



HAL
open science

Excursion en fosse vocontienne (25-28 mai 1988)

Serge Ferry, J.L. Rubino

► **To cite this version:**

Serge Ferry, J.L. Rubino. Excursion en fosse vocontienne (25-28 mai 1988). Excursion du Groupe Français du Crétacé, 1988, Série "Excursion", 107 p. hal-00742140

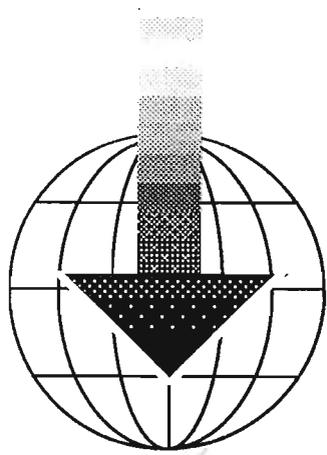
HAL Id: hal-00742140

<https://hal.science/hal-00742140>

Submitted on 16 Oct 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.

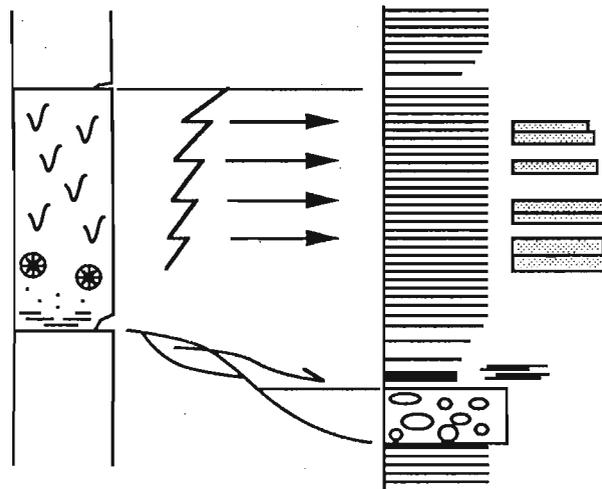
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Volume publié avec le concours de TOTAL - CFP, Laboratoires Exploration

EUSTATISME ET SEQUENCES DE DEPOT DANS LE CRETACE DU SUD-EST DE LA FRANCE

Serge FERRY & Jean-Loup RUBINO (éds.)



Livret-guide de l'excursion en fosse vocontienne
du Groupe Français du Crétacé
25 - 27 mai 1988

Résultats préliminaires du groupe de travail "Sud-Est de la France"
sur programme INSU 1987-88 "Dynamique et Bilans de la Terre"

EUSTATISME ET SEQUENCES DE DEPOT DANS LE CRETACE DU SUD-EST DE LA FRANCE

Serge FERRY^(*) & Jean-Loup RUBINO^(*) (éds.)

LIVRET-GUIDE DE
L'EXCURSION DU GROUPE FRANCAIS DU CRETACE
EN FOSSE VOCONTIENNE
(25 - 27 mai 1988)

Résultats préliminaires du groupe de travail "Sud-Est de la France"
sur programme INSU 1987-88 "Dynamique et Bilans de la Terre"

avec la collaboration de

Jean-Gabriel BREHERET^(**), Pierre COTILLON^(*,*), Jean-Pierre CRUMIERE^(*),
Michel DELAMETTE^(*), Jean-Louis DUCREUX^(***) et Michel RIO^(*,*)

^(*) Université de Lyon, Centre des Sciences de la Terre, 43, Bd du 11 Novembre, F-69622 VILLEURBANNE Cedex
^(*) UA CNRS n°11

^(**) Faculté des Sciences de Tours, Laboratoire de Géologie, F-37200 TOURS

^(*) TOTAL-CFP, Laboratoires Exploration, 218-228 Av. du Haut Lévêque, F-33605 PESSAC Cedex

^(*) Laboratoire de Géologie de l'Université, Péroilles, CH-1700 FRIBOURG

^(***) Société HYDROGEO, 1, place des Platanes, F-71150 FONTAINES

GéoTropé, volume 1, 105 p.

Editeur: Association Lyon-Géologie (ALYGE), Université de Lyon, Centre des Sciences de la Terre,
43, Bd du 11 Novembre, F - 69622 Villeurbanne cedex

Imprimeur: TOTAL-CFP, Av. du Haut Lévêque, 33605 Pessac cedex

Dépôt légal: janvier 1989

SOMMAIRE



Table des matières p. 1

Liste des participants p. 2

Avant-propos p. 3

Programme de l'excursion p. 4

Itinéraire p. 5

Contexte paléogéographique des ensembles étudiés p. 6

Position stratigraphique des ensembles étudiés p. 7



La sédimentation pélagique dans le bassin vocontien au Crétacé.
Pierre COTILLON p. 8

La périodicité dans les séries pélagiques alternantes. Exemple du Crétacé inférieur de la région d'Angles -
Saint-André-les-Alpes (Sud-Est de la France).
Michel RIO, Serge FERRY & Pierre COTILLON p. 13

Séquences climato-eustatiques A, C, M ou modulation eustatique du signal orbital en fosse vocontienne.
Serge FERRY & Jean-Loup RUBINO p. 18

Contrôle eustatique de la resédimentation calcaire (Valanginien à Aptien de la fosse vocontienne).
Serge FERRY p. 32

Organisation des séquences de dépôt de la plate-forme au bassin dans l'Aptien et l'Albien du bassin vocontien
(S-E de la France).
Jean-Loup RUBINO p. 52

Séquences de dépôt et couches riches en matière organique (CRMO) dans les marnes bleues aptiennes et
albiennes du bassin vocontien.
Jean-Gérard BREHERET & Michel DELAMETTE p. 74

La série cénomano-turonienne en fosse vocontienne orientale et la signification du black shale "Thomel".
Jean-Pierre CRUMIERE p. 84

La régression fini-cénomaniennne dans le S-E de la France.
Serge FERRY, Jean-Loup RUBINO et Jean-Pierre CRUMIERE p. 95

LISTE DES PARTICIPANTS

AIRAUD Christine (Univ. Marseille)
AMIOT Maurice (Univ. Dijon)
ARNAUD-VANNEAU Annie (Univ. Gre
ARNAUD Hubert (Univ. Grenoble)
BREHERET Jean-Gérard (Univ. Tours)
BUSNARDO Robert (Univ. Lyon)
CERMELLI Jean-Marc (Univ. Toulouse)
CHAROLLAIS Jean (Univ. Genève)
COMBES Pierre Jean (Univ. Montpelli
COTILLON Pierre (Univ. Lyon)
CRUMIERE Jean-Pierre (Univ. Lyon)
DELAMETTE Michel (Univ. Fribourg)
DELOFFRE Raoul (SNEA-P Pau)
DETRAZ Hervé (Univ. Genève)
DUCREUX Jean-Louis (Sté HYDROG
DUPASQUIER Chantal (Univ. Fribourç
FERRY Serge (Univ. Lyon)
FLOQUET Marc (Univ. Dijon)
FOUCAULT Alain (Muséum Paris)
GASPARD Danièle (Univ. Orsay)
GORIN Georges (Univ. Genève)
HADJI Said (Univ. Paris VI)
LABESSE Bernard (ENS Saint-Cloud)
MANIVIT Hélène (BRGM Orléans)
MANIVIT Jacques (BRGM Orléans)
NOIREAU Monique (Univ. Le Mans)
RENARD Maurice (Univ. Paris VI)
RUBINO Jean-Loup (TOTAL-CFP Bor
SALOMON Jean (Univ. Dijon)
SCHWIZER Benno (Univ. Berne)
SOUQUET Pierre (Univ. Toulouse)
TRONCHETTI Guy (Univ. Marseille)
VILLARS François (Univ. Genève)

AVANT-PROPOS

Le but principal de cette excursion est de présenter une nouvelle interprétation de la séquence argilo-carbonatée "klupfélienne" où le moteur tectonique est jugé inexistant ou secondaire.

Par corrélation des rythmes sédimentaires de la plate-forme au bassin, non seulement au niveau des séquences majeures (= séquences de 3^e ordre de Vail et al. 1987) mais aussi des paraséquences qui les composent, nous montrons que les variations relatives du niveau des mers peuvent parfaitement rendre compte de l'organisation générale des cortèges sédimentaires à l'intérieur d'un système de dépôt encadré par deux discontinuités. C'est à dire que, moyennant quelques aménagements, le modèle de Vail peut être transposé assez aisément aux systèmes de dépôt calcaires. Différents exemples seront pris dans des séquences alternantes, marneuses ou calcaires de la série vocontienne, selon que la plate-forme externe est à sédimentation carbonatée ou silico-clastique.

Suivre de la plate-forme interne au bassin les différents types de séquences étant cependant impossible pour une simple question de temps, nous avons mis l'accent sur l'analyse de la série pélagique alternante, découpée en séquences de type SA, SC et SM (Ferry & Rubino 1987). Cette série est en effet la seule qui soit à peu près continue, bien que les surfaces d'érosion créées en période de bas niveau marin sur les plates-formes se prolongent plus ou moins sous la mer par suite des changements courantologiques que toute régression peut provoquer dans le bassin résiduel. Correctement analysée, la série vocontienne devrait permettre à terme de caler stratigraphiquement les limites de séquences et de situer les renouvellements fauniques (crises) dans la stratigraphie séquentielle de Vail, c'est à dire de proposer une référence téthysienne pour comparaison avec les autres grands bassins mondiaux.

Nous verrons cependant quelques cas de correspondance entre séquences de bassin et séquences de

bordure dans le Crétacé supérieur. Les exemples prévus dans l'Albien ont dû être abandonnés car inaccessibles en car.

En ce qui concerne la resédimentation qui était au départ l'objet de cette excursion, nous nous intéresserons donc autant, sinon plus, à la position séquentielle des remaniements gravitaires qu'à leurs structures internes. Rapports et différences entre systèmes silico-clastiques et systèmes carbonatés seront soulignés, grâce aux exemples pris de l'Aptien au Turonien.

Non prévu à l'origine, le problème des niveaux de condensation sédimentaire et surtout de leur place séquentielle (Loutit et al., sous presse) sera abordé. Il n'était pas non plus possible d'aller voir les niveaux phosphatés étudiés par notre collègue M. Delamette dans les chaînes subalpines septentrionales. Nous espérons en revanche de fructueuses discussions à propos de la position séquentielle des "black shales" et de leur signification dans le cadre de la théorie eustatique, puisque J.-G. Bréheret a bien voulu se joindre à l'organisation de cette excursion.

Le couplage semble-t-il assez strict entre pulsations évolutives et rythmes sédimentaires devrait contribuer également à alimenter la discussion. C'est ce que nous attendons des collègues paléontologistes stratigraphes qui participent à cette excursion.

Le livret-guide n'est pas tout à fait organisé selon le déroulement chronologique de l'excursion. Les intervenants ont, seul ou à plusieurs, rédigé un article indépendant où coexistent théorie et illustration propre à l'excursion.

Le découpage séquentiel adopté (cycles Cn de Ferry et Rubino 1987b) est encore provisoire, notamment dans les marnes bleues gargaso - albiennes où le repérage est plus délicat que dans les séries alternantes.

PROGRAMME

(carte de situation page suivante)

PREMIERE JOURNEE (25 mai)

EUSTATISME ET RESEDIMENTATION CALCAIRE

(Mégabrèches de resédimentation barrémo-bédouliennes de la Chaudière)
(Turbidites bioclastiques du Pays-de-Bourdeaux)

Départ de Valence à 10h (place de la gare). **Arrêts 1 et 2:** région de Beaufort-sur-Gervanne (série hémipélagique cyclique des Berches et niche d'arrachement de la coulée bédoulienne CL3 de la Chaudière). **Arrêt 3:** Les Auberts ("turbidites de toit" des coulées). **Arrêt 4:** La Chaudière (coulées barrémo-bédouliennes à olistolites, position séquentielle des atterrissements gravitaires dans les séquences SC et SM). **Arrêt 5:** Bézaudun (faisceaux de turbidites bioclastiques du cône d'épandage vocontien occidental). **Arrêt 6** (si possible): Crupies (Barrémien bioclastique). Arrivée à Vaison.

DEUXIEME JOURNEE (26 mai)

a- LA SEQUENCE EUSTATIQUE PELAGIQUE ET SES VARIATIONS

(Série crétacée du synclinal de La Charce)

b- EUSTATISME ET RESEDIMENTATION SABLEUSE

(Les "grès sus-aptiens", du bassin à la plate-forme)

c- COUCHES RICHES EN MATIERE ORGANIQUE DES MARNES BLEUES

(Nature, position séquentielle)

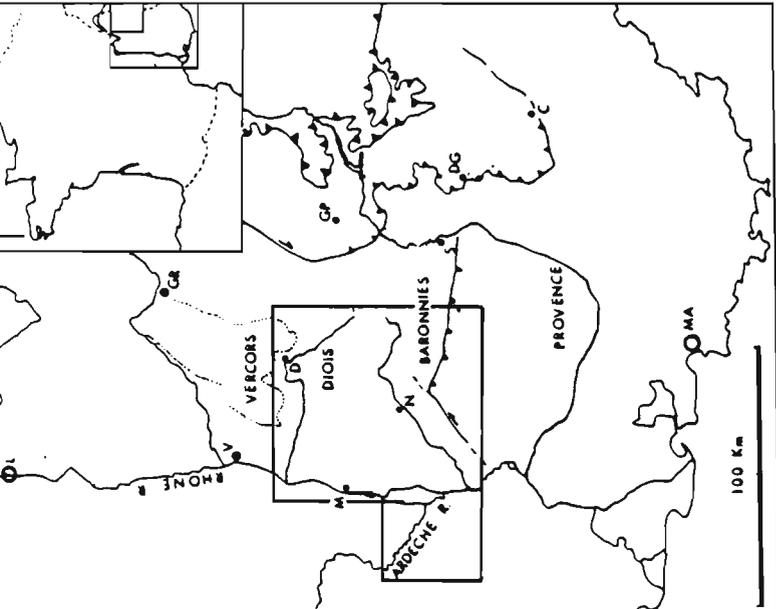
Départ de Vaison 8h. **Arrêts 1 et 2:** Synclinal de La Charce (alternances calcaire-marne pélagiques et modulation eustatique du signal orbital: séquences et paraséquences SA, SC, SM dans le Valanginien-Hauterivien puis le Cénomano-Turonien). **Arrêt 3:** Col de Palluel (grès et "black shales" albiens dans les séquences SM). **Arrêt 4:** Saint-André-de-Rosans (grès aptiens et mégaturbidite albiennaise). **Arrêt 5:** Saint-André-de-Rosans (la sous-séquence marneuse fini-bédoulienne en domaine de bassin distal). **Arrêt 6:** Verclause (plaquettes rousses et "black shale" dans les séquences calcaires SC, limite cycles barrémiens C7/C8). **Arrêt 7:** Synclinal d'Amayon (grès aptiens et limite séquentielle intragargasienne). Retour à Vaison.

TROISIEME JOURNEE (27 mai)

EUSTATISME ET SEQUENCES DE PLATE-FORME

(Séquences céno-mano-turonienues mixtes, carbonatées-clastiques, de la plate-forme externe au delta)

Départ de Vaison 8h. **Arrêt 1** (et 1' si assez de temps): Venterol (Séquences céno-maniennes à coniaciennes en domaine de plate-forme externe). **Arrêts 2, 3, 4, 5, 6:** environs de Bagnols-sur-Cèze (séries deltaïques céno-maniennes à coniaciennes du Gard). Retour sur Valence pour 18h.



CONTEXTE PALEOGEOGRAPHIQUE DES TROIS SYSTEMES SEDIMENTAIRES ETUDIES

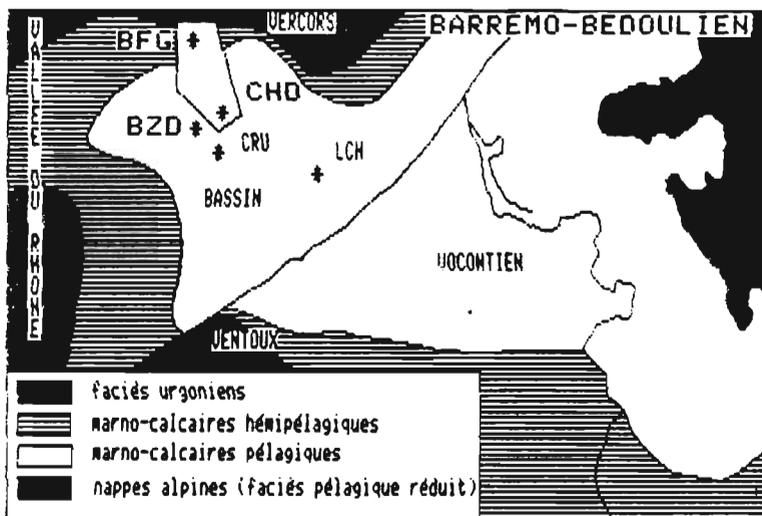
BARREMO-BEDOULIEN (système calcaire) (paléogéographie par Serge FERRY)

BFG: Beaufort/Gervanne

CHD: La Chaudière

BZD: Bézaudun

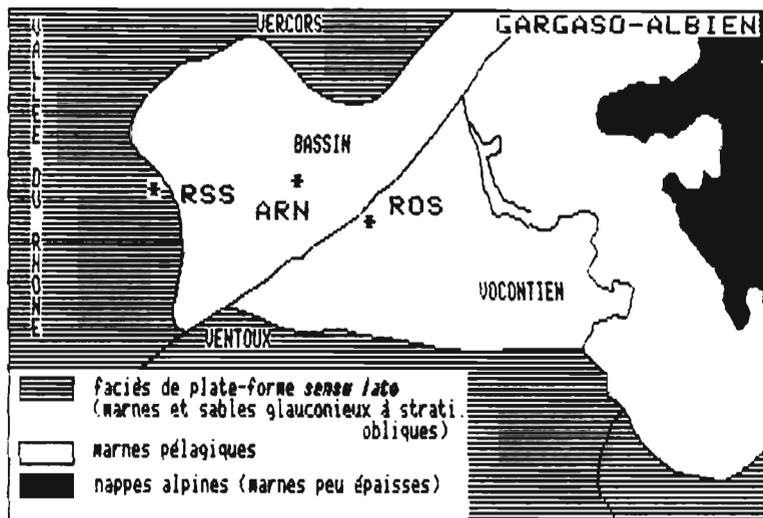
CRU: Crupies



GARGASO-ALBIEN (système marneux) (paléogéogr. par Jean-Loup RUBINO)

ROS: Saint-André-de-Rosans

ARN: Arnayon

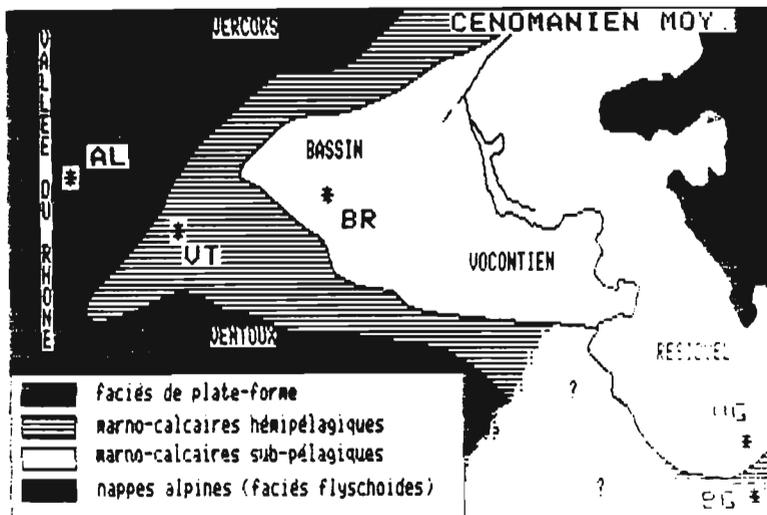


CENOMANO-TURONIEN (système mixte) (paléogéogr. d'après Bernard PORTHAULT)

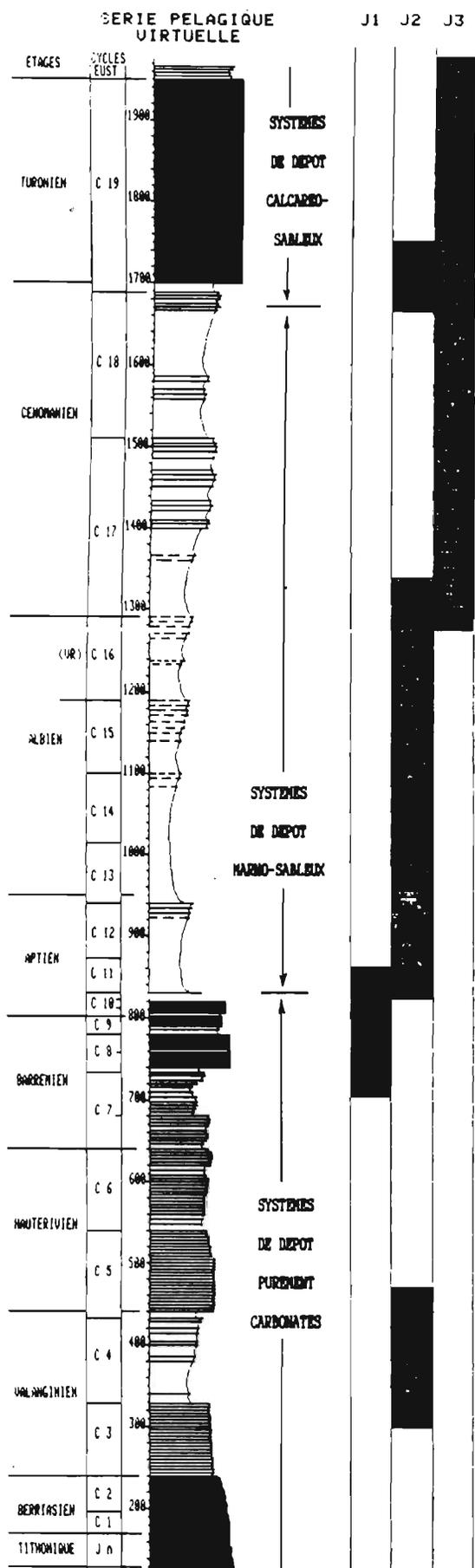
BG: Le Bourguet

BR: Bruis (La Charce)

VG: Vergons



POSITION STRATIGRAPHIQUE DES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES ETUDIES (Jours J1 à J3)



LEGENDE:

Coupe lithologique:

tirets: alternance à bancs et interbancs
en noir: alternance à interbancs réduits
en blanc: marnes

C_n: cycles eustatiques créacés (= cycles de 3^e ordre de Vail et al. (1987). D'après Ferry et Rubino (1987b). Nomenclature encore provisoire pour l'Albien. Le cycle 19 doit être dédoublé.

La sédimentation pélagique dans le bassin vocontien au Crétacé.

Pierre COTILLON^(*)

^(*) Université de Lyon, Centre des Sciences de la Terre, 43, Bd du 11 novembre, 69622 Villeurbanne Cedex.

^(*) UA CNRS n° 11.

Les séries du Crétacé vocontien sont caractérisées, jusqu'au Barrémo-Bédoulien, puis dans le Cénomani, par la place importante qu'y occupe la disposition alternante calcaire-marne, c'est-à-dire un agencement cyclique, binaire ou ternaire, de mudstones plus ou moins riches en carbonates et systématiquement bioturbés. L'opposition lithologique de couches plus ou moins carbonatées (quelques % de différence suffisent) détermine une succession de lits saillants et en retrait (bancs et inter-bancs) pour chacun desquels les teneurs en CaCO_3 peuvent être extrêmement variables. Bancs et interbancs passent graduellement les uns aux autres, ce que souligne la répartition sinusoïdale des teneurs en calcaire dans la succession alternante (fig. 1).

1. Répartition verticale des alternances.

Dès le Berriasien moyen, des interlits marneux centimétriques s'individualisent entre les bancs calcaires à faciès tithonique ; ils s'épaississent vers le haut jusqu'à occuper un volume sensiblement identique à celui des bancs (Berriasien supérieur - Valanginien basal). Le Valanginien dans son ensemble montre une nette prédominance de la phase marneuse des cycles, tandis que les "bancs" sont souvent représentés par de minces lits de marnes calcaires délités, à peine individualisés par la météorisation. L'Hauterivien est l'époque des alternances les plus typiques, où marnes et calcaires sont en moyenne également représentés. Au Barrémo-bédoulien, par contre, en dehors de quelques épisodes (Barrémien inférieur, vire à *Heteroceras*), la phase calcaire devient prépondérante, sinon localement exclusive. L'épaisse formation des marnes bleues albo-aptiennes, succédant au Bédoulien, est apparemment homogène au point de vue lithologique ; en réalité, elle aussi a une structure alternante qui lui est communiquée par un rubanage souvent assez fruste de lits marneux plus ou moins sombres et plus ou moins finement désagrégés. Les plus fortes teneurs en CaCO_3 se rencontrent systématiquement dans les couches les plus sombres (Tribouvillard, 1988).

En dehors de certains intervalles (Berriasien supérieur, Valanginien inférieur, Hauterivien inférieur) où alternent

régulièrement des unités monostratifiées, bancs et inter-bancs apparaissent souvent comme des éléments composites, ou faisceaux, les uns à dominante calcaire, les autres à dominante marneuse, regroupant 2 à une douzaine de couches élémentaires, le tout formant une alternance de 2^e ordre. Les bancs composites sont parfois dépourvus de tout interlit argileux. Les faisceaux peuvent aussi se regrouper en alternances de 3^e ordre.

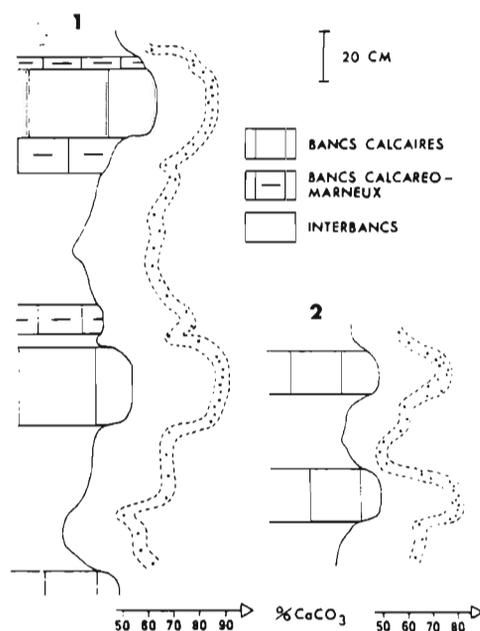


Fig. 1 - Teneurs en CaCO_3 mesurées à travers deux successions alternantes.

1 : Hauterivien supérieur de Vergons (Alpes de Haute-Provence) ;

2 : Valanginien supérieur de la vallée du Cians (Alpes-Maritimes).

(d'après Cotillon et al. 1980)

2. Evolution horizontale des alternances.

Dans le bassin vocontien, les cycles calcaire - marne, quel que soit leur ordre, sont corrélables sur de très grandes distances. Par exemple le faisceau d'ordre 3, dit "du Toulourenc" (Cotillon et al. 1980), qui forme un bon niveau-repère situé à 20-30 m au-dessus de l'horizon à *Saynoceras verrucosum*, comporte 10 bancs et faisceaux élémentaires se suivant parfaitement sur une superficie d'environ 12.000 km², tant que les faciès demeurent pélagiques (fig. 2).

Par contre, dès que l'on aborde le domaine hémipélagique marginal (Ardèche, Montagne de Lure - Ventoux, partie centrale de l'Arc de Castellane, Diois), les cycles et la manière dont ils sont associés ne sont plus reconnaissables. En effet, le passage en domaine périvocontien hémipélagique se traduit par deux phénomènes :

a/ le remplacement d'une sédimentation faite essentiellement d'apports verticaux (plancton, couches néphéloïdes) par une sédimentation de type mixte où les apports sont à la fois verticaux et horizontaux. Les flux horizontaux

sont assurés par des courants tractifs dont les épandages se disposent en un empilement de corps chenalisants à grand rayon de courbure. Cette géométrie est évidemment préjudiciable à la continuité des couches.

b/ l'accroissement du taux de sédimentation depuis le bassin profond, peu alimenté (25 à 30 m en moyenne de dépôts compactés par million d'années pour le Crétacé inférieur), jusqu'aux talus de bordure directement nourris par les plates-formes et où, de surcroît, la tectonique entretient de fortes subsidences (jusqu'à 100 m de dépôts compactés par million d'années en Provence septentrionale). Or une augmentation du taux de sédimentation entraîne toujours, en domaine pélagique et hémipélagique, un accroissement du nombre de cycles banc - interbanc pour un intervalle de temps donné (Cotillon 1985, 1987). Il en résulte qu'un banc pélagique peut avoir pour équivalent un faisceau de bancs hémipélagiques. Cette correspondance a été vérifiée par Ferry et Monier (1987) dans l'Hauterivo-Barrémien du Mont Ventoux.

Le même facteur jouant en sens inverse explique aussi que les séries réduites subbriançonnaises (unité de Piolit, klippe de Sulens) ne puissent non plus être corrélées banc à banc avec le Crétacé vocontien.

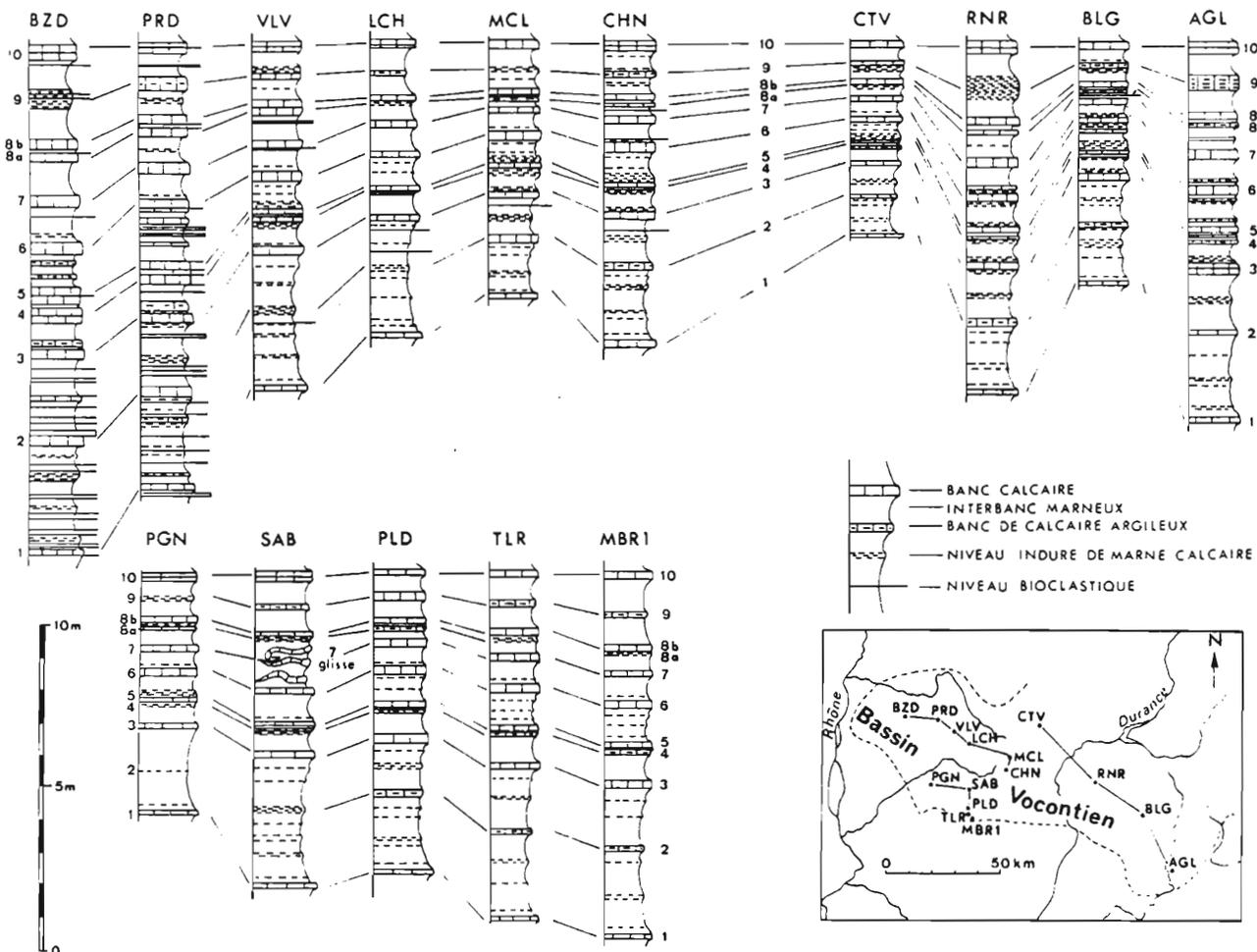


Fig. 2 - Composition du faisceau valanginien et ses corrélations. (d'après Cotillon et al. 1980)

3. Différentes expressions de la cyclicité dans les alternances calcaire - marne.

Il existe une corrélation entre la cyclicité lithologique, que traduisent les variations verticales des teneurs en CaCO_3 , et les principaux composants du sédiment, qu'ils soient biologiques, minéralogiques, géochimiques. De ce fait, calcaires, marnes et calcaires argileux diffèrent par leur contenu microfaunique (Darmedru et al. 1982, Darmedru 1982) (fig. 3).

Calcaires et marnes renferment les associations les plus spécialisées, avec surtout des formes benthiques

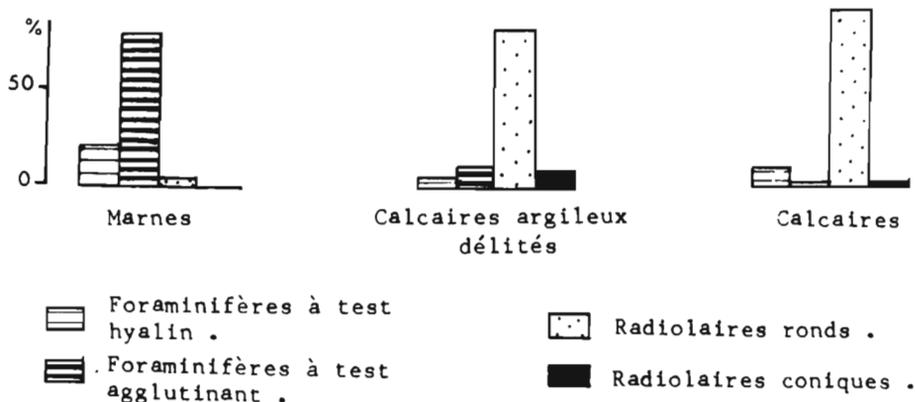


Fig. 3 - La microfaune dans les marnes, les calcaires argileux délités et les calcaires. Valanginien. Histogrammes de fréquence relative. (d'après Darmedru 1983)

Le passage du banc calcaire à l'interbanc marneux, ou l'inverse, montre une modification, non seulement quantitative mais aussi qualitative, du contenu de la roche en minéraux argileux : illite et kaolinite sont plus abondantes dans les marnes que dans les calcaires ; c'est l'inverse pour la smectite (fig. 4).

Calcaires, marnes et calcaires argileux se différencient également par les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène, les calcaires étant en moyenne les plus riches en ^{18}O et en ^{12}C . Le même fait a été signalé dans le Barrémien de la Majolica en Lombardie (Weissert et al. 1979).

Enfin, la cyclicité calcaire - marne correspond à des variations du taux de sédimentation : relativement élevé pour les bancs, il devient beaucoup plus faible pour les marnes (Darmedru 1982, Cotillon 1985).

4. Origine des cycles calcaire - marne.

La très vaste extension géographique des cycles, même centimétriques, ainsi que la répartition non-aléatoire des éléments biologiques, minéralogiques et géochimiques dans ces unités exclut d'emblée l'origine gravitaire (cycles de nature turbiditique) et l'origine diagénétique (individualisation des bancs par diagenèse au sein d'une boue homogène, Ricken 1986).

pour les marnes, planctoniques pour les calcaires. Ces derniers contiennent en particulier un grand nombre de radiolaires. Les calcaires argileux montrent les populations les plus diversifiées et correspondent à l'épanouissement des foraminifères planctoniques. Le nannoplancton se répartit aussi de manière particulière, ce qu'avait déjà signalé D. Noel (1968) : les plus fortes concentrations en *Nannoconus* se situent dans les bancs calcaires, alors que les coccolites tendent à dominer dans les interbancs marneux. Il a été montré que ces répartitions d'organismes étaient indépendantes de phénomènes de préservation différentielle. Elles ont donc une signification paléocéologique (Darmedru et al. 1982).

L'étude de nombreuses autres séries alternantes, aussi bien à terre que sous les océans (croisières du DSDP), apporte beaucoup de données complémentaires qu'il convient de prendre en compte :

.. le phénomène alternant a une répartition quasi planétaire au Crétacé, mais aussi à d'autres périodes comprises entre le Quaternaire et le Paléozoïque inférieur.

... des périodicités moyennes ont été calculées pour les cycles simples (bancs - interbancs) du Crétacé. Elles vont de 14.000 à 45.000 ans.

... les cycles alternants atlantiques, pacifiques et vocontiens sont totalement identiques quant aux variations de leur contenu (Ferry & Schaaf 1981, Cotillon & Rio 1984). La comparaison de leur succession a permis de proposer des corrélations transthysiennes extrêmement fines et d'appliquer aux séries de l'Atlantique central et du golfe du Mexique la biozonation du Néocomien parastratotypique vocontien (Cotillon & Rio 1983, 1984).

... les cycles atlantiques possèdent un caractère particulier inconnu en domaine vocontien : ils sont laminés, surtout au niveau de leur composant argileux, ce qui implique une localisation préférentielle de la bioturbation dans les niveaux calcaires. On rappelle qu'en domaine vocontien la bioturbation est systématique quelle que soit la lithologie, ce qui exclut la présence d'éventuelles laminations.

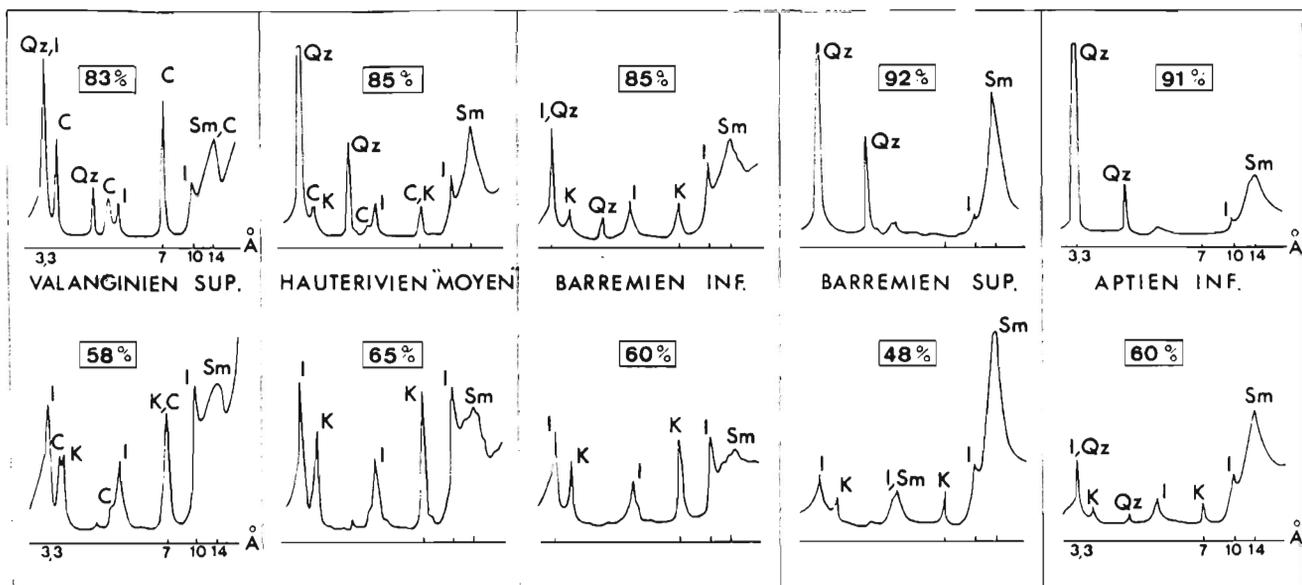


Fig. 4 - Répartition des argiles dans les bancs et les interbancs des alternances vocontiennes.

Ligne du haut: bancs calcaires ; ligne du bas: interbancs marnés. Pourcentages encadrés: teneurs moyennes en CaCO_3 (moyenne sur 4 bancs ou interbancs successifs). Les diagrammes de diffraction des rayons X correspondent à des enregistrements "naturels" (N) obtenus sur pâtes orientées (fraction inférieure à 2u du résidu de décarbonatation) ; chacun des diagrammes est en fait le diagramme "moyen" correspondant, pour chaque niveau, à 4 bancs ou interbancs successifs. Noter l'importance de l'illite et de la kaolinite devant la smectite dans les interbancs, le contraire dans les bancs. Dans le Valanginien, la chlorite tend en outre à "remplacer" la kaolinite dans les bancs. (d'après Cotillon et al. 1980)

Les laminations déterminent des cycles calcaire - marne ou calcaire - argile dont l'épaisseur va de quelques-microns à quelques millimètres ; leur contenu et leur association en faisceaux de divers ordres est une transposition remarquable, à l'échelle millimétrique, de l'organisation des bancs et interbancs.

..... l'analyse harmonique des cycles calcaire - marne d'échelle décimétrique, par la transformée rapide de Fourier, est couramment utilisée (De Boer 1982, Fischer 1980-81, Foucault et al. 1987, Despréaux et al. 1986, Herbert & Fischer 1986) pour mettre en évidence les périodicités fondamentales sur lesquelles sont construites les séries alternantes. Les résultats sont assez ambigus ; de nombreuses périodes ressortent, parmi lesquelles on a coutume de privilégier les périodes à 21.000, 41.000, 100.000 et 400.000 ans (cycles de Milankovitch), qui coïncident avec celles des variations des paramètres orbitaux de la Terre.

En définitive, l'alternance calcaire - marne prouve une alternance de conditions de milieu sensiblement différentes s'appliquant à de vastes domaines aussi bien marins que continentaux. Cette alternance induit des fluctuations concomitantes de deux flux de matière : l'un biocarbonaté, d'origine planctonique, l'autre terrigène.

Ces deux flux ne sont pas forcément déphasés, à l'instar de la lithologie alternativement plus calcaire et plus argileuse ; en effet, compte-tenu de l'accroissement du taux de sédimentation, du essentiellement à l'accroissement de la production biocarbonatée, lors du passage des marnes aux calcaires, les pics de flux argileux se situent généralement aux moments du dépôt des bancs calcaires (Darmedru 1982, Cotillon 1985). D'où ce possible mécanisme : les plus fortes décharges terrigènes en provenance des continents s'accompagnent d'un cortège suffisamment important de produits organiques pour stimuler significativement la production planctonique au point d'induire un dépôt à dominante calcaire.

Les causes globales capables d'agir simultanément sur les émissions terrigènes des continents et sur la fertilité de la tranche océanique de surface peuvent être de nature eustatique et/ou climatique, les premières pouvant retentir sur les secondes.

Les alternances d'ordre supérieur (échelle de la formation) semblent dépendre d'un moteur eustatique que complète un moteur climatique (travaux de Kemper 1987, de Ferry & Rubino 1987 sur le climato-eustatisme). Les cycles d'échelle moyenne peuvent être aussi eustatiques (cycles d'aggradation ponctuée ou PAC's de Goodwin & Anderson 1985).

Sauf exception (Mélières travaux en cours), les alternances à petite échelle sont considérées comme dépendantes de fluctuations climatiques. Pour les plus petits cycles, déterminés par exemple par des lits de *Nannococcus* dans de l'argile, des périodicités de l'ordre de l'année ont pu être évaluées (Cotillon & Rio 1984). Pour les alternances à l'échelle du banc, une interférence complexe entre les 3 périodicités orbitales : 21.000, 41.000, 100.000 ans peut être envisagée. La périodicité de 21.000 ans est fondamentale, comme l'avait pressenti Gilbert, dès 1894, à propos des alternances du Crétacé moyen du bassin intérieur américain. Au Quaternaire, elle caractérise un balancement de l'équateur thermique entre 10° N et 10° S.

Beaucoup de paramètres peuvent varier selon ces périodes : température, humidité (entraînant des fluctuations du couvert végétal et de l'érosion continentale), circulations atmosphériques et marines (entraînant des varia-

tions de la ventilation des eaux), richesse des eaux en nutriments (dépendante du brassage océanique et des apports continentaux).

Un modèle possible se fonde sur une variation de la répartition des précipitations au cours de l'année. Il suppose une alternance : 1/ *de périodes chaudes*, à l'humidité également répartie dans l'année, à sols forestiers développés, aux eaux marines bien brassées, enrichies d'apports continentaux, très fertiles en surface (dépôt de couches calcaires). 2/ *et de périodes un peu plus fraîches*, à saisons beaucoup plus contrastées, aux eaux marines peu renouvelées, voire stratifiées, peu fertiles en production planctonique calcaire (dépôt de couches marneuses).

Les travaux actuels cherchent à mieux cerner les domaines respectifs de l'eustatisme et du climat dans la sédimentation alternante ainsi que leur influence réciproque.

Références citées

- COTILLON P. (1985). Les variations à différentes échelles du taux d'accumulation sédimentaire dans les séries pélagiques alternantes du Crétacé inférieur, conséquences de phénomènes globaux. Essai d'évaluation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), t. 1, n° 1, p. 59-68.
- COTILLON P. (1987). Bed-scale cyclicity of pelagic Cretaceous successions as a result of world-wide control. *Marine Geology*, n° 78, p. 109-123.
- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LA-TREILLE G. & RIOM. (1980). Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur. Mise en évidence par l'étude des formations mame-calcaires alternantes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), t. 22, n° 5, p. 735-744.
- COTILLON P. & RIO M. (1984). Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Project, sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (Central Atlantic) and in the vocontian basin (France). In Buffler R.T., Schlager W. et al., *Initial Reports D.S.D.P.*, t. 77, Washington (U.S. Govern. Printing Office), p. 339-376.
- COTILLON P. & RIO M. (1984). Cyclicité comparée du Crétacé inférieur pélagique dans les chaînes subalpines méridionales (France SE), l'Atlantique central (site 534 DSDP) et le golfe du Mexique (sites 535 et 540 DSDP). Implications paléoclimatiques et application aux corrélations stratigraphiques transthysiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 26, n° 1, p. 47-62.
- DARMEDRU Cl. (1982). La microfaune dans les alternances mame-calcaire pélagiques du Crétacé inférieur vocontien (Sud-Est de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. *Thèse de 3e cycle Lyon I*, n° 1243, 145 p. (inédit).
- DARMEDRU Cl., COTILLON P. & RIO M. (1982). Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations dans les dépôts crétacés alternants du bassin vocontien (France Sud-Est). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), t. 24, n° 3, p. 627-640.
- DE BOER P.L. (1982). Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in Southern Europe. *Geol. Ultraject.*, Utrecht, n° 31, 112 p.
- DESPREAU M., RIO M., COTILLON P. & FERRY S. (1986). Les cycles dans la sédimentation du Crétacé inférieur de la région stratotypique d'Angles (Sud-Est de la France). La sédimentation et le temps, *Séance spéc. S.G.F.* (rés. comm.).
- FERRY S. & MONIER P. (1987). Correspondance entre alternances mame-calcaires de bassin et de plate-forme (Crétacé du Sud-Est de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (8), t. III, n° 5, p. 961-964.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987). Les séquences carbonatées néocomiennes sont-elles le résultat d'oscillations climatiques? *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 394, (II), n° 15, p. 917-922.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987). La modulation eustatique du signal orbital dans les sédiments pélagiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, (II), p. 477-482.
- FERRY S. & SCHAAF A. (1981). The Early Cretaceous environment at Deep Sea Drilling Project Site 463 (Mid-Pacific Mountains) with reference to the Vocontian Trough (French Subalpine Ranges). In Thiede J., Vallier T.L. et al., *Initial Reports D.S.D.P.*, t. 62, Washington (U.S. Govern. Printing Office), p. 669-682.
- FISCHER A.G. (1980). Gilbert-bedding rhythms and geochronology. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, n° 183, p. 93-104.
- FISCHER A.G. (1981). Climatic oscillations in the biosphere. In Biotic crises in ecological and evolutionary time. *Acad. Press*, p. 103-131.
- FOUCAULT A., POWICHROWSKI L. & PRUD'HOMME A. (1987). Le contrôle astronomique de la sédimentation turbiditique : exemple du flysch à Helminthoides des Alpes Ligures (Italie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, p. 1007-1011.
- GILBERT G.K. (1894). Sedimentary measurement of Cretaceous time. *Journ. Geology*, v. 3, p. 121-127.
- GOODWIN P.W. & ANDERSON E.J. (1985). Punctuated aggradational cycles : a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journ. of Geology*, v. 93, n° 5, p. 515-534.
- HERBERT T.D. & FISCHER A.G. (1986). Milankovitch climatic origin of Mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature*, v. 321, n° 6072, p. 739-743.
- KEMPER E. (1987). Das Klima der Kreide-Zeit. *Geologisches Jahrb.*, Reihe A, h. 96, p. 5-186.
- NOEL D. (1968). Nature et genèse des alternances de mames et de calcaires du Barrémien supérieur d'Angles (fosse vocontienne, Basses-Alpes). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D*, t. 266, p. 1223-1225.
- RICKEN W. (1986). Diagenetic bedding. *Lecture Notes in Earth Sciences*, n° 6, 206 p., Springer-Verlag.
- TRIBOVILLARD N.P. (1988). Contrôles de la sédimentation mameuse en milieu pélagique semi-anoxique. Exemples dans le Mésozoïque du Sud-Est de la France et de l'Atlantique. *Thèse Univ. Lyon I*, 132 p., 35 fig., 3 tabl. (inédit).
- WEISSERT H., MCKENZIE J. & HOCHULI P. (1979). Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean. *Geology*, n° 7, p. 147-151.

La périodicité dans les séries pélagiques alternantes. Exemple du Crétacé inférieur de la région d'Angles Saint-André-les-Alpes (Sud-Est de la France).

Michel RIO^(*), Serge FERRY^(*) et Pierre COTILLON^(**)

^(*) Université de Lyon, Centre des Sciences de la Terre, 43, Bd du 11 novembre, 69622 Villeurbanne Cedex.

^(**) UA CNRS n° 11.

La stratigraphie du Crétacé inférieur de la région d'Angles / Saint-André-les-Alpes (Alpes de Haute-Provence) est désormais bien connue. C'est une alternance typique de calcaires et de marnes pélagiques (Cotillon 1968). L'épaisseur de tous les bancs et interbancs de l'intervalle Berriasien-Barrémien a été mesurée (2160 valeurs) et sert de base à ce travail.

L'étude de la périodicité dans les séries alternantes de toute nature s'est récemment développée en liaison avec celle de l'enregistrement sédimentaire des variations climatiques (voir Berger et al. 1984). Dans tous les cas, le but est de retrouver des périodes qui coïncideraient avec celles établies par Milankovitch pour les principaux paramètres de l'orbite terrestre. Mais la coïncidence entre ces périodes et les valeurs obtenues par analyse harmonique sur les séries géologiques ne constitue pas une preuve certaine que les variations de l'orbite terrestre modifient la nature des sédiments ou leur vitesse de dépôt. L'assimilation de la périodicité géométrique de la succession visible sur le terrain à une périodicité temporelle implique un certain nombre d'hypothèses qu'il convient d'explicitier et de tester. Nous n'en discuterons brièvement ici que deux, les autres devant être détaillées dans un travail en cours.

1. Les hypothèses.

A- L'enregistrement sédimentaire est continu.

Dans la région choisie, aucune surface d'érosion, d'émersion ou d'arrêt de sédimentation n'est décelable dans l'intervalle étudié. En revanche, quelques niveaux contournés, quelques failles mineures et quelques lacunes d'observation perturbent nos mesures. Ces intervalles ont été complétés par des valeurs tirées au hasard mais respectant deux contraintes :

- l'épaisseur des bancs ou des interbancs est comprise dans la fourchette déterminée par les épaisseurs des dix bancs ou interbancs encadrant l'intervalle en question ;

- Le nombre de cycles banc + interbanc est compatible avec celui observé de part et d'autre sur une épaisseur équivalente à l'intervalle traité.

Cette solution introduit une incertitude de l'ordre de 4% sur le nombre des cycles (45 sur 1080).

B- La durée du cycle élémentaire calcaire + marne est constante.

La méthode de calcul employée pour cette étude (analyse de Fourier) implique que les valeurs utilisées suivent un pas constant d'échantillonnage temporel ou spatial. Si l'on utilise les épaisseurs des bancs, des interbancs ou des cycles banc + interbanc, on est contraint de supposer que la durée d'un cycle est constante. Aucune méthode stratigraphique ou géochronologique ne permet évidemment de connaître directement cette durée. L'unique solution consiste à rapporter la durée d'un intervalle stratigraphique rigoureusement défini au nombre de cycles présents dans cet intervalle. Le tableau 1 résume les valeurs obtenues pour les quatre premiers étages du Crétacé inférieur en utilisant cinq échelles temporelles récentes.

Tous les résultats obtenus pour la durée du cycle banc + interbanc encadrent une valeur de 21 000 ans voisine de la moyenne, 21 111 ans. Il y a donc coïncidence entre la durée moyenne estimée du cycle élémentaire, pour l'ensemble du Crétacé inférieur, et la moyenne des deux périodes connues pour la précession des équinoxes (19 000 et 23 000 ans). En la considérant comme fiable, cette moyenne permet de faire le calcul inverse c'est à dire l'estimation de la durée probable des étages (tableau 2).

Les valeurs obtenues sont en bon accord avec les durées proposées par Kennedy et Odin (1982) sauf pour le Barrémien pour lequel l'accord se fait avec les autres échelles. Dans la suite du travail, nous adopterons ces durées. Cette solution est évidemment arbitraire. Elle pose

	N	A		B		D		C		E		F	
		a	b	c	d	g	h	e	f	i	j	k	l
Berriasien	204	6	29412	4	19608	6	29412	4	19608	6	29412	5	25490
Valanginien	347	7	20173	7	20173	7	20173	9	25937	7	20173	7	21326
Hauterivien	238	6	25210	5	21008	7	29412	4	16807	7	29412	6	24370
Barrémien	291	6	20619	2	6873	5	17182	4	13746	5	17182	4	15120
Total	1080	25	23148	18	16667	25	23148	21	19444	25	23148	23	21000

Tableau 1. Durée des étages selon cinq échelles chronologiques récentes et durée moyenne des cycles élémentaires.

A : Harland et al (1982) ; B : Kennedy & Odin (1982) ; C : North American Geological Time Scale (1983) ; D : Hallam et al (1985) ; E : Kent & Gradstein (1985) ; F : moyenne.

a, c, e, g, i, k : durées de étages en millions d'années . b, d, f, h, i, l : durées des cycles élémentaires en milliers d'années. N : nombre de cycles dans chaque étage.

	Nombre de cycles	Erreur +/-	Durée calculée 10 ⁴ A	Durée retenue
Berriasien	204	10	4,1 - 4,5	4
Valanginien	347	15	7,0 - 7,6	7
Hauterivien	238	10	4,8 - 5,2	5
Barrémien	291	10	5,9 - 6,3	6
Total	1080	45	21,7 - 23,6	22

Tableau 2. Calcul de la durée des différents étages. La durée retenue pour le cycle élémentaire est de 21 000 ans.

comme postulat que, dans la série étudiée, le signal élémentaire, celui dont la période est la plus courte, correspondant toujours au cycle banc + interbanc, cette période valant 21 000 ans.

2. Résultats et discussion.

Les résultats sont représentés par des spectres (fig. 1) portant en abscisse les périodes et en ordonnée leur "intensité" exprimée en % de l'intensité de la période la plus importante. Pour la commodité de la représentation, l'échelle horizontale est logarithmique ; seules les périodes ayant une "intensité" supérieure à 50% ont été retenues.

Plusieurs remarques s'imposent à l'examen de ces résultats.

A- Les périodes caractérisant les variations de l'orbite terrestre apparaissent toutes dans ces spectres, : 40 000 ans toujours présente et intense sauf au Barrémien ; 100 000 ans qui n'est ni systématique ni intense ; 400 000

enfin qui est la plus constante et la plus intense des périodes extraite par calcul.

