

Évolution du bord oriental de la plate-forme jurassienne entre le Jurassique supérieur et l'Oligocène : modèle basé sur trois forages pétroliers (Haute-Savoie)*

Jean CHAROLLAIS ⁽¹⁾

Eric DAVAUD ⁽¹⁾

Marc JAMET ⁽²⁾

Evolution of the southeastern Jura platform-margin between the upper Jurassic and the Oligocene: new data from three oil wells

Géologie de la France, n° 1, 1996, pp. 25-42, 11 fig.

Mots-clés : Jurassique supérieur, Crétacé, Oligocène, Coupe-sondage, Sédimentation littorale, Sédimentation pélagique, Paléogéographie, Haute-Savoie.

Key Words: Upper Jurassic, Cretaceous, Oligocene, Borehole sections, Nearshore sedimentation, Pelagic sedimentation, Paleogeography, Haute-Savoie.

Résumé

Les résultats géologiques fournis par les forages pétroliers Faucigny 1 (FAY1, Esso-Rep, 1969-1970), Brizon 1 (BZN1, Eurafrep, 1987) et La Balme 1 (LBL1, Coparex, 1991) permettent de mieux comprendre la relation entre la plate-forme jurassienne (Jura méridional, Salève) et le bassin delphino-hélvétique (massif des Bornes, chaîne des Aravis) ainsi que leur évolution entre le Jurassique supérieur et l'Oligocène.

L'objectif de cette note est de décrire la série stratigraphique traversée par le forage LBL1 et d'établir une comparaison avec les données provenant des deux autres forages effectués dans la région et décrits dans un travail antérieur (Charollais et Jamet, 1990).

Le forage LBL1, implanté dans la vallée de l'Arve au sud-est de Bonneville, présente une série stratigraphique qui se distingue de celle observée dans le massif des Bornes par trois aspects :

– la présence de faciès littoraux (voire émersifs) situés vers la limite Kimmeridgien/Tithonique et directement sur-

montés par des formations hémpélagiques à pélagiques riches en calpionnelles (= "barre tithonique" des auteurs).

– la préservation des "Grès verts" du Crétacé moyen et des "Calcaires sublithographiques" du Turonien ; ces formations ont en effet été épargnées par l'érosion ante-Eocène.

– la présence d'une série tertiaire réduite et exempte, à la base, des "Calcaires à petites nummulites" de l'Eocène supérieur.

La comparaison des séries stratigraphiques observées dans les puits FAY1, LBL1 et BZN1 montre que la bordure orientale de la plate-forme jurassienne a progradé dès l'Hauterivien supérieur sur plus de 20 km en direction du sud-est. Cette accrétion latérale a entraîné une uniformisation progressive des faciès.

La variabilité latérale des séries sédimentaires tertiaires, traditionnellement imputée à un système de failles anté-éocènes peut s'expliquer plus simplement par le développement de vallées incisées au cours de la longue période

d'émergence qui affecte cette portion de la marge téthysienne entre le Crétacé supérieur et le Paléocène.

English abridged version

Well LBL1 (Coparex), located in the Arve valley near Bonneville (Haute-Savoie Dept.) in front of subalpine thrust units (fig. 1) intersects a thick Oligocene shaly series and a well-developed carbonate series ranging from Turonian to Upper Kimmeridgian. This paper describes the stratigraphic units encountered in this well (fig. 2) and establishes facies comparisons with two previous wells drilled in the area (FAY1 [Esso-Rep], BZN1 [Eurafrep] and with surrounding outcrops.

The succession intersected by LBL1 is characterized by deep-water deposits (saccocomid and calpionellid mudstone, planktonic foraminiferal mudstone, fig. 3, 4), except for the Urgonian facies and a very short interval in the Upper Kimmeridgian. This contrasts with the time-equivalent succession intersected by well FAY1, 8 km to the northwest,

* Manuscrit reçu le 29 décembre 1994, accepté définitivement le 28 septembre 1995.

(1) Département de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4.

(2) Coparex, Technopolis, 135 rue J.-J. Rousseau, 92138 Issy-les-Moulineaux.

where shallow-water deposits are dominant (fig. 10) and similar to those encountered in the Jura mountains.

Well LBL1 reveals three interesting features:

– The presence of an interval of littoral sediments interrupting a thick series of deep-sea deposits in the Upper Kimmeridgian; this interval, which has been cored, is characterized by a shallowing-upward sequence composed of cross-bedded lithoclastic/oncotic grainstone overlain by laminated dolomitic mudstone containing anhydrite pseudomorphs (figs. 5, 6, 7, 9). This sequence is interpreted as the proximal part of a lowstand wedge and is correlated with a time-equivalent emergent surface reported by Fookes (1995) in the Jura mountains between the Eudoxus and Gravescia ammonite zones (fig. 8).

– The preservation of Middle Cretaceous formations, which were eroded in the surrounding area during the Early Tertiary emergence.

– The absence of classic nummulitic limestone.

Stratigraphic data from the three wells has helped provide a better understanding of the evolution of the south-eastern Jura margin from the Late Jurassic to the Oligocene. Comparison between the stratigraphic records from the three wells and from the surrounding outcrops shows that the margin of the Jura platform has migrated several tens of kilometres southwards since the Late Hauterivian (fig. 11).

The high spatial variability of the Tertiary sedimentary record is usually believed to be the result of tectonic activity. New data, however, suggest that it is caused rather by an uneven topography originating from the development of incised valleys during the pre-Eocene emergence.

Introduction

A la suite des forages Faucigny 1 (FAY1) et Brizon 1 (BZN1) entrepris respectivement par ESSO-REP d'août 1969 à février 1970 et par EURAFREP de juin à octobre 1987, la compagnie COPAREX a foré un nouveau puits, La

Balme 1 (LBL1) dans la vallée de l'Arve, au sud-est de Bonneville, d'août à octobre 1990. Situé à 3,5 km au nord-ouest de BZN1 (fig. 1), ce puits a été placé dans la plaine, au pied des premiers contreforts des chaînes subalpines (X : 915,507 ; Y : 2126,532 ; Z sol : 446,39). Ce forage avait pour principal objectif de traverser les faciès néocomiens qui assurent la transition entre les formations de plate-forme typiquement jurassiennes (du Purbeckien à la "Pierre jaune" de Neuchâtel) mises en évidence dans FAY1 et les formations hémipélagiques à pélagiques de la zone subalpine (de la "barre tithonique" aux "Calcaires gréseux à miches") rencontrées dans BZN1. En effet, ces faciès transitionnels sont observables à l'affleurement, plus au sud, dans le chaînon du Semnoz, où ils ont été décrits et qualifiés de "présubalpins" par N. Steinhauser et A. Lombard (1969). Ces formations présabalpines résultent de la progradation des sédiments nérithiques de la plate-forme jurassienne en direction du bassin subalpin, durant une partie du Néocomien ; les lithologies rencontrées dans cette zone intermédiaire (sables bioclastiques, calcaires périrécifaux) offrent un certain intérêt comme roches-réservoirs. La société COPAREX (opérateur) associée à Gaz de France, BORAX et URDAMIN ont donc poursuivi l'exploration de ce secteur de Haute-Savoie en forant le puits LBL1 dont la cote d'arrêt avait été prévue au-dessous de la "barre tithonique".

Le but de cette note est de présenter les principaux résultats stratigraphiques obtenus grâce au forage LBL1, de les comparer aux données fournies par les puits FAY1 et BZN1 et de proposer un modèle d'évolution sédimentaire de l'extrémité orientale de la plate-forme jurassienne entre le Kimméridgien et l'Oligocène.

