G. F. *B. S. G. F.*, t. XXI, p. 471-482.
- SCHLAGER W. (1981) - The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America Bull.*, v. 92, p. 197-211.
- SCHLAGER W. (1989a) - Carbonate Platform vs. Siliciclastic System in Sequence. *28th International Geological Congress*. Washington D.C. (USA). Abstract., vol. 3 of 3, p. 3-46.
- SCHLAGER W. (1989b) - Drowning unconformities on carbonate platforms. *In* : Controls on Carbonate Platform and Basin Development. *S. E. P. M.* special publication, n° 44, p. 15-25.
- TRONCHETTI G. (1981) - Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. Thèse Doct. Etat, Université de Provence, Marseille, 555 p., 32 fig., 66 tabl.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. & al. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, *in* Payton C.E. ed., Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration. *Am. Assoc. of Petrol. Geol.*, Mém. n° 26, p. 49-212.



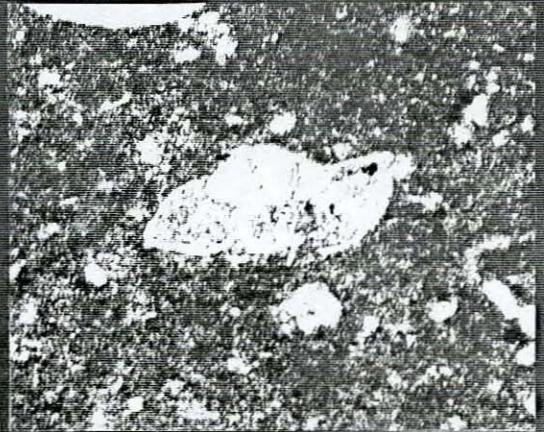
1



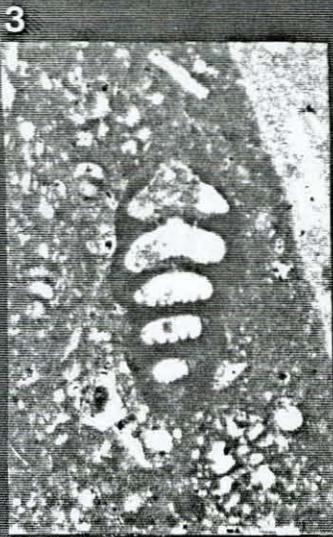
5



2



6



3



4



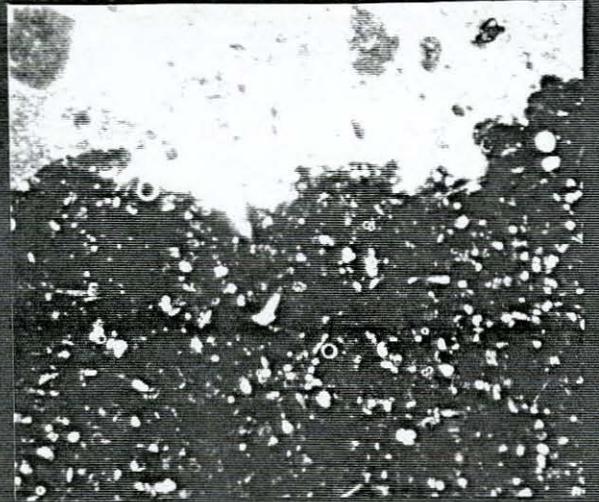
7

Planche I.

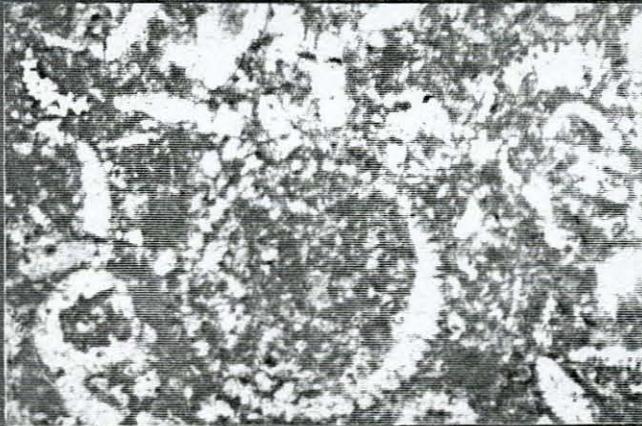
- Fig. 1 - *Rotalia mesogeensis* Tronch.
Section subaxiale (X 110)
Cénomaniens supérieur (CES).
- Fig. 2 - cf. *Trochospira avnimelechi* Ham. et Saint-Marc
Section subaxiale (X 35).
Cénomaniens supérieur - Font Blanche (CES).
- Fig. 3 - *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro)
Section longitudinale oblique du stade déroulé (X 40).
Cénomaniens supérieur - Font Blanche (CES).
- Fig. 4 - *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro)
Section équatoriale (X 40).
Cénomaniens supérieur - Font Blanche (CES).
- Fig. 5 - Section de Bryozoaire branchu - (X 20).
Cénomaniens supérieur - Font Blanche (Ce/Tu).
- Fig. 6 - cf. *Rotalipora cushmani* (?) (Morrow)
Section subaxiale (X 75) d'un individu déformé, non typique.
Cénomaniens supérieur - Font Blanche (CES).
- Fig. 7 - *Chrysalidina gradata* d'Orb.
Section subaxiale (X 25).
Cénomaniens supérieur - Font Blanche (CES).



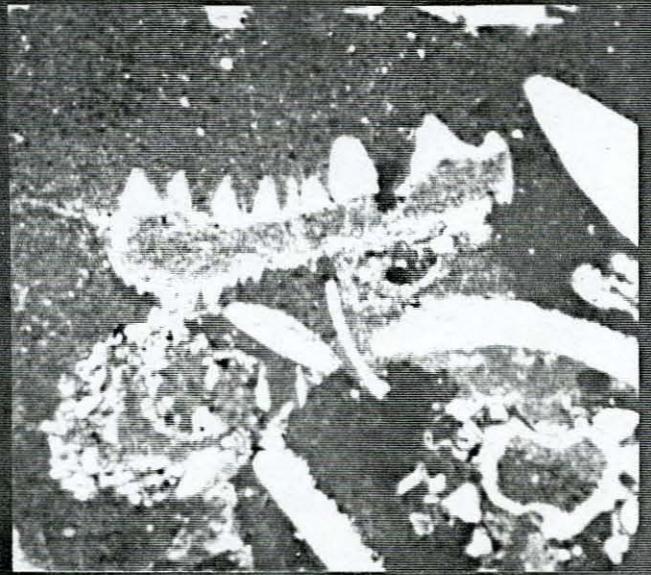
1



2



4



3



5



6

PLANCHE 2.

- Fig. 1 à 3 - Divers aspects de la discontinuité D₄.
1- Bioperforation (X 20) - Font Blanche,
2- Contact entre Ce/Tu et Tui (X 20) - Le Pas d'Ouiller,
3- Ciments précoces au sommet de CE/TU (X 30) -
Le Revest.
- Fig. 4 - Calcaire à débris de Gymnocodiacées.
Font-Blanche - CE/TU - (X 20).
- Fig. 5 - Calcaire laminé à *Calcisphaerulidae*.
Cassis (zone à *W. archaeocretacea*) - (X 20).
- Fig. 6 - Nanofaciès à Coccolithes.
Cassis (zone à *W. archaeocretacea*) - (X 6000).