B- Les spectres diffèrent sensiblement les uns des autres. Celui du Berriasien est pauvre en harmoniques ; les principales périodes se situent entre 40 000 et 80 000 ans et autour de 400 000 ans. Pour le Valanginien, le spectre est caractérisé par un très grand nombre d'harmoniques entre 40 000 et 100 000 ans et par l'absence de toute harmonique entre 100 000 et 400 000 ans. Le spectre de l'Hauterivien est étalé entre 40 000 et 400 000 ans. Celui du Barrémien, enfin, est pauvre en harmoniques, les principales correspondant aux longues périodes. Ces différences de l'aspect des spectres peuvent avoir plusieurs causes.

a) Les variations d'épaisseur du cycle élémentaire ne reflètent pas fidèlement les variations du taux de sédimentation c'est à dire les modifications de l'environnement marin induites par les modifications périodiques de l'orbite terrestre. Le couplage entre variations climatique et variations orbitales étant considéré comme très plausible (in Berger et al. 1984) seules des perturbations postérieures

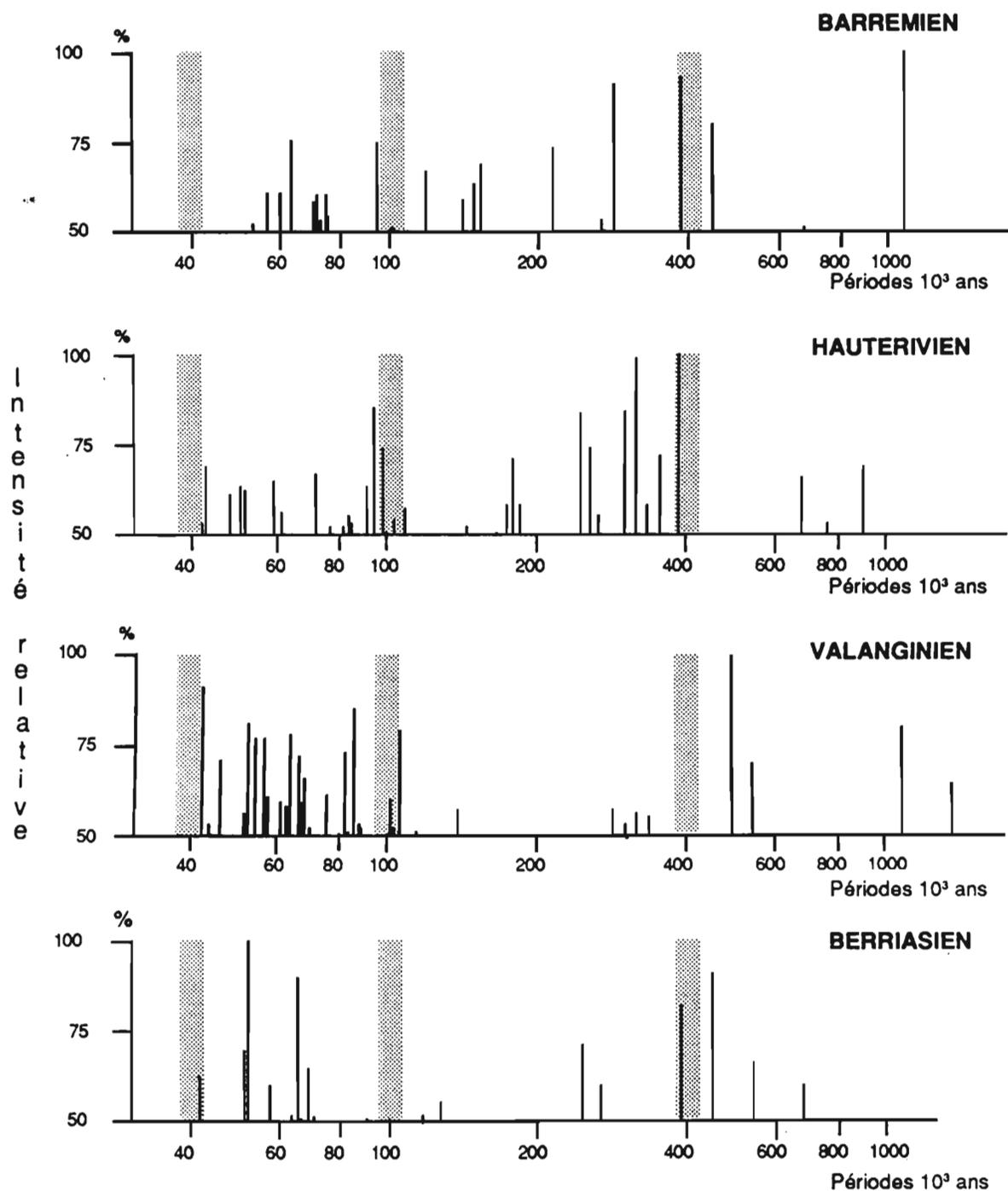


Fig. 1. Spectres des périodes obtenus par analyse de Fourier sur les cycles banc + interbanc des différents étages. Les bandes grisées matérialisent les périodes connues pour les paramètres de l'orbite terrestre.

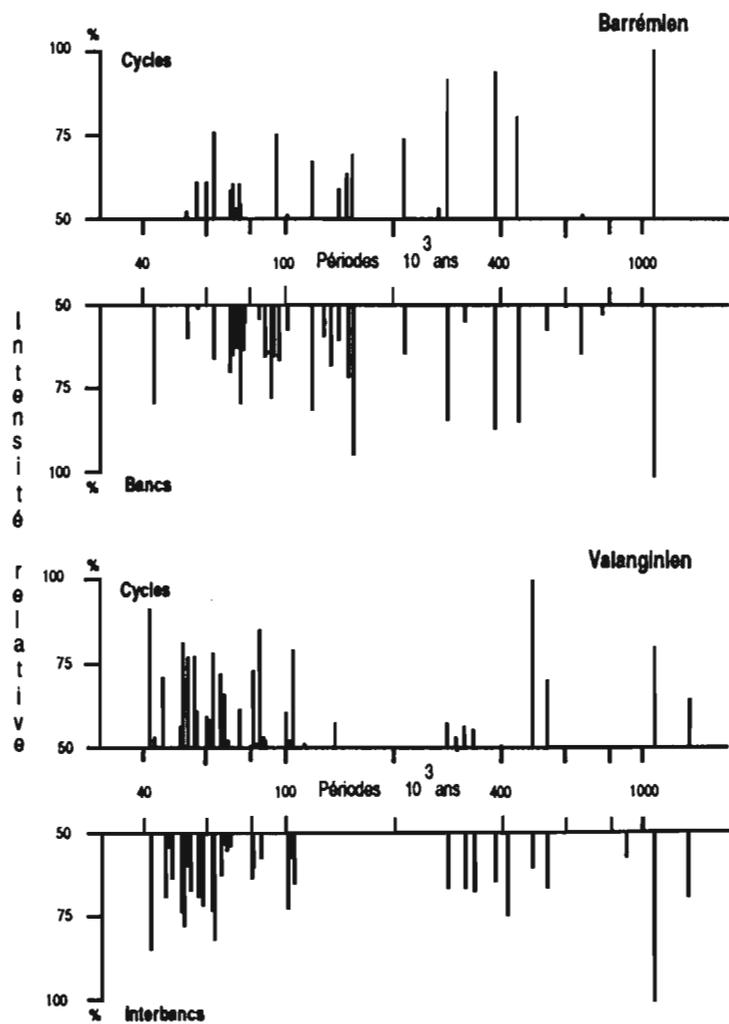


Fig. 2. Analogie des spectres obtenus sur les cycles et les bancs pour le Barrémien, sur les cycles et les interbancs pour le Valanginien.

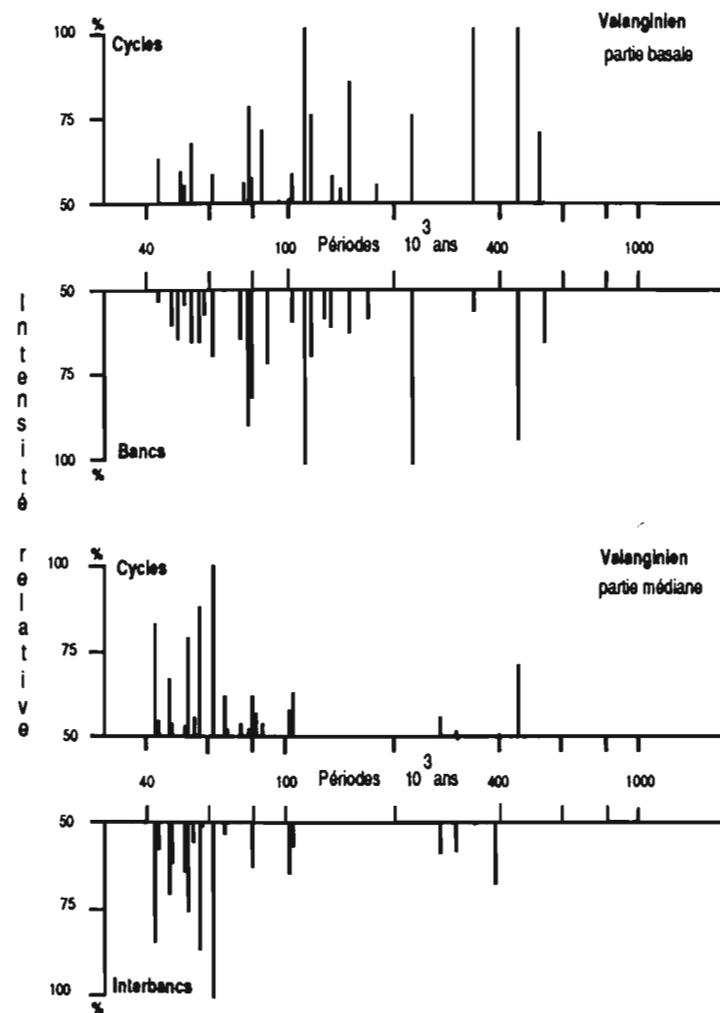


Fig. 3. Analogie des spectres obtenus sur les cycles et les bancs pour le Valanginien "basal", sur les cycles et les interbancs pour le Valanginien

au dépôt pourraient être invoquées. La compaction différentielle entre calcaires et marnes ne paraît pas, d'après quelques tests que nous avons réalisés, être la cause de cette distorsion.

b) Les variations orbitales ne sont pas les seuls facteurs modifiant le milieu. Il existe probablement des variations à plus grande période ; les analogies entre les spectres du Berriasien et du Barrémien rappellent l'existence d'un mégacycle lithologique Tithonique-Bédoulien.

Mais un autre facteur doit être envisagé. Les composants terrigènes et biogènes du sédiment ne répondent peut-être pas de la même manière aux variations de l'environnement. Les spectres de la figure 1 ont été obtenus à partir de l'épaisseur des cycles calcaire + marne. Le calcul a été également effectué sur les bancs calcaires et sur les interbancs marneux considérés comme représentatifs de l'ensemble du cycle. Or le spectre obtenu pour les cycles du Barrémien ressemble fortement au spectre calculé pour les calcaires qui dominent dans cet étage alors que le spectre des cycles du Valanginien se calque sur celui des marnes qui sont le faciès dominant de ce niveau (fig. 2).

Cette observation peut être affinée. Le spectre obtenu sur les cycles de la partie basale, essentiellement calcaire, du Valanginien, correspond presque exactement à celui des bancs du même niveau ; le spectre calculé sur les cycles de la partie centrale marneuse du même étage est tout à fait similaire à celui des interbancs (fig. 3).

La qualité de l'enregistrement sédimentaire des variations périodiques du milieu dépendrait donc de la nature du matériel qui se dépose. Les marnes ne seraient sensibles qu'aux courtes périodes alors que les calcaires conserveraient aussi la traces des longues périodes.

C- En dehors des périodes recherchées, il en existe beaucoup d'autres qui correspondent à un multiple entier de la période élémentaire de 21 000 ans. Elles ne sont, dans les calculs, que l'expression de faits d'observation. Les bancs dédoublés ou des groupes de trois à cinq

bancs sont fréquents dans le Valanginien, alors que dans les niveaux plus calcaires de l'Hauteriviien ou du Barrémien ce sont de grands ensembles d'une vingtaine ou d'une cinquantaine de bancs qui peuvent être discernés. Il faut souligner que la périodicité qui sous-tend ces groupes ou ces ensembles est apparemment sans rapport avec les périodes de Milankovitch mais qu'elle correspond, en général, aux signaux les plus intenses extraits par le calcul.

3. Conclusions.

L'analyse harmonique de l'ensemble du Crétacé inférieur alternant de la région stratotypique d'Angles / Saint-André-les-Alpes (Alpes de Haute-Provence), permet de retrouver les périodes de 40 000, 100 000 et 400 000 ans caractéristiques des variations des paramètres de l'orbite terrestre. Il semble que, dans cette série, le cycle élémentaire calcaire + marne ait une durée moyenne de 21 000 ans. Toutefois, ces périodes n'apparaissent pas systématiquement dans les résultats des calculs. D'autres, au contraire, qui se reconnaissent sur le terrain par des groupements particuliers de bancs, et dont l'intensité est généralement forte, ne correspondent pour l'instant à aucune valeur à signification astronomique.

Il apparaît que la qualité de l'enregistrement sédimentaire des variations périodiques (ou pseudo-périodiques) de l'environnement marin dépend fortement de la nature du matériel qui se dépose. Les marnes (la fraction détritique ?) sont sensibles aux variations à haute fréquence alors que les calcaires (la fraction biogénique ?) réagissent plus fortement aux modifications de basse fréquence.

Il faudra minutieusement tester l'influence des hypothèses introduites implicitement dans ce type d'étude, afin d'éviter d'éventuels artefacts dans les résultats des calculs.

Références citées

- BERGER A. et al. (1984). Milankovitch and climate. NATO ASI Series, C : mathematical and physical sciences, v. 126, Riedel Pub. Company, 895 p.
- HALLAM A. et al. (1985). Jurassic and Cretaceous geochronology and Jurassic to Paleogene magnetostratigraphy. In SNELLING N.J. (ed.), The chronology of the geological record. *Geol. Soc. London Mem.*, v. 10.
- HARLAND W.B. et al. (1982). A geologic time scale. *Cambridge Univ. Press*, 128 p.
- KENNEDY W.J. & ODIN G.S. (1982). The Jurassic and Cretaceous time scale in 1981. In G.S. ODIN, Numerical dating in stratigraphy, *Wilhey & Sons*, New York, p. 557-592.
- KENT D.V. & GRADSTEIN F.M. (1985). A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 96, p. 1419-1427.

Séquences climato-eustatiques A, C, M ou modulation eustatique du signal orbital en fosse vocontienne..

Serge FERRY⁽¹⁾ et Jean-Loup RUBINO⁽²⁾

⁽¹⁾ Université de Lyon, Centre des Sciences de la Terre, 43, Bd du 11 novembre, F-69622 VILLEURBANNE Cedex.

⁽²⁾ TOTAL-CFP, Laboratoire Exploration, 218-228, Av. du Haut Lévêque, F-33605 PESSAC Cedex.

La correspondance entre séquences carbonatées de plate-forme et "séquences" de bancs dans la série barrémienne alternante vocontienne a été proposée par H. Arnaud (1981), non seulement au niveau des séquences majeures mais aussi au niveau des séquences mineures qui composent les premières. Ce schéma a été complété récemment par une autre mise en correspondance (Ferry & Monier 1987) : dans le secteur de transition entre la plate-forme carbonatée proprement dite et le bassin, le cycle élémentaire banc-interbanc du bassin peut se diviser en un faisceau de bancs plus ou moins épais selon le taux de sédimentation. Ce secteur intermédiaire est dit "hémipélagique". Il correspond à la plate-forme externe plutôt qu'au

talus. Ces séries hémipélagiques transitionnelles épaisses affleurent particulièrement bien sur la pente nord du Mont-Ventoux (bordure sud du bassin) ou au Nord de la Drôme (vallée de la Gervanne) (bordure nord du bassin). La figure 1 résume ces correspondances.

La séquence carbonatée de plate-forme est "régressive" car composée de faciès de moins en moins profonds vers le haut. Elle est généralement interprétée à la façon "klüpfélienne" (Klüpfel 1917) comme résultant d'une diminution de la profondeur du milieu par simple comblement sédimentaire de l'espace disponible. Il n'est jamais très clair sous la plume de la plupart des auteurs si

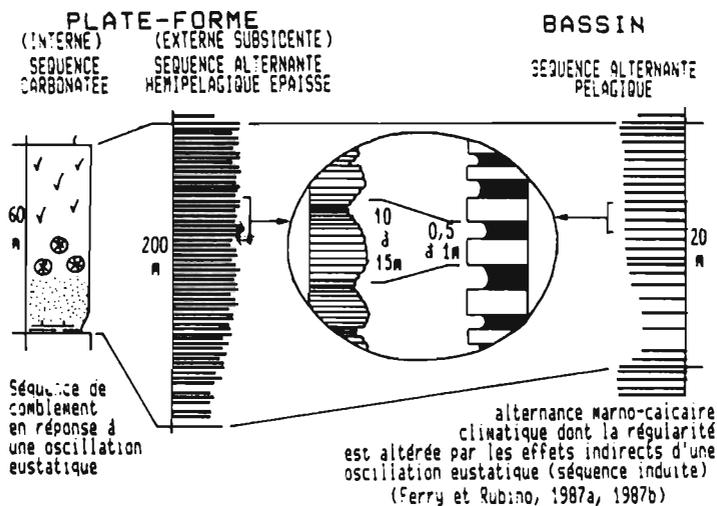


Fig. 1 - Correspondance entre la séquence carbonatée de plate-forme et la séquence alternante de bassin montrant la division du cycle élémentaire de bassin (l'alternance banc - interbanc) en un faisceau de bancs dans le secteur hémipélagique (plate-forme externe). (d'après Ferry & Monier 1987)

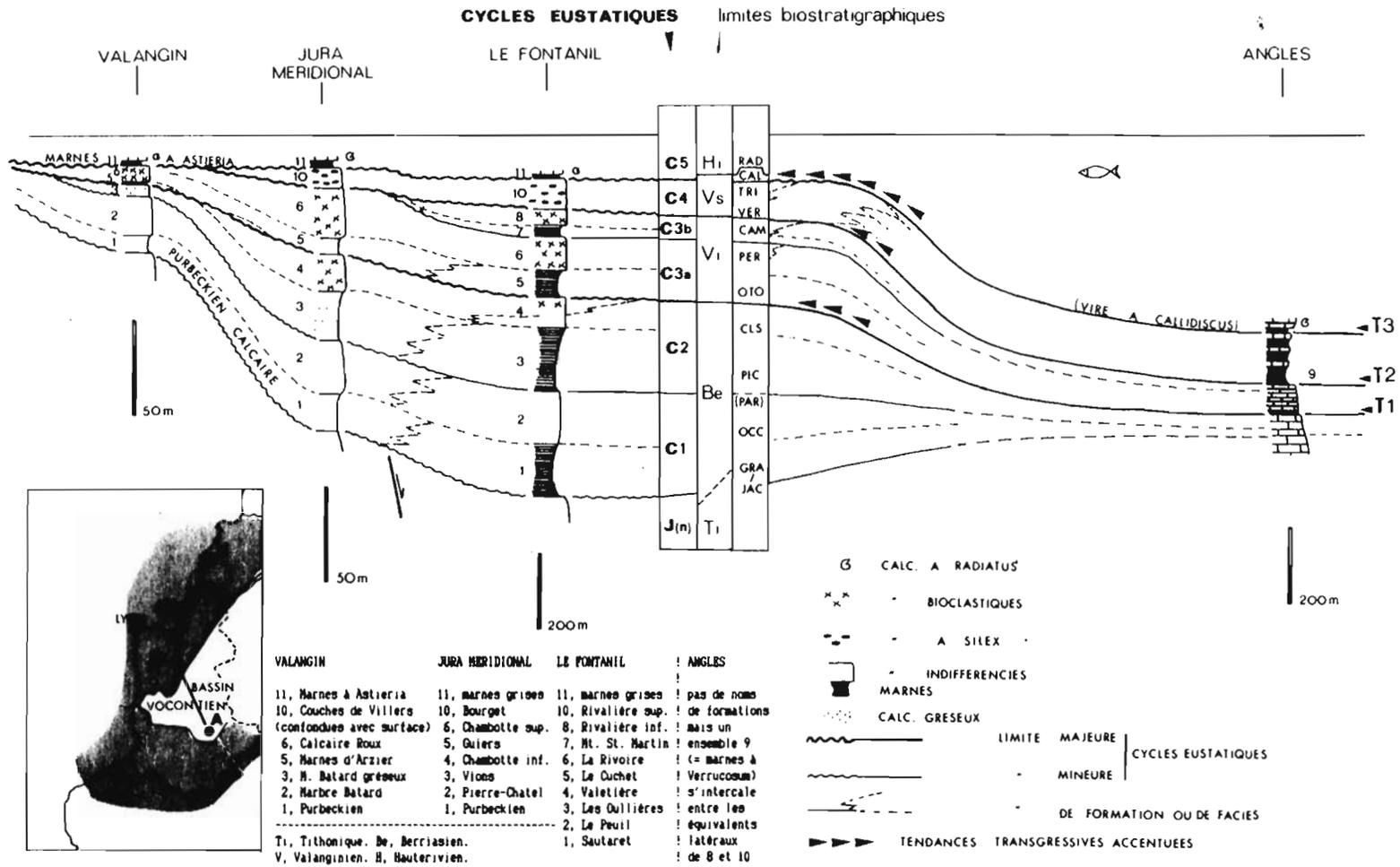


Fig. 2 - Corrélations plate-forme / bassin dans le Néocomien du Sud-Est de la France montrant la troncature inégale des rythmes sédimentaires par les surfaces de discontinuité vers la bordure du bassin. (d'après Ferry & Rubino, 1987a)

la "régression", terme ambigu, est due au comblement lui-même (régression de comblement) ou provoquée (aidée ?) par une baisse propre du niveau marin (régression eustatique) ou encore induite indirectement par un exhaussement de la marge. En revanche, la plupart des auteurs s'accordent, notamment en France, à considérer que le retour soudain à une sédimentation plus marneuse au-dessus des surfaces de discontinuité est dû à un abaissement d'origine tectonique (hypothèse de Klüpfel). Les transgressions qui remettent en eau la plate-forme et sonnent le départ de nouvelles phases de progradation-comblement n'auraient donc rien d'eustatique, sauf à la rigueur celles qui paraissent très importantes et généralisées.

L'arrivée des nouveaux concepts de stratigraphie séquentielle dans les systèmes de dépôt marginaux, jugés être sous le contrôle exclusif des variations relatives du niveau de la mer dans les contextes de marges stables (Vail et al. 1977, 1984, 1987) impose de reconsidérer les interprétations "classiques" à propos du fonctionnement des systèmes carbonatés. Cette nécessité est d'autant plus impérative qu'on comprend mal comment peuvent s'articuler les causes "tectoniques" dans les séries de plate-forme et les causes "climatiques" dans les séries de bassin (Cottillon, ce volume). Comment en effet expliquer la genèse d'une séquence alternante induite (fig. 1), contemporaine d'une séquence de plate-forme qui serait, elle, sous la dominance de déterminismes complètement différents ?

1. Comparaison entre le fonctionnement des systèmes de dépôt terrigènes et calcaires sous la contrainte eustatique.

1.1. Surfaces d'érosion au toit des séquences de plate-forme.

En réalisant, par corrélations de coupes bien datées, une sorte de simulation de profils sismiques sur la marge alpine néocomienne (fig. 2), nous avons attiré l'attention sur les surfaces d'érosion qui tronquent les séquences vers le rivage (Ferry & Rubino 1987a). Certaines discontinuités ne peuvent correspondre à une simple remise en eau à la fin du comblement. Si le comblement est responsable d'une partie de la régression, son effet régressif est certainement pris en relai par une baisse rapide du niveau marin qui explique la surface d'érosion en toit de séquence. Le caractère répétitif, la rapidité et parfois l'importance du phénomène excluent une origine tectonique locale pour ces mouvements alternatifs du niveau marin, qui doivent dès lors être globaux (quel qu'en soit le moteur).

1.2. La séquence de dépôt en domaine de plate-forme interne carbonatée.

Nous étions sceptiques, il y a peu encore, sur la possibilité d'analogies très étroites entre le fonctionnement des systèmes de dépôt calcaires et terrigènes en réponse aux variations du niveau marin. Le modèle de Vail et al. (1987) paraît en effet plus particulièrement adapté aux systèmes terrigènes où le phénomène de progradation est bien connu. Le comblement sédimentaire par progradation

dans les systèmes de dépôt calcaires reste encore une notion théorique basée sur le postulat de Walther (ce dernier pose le principe d'une correspondance entre la succession verticale des faciès dans une séquence donnée et une disposition horizontale équivalente à l'instant t de l'évolution du système sédimentaire). Ce principe a été abondamment appliqué aux calcaires urgoniens périoviniens (Masse 1976, ..., Arnaud, 1981). En réalité, au moins en domaine de plate-forme, les divers exemples étudiés montrent qu'il peut n'exister que des différences mineures avec les systèmes terrigènes. Pour les discontinuités importantes (probablement de type 1) comme celle de la "vire à hétérocères" barrémienne (fig. 3), on peut distinguer toutes les surfaces remarquables prévues par le modèle :

- *- *limite de séquence* LS (surface d'érosion qui termine le cycle précédent et représente la période de bas niveau en domaine de plate-forme interne)

- *- *surface de transgression* ST à la base du cortège transgressif de barres bioclastiques qui remplit les "vallées" creusées en phase de bas niveau

- *- *surface d'inondation* SI au toit de ces barres et marquant la base des marnes d'ennoyage (remontée rapide que ne peut compenser la production calcaire)

- *- *surface basale de progradation* SBP au toit des marnes avec le retour à une sédimentation calcaire faites de paraséquences successives, avec la même logique sédimentaire qu'au niveau séquentiel immédiatement supérieur. Ces paraséquences se distinguent également dans le cortège transgressif.

On remarquera que :

- *- toutes ces surfaces peuvent se confondre en domaine de plate-forme interne, en dehors des chenaux creusés lors du bas niveau marin ;

- *- les trois premières ne sont séparées qu'aux endroits où se développent les *cortèges transgressifs* et les *prismes de bas niveau* (PBN) ou de *bordure de plate-forme* (PBP) (Vail et al. 1987) ;

- *- les paraséquences, autant que la séquence, se suivent de la plate-forme au bassin. Dans le bassin, elles correspondent aux paquets d'alternance calcaire-marne que l'oeil exercé arrive à discerner dans ces successions monotones et dont le calcul prouve bel et bien la réalité (Rio et al., ce volume).

Deux inconnues subsistent :

- *- le devenir de la limite de séquence LS en domaine de plate-forme externe qui n'est pas obligatoirement exondée par la baisse de niveau

- *- la position de cette limite en domaine de bassin, c'est à dire dans la séquence alternante (fig. 3).

Ces deux questions posent le problème de l'existence du prisme de bas niveau marin ou du prisme de bordure de plate-forme selon le type de discontinuité, soit 1 (baisse forte avec découverte de la plate-forme et creusement de vallées), soit 2 (baisse modérée qui ne découvre pas entièrement la plate-forme) (fig. 4). Cela revient encore à savoir si les surfaces LS et ST sont réellement séparées par le prisme de bas niveau en allant vers les séquences de plate-forme externe et de bassin.

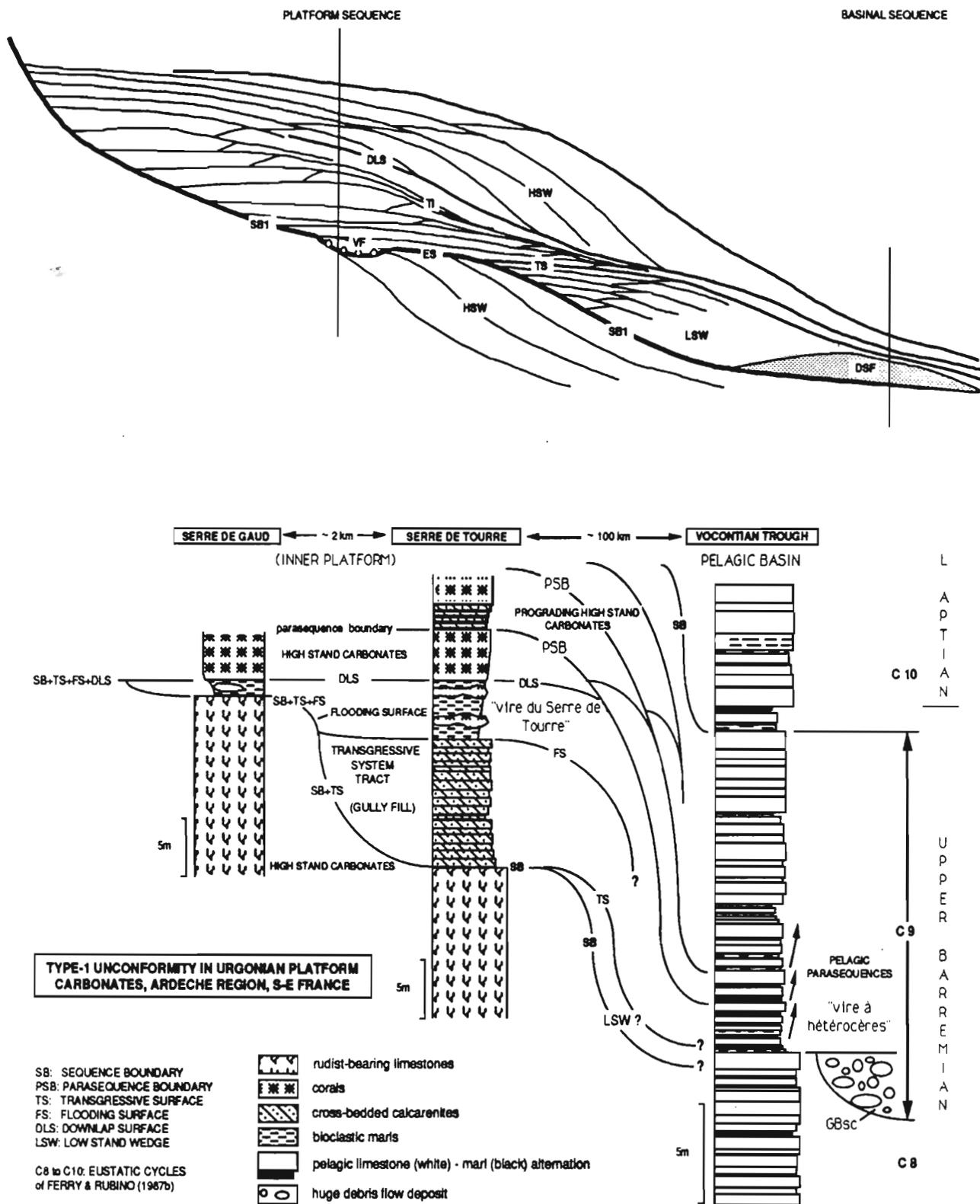


Fig. 3 - Comparaison entre l'organisation des cortèges sédimentaires dans le modèle de Vail et al. (1987) et celle de la séquence calcaire C9 (Barrémien supérieur) depuis l'Urgonien du Bas Vivarais jusqu'au bassin vocontien.

SB(1): limite de séquence (de type 1), ER: surface d'érosion, LSW: prisme de bas niveau, DSF: cône sous-marin, TS: surface de transgression, VF: remplissage de vallée, TST: cortège transgressif (barres bioclastiques tidales en remplissage de vallée), TI: intervalle transgressif, FS: surface d'inondation, DLS: surface basale de progradation, HSW: prisme de haut niveau, PSB: limites de parasequences. C8 à C10: cycles eustatiques du Crétacé inférieur (Ferry & Rubino 1987b). GBSc: glissement de grande extension (nomenclature d'après Ferry 1987).

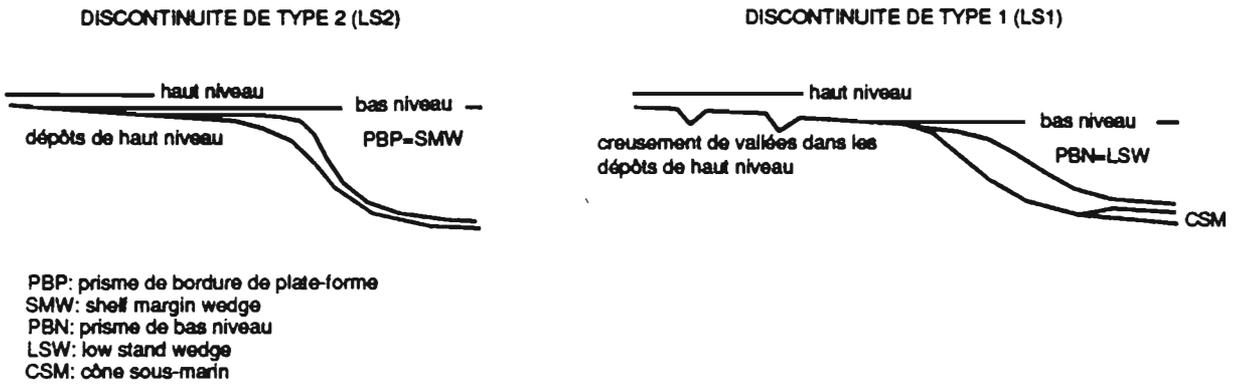


Fig. 4 - Les deux types de discontinuité du modèle de Vail et al. (1987) en fonction de l'intensité de la baisse relative du niveau marin, c'est à dire de la différence entre la vitesse de la subsidence et de la vitesse de la baisse eustatique.

Beaucoup d'auteurs travaillant sur les systèmes carbonatés doutent en effet de l'existence de ces prismes. Ce doute peut en partie s'expliquer par les méthodes d'approche et les échelles radicalement différentes : études de coupes de terrain pour les uns, prospection sismique à l'échelle de la marge pour les autres ; fascination exercée par les discontinuités chez les uns, raisonnement basé sur l'évolution des profils d'équilibre sédimentaire pour les autres. Les séries les plus étudiées sont aussi les séries de plate-forme où les discontinuités correspondent le plus souvent au télescopage de presque toutes les surfaces du modèle. Seuls sont apparents les rythmes carbonatés assymétriques empilés que tout le monde connaît. La dimension horizontale manque.

1.3. La séquence de dépôt en domaine de plate-forme externe carbonatée.

Des études en cours dans le Valanginien inférieur (Chamerois & Ferry) montrent sans ambiguïté qu'en domaine de plate-forme externe hémipélagique, la limite de séquence, même mineure (paraséquentielle), se traduit par une surface d'érosion qui passe DANS la partie sommitale de la séquence (ou de la paraséquence) marnocalcaire "klupfélienne" et non à son toit. Cette surface n'est décelable que dans les chenaux, ici creusés en milieu sous-marin (le creusement sous-marin est pratiquement certain pour les limites de paraséquences qui ne corres-

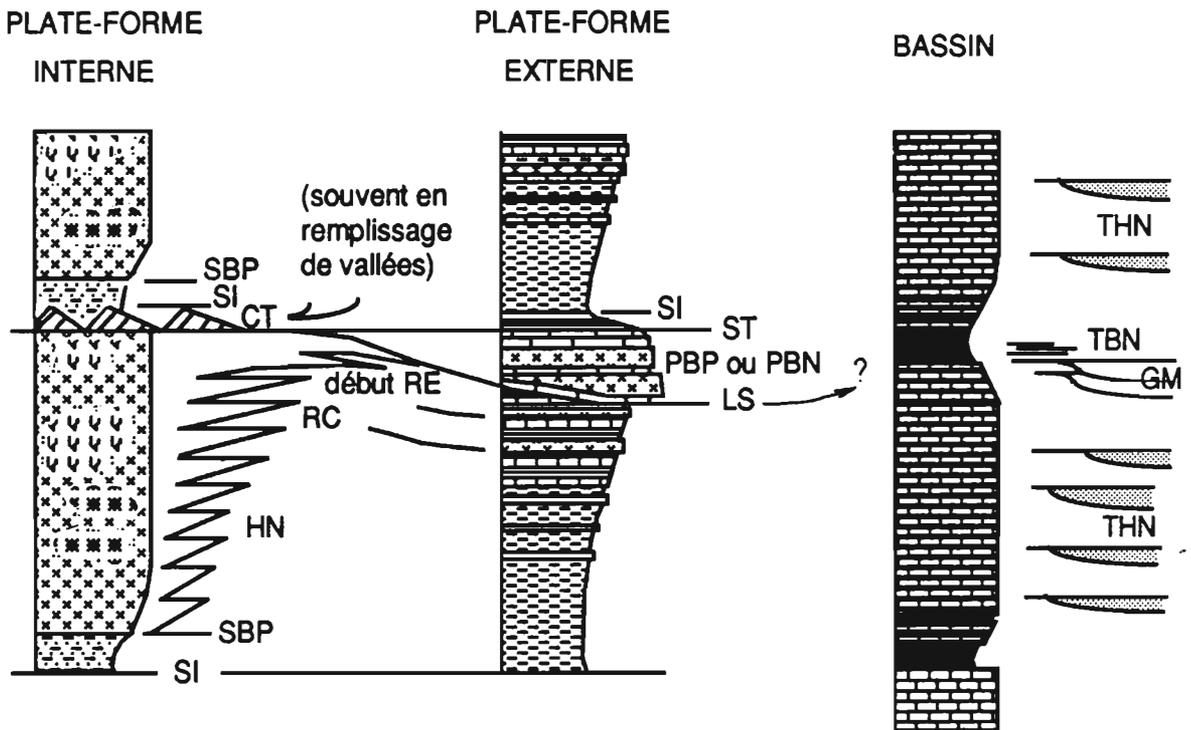


Fig. 5 - Correspondance entre séquences de dépôt de plate-forme et de bassin en régime de sédimentation calcaire. Cycle eustatique: LS, limite de séquence (chute rapide du niveau, surface d'érosion) ; PBP ou PBN, prisme de bordure ou de bas niveau ; ST, surface de transgression ; CT, cortège transgressif ; SI, surface d'inondation ; SBP, surface basale de progradation ; HN, dépôts de haut niveau ; RC, régression de comblement ; RE, régression eustatique (début). THN, turbidites de haut niveau (faisceaux bioclastiques) ; TBN, turbidites de bas niveau (plaquettes rouges) ; GM, glissements majeurs.

pondent qu'à des oscillations de niveau de très faible amplitude). Latéralement, il y a concordance ; la limite séquentielle est invisible et l'interprétation peut être erronée.

Cet exemple montre que l'analyse séquentielle "klupfélienne" a ou n'a pas de sens selon les endroits puisqu'il peut y avoir *concordance ou décalage entre cette séquence klupfélienne et la séquence de dépôt sensu Vail et al.*

Ces faits sont d'ailleurs prédits par le modèle puisque ce dernier ne fait qu'appliquer des règles de géomorphologie et d'océanographie élémentaires. La baisse de niveau crée un chevelu d'érosion (érosion linéaire) d'abord aérien mais qui se prolonge sous la mer, par suite de modifications dans le régime hydrodynamique. L'application de ces mêmes principes élémentaires permet de prévoir que le déplacement du rivage lors de la remontée des eaux engendrera une érosion "bulldozer", agissant sur toute la surface de transgression. Les limites de séquences que nous observons, notamment en domaine de plate-forme interne, sont la résultante de ces deux actions radicalement différentes, l'érosion au rivage pouvant effacer totalement ou en partie les traces de l'érosion linéaire précédente.

Il en résulte que, dans la partie supérieure des séquences de plate-forme externe, il peut y avoir *superposition de calcaires bioclastiques remaniés par la baisse de niveau marin et de calcaires bioclastiques ayant globalement valeur de dépôt de haut niveau*. La figure 5 résume ce qui vient d'être exposé.

1.4. La séquence de dépôt en domaine de bassin pélagique.

Le modèle de Vail et al. (1987) est plutôt discret sur l'organisation séquentielle des dépôts terrigènes en domaine de bassin distal, *a fortiori* pour les systèmes de dépôt calcaires. Le problème est de savoir où passe la limite de séquence LS, s'il est encore possible de la tracer dans les

séquences carbonatées pélagiques. On verra que le problème revient à connaître la signification des marnes de base de séquence dans cette "séquence" de bassin (fig. 1). Sont-elles exactement contemporaines des marnes de base de séquence de plate-forme ? L'interprétation peut être complètement différente, notamment en ce qui concerne la cause de l'eustatisme (voir plus loin).

Dans notre première approche (Ferry & Rubino 1987a), nous avons beaucoup tenu compte de la position séquentielle des remaniements gravitaires (slumps, coulées, turbidites) (Ferry 1987, Atrops & Ferry 1987, Ferry, ce volume). L'importance des atterrissements gravitaires (GMR = glissements majeurs de régression, fig. 6) en toit de séquence calcaire est trop fréquente dans le Mésozoïque vocontien pour n'avoir pas de signification. Cause tectonique dans l'hypothèse klupfélienne d'une rupture séquentielle consécutive à un effondrement de la marge, ou simple augmentation de la probabilité de déstabilisation brutale des talus par suite de l'abaissement de la limite d'action des tempêtes lors des baisses de niveau ? Nous opterons pour la seconde hypothèse. La position séquentielle et le faciès des turbidites bioclastiques (fig. 6) (voir Ferry, ce volume) n'est pas non plus quelconque et suggère qu'au moins la base des marnes puisse représenter la phase de bas niveau marin. Aux Bahamas, équivalent actuel de la fosse vocontienne créacée, les turbidites bioclastiques se mettraient plutôt en place lors des périodes de haut-niveau marin, lorsque les plates-formes sont actives et produisent du sédiment, d'après les résultats du Leg ODP 101.

Si tel est le cas, nos marnes de base de séquence doivent être le résultat d'un double déficit en carbonate :

- en boue de périplate-forme en raison de la restriction des aires productrices et de la diagenèse subaérienne sur les bancs découverts

- en carbonate planctonique puisque les calcaires pélagiques vocontiens sont faits d'une très forte proportion de ce matériel (Noël 1968, Cotillon et al. 1980).

La seule manière de faire disparaître la source de

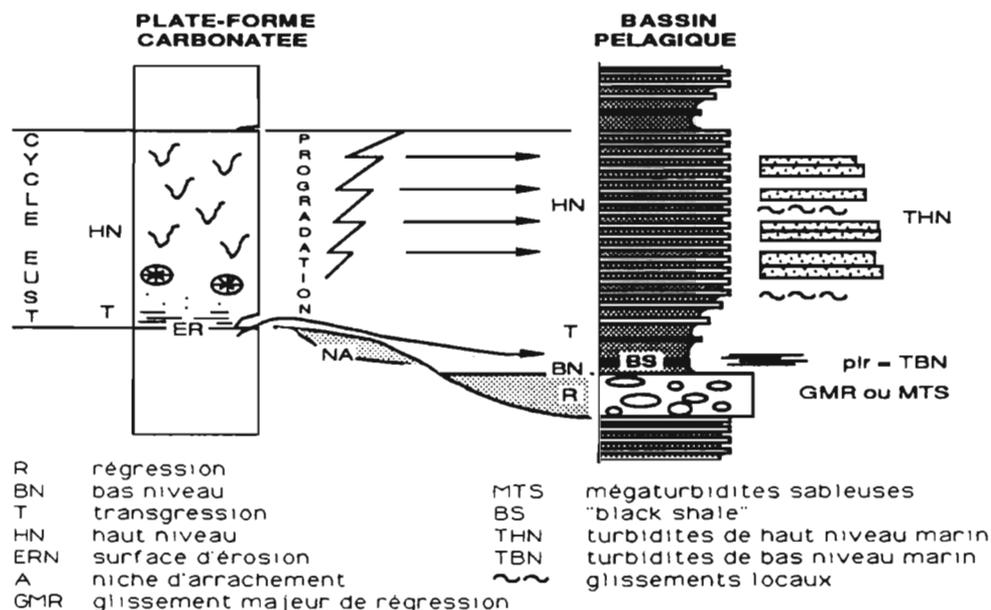


Fig. 6 - Position séquentielle des remaniements gravitaires dans la séquence de bassin. (d'après Ferry 1987)

carbonate planctonique dans ce bassin de profondeur encore modeste (1 500 m ?) est d'altérer le climat. L'Atlantique quaternaire montre cette oscillation de la production calcaire avec les changements climatiques (CLIMAP 1976), jusque dans le moindre détail (Ferry et al. 1985). La séquence calcaire vocontienne devient donc une "séquence climato-eustatique" (Ferry & Rubino 1987b), au déterminisme mixte, où baisses du niveau marin et détériorations climatiques semblent en phase. Dans cette hypothèse, la vire marneuse de base de la séquence de bassin n'est pas contemporaine de la vire marneuse de la séquence de plate-forme et elle n'ont pas la même origine.

Des résultats nouveaux conduisent cependant à nuancer cette première hypothèse. Le premier exemple porte sur la limite Cénomaniens-Turonien pour laquelle il est possible de suivre les cortèges sédimentaires de part et d'autre de la limite de séquence, depuis les dépôts deltaïques jusque dans le bassin (fig. 7). Cet exemple sera détaillé plus loin (Ferry, Rubino & Crumière, ce volume). Les corrélations montrent que les calcaires à huitres des deux paraséquences sommitales du Cénomaniens (coupe BG) ne peuvent représenter le bas niveau marin puisque la surface d'érosion (limite de séquence LS), surmontée par le cône sous-marin gréseux dans la coupe BR, tronque

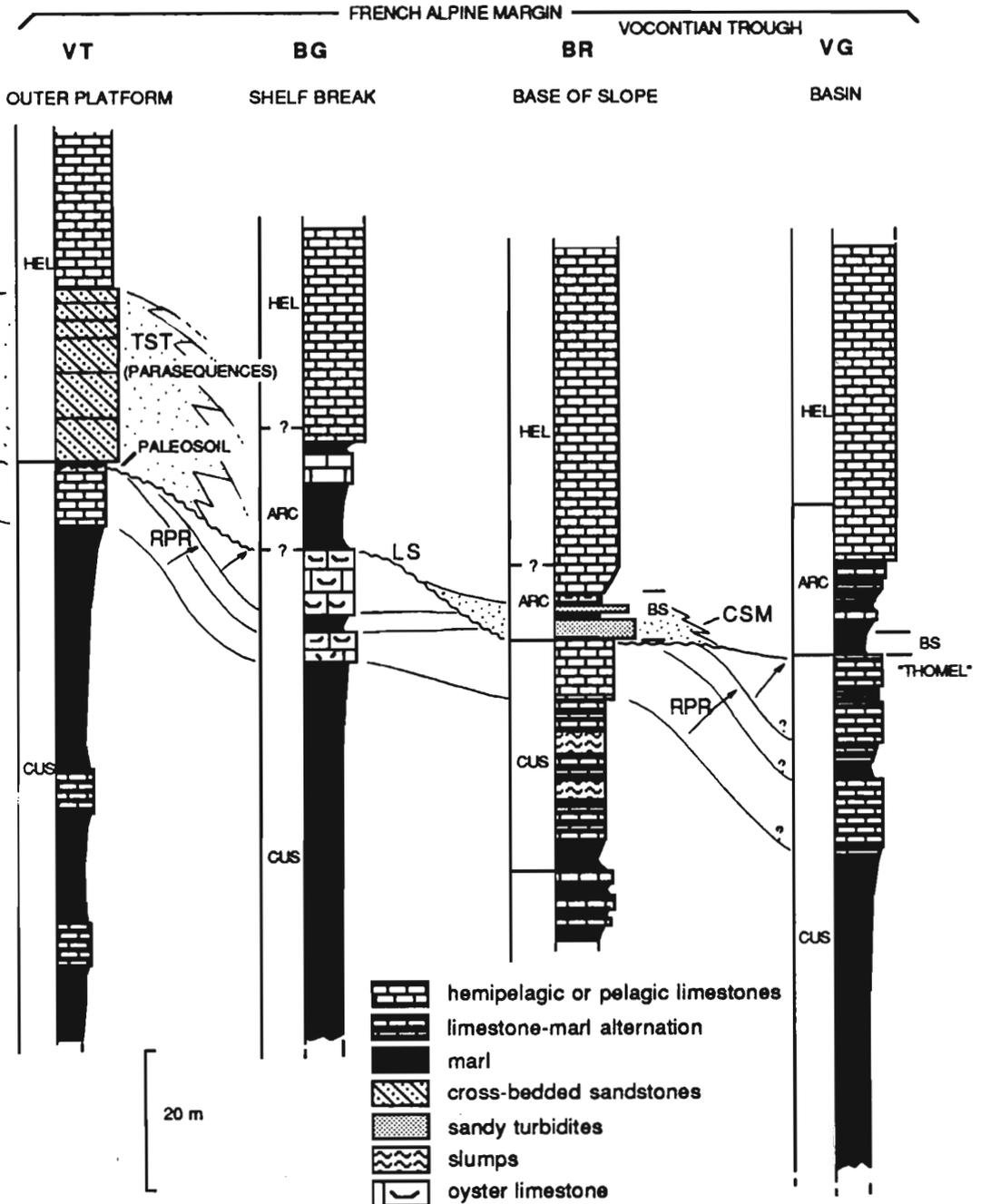


Fig. 7 - Corrélations plate-forme / bassin à la limite Cénomaniens - Turonien montrant les paraséquences régressives (RPR) au sommet des épaisses marnes de haut niveau marin (HSD) du cycle C18 et la position vraisemblable de la limite de séquence LS du cycle C19 sous les turbidites de bas niveau marin (CSM = cône sous-marin).

(d'après Ferry, Rubino & Crumière, sous presse ; voir aussi Ferry, Rubino & Crumière, ce volume)

TST: cortège transgressif, CUS ARC HEL: zones de foraminifères du Cénomaniens supérieur à Cushmani, Archeocretacea et du Turonien inférieur à Helvetica, III: Tertiaire, BS: black shale du Cénomaniens terminal.

localement la seconde de ces deux paraséquences. Celles-ci ne représenteraient que le système régressif, non la phase de bas niveau.

Le problème est que les turbidites gréseuses, considérées logiquement comme l'équivalent du cône sous-marin du modèle de Vail, s'intercalent dans le black shale de la zone à Archeocretacea (Crumière, ce volume). Or ce black shale, largement répandu dans le monde, est la traduction sédimentaire de l'évènement CTBE (Cénomani-Turonian Boundary Event) considéré comme une phase anoxique globale associée à une transgression (Herbin et al. 1986, Arthur et al. 1987, Schlanger et al. 1987). Ce que l'étude des cortèges sédimentaires prouve est au contraire une régression à ce niveau, puisqu'un paléosol va même jusqu'à se développer sous les barres sableuses transgressives sur la marge ouest du bassin (coupe VT). Si les turbidites de Bruis (coupe BR) ne sont pas des témoins lointains de ces sables transgressifs mais au contraire le résultat de l'injection directe de sable dans le bassin en période de bas niveau, le système sédimentaire fonctionne comme pendant l'Aptien-Albien (Bréheret, Delamette & Rubino, ce volume) et on peut encore écrire l'égalité : marnes de base de séquence de bassin = bas niveau marin. Reste alors l'épineux problème de la signification du

black shale dans ces marnes.

Le deuxième exemple concerne la limite Valanginien-Hauterivien qui correspond à peu près, comme pour l'exemple précédent, à une limite de cycle. De la même manière, des correspondances banc à banc peuvent être réalisées de la plate-forme externe au bassin (fig. 8). Les premières marnes de la vire à *Callidiscus* seraient déjà transgressives en domaine de plate-forme externe, au-dessus des calcaires à alectryonies dans le Jura (B. Clavel, comm. orale). Mais le maximum de vitesse de remontée des eaux ne sera sans doute atteint que plus tard (niveau glauconieux condensé de transgression situé dans la zone à *Radiatus*), alors que la sédimentation pélagique est déjà retournée à un régime calcaire (fig. 8). Les équivalents des calcaires à alectryonies dans l'arc de Castellane ("Grande Lumachelle", Cotillon 1971), dans le nord duquel a aussi été levée la coupe du secteur pélagique devraient donc représenter un prisme de bordure de plate-forme. La limite de séquence devrait passer sous le niveau "d" (fig. 8). A Angles / Saint-André-les-Alpes (coupe ANG équivalente de la coupe de la Charce au banc près), la partie calcaire sommitale du Valanginien supérieur marneux (zone à *Trinodosum*) devrait donc appartenir à la séquence eustatique suivante sensu Vail.

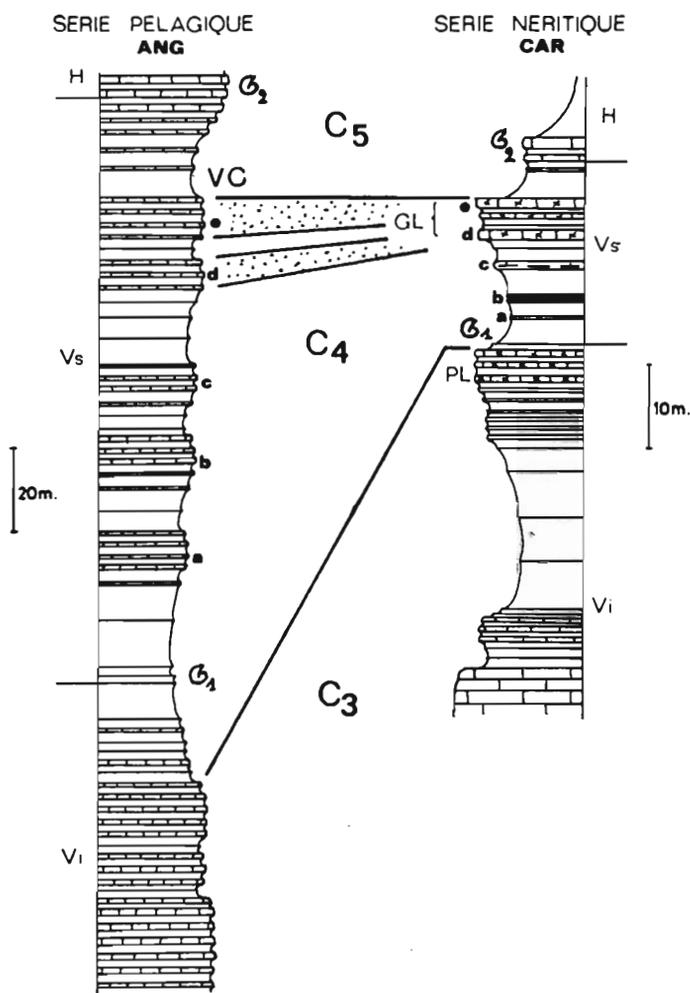


Fig. 8 - Corrélations plate-forme / bassin au niveau du cycle C4 (Valanginien supérieur) dans l'arc de Castellane (d'après Ferry & Monier 1987).

ANG: coupe d'Angles, CAR: coupe de Carajuan, VC: vire à *Callidiscus*, PL, "petite lumachelle" (Cotillon 1971), GL, "grande lumachelle", Ammonite 1: *Saynoceras verrucosum*, Ammonite 2: *Acanthodiscus radiatus*. Le niveau "b" est le faisceau de bancs étudié par Cotillon et al. (1980) (voir Cotillon, ce volume).

Ces deux exemples aux interprétations contradictoires soulignent les difficultés rencontrées pour définir la position de la limite de séquence et les sédiments de bas niveau marin dans la partie supérieure de la séquence de bassin. Ils posent *in fine* le problème de l'existence ou non d'une phase de stagnation en bas niveau marin, comme le voudrait la courbe sinusoïdale de Vail et al. (1987). Dans plusieurs des cas étudiés, il semble qu'à un ensemble de paraséquences de plus en plus régressives succède assez brutalement un ensemble de paraséquences transgressives. C'est ce qui pourrait se produire pour la limite Céno-manien-Turonien où la surface d'érosion de plus bas niveau marin couronne les paraséquences régressives au lieu de se trouver en-dessous. Telle est la conclusion qui ressort des corrélations à l'échelle mondiale que nous avons réalisées pour cette coupure (Ferry, Rubino & Crumière, ce volume) où le bas niveau proprement dit semble avoir été bref.

2. Causes internes et causes externes.

Selon que la limite de séquence sensu Vail se situe dans le sommet des calcaires (zone de transition) dans la séquence de bassin, exactement à leur toit, ou dans la base des marnes susjacentes, en l'absence de toute érosion sous-marine qui complique encore l'analyse, l'interprétation est totalement différente.

Connaître la signification des vires marneuses dans la série de bassin est fondamental car celles-ci ne peuvent que résulter de la conjonction d'un double déficit en calcaire, comme il l'a été évoqué plus haut. Elles voient par ailleurs l'arrivée fréquentes de faunes froides qui migrent ensuite et évoluent dans des régions plus boréales, alors que la sédimentation est redevenue plus calcaire dans le cycle sédimentaire des régions téthysiennes (Atrops & Ferry 1987). Ces migrations ne semblent pas résulter de la simple ouverture de voies de communications lors des transgressions mais résulter de l'expansion ou de la contraction latitudinale des aires de vie, suite à des changements climatiques. Le phénomène est bien connu pour les foraminifères planctoniques quaternaires.

*- si marnes = froid et froid = bas niveau, le cycle eustatique est glacio-eustatique et peut être considéré comme une superpériode, très hypothétique il est vrai, de Milankovitch. Dans ce cas, le déterminisme essentiel des variations du niveau marin serait d'origine externe. C'est bien peu probable.

*- si marnes = froid et froid = début de la transgression, il y a décalage entre le changement climatique et les variations du niveau marin. Le cycle n'est plus glacio-eustatique, il est, par exemple, tectono-eustatique. Une relaxation globale de l'activité mantellique provoque la régression et le décalage vers le bassin du système de dépôt calcaire mais sans le tuer véritablement. Il reste la production planctonique et un flux résiduel de boue de périalite-forme. Ce pourrait être très fréquemment la transition des calcaires aux marnes au sommet de la "séquence" de bassin. La reprise de l'activité mantellique globale gonfle les dorsales océaniques (hypothèse de Pitmann), s'accompagne d'un volcanisme accru dans les zones de subduction et altère par contre-coup le climat, au

moins temporairement. Le phénomène est connu. Les effets sédimentaires de la chute de la production calcaire planctonique peuvent être aggravés par le déficit temporaire en boue de périalite-forme. Ce dernier peut se produire au cours de la remontée des eaux par l'inadaptation provisoire des récifs à cette remontée trop rapide. Dans ce cas, il y a couplage entre causes externes et internes mais le déterminisme fondamental reste d'origine interne. Le changement climatique n'est qu'une conséquence des phénomènes qui provoquent les mouvements eustatiques, pas la cause des variations de niveau. C'est plus probable pour les cycles de cette fréquence, en l'état actuel des connaissances.

On voit que ces hypothèses reposent en partie sur la nature exacte des boues calcaires de bassin. L'identification des boues a pu être réalisée dans le Quaternaire des Bahamas (travaux de M. Boardman, Conrad Neuman, Mullins, etc.) où l'on a montré l'évolution de la minéralogie des carbonates donc de leurs sources au gré des oscillations climatiques. Il est peu probable qu'une telle étude soit un jour possible dans les calcaires crétacés téthysiens qui ont subi la diagenèse. La comparaison entre les séquences crétacées ou tertiaires et celles d'âge jurassique inférieur ou moyen où le plancton calcaire est peu abondant pourrait permettre de lever indirectement cette difficulté (signification des faciès "ammonitico rosso" dans les séquences calcaires).