Description lithologique et paléontologique du forage la Balme 1 (LBL1)

L'analyse stratigraphique du forage de La Balme est essentiellement basée sur l'étude des cuttings observés soit directement au binoculaire, soit au microscope à partir de lames minces

(environ 200). Les diagraphies ont également permis de préciser la lithologie entre 872 m et 1 840 m. Enfin, le prélèvement de deux carottes (K1 et K2) a été fondamental pour l'interprétation des paléoenvironnements et la corrélation des faciès entre le forage LBL1 et les puits Faucigny 1 (FAY1) et Brizon 1 (BZN1)

Le forage LBL1 a traversé une succession lithologique normale, sans accident tectonique majeur. Les pendages oscillent entre 2 et 20 degrés et la série rencontrée dans le puits peut être considérée comme subhorizontale ; les épaisseurs apparentes des formations mesurées directement à partir des cotes du forage diffèrent peu des épaisseurs réelles. La pendagmetrie donne les résultats suivants :

- de 0 à 180 m : 8 degrés vers le NNE,
- de 180 à 275 m : 20 degrés vers le nord,
- de 275 à 300 m : 15 degrés vers l'est,
- de 300 à 325 m : 10 degrés vers le sud,
- de 325 à 425 m : 10 à 20 degrés vers le nord-est,
- de 425 à 875 m : 10 à 20 degrés vers le nord-ouest,
- de 875 à 1.080 m : 5 à 10 degrés vers le sud,
- de 1.080 à 1.380 m : 2 à 10 degrés vers l'ouest et le sud-ouest,
- de 1.380 à 1.840 m : 5 à 20 degrés vers l'WNW.

Dépôts quaternaires : de 0 à 92 m

Les formations quaternaires qui atteignent 92 m au point où LBL1 a été implanté, comprennent des marnes et des graviers entre 30 et 70 m et des argiles entre 70 et 92 m dans lesquelles sont dispersés de très rares galets souvent quartzitiques. Il s'agit de dépôts glaciaires et péri-glaciaires.

Schistes marno-micacés : de - 92 à - 475 m (Oligocène moyen)

Sous les dépôts quaternaires, LBL1 a traversé sur 383 m, des alternances de silts micacés plus ou moins carbonatés schisteux et de grès micacés parfois feldspathiques à ciment calcaire, à laminations souvent planes parallèles. A - 360 m, certains cuttings renferment des

fragments de globigérines probablement remaniées. Ces alternances correspondent à la formation des "Schistes marno-micacés" bien observables à l'entrée des gorges du Borne, au cœur du synclinal de Dessy. Par rapport à cet affleurement, la série du forage LBL1 semble plus épaisse, ce qui pourrait résulter de replis ou de fractures, car vers - 150 m et - 230 m de nombreux fragments de calcaire secondaire ont été observés dans les cuttings. En tout cas, la partie supérieure de la formation des "Schistes marno-micacés" rencontrée par LBL1 n'a pas montré de gros bancs gréseux si caractéristiques des "Grès de Bonneville".

Par analogie avec les études de surface (Charollais *et al.*, 1988), les "Schistes marno-micacés" sont attribués à la partie inférieure de l'Oligocène moyen.

Schistes à Meletta : de - 475 à - 487 m (Oligocène moyen)

Au-dessous des "Schistes marno-micacés", les niveaux gréseux disparaissent et le faciès n'est composé que d'argiles silteuses peu carbonatées et peu quartzées (5 %), riches en composés de fer et en matière organique. Ces faciès, très homogènes entre - 475 et - 487 m, correspondent aux "Schistes à Meletta" rattachés dans le massif des Bornes à la base de l'Oligocène moyen (Charollais *et al.*, 1988).

Comme à l'affleurement, le passage entre les "Schistes marno-micacés" et les "Schistes à Meletta" est très graduel, il a donc été difficile de placer avec précision la limite entre ces deux formations à partir de l'étude des cuttings. Toutefois, l'épaisseur de 12 m qui est attribuée aux "Schistes à Meletta" dans LBL1, correspond aux observations de surface puisque sa puissance moyenne oscille entre 10 et 20 m, mais n'excède jamais une quarantaine de mètres ; dans le synclinale de Dessy, elle atteint 32 mètres.

Marnes à foraminifères : de - 487 à - 497 m (Oligocène inférieur)

De - 487 à - 497 m, le faciès correspond à une marne peu quartzueuse (5 à 7 % de quartz détritique) riche en composés de fer et matière organique, avec

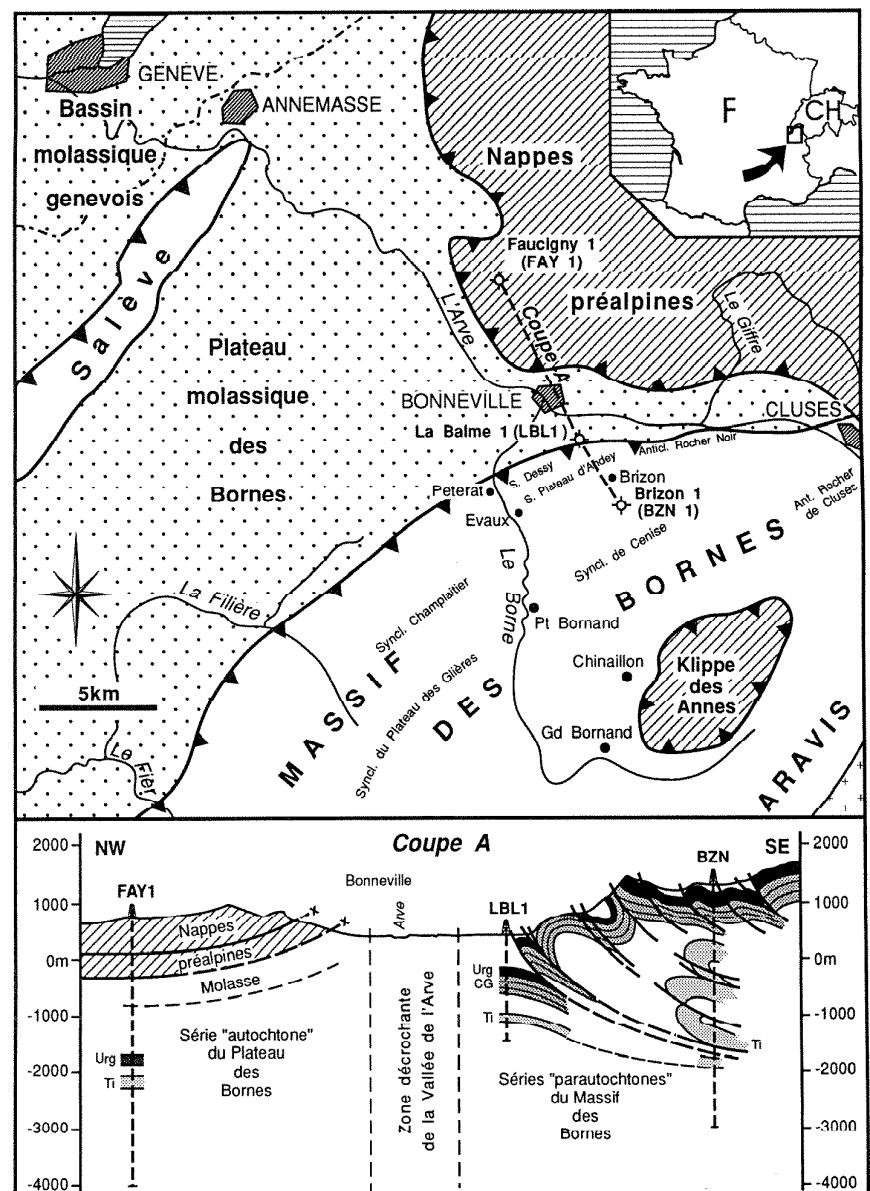


Fig. 1. – Plan de situation et profil structural schématique de la zone d'étude. L'absence de données sismiques dans la vallée de l'Arve ne permet de relier la série autochtone traversée par le forage FAY 1 aux séries parautochtones du massif des Bornes (BZN 1). Urg. : "Calcaires urgoniens" ; CG : "Calcaires gréseux" ; Ti : "Barre tithonique".

Fig. 1. – Location of the study area and simplified cross-section. As no seismic data are available through the Arve valley, the relationships between the autochthonous series intersected by FAY 1 and the thrust series of BZN 1 are difficult to establish.

parfois quelques grains de glauconie. Quelques passées plus riches en quartz détritique (15 à 20 %) et en foraminifères planctoniques (fig. 3A) ont été observées à - 495 m. R. Wernli (comm. écrite, 1994) a reconnu *Globigerina* spp., *Globigerina selii* ?, *Turborotalia* spp., *Uvigerina* sp., *Bolivina* sp.. La nette prédominance de *Globigerina* spp., espèce très abondante, ainsi que l'analogie de

faciès permettent de rattacher avec certitude cette série d'une dizaine de mètres d'épaisseur aux "Marnes à foraminifères", et plus précisément à la partie supérieure de cette formation dont les associations paléontologiques, décrites en détail par J. Charollais *et al.* (1980) caractérisent l'Oligocène inférieur. Dans le massif des Bornes, cette formation peut atteindre 25 m (plateau de Cenise,

synclinal de Dessy) et comporte à sa base un faciès riche en foraminifères benthiques. Ce faciès basal est absent dans LBL1 et l'épaisseur de la formation se réduit à 10 mètres.

Calcaires sublithographiques (calcaires de Seewen) : de - 497 à - 503 m (Turonien)

A - 497 m, LBL1 a atteint des biomictites à pithonelles, saccocomidés, hedbergelles (?) et rares *Heterohelix* sp. ; ce microfaciès est typique des "Calcaires sublithographiques" (ou "Calcaires de Seewen"). De plus, des cuttings prélevés à - 500 m ont fourni des débris de silex, ce qui est commun dans cette formation. Aucun foraminifère planctique à valeur biostratigraphique n'a été repéré dans les cuttings ; c'est donc par analogie avec les formations étudiées en surface que les 6 m de "Calcaires sublithographiques" rencontrés dans LBL1 sont attribués au Turonien.

Un important *hiatus* sépare donc le sommet des "Calcaires sublithographiques" de la base des "Marnes à foraminifères", ici transgressives. A l'affleurement, cette lacune se marque par un *hard-ground* (flanc septentrional du synclinial de Dessy, rive droite du Bornc ; Charollais, 1962) ou même par une discordance angulaire (région du Châtaillon ; Dondey, 1961 ; Charollais, 1962).

Grès verts : de - 503 à - 508 m (Albien - Cénomanien)

Entre - 503 et - 508 m, les cuttings de LBL1 présentent quatre microfaciès, caractéristiques des "Grès verts" :

– grès glauconieux phosphaté à ciment carbonaté plus ou moins argileux et riche en composés de fer ; le quartz détritique bien classé de diamètre moyen compris entre 0,1 et 0,2 mm (diamètre maximum : 1 mm) atteint 30 %, tandis que la fréquence de la glauconie varie entre 10 et 20 %. Ce grès peut renfermer de nombreux bioclastes et le ciment comprend des fragments de foraminifères parmi lesquels des hedbergelles ;

– microsparite quartzo-glaconieuse à éléments phosphatés et ciment carbonaté ;

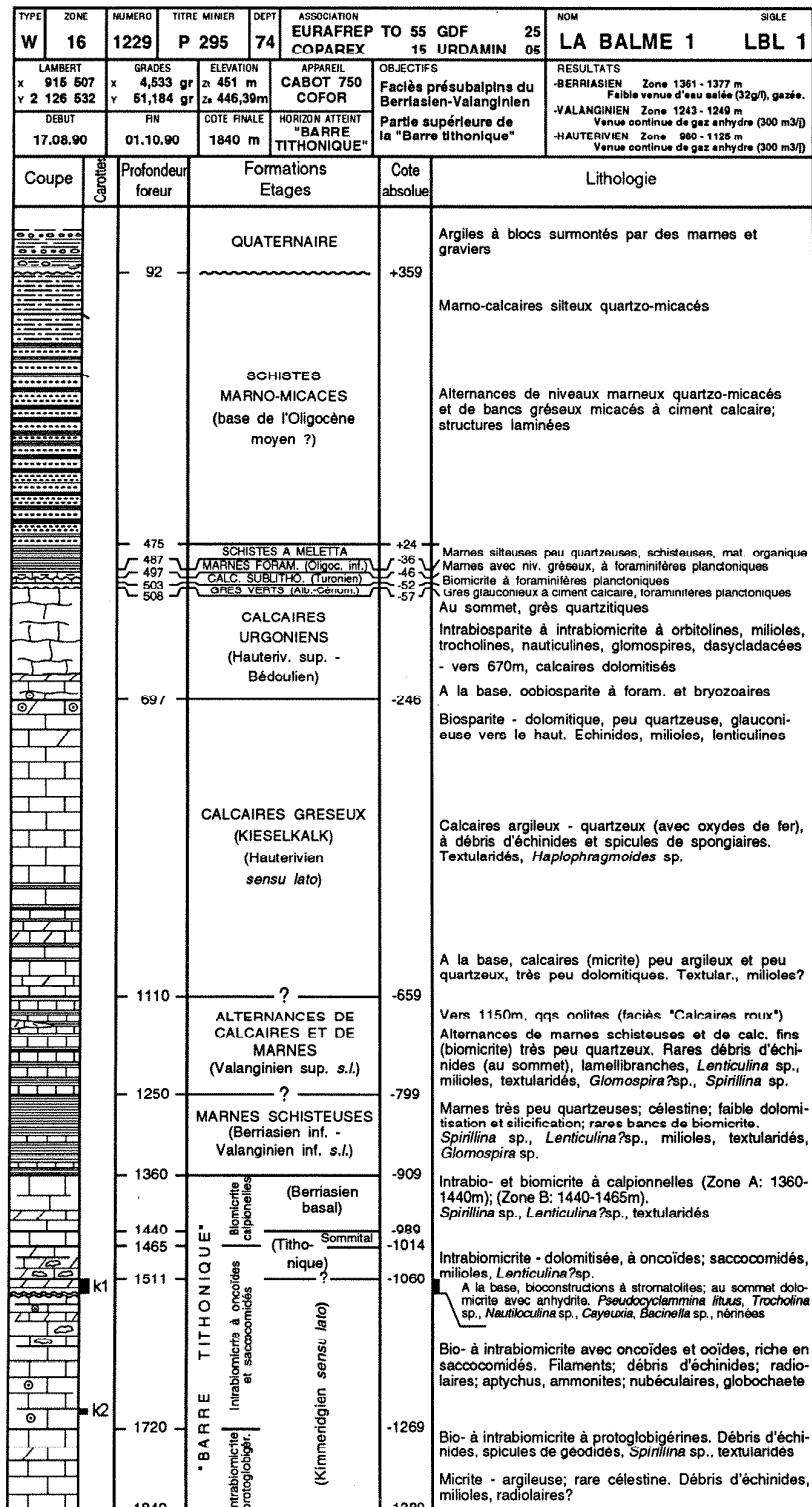


Fig. 2. – Log stratigraphique synthétique du forage La Balme 1 (LBL1).

Fig. 2. – Synthetic stratigraphic log of well LBL 1.

des hedbergelles ;

– microbrèche quartzo-glaconieuse à éléments phosphatés et ciment carbonaté ;

– calcaire quartzo glaconieux à foraminifères planctiques.

Ces quatre types de microfaciès qui ne se développent que sur 5 m d'épais-

seur correspondent aux "Grès verts" décrits dans l'aire d'Andey par M. Delamette (*in Charollais et al.*, 1988). Dans cette région, la formation des "Grès verts" est constituée par des dépôts albiens et cénonmaniens phosphatés condensés, souvent fortement lacunaires (Membre de Platé) reposant sur le toit du Membre de Bossetan plurimétrique et attribué à l'Aptien supérieur.