3. Séquences alternantes, marneuses et calcaires en domaine de bassin.

En tenant compte de tous les éléments disponibles, nous avons analysé la série vocontienne pélagique en termes de séquences de dépôt. Ces éléments d'analyse sont :

*- le dénombrement des séquences de plate-forme dans les coupes les plus complètes (réalisation d'une série virtuelle de plate-forme qui s'affranchit du télescopage fréquent des surfaces de discontinuités)

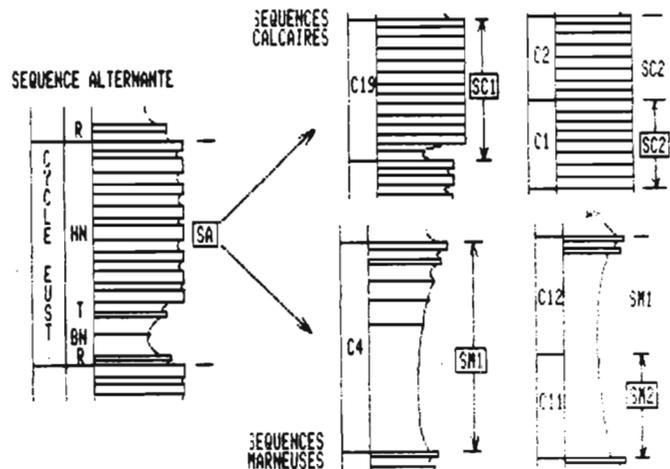


Fig. 9 - La séquence pélagique SA et ses variantes. (d'après Ferry & Rubino 1987b)

*- le dénombrement des niveaux condensés, marqueurs des transgressions (oolites ferrugineuses, phosphates, glauconie selon les endroits et les séquences) (Loutit et al., sous presse)

*- la position des atterrissements gravitaires dans les séries de bassin

*- la position des couches riches en matière organique dans les séries de bassin, soit marneuses (Bréheret et al., ce volume), soit alternantes ou calcaires (Crumière, ce volume, Ferry et al. en prép.)

*- la position et l'importance des renouvellements fauniques (Atrops et Ferry 1987).

La première constatation est que la séquence de bassin ne présente pas la même allure tout au long de la colonne stratigraphique (fig. 9). Le type central (séquence SA à vire marneuse de base) est modifié par un décalage global soit vers la dominance des bancs sur les interbancs (séquences SC) soit vers la disparition plus ou moins complète des bancs (séquences SM).

Le repérage des séquences SC n'est possible que si une vire marneuse de base existe (sous-type SC1). C'est le cas pour le cycle C19 (Cénomaniens sommital-Turonien moyen). Les deux séquences berriasiennes C1 et C2, si visibles en domaine de plate-forme (Ferry & Rubino 1987a), sont indécélables en fosse vocontienne par absence de niveau marneux basal (sous-type SC2), tout comme les séquences du Kimméridgien supérieur - Tithonique.

Le repérage des séquences SM, notamment lorsque plusieurs sont superposées, est aussi délicat. Les turbidites, les couches riches en matière organique et le contrôle par les séquences de plate-forme permettent de lever partiellement les difficultés (Bréheret et al., ce volume). Mais les surfaces d'érosion intra-bassinales peuvent compliquer considérablement l'analyse en emboitant de façon à peu près invisible les séquences les unes dans les autres dans certains secteurs. Certaines séquences sont totalement marneuses (SM2) d'autres comportent un faisceau calcaire sommital (SM1) mais il n'est pas toujours évident de déterminer si ce faisceau représente les dépôts de fin de haut niveau marin de la séquence (maximum de progradation), s'il s'agit de paraséquences régressives ou encore de l'expression lointaine du prisme de bas niveau (voir discussion précédente sur les séquences cémano-turonienne et valangino-hauterivienne). Dans ce dernier cas, le faisceau devrait être placé à la base de la séquence suivante.

La deuxième constatation est que ces séquences SA, SC ou SM s'agencent verticalement pour constituer des supercycles (fig. 10). Le décalage de la sédimentation pélagique alternante, soit vers la dominance des calcaires soit vers celle des marnes, n'est donc pas quelconque puisque les supercycles durent un nombre entier de cycles de 3^e ordre. Le cycle C4 représente la plus courte de ces dérives vers les marnes puisqu'elle ne dure qu'un cycle (fig. 11). Les Marnes Bleues gargaso-albiennes ou les Terres Noires bathono-oxfordiennes durent un nombre beaucoup plus grand de cycles. Le Toarcien est un cas intermédiaire. Il n'y a en apparence aucune règle de durée pour ces supercycles que l'on arrive parfois à subdiviser en oscillations intermédiaires (travaux en cours dans les Terres Noires). L'analyse spectrale de ces superpériodes reste à faire.

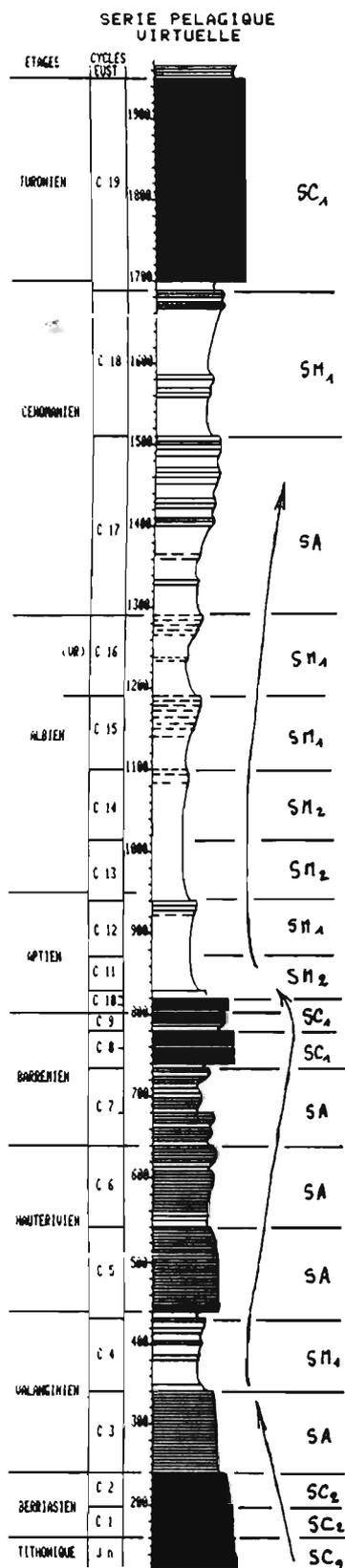


Fig. 10 - L'oscillation de la sédimentation pélagique vers la dominance des calcaires ou des marnes n'est pas quelconque. Les séquences SA, SC et SM s'agencent pour constituer des supercycles. Comme au niveau des cycles de 3^e ordre (SA, SC, SM), les transitions d'un supercycle à l'autre peuvent être graduelles (Berriasien - Valanginien) ou plus brutales (base des marnes bleues gargaso - albiennes). Enfin, tout comme les séquences de 3^e ordre étaient formées de paraséquences, on voit que les séquences elles-mêmes jouent le rôle de paraséquences pour les superséquences correspondant aux supercycles eustatiques.

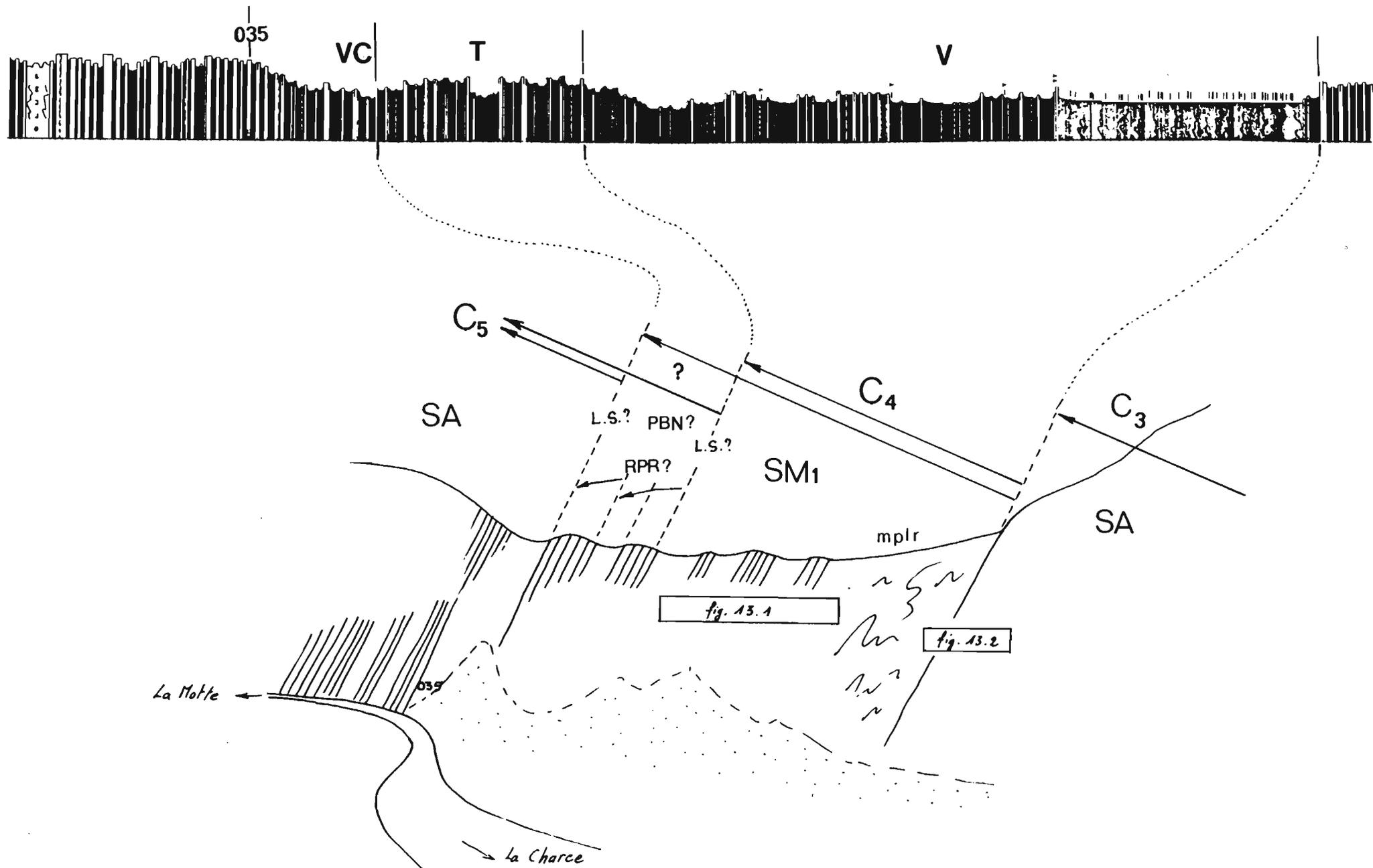


Fig. 11 - Séquences SA et SM1 dans le Néocomien de La Charce (Drôme).

Cycles C3 à C5 de la fig. 10. "035": banc à *Radiatus* (base de l'Hauterivien), VC: vire à *Callidiscus*, T: zone à *Trinodosum*, V: zone à *Verrucosum*. LS: limite de séquence, RPR: paraséquences régressives, PBN et PBP: prisme de bas niveau ou de bordure de plate-forme, mplr: mames à plaquettes rouges slumpées de la base de la zone à *Verrucosum*.

4. Cyclicités emboîtées et leurs causes.

La figure 12 résume les trois principaux niveaux hiérarchiques séquentiels décelables à l'intérieur du cycle de 3^e ordre sensu Vail et al. (1987). A la base est l'alternance banc-interbanc, sans doute équivalente à la fois en cause et en durée aux "cycles d'aggradation ponctuels" (PAC's) de Goodwin & Anderson (1985).

L'alternance calcaire-marne pélagique est climatiquement contrôlée (Cotillon, ce volume). Les PAC's représen-

tent des cycles d'inondation répétés dans les séries de plate-forme. PAC's et cycles banc-interbanc pélagiques, qui ont à peu près la même durée, sont l'expression d'un même déterminisme qui ne peut être que glacio-eustatique. C'est un glacio-eustatisme d'origine externe (variations de l'orbite terrestre) tant que l'on reste dans la bande de fréquence de Milankovitch. Les groupements de bancs pélagiques (Rio et al., ce volume) et les paraséquences de Vail et al. ont vraisemblablement la même origine climato-eustatique externe pour cette raison, même si des périodes inconnues apparaissent dans les analyses de Fourier.

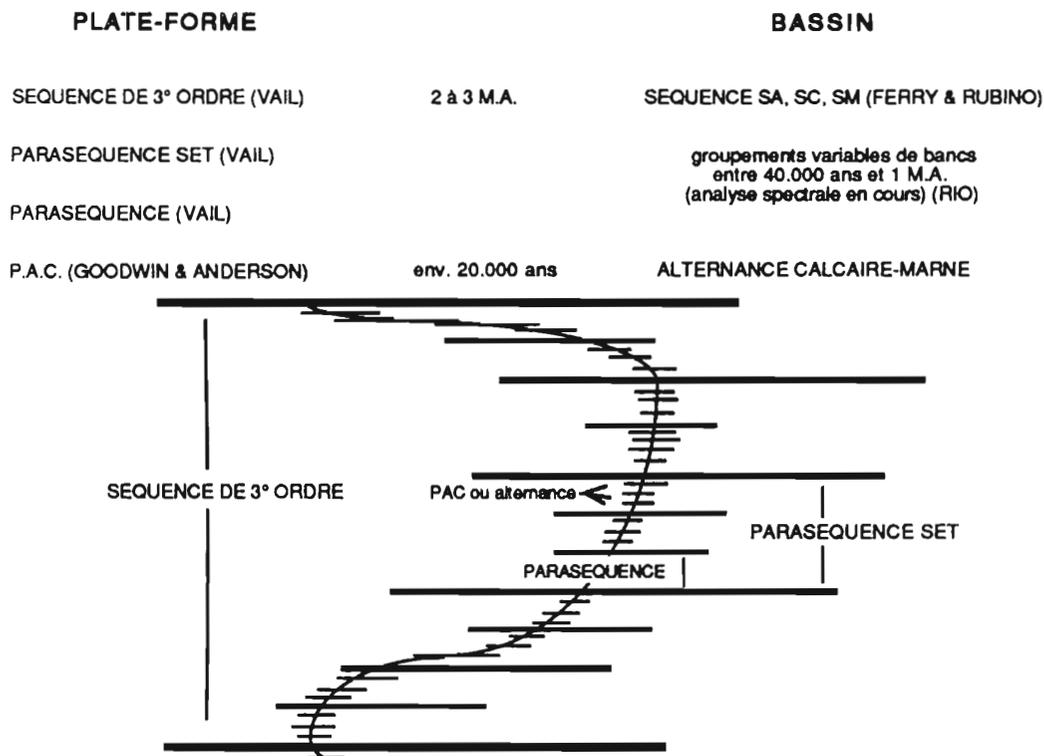


Fig. 12 - Cyclicités emboîtées dans les séquences de 3^e ordre.

On remarquera, en examinant dans le détail l'alternance pélagique (fig. 13) que les paraséquences pélagiques de 3 à 5 bancs ou les groupements plus importants allant jusqu'à une dizaine ou une quinzaine de bancs (= "paraséquence sets" de Vail ?) semble posséder le même style SA, SC ou SM qu'au niveau séquentiel immédiatement supérieur. Le cas du Valanginien supérieur est intéressant de ce point de vue car les faisceaux de bancs semblent correspondre à l'empilement variable de paraséquences SA et SM (SM1 ou SM2). Mêmes effets, mêmes causes ? Là est la question.

Dans toute cette hiérarchie séquentielle, le problème est *in fine* de savoir, si nos hypothèses sont correctes, à quel niveau séquentiel on quitte le glacio-eustatisme (d'origine externe), où le changement climatique commande la variation de niveau, pour entrer dans le déterminisme tectono-eustatique d'origine interne (avec répercussions climatiques). Dans ce

dernier cas, le changement climatique est subordonné, il ne commande pas la variation de niveau. La réponse à cette question revient en grande partie à savoir si les dérives de la sédimentation pélagique vers les marnes, aux divers niveaux séquentiels, sont commandées par le climat ou le niveau relatif de la mer. La réponse peut être différente selon le niveau séquentiel.

La réponse à tous ces problèmes ne saurait être trouvée uniquement dans les bassins téthysiens tropicaux où les effets des changements climatiques ont été certainement amortis. L'exemple du Quaternaire le prouve abondamment. La clé des problèmes soulevés dans cette note se trouve peut être en grande partie dans les bassins boréaux, plus sensibles au balancement des zones climatiques. Les travaux de nos collègues allemands (Kemper 1987, ...) sont fondamentaux de ce point de vue car ils mettent en évidence ces oscillations climatiques dans le Crétacé, période réputée il y a peu encore comme étant de climat égal.

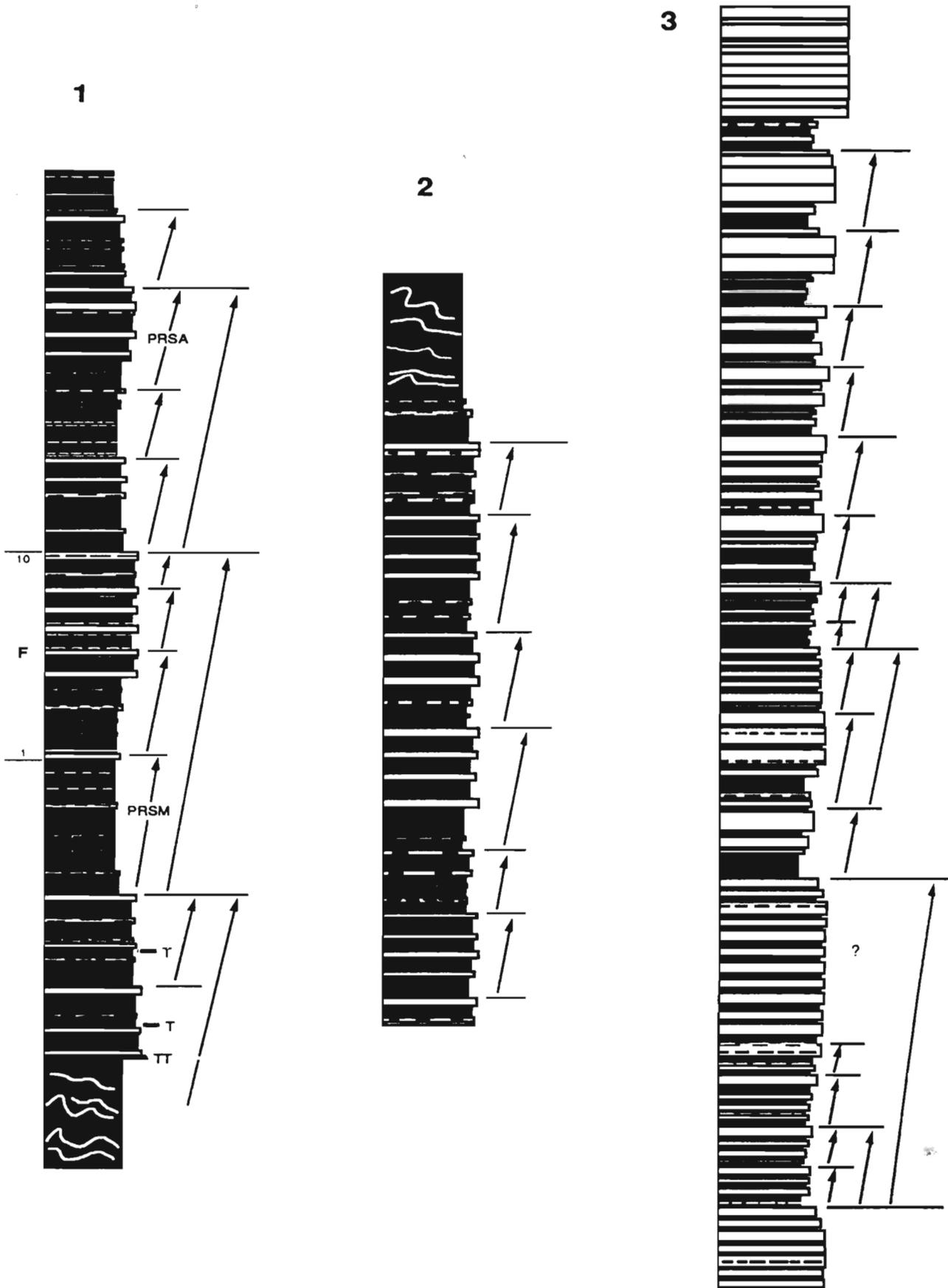


Fig. 13 - Détail de la série vocontienne dans diverses séquences de dépôt de type SA ou SM.

1. Valanginien supérieur de La Charce (cycle C4, séquence de type SM1) avec (F) le faisceau de bancs illustré par Cotillon (ce volume) ; 2. Valanginien inférieur de La Charce (cycle C3, séquence de type SA) ; 3. Barrémien inférieur de Saint-André-les-Alpes (Alpes de Haute-Provence) (cycle C7, séquence de type SA). Les groupements de bancs de durée à peu près hectomillénaire (Rio et al, ce volume) correspondent aux paraséquences de plate-forme de Vail et al. (1987) ou aux séquences de PACs de Goodwin & Anderson (1985). PRSA, PRSM: paraséquences de type SA ou SM. T: turbidites (plaquettes rouges).

5. Conclusions.

L'analyse dynamique (enchaînement spatio-temporel des cortèges sédimentaires) des systèmes de dépôt calcaires du Sud-Est de la France (marge vocontienne) montre que ceux-ci fonctionnent sensiblement de la même manière que les systèmes de dépôt terrigènes sous la contrainte eustatique. Seule la notion de prisme de bas niveau marin, donc la position exacte de la limite de séquence en série de bassin, demande à être précisée.

La série pélagique alternante enregistre fidèlement les variations de niveau marin à tous les niveaux hiérarchiques séquentiels. On peut dire quelle représente la modulation eustatique du signal orbital. Ce dernier, représenté par l'alternance banc-interbanc résulte vraisemblablement d'un glacio-eustatisme modéré, lié aux variations des paramètres de l'orbite terrestre. Au niveau des séquences

de 3^e ordre, l'eustatisme n'a peut être pas la même cause (variations de l'activité mantellique qui influe sur le volume océanique). Il semble s'accompagner aussi de changements climatiques mais dont on ne sait pas très bien encore s'ils sont de même sens qu'au niveau séquentiel inférieur.

Découpée en séquences de type SA, SC et SM, elles-mêmes composées de paraséquences des mêmes types, cette série pélagique vocontienne représente un support de choix pour décrypter les influences respectives des variations de niveau et des changements climatiques dans l'édification des divers cycles de rang hiérarchique croissant. Série à ammonites sans grandes lacunes de sédimentation, même en période de bas niveau marin, son intérêt est primordial pour caler stratigraphiquement les limites séquentielles (établissement d'une référence téthysienne) et étudier dans une nouvelle approche le vieux problème des renouvellements fauniques aux limites de séquences.

Références citées

- ARNAUD H. (1981). De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buech. *Géol. Alpine*, Mém. 12, 3 vol., 804 p.
- ARTHUR et al. (1987). The Cenomanian - Turonian Oceanoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *Geol. Soc. London sp. pub.*, v. 26, p. 401-420.
- ATROPS F. & FERRY S. (1987). Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 13, p. 179-185.
- COTILLON P. et al. (1980). Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur: mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXII, n° 5, p. 735-744.
- COTILLON P. (1971). Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. *Mém. BRGM*, n° 68. 313 p.
- FERRY S. (1987). Le détritisme carbonaté profond dans le Crétacé inférieur du Sud-Est français. Ses rapports avec l'eustatisme. *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 13, p. 197-202.
- FERRY S. et al. (1985). Synchronisme remarquable entre les cycles calcaire-marne des vases quaternaires atlantiques et les alternances tourbe-limon d'anciens lacs périglaciaires européens. *C.R. Acad. Sc. Paris*, II, t. 300, n° 12, p. 573-578.
- FERRY S. & MONIER P. (1987). Correspondances entre alternances marno-calcaires de bassin et de plate-forme (Crétacé du S-E de la France). *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n° 5, p. 961-964.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987a). Les séquences carbonatées néocomiennes du Sud-Est de la France sont-elles le résultat d'oscillations eustatiques ? *C.R. Acad. Sc. Paris*, II, t. 304, n° 15, p. 917-922.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987b). La modulation eustatique du signal orbital dans les sédiments pélagiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, II, t. 305, n° 9, p. 477-482.
- HAQ B.U. et al. (1987). The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, v. 235, p. 1156-1167.
- HERBIN J.-P. et al. (1986). Organic-rich sedimentation at the Cenomanian-Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. *Geol. Soc. London sp. pub.*, n° 21, p. 389-421.
- KEMPER E. (1987). Das Klima der Kreide-Zeit. *Geol. Jb.*, (A), h. 96, 399 p.
- KLÜPFEL. (1917). Ueber die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. *Geol. Rdtsch.*, Bd. 7, p. 97-109.
- MASSE J.-P. (1976). Les calcaires urgoniens de Provence. *Thèse Doct. Etat Univ. Marseille*, n° AO 12390, 3 vol., 445 p., 60 pl.
- NOEL D. (1968). Nature et genèse des alternances de marnes et de calcaires du Barrémien supérieur d'Angles (Fosse vocontienne, Basses-Alpes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, (D), t. 266, p. 1223-1225.
- SCHLANGER S.O. et al. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine ¹³C excursion. *Geol. Soc. London sp. pub.*, v. 26, p. 371-399.
- VAIL P.R. et al. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *AAPG Bull.*, v. 26, p. 49-212.
- VAIL P.R. et al. (1984). Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *A.A.P.G. Mem.*, n° 36, p. 129-144.
- VAIL P.R. et al. (1987). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8), n° 7, p. 1301-1321.

Contrôle eustatique de la resédimentation calcaire en fosse vocontienne (Mésozoïque, S-E de la France).

Serge FERRY(*)

(*) Université de Lyon, Centre des Sciences de la Terre, 43, Bd du 11 novembre, F-69622 VILLEURBANNE Cedex.

Reflet des modes, les travaux de sédimentologie des deux dernières décennies dans le Mésozoïque vocontien se sont surtout attachés à étudier l'organisation des systèmes d'épandage profonds et à les comparer avec les vastes systèmes de resédimentation terrigènes. Aujourd'hui, il apparaît que les contraintes externes au système de sédimentation sont probablement primordiales dans le fonctionnement de ces systèmes (*allocyclicité*) et sans doute plus intéressantes à étudier que les mécanismes *autocycliques*. Les variations relatives du niveau de la mer, engendrées par le jeu différentiel des variations eustatiques et de la vitesse de subsidence (Vail et al. 1987) appartiennent à ces causes extérieures qui peuvent agir puissamment sur les systèmes sédimentaires et expliquer une certaine part de la cyclicité de séries comme les flyschs par exemple. C'est pourquoi on s'intéressera surtout ici à la position séquentielle des remaniements gravitaires dans

la série carbonatée pélagique vocontienne, plutôt qu'à leurs structures internes.

1. Contexte stratigraphique et paléogéographique.

La fosse vocontienne (Paquier 1900) est une petite entité paléogéographique d'environ 10.000 à 12.000 km² de surface palinspastique, née de la contraction progressive du vaste bassin subalpin jurassique (voir synthèses de Baudrimont & Dubois 1977, Debrand-Passard et al. 1984). C'est au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Bédoulien) que se trouve réalisé un environnement de type bahamien, avec des plates-formes carbonatées urgoniennes qui enserrant sur trois cotés une "fosse" à sédimentation marno-calcaire pélagique (fig. 1).

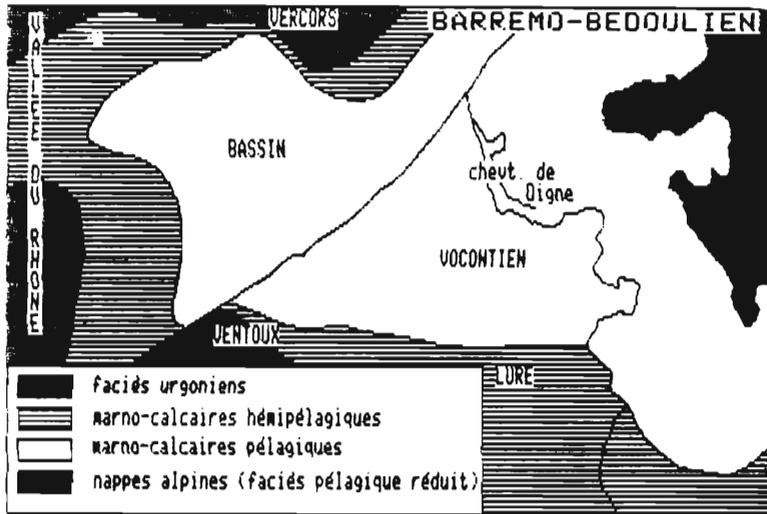


Fig. 1 - Paléogéographie de la fosse vocontienne au Barrémien supérieur.

Il n'y a pas en réalité de véritable contraction tectonique du bassin jurassique initial. Ce qui deviendra plus tard les plates-formes périvocontiennes (chaines subalpines nord, Provence septentrionale) est dès le Jurassique supérieur un domaine transitionnel de pente entre le Jura et la bordure du Massif Central et qui évoluera progressi-

vement en plate-forme, peut-être par simple effet de comblement par progradation sédimentaire. Ce n'est qu'au cours de l'Albien supérieur et plus nettement à partir du Cénomaniens (Porthault 1974) que la fosse va lentement se combler et la sédimentation prendre partout un caractère hémipélagique.

La phase plicative anté-campanienne du Dévoluy, qui inaugure la réorganisation paléogéographique de la seconde moitié du Crétacé supérieur, marque la fin du fonctionnement de la fosse. On peut donc considérer que cette partie de la marge alpine a globalement un comportement de marge stable pendant la majeure partie du Crétacé. La tectonique n'aura sur les systèmes de dépôt que des effets sans doute secondaires par rapport aux variations relatives du niveau marin.

Le domaine de transition entre les calcaires de plate-forme proprement dits est le siège d'une sédimentation vaseuse "hémipélagique" épaisse (Ferry 1978, Arnaud

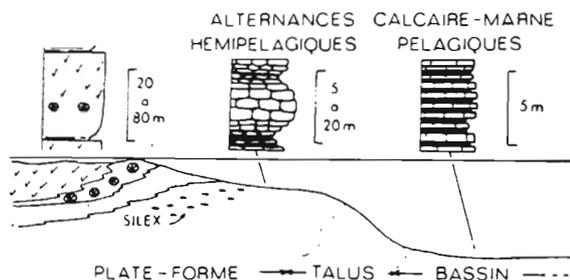


Fig. 2 - Passage des faciès de plate-forme aux faciès vaseux pélagiques: la plate-forme externe à sédimentation hémipélagique.

1981, Masse 1976) intermédiaire entre les carbonates peu profonds et les vases pélagiques (fig. 2). La zone hémipélagique, d'abord large au début du Néocomien, se réduira à une bande étroite au Barrémien supérieur-Bédoulien par suite de la progradation des calcaires bioclastiques vers le large. Les faciès hémipélagiques épais sont constitués de

cycles de bancs qui correspondent à la dilatation du cycle banc-interbanc pélagique (Ferry & Monier 1987).

La sédimentation pélagique vocontienne est constituée d'une alternance de bancs calcaires et d'interlits marneux où tantôt les calcaires dominent. Cette alternance semble climatiquement contrôlée d'après les variations du contenu minéralogique et faunique des bancs et interbancs (Cotillon et al. 1980, Darmedru 1982, Cotillon, ce volume), les durées de cycles que le calcul met en évidence (Rio et al. ce volume) et qui se situent dans la bande de fréquence de Milankovitch (Berger et al. 1984), enfin les analogies très étroites entre ces alternances mésozoïques et leurs équivalents actuels des vases atlantiques (Ferry & Pastouret 1982, Ferry et al. 1985, Ferry, en prép.) où le rôle du climat est cette fois prouvé.

La dérive incessante de l'alternance calcaire-marne au cours du Mésozoïque entre la dominance des marnes sur les calcaires ou l'inverse n'est pas quelconque mais rythmée sur les cycles eustatiques, sans que les raisons de l'appauvrissement en calcaire de certaines séquences (type SM) soit claires. La série vocontienne peut en tout cas être décrite comme un empilement dans un ordre variable de séquences SA, SC ou SM (Ferry & Rubino 1987b, Ferry & Rubino, ce volume).

Les vases bathyales alternantes de la fosse comportent, du Jurassique supérieur à la fin de l'Albien (fig. 3), des remanements gravitaires de différente nature (turbidites, coulées, glissements) qui ont fait l'objet de travaux assez nombreux. La période Jurassique supérieur - Berriasien où se développent les célèbres brèches de resédimentation, a été étudié par Remane (1970), Le Hegarat (1974), Beaudoin (1977), etc. La période couvrant le dépôt des marnes bleues gargaso-albiennes, à sédimentation silico-clastique sur les plates-formes est moins bien étudiée (Fries 1984, Rubino, travaux en cours). Le Barrémio-Bédoulien est la période de développement maximal des

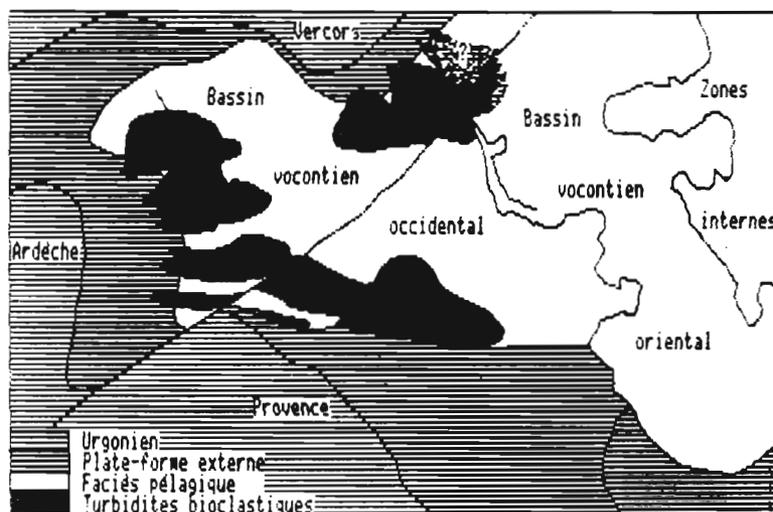


Fig. 4 - Situation des principaux appareils de turbidites bioclastiques au Barrémien supérieur en fosse vocontienne.

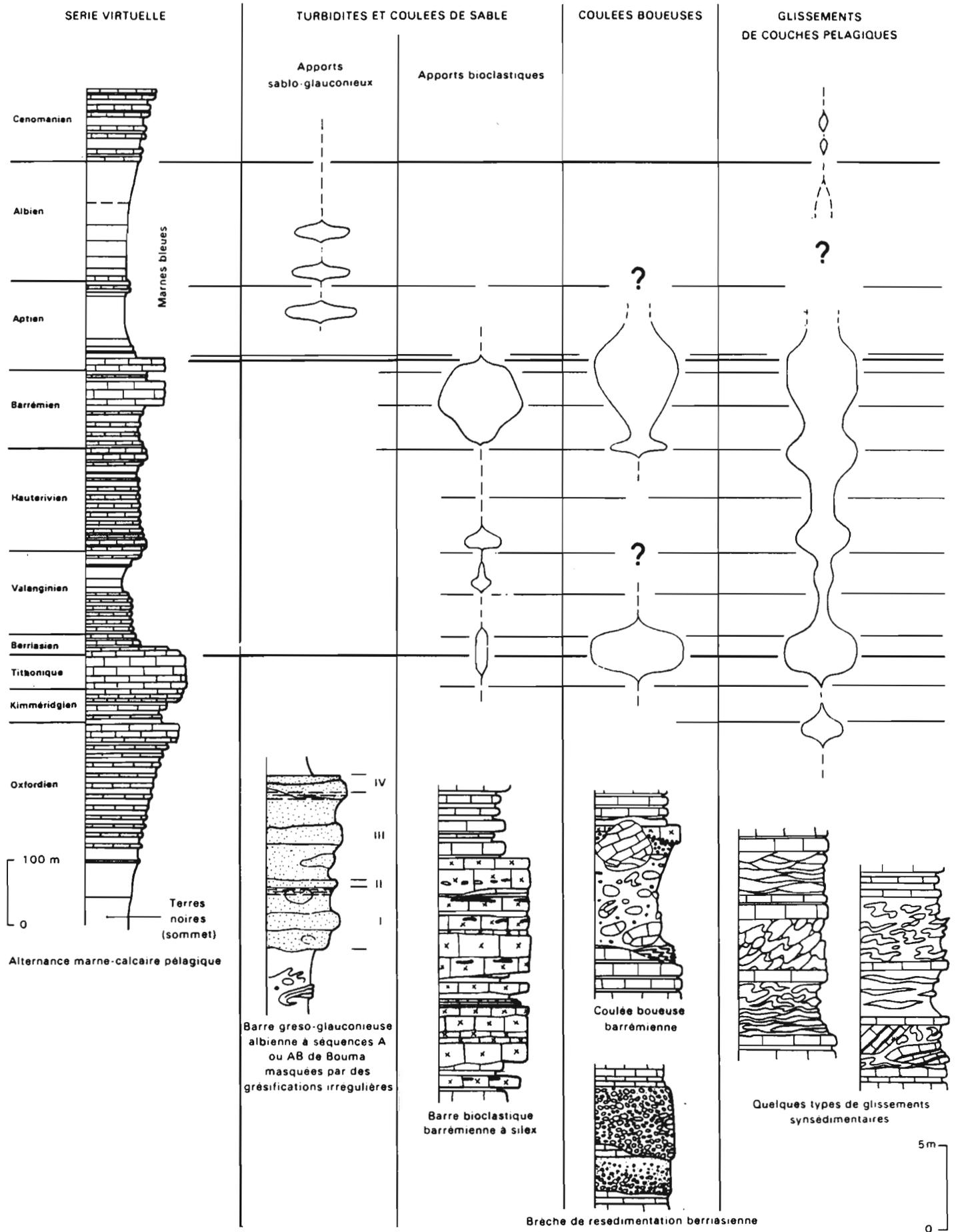


Fig. 3 - Importance relative et types de remaniements gravitaires en fosse vocontienne, de l'Oxfordien supérieur au Cénomanien. (d'après Ferry 1984)

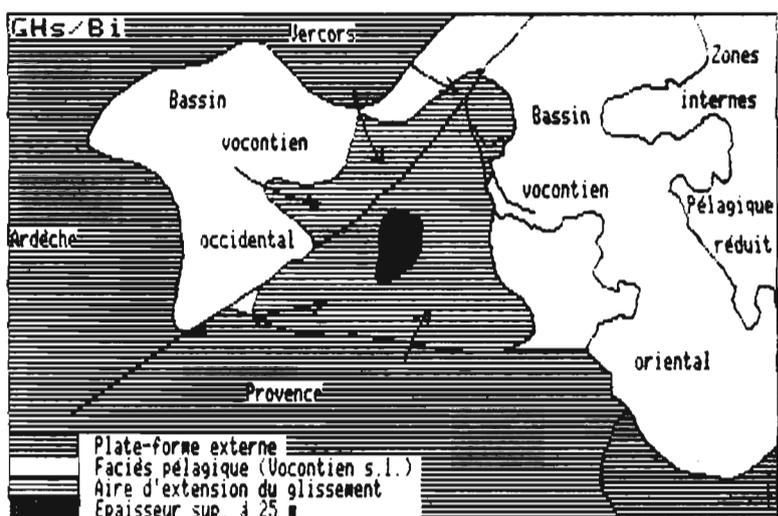
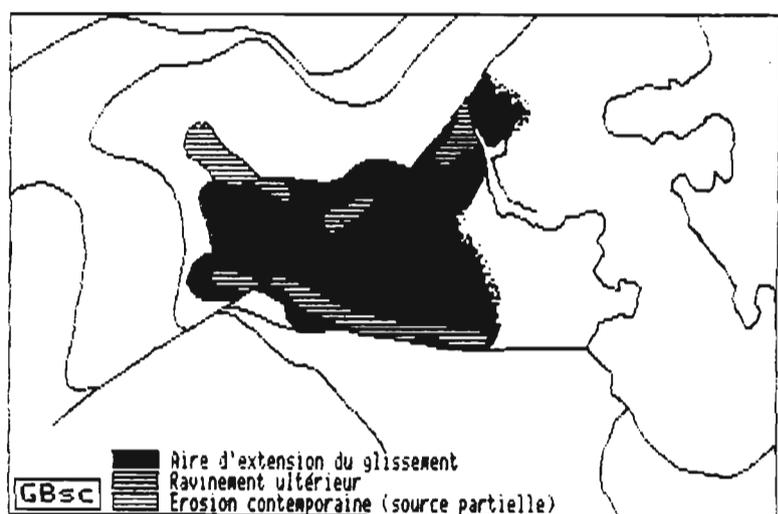


Fig. 5 - Extension de quelques coulées en fosse vocontienne.

GHs/Bi à la limite Hautervien - Barrémien, GBsc au sommet des calcaires du Barrémien supérieur sous la vire à Hétérocères, GCL3 ou CL3 au sommet des calcaires bédouliens.

plates-formes carbonatées (urgonien). Corrélativement, se mettent en place dans les vases de la fosse des éventails turbiditiques bioclastiques d'extension décakilométrique, soit en forme de cône, soit plus chenalisés. Ces appareils modestes restent en général ancrés au pied des talus (fig. 4) et utilisent des voies d'apport sensiblement pérennes puisqu'elles sont déjà empruntées pour la mise en place des quelques faisceaux bioclastiques connus dans le Néocomien sous-jacent. Elles le seront encore pour la mise en place des turbidites sableuses gargas-albiennes. Outre les appareils bioclastiques, se développent des coulées boueuses de dimensions impressionnantes pour un aussi petit bassin (fig. 5) puisque leur volume atteint couramment plusieurs km³. La partie distale du bassin (région centrale de Rosans - Montclus - Serres) est peu atteinte par les apports bioclastiques. Les glissements de couches pélagiques y sont en revanche très fréquents.

Nous prendrons nos exemple de préférence dans le Barrémo-Bédoulien pélagique dont les correspondances avec les séries à Urgonien, notamment d'Ardèche sont à peu près bien établies (fig. 6). La figure 7 donne le détail de la série pélagique virtuelle qui n'est bien conservée que dans certains secteurs de la fosse vocontienne orientale (région d'Angles). Partout ailleurs, les remaniements gravitaires peuvent altérer très profondément la régularité des assises (fig. 8 et 9). Le repérage séquentiel des phases d'apports est ainsi rendu parfois difficile ou impossible malgré la grande continuité latérale des bancs de l'alternance (Cotillon, ce volume) qui autoriserait des corrélations infiniment précises. Le problème est le même dans le Jurassique supérieur où la faiblesse des taux d'accumulation provoque souvent l'emboîtement des séquences de dépôt.

2. Place des résédiments gravitaires dans la séquence de bassin.

Seules les variations du niveau de la mer, par les effets directs et indirects qu'elles ont eu sur les systèmes sédimentaires et les biotopes du plateau continental, semblent pouvoir rendre compte de la coïncidence, plus de dix fois répétée dans le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur subalpin, entre fins de cycles sédimentaires, remaniements gravitaires catastrophiques et renouvellements fauniques. La position des turbidites bioclastiques n'est pas quelconque et l'on peut faire une distinction entre les minces plaquettes rouges qui se manifestent fréquemment en base de séquence de bassin, associées au niveau riche en matière organique s'il est présent, et les faisceaux bioclastiques épais qui apparaissent en position médiane de la séquence. Ces observations sont indépendantes du type SA, SC ou SM (Ferry & Rubino 1987b) de la séquence pélagique. Les figures 10, 11, 12 et 13 illustrent quelques cas.

Ces exemples permettent de bâtir une séquence-type de dépôt en régime de sédimentation calcaire (fig. 14). Le glissement majeur qui termine une séquence SA SC ou SM de bassin a valeur d'appareil turbiditique de bas niveau (CSM du modèle). Il doit donc non pas terminer la séquence de dépôt sous-jacente mais débiter la suivante. Il résulte d'une augmentation de la probabilité de déstabilisation des sédiments de plate-forme externe soumis à l'action grandissante des tempêtes lors de la baisse de niveau marin. La sédimentation étant en principe continue en

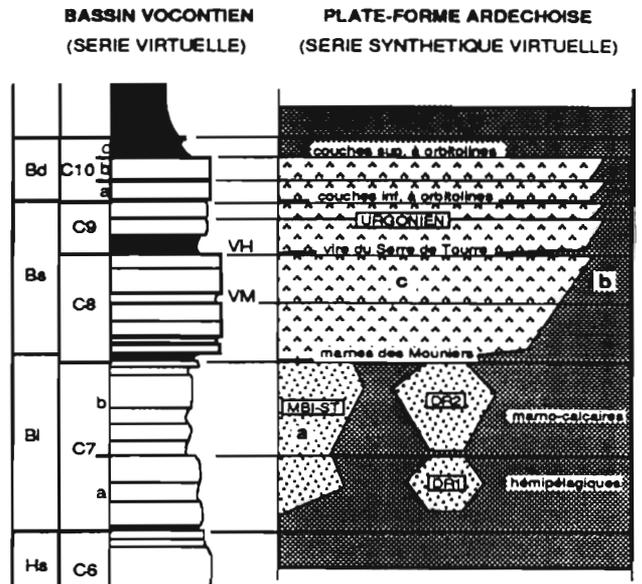


Fig. 6. Correspondance entre les principales séquences urgoniennes de la plate-forme ardéchoise et les séquences pélagiques.

a: hauts-fonds bioclastiques (MBI-ST: masse bioclastique inférieure du Serre-de-Tourne, DR1, DR2: hauts-fonds précoces de la Dent-de-Rez), b: faciès hémipélagiques, c: séquences urgoniennes.

domaine de bassin (sauf sur les axes des couloirs sous-marins) les marnes sus-jacentes devraient représenter au moins en partie la phase de bas niveau marin. L'extension spatiale des plaquettes rouges, souvent plus importante que celle des faisceaux de turbidites épaisses, ne s'explique guère si on admet que les marnes dans lesquelles elles s'intercalent représentent la transgression comme en domaine de plate-forme. Dans la correspondance proposée, elles pourraient représenter l'expression la plus distale du prisme de bas niveau si celui-ci existe réellement. La dérive vers les marnes de la sédimentation pélagique doit avoir deux origines: la suppression de la production calcaire planctonique et celle des apports latéraux de boue biodétritique de péri-plate-forme. La meilleure manière d'y arriver serait de faire coïncider un refroidissement avec la baisse de niveau marin. La détérioration climatique ajouterait ses effets à la restriction des aires de vie sur la plate-forme et entraînerait une aggravation de la crise faunique. C'était la première version des cycles climato-eustatiques (Rubino & Ferry, 1987b). Elle demande à être vérifiée (voir discussion in Ferry & Rubino, ce volume). Les faisceaux bioclastiques épais, qui apparaissent plus tard traduirait le fonctionnement normal des plates-formes remises en eau. Ils pourraient néanmoins représenter des phases de bas niveau marin relatif mais au niveau paraséquentiel. Les baisses modérées du niveau marin ne provoqueraient pas d'arrêt de la production de bioclastes mais faciliteraient leur remobilisation vers le bassin.

Cette séquence de bassin est intégrée au modèle général présenté par ailleurs (Ferry & Rubino, ce volume).

On retrouve les grandes lignes de cette séquence-type dans les marnes bleues gargasiennes et albiennes (Rubino, ce volume). Le glissement majeur de régression (GMR du modèle) est remplacé par l'appareil turbiditique sableux puisque le sable est facilement exportable vers le bassin, tandis que, dans le système carbonaté néocomien, les carbonates exondés s'indurent et alimentent moins les fonds.

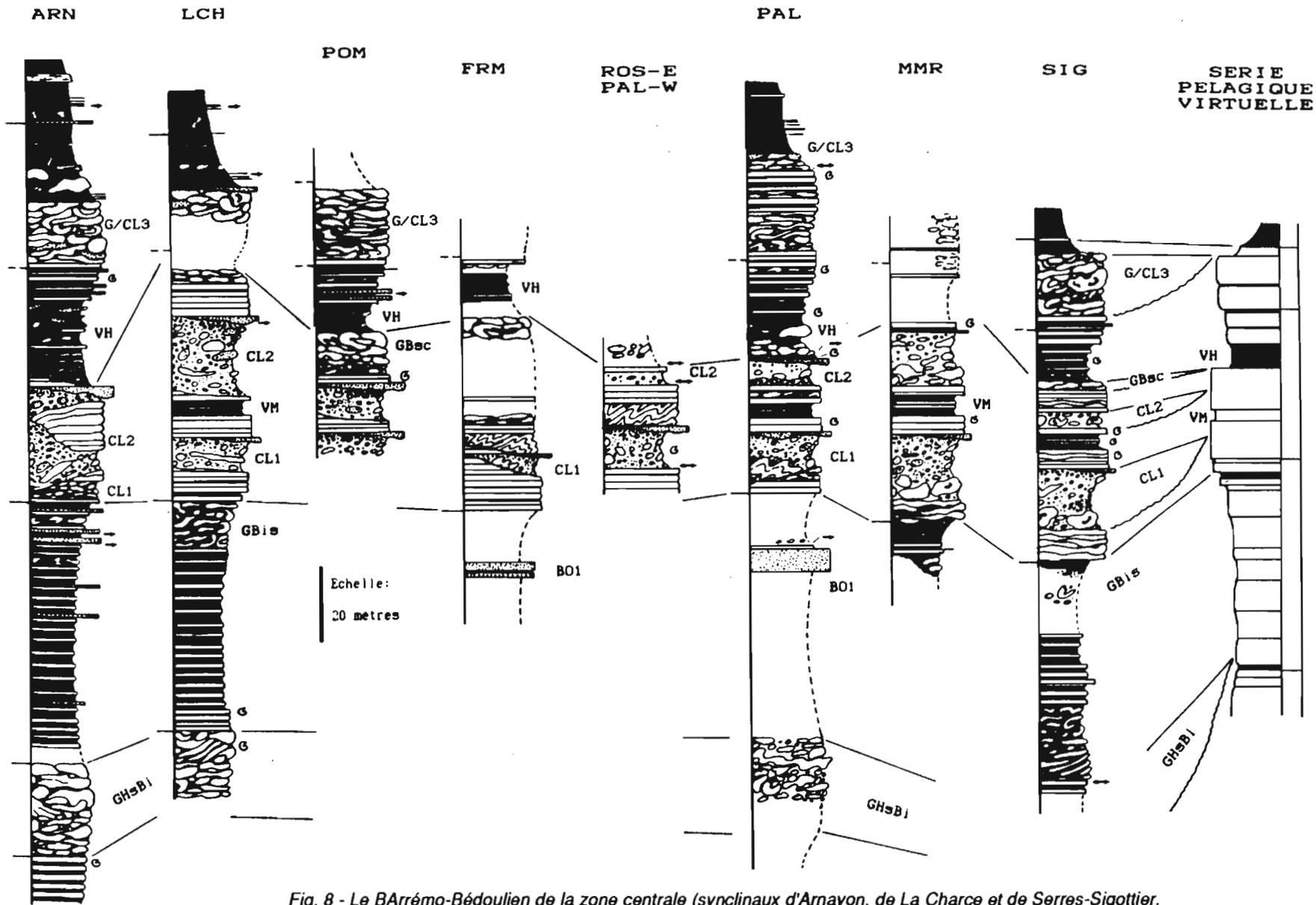


Fig. 8 - Le Barrémo-Bédoulien de la zone centrale (synclinaux d'Arnayon, de La Charce et de Serres-Sigotier. VH: vire à hétérocères, VM: vire médiane des calcaires du Barrémien supérieur, CL1, CL2 et GCL3: coulées ou glissements-coulées de même âge que celles de La Chaudière (voir fig. 13 et 16), GHsBi, GBis et GBsc: glissements synsédimentaires majeurs. Le moment précis de la mise en place des coulées et glissements est indiqué par rapport à la série pélagique virtuelle.

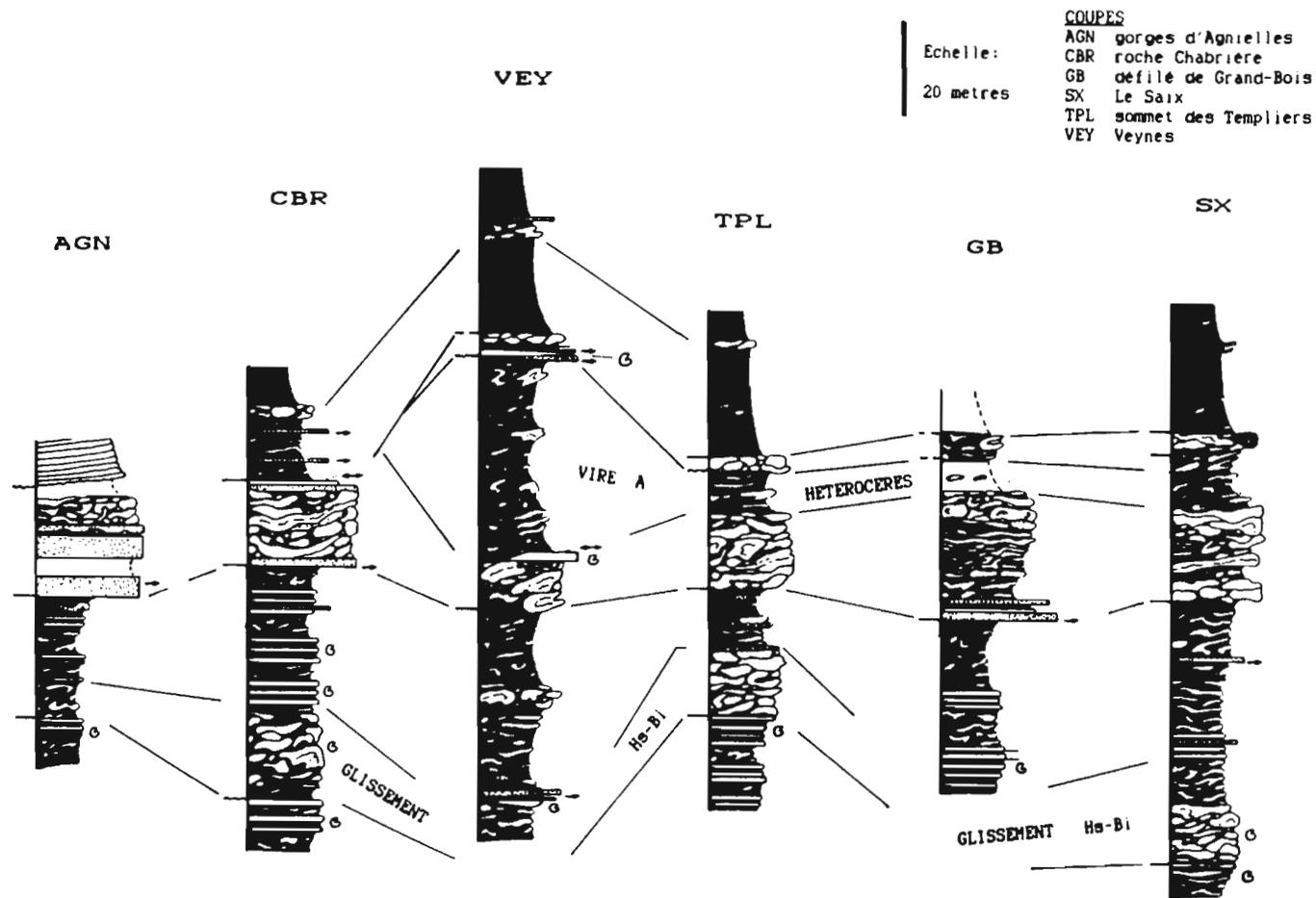
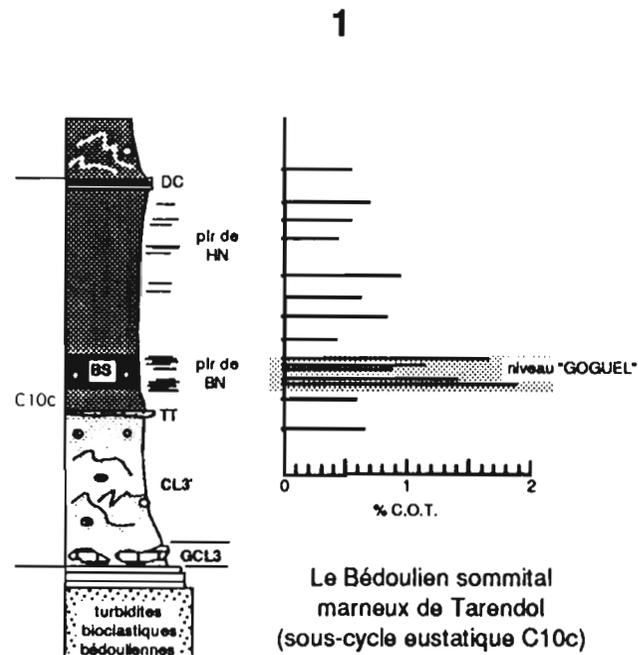


Fig. 9 - Le Barrémo-Bédoulien de la région de Veynes - Barcillonnette.