Un cutting (fig. 3B) montre le contact entre la microbrèche gréso-glaconieuse phosphatée albienne et la biomicrite gréso-glaconieuse riche en foraminifères planctoniques du Turonien.

Calcaires urgoniens : de - 508 à - 697 m (Hauterivien supérieur - Bédoulien?)

Bien que les "Calcaires urgoniens" traversés par LBL1 n'aient pu être étudiés avec précision en raison des nombreuses retombées de cuttings, certains caractères propres à cette formation et reconnus dans les chaînes subalpines à l'affleurement, ont été observés dans le forage.

La présence de niveaux gréseux à -510 m, au sommet des "Calcaires urgoniens", rappelle les faciès blanchâtres, quartzitiques, qui remplissent un réseau de filons et qui sont signalés par de nombreux auteurs dans le domaine delphino-helvétique, spécialement dans le massif des Bornes, la chaîne des Aravis et le massif de Platé.

L'ensemble des "Calcaires urgoniens" qui se développent ici sur une épaisseur apparente de 189 m, est essentiellement constitué de biosparites dont l'association paléontologique est banale : dasycladacées, milioles, trocholines, orbitolinides, glomospires, grands foraminifères arénacés, nautiloculines, *Sabaudia* sp. (fig. 3C, 3D).

L'épaisseur de cette formation dans LBL1 diffère de celle qui a été mesurée en surface dans le massif des Bornes, où elle atteint 240 m dans la région du Pas du Roc (Conrad, 1969) et au Rocher de Cluses (Charollais *et al.*, 1965) ; il n'est cependant pas exclu que ces variations d'épaisseur soient dues à des accidents tectoniques mineurs.

Le passage des "Calcaires urgoniens" aux "Calcaires gréseux" à *Toxaster amplus* (Hauterivien) est en tout point semblable à celui que l'on connaît en surface, notamment dans les gorges du Borne, sur le flanc septentrional de l'anticlinal du plateau d'Andey. Comme dans cette coupe étudiée par J. Charollais *et al.* (1981, p. 99-112), les faciès de passage se marquent par :

- l'apparition progressive du détritisme dès la base des "Calcaires urgoniens" ;
- un changement chromatique évident du blanc au brun, perceptible sur cuttings ;
- la disparition des oolites dès - 695 m ;
- la diminution des phénomènes de dolomitisation secondaire qui se développent à la base des "Calcaires urgoniens" et dont l'importance est maximale autour de - 670 m
- l'apparition des bryozoaires et des échinides vers - 690 m.

Les "Calcaires urgoniens" reconnus dans LBL1 présentent donc de nombreuses affinités avec ceux qui déterminent la morphologie actuelle du massif des Bornes. A leur base, la transition avec les "Calcaires gréseux" à *Toxaster amplus* et, à leur sommet, la présence de quartzarénites les différencient franchement des "Calcaires urgoniens" du Jura.

Aucune datation des "Calcaires urgoniens" n'a pu être établie à partir des cuttings retirés du forage. Par analogie avec les résultats des études de surface, on peut considérer que cette formation débute à l'Hauterivien supérieur (Zone à *Sayni*) et se termine peut-être au Bédoulien, bien que *Palorbitolina lenticularis* n'ait jamais été découverte dans les cuttings de LBL1.

Calcaires gréseux : de - 697 à - 1 110 m (Hauterivien)

Entre - 697 et - 1 110 m, LBL1 a rencontré une épaisse série de calcaires argileux (micrites à microsparites) riches en composés de fer, plus ou moins gréseux ; le quartz détritique, à une fréquence oscillant entre 2 et 10 %. Dans la partie supérieure de cette formation, sur

environ 70 m, ces faciès renferment une très faible proportion de glauconie. Par contre, des cristaux de dolomite idiomorphe se rencontrent tout au long de la formation.

Les organismes détectés dans les cuttings (spicules de spongaires, textularidés, petits miliolidés, *Haplophragmoïdes* sp., fragments d'échinides et de bryozoaires) ne permettent pas de dater les "Calcaires gréseux". Les faciès et l'épaisseur (voisine de 400 m) sont tout à fait identiques à ceux qui sont observés en surface au front du massif des Bornes.

Dans le massif des Bornes, J. Charollais *et al.* (1981) ont attribué les "Calcaires gréseux" à l'Hauterivien. Ces auteurs ont démontré qu'à l'échelle du massif des Bornes, cette formation recevait non seulement des variations latérales de faciès et d'épaisseur (entre 400 et 650 m) mais présentait une hétérochronie certaine tout au moins dans sa partie supérieure (Clavel *et al.*, 1986a).

Alternances de calcaires et de marnes : de - 1 110 à - 1 250 m (Valanginien supérieur - Hauterivien basal)

Malgré un taux de pollution élevé dû aux retombées et à la petitesse des cuttings, les microfaciès reconnus dans LBL1 entre - 1 110 et - 1 250 m semblent correspondre à ceux qui caractérisent la formation des "Alternances de calcaires et de marnes" à l'affleurement. Les bancs calcaires sont représentés par des micrites plus ou moins argileuses contenant entre 2 % et 5 % de quartz, des fragments d'ostracodes et de rares foraminifères sans valeur biostratigraphique précise (*Spirillina* sp., *Glomospira* sp., *Nautiloculina* sp., textularidés et petits miliolidés).

Les "Alternances de calcaires et de marnes" reconnues dans l'ensemble du massif des Bornes ont été attribuées par J. Charollais *et al.* (1988) au Valanginien supérieur et à l'Hauterivien basal. Cette formation, caractéristique des chaînes subalpines, dont la limite avec les "Marnes schisteuses" sous-jacentes reste assez floue même à l'affleurement, a été estimée entre 50 et 80 m dans la vallée du Borne. Dans LBL1, elle semble

Fig. 3. – Microfaciès des formations du Jurassique supérieur, du Crétacé et de l'Oligocène, traversés par le forage LBL1, entre - 495 m. et -1460 m. Toutes les photographies de lames minces taillées dans les cuttings ont été faites en lumière naturelle, sauf pour la figure 3B lumière polarisée. Echelle 0,5 mm, sauf pour B et D : 1 mm.

Fig. 3. – Microfacies from the Upper Jurassic, Cretaceous and Oligocene formations extracted from LBL1 between 495 m and 1460 m. Thin sections are shown in normal transmitted light except for fig. 3B (polarized light). Scale bars represent 0.5 mm except for fig. 3B and 3D: 1 mm.

Fig. 3A. – "Marnes à foraminifères" (Oligocène inférieur) : - 495 m. Marnes riches en sulfures et oxydes de fer ; quelques lamines sont riches en quartz détritique (15 à 20 %) et en globigérines (*Globigerina* spp.).

Fig. 3A. – "Foraminifer marls" (Lower Oligocene), located at a depth of - 495 m. Fe-oxyde and sulphide-rich marls; silty laminae may contain globigerinids (*Globigerina* sp.).

Fig. 3B. – Contact entre les "Grès verts" hélvétiques (Albien-Cénomanien) à gauche et les "Calcaires sublithographiques" (Turonien) à - 505 m. La surface irrégulière sombre correspond à un hard ground glauconieux et phosphaté séparant les deux formations.

Fig. 3B. – Contact between the "Grès verts" formation (Albian-Cenomanian) and the "Seewen" formation (Turonian) located at a depth of -505 m. The dark irregular zone corresponds to a glauconitic and phosphatic hardground separating the two formations.

Fig. 3C. – "Calcaires urgoniens" (Barremien?) à - 520 m. Biosparite à intraclastes, milioles et glo-mospires.

Fig. 3C. – Urgonian limestones (Barremian?) at a depth of -520 m. Biosparite with intraclastes, milio-lids and glo-mospires.

Fig. 3D. – "Calcaires urgoniens" (Barremien ?) : 535 m. Biosparite à orbitolines, milioles et grands foraminifères arénacés, choffatelles. Rares intraclastes.

Fig. 3D. – Urgonian limestones (Barremian ?) at a depth of 535 m. Biosparite with orbitolinids, miliolids and large arenaceous foraminifers.

Fig. 3E. – "Marnes schisteuses" (Berriasien inférieur - Valanginien inférieur) à - 1 266 m. Marnes argileuses riches en matière organique et en sulfures et oxydes de fer, faiblement dolomitiques, *Spirillina* sp.

Fig. 3E. – "Marnes schisteuses" formation (Lower Berriasian-Lower Valanginian) at a depth of 1266 m. Dolomitic with abundant organic matter, iron oxides and sulphides, and rare benthic foraminifers (*Spirillina* sp.).

Fig. 3F. – "Barre tithonique" (Berriasien basal) : - 1 365 m. Biomicroite à calpionnelles, avec sulfures et oxydes de fer. *Calpionella alpina* prédominantes (Zone B ; Remane et al., 1986).

Fig. 3F. – "Barre Tithonique" formation (Lower Berriasian) at -1365 m depth. Calpionellid biomicroite enriched Fe-oxydes and sulphides. The species *Calpionella alpina* predominates; it corresponds to "zone B" defined by Remane et al. (1986).

Fig. 3G. – "Barre tithonique" (Berriasien basal) à - 1 415 m. Biomicroite à fragments d'échinides et nombreuses calpionnelles ; *Calpionella alpina* prédominantes (Zone B ; Remane 1986).

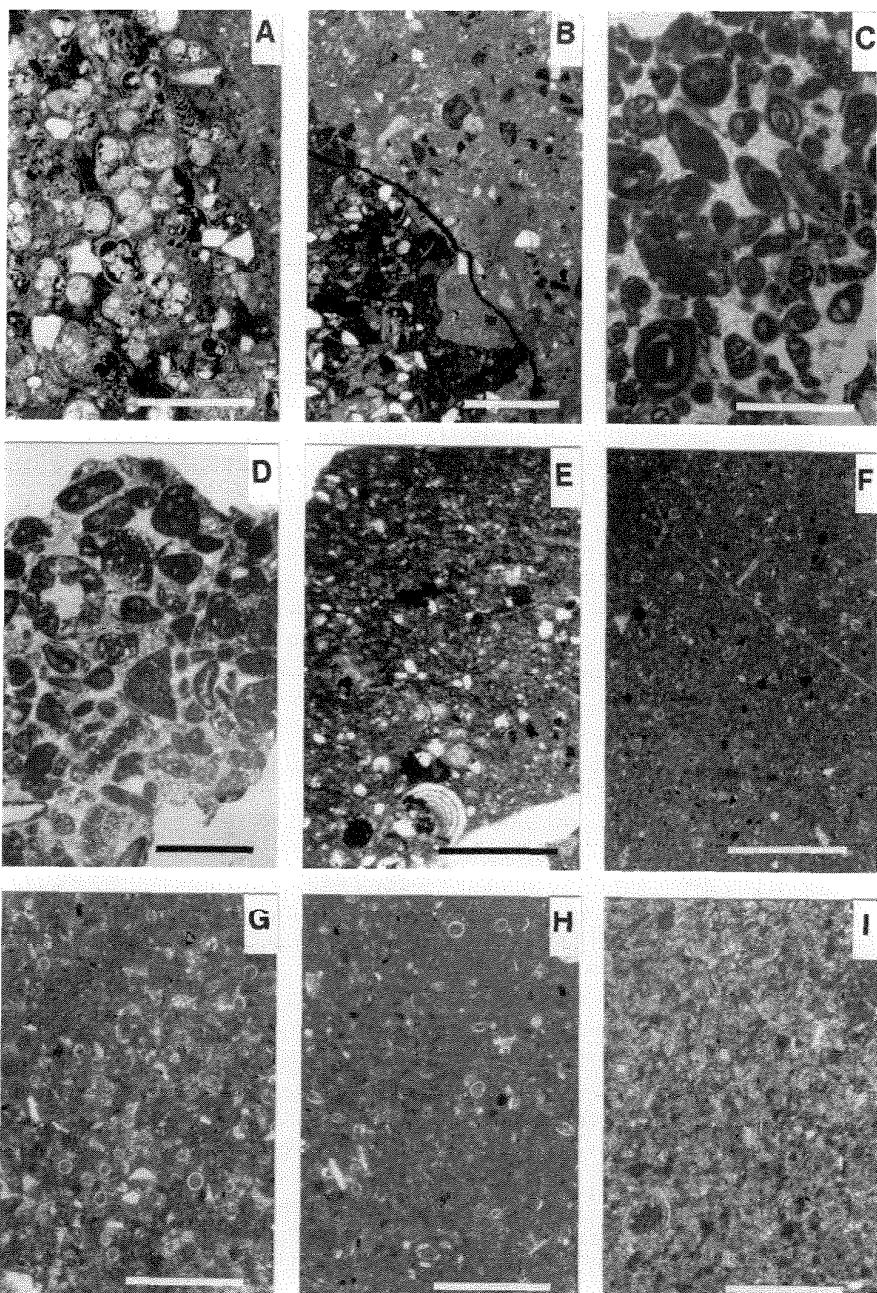
Fig. 3G. – "Barre Tithonique" formation (Lower Berriasian) at a depth of -1415 m. Calpionellid and echinid bearing micrite. The species *Calpionella alpina* pre-dominates.

Fig. 3H. – "Barre tithonique" (Tithonique sommital) à - 1 440 m. Biomicroite à calpionnelles et rares milioles. *Crassicolaria intermedia* et grandes formes de *Calpionella alpina* (Zone A ; Remane et al. 1986)

Fig. 3H. – "Barre Tithonique" formation (Upper Tithonian) at a depth of -1440 m. Calpionellids and miliolids micrite. *Crassicolaria intermedia* and *Calpionella alpina* are frequent (zone A ; Remane et al. 1986).

Fig. 3I. – "Barre tithonique" (Tithonique sommital) à - 1 460 m. Biomicroite dolomitisée. Certains fragments d'échinides et quelques calpionnelles ont été préservés de la dolomitisation (Zone A ; Remane et al., 1986).

Fig. 3I. – "Barre Tithonique" formation (Upper Tithonian) at a depth of -1460 m. Dolomitized biomicroite with scattered calpionellids and echinid fragments.



atteindre 140 m ; cette surépaisseur pourrait résulter d'écaillages analogues à ceux que l'on peut observer dans les gorges du Borne, au cœur de la structure anticlinale du plateau d'Andey, entre l'usine électrique du Péterat et la chapelle des Evaux. Il faut donc rester prudent sur les limites qui sont proposées dans le forage LBL1 et qui séparent les "Alternances de calcaires et de marnes" des formations encadrantes.

Dans les chaînes subalpines septentrionales (massif des Bornes, chaîne des Aravis), des biocalcarénites parfois oolithiques plus ou moins glauconieuses, à patine rousse ("Calcaire roux" des auteurs) s'intercalent généralement dans la partie supérieure des "Alternances de calcaires et de marnes". Toutefois, en certains points, comme sur rive gauche du Borne, en face du Petit Bornand, ces biocalcarénites rousses, qui résultent de coulées sableuses, n'apparaissent pas. Dans le forage LBL1, aucun faciès de type "Calcaire roux" n'a été observé ; seules, quelques rares oolites ont été remarquées dans certains cuttings à la cote - 1150 m.