Le Bédoulien sommital marneux de Tarendol (sous-cycle eustatique C10c)

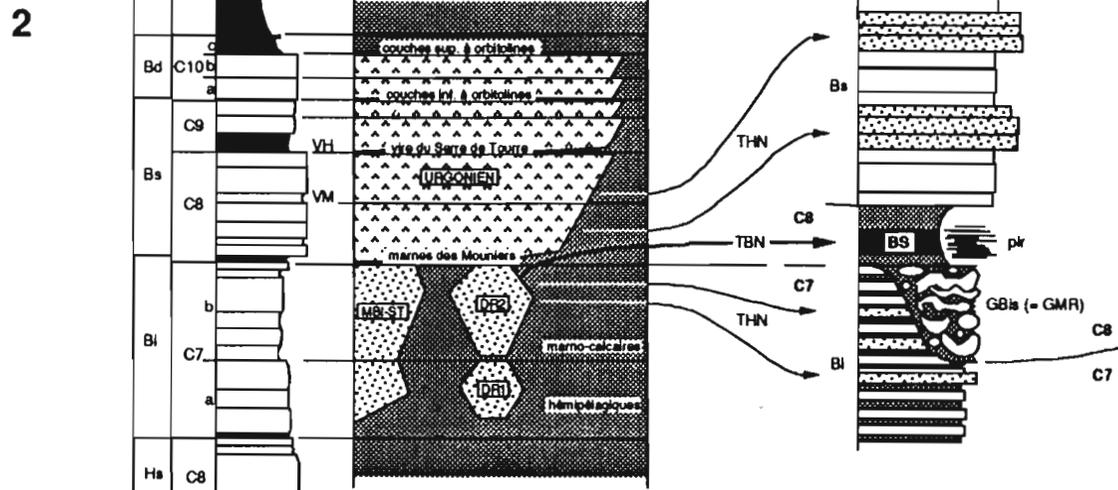
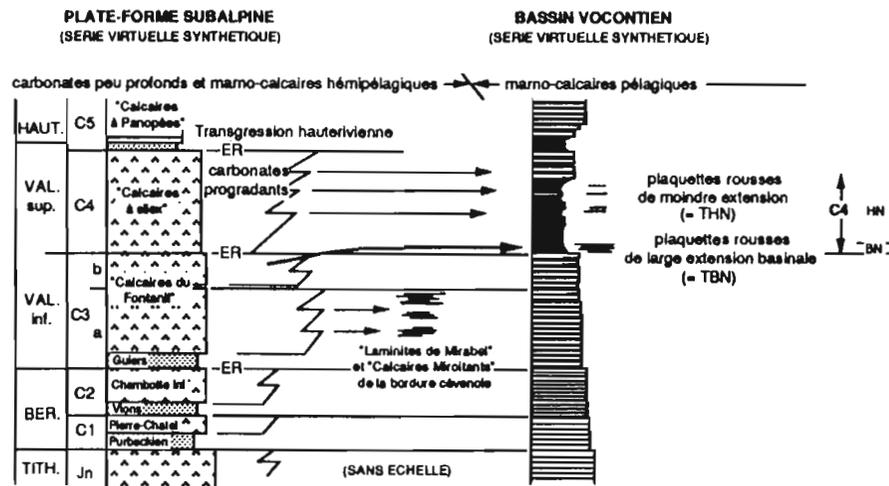


Fig. 10 - Position des plaquettes rouges en base de séquence SM1 (Bédoulien supérieur marneux ou cycle C10c à gauche, Valanginien supérieur ou cycle C4 en bas à droite) ou de séquence SC1 (Barrémien supérieur pars. inf. ou cycle C8 en haut à droite).

Leur matériel provient des carbonates de haut niveau marin qui sont recyclés pendant la phase de bas niveau. Alors que les turbidites de haut niveau marin accompagnent la progradation de la plate-forme. Dans deux cas, les plaquettes sont associées à un niveau riche en matière organique ("niveau Goguel" de J.-G. Bréhéret, à 2% de carbone organique total, pour le cycle C10c et une couche (non nommée) à 4% de COT pour le cycle C8).

Schémas 2 et 3 d'après Ferry (1987). Analyses COT de la coupe de Tarendol effectuées à l'IFP.



Série virtuelle de plate-forme établie d'après les travaux d'Amaud, Charollais, Clavel, Busnardo

ER surface d'érosion
TBN turbidites de bas niveau marin
THN turbidites de haut niveau marin
Jn à C5 cycles eustatiques de Ferry & Rubino (1987)

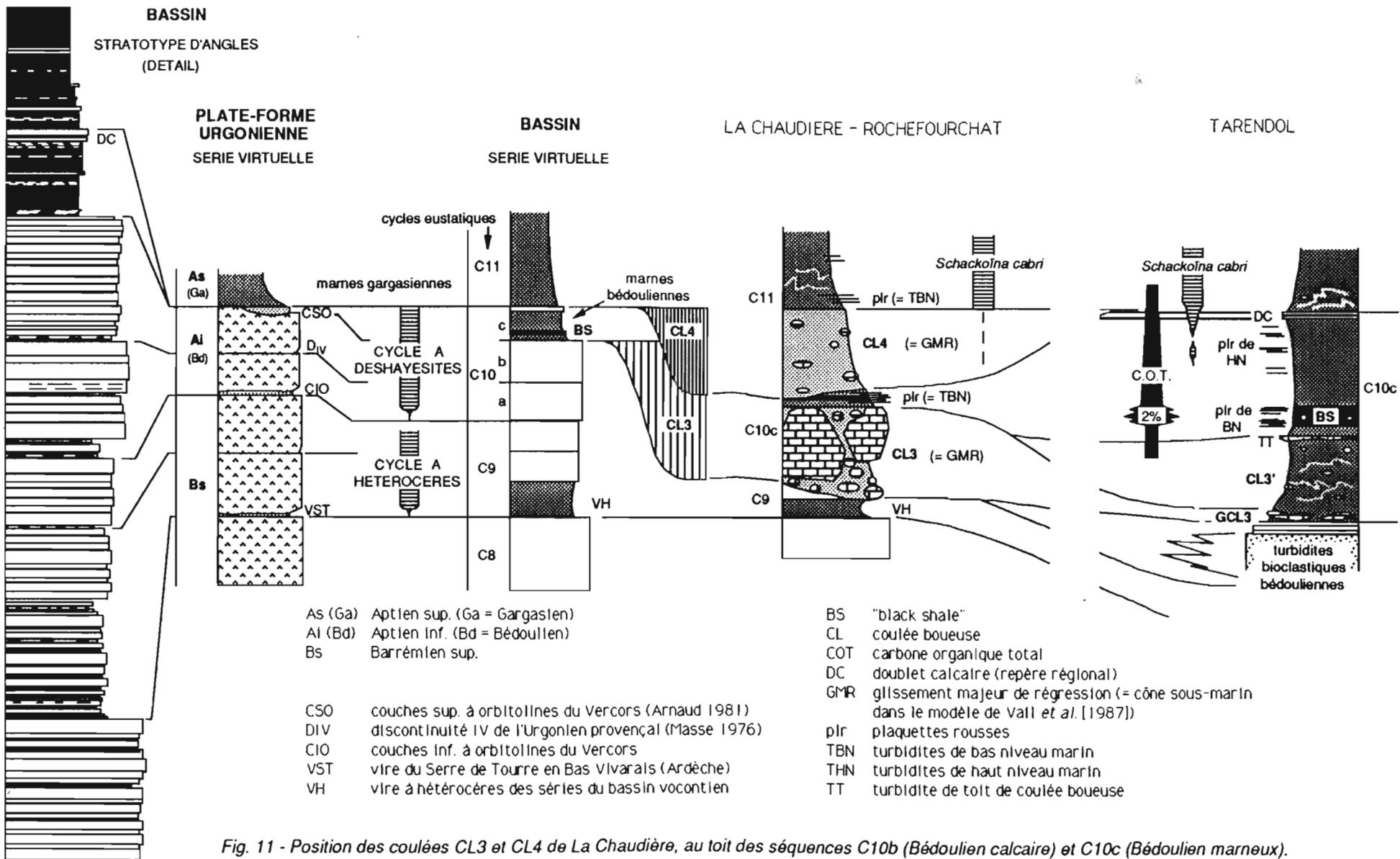
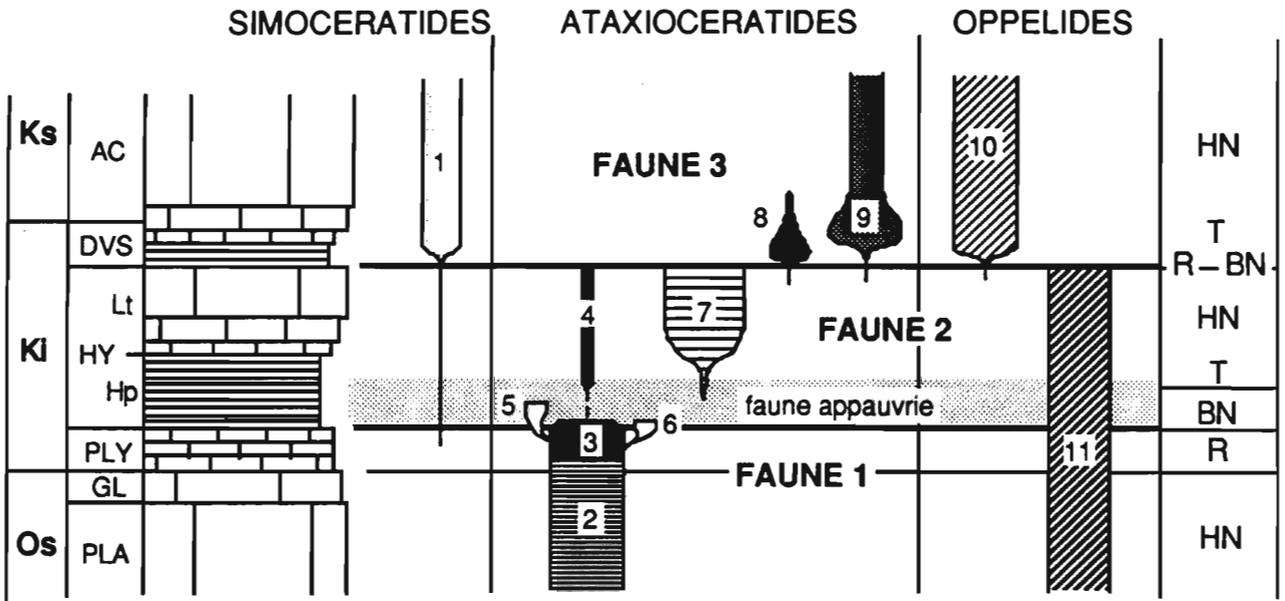


Fig. 11 - Position des coulées CL3 et CL4 de La Chaudière, au toit des séquences C10b (Bédoulien calcaire) et C10c (Bédoulien marneux).
 Chacune de ces coulées peut être assimilée au cône de bas niveau marin dans le modèle de Vail *et al.* (1987). Bien que remaniant les sédiments de séquences antérieures, elles débutent la séquence de dépôt suivante *sensu* Vail (ainsi CL3 remanie des sédiments de C10b et C10a mais débute le sous-cycle C10c, CL4 remanie du matériel déposé pendant C10c mais débute le cycle C11).
Remarque la coïncidence entre séquences (SA ou SC) de bassin, séquences urgoniennes et cycles fauniques.

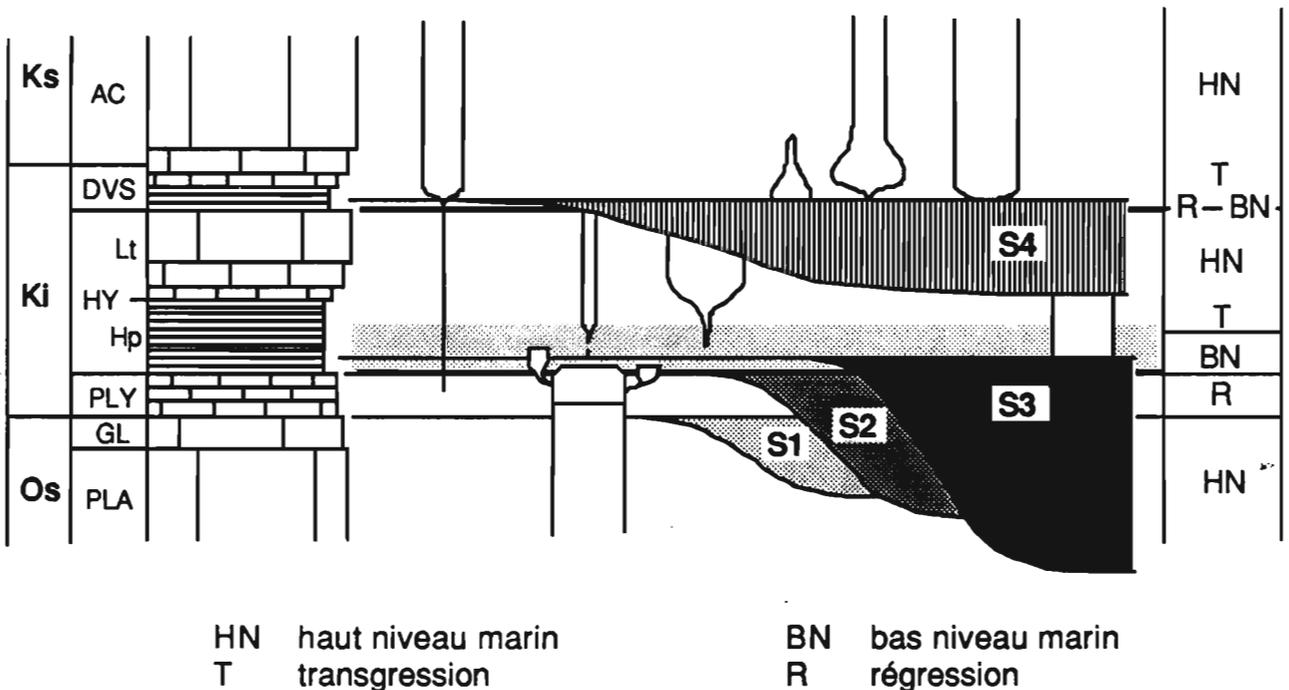


Zones d'ammonites

AC	Acanthicum
DVS	Divisum
HY	Hypselocyclum
Lt	s/zone à Lothari
Hp	s/zone à Hyppolytense
PLY	Platynota
GL	Galar
PLA	Planula

Principaux genres

1	<i>Nebroditis</i>	7	<i>Parataxioceras s.st.</i>
2	<i>Orthosphinctes</i>	8	<i>Crussoliceras</i>
3	<i>Ardescia</i>	9	<i>Progeronia</i>
4	<i>Ardescia gr. inconditus</i>	10	<i>Taramelliceras</i>
5	<i>Schneidia</i>	11	<i>Metahaploceras</i>
6	<i>Parataxioceras gr. praeomalinum</i>		

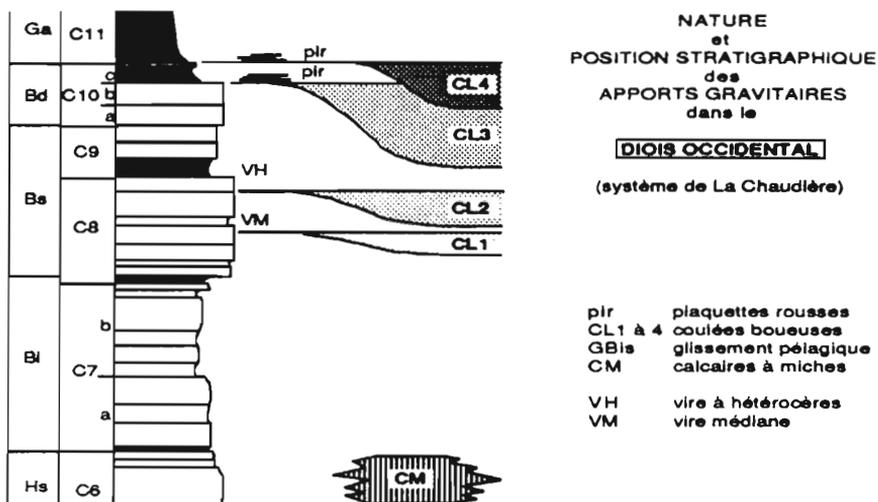


HN haut niveau marin
T transgression

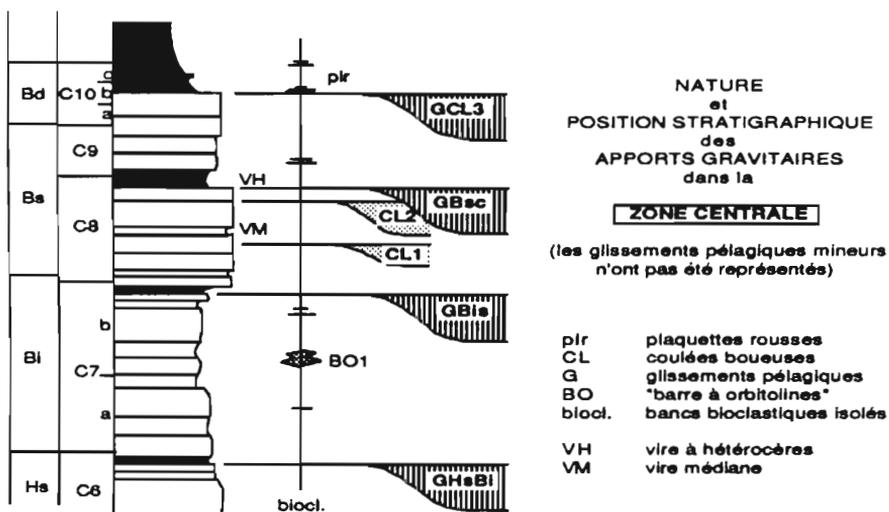
BN bas niveau marin
R régression

Fig. 12 - Coïncidence entre vires marseuses de base de séquence SA ou SC de bassin, glissements et renouvellements fauniques dans le Jurassique supérieur du bassin vocontien. (d'après Atrops & Ferry 1987)

1



2



3

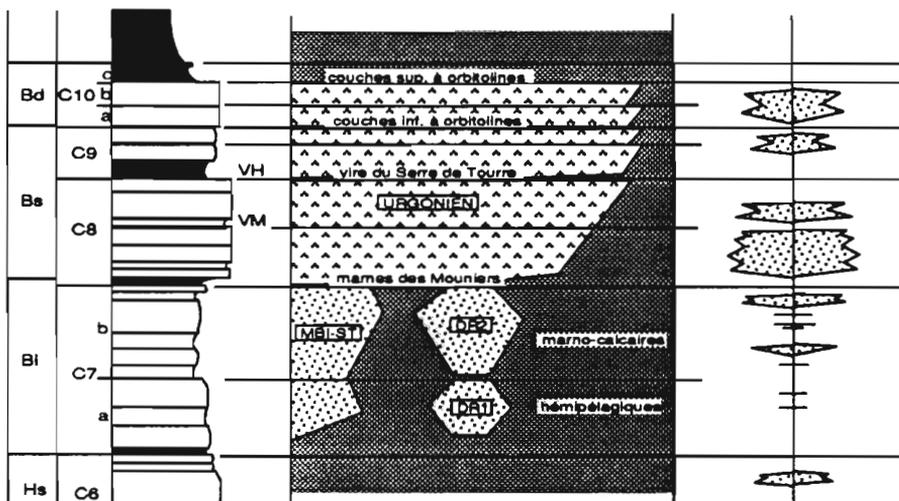
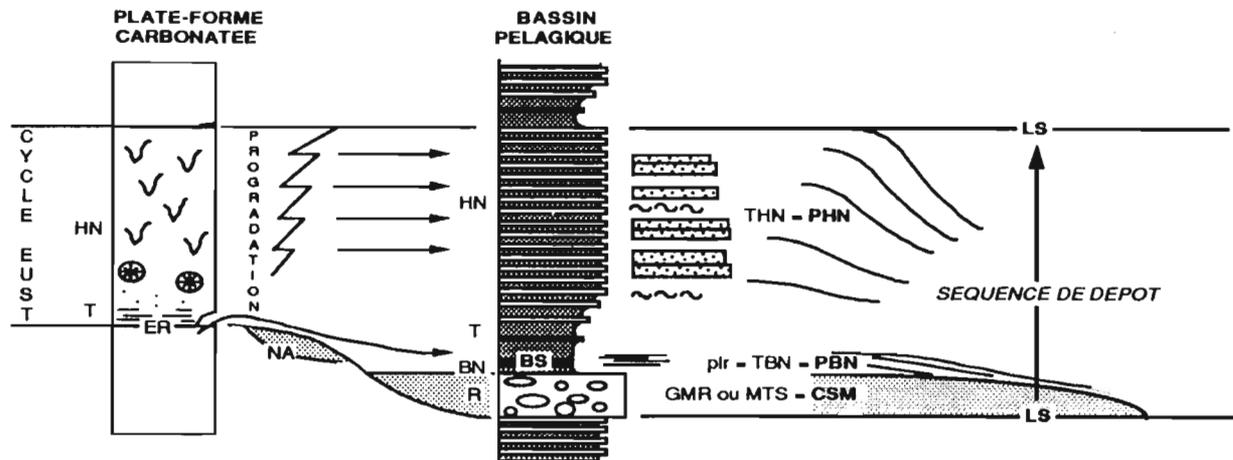


Fig. 13 - Synthèse sur la position des principales coulées barrémo-bédouliennes (1, 2) et la position des faisceaux bioclastiques épais (3) en fosse vocontienne occidentale.



R régression
BN bas niveau
T transgression
HN haut niveau
ER surface d'érosion

NA niche d'arrachement
GMR glissement majeur de régression
MTS mégaturbidites sableuses
BS "black shale"
THN turbidites de haut niveau marin
TBN turbidites de bas niveau marin
~ glissements locaux

LS limite de séquence
CSM cône sous-marin
PBN prisme de bas niveau marin (peu développé en régime carbonaté)
PHN prisme de haut niveau marin (faisceaux bioclastiques = prismes de bas niveau marin relatif [limites de paraséquences] dans le prisme de haut niveau)

B- COUPE TEMPS

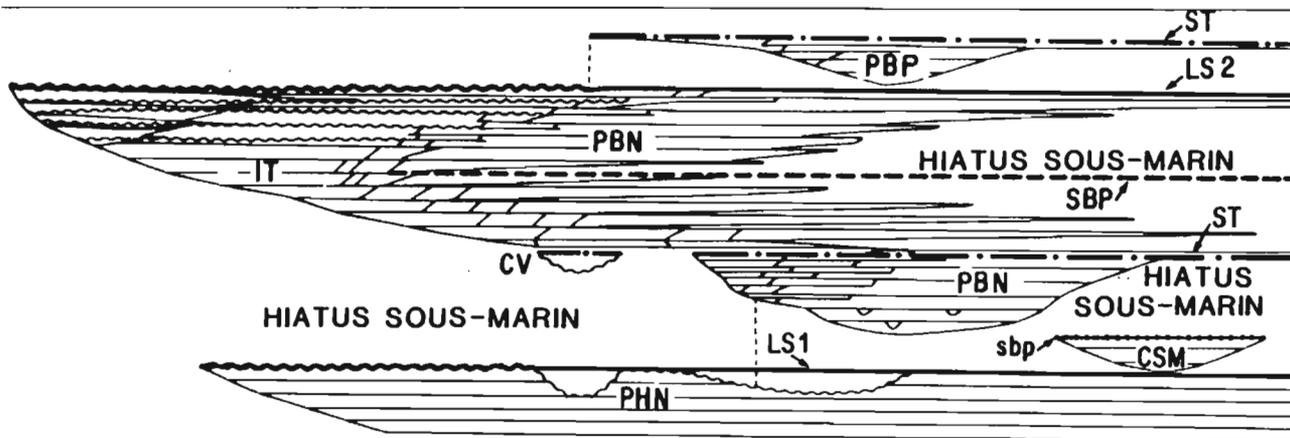


Fig. 14 - Correspondance proposée entre le modèle de Vail et al. (1987) et la séquence carbonatée - type du bassin vocontien.

3. Organisation des dépôts.

Les coulées se distinguent des glissements par leur matrice boueuse. Il existe une séquence-type, avec un copeau d'entraînement de couches pélagiques en semelle (La Chaudière, base de la coulée CL3) et une turbidite de toit granoclassée mais sans semelle nette en général (Les Auberts, coulées CL1 et CL2) (fig. 15). Le système du Diois occidental est très spectaculaire (fig. 16 à 18), depuis les niches d'arrachement de Beaufort jusqu'aux coulées à olistolites de la Chaudière. Les calculs de volume montrent que les coulées constituaient des écroulements de flanc de canyon, le canyon de Crest. Des olistolites abandonnés de calcaires bédouliens subsistent çà et là sur la surface d'érosion qui peut descendre jusqu'à l'Hauterivien supérieur.

Les plaquettes rouges de base de séquence (séquence C10c à la Chaudière ou à Saint-André de Rosans, séquence C8 à Verclause) sont des turbidites de type Tbc, Tb ou Tc de Bouma. Il n'est pas toujours bien évident quelles représentent de vraies turbidites, peut-être des couches de sable bioclastique fin, transporté par des

courants descendants dont on a vu qu'ils devaient s'intensifier en période de bas niveau pour expliquer les surfaces d'érosion sous-marine.

Les faisceaux bioclastiques épais et massifs correspondent souvent à des courants de haute densité car le granoclassement n'est pas toujours très affirmé, même aux confins des épandages. Ceux-ci conservent jusqu'au bout un caractère chenalisé (Bezaudun) (fig. 20). Il est difficile d'analyser l'organisation du système d'épandage (exple: le cône occidental, fig. 19) car la répartition des affleurements ne s'y prête pas. La comparaison des coupes met en évidence une grande variabilité latérale, signe indirect de cette chenalisation. Certaines turbidites sont très épaisses (jusqu'à 10 m). La quasi-absence de granoclassement n'est pas un critère d'absence de turbulence dans le courant de haute densité ; on trouve de très gros flûte-casts à la base de turbidites épaisses à peine granoclassées (Saint-Auban).

Il ne semble pas non plus y avoir d'organisation verticale (séquences strato-décroissantes ou l'inverse) au sein des faisceaux (Crupies). Les chenaux tributaires en domaine de plate-forme externe sont en cours d'étude (Chamerois & Ferry).

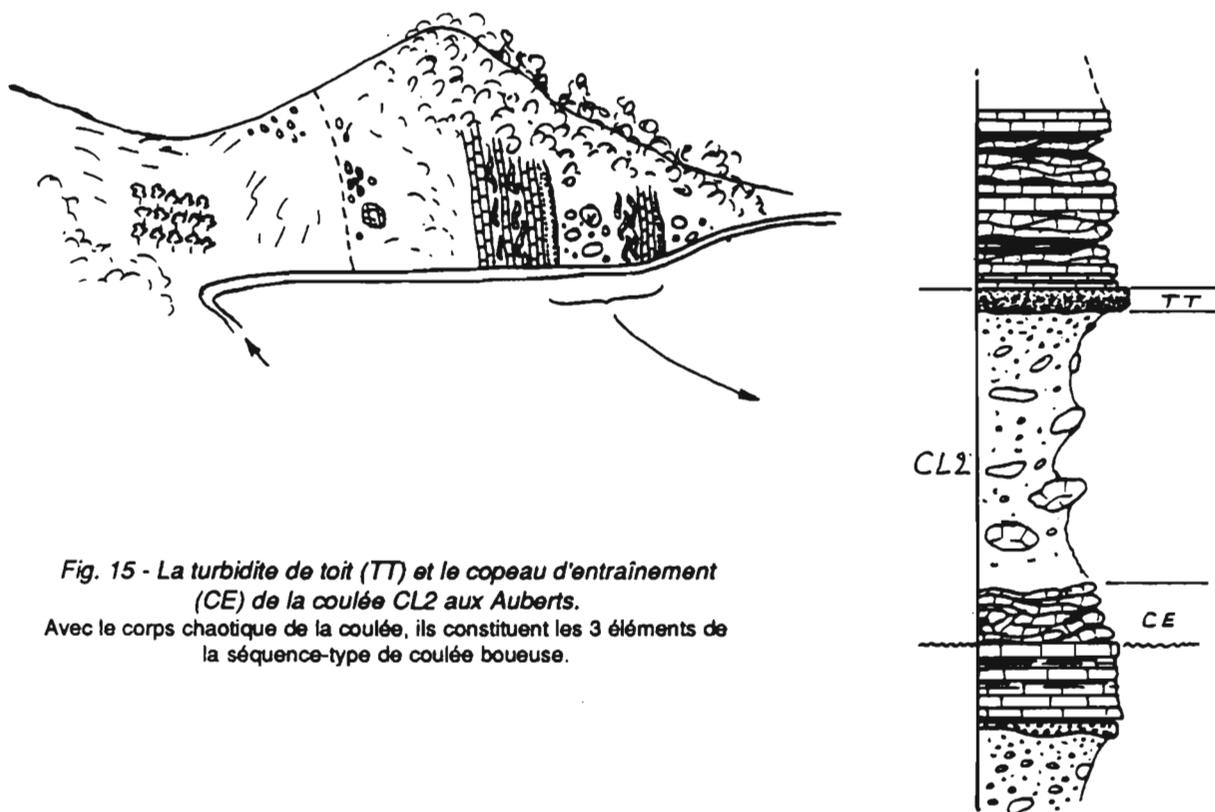
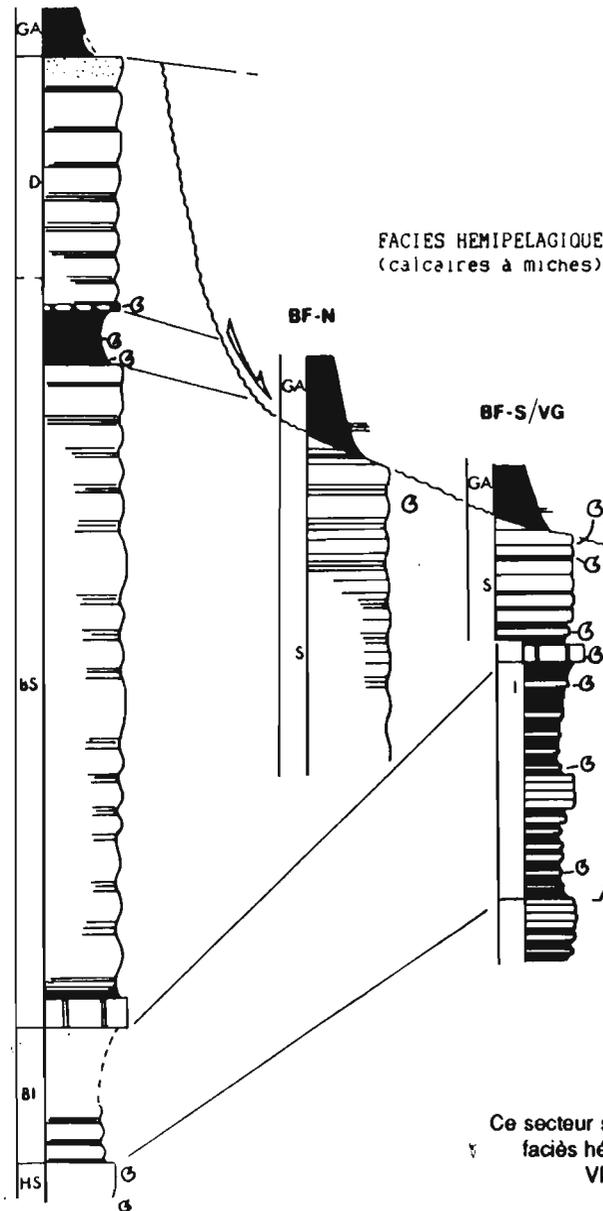


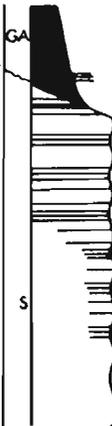
Fig. 15 - La turbidite de toit (TT) et le copeau d'entraînement (CE) de la coulée CL2 aux Auberts. Avec le corps chaotique de la coulée, ils constituent les 3 éléments de la séquence-type de coulée boueuse.

BER/PBX

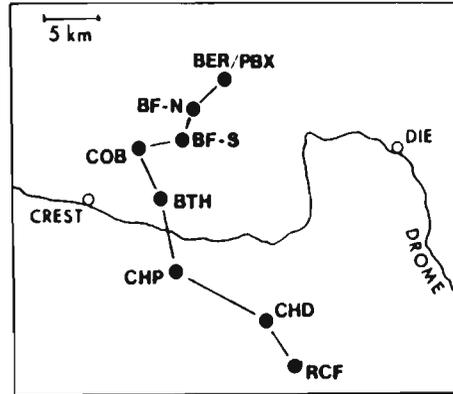
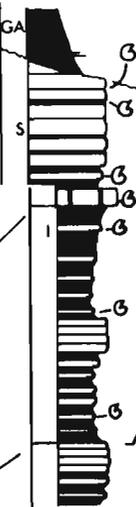


FACIES HEMIPELAGIQUE
(calcaires à miches)

BF-N



BF-S/VG

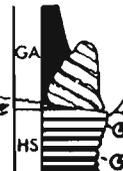


FACIES INTERMEDIAIRE

COB



BTH



CHP



FACIES PELAGIQUE

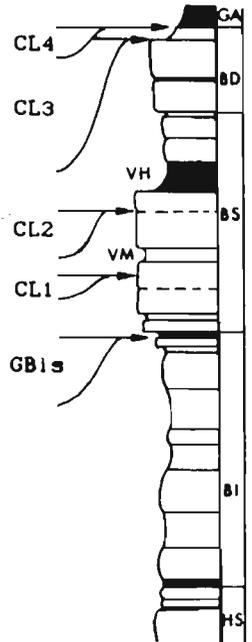
CHD



RCF



SERIE
VIRTUELLE



Echelles
BER à RCF: 50 metres
serie virtuelle: 25 metres

COUPES:

- BER montagne des Berches
- BF-N Beaufort-Nord
- BF-S Beaufort-Sud
- BTH Les Berthalaïs
- CHD La Chaudière
- CHP Les Chapeaux
- COB Cobonne
- PBX Plan-de-Baix
- RCF Rochefourchat
- VG Vaugelas

Fig. 16 - Le Barrémo-Bédoulien du Diois occidental.

Ce secteur se situe au passage plate-forme / bassin sur la marge sud du Vercors. L'amincissement normal de la série en direction du bassin (passage du faciès hémipélagique au faciès pélagique) est exagéré par les lacunes d'érosion emboîtées, liées à la mise en place des coulées de La Chaudière. VM: vire médiane, VH: vire à hétérocères, CL1 à CL4: coulées boueuses, GBis: glissement majeur, *: apparition de *Schackoina cabri*.

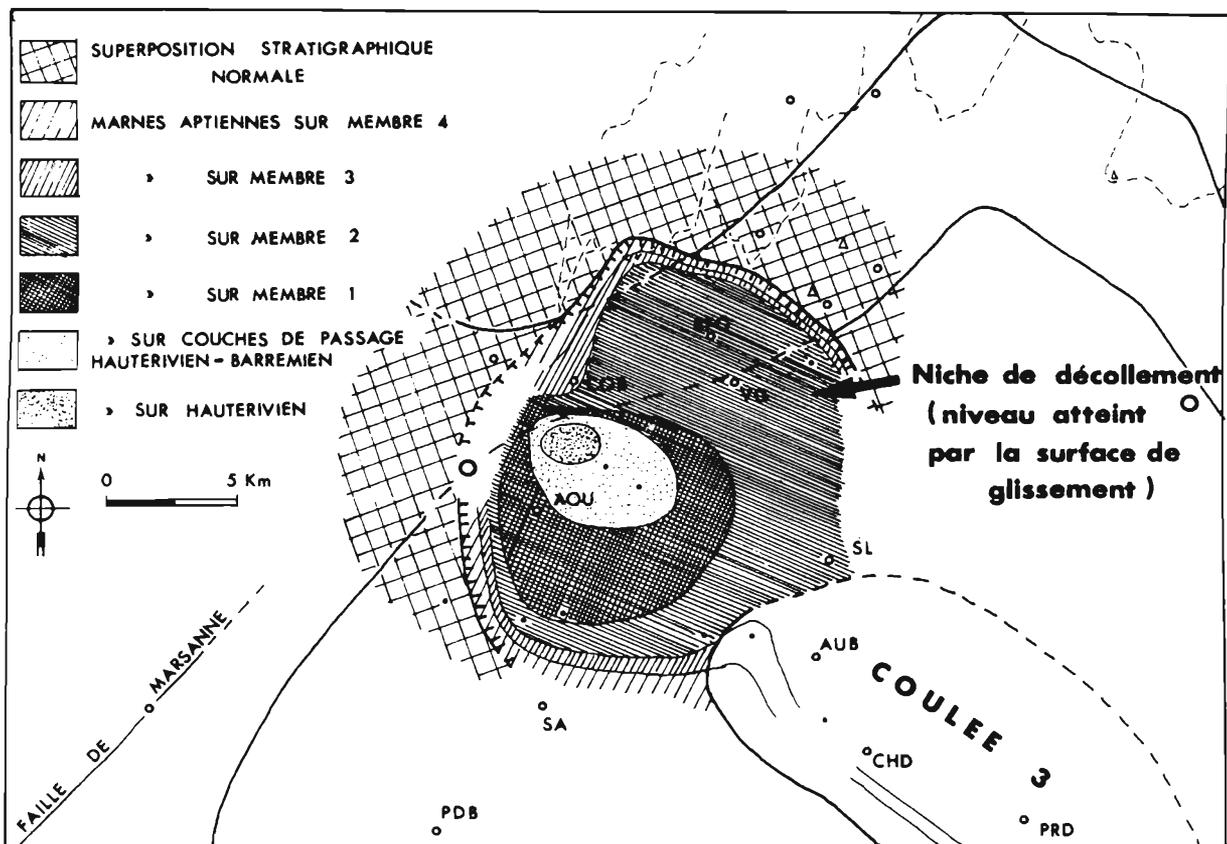
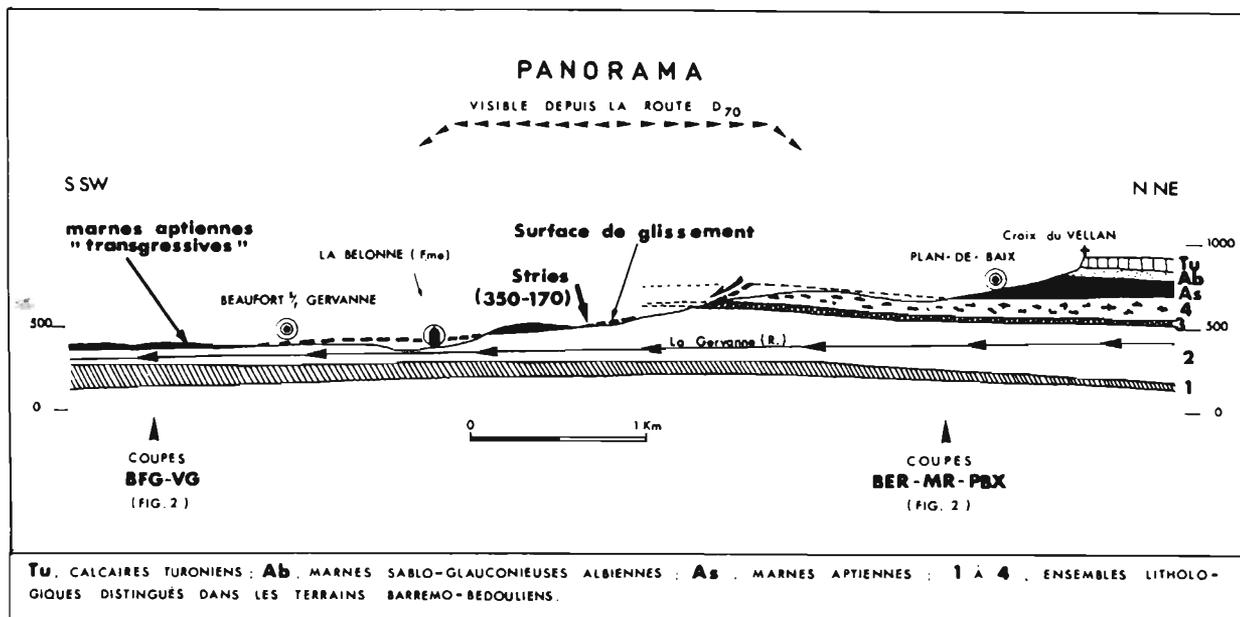


Fig. 17 - La niche d'arrachement de Beaufort-sur-Gervanne (zone de départ de la coulée CL3). (d'après Ferry & Flandrin 1979)

(1) Vue en coupe depuis la route d'Egluy.

(2). Niveau stratigraphique atteint par la surface d'érosion anté-gargasienne dans la vallée de la Drôme (paléocanyon de Crest). Le ravinement jusqu'à l'Hauterivien sur l'axe du canyon est dû à l'action successive de plusieurs glissements antérieurs (voir fig. 15) et peut-être d'une érosion par des courants de fond.

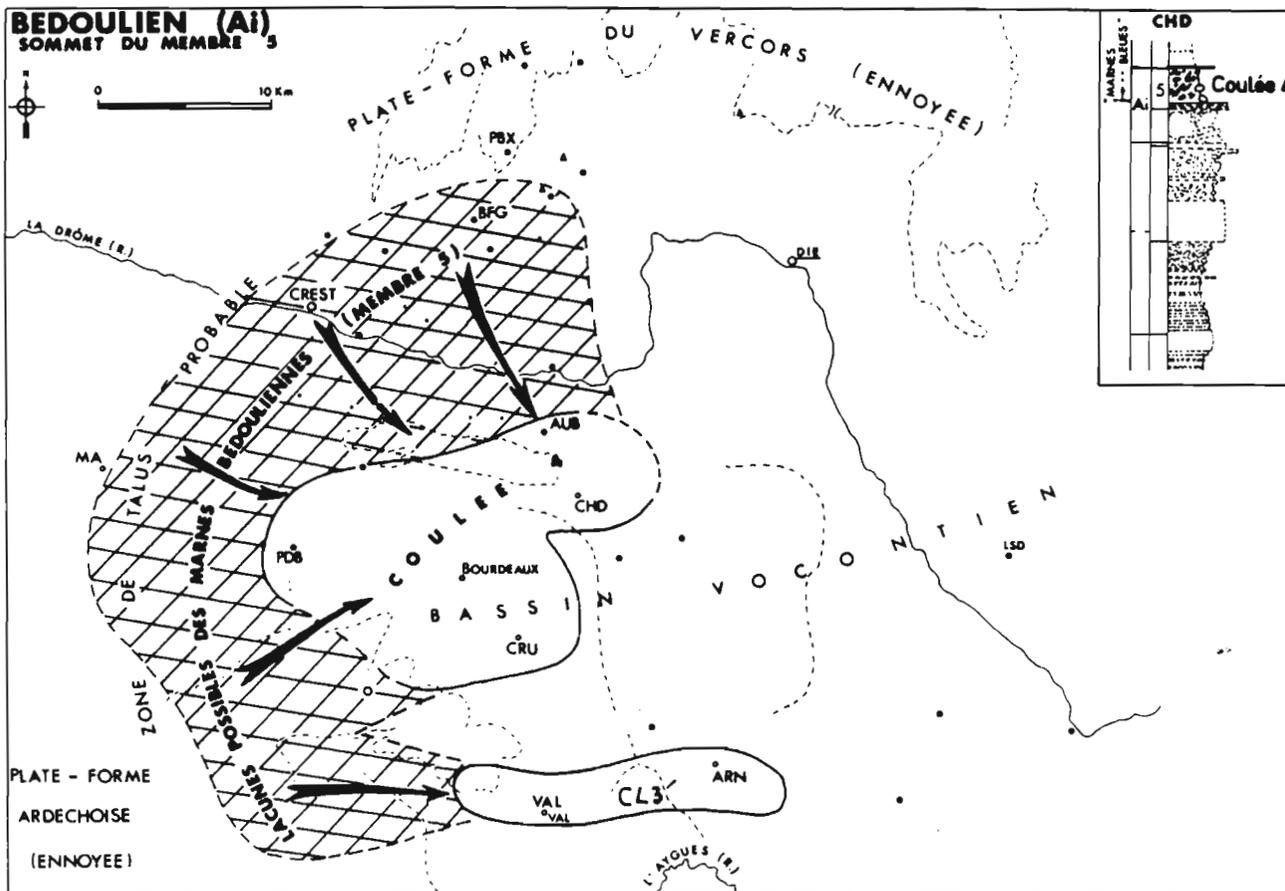
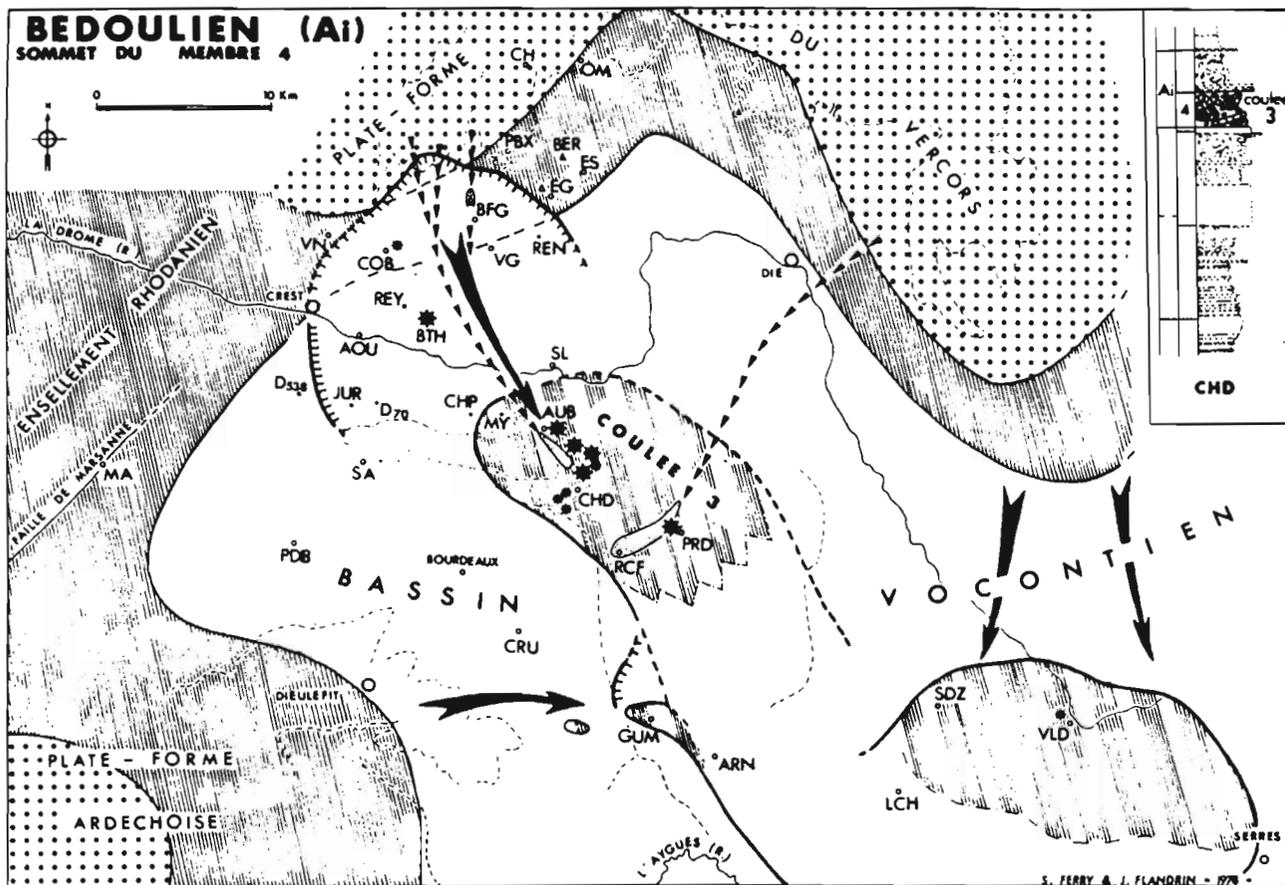


Fig. 18 - Répartition des coulées CL3 et CL4. (d'après Ferry & Flandrin 1979)

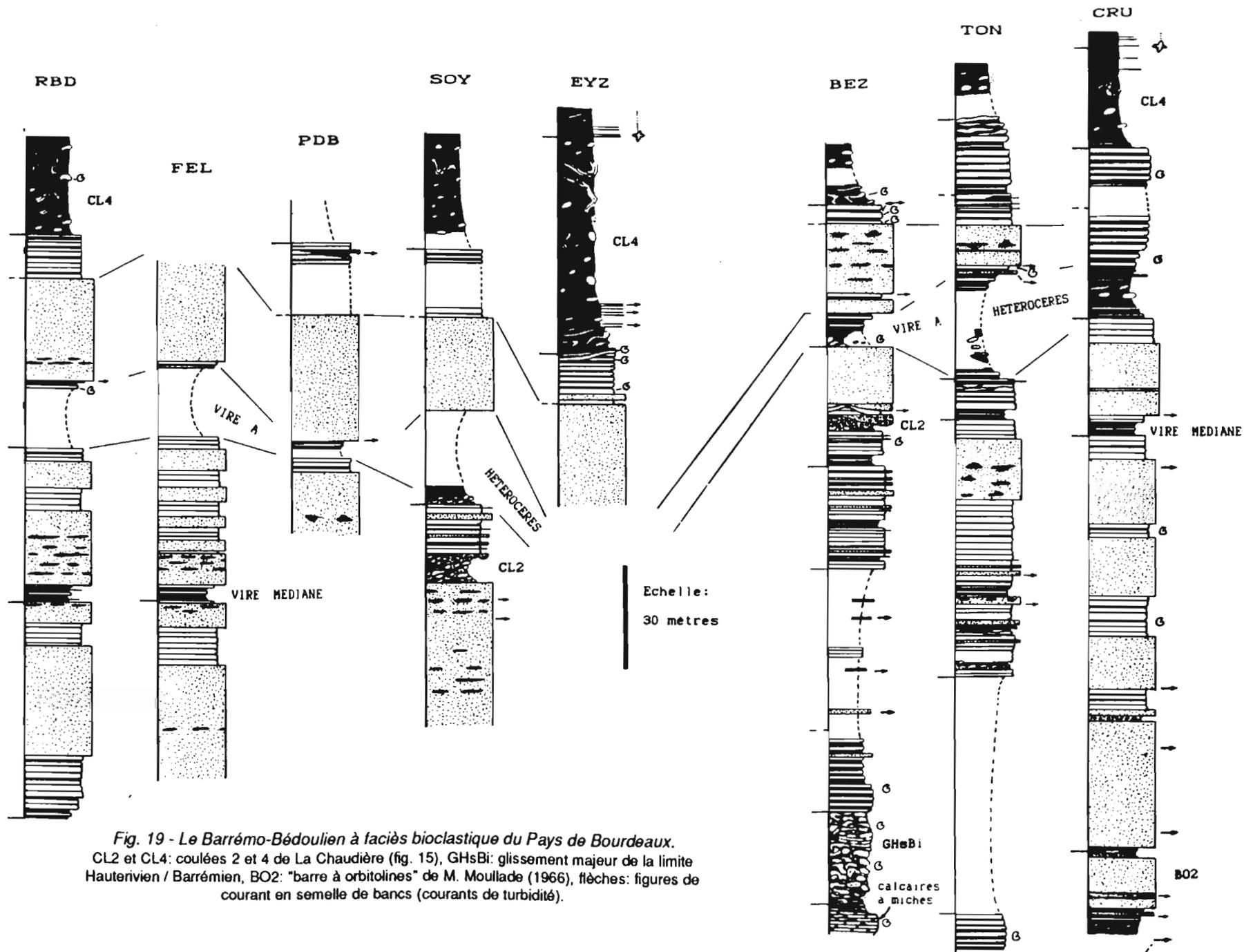


Fig. 19 - Le Barrémo-Bédoulien à faciès bioclastique du Pays de Bourdeaux.
 CL2 et CL4: coulées 2 et 4 de La Chaudière (fig. 15), GHsBi: glissement majeur de la limite
 Hauterivien / Barrémien, BO2: "barre à orbitolines" de M. Moullade (1966), flèches: figures de
 courant en semelle de bancs (courants de turbidité).

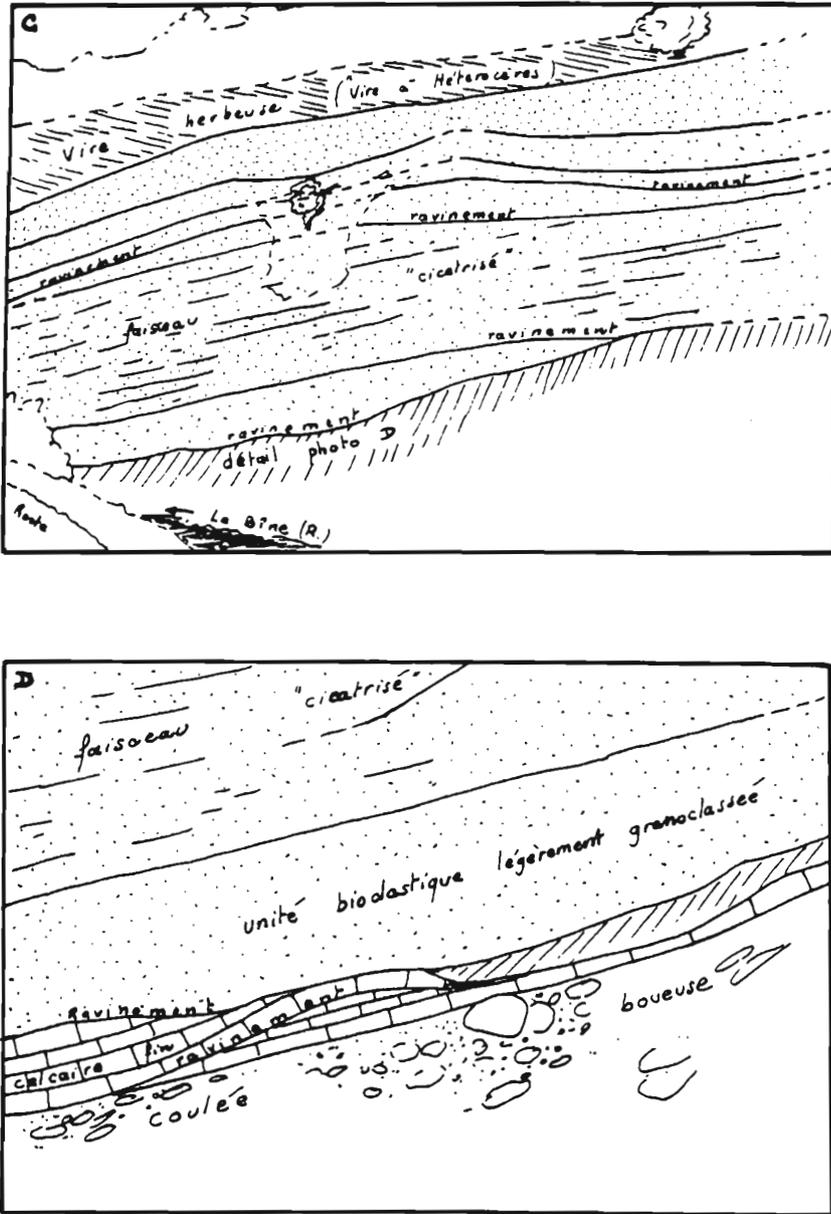


Fig. 20 - Chenalisation à la base et à l'intérieur des faisceaux de turbidites bioclastiques barrémiennes (Bézaudun).

On remarquera que certaines surface de ravinement ne sont pas scellées par des apports bioclastiques mais par des calcaires pélagiques.

Références citées

- ARNAUD H. (1981). De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buech. *Géol. Alpine*, Mém. 12, 3 vol., 804 p.
- ATROPS F. & FERRY S. (1987). Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 13, p. 179-185.
- BAUDRIMONT A.F. & DUBOIS P. (1977). Un bassin mésogéen du domaine périalpin: le Sud-Est de la France. *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, v. 1, n° 1, p. 261-308.
- BEAUDOIN B. (1977). Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: le Jurassique terminal - Berriasien des chaînes subalpines méridionales. *Thèse Doct. Etat Univ. Caen*, 336 p.
- BERGER A. et al. (1984). Milankovitch and climate. NATO ASI Series, C : mathematical and physical sciences, v. 126. *Riedel Pub. Company*, 895 p.
- COTILLON P. et al. (1980). Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur. Mise en évidence par l'étude des forma-

- tions marno-calcaires alternantes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), t. 22, n° 5, p. 735-744.
- DARMEDRU Cl. (1982). La microfaune dans les alternances marno-calcaire pélagiques du Crétacé inférieur vocontien (Sud-Est de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. *Thèse de 3^e cycle Lyon I*, n° 1243, 145 p. (inédit).
- DEBRAND-PASSARD et al. (1984). Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B.R.G.M.*, n° 125 & 126, 615 p., pl.
- FERRY S. (1976). Cones d'épandage bioclastique en eau profonde et glissements sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontien de la Drome. Implications paléostratigraphiques. *Thèse 3^e Cycle Lyon*, 144 p.
- FERRY S. (1978). Les "calcaires à débris" de la Drome vocontienne: des cones d'épandage bioclastique en eau profonde. *Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, H.S. n° 4, p. 273-303.
- FERRY S. (1979). Les turbidites bioclastiques: mode de transport du sable calcaire des plates-formes urgoniennes à la cuvette vocontienne. *Geobios*, H.S. n° 3, p. 149-158.
- FERRY S. (1984). Apports détritiques dans le bassin vocontien. In S. DEBRAND-PASSARD et al. (éd.), Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. B.R.G.M.*, n° 125, p. 332-334.
- FERRY S. (1987). Le détritisme carbonaté profond dans le Crétacé inférieur du Sud-Est français. Ses rapports avec l'eustatisme. *Géol. Alpine*, *Mém. h.s.* n° 13, p. 197-202.
- FERRY S. & FLANDRIN J. (1979). Mégabèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo - "hard-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémo-Bédoulien. *Géol. Alpine*, t. 55, p. 75-92.
- FERRY S. & PASTOURET L. (1982). Alternances quaternaires et crétacées: le même contrôle climatique ? *9^e Réunion. ann. Sci. Terre*, Soc. géol. Fr. édit., p. 244 (résumé).
- FERRY S. et al. (198). Synchronisme remarquable entre les cycles calcaire-marne des vases quaternaires atlantiques et les alternances tourbe - limon d'anciens lacs périglaciaires européens. *C.R. Acad. Sc. Paris*, II, t. 300, n° 12, p. 573-578.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987a). Les séquences carbonatées néocomiennes sont-elles le résultat d'oscillations climatiques ? *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 394, (II), n° 15, p. 917-922.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987b). La modulation eustatique du signal orbital dans les sédiments pélagiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, (II), p. 477-482.
- HAQ et al. (1987). The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, Washington, v. 235, p. 1156-1167.
- LE HEGARAT G. (1974). Le Bernisien du Sud-Est de la France. *Thèse Doct. Etat Univ. Lyon*, 575p. (2fasc.)
- KEMPER E. (1987). Das Klima der Kreide-Zeit. *Geol. Jb.*, (A), h. 96, 399 p.
- KLUPFEL . (1917). Ueber die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. *Geol. Rdsch.*, Bd. 7, p. 97-109.
- MASSE J.-P. (1976). Les calcaires urgoniens de Provence. *Thèse Doct. Etat Univ. Marseille*, n° AO 12390, 3 vol., 445 p., 60 pl.
- MOULLADE M. (1966). Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse vocontienne". *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 15, 369 p.
- PAQUIER V. (1900). Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. *Thèse Doct. Univ. Grenoble*, 402 p.
- PORTHAULT B. (1974). Le Crétacé supérieur de la fosse vocontienne et des régions limitrophes. *Thèse Doct. Etat Univ. Lyon*, 342 p.
- REMANE J. (1970). Die Entstehung der resedimentaren Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. *Eclog. géol. Helv.*, v. 63, n° 3, p.685-739.
- VAIL P.R. et al. (1987). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), n° 7, p. 1301-1321.

Organisation des séquences de dépôt de la plate-forme au bassin dans l'Aptien et l'Albien du bassin vocontien (S-E de la France).

Jean-Loup RUBINO⁽¹⁾

⁽¹⁾ TOTAL-CFP, Laboratoire Exploration, 218-228, Av. du Haut Lévêque, F-33605 PESSAC Cedex.

Le bassin vocontien constitue durant tout le Crétacé un segment de la marge nord-téthysienne. Son évolution peut donc être globalement assimilée à celle d'une marge passive, tant que ne se manifestent pas de façon indiscutable des mouvements compressifs généralisés, c'est-à-dire au Coniacien-Santonien. Ce bassin constitue donc un remarquable exemple de bassin sédimentaire dans lequel les concepts de la stratigraphie séquentielle définie par Haq et al. (1987) et Vail et al. (1987) peuvent être appliqués, puisque c'est précisément sur les marges passives qu'ont été établis les fondements de cette méthode d'analyse des bassins à partir de l'étude des profils sismiques (Vail et al. 1977), méthode fondée sur la reconnaissance de discontinuités eustatiques globales.

Outre le contexte géotectonique, le bassin vocontien est aussi un des rares exemples de bassin où l'on peut à la fois observer les séries de plate-forme, notamment celles situées dans la partie ouest de la zone étudiée, au niveau de la vallée du Rhône, et les épaisses séries pélagiques de bassin à l'Est (fig. 1).

L'Aptien supérieur et l'Albien représentent une période d'autant plus intéressante que, par suite d'une phase de progradation très rapide de la plate-forme vers l'Est (8 km) au cours de l'Aptien supérieur (Rubino 1984) (fig. 2), il est possible d'observer en certains points la zone de transition plate-forme / bassin et de comprendre ainsi beaucoup plus aisément l'organisation spatio-temporelle des dépôts.

Nous examinerons l'organisation des séquences de dépôt de l'Aptien et de l'Albien, en concentrant notre attention sur les plus caractéristiques.

Nous ne rappellerons pas ici les définitions de la stratigraphie séquentielle, ni celle des séquences de dépôt et de leurs subdivisions (cortèges sédimentaires ou "system tracts"). Toute la terminologie utilisée est définie dans un récent article de Vail et al. (1987).

Nous reprendrons le découpage séquentiel de l'Aptien-Albien vocontien défini à la suite d'une réunion de synthèse avec J.-G. Bréhéret et M. Delamette pour la série

de bassin (fig. 3), en le complétant pour la plate-forme rhodanienne (fig. 4).

Ce découpage séquentiel n'est pas basé uniquement sur la reconnaissance d'une séquence positive du type marne-calcaire, qui persiste dans les séries à dominantes marneuses avec des caractères atténués, mais qui, comme nous l'avons montré (Ferry et Rubino 1987), ne représente qu'un court intervalle de la séquence de dépôt (la période de haut niveau marin).

Nous avons principalement utilisé les niveaux re-sédimentés, les surfaces d'érosion, avec des lacunes biostratigraphiques, et les niveaux de condensation.

L'ensemble des connaissances biostratigraphiques et sédimentologiques acquises dans la région, depuis les travaux des précurseurs que furent S. Gras (1935) et V. Paquier (1900) jusqu'aux travaux récents de G. Fries (1986), J.-G. Bréhéret et M. Delamette, sont intégrées ici et ont contribué à l'élaboration de ce découpage séquentiel. Celui-ci reste encore provisoire, notamment pour la partie supérieure de l'Albien, particulièrement délicate à débrouiller.

1. Enchaînement des cortèges sédimentaires dans les séquences de dépôt.

Les différentes séquences de dépôt définies dans l'introduction, sous la forme d'une série virtuelle, ne sont pas systématiquement présentes dans le bassin vocontien. Certaines peuvent être complètement tronquées par les phénomènes d'érosion associés aux principales phases de baisse du niveau marin. Ces phénomènes d'érosion, mis en relation avec le contrôle morphologique du bassin, ont d'ailleurs été évoqués par G. Fries (1986).

D'autres sont incomplètes et l'ensemble des cortèges sédimentaires ne sont pas présents. Dans certains cas, ce sont les dépôts de haut niveau marin qui sont érodés. Dans d'autres cas, ce sont les cortèges sédimentaires de la base de la séquence (le système turbiditique, le prisme de bas niveau marin ou celui de bordure de plate-forme, ou les dépôts transgressifs) qui ne sont pas présents ou très réduits.

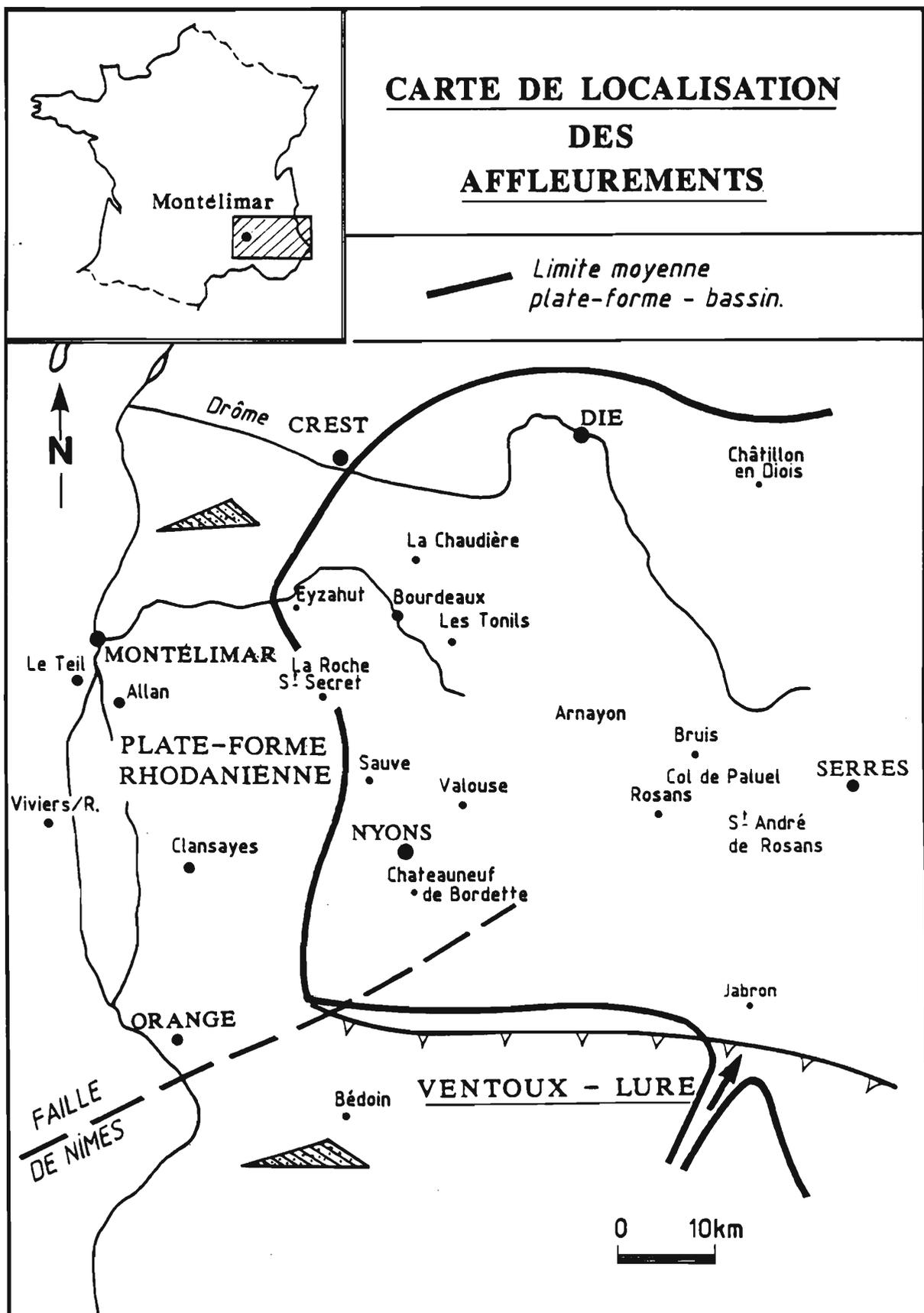


Fig. 1 - La limite plate-forme bassin à l'Aptien supérieur - Albien sur la bordure de la fosse vocontienne occidentale.

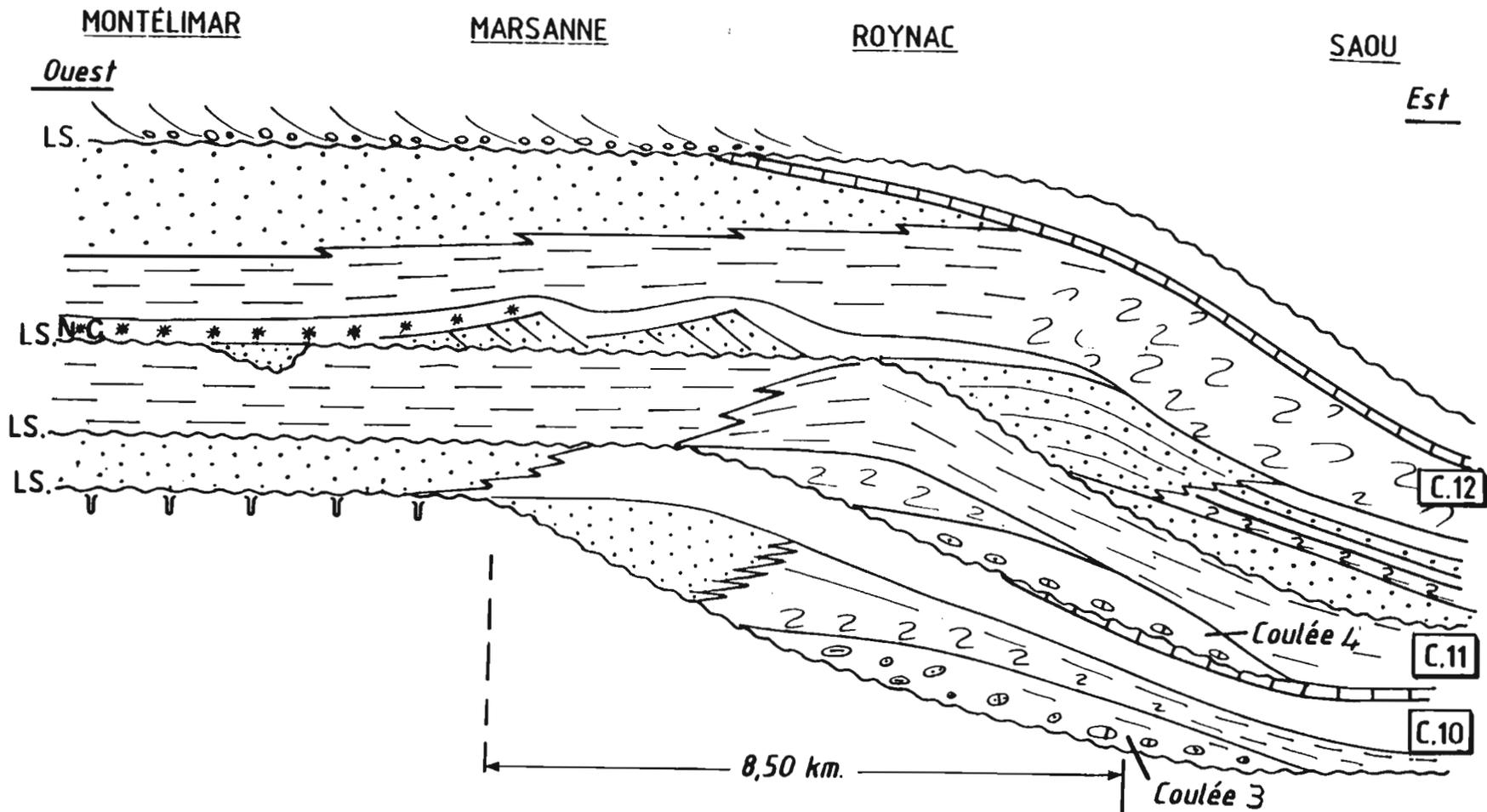


Fig. 2 - Progradation de la plate-forme au cours de l'Aptien supérieur dans la région de Montélimar.
 C10 à C12: cycles eustatiques de Ferry & Rubino (1987), LS: limite de séquence, NC: niveau de condensation.

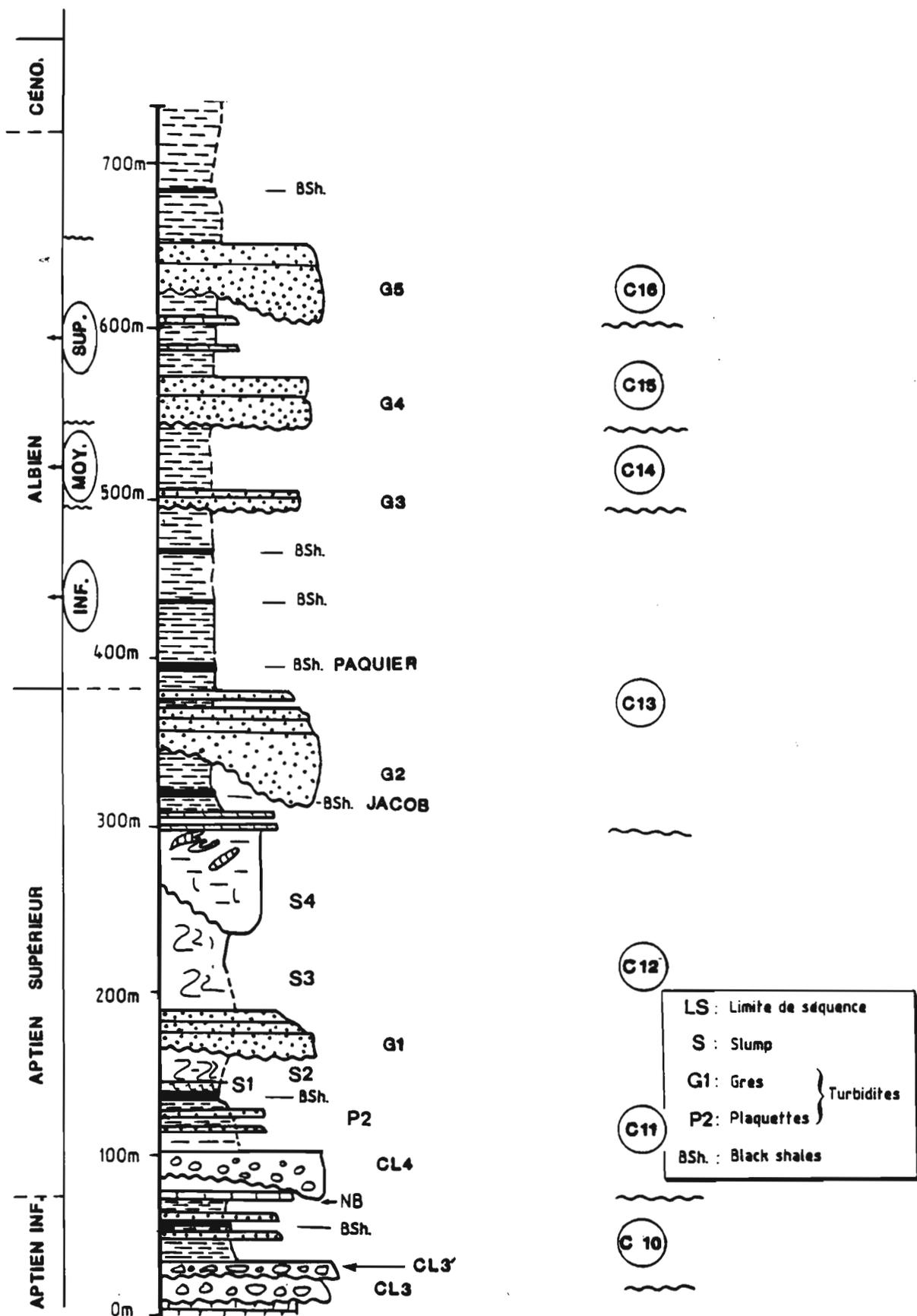


Fig. 3 - La série virtuelle apto-albienne de la fosse vocontienne montrant les principales séquences de dépôt.

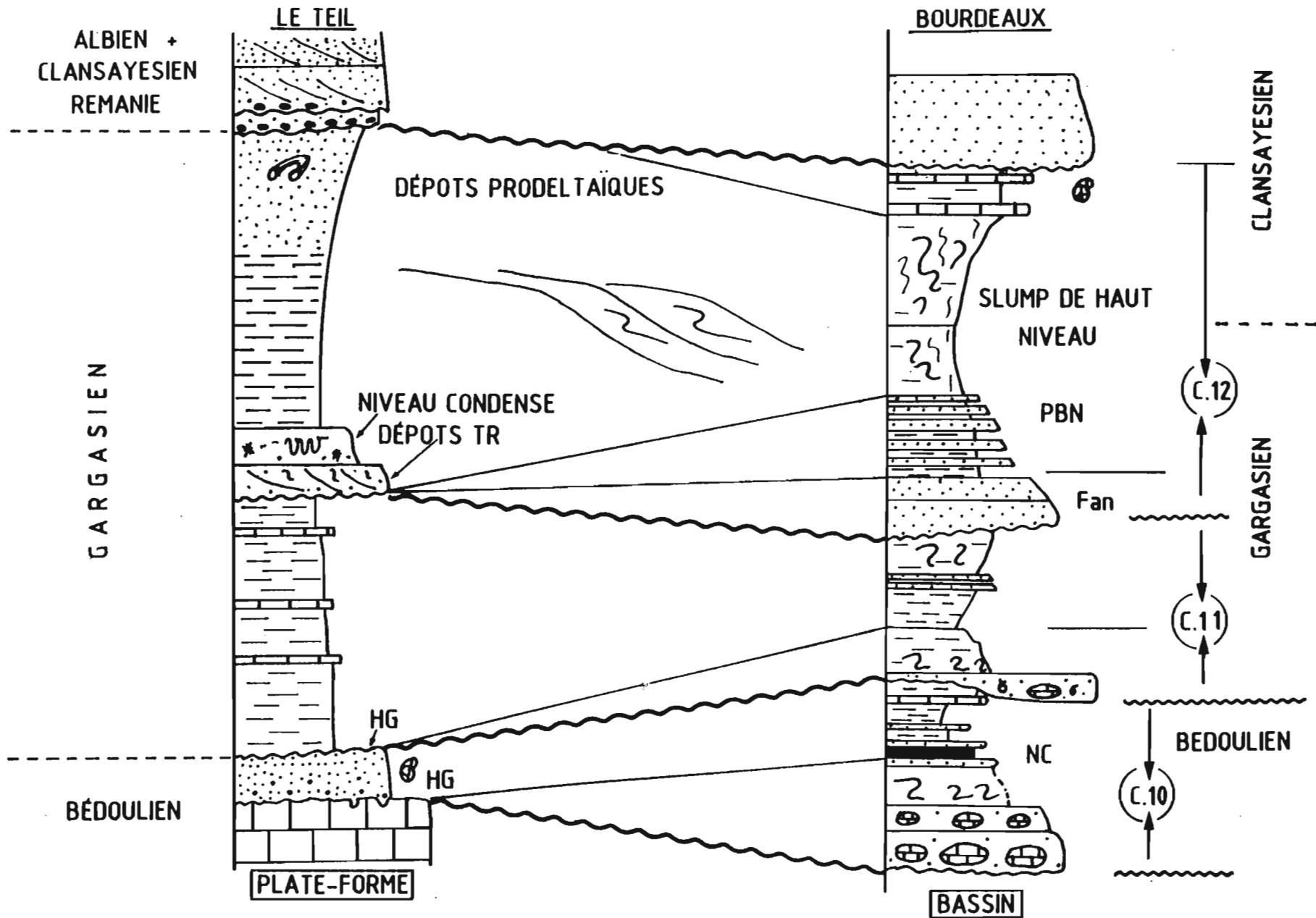


Fig. 5 - Relation plate-forme / bassin à l'Aptien.
 C10 à C12: cycles eustatiques, HG: hard-ground, NC: niveau de condensation,
 PBN: prisme de bas niveau, TR: dépôts transgressifs.

1.1. Les séquences de l'Aptien marneux. (fig. 5)

L'organisation du Bédoulien calcaire a été envisagée par S. Ferry (ce volume).

Trois séquences de dépôt complètes ont été reconnues dans l'Aptien marneux, ainsi que la partie basale d'une 4ème qui se développe entre le Clansayésien et l'Albien et qui sera étudiée avec les séquences albiennes.

(A). La séquence bédoulienne C10. (fig. 6)

Dans le bassin, elle correspond au Bédoulien marneux tel que l'a défini Moullade en 1966.

Elle se caractérise par un changement brutal de sédimentation (passage des calcaires aux marnes) et coïncide avec la disparition des calcaires urgoniens sur les plates-formes urgoniennes périvocontiennes.

La limite inférieure correspond à la rupture majeure de la période étudiée, et tous les cortèges sédimentaires ont été identifiés. C'est la séquence ZB4.1 de Haq et al. (1987).

Le système turbiditique de bas niveau marin correspond à la superposition de mégaturbidites carbonatées et de débris flows, à matrice argileuse. Le premier niveau correspond à la coulée 3 définie par Ferry (1976). Ces coulées, épaisses dans la zone proximale, disparaissent en aval du bassin. La limite de séquence est alors soulignée par un slump (St-André-de-Rosans).

Le prisme sédimentaire de bas niveau marin est très peu épais dans le bassin. Il est constitué de fines turbidites à faciès mixte (plaquettes P1), constituant un complexe de chenaux et de levées correspondant au système de type III de Mutti (1985).

L'intercalation de ces turbidites avec des faciès de black shales, qui ne sont manifestement pas resédimentés comme l'ont suggéré Fries et al. (1986), indique que l'anoxie, liée à la période de remontée relative du niveau de la mer qui débute dès l'installation du "low stand wedge" est très précoce dans la zone distale du bassin, et se maintient malgré la progradation du prisme de bas niveau marin. Ce point est fondamental car il permet d'expliquer l'intercalation des turbidites dans les black shales, phénomène courant dans les séquences du Crétacé inférieur carbonaté.

Les dépôts de haut niveau marin sont représentés par des marnes qui évoluent vers un pôle carbonaté pour aboutir au développement d'un doublet marno-calcaire, déjà observé par Moullade (1966), et renommé "niveau blanc" par Fries et al. (1984). Ce niveau, remarquablement continu à l'échelle du bassin, marque la limite supérieure du Bédoulien (niveau à Bowerbanki) et atteste une relative stabilité des conditions de milieu favorables au développement des alternances marno-calcaires de type SA (Ferry et Rubino 1987).

Sur la plate-forme, cette séquence est condensée. Elle est représentée par des faciès mixtes et des marno-calcaires silteux très riches en ammonites (Clansayes) et elle est encadrée par deux discontinuités soulignées par des "hard-grounds", le premier sur les faciès urgoniens localement karstifiés, le second à la base des marnes bleues gargasiennes.

(B). La séquence du Gargasien inférieur C11 (fig. 7)

Cette séquence, qui n'a pas été reconnue par Haq et al. (1987), est biostratigraphiquement équivalente aux dépôts de haut niveau marin de la séquence 2B 4-41. Elle pourrait, soit n'avoir qu'un caractère local, soit constituer une subdivision de la séquence C10, selon la hiérarchie séquentielle que l'on envisage, d'autant que des travaux récents (Kaufman et al. 1985) font état de séquences de 4ème ordre.

Quelle que soit sa valeur hiérarchique, elle est organisée comme les séquences de dépôt "classiques". Elle est limitée à la base par une surface d'érosion (le doublet calcaire est localement érodé) et surmontée par la coulée 4 (Ferry 1976). Celle-ci représente, avec le slump sus-jacent, le système turbiditique. Les dépôts de bas niveau marin sont représentés par des alternances qui s'expriment discrètement dans les marnes (type SM) (Ferry et Rubino 1987).

Le niveau de condensation de cette séquence est représenté par l'intervalle à faune pyriteuse de la base du Gargasien (zone à Martinoides), et se superpose à une importante rupture de couleur, donc de composition, des marnes. Comme dans la séquence précédente, de fines turbidites s'intercalent à ce niveau (plaquettes rouges P2).

Les dépôts de haut niveau marin présentent une grande variabilité latérale. Dans la partie proximale et axiale du bassin, ils sont principalement constitués d'une superposition de slumps (5 selon Fries 1986) mais du fait de leur superposition deux seulement peuvent réellement être suivis à l'échelle du bassin, S1 et S2. Ils encadrent d'ailleurs un mince faisceau de turbidites formant un complexe de chenaux et de levées (les plaquettes rouges P2). Le slump S2 dépasse localement 40 m d'épaisseur et remanie des dépôts turbiditiques (Arnayon).

Sur la plate-forme, on ne retrouve dans lesaffleurements étudiés que les dépôts de haut niveau marin progradants (fig.4) constitués par des alternances marno-calcaires silteuses (Le Teil, Viviers, Clansayes).

(C). La séquence C12 (Gargasien - Clansayésien) (foram-zones à Algeriana et Trocoidea) (Ammonitozones à Nutfieldensis et Jacobi) (fig. 8)

Dans le bassin, elle débute systématiquement par des niveaux gréseux resédimentés, fortement chenalisés (Bourdeaux, Arnayon), qui sont localement repris dans des slumps. Au système turbiditique gréseux proprement dit, qui peut dépasser 30 m d'épaisseur, se superposent de fins niveaux turbiditiques et des slumps interprétés comme la terminaison du prisme de bas niveau marin. Ceci est confirmé par l'existence de faciès silteux bioturbés, aux caractères prodeltaïques dans les slumps (Arnayon, Rosans, Monclus), ce qui atteste la proximité des systèmes de plate-forme. Or c'est précisément pendant l'édification du prisme de bas niveau que les dépôts de plate-forme sont les plus proches du bassin.

Le niveau de condensation est mal défini. Ceci est probablement lié au fait que l'essentiel des dépôts de haut niveau marin est représenté par des slumps qui remanient l'ensemble de la série. Deux peuvent être facilement identifiés, le slump S3 (c'est le "slump à boules" de Fries et al.

COUPE TYPE

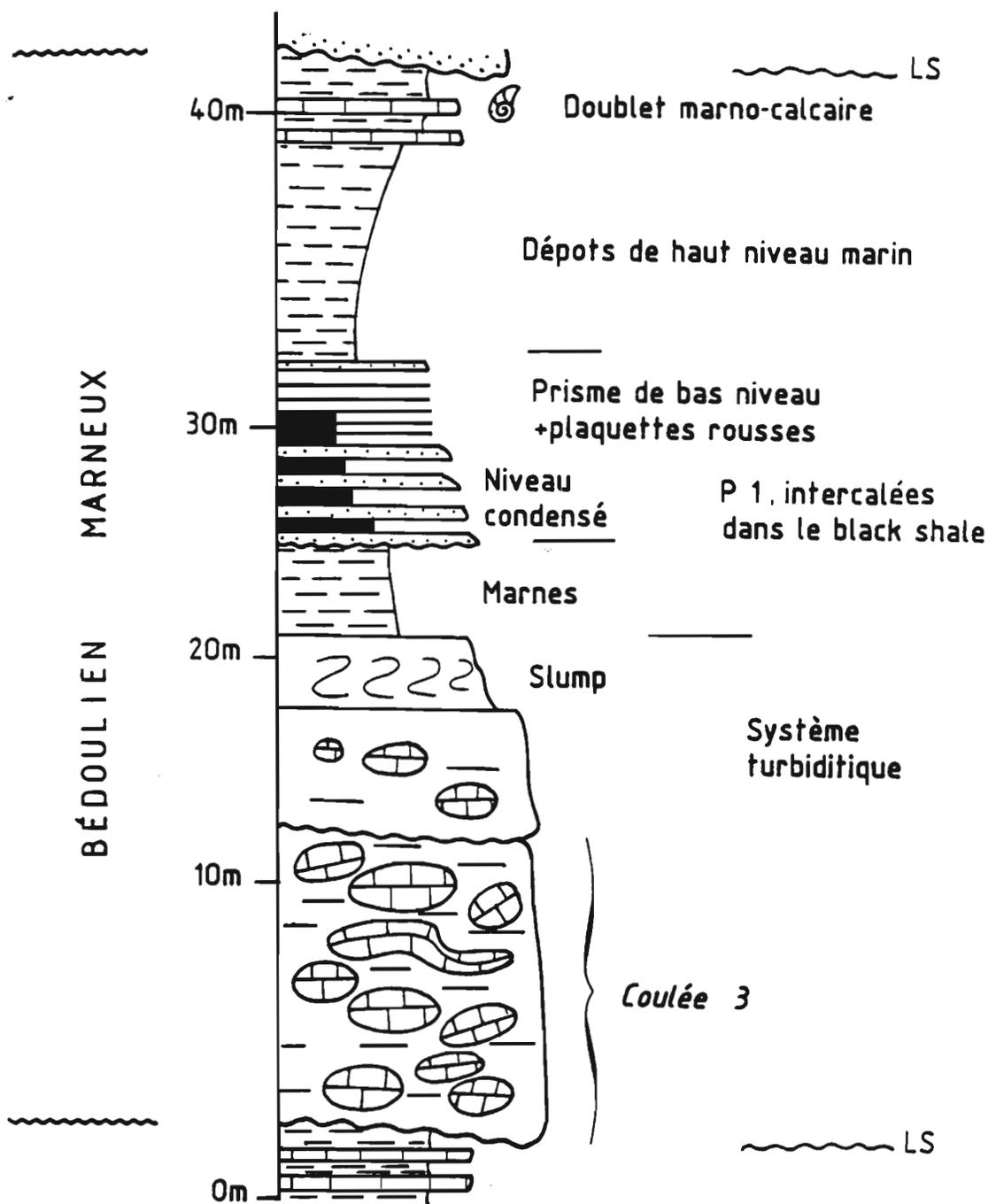


Fig. 6 - La séquence de dépôt C10 du Bédoulien supérieur.

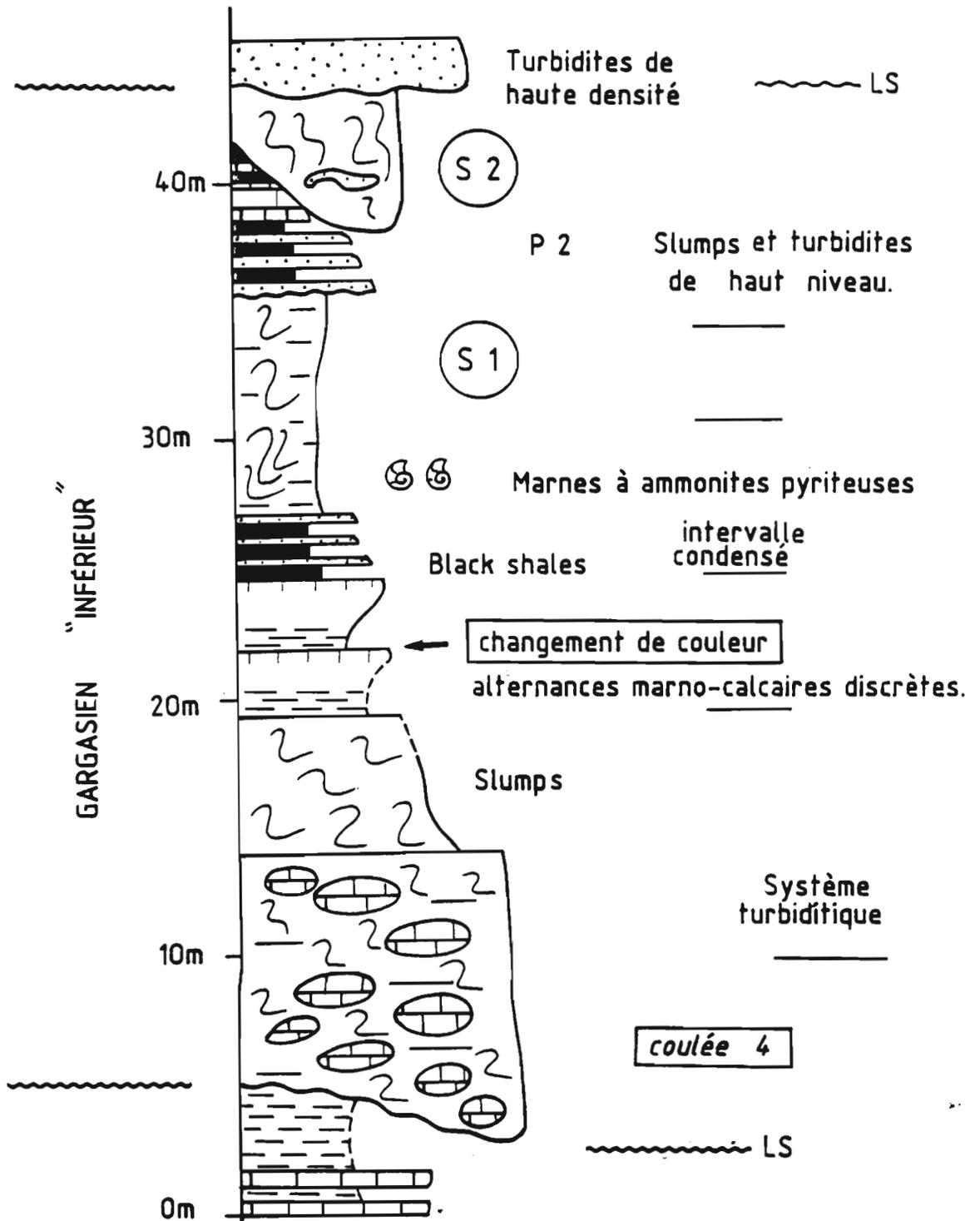


Fig. 7 - La séquence du Gargasien inférieur C11.

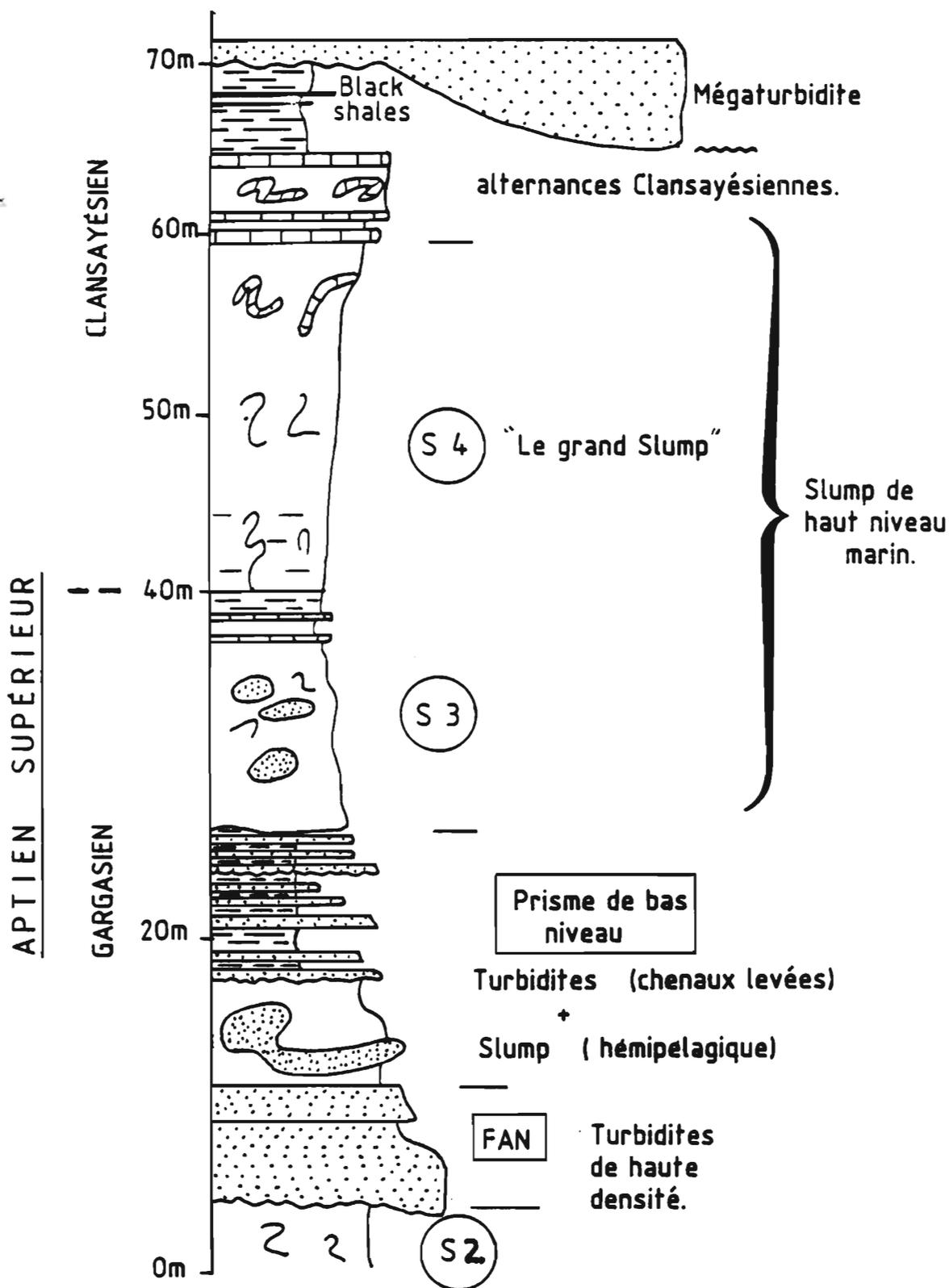


Fig. 8 - Coupe-type de la séquence C12 (Gargasien-Clansayésien).

1984) qui remanie essentiellement des turbidites et le slump S4 (le "grand slump" de Fries et al. 1984, Fries 1986) qui dépasse 50 m d'épaisseur dans le synclinal de Rosans. Il remanie la base de l'alternance marno-calcaire de haut niveau marin du Clansayésien.

Le sommet de la séquence C12 est donc constitué par le retour des alternances marno-calcaires bien exprimées, et dont les corrélations ont montré la continuité dans le bassin (Fries et al. 1984, Levert 1986).

Lorsque la série de haut niveau marin n'est pas affectée par des slumps, on constate une dérive progressive des marnes de la base de la séquence au marno-calcaire du Clansayésien, cette évolution se faisant transitionnellement par enrichissement en carbonate des paraséquences.

Sur la plate-forme, cette séquence (fig. 4) débute par une surface d'érosion ou un contact brutal entre des marnes et des calcaires gréseux (Le Teil, Viviers).

La limite de séquence est surmontée par des sables bioclastiques à stratification oblique montrant des critères tidaux qui constituent le cortège transgressif. Le niveau de condensation est représenté par le calcaire gréseux glauconieux fortement bioturbé à *Discoidea decorata*.

Les dépôts de haut niveau marin sont constitués de marnes silteuses passant à des sables fins bioturbés (Le Teil). Ces sables sont interprétés comme des dépôts prodeltaïques déposés sous la limite d'action des vagues.

La partie supérieure de la série n'est pas préservée par suite des importantes érosions associées soit aux limites de séquences albiennes, soit cénomaniennes.

Ce dernier point nous conduit à reconsidérer l'existence et la valeur stratotypique du Clansayésien sur les plates-formes. En effet, l'accumulation d'ammonites phosphatées dans les couches de Clansayés nous conduit à le considérer comme un niveau de condensation polyzonal de l'Albien. Il est séparé des dépôts environnants par des surfaces d'érosion, et les fossiles usés montrent des mélanges avec des faunes vraisemblablement albiennes associées aux faunes du Clansayésien. Cette hypothèse était d'ailleurs celle avancée dès 1857 par de Grossouvre ainsi que par Killian et Leenhard (1885).

La séquence C12 est synchrone de la séquence ZB4 4.2 de Haq et al.

1.2. Les séquences albiennes (fig. 9).

Alors que la plupart des séquences aptiennes ont pu être corrélées de la plate-forme au bassin, la situation est très différente à l'Albien par suite de phénomènes de télescopage tant sur la plate-forme que dans le bassin même.

(A). Dans le bassin.

La première séquence C13 est, comme nous l'avons déjà souligné, *pro parte* aptienne et *pro parte* albienne (fig. 10). Elle est limitée par une importante surface d'érosion affectant les dépôts sous-jacents sur plus de 40 m

d'épaisseur dans l'axe du chenal de St-André-de-Rosans (fig. 11). Le système turbiditique de bas niveau marin dépasse 120 m d'épaisseur dans la zone proximale du bassin (Eyzahut), mais demeure épais, par suite d'une forte chenalisation, dans le centre du bassin où il atteint encore au moins 45 m d'épaisseur (fig. 12).

Le prisme de bas niveau marin et les dépôts transgressifs sont d'épaisseur variable (25 à 30 m) et sont représentés par des turbidites peu épaisses puis des marnes.

Le niveau de condensation de cette séquence (fig. 11) est représenté par le black shale à Leymeriella (Niveau Paquier de Bréheret 1983) dont l'extension est continue à l'échelle de la Téthys occidentale (Bréheret 1985).

Les dépôts de haut niveau marin sont exclusivement représentés par des marnes (80 à 100 m) (Palluel) au sein desquelles s'individualisent plusieurs niveaux de black shales (Bréheret 1988) que nous associons aux paraséquences ou aux groupes de paraséquences.

Cette séquence C13 est équivalente de la séquence ZC-1.1. La séquence 2C1.2 ne peut être différente dans le bassin vocontien, ni la séquence 2C1.3 qui sont des séquences mineures sur la charte de Haq et al. (1987). Leur expression est probablement très limitée dans le bassin.

La séquence C14 se développe entre l'Albien moyen et la base de l'Albien supérieur. Il s'agit d'une séquence mineure. La base est soulignée par quelques niveaux turbiditiques qui sont très localisés. (Pays de Bourdeaux, La Chaudière) mais atteignent cependant le centre du bassin (Palluel) (fig. 13). La distinction entre le "fan" et le prisme de bas niveau marin est ici impossible, excepté à Palluel (fig. 13).

Le niveau à sphéroïdes de baryte (Pailleret 1984), situé dans la partie médiane de la séquence, pourrait représenter le niveau de condensation.

Quant aux dépôts de haut niveau marin, ils sont représentés par des marnes au sein desquelles s'individualisent quelques alternances plus calcaires.

Cette séquence est équivalente de la séquence ZC-1.4 de Haq et al.

La séquence C15 représente l'Albien supérieur s.s. (fig. 13). Elle est marquée par une limite de séquence fortement érosive sur la séquence sous-jacente.

Le système turbiditique de la base de la séquence est très développé dans le pays de Bourdeaux où son épaisseur dépasse 60 m aux Tonils et 100 m dans la zone proximale à Félines - sur - Rimandoule et Eyzahut. Dans le secteur proximal, tous les autres cortèges sédimentaires sont absents par suite des érosions associées aux baisses du niveau marin suivantes qui ont provoqué l'emboîtement des systèmes turbiditiques les uns dans les autres.

Dans la zone distale, les turbidites sont réduites, voire absentes et une épaisse série marneuse passe graduellement à des alternances silteuses qui couronnent la série de haut niveau marin.

Outre les turbidites et le cortège de haut niveau marin, le niveau de condensation est représenté par un niveau glauconieux à *Dipoloceras*.

La variabilité de cette séquence peut être extrême et dans le synclinal de Bruis, le faisceau silteux de "high stand" repose directement sur la limite de séquence qui est fortement érosive (+/- 80 m).

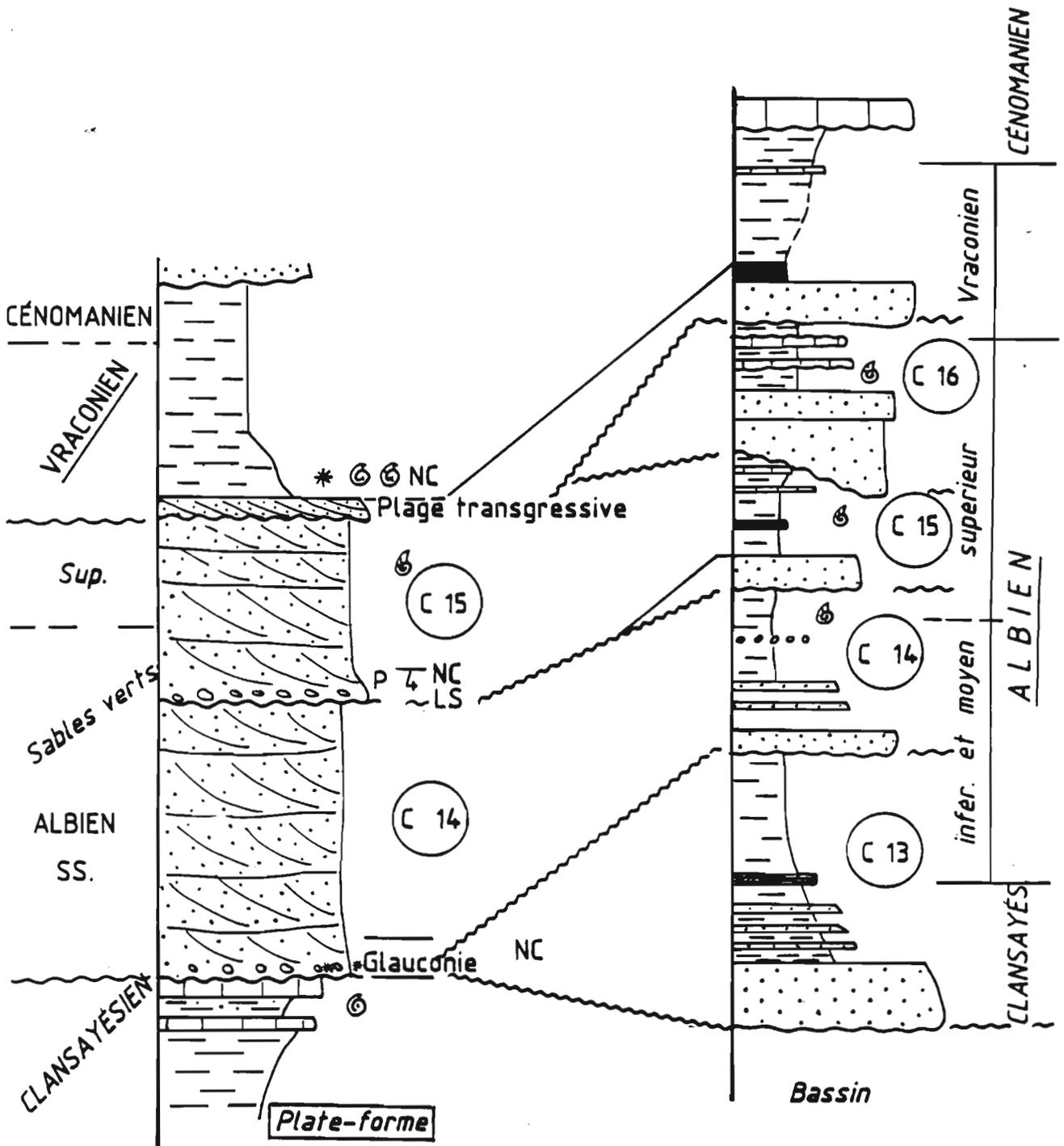


Fig. 9 - Les relations plate-forme bassin à l'Albien.
(même abréviations que pour les figures précédentes)

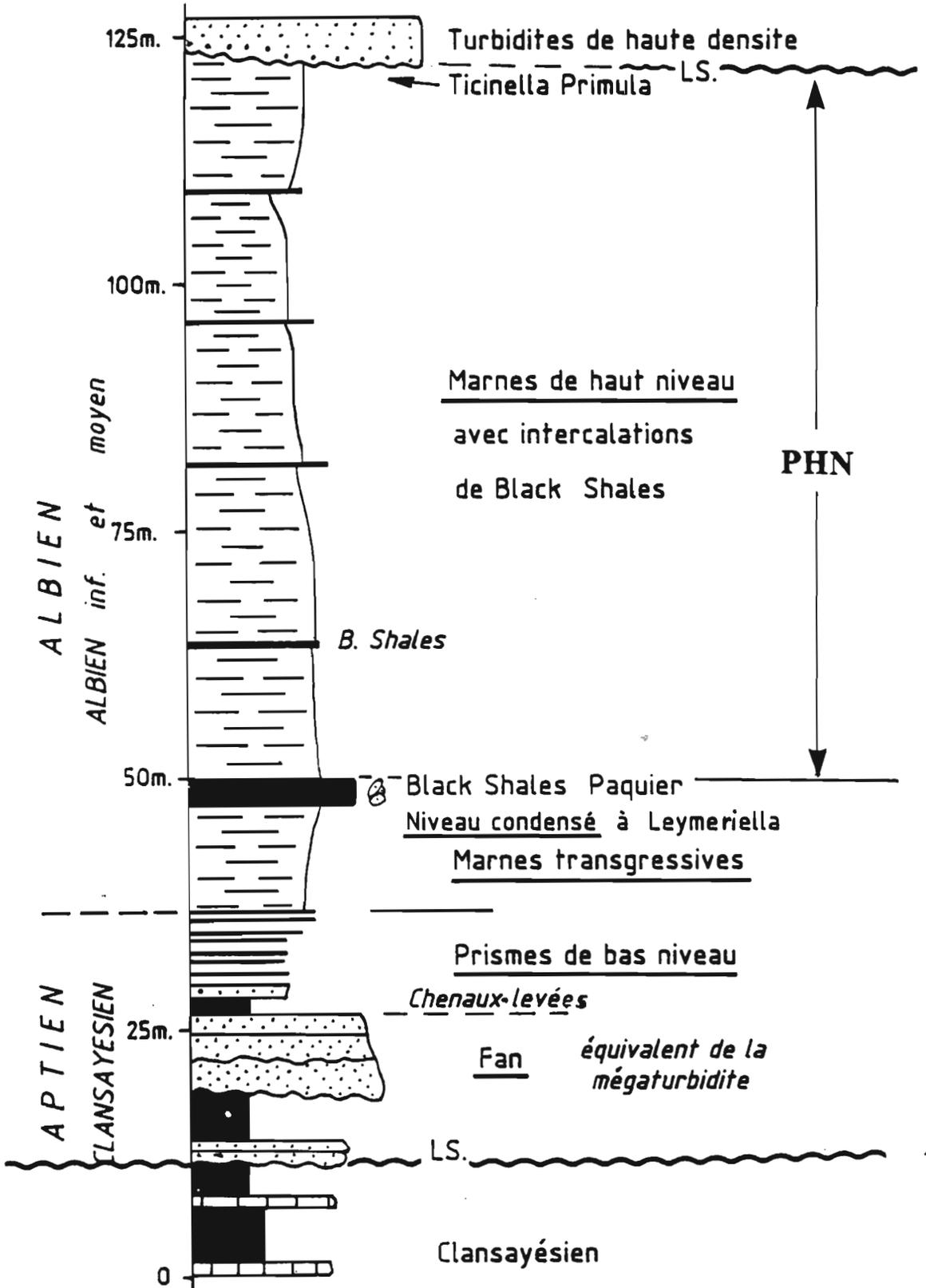


Fig. 10 - La séquence C13 (Clansayésien-Albien moyen) au col de Palluel.

N

S

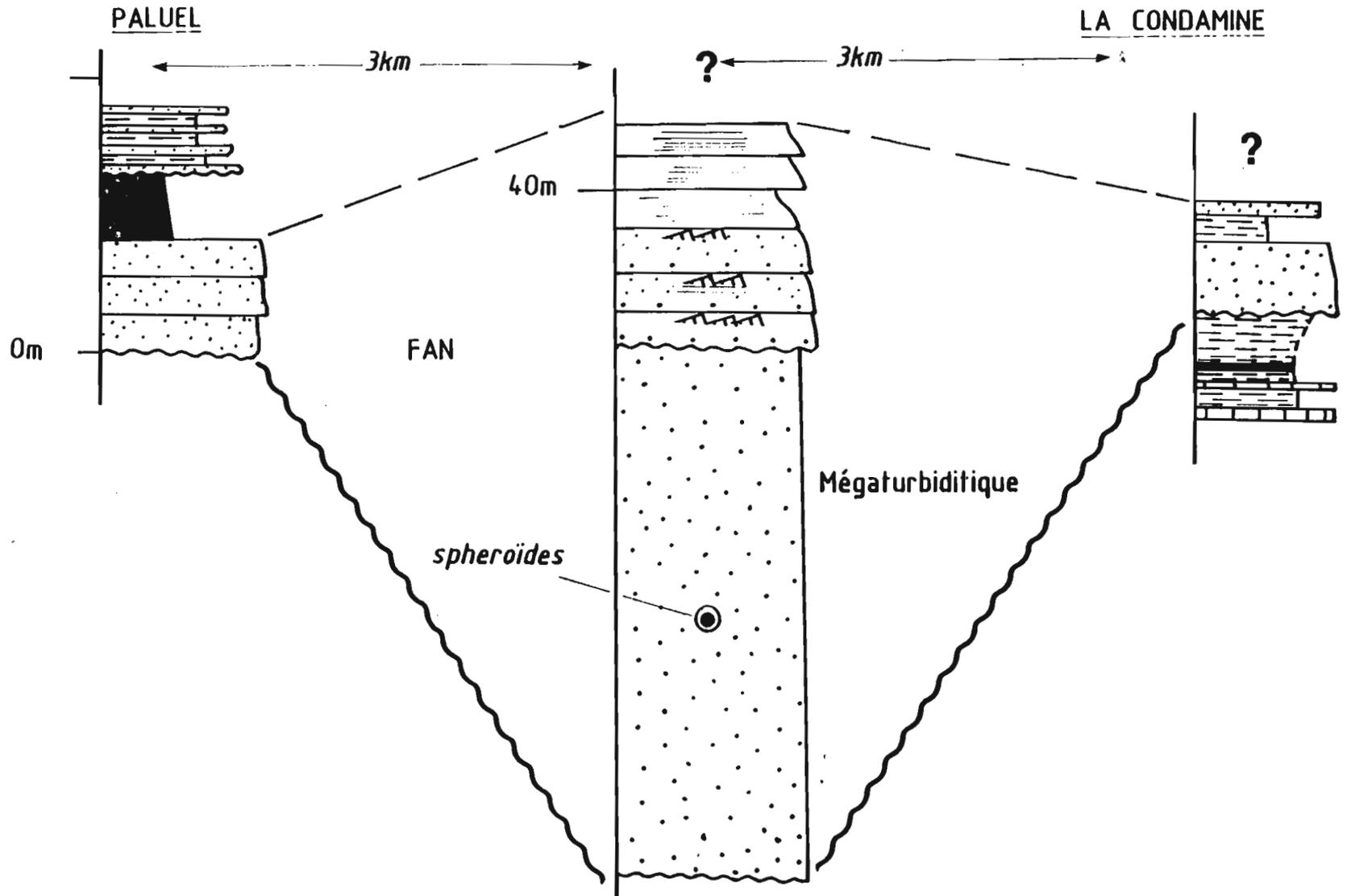


Fig. 11 - Variabilité des dépôts gravitaires dans le synclinal de Rosans (Saint-André-de-Rosans).

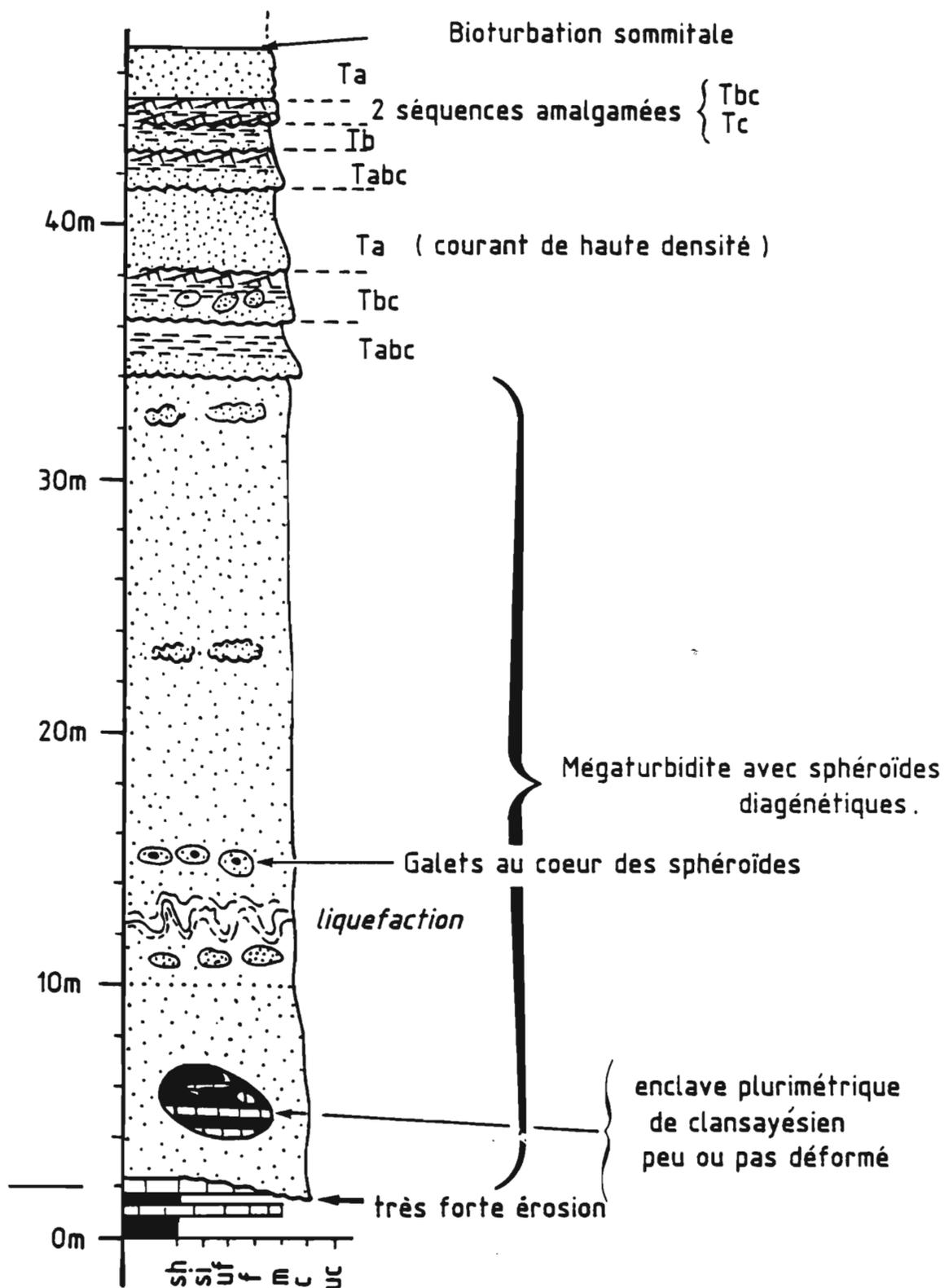


Fig. 12 - Coupe de la mégaturbidite dans l'axe du chenal de Saint-André-de-Rosans.