Marnes schisteuses : de - 1250 à - 1360 m (Berriasien inférieur-Valanginien inférieur)

De - 1250 à - 1310 m, LBL1 recoupe des marnes riches en matière organique et composés de fer; le quartz détritique toujours très fin varie entre 1 et 5 %. Ces marnes présentent souvent des laminations et renferment des minéraux authigènes : rhomboèdres de dolomite, célestine pouvant atteindre 1 mm. Cette dernière apparaît en lentilles au sein des "Marnes schisteuses" qui affleurent dans les gorges du Borne en aval du Petit-Bornand (Charollais, 1962). Entre - 1 310 et - 1 360 m, s'intercalent quelques bancs de calcaires fins (biomicrites) d'abord sans calpionnelles (jusqu'à - 1 340 m) puis avec calpionnelles (entre - 1 345 et - 1 360 m).

Les "Marnes schisteuses" du forage sont tout à fait analogues à celles des chaînes subalpines où elles atteignent 170 à 270 m. L'apparente faible épaisseur (110 m) reconnue pour cette formation dans LBL1 peut résulter soit d'une interprétation erronée de sa limite avec

les "Alternances de calcaires et de marnes" sus-jacentes (hypothèse déjà évoquée), soit plus probablement d'un accident tectonique. En effet, les "Marnes schisteuses" ont souvent servi de plan de décollement, notamment dans la fenêtre de la Filière (Charollais et Liermier, 1967).

Sur le plan paléontologique, tous les essais palynologiques tentés sur les marnes se sont révélés décevants ; cinq niveaux compris entre - 1 250 et - 1 270 m ont livré de la matière organique noire carbonisée (inertinite) avec accessoirement des débris de palynomorphes affectés par le métamorphisme thermique (G. Gorin, communication orale ; 1991). Dans le niveau - 1 250 m, le plus riche en débris de palynomorphes, seuls des dinokystes chorates et proximates, des pollens bisaccates et quelques spores ont pu être reconnus. La couleur brun noirâtre et le degré de dégradation des palynomorphes observés (dissacates et dinoflagellés) indiquent un degré de maturité thermique correspondant à une réflectance de la vitrinité comprise entre 0,8 et 1 % selon le TAI (Thermal alteration index) de F.L. Staplin (1969).

Les foraminifères (spirillines, petits miliolidés, textularidés, lenticulines, glo-mospires, lagenidés), d'ailleurs assez rares et souvent mal conservés (fig. 3E), ne permettent pas de dater avec précision la formation des "Marnes schisteuses". Ce n'est qu'entre - 1 345 et - 1 360 m qu'apparaît une association de calpionnelles caractéristiques de la zone B de J. Remane *et al.* (1986) avec les espèces suivantes : *Calpionella alpina* (formes très petites) prédominantes, *Tintinnop-sella carpathica* (formes relativement petites), *Crassicolaria parvula* (formes rares) (fig. 3F).

La base de la formation des "Marnes schisteuses" peut donc être attribuée au Berriasien inférieur. Ces niveaux ont rarement été signalés à l'affleurement. J. Charollais *et al.* (1988) et H. Detraz (1989) les mentionnent toutefois à la base du "Conglomérat du Petit Bornand", sur rive gauche du Borne où de plus on observe des associations de calpionnelles caractéristiques des zones C et D, absentes dans LBL1 ; cette absence résulte soit d'un accident tectonique, soit

d'un hiatus lié aux glissements sédimentaires bien connus à cette époque dans le massif des Bornes et décrits notamment dans la région de Montmin par H. Detraz (1989). Les "Marnes schisteuses" traversées par LBL1 peuvent donc être rattachées à un intervalle compris entre le Berriasien inférieur et le Valanginien inférieur *sensu lato*.

"Barre tithonique" des auteurs : de - 1 360 à - 1 840 m (Kimméridgien *sensu lato*)

De - 1 360 à - 1 840 m, cote de la fin du forage, LBL1 traverse une série de calcaires massifs appelée par les auteurs : "barre tithonique". Celle-ci atteint une épaisseur apparente minimale de 480 m ; il faut toutefois rappeler qu'entre - 1 380 m et - 1 840 m, les pendages varient entre 5 et 20 degrés.

Entre - 1 360 et - 1 440 m, sur 80 m, se développent des calcaires fins (biomicrites) à calpionnelles (fig. 3F) dans lesquels s'intercalent des brèches synsédimentaires dont les éléments (biomicrites à calpionnelles, fig. 3G) ne se distinguent pas des faciès hémipélagiques encaissant.

La dolomitisation, plus ou moins développée, se manifeste par la présence de cristaux idiomorphes de dolomite ; elle est particulièrement importante vers - 1 420 m où elle efface la structure originelle du faciès. D'autre part, vers - 1 380 m apparaissent quelques cristaux authigènes de célestine.

Outre de petits miliolidés, des textularidés, des spirillines et des lenticulines, ces calcaires fins comprennent une association de calpionnelles caractéristique de la zone B de J. Remane *et al.* (1986) avec *Calpionella alpina* prédominantes (fig. 3G), *Crassicolaria parvula* qui à partir de - 1 420 m atteignent la même fréquence que *Calpionella alpina*, *Tintinnop-sella carpathica*, formes relativement petites et assez rares. Cette partie supérieure de la "barre tithonique" appartient donc au Berriasien inférieur *pro parte*.

Les microfaciès entre - 1 440 et - 1 465 m sont identiques à ceux qui ont été décrits entre - 1 360 et - 1 440 m ;