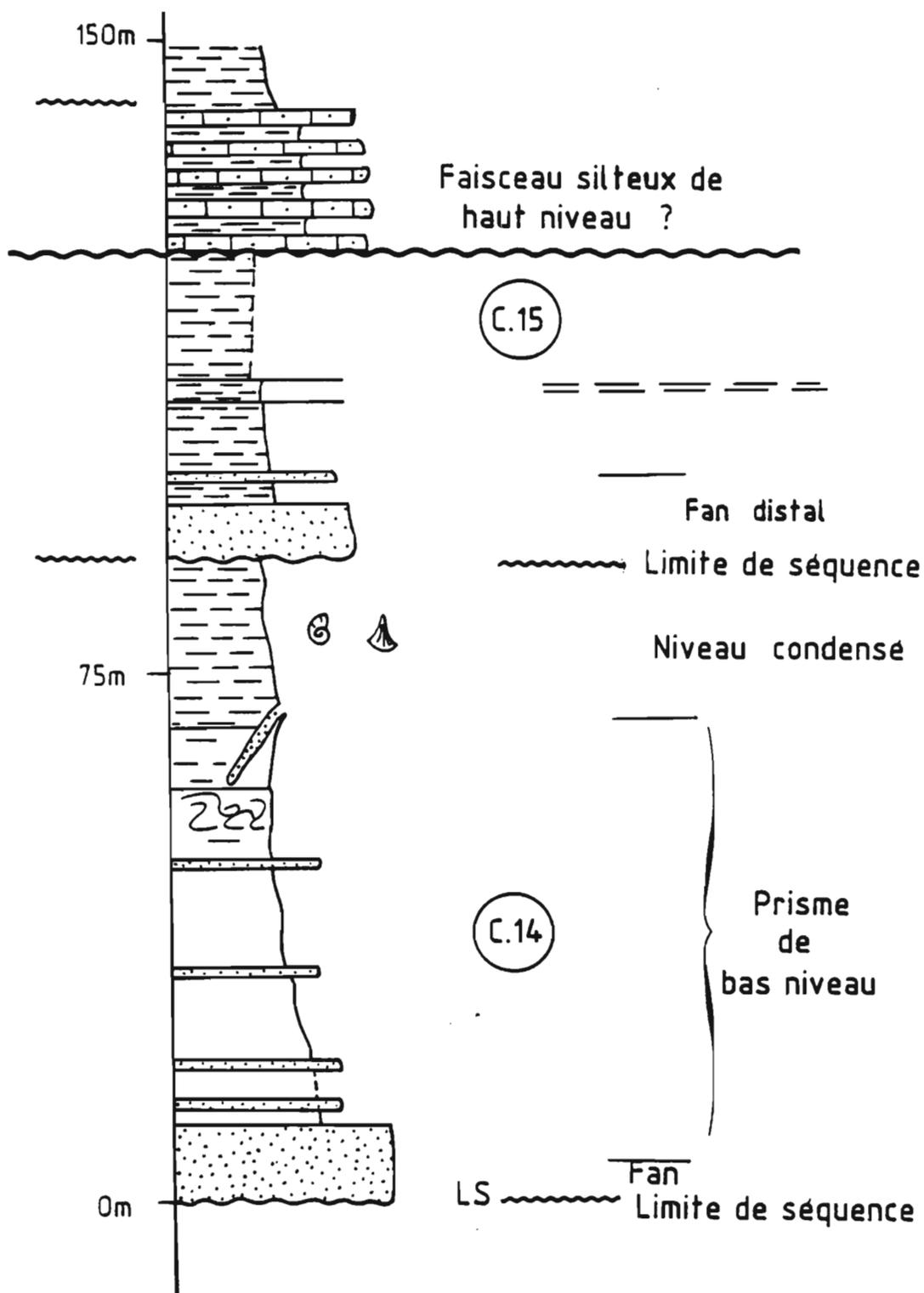


Fig. 13 - Coupe schématique des séquences C14 et C15 au col de Palluel.

Cette séquence est équivalente de la séquence ZC-1.5 de Haq et al. (1987).

La séquence C16 (Albien supérieur - Vraconien) est limitée par une surface d'érosion à la base, et débute par un système turbiditique relativement développé dans la zone proximale du bassin. Il est parfois séparé du système précédent par un intervalle marneux d'une dizaine de mètres dans le Pays-de-Bourdeaux (Moullade 1966). Mais dans de nombreux cas, il fusionne avec celui de la séquence C15, et il y a emboîtement des systèmes turbiditiques néanmoins séparés par une surface d'érosion majeure (Valouse).

Les dépôts transgressifs sont mal définis, sauf à Rosans où ils sont marneux.

Le niveau de condensation correspond au niveau à faunes pyriteuses de l'Albien supérieur (Fallot 1885, Paquier 1900) qui surmonte les turbidites. Ce niveau se retrouve dans le synclinal de Rosans où les ammonites surmontent un niveau de black shales.

Enfin, les dépôts de haut niveau marin de cette séquence montrent le retour d'alternances marno-calcaires à débit en miches, qui semblent traduire des conditions moins pélagiques.

Cette séquence est équivalente de la séquence majeure ZC2-2.1

La séquence C17 est inta-vraconienne car les systèmes turbiditiques sont systématiquement scellés par un niveau à faune vraconienne (micro et macrofaune).

Comme la séquence C16, sa limite inférieure est très fortement érosive sur les termes sous-jacents puisque localement les grès vraconiens peuvent reposer sur des termes très bas de la série (Gargasien dans le synclinal du Jabron ou au Sud du Vercors à Boulc) ainsi que dans le secteur de Nyons / Chateauneuf de Bordette, où les niveaux turbiditiques sont à quelques mètres au-dessus des sphéroïdes de barite de l'Albien moyen.

Le niveau condensé correspond aux black shales du niveau "Breistroffer" Bréheret (1988).

Enfin, les dépôts de haut niveau marin sont de nouveau représentés par des alternances marno-calcaires présentes dans l'ensemble du bassin, aussi bien dans la région de Montélimar où elles sont datées par microflore (Montjuvent), qu'au centre du bassin (foraminifères).

Il est à noter que dans certains secteurs de bordure du bassin, des slumps et de minces turbidites s'intercalent dans les dépôts de haut niveau (Montagne de la Lance, Combe de Sauve).

La séquence C17 est limitée au sommet par la limite de séquence cénomaniennne.

Si l'on compare cette séquence avec la charte de Haq et al. (1987), on est tenté de faire coïncider cette séquence avec la séquence ZC2.2. Dans ce cas, la partie supérieure de la séquence pourrait, dans le bassin, être déjà cénomaniennne, mais nous ne disposons d'aucun argument paléontologique.

(B). Sur la plate-forme (fig. 14)

Quelle que soit la zone étudiée, et à l'exception de l'Arc de Castellane (Cotillon 1971) qui ne sera pas intégré ici, la détermination des séquences, notamment les recalages

biostratigraphiques, sont plus difficiles. En effet, aux phénomènes de télescopage s'ajoute le fait que ces séries sont peu fossilifères, excepté quelques niveaux condensés.

Sur la série virtuelle, trois limites fortement érosives ont été reconnues au sein des "sables verts":

- la première surmonte le Clansayésien dans une zone où il n'y a aucune ambiguïté sur sa définition biostratigraphique;

- la seconde est intra-albienne. Elle est surmontée par des sables à faune de l'Albien supérieur (Hébert et Toucas 1875);

- la troisième est vraconienne car elle est systématiquement scellée par une riche faune d'ammonites représentant ce sous-étage (Salazac, Clansayes, Bédoin, La Roche St-Secret).

Malgré la discontinuité des affleurements, les corrélatons établies entre les différentes coupes semblent donc montrer que la première limite de séquence représente le télescopage des limites C13 et C14, ce qui expliquerait le remaniement d'ammonites clansayésiennes dans l'Albien.

La seconde représente la base de la séquence C15 de l'Albien supérieur, et la troisième le télescopage des limites C16 et C17, avec un passage continu du Vraconien au Cénomaniennne où il n'y a pas de discontinuité, ni à Clansayes, ni à Allan près de Montélimar.

Toutes ces discontinuités sont surmontées, soit par des sables transgressifs très peu épais (faciès de plage à Bédoin), soit directement par le niveau de condensation à glauconie, phosphates, ammonites, ce qui signifie que toute la sédimentation du domaine de plate-forme ne s'est effectuée que pendant les périodes de haut niveau marin, et seulement pendant 3 séquences sur les 5 que compte l'Albien, d'où des lacunes considérables.

L'assemblage polyzonal phosphaté du niveau de Clansayes, qui s'étend jusqu'à l'Albien, pourrait représenter une hyper-condensation comparable à celle décrite à l'Albien inférieur et moyen par Delamette (1986) dans le domaine delphino-helvétique.

Enfin, du point de vue sédimentologique, les sables verts ne montrent que des stratifications obliques unidirectionnelles. En l'absence de critères de houle, de tempête et de critères tidaux, ainsi qu'à cause de la très forte unidirectionnalité des paléocourants, nous avons évoqué le rôle d'un courant océanique nord-téthysien dans leur formation (Rubino et Delamette 1985-1986).

2. Organisation des systèmes turbiditiques gréseux de quelques séquences.

2.1. Les plaquettes rousses de la séquence finibédoulienne C10 (fig. 15, coupe de Notre Dame).

Elles sont constituées de matériel mixte, silico-clastique et bioclastique. Elles forment de petits faisceaux de bancs dans lesquels on ne peut appliquer l'analyse séquentielle classique pour identifier les faciès de lobes et de chenaux. Les bancs ne sont pas continus latéralement ;

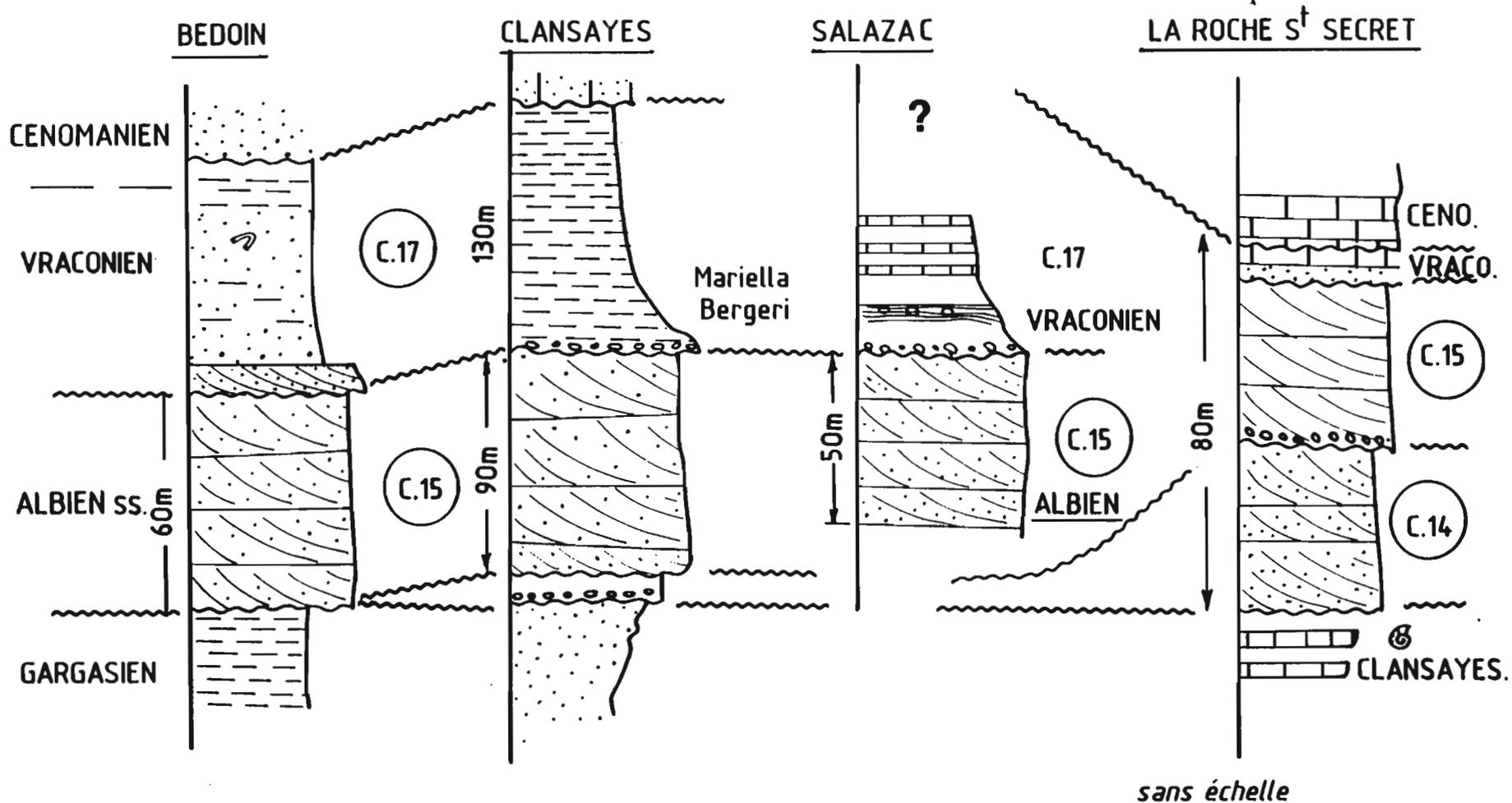


Fig. 14 - Corrélatons dans l'Albien de la plate-forme.
 C14 à C17: cycles eustatiques (Ferry & Rubino 1987)

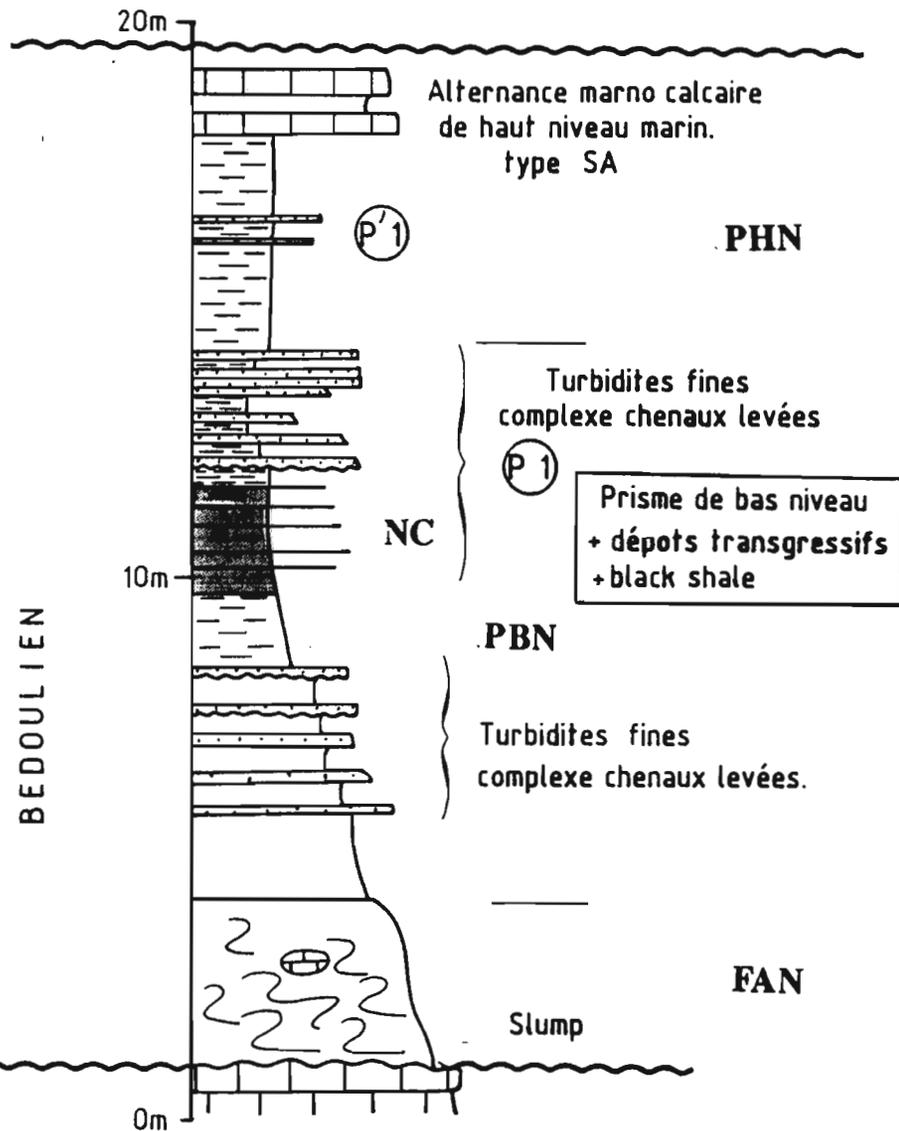


Fig. 15 - Les plaquettes rouges de la séquence C10 (coupe de Notre-Dame).

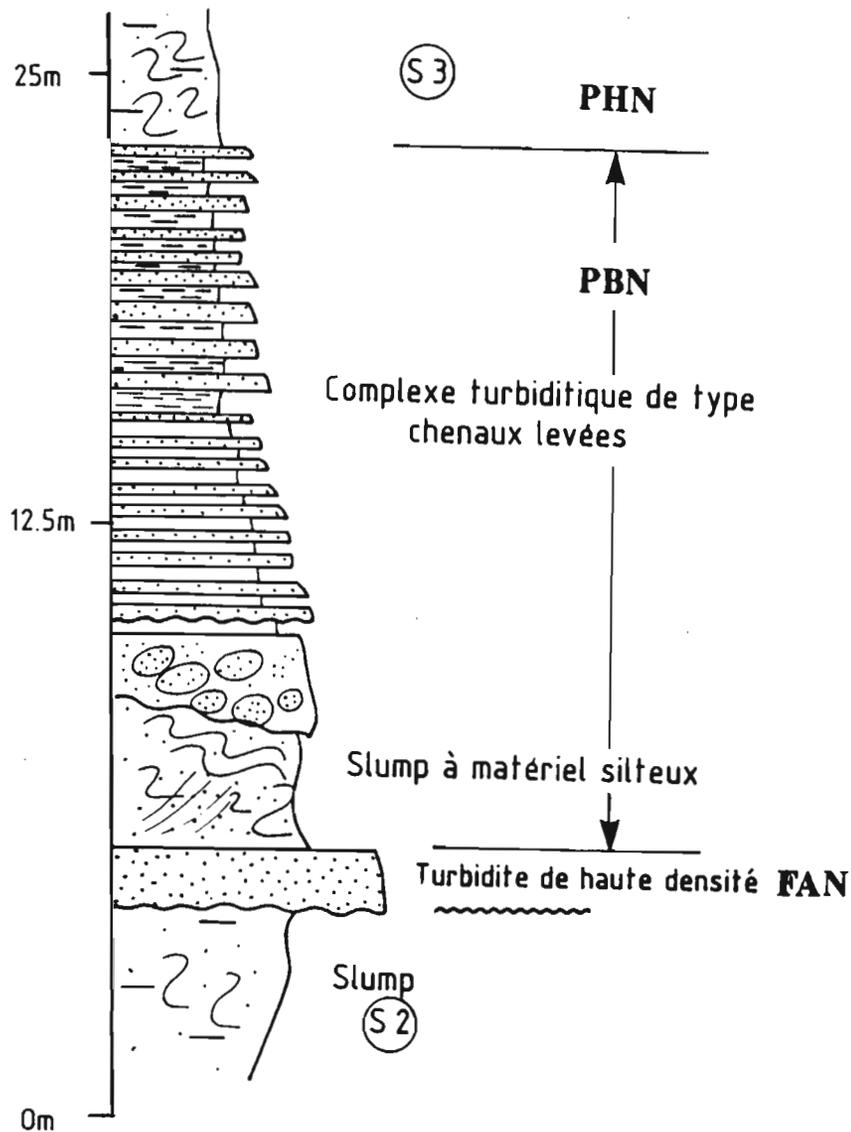


Fig. 16 - Coupe schématique du système turbiditique gargasien d'Arnayon - Rusclas.

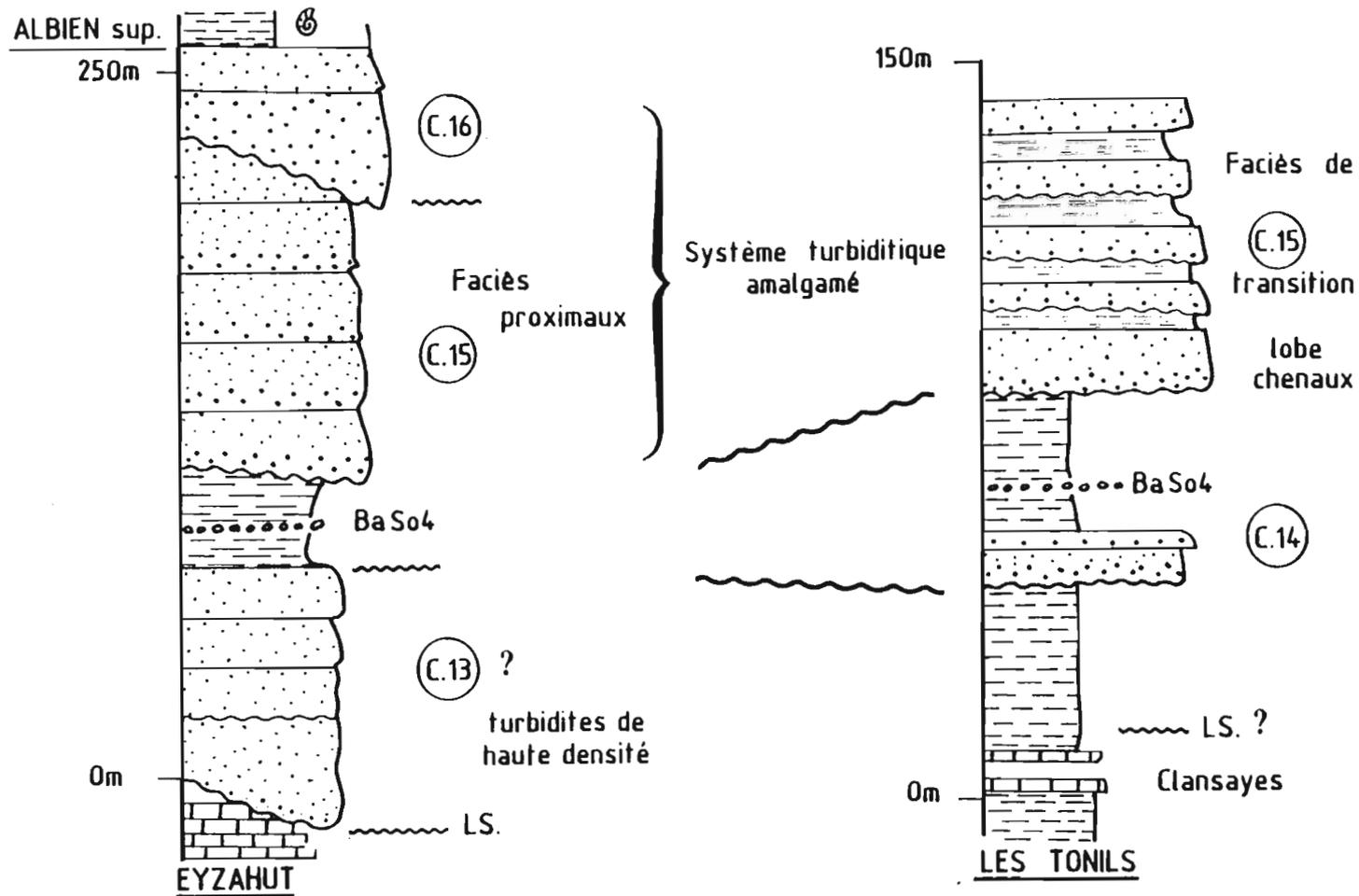


Fig. 17 - Le système turbiditique de type II dans la zone proximale.
 C13 à C16: cycles eustatiques, LS: limite de séquence, BaSO₄: nodules barytiques.

ils se biseautent à l'échelle des affleurements (Notre Dame) et leur épaisseur n'excède jamais 20 cm. Ils sont constitués uniquement de séquences de Bouma de type Tbc, Tb, ou Tc.

Leur extension dans le bassin est relativement importante. A Notre Dame (Rosans), ces plaquettes rous-ses s'intercalent dans un black shale et sont associées à de très fines turbidites silteuses finement laminées et grano-classées. Ces dépôts présentent toutes les caractéristiques des complexes de chenaux et de levées qui correspondent au système turbiditique de type III (Mutti 1985).

2.2. Les grès de la séquence C12 (Gargasien) (fig. 16).

Ils forment un ensemble gréseux plus important (75 m à Saou, quelques mètres à Rosans). Nous avons vu qu'elles représentent en partie le système turbiditique et en partie le prisme de bas niveau marin.

Les dépôts constituant le système turbiditique sont uniquement représentés par des courants de turbidité de haute densité (Lowe 1982), formant des corps sableux épais (jusqu'à 10-15m). Tandis que l'essentiel des dépôts turbiditiques associés au prisme de bas niveau forme un nouveau complexe de chenaux-levées plus important que celui de la séquence C12 mais dont l'organisation reste comparable.

En effet, les variations d'épaisseur des dépôts et leur biseautage apparaissent toujours à l'échelle de l'affleurement. C'est la raison pour laquelle l'interprétation en terme de lobes (Fries et al. 1984) ne peut pas être retenue car, malgré l'existence de séquences clairement strato-croissantes et grano-décroissantes, les faciès sont toujours plus ou moins chenalisés même dans la partie la plus distale du bassin (Serres). Comme d'autre part les auteurs de l'analyse séquentielle des systèmes turbiditiques ont récemment discuté l'utilisation inconsiderée des dérives séquentielles au niveau de coupes isolées, il convient de rester très prudent (Mutti, Normark & Bouma 1982), d'autant que le système turbiditique est de petite taille, qu'il est peu alimenté et que, comme l'ont montré Fries et al. (1984), le contrôle morphologique joue un rôle déterminant. C'est la raison pour laquelle toute comparaison avec les grands systèmes turbiditiques, tels qu'ils ont été décrits par Walker (1978), Mutti & Ricci Lucchi (1972), ne saurait s'appliquer ici. Seul semble se vérifier le relatif étalement longitudinal de la séquence de Bouma, avec une évolution du type des turbidites entre la zone proximale du bassin Tabc et la zone distale Tbc ou Tb, Tc, qui s'accompagne d'une diminution de la granulométrie moyenne du matériel (Rubino 1981).

2.3. Les turbidites de la séquence C15 (fig. 17).

Elles constituent un puissant système dans la zone proximale du bassin (120 m à Eyzahut, 60 m au Tonils près de Bourdeaux). Il s'agit d'un système déposé à la base du talus et dont le développement aval est très réduit. Son organisation, sa position et sa taille, le rendent comparable au "slope apron fan" décrit par Normark (1978) ou au système turbiditique de type II (Mutti 1985). Il s'agit d'un système très riche en sable. Dans la partie proximale, toutes les séquences sont télescopées ("amalgamées") et seule une analyse granulométrique fine a permis de distin-

guer les différents événements qui sont interprétés comme des courants de turbidité de haute densité. Ils conservent des caractéristiques comparables en aval, mais la distinction des bancs est possible. Leur granulométrie, notamment le parallélisme des bancs, montre que l'on se situe à la périphérie du système au niveau de la transition lobes-chenaux. Certaines érosions locales, liées au phénomène de "cut and fill", subsistent.

Ce type de système turbiditique est caractéristique des petits bassins sédimentaires, souvent compartimentés, dans lesquels les courants de turbidité ne peuvent s'étaler très largement.

3. Les relations plate-forme - bassin.

La cartographie de la ligne de changement de faciès à l'Albien, entre d'une part les sables à stratifications obliques et d'autre part les turbidites, montre que cette transition s'effectue sur de très courtes distances, souvent inférieures à 2 km, qu'il s'agisse du revers de la Montagne de Lure, de la Montagne de la Lance ou de la région de Montélimar.

Sans réfuter le contrôle structural évident qui conditionne pendant tout le Crétacé cette rupture de faciès, son extension est incompatible avec celle que l'on connaît pour les talus actuels. Les pentes seraient vraiment très fortes, surtout pour des sables et des marnes.

C'est la raison pour laquelle, l'existence d'un diachronisme entre sables de plate-forme et turbidites dans le bassin est satisfaisante, car ce que l'on met en évidence, ce n'est plus une limite morphologique mais une surface d'érosion entre deux systèmes. Ceci explique donc parfaitement pourquoi les turbidites viennent s'enraciner sur les dépôts de plate-forme par l'intermédiaire d'une surface d'érosion.

Ceci apparaît spectaculairement sur la Montagne de la Lance où l'on passe, en suivant un même horizon sableux, de chenaux turbiditiques amalgamés à des sables à grandes stratifications obliques sur 1,5 km entre Rousset les Vignes et le Pègue.

4. Conclusion.

La logique d'enchaînement des faciès associé aux séquences de dépôts peut donc parfaitement s'appliquer au bassin vocontien et à ses bordures. Elle rend compte des principaux phénomènes observés, qu'il s'agisse

- des systèmes turbiditiques,
- des niveaux de black shales,
- de la position des alternances climatiques marno-calcaires,
- et des relations plate-forme / bassin.

En outre, aux incertitudes stratigraphiques près, la correspondance avec les principales séquences eustatiques définies par Haq et al. (1987) est bien établie. Seules ne semblent pas être enregistrées les séquences mineures de l'Albien inférieur.

Enfin, une séquence supplémentaire se développe à la base du Gargasien.

Références citées

- BREHERET J.-G. (1983). Sur des niveaux de black shales dans l'Albien inférieur et moyen du bassin vocontien (Sud-Est de la France) : étude de nannofaciès et signification des paléoenvironnements. *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, 4e sér., v. 5, C, n° 1, p. 113-159.
- BREHERET J.-G. (1985a). Indice d'un événement anoxique étendu à la Téthys alpine à l'Albien inférieur (événement Paquier). *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. II, t. 300, n° 8, p. 355-358.
- BREHERET J.-G. (1985b). Sédimentologie et diagenèse de la matière organique contenue dans le niveau Paquier, couche repère de l'Albien inférieur vocontien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. II, t. 301, n° 15, p. 1151-1156.
- COTILLON P. (1971). Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, n° 68, 313 p.
- DELAMETTE M. (1986). L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien : séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suisse). *Thèse Doct. Univ. Genève*, 316 p.
- FALLOT E. (1885). Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le Sud-Est de la France. *Annales des Sciences géologiques*, t. XVIII, 262 p.
- FERRY S. (1976). Cones d'épandage bioclastique en eau profonde et glissements sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontien de la Drome. Implications paléostratigraphiques. *Thèse 3^e Cycle Lyon*, 144 p.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987a). Les séquences carbonatées néocomiennes du Sud-Est de la France sont-elles le résultat d'oscillations eustatiques ? *C.R. Acad. Sc. Paris*, II, t. 304, n° 15, p. 917-922.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987b). La modulation eustatique du signal orbital dans les sédiments pélagiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, II, t. 305, n° 9, p. 477-482.
- FRIES G. (1986). Dynamique du bassin subalpin à l'Aptocénomanien. *Thèse Doct. Etat Univ. Paris VI*, 251 p.
- FRIES G. et al. (1984). Les grès de Rosans et les slumpings aptiens associés : restitution paléomorphologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXVI, n° 4, p. 693-702.
- FRIES G. & BEAUDOIN B. (1985). L'éventail de Céuse à l'Apto-Albien. *Livret-guide excursion Ass. Fr. Sédim.*, 143 p.
- FRIES G. & BEAUDOIN B. (1986). Résédimentation de sapropèles dans l'Apto-Albien du bassin du Sud-Est (France). In BREHERET J.G. (éd.), Les couches riches en matière organique et leurs conditions de dépôt. *Doc. B.R.G.M.*, Orléans, v. 110, p. 193-206.
- GRAS S. (1935). Statistique minéralogique du département de la Drome. *Trav. lab. géol. Fac. Sci. Grenoble*, 225 p.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, Washington, v. 235, p. 1156-1167.
- HEBERT & TOUCAS (1875). Description du bassin d'Uchaux. *Ann. Sci. géol.*, n° 6, p. 18-20.
- KILIAN W. & LEENHARDT F. (1887). Note sur le Crétacé inférieur du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. France*, (3), t. XVI, p. 54-56.
- MOULLADE M. (1966). Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse vocontienne". *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 15, 369 p.
- MUTTI E. (1985). Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In G.G. ZUFFA (ed.), Provenance of arenites. NATO ASI Series, *Reidel Pub. Co.*, p. 65-93.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1972). Le turbiditi dell' Appennino settentrionale : introduzione all' analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, II, p. 161-199.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1974). La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), n° 16, p. 577-582.
- NORMARK W.R. (1978). Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans : characters for recognition of sandy turbidite environments. *Bull. A.A.P.G.*, 62, pp. 912-931.
- NORMARK W.R., MUTTI E. & BOUMA A.H. (1984). Problems in turbidite research: A need for COMFAN. *Geo-Marine letters*, v. 3, n° 2-4, p. 53-56.
- PAILLERET P. (1984). Les nodules barytiques de l'Albien du Sud-Est de la France : un exemple de concentrations minérales en relation avec l'évolution diagénétique du sédiment. *Thèse 3^e cycle Lyon*, n° 1273, 236 p.
- PAQUIER V. (1900). Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. *Thèse Doct. Univ. Grenoble*, 402 p.
- RUBINO J.-L. (1981). Les grès albo-aptiens du bassin vocontien et de ses bordures. *Dipl. Etudes Approfondies Univ. Lyon*, 25 p. (inédit).
- RUBINO J.-L. & DELAMETTE M. (1985).- La sédimentation de plate-forme à l'Albien dans le Sud-Est. Influence du courant nord-téthysien. *Abstr. Ve congrès I.A.S. de Lerida*.
- VAIL P.R. et al. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *A.A.P.G. Mem.*, v. 26, p. 49-212.
- VAIL et al. (1987). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), n° 7, p. 1301-1321.
- WALKER R. (1978). Deep-water sandstones facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. A.A.P.G.*, v. 62, p. 932-966.

Séquences de dépôt et couches riches en matière organique (CRMO) dans les marnes bleues aptiennes et albiennes du bassin vocontien.

Jean-Gabriel BREHERET^(*) et Michel DELAMETTE^(**)

^(*) Faculté des Sciences de Tours, Laboratoire de Géologie, Parc de Grandmont, F-37200 TOURS.

^(**) Laboratoire de Géologie de l'Université, Péroilles, CH-1700 FRIBOURG.

Entre la fin de l'Aptien inférieur et le Cénomaniens inférieur, des sédiments fins argilo-carbonatés se déposent sur une épaisseur de 300 à 750 m dans la partie pélagique du bassin vocontien, constituant la formation des **marnes bleues**. Celle-ci apparaît sombre et homogène à l'affleurement du fait de la rareté des bancs calcaires et du faible contraste entre lithofaciès qui cependant offrent un caractère cyclique manifeste. Cette formation diffère ainsi de la série néocomienne aux classiques alternances bancs calcaires - interbancs marneux. Elle comporte plusieurs ensembles de couches riches en matière organique (C.R.M.O.) dont on s'attachera à décrire sommairement la lithologie et la position stratigraphique dans le paragraphe suivant. Nous esquisserons ensuite un schéma séquentiel où les CRMO seront considérées dans une logique des enchaînements sédimentaires.

1. Lithostratigraphie et C.R.M.O.

1.1. Ensembles lithologiques

Les principaux ensembles lithologiques qu'on peut reconnaître dans la formation des marnes bleues sont les suivants (fig. 1):

- * à la base de la formation, passage Aptien inférieur calcaire à Aptien inférieur argileux sombre incluant le niveau Goguel (CRMO = couches riches en matière organique) (1)
- * alternances marno-calcaires plus ou moins marquées (niveau blanc) incluant un doublet de bancs calcaires (repère) (sommet Aptien inférieur-base Aptien supérieur) (2)
- * ensemble presque uniformément marneux, sombre, incluant le niveau Fallot (CRMO) (Gargasien) (3)
- * marnes grises très homogènes (Gargasien) puis faisceau de discrètes alternances marno-calcaires, légèrement silteuses (base Clansayésien) (base 4)

* vire marneuse admettant quelques passées plus carbonatées (Clansayésien) (sommet 4)

* faisceau de bancs calcaires très fins (f. Fromaget) constituant un repère cartographique (Clansayésien) (5)

* intervalle de marnes claires admettant quelques bancs calcaires et à sa base le niveau Jacob (CRMO) (Clansayésien terminal) (6)

* argilites calcaires et marnes très sombres à nombreux horizons de laminites riches en M.O., incluant le niveau Paquier (CRMO) (Albien inférieur et moyen) (7, 8), passant à des

* marnes légèrement silteuses à intercalations plus calcaires, admettant quelques horizons laminés et comportant vers le sommet un faisceau de quelques bancs calcaires légèrement silteux (Albien moyen à base Albien supérieur) (9)

* marnes rythmées d'horizons plus calcaires (Albien supérieur) (10)

* marnes admettant des horizons plus calcaires et, vers la base, des horizons laminés incluant le niveau Breistroffer (sommet Albien supérieur et base Cénomaniens inférieur) (11).

1.2. Les couches riches en matière organique (CRMO) (fig. 1)

Les données concernant la matière organique ont été acquises en pyrolyse Rock-Eval au laboratoire de géochimie de l'I.F.P. Le principe et les applications de cette méthode sont évoqués dans les articles de Espitalié et al. (1977, 1985-1986).

Rappelons que les paramètres suivants peuvent être obtenus : carbone organique total (C.O.T.), quantité d'hydrocarbures libres, ainsi que quantité de composés hydrocarbonés (potentiel pétrolier) et oxygénés produits lors du craquage du kérogène, d'où l'on tire respectivement l'indice d'hydrogène (IH, en mg HC/g C.O.T.) et l'indice d'oxygène (IO, en mg CO₂/g C.O.T.). Les paramètres IH et IO permet

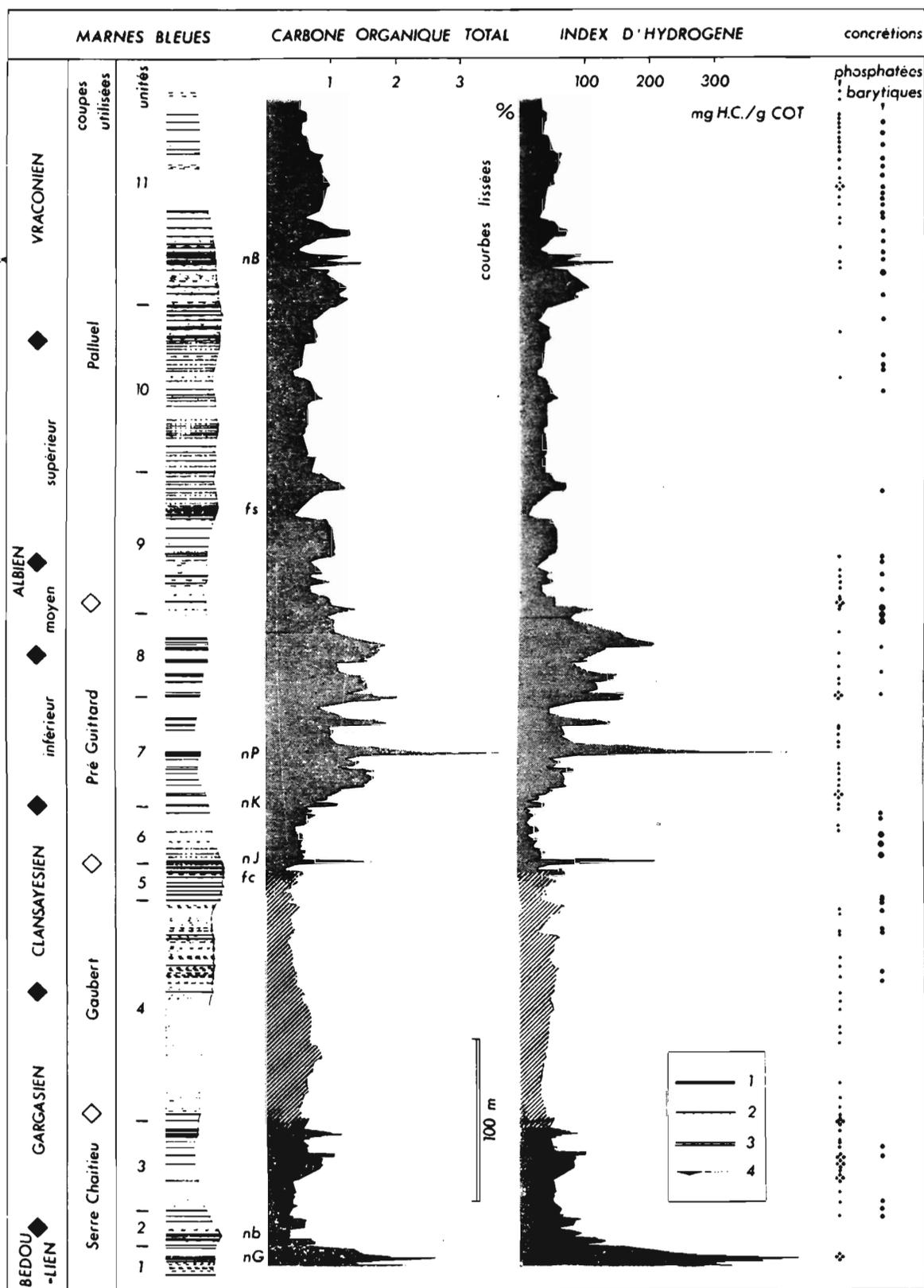


Fig. 1 - Coupe synthétique des marnes bleues de l'Aptien-Albien du bassin vocontien. Lithologie, teneur en C.O.T. (%), IH (mg H.C./g C.O.T.), horizons à nodules calcaréo-phosphatés et à nodules barytiques.

1: laminites, 2: marnes et argiles calcaires, 3: calcaires, 4: turbidites, nG: niveau Goguel, nb: niveau blanc, fc: "faisceau clansayésien, nJ: niveau Jacob, nK: niveau Kilian, nP: niveau Paquier. Hachures: forte diagenèse thermique.

tent de situer les échantillons sur des diagrammes de référence (du type van Krevelen), par rapport aux grands types de M.O. Les types I et II correspondent à du matériel aquatique, le type III souvent à du matériel continental ligneux, ainsi qu'aux types I et II oxydés. La température de pyrolyse (Tmax) est fonction de la maturation thermique subie par la M.O. in situ. Le caractère significatif des mesures effectuées sur les échantillons prélevés à l'affleurement est attesté par le résultat de comparaisons établies avec les données géochimiques acquises par Herbin (1984) sur un forage implanté dans les mêmes niveaux (Bréhéret et

A. - Le premier ensemble de CRMO (niveau Goguel), d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, se localise à la base des marnes bleues, au sommet de l'Aptien inférieur. Il est constitué de nombreuses passées centimétriques à pluricentimétriques de laminites sombres très fissiles, au caractère de schistes carton. Elles s'inscrivent dans une cyclicité dont la longueur d'onde est de l'ordre de quelques centimètres, mais sont groupés en petits faisceaux pluridécimétriques. De nombreuses turbidites millimétriques à centimétriques s'intercalent dans ces horizons. Beaucoup contiennent du matériel carbonaté de plate-forme, notamment vers la base de l'épisode où elles constituent des calciturbidites. Certaines sont très riches en spicules. Quelques unes remanient d'abondants phos

phoclastes.

De fortes teneurs en carbone organique total (C.O.T.) caractérisent les horizons laminés, généralement entre 2 et 4 %, avec une M.O. à nette dominante aquatique (IH entre 300 et 600). La phase calcaire, relativement pauvre (entre 10 et 20 %), est essentiellement fournie par les nannofossiles. Les foraminifères planctoniques sont rares et minuscules. Les radiolaires peuvent être fréquents. La macrofaune très pauvre est constituée d'ammonites et de débris de poissons.

B. - Après une passée claire, intensément bioturbée, enrichie en calcaire (niveau blanc) de l'ordre de la dizaine de mètres, un net assombrissement affecte les marnes (Gargasien). Une cyclicité subtile, pluridécimétrique, s'exprime alors sur une cinquantaine de mètres, grâce à la teinte plus ou moins foncée du sédiment qui demeure bioturbé. En quelques horizons cependant (niveau Fallot), la bioturbation s'estompe et une discrète lamination devient apparente. La roche présente alors un débit feuilleté. Les teneurs en C.O.T. atteignent 2 % dans ces horizons. La M.O. est d'origine mixte, aquatique et continentale (IH entre 170 et 230).

C. - Environ 2,50 m au-dessus du faisceau Froma

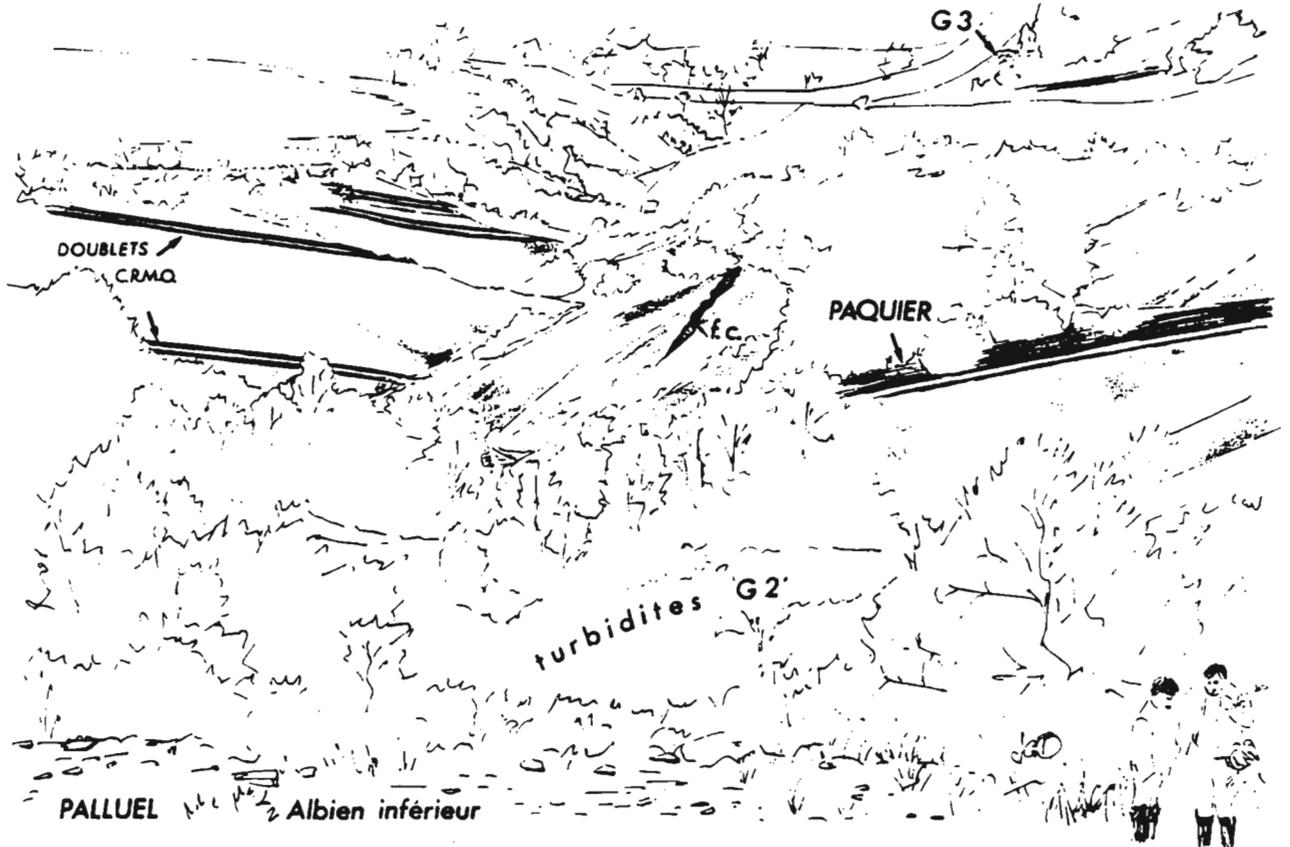


Fig. 2 - Palluel (synclinal de Rosans), Albien inférieur. Turbidites G2'; argilites et marnes intercalées de couches riches en M.O. (doublets); niveau Paquier; turbidites G3. (f.c. = filon clastique).

Vue prise sur la pente, en direction de la route départementale 994, située en contrebas au niveau de G3.

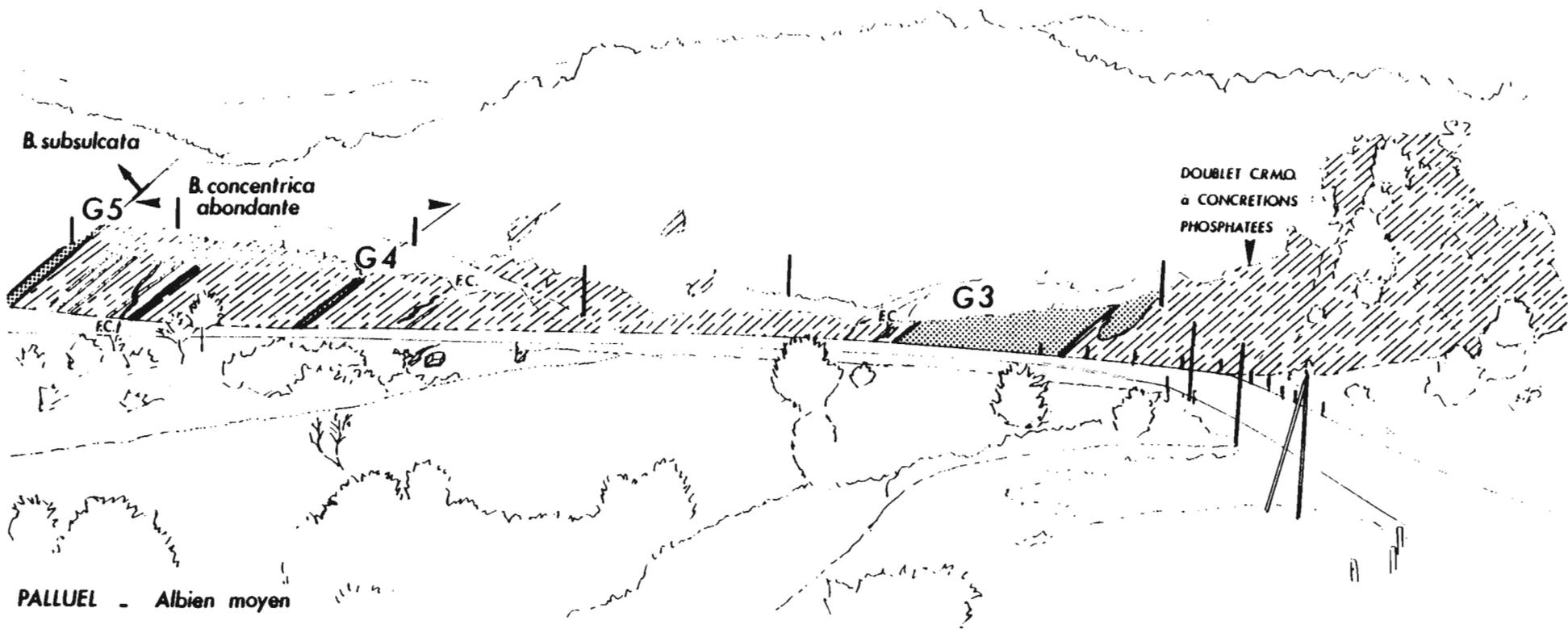


Fig. 3 - Palluel (synclinal de Rosans). Albien moyen. Doublet de C.R.M.O. à concrétions phosphatées. Turbidites G3, G4 et G5. Marnes légèrement silteuses à intercalations calcaires. F.C. = filons clastiques. Talus de la route départementale 994.



Fig. 4 - Palluel (synclinal de Rosans). Albien supérieur. Niveau "petite vérole" à terriers remplis de boue à foraminifères planctoniques. Marnes rythmées d'horizons plus calcaires. Niveau Breistroffer.
Vue sur la pente du Risou, côté sud de la route départementale 994.

get d'âge Clansayésien (qui constitue un repère dans les marnes bleues) débute une passée de quelque 2,50 m d'épaisseur formée de trois alternances de marnes sombres homogènes et de laminites riches en ammonites aux tests aragonitiques écrasés, comportant aussi quelques débris de poissons et des fragments de végétaux : le niveau Jacob (Bréhéret 1983). Dans ce niveau, le C.O.T. dépasse 2 %, la MO est d'origine mixte (IH à 200), les marnes encaissantes n'admettent qu'une MO résiduelle.

D. - A l'Albien inférieur et moyen, sur plus d'une centaine de mètres, se développent des argilites et des marnes très sombres à fréquentes CRMO. La série montre une cyclicité subtile, seulement discernable sur des affleurements privilégiés. Etant donné la couleur sombre, homogène du sédiment, la différence entre les lithofaciès ne réside souvent que dans l'anisotropie plus ou moins nette du matériel et la fissilité qui l'affecte, consécutive à l'altération de surface (fig. 2). Certains horizons pluri-décimétriques sont nettement laminés et apparaissent souvent en doublets et triplets espacés de plusieurs mètres, s'inscrivant dans la cyclicité. Au sein de cette unité, s'individualise une passée composite de schistes carton, enrichie en carbonate par rapport à l'encaissant, d'environ 1,50 m d'épaisseur, le niveau Paquier (Bréhéret 1983). Sa richesse en ammonites aux tests aragonitiques écrasés, avec notamment le marqueur de l'Albien basal, *Leymeriella tardefurcata*, en fait un horizon-repère dans le bassin vocontien, ainsi que dans le domaine de la mer alpine (Bréhéret 1985). Mis à part ce niveau, la macrofaune apparaît rare.

La préservation de la MO est assez bonne tout au long de cette unité. Le C.O.T. moyen est voisin de 1 %. Les

horizons laminés, fissiles, présentent des teneurs supérieures à 2 %, voire à 4 %. Les IH, encore modestes pour les marnes homogènes, dépassent souvent 200 pour les passées laminées, soulignant la présence d'une phase marine, ce que vérifient les données de palynofaciès.

Le niveau Paquier présente pour sa part un COT moyen de 2,7 % ; les valeurs les plus fortes étant de 6 %. L'IH moyen est de 350 et atteint parfois 600. La MO a donc une nette composante marine.

Les marnes deviennent légèrement plus carbonatées lorsqu'on remonte la série. Un certain nombre d'horizons livrent une faune d'inocérames, de pectinacées, de débris de poissons. Des concrétions phosphatées se rencontrent à plusieurs reprises dans les CRMO.

A l'Albien moyen, les marnes, admettant quelques horizons plus calcaires, se chargent en silts, la fréquence des CRMO diminue (fig. 3). Leur contenu faunique est parfois riche (Inocérames, Ammonites). Ce type de sédimentation se termine après un faisceau d'alternances calcaires légèrement silteuses (fig. 4 et 5) dans l'Albien supérieur (zone à *Inflatum*).

Le COT est de l'ordre de 0,5 % dans les marnes bioturbées, il s'élève à 1 %, voire à 2 % dans les horizons fissiles. Il s'abaisse à des valeurs voisines de 0,1 % dans les passées calcaréo-silteuses. Sauf deux exceptions, l'IH demeure en deçà de 50. La MO conservée dans les laminites serait à dominante continentale.