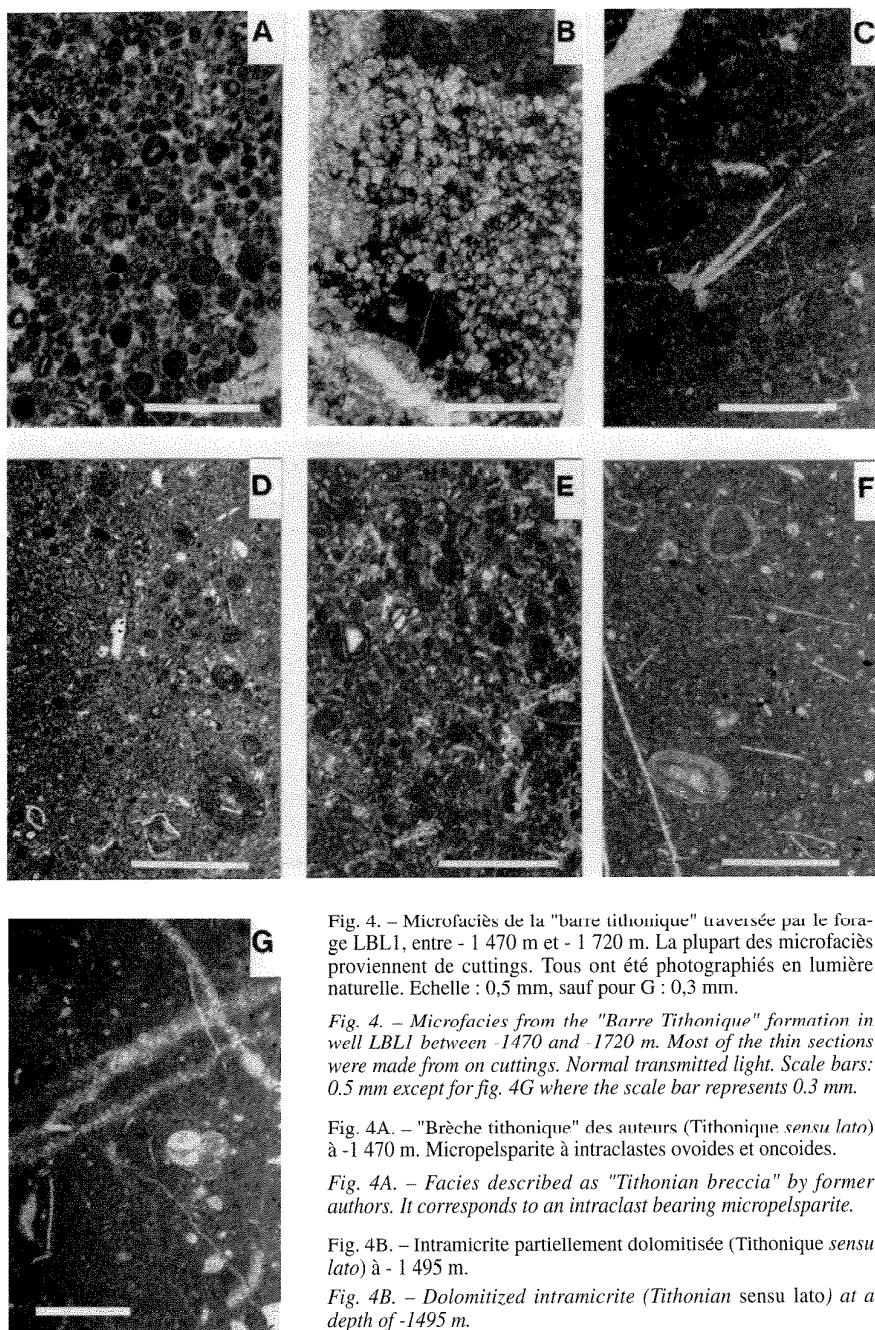


Fig. 4. – Microfacies de la "barre tithonique" traversée par le forage LBL1, entre - 1 470 m et - 1 720 m. La plupart des microfacies proviennent de cuttings. Tous ont été photographiés en lumière naturelle. Echelle : 0,5 mm, sauf pour G : 0,3 mm.

Fig. 4. – Microfacies from the "Barre Tithonique" formation in well LBL1 between -1 470 and -1 720 m. Most of the thin sections were made from on cuttings. Normal transmitted light. Scale bars: 0.5 mm except for fig. 4G where the scale bar represents 0.3 mm.

Fig. 4A. – Brèche tithonique" des auteurs (Tithonique sensu lato) à -1 470 m. Micropelsparite à intraclastes ovoïdes et oncoïdes.

Fig. 4A. – Facies described as "Tithonian breccia" by former authors. It corresponds to an intraclast bearing micropelsparite.

Fig. 4B. – Intramicrite partiellement dolomitisée (Tithonique sensu lato) à -1 495 m.

Fig. 4B. – Dolomitized intramicrite (Tithonian sensu lato) at a depth of -1495 m.

Fig. 4C. – Micrite à saccocomidés (Kimméridgien probable) à - 1 565 m.

Fig. 4C. – Saccocomid micrite (probably Kimmeridgian) at a depth of -1565 m.

Fig. 4D. – Pelmicrite à saccocomidés (Kimméridgien probable) à - 1 600 m

Fig. 4D. – Saccocomid pelmicrite (probably Kimmeridgian) at a depth of -1600 m.

Fig. 4E. – Intrapelmicrite à filaments, débris d'échinides et Textularidés (Kimméridgien probable) à - 1 697 m (carotte K2). Certains éléments figurés présentent une structure oncoïdale.

Fig. 4E. – Intrapelmicrite with filaments, echinid fragments and textularids (probably Kimmeridgian). Some allochems show a poorly developed oncoidal structure. This sample came from core K2 at a depth of -1697 m.

Fig. 4F. – Biomicrite à oolites et filaments (Kimméridgien probable) à - 1 698,5 m (carotte K2).

Fig. 4F. – Ooid and filament bearing micrite (probably Kimmeridgian) from core K2 at a depth of -1698,5 m.

Fig. 4G. – Biomicrite à protoglobigérines et filaments (Kimméridgien sensu lato) à - 1 720 m.

Fig. 4G. – Protoglobigerinid and filament-heavy micrite (Kimmeridgian); from a depth of -1720 m.

seule, l'association de calpionnelles change et correspond à la zone A de J. Remane *et al.* (1986), caractéristique du Tithonique supérieur. Elle est constituée de *Crassicolaria intermedia* et *Calpionella alpina* (grandes formes) (fig. 3H, 3I). Dans la partie septentrionale du massif des Bornes cette biozone n'apparaît pas, car le niveau d'érosion actuel n'a pas encore mis à jour des formations aussi anciennes ; elles n'affleurent qu'à l'extrême méridionale de ce massif, entre Menthon et Faverges.

Au-delà de - 1 465 m, apparaissent des faciès intramicritiques (fig. 4A) plus ou moins dolomitisés (fig. 4B) à oncoïdes et saccocomidés, dépourvus de calpionnelles dont l'interprétation sédimentologique est délicate.

Carotte K1 : entre 1 510,50 et 1 528,50 m⁽¹⁾

La carotte de 18 m, prélevée entre les cotes - 1 510,50 et - 1 528,50 m (cotes de forage) traverse des calcaires dont le pendage subhorizontal est confirmé par de nombreuses figures géotropes. Elle présente trois types de faciès distincts qui sont clairement superposés stratigraphiquement et séparés par des contacts abrupts probablement de nature érosive (fig. 5).

Pour mieux suivre l'évolution des faciès, la description stratigraphique qui suit est faite de **bas en haut**.

Le premier type de faciès qui représente les quatre premiers mètres de la carotte (- 1 528,50 à - 1 524,50 m), est constitué d'un *framestone* à stromatolites columnaires qui passe progressivement vers le haut à un *wackestone* à spongiaires et serpules. Les stromatolites se manifestent sous forme de feutrages micritiques laminés et convexes (fig. 6A) qui montrent sous le microscope une texture micropeloidale (ou thrombolitique) (fig. 6B). Des foraminifères benthiques (milioles, *Pseudocyathina* gr. *lituus* (fig. 6E), *Bullopora* ? sp.), des fragments d'échinides, quelques *Aptychus* et des oïdes à cortex irréguliers sont dispersés dans ces constructions microbiennes dont quelques bioérosions démontrent le

(1) Cotes de la carotte K1 suivant les diagraphies : 1 511,20 m à 1 529,20 m.

caractère cohésif. Deux sections d'ammonites ont été trouvées incorporées dans la partie sommitale de la construction.

L'interprétation de ce faciès en terme de milieu de dépôt est délicate. Dans l'Actuel, les stromatolites ne semblent se développer que dans des sites caractérisés par des conditions géochimiques ou hydrodynamiques extrêmes : bordures de lagons à salinité très variable (Logan *et al.* 1964), chenaux de marée parcourus par des courants violents (Dill *et al.* 1986). Dans le cas étudié ici, la présence de fragments de macrofaune sténohaline et d'organismes nectiques jointe à l'absence d'algues exclut qu'il puisse s'agir d'un milieu confiné. L'ambiance micritique qui entoure ou sépare les zones construites ne correspond pas non plus à un milieu de haute énergie. Par ailleurs, l'absence d'enduits ferrugineux, phosphatés ou glauconieux et l'épaisseur de la bioconstruction permettent également d'exclure l'hypothèse d'un niveau de condensation encroûté par des voiles microbiens analogues à ceux que M. Delamette (1986) a décrits dans des dépôts de plate-forme externe de l'Albien.

Reste donc la possibilité d'une construction microbienne de type *mud mound* se développant en milieu marin ouvert et en-dessous de la zone d'action des vagues ou des courants de marée.