E. - Au-dessus d'une unité à fréquentes intercalations calcaires, un ensemble de marnes assez homogènes caractérisent le sommet de l'Albien supérieur ("Vraconien") et le Cénomaniens basal (fig. 4, 5). Dans la partie inférieure de cet ensemble, on rencontre un groupe d'ho-

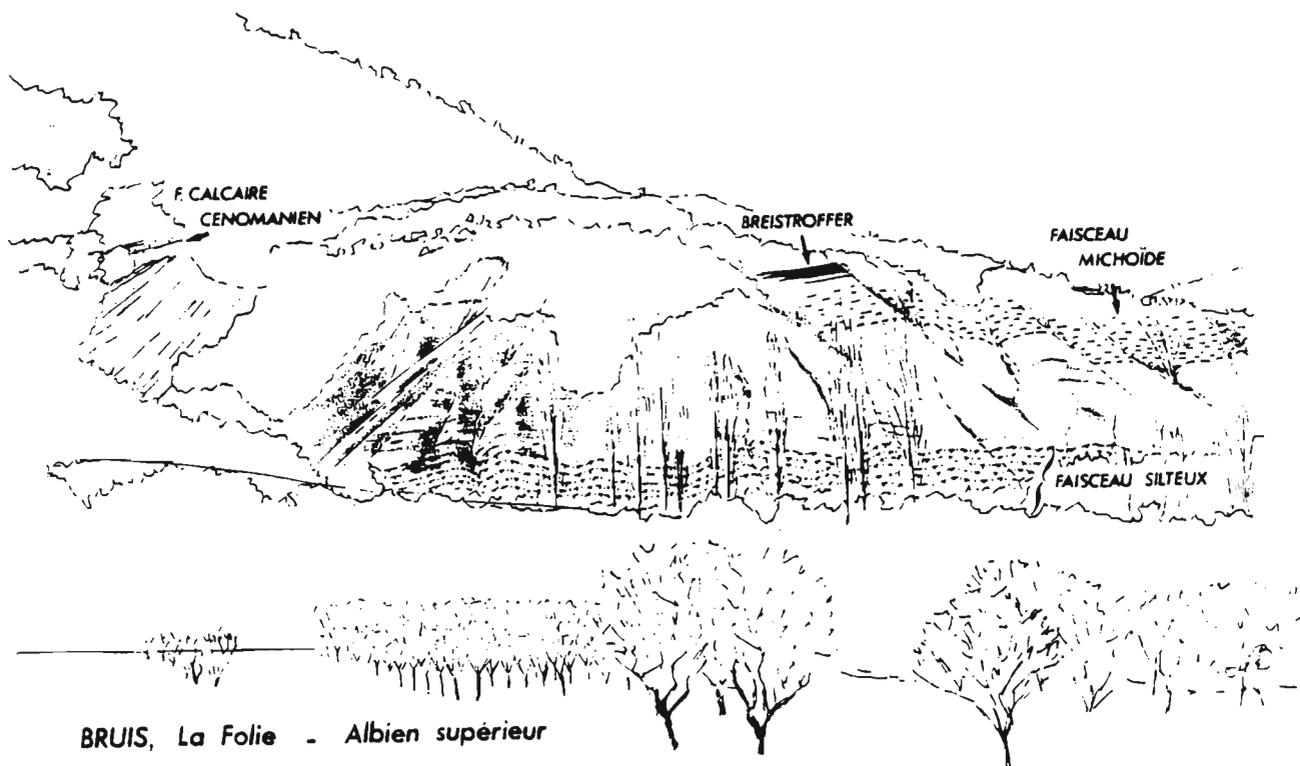


Fig. 5 - Bruis, La Folie. Albien supérieur. Faisceau calcaréo-silteux ; marnes rythmées d'horizons plus calcaires ; "Faisceau micholide" ; niveau Breistroffer ; marnes homogènes ; faisceau calcaire cénomaniens. Vue prise depuis la route départementale 26, en direction du Sud.

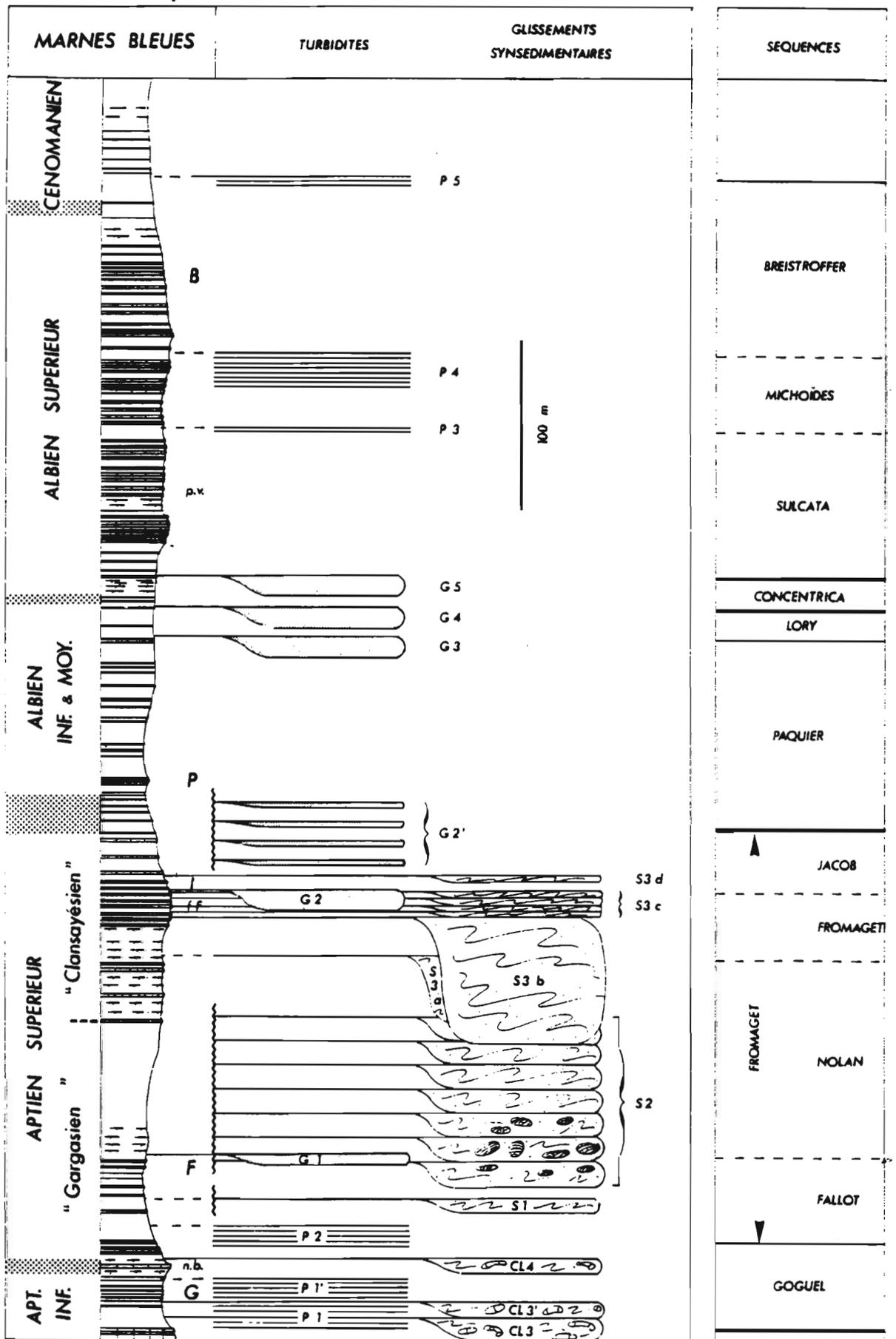


Fig. 6 - Coupe synthétique des marnes bleues de l'Aptien-Albien du bassin vocontien. Position des résédiments. Interprétation séquentielle. Turbidites : G = corps gréseux massifs ; P = plaquettes gréseuses. Glissements synsédimentaires : CL = coulées boueuses ; S = slumps.

rizons laminés très fissiles, le niveau Breistroffer. Une belle faune d'ammonites aux tests aragonitiques écrasés les caractérisent, ce qui est notamment le cas pour un triplet particulièrement marqué.

Alors que les marnes de l'encaissant offrent un COT moyen voisin de 0,5 %, les laminites ont des teneurs comprises entre 1 et 2 %. Les valeurs s'abaissent à peu près régulièrement vers le sommet. Les IH sont importants (>100) uniquement à la base de l'intervalle, soulignant la présence de MO marine.

2. Position séquentielle des C.R.M.O. (fig. 6).

Etant donné les caractéristiques du milieu pélagique, il s'ensuit une certaine homogénéité des faciès dont les changements traduisent une réponse de ce milieu pélagique (production planctonique et benthique, décantation des détritiques fins, chimisme des eaux, empreintes diagénétiques) aux variations de l'environnement, elles-mêmes engendrées pour une bonne part par les fluctuations relatives du niveau marin. Par comparaison avec la plate-forme, seules les variations de grande amplitude sont enregistrées de façon non équivoque. En revanche, si les télescopages de discontinuités caractérisent la plate-forme - plusieurs cycles peuvent ainsi disparaître du fait des érosions, conférant un caractère lacunaire aux dépôts - l'enregistrement sédimentaire revêt une certaine continuité en domaine bassin.

2.1. - L'interprétation séquentielle de la série des marnes bleues repose sur plusieurs types d'éléments, et s'appuie sur les données essentielles de la biostratigraphie.

A. - Disposition des principaux appareils turbiditiques, et des principaux glissements synsédimentaires (coulées, slumps) qui peuvent être interprétés comme une conséquence de l'abaissement relatif du niveau marin (cf. Vail et al. 1987). La nature (et l'abondance) des résédiments est naturellement guidée par le type de plate-forme édifiée et le stock de matériel disponible. A cet égard, on peut souligner la différence entre l'Aptien supérieur (jusqu'au sommet du faisceau Fromaget) caractérisé par la grande extension des glissements synsédimentaires, alors que les turbidites sont subsidiaires, et l'intervalle Clansayésien terminal - Albien en totalité où les glissements synsédimentaires sont pratiquement inexistantes, cependant qu'à diverses reprises se disposent des turbidites parfois épaisses.

B. - Les ensembles marneux à passées calcaires, chargés d'une notable phase silteuse offrant un cachet hémipélagique plus ou moins net, peuvent être interprétés comme résultant d'une pollution détritique (quartz silteux, bioclastes) des vases argilo-carbonatées du bassin. Ils peuvent être rapportés à des prismes de bas niveau marin.

C. - Les changements de faciès traduisent des ruptures dans les conditions de sédimentation. Ils consti-

tuent la résultante complexe de modifications dans les apports détritiques continentaux, argiles, silts et bioclastes divers, dans les conditions de production des organismes planctoniques et benthiques, dans les conditions d'oxydo-réduction au niveau du fond... Ils permettent le découpage de la série en unités lithostratigraphiques et peuvent être pris en compte dans l'interprétation séquentielle.

D. - Les lacunes de sédimentation nous instruisent de périodes d'érosion ou de non dépôt consécutifs à des abaissements relatifs du niveau marin. Des témoignages de tels événements sont mis en évidence dans la série ; ils sont d'autant mieux exprimés que l'on s'achemine vers les bordures.

E. - Les intervalles condensés, définis par Vail et al., 1987 et Loutit, Hardenbol et Vail (sous presse) comme des sédiments déposés durant une période d'élévation maximum du niveau marin, sont caractérisés par des dépôts généralement peu épais, souvent riches en minéraux authigènes tels que glauconie et phosphate (+ smectite), ainsi que parfois en matière organique, et par ailleurs par une abondante faune (ibid.) et les traces d'une intense bioturbation. Ils peuvent éventuellement se traduire par des fonds durcis.

Compte-tenu de l'interprétation des éléments d'analyse évoqués ci-dessus, les séquences suivantes sont proposées (tableau 1) (on remarquera que pour chacun des critères considérés, une hiérarchie paraît bien exister, ceci entraîne des différences dans l'importance qu'on peut leur attribuer dans l'interprétation séquentielle).

2.2. - Compte tenu de cette interprétation séquentielle, on peut s'attacher à considérer la position des CRMO, et particulièrement des niveaux repères.

Trois niveaux sont situés vers la base de séquences : Goguel, Paquier et Breistroffer. Ils pourraient ainsi traduire des périodes d'importante élévation relative du niveau marin et correspondre à des niveaux condensés. Soulignons le fait que ces événements ne sont pas seulement enregistrés dans le bassin vocontien, on en retrouve en effet les traces dans d'autres régions de l'aire téthysienne occidentale. Par ailleurs, ils sont mis en corrélation avec des niveaux condensés à phosphorites et/ou glauconie sur les plates-formes adjacentes (Delamette 1986, Bréhéret et Delamette sous presse).

Le niveau Jacob se placerait vers la base de la séquence Jacob. Un écho de cet événement se retrouve aussi sous forme d'un niveau condensé à phosphates sur la plate-forme helvétique (Delamette 1986).

Les CRMO qui jalonnent l'Albien inférieur et moyen pourraient représenter les témoignages de séquences d'ordre inférieur (paraséquences) dans le contexte d'une élévation relative du niveau marin. En ce sens, les simples horizons, les doublets et triplets seraient de modestes intervalles condensés à l'échelle de ces paraséquences. Une telle interprétation pourrait être formulée pour les CRMO du niveau Fallot dont la position séquentielle apparaît moins claire.

Zones d'ammonites	CRMO repères	horizons repères	turbidites slumps coulées	séquences proposées
			P 5	-----
<i>Dispar</i>	Breistroffer		P 4	-----
			P 3	-----
<i>Inflatum</i>		Petite vérole	G 5	-----
			G 4	-----
<i>Lautus - Loricatus</i>				-----
				5 - séq. Lory
<i>Dentatus</i>			G 3	-----
<i>Mammillatum</i>				-----
				4 - séq. Paquier
<i>Tardofurcata</i>	Paquier		G 2'	-----
<i>Jacobi</i>	Jacob		G 2	S 3 c ----- S 3 b 3 - séq. Fromaget S 3 a -----

<i>Nutfieldensis</i>			G 1	-----
	Fallot			S 2 -----
				S 1 2 - séq. Fallot
<i>Martinioides</i>				-----
_____?_?_		Niv. noir Niv. blanc	P 2	-----
				Cl 4 -----
<i>Bowerbanki</i>	Goguel		P 1'	-----
			P 1	Cl 3' 1 - séq. Goguel Cl 3 -----

Tableau 1 - Les différentes séquences de dépôt distinguées dans les marnes bleues.

Références citées

- BREHERET J.-G. (1985). Indice d'un événement anoxique étendu à la Téthys alpine à l'Albien inférieur (événement Paquier). *C.R. Acad. Sc. Paris*, II, t. 300, n° 8, p. 355-358.
- BREHERET J.-G. (1988). Episodes de sédimentation riche en matière organique dans les marnes bleues d'âge aptien et albien de la partie pélagique du bassin vocontien. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, n° 2, p. 349-356.
- BREHERET J.-G. & DELAMETTE M. (sous presse). Correlations between mid-Cretaceous Vocontian black shales and Helvetic phosphorites in the Western External Alps.
- BREHERET J.-G. & HERBIN J.-P. (1987). Matière organique : validité des données d'affleurement montrée sur un exemple crétacé moyen dans le bassin vocontien (S-E de la France) ; corrélations entre données de surface et de forage. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, t. 305, p. 199-202.
- DELAMETTE M. (1986). L'évolution du domaine helvétique, entre Bauges et Morcles, de l'Aptien supérieur au Turonien : séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suissees). *Thèse Doct. Sci. Terre Univ. Genève*, n° 2237 ; Publ. Départ. Géol. Paléont. Univ. Genève, n° 5, 1988, 318 p.
- ESPITALIE J., DEROO G. & MARQUIS F. (1985-1986). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. I.F.P.*, Paris, v. 40, n° 5, p. 563-579 ; v. 40, n° 6, p. 755-784 et v. 41, n° 1, p. 73-89.
- ESPITALIE J. et al (1977). Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. I.F.P.*, Paris, v. 32, n° 1, p. 23-42.
- HERBIN J.-P. (1984). Etude de la matière organique dans les séries d'âge gargasien supérieur du sondage de Vergons. *Rapport interne I.F.P.*, n°26086, 12 p., (inédit)
- LOUTIT T.S., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (sous presse). Condensed sections : the key to age dating and correlation of continental margin sequences. *S.E.P.M. spec. publ.*
- VAIL P.R. et al (1987). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n° 7, p. 1301-1321.

La série cénomano-turonienne en fosse vocontienne orientale et la signification du black shale "Thomel".

Jean-Pierre CRUMIERE^(*)

^(*) Université de Lyon, Centre des Sciences de la Terre, 43, Bd du 11 novembre, F-69622 VILLEURBANNE Cedex.

1. Cadre géologique.

Les sédiments argileux cénomaniens constituent la partie sommitale de la "formation des marnes bleues" (Bréhéret, ce volume). En fait, le passage Vraconien-Cénomaniens se réalise sans rupture sédimentaire discernable au-dessus des dernières laminites du niveau Breistroffer (fig. 1). Progressivement cette série de marnes sombres s'enrichit de façon cyclique en carbonates et silts. Le Cénomaniens est donc un étage charnière durant lequel se dépose une succession de faisceaux décimétriques d'alternances calcaire-marne, assurant la transition vers la série très carbonatée du Turonien et du Crétacé supérieur sus-jacente.

C'est précisément près du passage Cénomaniens-Turonien que se situent les derniers horizons laminés, riches en matière organique (MO), de la série du Crétacé moyen des chaînes subalpines méridionales (Bréhéret & Crumière, sous presse) (fig. 1). Au sein de la monotone série d'alternances calcaire-marne très bioturbées, ce niveau sombre de *black shales* : le niveau Thomel (Crumière, sous presse) constitue un précieux repère litho- et chronostratigraphique régional d'une dizaine de mètres d'épaisseur (photo 1). Il est constitué d'horizons laminés et fissiles alternant avec des marnes plus homogènes. Il est bien préservé dans la partie orientale du bassin vocontien à l'approche de l'arc structural de Castellane et des nappes alpines internes. Selon les sites, l'ensemble présente une cyclicité plus ou moins altérée par des hiatus et des glissements sédimentaires (photo 2).

Dans le domaine occidental, ce niveau, moins bien préservé (50 cm cumulés), n'est connu que dans la partie axiale du bassin; En effet, lorsque l'on s'éloigne du centre du bassin en direction de la plate-forme occidentale, la série gréseuse progradante du Turonien inférieur ravine des sédiments de plus en plus anciens, datés du Cénomaniens supérieur au Barrémien (Ferry et al., sous presse) (fig. 2).

Cette synthèse sédimentologique et paléogéographique va déterminer notre choix pour la partie orientale du

bassin (fig. 3), où le niveau Thomel constitue un événement remarquable dans la sédimentation de la matière organique.

2. L'événement de la sédimentation organique.

La première caractéristique de ce niveau est de marquer une importante rupture dans la sédimentation, soulignée par une brutale augmentation des teneurs en carbone organique du sédiment (fig. 1 & 4). La pyrolyse programmée de roches totales - méthode Rock-Eval - (Espitalié et al. 1977) montre que les horizons laminés sont riches en MO (COT supérieur à 1%) d'origine marine (forts IH supérieurs à 200 mg HC/g COT), peu altérée lors du dépôt (faibles IO inférieurs à 40 mg CO₂/g COT) (fig. 5 & 6).

Cet épisode, daté du sommet du Cénomaniens supérieur (zone à *W. archaeocretacea*, fig. 8), est interprété comme étant l'enregistrement sédimentaire de bassin de la période de bas niveau marin d'une oscillation eustatique majeure (Crumière, sous presse). Il est mis en corrélation avec l'événement anoxique global de la limite Cénomaniens - Turonien (fig. 9), déjà mis en évidence en de nombreux sites téthysiens et atlantiques où il a été dénommé CTOAE ("Cenomanian - Turonian Oceanic Anoxic Event") (Schlanger & Jenkyns 1976, Schlanger et al. 1987, Arthur et al. 1987), CTBE ("Cenomanian - Turonian Boundary Event") (Herbin et al. 1983, Kuhnt et al. 1986), Événement E2 (Müller et al. 1983), Horizon Bahloul (Burolet et al. 1978), Livello Bonarelli (*in* Jenkyns 1980), CTBSH ("Cenomanian-Turonian Black Shale Horizon") (de Graicansky et al. 1984), "Black band" dans les bassins anglo-germaniques. Il apparaît au sein d'un contexte globalement transgressif (Vail et al. 1977) et accompagné d'une hausse importante de la température (Kemper 1987).

Cette coïncidence entre épisode anoxique et période transgressive a déjà été soulignée par de nombreux auteurs (*in* Schlanger et al. 1987). Les différents modèles présentés pour tenter d'expliquer ces anomalies de pro-

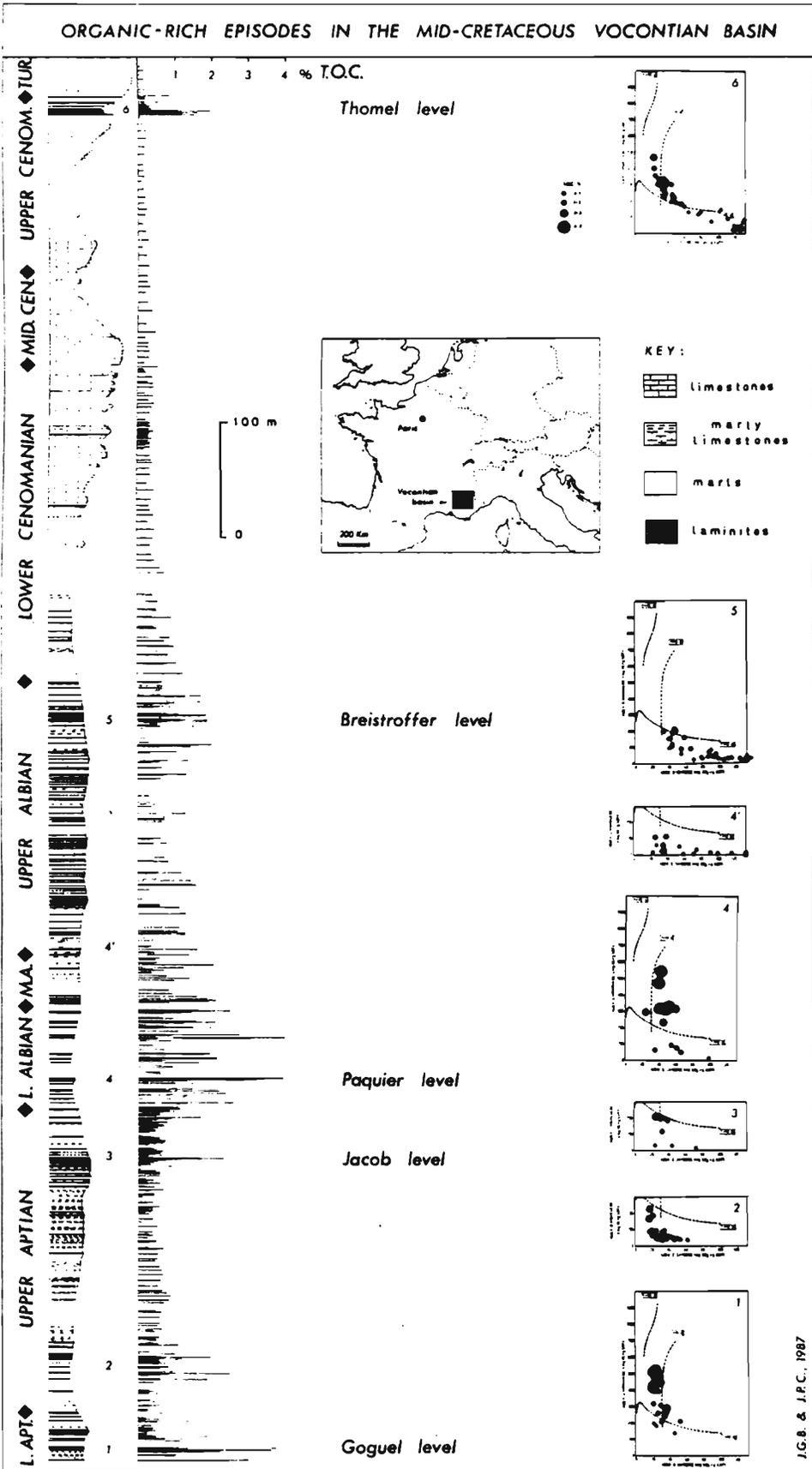


Fig. 1 - Niveaux riches en matière organique dans le Crétacé moyen du bassin vocontien. (d'après Bréhéret & Crumière, sous presse)

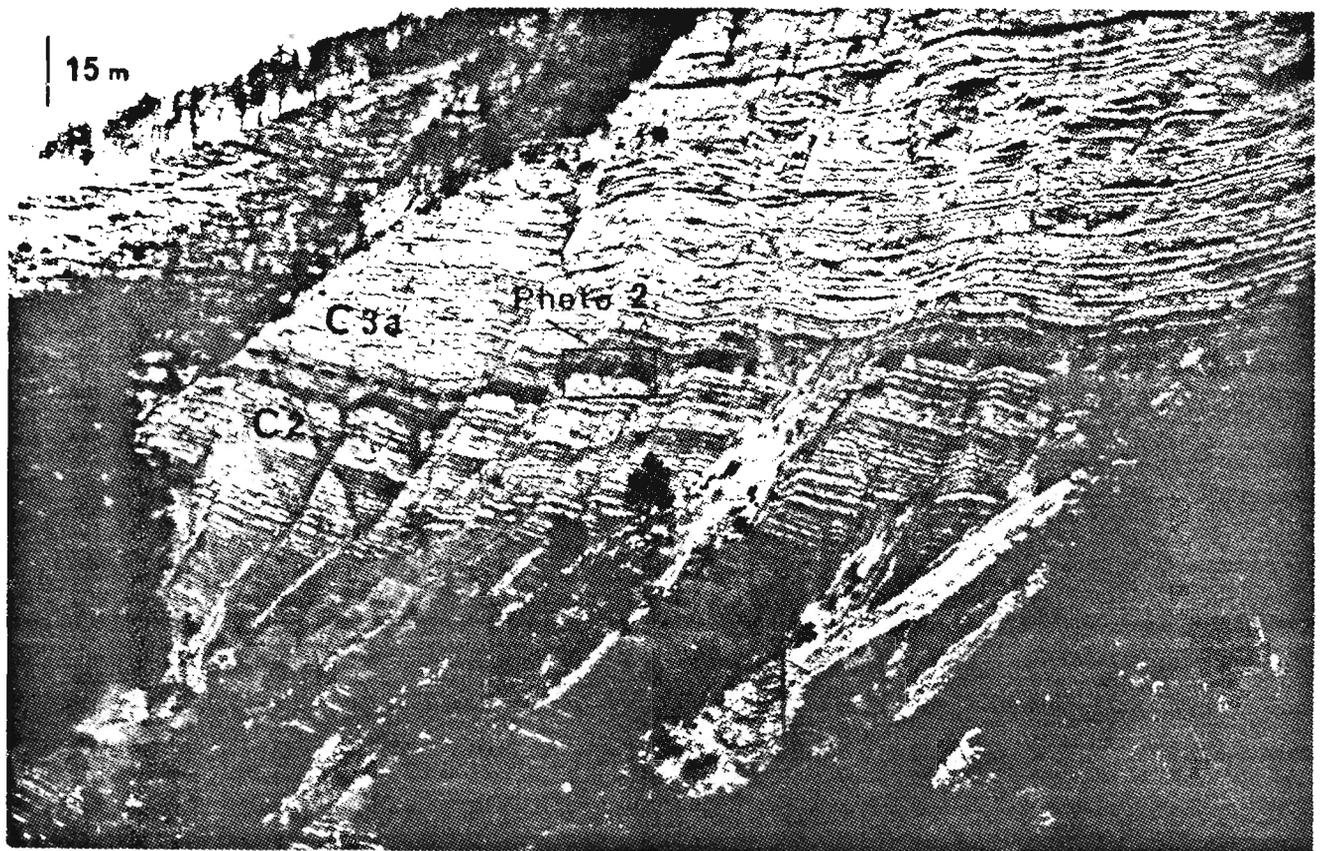


Photo 1. - Cénomaniens supérieur & Turonien inférieur à Vergons
Le niveau Thomel : repère régional



Photo 2. - Le niveau Thomel : roche-mère potentielle
a - hiatus ; b - horizons laminés ; c - laminites glissées

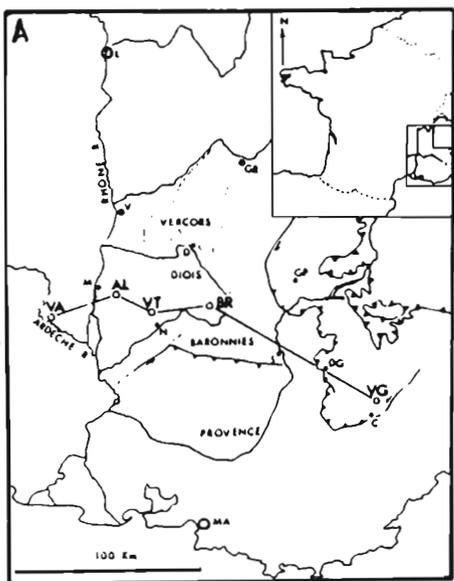
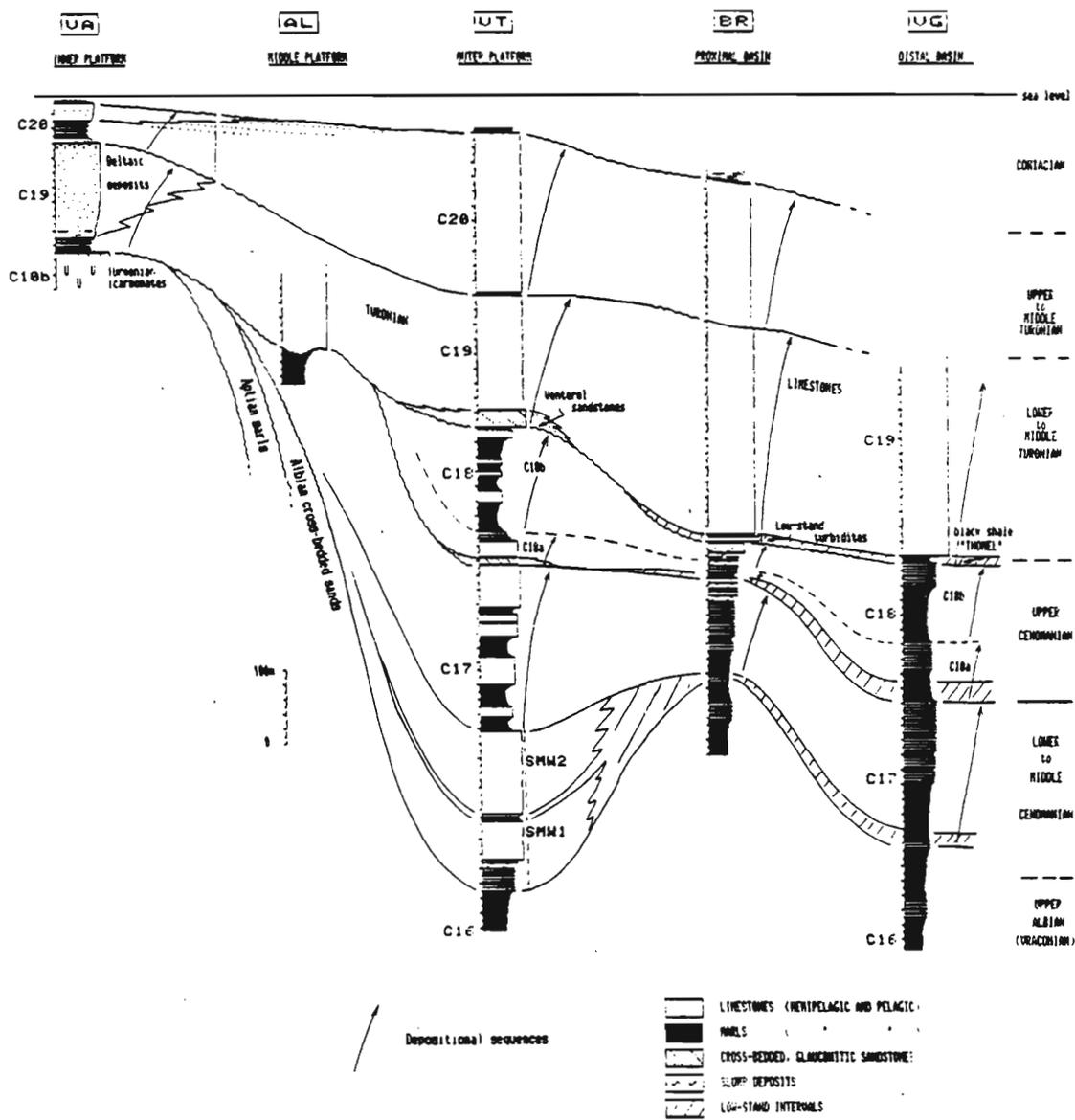


Fig. 2 - Troncature des dépôts antérieurs par les dépôts turoniens transgressifs sur la bordure occidentale du bassin vocontien. A : carte de situation. (d'après Ferry, Rubino & Crumière, sous presse)



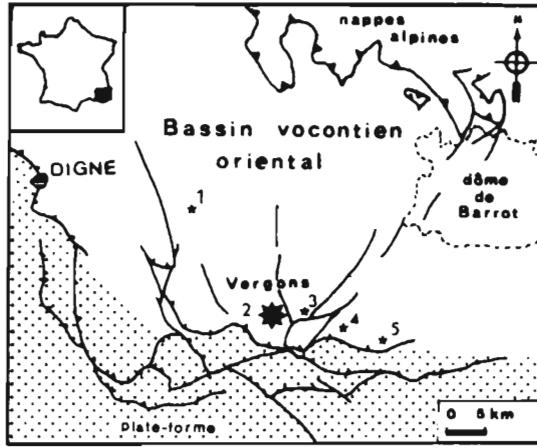


Fig. 3 - Carte structurale et position des sites de référence (*) dans leur contexte paléogéographique céno-manien. (1) Lambruisse ; (2) Vergons ; (3) Iscle ; (4) Ubraye ; (5) Montblanc.

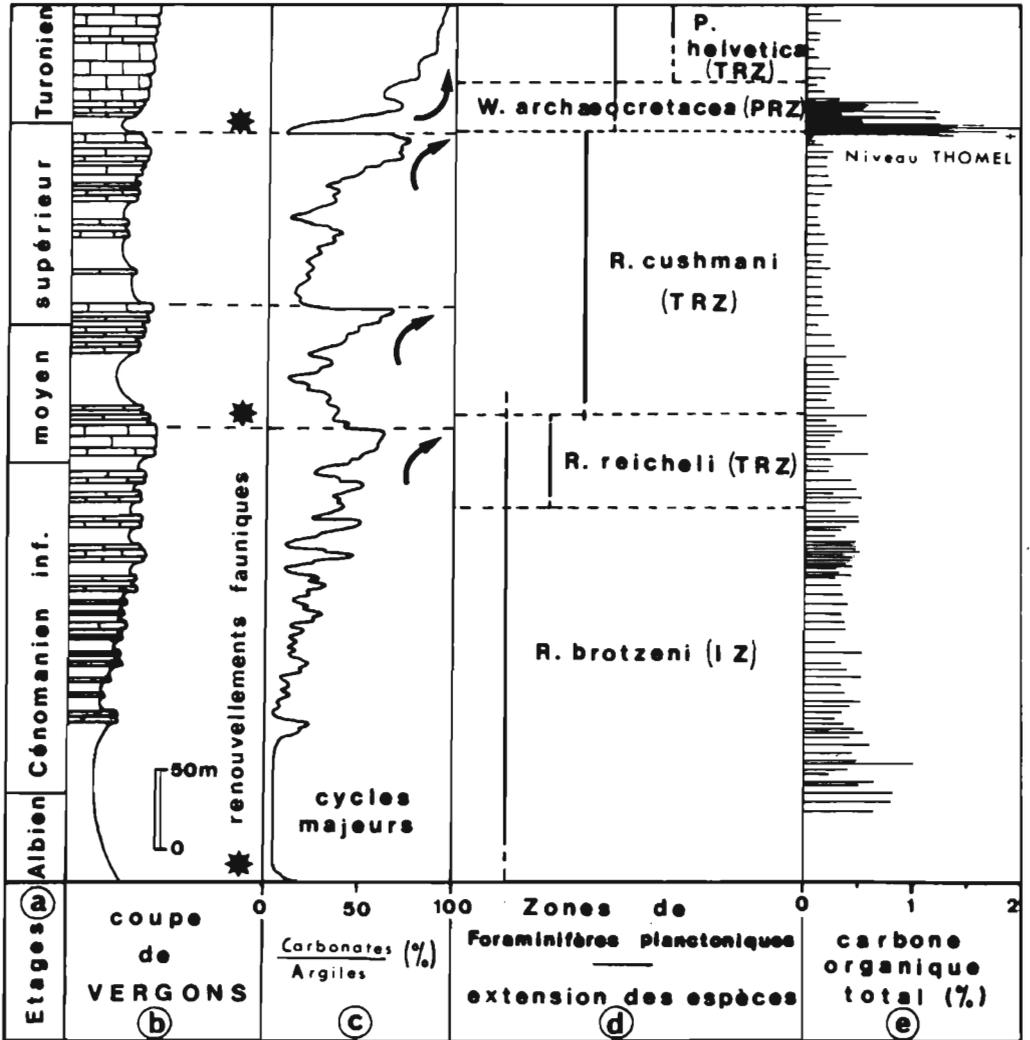


Fig. 4 - Caractéristiques lithologiques, paléontologiques et géochimiques de la série céno-manienne et turonienne de Vergons.

Diagramme IO-IH

Fig. 5 - Diagramme IO/IH, caractérisation du niveau Thomel.

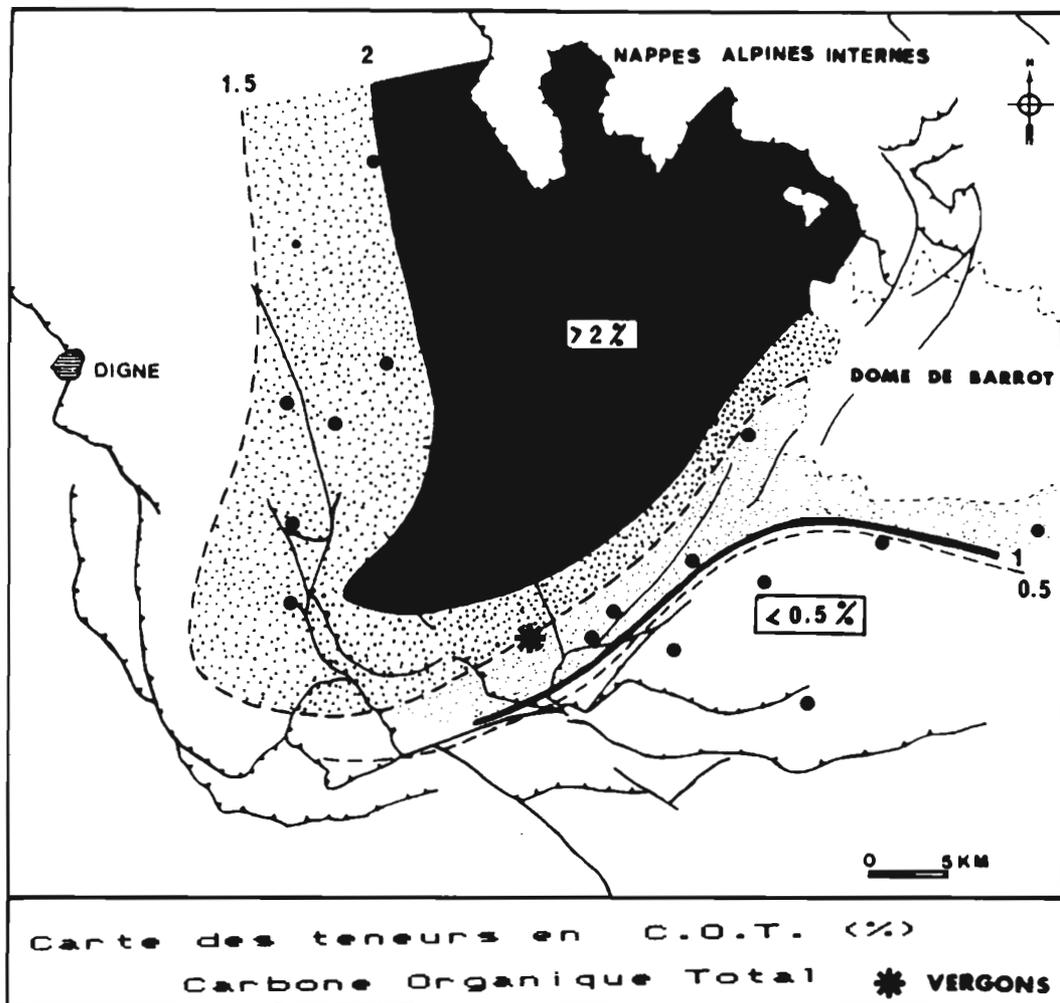
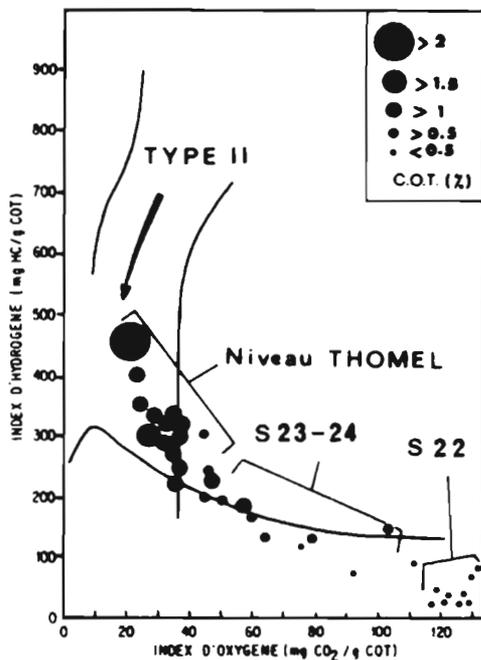


Fig. 6 - Courbes d'iso-COT (%), localisation des sites d'échantillonnage (o).

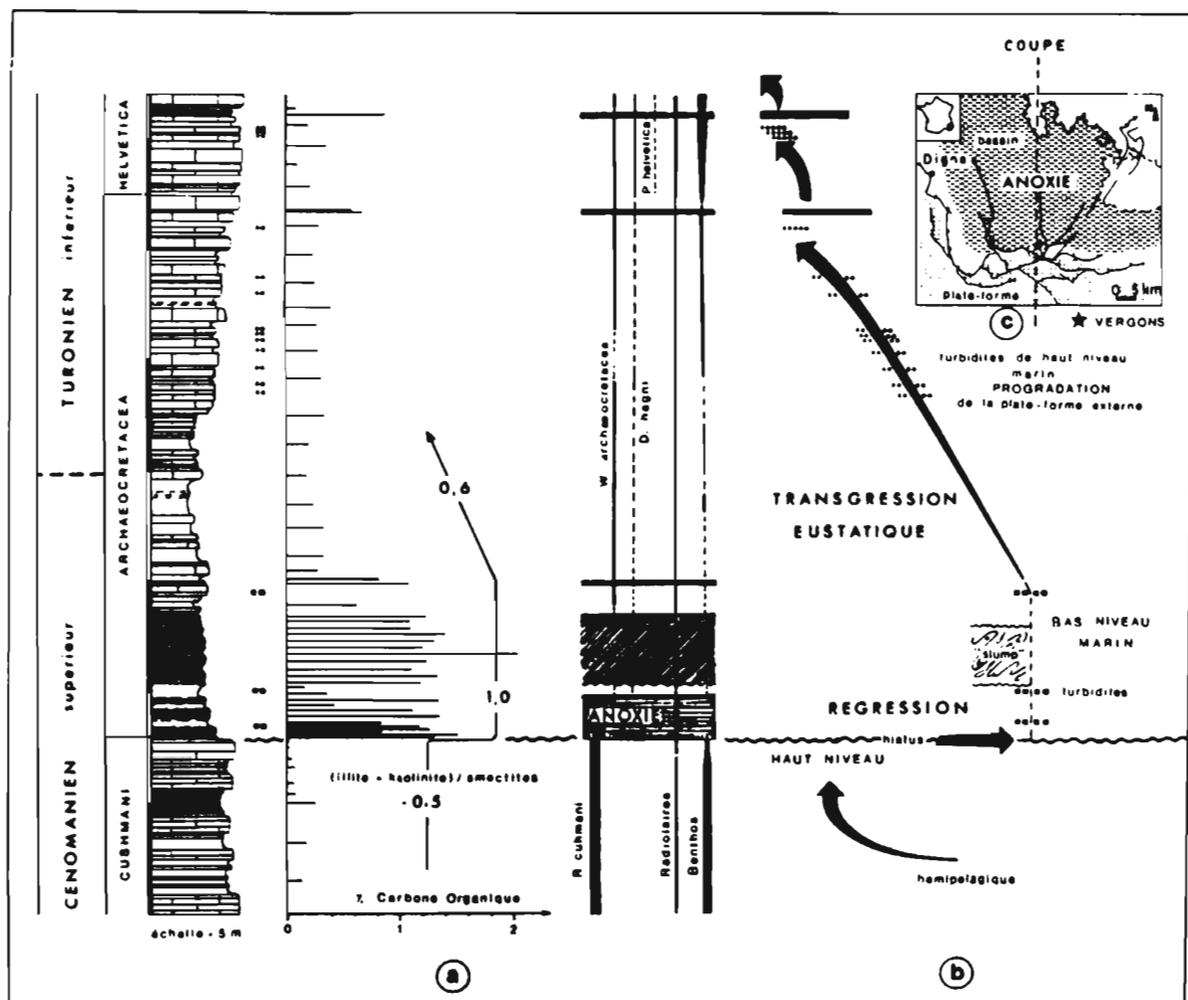


Fig. 7 - Coupe de Vergons : (a) caractéristiques lithologiques, minéralogiques, faunistiques et géochimiques ; (b) modèle dynamique de la sédimentation ; (c) extension géographique du corps d'eau anoxique.

duction et de préservation de la MO d'origine marine mettent en jeu des contrôles paléocéanographiques globaux de la sédimentation et de la productivité planctonique des eaux de surface.

Il semble que cette apparente simultanéité entre ces deux événements importants, enregistrés soit dans les bassins (crise anoxique), soit sur les plate-formes (transgression), ait conduit ces auteurs à les estimer contemporains. Mais rien ne le prouve encore avec certitude. En effet, un problème d'échelle d'observation se pose, à la fois lié au pouvoir de résolution des échelles biostratigraphiques utilisées et dû à la difficulté de corréler ces échelles entre elles depuis les plate-formes jusqu'aux bassins.

Des corrélations lithostratigraphiques établies entre les séries du bassin vocontien et de ses bordures au Crétacé moyen (fig. 2 & 10) mettent en évidence une baisse importante du niveau marin d'origine eustatique à la fin du Cénomaniens (Ferry et al., sous presse). Le dépôt du niveau Thomel serait alors contemporain de cette chute du

niveau des océans et semblerait correspondre, dans le bassin, à l'enregistrement sédimentaire de la période de plus bas niveau marin.

3. Sédimentation et eustatisme.

Un modèle de la dynamique sédimentaire, supposant des fluctuations importantes du niveau des océans, est proposé (fig. 7 & 11) :

(1) *Période de haut niveau marin* (Cénomaniens supérieur : zone à R. cushmani) : les sédiments hémipélagiques témoignent du comblement progressif du bassin par augmentation de l'alimentation en boue de péri-plate-forme, smectites et carbonate planctonique (fig. 11a) :

(2) *Régression eustatique* (Cénomaniens supérieur : zone à R. cushmani terminale) : période de ralentissement

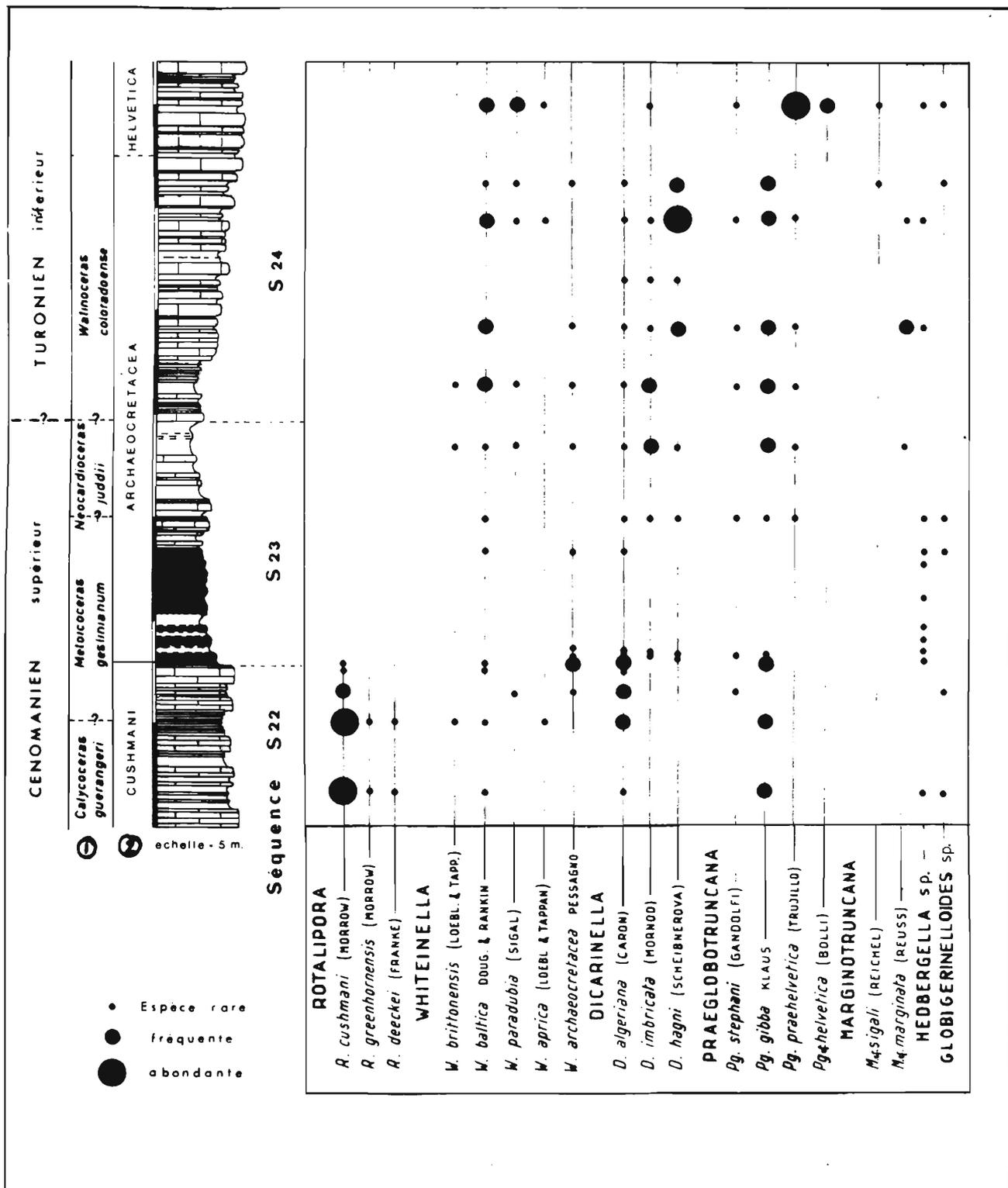


Fig. 8 - Coupe de Vergons : lithologie, biostratigraphie, distribution des foraminifères planctoniques. Correspondances présumées entre zones d'ammonites (1) et zones de foraminifères planctoniques (2).

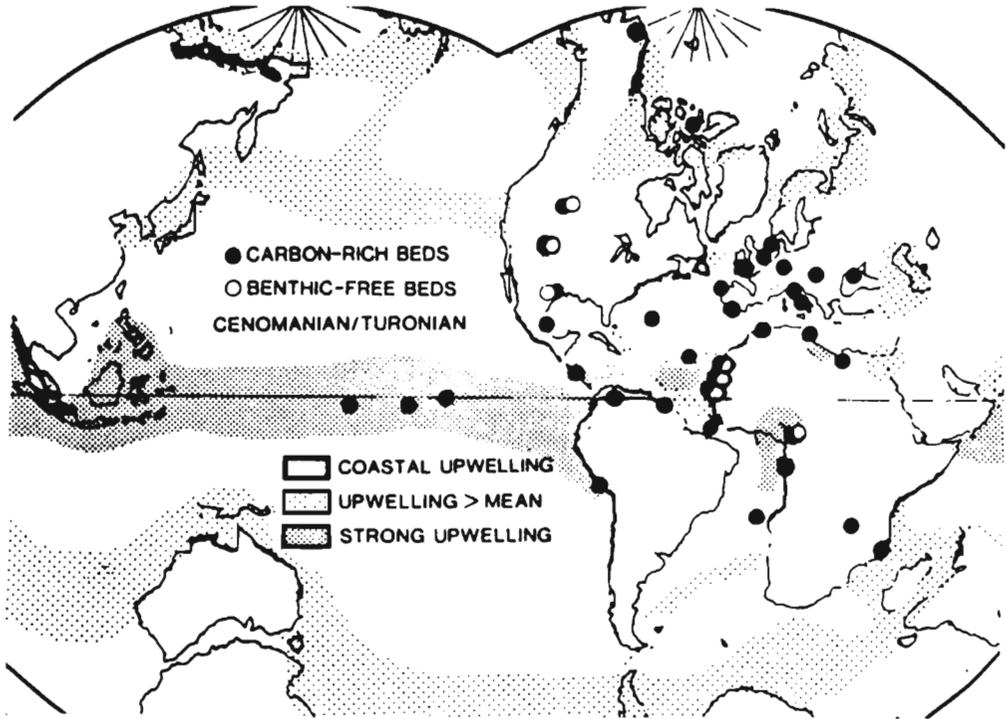


Fig. 9 - Zones prévisibles d'upwellings pour le Crétacé moyen. (d'après Arthur et al.)

de la sédimentation matérialisé par un hiatus dans l'enregistrement sédimentaire ;

(3) *Période de bas niveau marin - stagnation* (black shale du Cénomaniens supérieur : base de la zone à *W. archaeocretacea*) : le niveau de base du système d'érosion continentale ayant baissé, la sédimentation terrigène reprend (illite et kaolinite (fig. 7a), quartz) mais timidement. Cette crise dans l'alimentation du bassin serait due à une plus large exposition des plates-formes carbonatées (qui sont alors les principales aires de sédimentation) et à la chute brutale de la production carbonatée des eaux de surface (carence en nutriments). Un ralentissement des circulations océaniques favoriserait la mise en place d'un système de stratification stable des eaux. L'oxygène n'étant plus renouvelé par les courants de fond, l'anoxie se généralise (fig. 11b). A partir de cette période, d'importants glissements remaniant les sédiments précédemment élaborés (fig. 10) matérialisent une phase d'instabilité de la marge (fig. 11b & 11c) ;

(4) *Transgression eustatique* (Cénomaniens terminal et Turonien basal) : les circulations océaniques s'intensifient, la zone à minimum d'oxygène dissous s'atténue, les nutriments affluent dans le bassin (fig. 12c), la production carbonatée planctonique puis benthique reprend progressivement (fig. 8a).

(5) *Période de haut niveau marin* (Turonien inférieur et moyen) : la progradation des sédiments sur la plate-forme (fig. 12c) est ici enregistrée par une brutale alimentation du bassin en éléments terrigènes (smectites, turbidites silteuses et sédiments grésoglaucieux) (fig. 8b & 11).

4. Discussion.

Les parts respectives de l'eustatisme s. str. et de la dynamique régionale restent à préciser : une phase de structuration de la marge, contemporaine de la période de dépôt des laminites, aurait déclenché une série de glissements des dépôts cénomaniens en direction du bassin, mais aurait aussi favorisé le piègeage des apports continentaux lors de la période de basses eaux dans d'étroits secteurs subsidents en bordure de la plate-forme. Cette perturbation géodynamique régionale aurait ainsi intensifié les effets de crise dans l'alimentation du bassin, enregistrés dans le niveau Thomel. La montée rapide du niveau marin aurait permis une mobilisation presque instantanée de ces sédiments détritiques dans le bassin.

Le niveau Thomel est donc interprété comme la réponse sédimentaire régionale d'un événement anoxique global ayant pour origine une chute importante du niveau marin. La proposition d'un tel modèle (totalement opposé à l'idée souvent avancée de simultanéité entre anoxie dans le bassin et vitesse maximale de transgression sur les plate-formes) est essentiellement fondé sur l'interprétation de l'enregistrement sédimentaire de dépôts corrélés cycle à cycle, banc à banc dans le bassin et à l'approche de ses bordures. Un pas important reste à franchir : la corrélation fine entre séries de bassin et de plate-forme, qui se heurte au délicat problème biostratigraphique déjà évoqué, mais surtout à la lacune d'enregistrement sédimentaire (arrêt de sédimentation et/ou érosion) qui est de plus en plus importante lorsque l'on s'approche des bordures du bassin (fig. 3 & 11) (Ferry et al., ce volume).

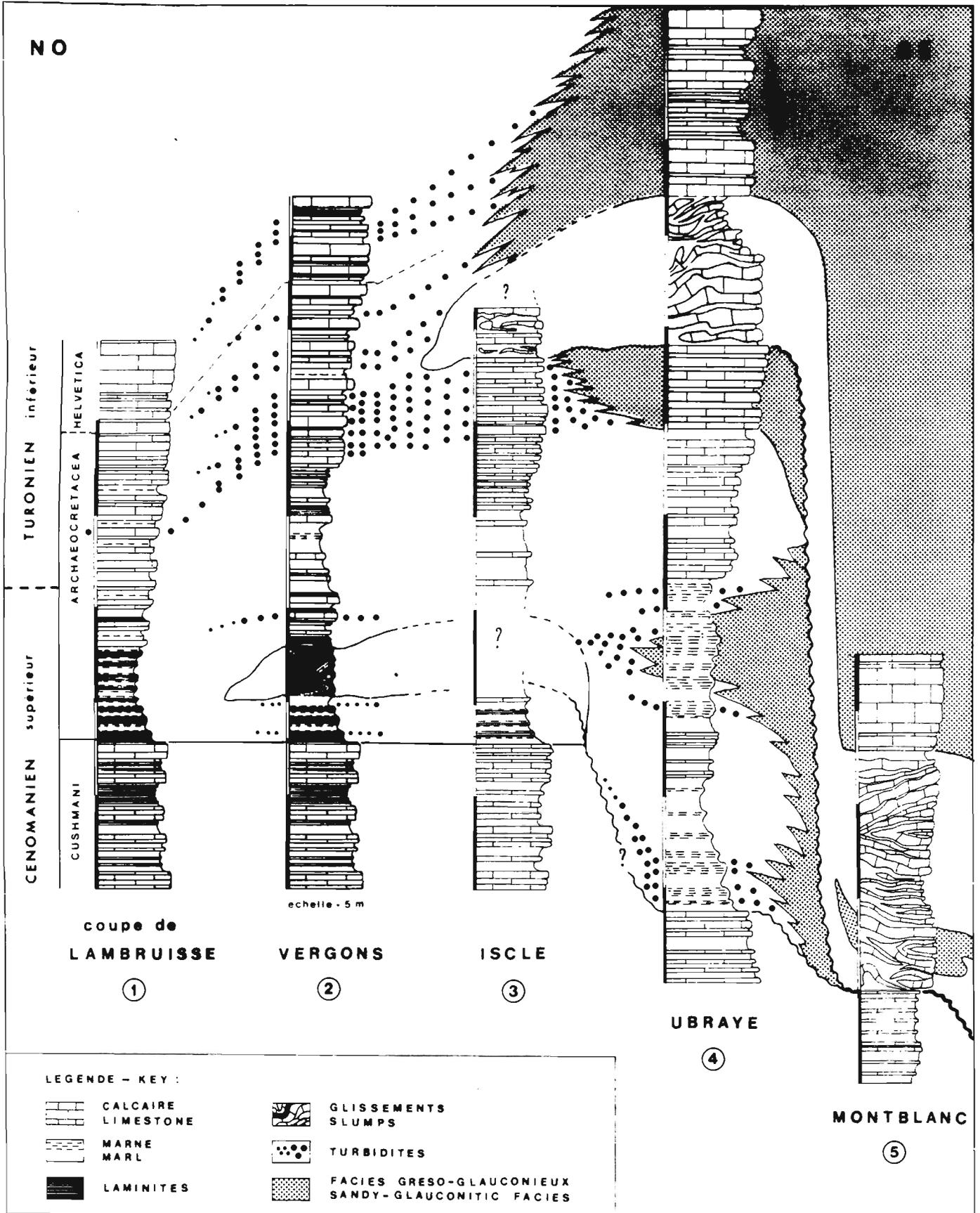


Fig. 10 - Corrélations lithologiques et biostratigraphiques entre les cinq coupes de référence dans l'arc de Castellane.

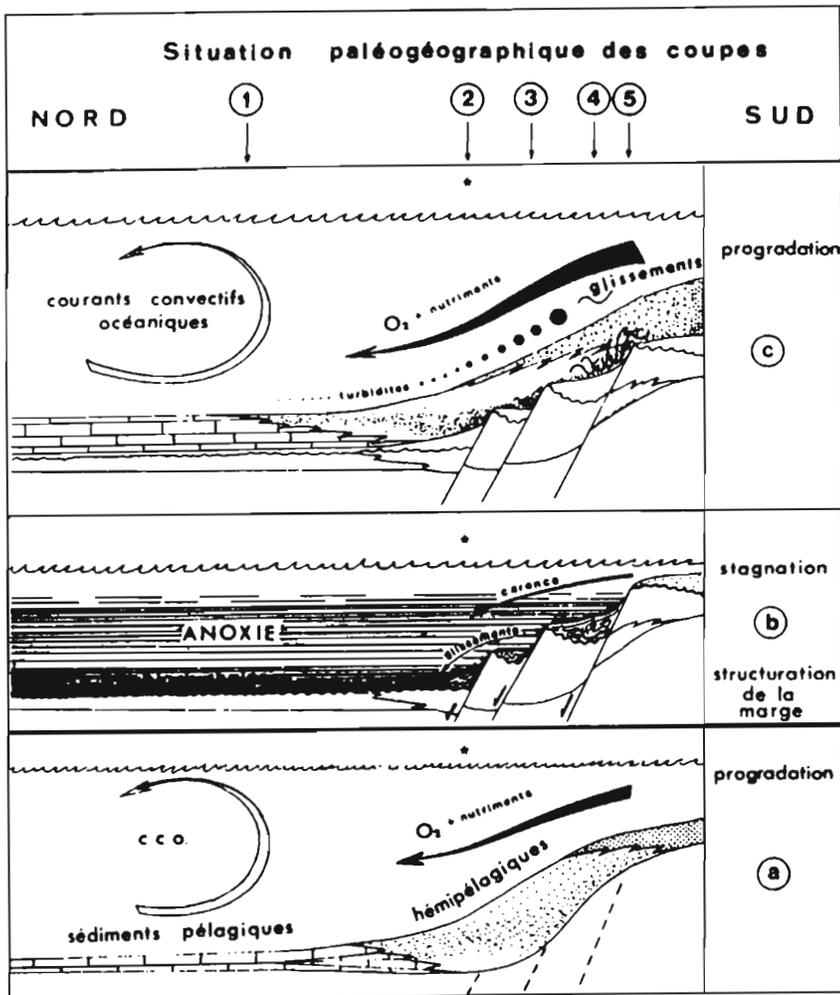


Fig. 11 - Contrôle eustatique de la sédimentation, évolutions paléogéographique et paléocéanographique de la marge N-provençale au Cénomanién supérieur (a & b), Cénomanién terminal et Turonien basal (c).

Références citées

- ARTHUR M.A., SCHLANGERS O. & JENKYN H.C. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, n° 26, p. 401-420.
- BREHERET J.G. & CRUMIERE J.P. (sous presse). Organic-rich episodes in the Mid-Cretaceous (Aptian to Turonian) pelagic facies of the vocontian basin (SE France). *Géobios*, Lyon, n° sp. : "Les Evénements de la partie moyenne du Crétacé".
- BUROLLET P.F., MUGNIOT J.M. & SWEENEY P. (1978). In "The Ocean Basins and Margins", Plenum Press, New York, 4B, p. 331-359.
- CRUMIERE J.P. (sous presse). Crise anoxique à la limite Cénomanién-Turonien dans le Sud-Est de la France. Relation avec l'eustatisme. *Géobios*, Lyon, n° sp. : "Les Evénements de la partie moyenne du Crétacé".
- DE GRACIANSKY P.C., DE ROO G., HERBIN J.P., MONTADERT L., MULLER C., SCHAAF A. & SIGAL J. (1984). Ocean-wide stagnation in the late Cretaceous. *Nature*, n° 5957, p. 346-349.
- ESPITALIE J., LAPORTE J.L., MADEC M., MARQUIS F., LEPAT P. & PAULET J. (1977). Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, v.32, n° 1, p. 23-43.
- FERRY S., RUBINO J.L. & CRUMIERE J.P. (sous presse). The Cenomanian - Turonian Boundary Regression (CTBR) in southeastern France. *Géobios*, Lyon, n° sp. : "Les Evénements de la partie moyenne du Crétacé".
- HERBIN J.P., MONTADERT L., MULLER C., GOMEZ R., THUROW J. & WIEDMANN J. (1986). *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, n° 21, p. 389-422.
- JENKYN H.C. (1980). Cretaceous anoxic events : from continents to oceans. *J. geol. Soc. London*, v. 137, p. 171-188.
- KEMPER E. (1987). Das Klima der Kreide-Zeit. *Geol. Jb.*, (A), n° 96, p. 5-187.
- 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. Hamburg*, v. 60, p.205-246.
- MULLER C., SCHAAF A. & SIGAL J. (1983). Biochronostratigraphie des formations d'âge crétacé dans les forages du DSDP dans l'Océan Atlantique Nord (Première Partie). *Rev. Inst. Fr. du Pétrole*, v. 38, n° 6, p. 683-708.
- SCHLANGERS 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. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, v. 26, p. 371-399.
- SCHLANGER S.O. & JENKYN H.C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events : causes and consequences. *Geol. Mijnbouw*, v. 55, p. 179-184.
- THOMEL G. (1969). Etudes stratigraphiques et paléontologiques du Cénomanién subalpin entre Digne et Menton. *Thèse Doct. Etat Univ. Nice*, 466 p. (inédit).
- 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.*, v. 26, p. 83-97.

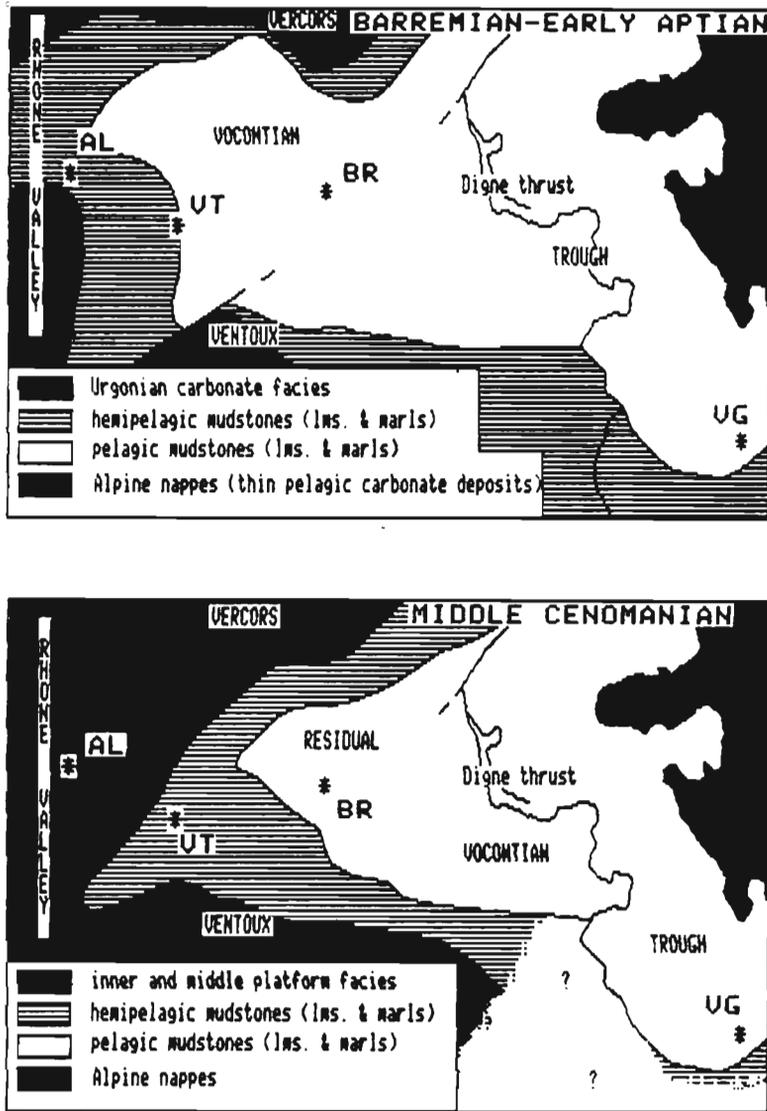


Fig. 2. Contraction de la zone vocontienne profonde entre le Barrémien et le Cénomanienn moyen.
(d'après Ferry et al. sous presse)

Au point de vue paléogéographique, la fin de l'Albien marque le début du comblement de la fosse vocontienne occidentale (Diols, Baronnies) qui va s'étaler sur une assez longue période (Cénomanienn à Coniacien - Santonien) (Porthault 1974) car la subsidence est très active. A partir du Cénomanienn les faciès pélagiques vont progressivement y disparaître, remplacés par des alternances marno-calcaires (Cénomanienn) puis des calcaires (Turonien) hémipélagiques de plate-forme externe et enfin des faciès calcaréo-gréseux très peu profonds à partir du Coniacien. Les faciès hémipélagiques subsistent néanmoins dans la partie orientale de la fosse (Vergons). La figure 2 illustre la lente contraction du bassin marin profond occidental à partir du Cénomanienn, phénomène déjà amorcé à l'Albien (Rubino, ce volume).

Sur la marge rhodanienne du bassin, les calcaires turoniens sont "transgressifs" sur des dépôts de plus anciens en allant vers l'Ouest (Sornay 1950) (fig. 3). Le conglomérat de base déposé par la "transgression angoumoisine" (Porthault 1974) peut reposer localement sur les calcaires urgoniens (Signolles 1980). Même en fosse vocontienne, B. Porthault notait des lacunes stratigraphiques entre le Cénomanienn et le Turonien.

En domaine de plate-forme externe (fig. 4), une formation singulière nommée "Grès de Venterol" (Porthault, 1974), d'âge turonien inférieur, est intercalée entre les épaisses marnes hémipélagiques de la foram-zone à Cushmani (Cénomanienn supérieur) et les épais calcaires turoniens (partie supérieure de la foram-zone à Helvetica et zone à Schneegansi), également à faciès hémipélagique. Le grès glauconieux (à stratifications obliques) est en lui-même le signe d'une diminution importante de la profondeur de dépôt, quelle qu'en soit la cause. Il montre un curieux mélange de glauconie non altérée et d'oxydes de fer qui ne peuvent, pour cette raison, provenir de cette dernière.

Au moment où Porthault écrivait sa thèse, la recrudescence des apports terrigènes dans les bassins signait inmanquablement pour beaucoup une réjuvenation des reliefs, d'origine tectonique. Bien qu'il admettait une régression de 10 à 20 km à la fin du Cénomanienn pour expliquer la troncature des dépôts anté-turonien vers l'Ouest, il pensait néanmoins qu'une phase tectonique d'âge turonien inférieur était la cause commune de la recrudescence des apports détritiques dans le "bassin", des épais conglomérats inférieurs des Gas sur la bordure sud-

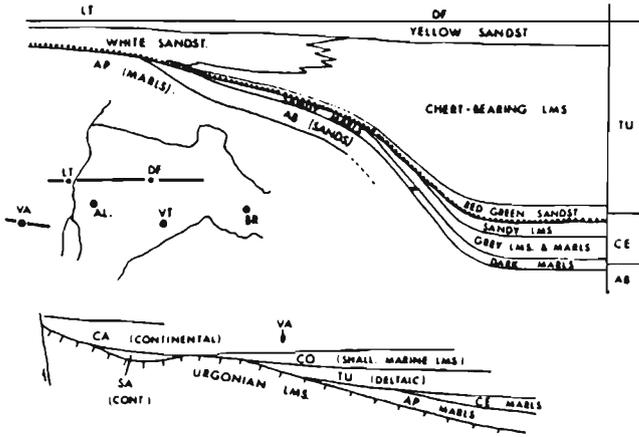


Fig. 3- Troncature des dépôts antérieurs par les dépôts turoniens transgressifs sur la bordure occidentale du bassin vocontien.
 A, d'après Somay (1950) ; B, dessiné à partir des cartes paléogéographiques de Signolles (1980).

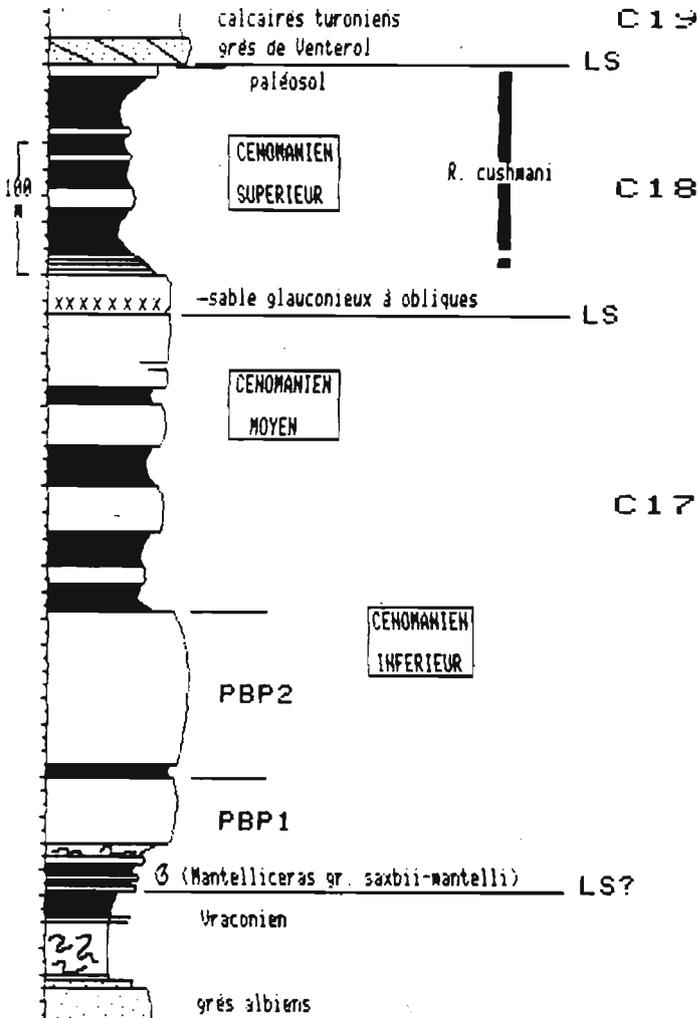


Fig. 4 - Le Cénomanien de Venterol.
 C17 à C18: cycles eustatiques de Ferry & Rubino (1987b), LS limite de séquence (voir plus loin)

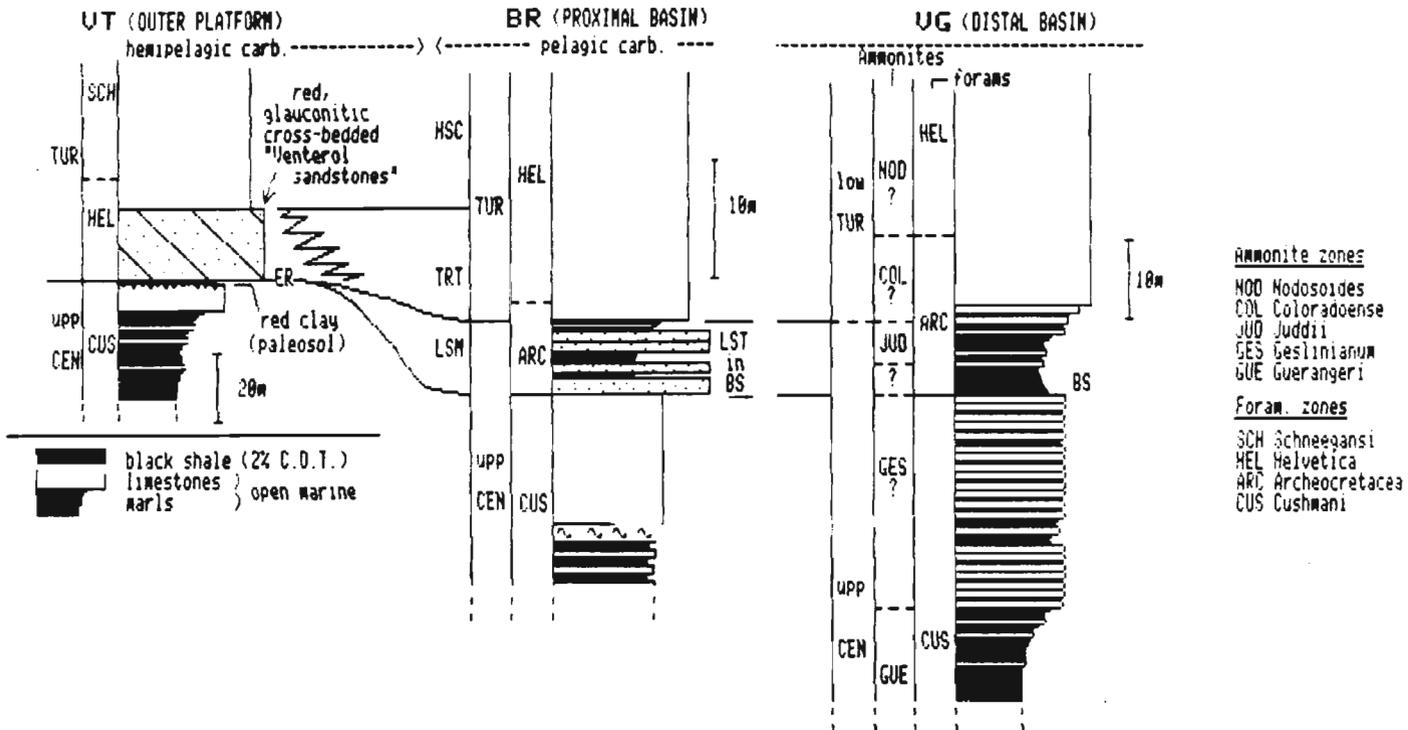


Fig. 5. Corrélations plate-forme/bassin à la limite Cénomanién-Turonien le long du transect de la fig. 1. BS: black shale, C.O.T.: carbone organique total, ER: surface d'érosion, HSC: carbonates de haut niveau marin, LSM: marnes de bas niveau marin, LST: turbidites de bas niveau marin (= cône sous-marin), TRT: cortège transgressif. (d'après Ferry et al. sous presse)

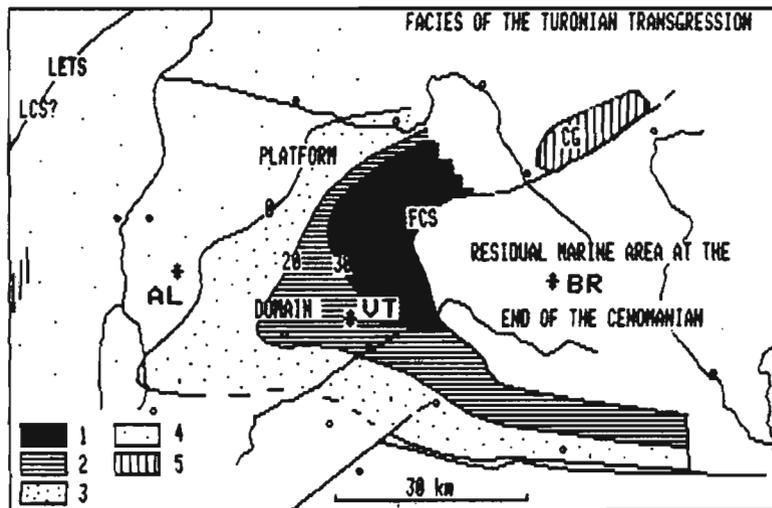


Fig. 6. Faciès de la transgression turonienne.

Sur la bordure nord-est du bassin, les grès de Venterol (isopaches 1, 2, 3) sont remplacés par des conglomérats (5, CG) provenant du démantèlement partiel des calcaires hémipélagiques bédouliens (conglomérats inférieurs des Gas, conglomérats du Pihon). Vers la plate-forme ardéchoise, les calcaires turoniens reposent sur les dépôts antérieurs par l'intermédiaire d'un cordon conglomératique glauconieux discontinu. LCS: maximum supposé de la transgression cénomaniénne, FCS: rivage fini-cénomanién probable, LETS: rivage au Turonien inférieur élevé.

est du Vercors et de la "discordance" fréquente du Turonien sur les dépôts antérieurs en fosse vocontienne même.

Nous proposons une interprétation radicalement différente qui remet en cause du même coup la phase tectonique.

A Venterol, les grès reposent sur un *paléosol rouge* (fig. 5) qui implique un abaissement relatif du niveau marin beaucoup plus important qu'il ne l'était supposé antérieurement, probablement de l'ordre de 100 à 150 m au minimum pour découvrir totalement la plate-forme externe. En tout cas, la ligne de rivage recula d'au moins 40 km, ce qui donne une pente moyenne tout à fait acceptable de 0,15 à 0,2 degré pour ce "shelf". Une fois cartographiés, les Grès de Venterol apparaissent comme un véritable corps sableux transgressif de plate-forme externe (fig. 6), déposé au début de la transgression turonienne. La composition inhabituelle du grès s'explique par le mélange de sables glauconieux peut-être recyclés de l'Albien et des oxydes de fer du paléosol. Au lieu d'être injectés directement dans le bassin comme pendant la période de bas niveau marin, les sables se déposèrent sur le rebord de la plate-forme et subirent probablement l'action des marées (faisceaux tidaux possibles dans les structures sédimentaires). Mais lorsque la transgression atteignit son maximum de vitesse sur la plate-forme moyenne, les apports terrigènes furent bloqués dans l'Ouest pour nourrir à nouveau la formation des deltas. Le corps sableux transgressif devint un corps relicté, comme les sables du large sur le plateau continental actuel témoignent des variations de niveau glacio-eustatiques quaternaires. Ceci explique pourquoi les grès de Venterol s'amincissent rapidement vers l'Ouest et pourquoi, dans la localité proche d'Allan (AL, fig. 1) les calcaires blancs turoniens remplissent directement une paléotopographie creusée dans les marnes du Cénomanién basal (Porthault 1974 fig. 8). Ces vallées creusées lors du bas niveau marin restent toutefois à être localisées de façon précise.

En fosse vocontienne proprement dite (synclinal de la Charce, coupe BR, fig. 1), les calcaires turoniens, ici commençant dès le début de la foram-zone à *Helvetica*, débutent par quelques mètres de turbidites grésoglaucוניeuses sans oxydes de fer, qui reposent sur les marnocalcaires sub-pélagiques du Cénomanién supérieur partiellement érodés (fig. 5). Ces turbidites sont antérieures aux grès de Venterol car elles s'intercalent dans des niveaux de marnes noires, analogues à celles de Vergons (Crumière, ce volume) et appartenant à la foram-zone à *Archeocretacea* (microfaune réduite à *witheinelles*) du Cénomanién terminal - extrême base du Turonien (fig. 5). Ces turbidites résultent de l'injection directe du sable dans le bassin lors de la phase de bas niveau marin. Elles devraient être l'équivalent du cône sous-marin qui se dépose juste sur la limite de séquence de type 1 dans le modèle de Vail et al. (1987).

2. Caractère eustatique de la régression.

En raison de la très faible durée de l'événement, il est peu vraisemblable qu'un mouvement positif puis négatif aussi important de la marge explique l'oscillation relative du niveau marin et les changements rapides de la ligne de

rivage. Il faudrait invoquer d'autre part la répétition à intervalle régulier du phénomène pour expliquer les autres coupures séquentielles d'intensité plus faible mais analogues dans leur principe, qui jalonnent tout le reste de la série crétacée du secteur avec une période moyenne comprise entre 2 et 3 MA (Ferry & Rubino 1987b).

C'est la correspondance avec la coupe de Vergons qui atteste du caractère global de l'événement enregistré en fosse vocontienne. Les similitudes géochimiques et fauniques existant entre le black shale "Thomel" de cette coupe (Crumière, ce volume) et la couche-limite riche en matière organique qui apparaît à la limite-Cénomanién - Turonien dans de très nombreux bassins du monde montrent que les turbidites interstratifiées dans ce black shale à Bruis ont une signification qui dépasse le cadre de la fosse vocontienne. Le mouvement du niveau marin que l'on décrit dans le Sud-Est de la France en suivant l'enchaînement des cortèges sédimentaires n'a rien de relatif et local, c'est un mouvement eustatique. Il correspond à une modification globale de l'environnement qui explique la crise planctonique (disparition temporaire des foraminifères à test carénés) (Caron 1983, Hart & Ball 1986), l'anomalie isotopique en ^{13}C (Pratt 1985, Ernst et al. 1987) et le dépôt généralisé de couches riches en matière organique dans de nombreux bassins océaniques et mers épicontinentales. Une importante question est maintenant de savoir si l'anomalie correspond au bas niveau marin ou, comme beaucoup le pensent, à une transgression.

L'analyse détaillée de l'oscillation eustatique est possible dans le Sud-Est de la France (fig. 7). Dans la coupe du Bourguet (BG), deux couches de calcaires à huîtres apparaissent brutalement sur les marnes de haut niveau marin du Cénomanién supérieur. On retrouve à ce niveau stratigraphique le même problème concernant la signification des calcaires bioclastiques de toit de séquence hémipélagique que dans la séquence du Valanginién supérieur (Ferry & Rubino, ce volume). Ils indiquent une forte diminution de la profondeur et on est tenté de placer la limite de séquence de 3^e ordre sous ces calcaires à huîtres qui représenteraient le prisme de bas niveau ou de bordure de plate-forme. En réalité, les corrélations montrent (fig. 7) que la limite de séquence (surface d'érosion principale) passe au-dessus de ces calcaires, et à la base du système turbiditique. En outre, les petites barres calcaires qui apparaissent dans les marnes du Cénomanién supérieur de Venterol (fig. 4) sont ravinantes. Elles ont donc valeur de prisme de bas niveau relatif mais au niveau paraséquentiel, y compris les deux barres sommitales qui représenteraient un ensemble de paraséquences régressives plus prononcées avant la véritable chute du niveau marin qui engendre la surface d'érosion.

Le problème est que les turbidites censées représenter l'équivalent du cône sous-marin dans le modèle de Vail et al. (1987) s'intercalent dans le black shale de bassin supposé par ailleurs être la traduction d'une très forte transgression (fig. 8). Il n'est pas possible ici de discuter ce problème fondamental qui pose celui non moins fondamental de la signification des couches riches en matière organique en domaine de bassin. L'exemple de cette limite de séquence confirme en tout cas les observations faites dans les systèmes de dépôt purement carbonatés (Ferry, Ferry & Rubino, ce volume), selon lesquelles en domaine de bassin la limite de séquence se place dans l'extrême

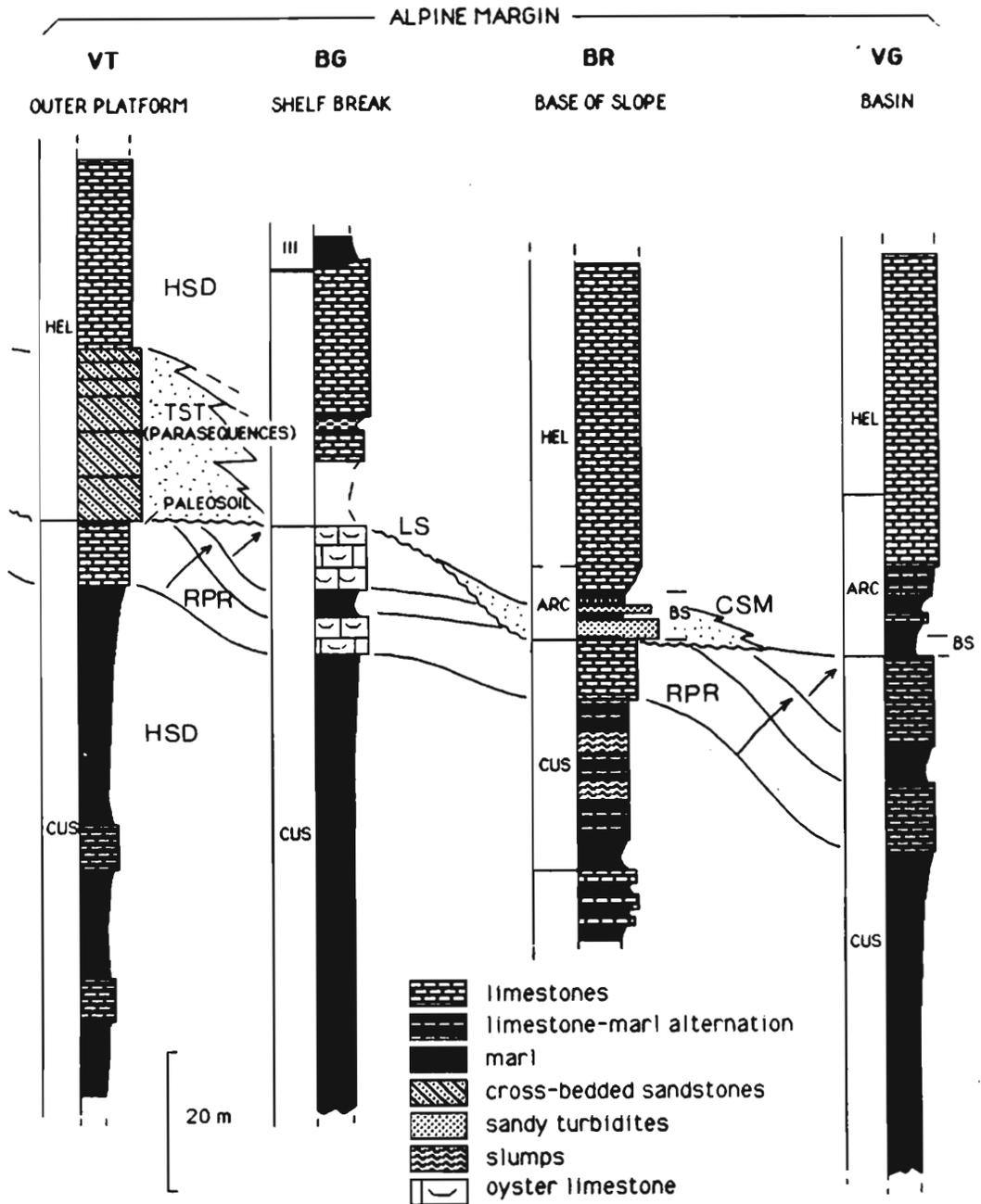


Fig. 7. Analyse détaillée des cortèges sédimentaires de part et d'autre de la limite de séquence céno-mano-turonienne dans quatre coupes choisies du Sud-Est de la France (fig. 1). HSD: dépôts de haut niveau marin, RPR: paraséquences régressives, LS: limite de séquence, CSM: cône sous-marin, TST: cortège transgressif. (d'après Ferry et al. sous presse)

sommet voire au sommet précis des séquences calcaires. Une partie des marnes de base de séquence pourrait, dans de nombreux cas, représenter la phase de bas niveau marin, leur sommet le début de la transgression. Cela conduirait à remettre en cause les interprétations faites dans d'autres bassins (fig. 9) où l'analyse des cortèges sédimentaires n'a pas été réalisée ou est impossible.

3. Durée de la phase de bas niveau marin.

La comparaison (Ferry, Rubino & Crumière, sous presse) avec d'autres coupes des bassins germaniques

(Ernst 1986), du bassin de Paris (Robaszynski et al. 1987) ou du bassin intérieur nord-américain (Pratt & Kaufmann 1985) montre que les couches riches en matière organique apparaissent essentiellement dans le tout début du Turonien, avant l'ammonitozone à *Nodosoides*. Or c'est précisément cette ammonite qui marque le début de la progradation deltaïque sur la marge ardéchoise dans le Sud-Est français (Signolles 1980), donc la fin de la transgression et le début de l'édification du prisme de haut niveau marin. En domaine de bassin, la sédimentation est redevenue progressivement plus calcaire. L'intensité de la crise sédimentaire, faunique et géochimique ne peut donc pas correspondre, comme la plupart des auteurs l'admet, avec la

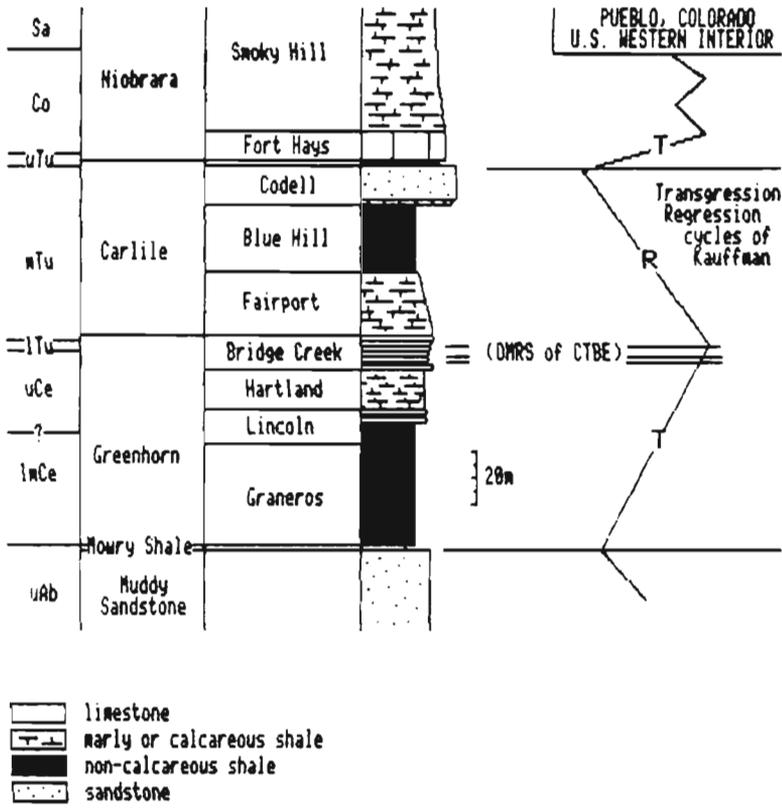


Fig. 8. Le cyclothème Cénomaniens - Turonien moyen dans le bassin intérieur nord-américain (d'après Pratt & Kauffman 1985) et la place des niveaux riches en matière organique (OMRS) de l'événement CTBE.

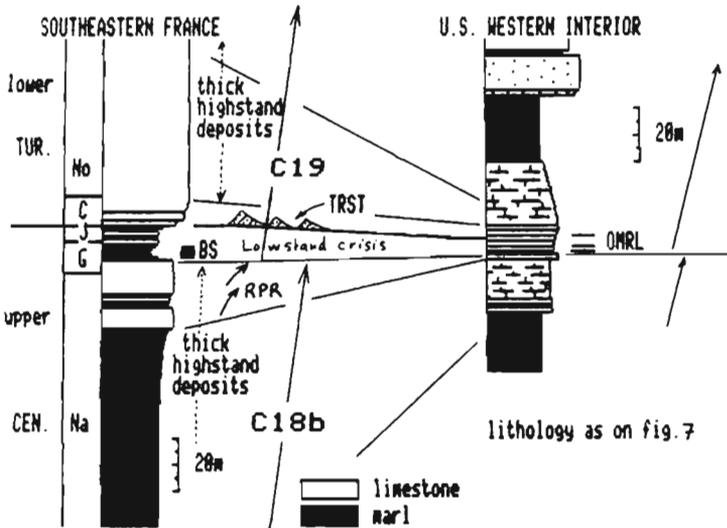


Fig. 9. Réinterprétation du cyclothème Cénomaniens - Turonien moyen dans le bassin intérieur nord-américain à la lumière des observations faites dans le Sud-Est de la France.

Le premier banc de la formation de Bridge Creek serait l'équivalent des faisceaux régressifs de la séquence C18 dans le Sud-Est. OMRL: couches riches en matière organique des zones à Juddi à Coloradoense, BS: black shale "Thomel" du Sud-Est français. La baisse eustatique et le changement climatique associé auraient été trop brefs pour que les systèmes sédimentaires s'adaptent. On n'enregistre que les évolutions à grande longueur d'onde qui créent les cyclothèmes.

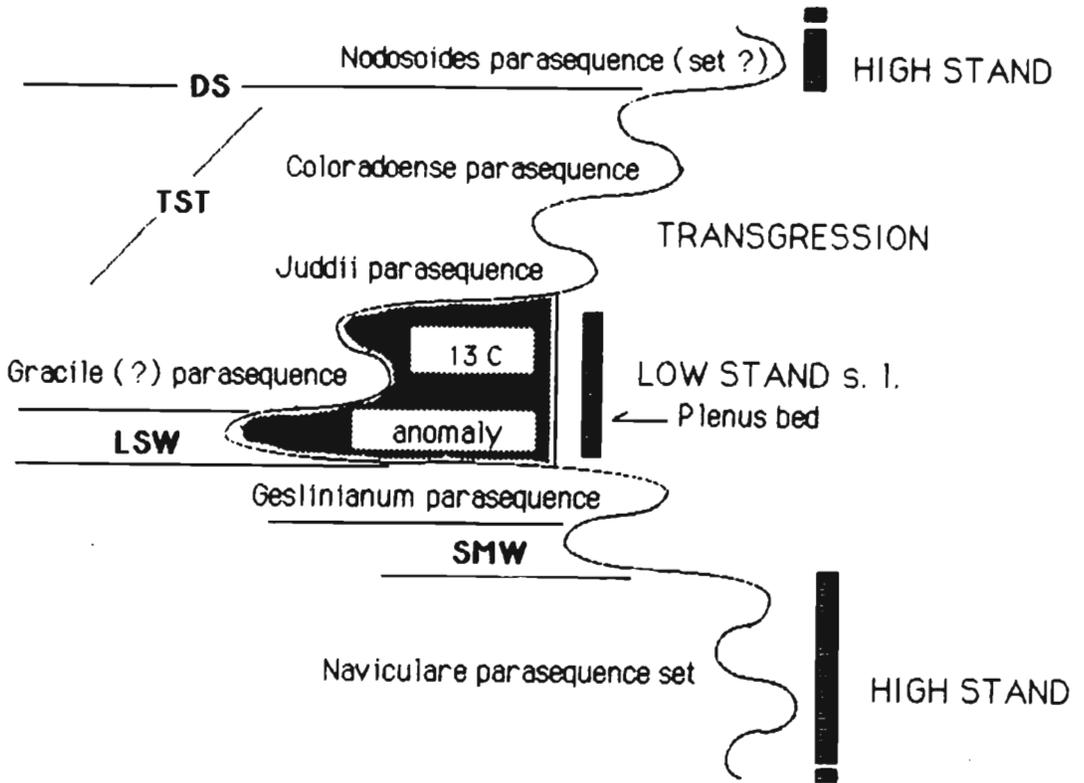


Fig. 10. Paraséquences régressives et transgressives à la limite Cénomanién - Turonien. Position de l'anomalie isotopique en carbone coïncidant avec la phase de plus bas niveau et le début de la transgression. LSW et SMW: paraséquences régressives. (d'après Ferry et al. sous presse)

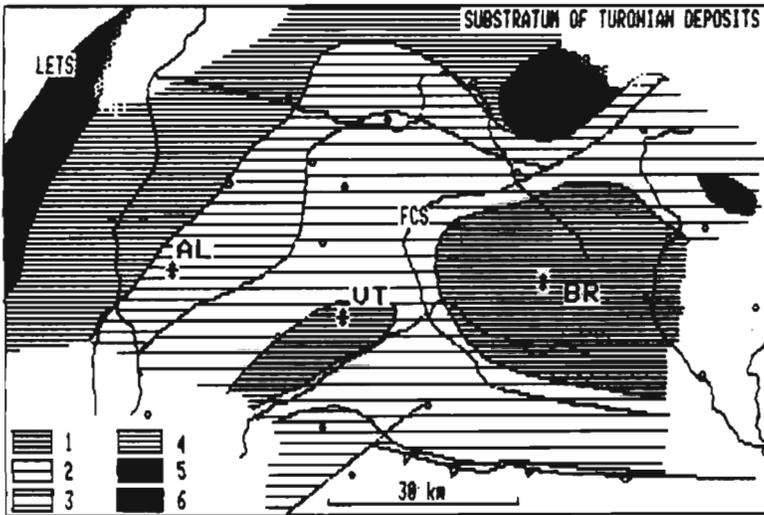


Fig. 11. Substratum du Turonien en fosse vocontienne et sur sa bordure occidentale. 1: Cénomanién supérieur presque complet, 2: Cénomanién supérieur fortement érodé, 3: Cénomanién inférieur, 4: sables albiens ou marnes aptiennes, 5: Barrémo-Bédoulien, 6: Néocomien. (d'après Ferry et al. sous presse)

transgression maximale mais se situe plus tôt, ce qui confirme notre analyse des cortèges sédimentaires dans le Sud-Est de la France. Il semble en outre que les zones d'ammonites se calquent sur les paraséquences (fig. 10) et non les ensembles de paraséquences de la phase de stabilité de haut niveau marin. Ce fait pourrait traduire une accélération du phénomène évolutif. Si cela se confirme, la durée des zones d'ammonites ne devrait plus être considérée comme constante.

La figure 7 montre que la phase de bas niveau marin s.l. a dû être courte (quelques centaines de milliers d'années ?), un système de petites paraséquences transgressives relayant immédiatement le système de paraséquences régressives. En revanche, les phases de haut niveau marin du Cénomanién supérieur (zone à *Naviculara*) ou du Turonien inférieur et moyen semblent avoir duré beaucoup plus longtemps. Si au contraire on admet une durée égale pour les zones d'ammonites, on ne voit guère comment expliquer l'énorme différence entre les taux de sédimentation de la zone à *Naviculara* et des 4 zones suivantes dans le Sud-Est de la France.

Si la crise est courte, doit-on alors revenir à une courbe eustatique moins "sinusoïdale" qui se rapprocherait de la courbe de l'"onlap" côtier de Vail et al. (1977) ?

A bien des égards, la crise de la limite Cénomanién-Turonien se rapproche de la crise brutale de la limite Crétacé-Tertiaire où l'abaissement du niveau marin a correspondu à une chute dramatique du flux carbonaté dans les océans du monde. Il pourrait donc y avoir un continuum entre les limites séquentielles mineures de la plupart des séquences SA, SC et SM et les événements majeurs qui ont marqué l'histoire de la Terre.

4. Les soit-disant preuves de mouvements tectoniques.

Seule une profonde régression à la fin du Cénomanién peut expliquer la troncature des dépôts anté-turonien sur la bordure du bassin (fig. 11), un fait sur lequel B. Porthault (1974) avait déjà insisté. Mais les changements hydrodynamiques dans le bassin marin résiduel sont seuls capables d'expliquer pourquoi la surface d'érosion subaérienne se prolonge sous la mer, notamment sur les talus. C'est ainsi que les calcaires pélagiques turoniens du Dévoluy reposent localement sur les calcaires pélagiques néocomiens (Gidon in Porthault 1974), dans un secteur où d'ailleurs des morphologies d'érosion sous-marines ont été décrites dans le Jurassique (Beaudoin 1977) et le Barrémien (Arnaud 1981, Ferry & Flandrin 1979). D'autres limites séquentielles majeures correspondent avec de profonds ravinements sur les talus sous-marins du bassin, notamment à la fin du dépôt des calcaires bédouliens (limite séquentielle C10/C11) où des figures de corrosion sous-marine spectaculairement semblables à celles observées sur les parois des canyons actuels ont été décrites (Ferry et al. 1986). Ces ravinements ne correspondent pas à des troncatures brutales par glissement mais à une érosion progressive bien que rapide à l'échelle géologique. Une augmentation de l'agressivité des eaux associée à une détérioration climatique expliquerait bien cette alternance de phases de dépôt et d'érosion, calquée sur les oscillations du niveau marin et qui semble caractériser tous les talus des océans du monde.

C'est ainsi que bien des "discordances" décrites dans le Crétacé du Sud-Est demandent à être revues. Il est possible que beaucoup ne soient que des "onlaps" sur surfaces d'érosion sous-marines ou subaériennes. Dans ce cas, elles prouvent simplement une phase d'érosion suivie par une phase de sédimentation, ce qu'une oscillation eustatique aussi bien qu'une phase tectonique peut parfaitement expliquer.

Quant à la soit-disant recrudescence des apports détritiques dans le "bassin", elle ne fait que traduire le déplacement de la ligne de rivage avec les oscillations du niveau marin et rien d'autre.

5. Les séquences cénomano-turonniennes.

La figure 12 illustre l'application des méthodes de stratigraphie séquentielle aux dépôts sous et sus-jacents. Par corrélation avec la série de Vergons, on voit qu'il existe deux séquences de dépôt dans le Cénomanién (C17 et C18), séparées par une baisse eustatique à la fin du Cénomanién moyen. Cette baisse de niveau correspond avec une phase d'altération sur la plate-forme exondée (Triat, 1982). L'importante régression fini-cénomaniénne qui a tronqué les dépôts du Cénomanién supérieur a sans doute empêché la mise en évidence de la phase d'altération de cet âge. Celle-ci n'est observable qu'en domaine de plate-forme externe. Vers la côte, ses effets peuvent avoir été confondus avec ceux de l'émersion précédente. Les marnes de la base de la sous-séquence C18a manquent à Venterol et sont remplacées par un niveau condensé glauconieux de transgression. La régression fini-cénomaniénne apparaît comme un extrême dans les oscillations du niveau marin depuis l'Albien supérieur, ce qui diffère complètement de la charte de Haq et al. (1987). Le Turonien comporte deux séquences deltaïques en Ardèche (Signolles 1980).

La limite de séquence intra-turonienne, mal datée, est représentée à Venterol par une petite vire marseuse à l'intérieur de la masse des calcaires turoniens hémipélagiques. Cette limite paraît donc mineure en comparaison de la précédente. Là encore, il y a divergence totale avec la charte de Haq et al. en ce qui concerne non le nombre de séquences mais l'intensité relative des variations de niveau. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par Souquet (1984) dans les bassins pyrénéens.

La limite Turonien-Coniacien, marquée à nouveau par une vire marseuse, correspond à une autre limite de séquence. Latéralement (Nyons) des grès se développent à la base de cette séquence coniacienne. Ils ont sans doute la même valeur que les grès de Venterol. C'est le cortège transgressif, cette fois développé en remplissage de vallée et non sur toute la bordure du shelf comme au Turonien inférieur. Le bassin se comble de plus en plus.

6. Conclusions.

L'analyse des cortèges sédimentaires cénomano-turonien dans le bassin sédimentaire du Sud-Est de la France montre que la transgression turonienne bien connue fut précédée par une profonde régression passée généralement inaperçue. En comparant les données locales avec les études effectuées dans la couche-limite d'autres coupes du monde entier, il semble que la crise sédimen-

taire, faunique et géochimique corresponde soit à la brève période de bas niveau marin, soit, à la rigueur, au début de la transgression turonienne mais pas à la période de plus

haut niveau marin du Turonien inférieur. Celle-ci voit le retour à une sédimentation calcaire abondante.

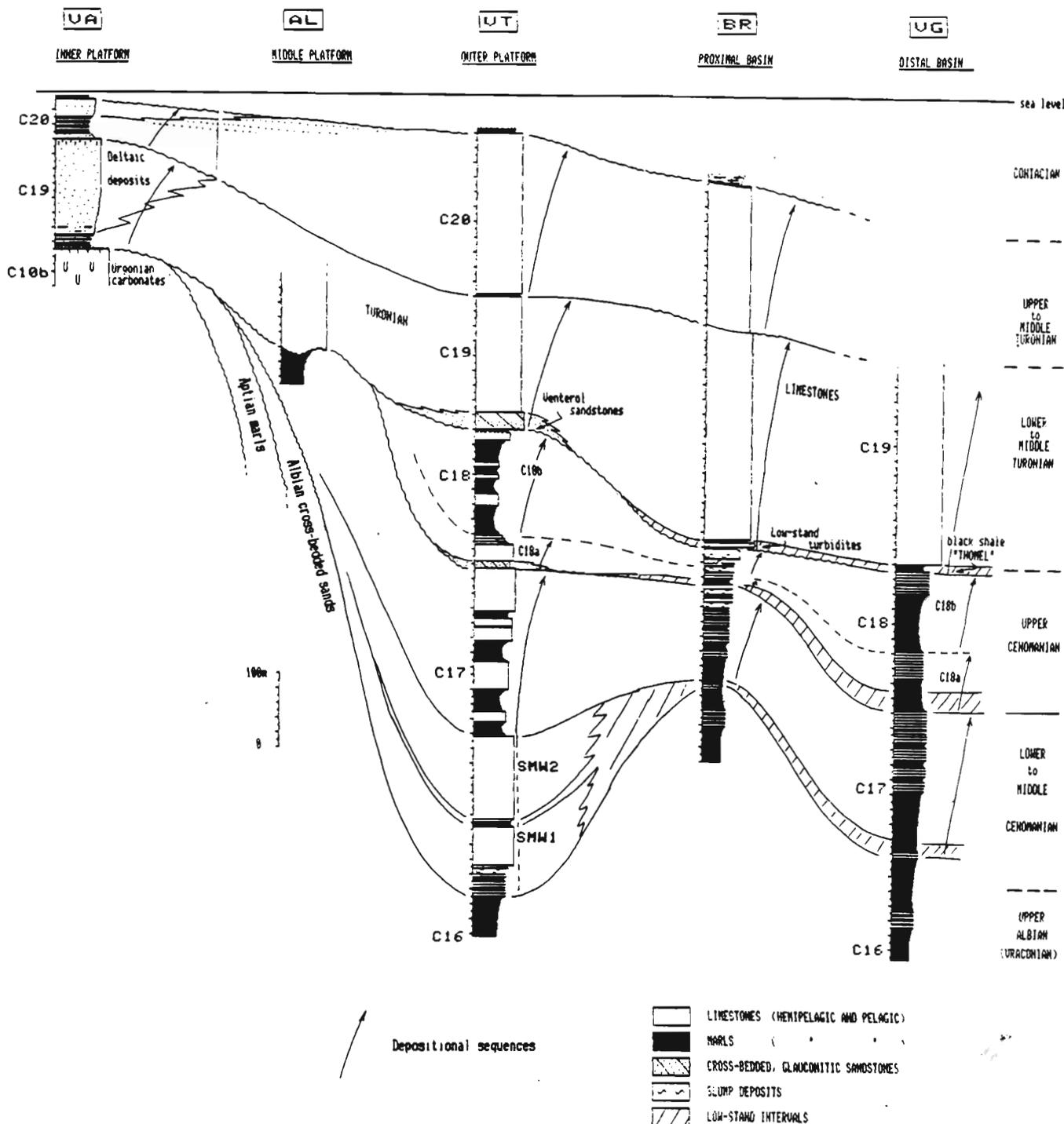


Fig. 12. Les cycles eustatiques cénomano-turonien d'après l'analyse des cortèges sédimentaires de la plate-forme au bassin vocontien.

Cycles numérotés depuis le Berriasien (Ferry & Rubino, 1987b). TRST: corps sédimentaire transgressif (début de la remontée des eaux); SMW: prisme (ici carbonaté hémipélagique) de bordure de plate-forme très développé à la limite Vraconien Cénomane. (d'après Ferry et al., sous presse)

Références citées

- ARTHUR M.A., SCHLANGER S.O. & JENKYN S.H.C. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, v. 26, p. 401-420.
- CARON M. (1983). La spéciation chez les foraminifères planctoniques: une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. *Zitteliana*, v. 10, p. 677-681.
- CRUMIERE J.-P. (sous presse). Crise anoxique à la limite Cénomanién-Turonien dans le Sud-Est de la France. Relation avec l'eustatisme. *Geobios*, à paraître.
- ERNST G., WOOD C.J. & HILBRECHT H. (1984) - The Cenomanian-Turonian boundary problem in NW-Germany with comments on the north-south correlation to the Regensburg area. *Bull. Soc. Geol. Denmark*, v. 33, p. 103-113.
- FERRY S. (1987) - Le détritisme carbonaté profond dans le Crétacé inférieur du Sud-Est français. Ses rapports avec l'eustatisme. *Géol. Alpine*, Grenoble, Mém. h.s., n° 13, p. 197-202.
- FERRY S., COTILLON P. & RUBINO J.-L. (1986). Comparaison des formes de l'érosion sous-marine fossiles et actuelles. Le Crétacé du péridinal de Lure (Chaines subalpines françaises) et les flancs du canyon Shamrock (marge bretonne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, sér. II, n° 10, p. 935-940.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987a). Les séquences carbonatées néocomiennes du Sud-Est de la France sont-elles le résultat d'oscillations eustatiques ? *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 304, sér. II, n° 15, p. 917-922.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987b). La modulation eustatique du signal orbital dans les sédiments pélagiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 305, sér. II, n° 9, p. 477-482.
- FERRY S., RUBINO J.-L. & CRUMIERE J.-P. (sous presse). The Cenomanian-Turonian Boundary Regression (CTBR) in southeastern France. *Geobios*, Mém. h.s. (à paraître)
- GRACIANSKY P.C. et al. (1987). Organic-rich sediments and palaeoenvironmental reconstructions of the Cretaceous North Atlantic. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, v. 26, p. 317-344.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, v. 235, p. 1156-1167.
- HART M.B. & BALL K.C. (1986). Late Cretaceous anoxic events, sea-level changes and the evolution of the planktonic foraminifera. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, v. 21, p. 67-78.
- HERBIN J.-P. et al. (1986). Organic-rich sedimentation at the Cenomanian-Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, v. 21, p. 389-421.
- HILBRECHT H. (1986). On the correlation of the upper Cenomanian and lower Turonian of England and Germany (Boreal and N-Tethys). *Newsl. Stratigr.*, v. 15, n° 3, p. 115-138.
- KAUFFMAN E.G. (1985). Introduction. In L.M. PRATT, E.G. KAUFFMAN & F.B. ZELT (eds.), *Fine-grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes. SEPM Field Trip Guidebook n° 4*, Tulsa, IV-XI.
- KHUNT 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. Hambourg*, SCOPE/UNEP Sonderband, v. 60, p. 205-246.
- PORHAULT B. (1974). Le Crétacé supérieur de la "fosse vocontienne" et des régions limitrophes (France Sud-Est). *Thèse d'Etat Univ. Lyon*, n° 74-257, 342 p.
- PRATT L.M. (1985) Isotopic studies of organic matter and carbonate in rocks of the Greenhorn marine cycle. In L.M. PRATT, E.G. KAUFFMAN & F.B. ZELT (eds.), *Fine-grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes. SEPM Field Trip Guidebook n° 4*, p. 38-48.
- ROBASZYNSKI F. et al. (1987). La limite Cénomanién-Turonien dans la région de Troyes (Aube, France). *Rev. Inform. Géol. Bass. Paris*, v. 24, n° 4, p. 7-24.
- SCHLANGER S.O., ARTHUR M.A., JENKYN S.H.C. & SCHOLLE P.A. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine ¹³C excursion. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, v. 26, p. 371-399.
- SIGNOLLES C. (1980). Le Crétacé supérieur du département de l'Ardèche (Sud-Est de la France): stratigraphie, sédimentologie, paléogéographie. *Thèse 3^e Cycle Univ. Lyon*, n°83-948, 94 p.
- SORNAY J. (1950). Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhone entre Valence et Avignon et des régions voisines. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, v. 27, p. 35-270.
- SOUQUET P. (1984) - Les cycles majeurs du Crétacé de la paléomarge ibérique dans les Pyrénées. *Strata*, Lab. Géol. Univ. Toulouse éd., v. 1, p. 47-70.
- TRIAT J.-M. (1982). Paléoaérations dans le Crétacé supérieur de la Provence rodhanienne. *Sci. géol. Mém.*, Strasbourg, n° 68, 202 p.
- VAIL P.R., COLIN J.-P., DU CHENE R.J., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n° 7, p. 1301-1322.