Le faciès qui vient d'être décrit, est surmonté sans transition par neuf mètres de calcarénite à calcirudite présentant des stratifications obliques bien marquées (- 1 524,50 à - 1 515,50 m). Ces dépôts de haute énergie sont interrompus à deux reprises par des niveaux de packstone marquant une diminution momentanée de l'hydrodynamisme (fig. 5). Ces dépôts sont constitués essentiellement d'exoclastes micritiques de taille millimétrique à pluricentimétrique, d'oncoïdes, dont certains atteignent plusieurs centimètres de diamètre, et d'ooïdes (fig. 6C). Les bioclastes sont dispersés et ne représentent pas une proportion importante des allochems ; milioles, trocholines et conicospirillines constituent l'essentiel de la microfaune. Le premier mètre de ce corps sableux renferme, en association avec *Nautiloculina* sp., *Trocholina* sp. et *Cayeuxia* sp.,

FORAGE LA BALME 1 (LBL 1)					
Carotte K1					
PROFONDEUR [m]	▲ évaporites ◆ dolomite * coraux ▲ algues	POROSITE	COMPACT (seuil solution)	PETRO TEXTURE	MILIEU DE DÉPÔT
1511					MARAS LITTORAUX
1512					
1513					
1514					
1515					
1516					LAGON
1517					
1518					
1519					
1520					
1521					
1522					
1523	X	micr-cristalline			MARAS LITTORAL
1524					AVANT-PLAGE (?)
1525					
1526					
1527					
1528					MUD - MOUND

Fig. 5. – Lithologie et interprétation sédimentologique de la carotte K1, prélevée entre - 1 510,50 m et - 1 528,50 m (cotes du forage).

Fig. 5. – Lithologic and sedimentologic log of core K1 drilled between - 1510.5 m and - 1528.5 m the well.

de grands foraminifères complexes tels que *Pseudocyclammina lituus* (Wernli, communication orale, 1990) ; on y trouve également des fragments de coraux encroûtés par des *Bacinella* sp. et des nérinées. De gros endoclastes calcaréniques, caractérisés par une cimentation

isopaque discrète, apparaissent sporadiquement ; leurs interstices résiduels ont été partiellement remplis de sédiment interne mis en place en deux temps (fig. 6D). Ces lithoclastes résultent très probablement du démantèlement de *beach rocks*. Le caractère sédimentologique le

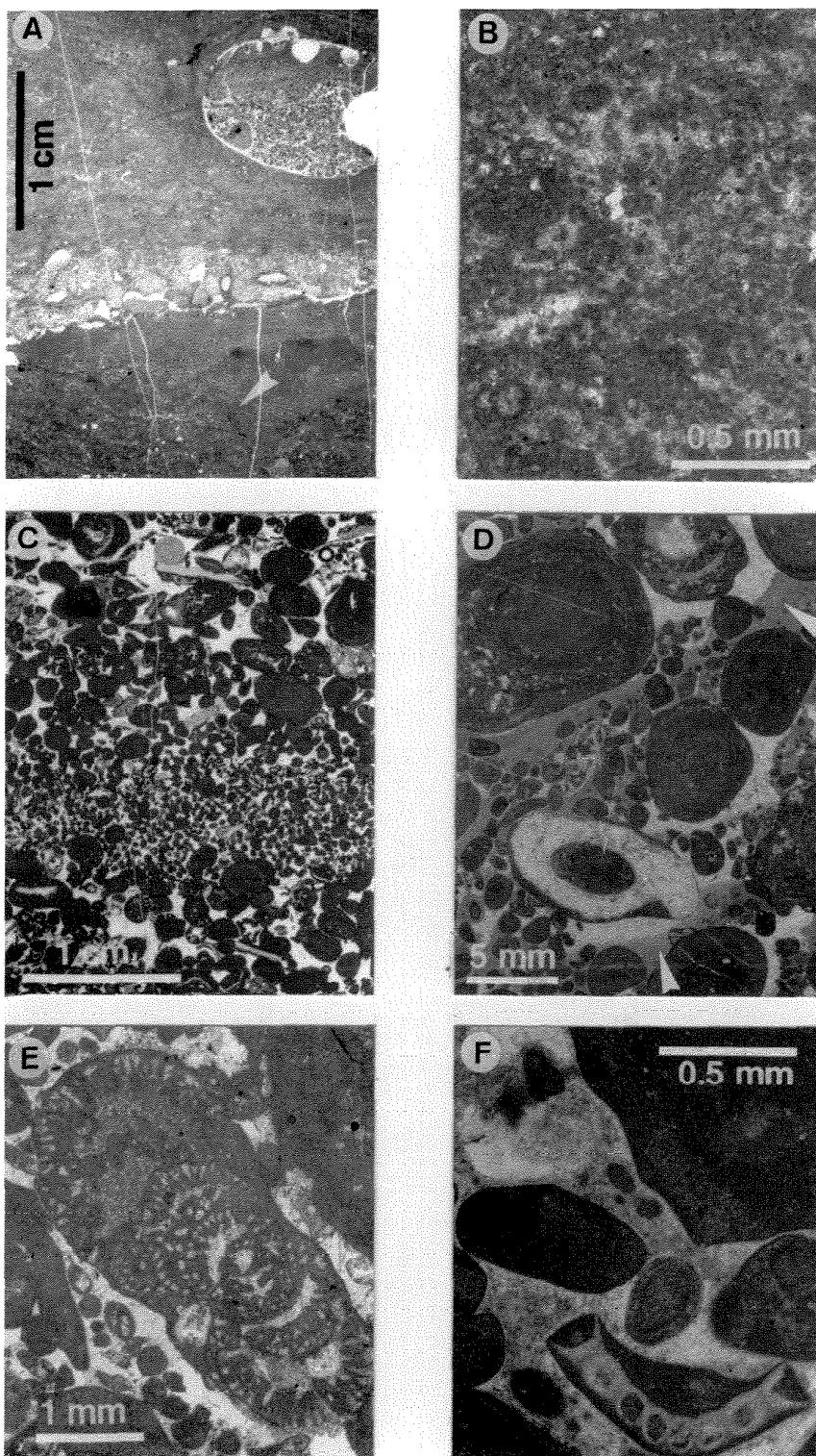


Fig. 6E. – Grand foraminifère complexe du type *Pseudocyclammina* gr. *lituus*. (- 1 524,2 m), fréquent dans les faciès calcarénitiques à stratifications obliques,

Fig. 6E. – Large complex foraminifers (Pseudocyclammina gr. lituus) are common in the trough cross-bedded grainstones (-1524.2 m)

Fig. 6F. – Faciès calcarénitique (- 1 517,2 m). Les extraclastes renferment très fréquemment des gastéropodes et des fragments de dasycladacées. La géométrie de ces clastes qui épousent la forme des bioclastes indiquent qu'ils résultent du remaniement de vases littorales peu lithifiées (la cimentation précoce s'effectuant à proximité des bioclastes aragonitiques).

Fig. 6F. – The extraclasts from the trough cross-bedded grainstones are often composed of gastropod shells or dasyclad fragments which are coated by non-laminated micrite. This unusual pattern may result from coastal erosion of poorly lithified mudstones (early cementation occurring around aragonitic bioclasts).

plus remarquable de ce corps sableux est l'arrivée brutale puis l'omniprésence d'exoclastes micritiques contenant fréquemment des dasycladacées (*Clypeina* sp.) et des gastéropodes. Ces bioclastes occupent presque systématiquement le centre des lithoclastes et sont enrobés d'une gangue micritique non cortiquée (fig. 6F, 7B). Cette disposition et la nature des bioclastes indiquent que les exoclastes proviennent du démantèlement de dépôts de plate-forme interne encore peu lithifiés.

Fig. 6. – Microfaciès de la carotte K1, entre - 1 527,40 m et - 1 524 m (cotes du forage). Photographies de lames minces en lumière naturelle.

Fig. 6. – Microfacies observed in core K1 between -1527.4 and -1524 m down the well. Normal transmitted light.

Fig. 6A, 6B. – Faciès stromatolitiques caractérisés des quatre mètres inférieurs de la carotte (6A : 1 527,4 m ; 6B : 1 526,4 m). Les feutrages stromatolitiques sont visibles en bas de la fig 6A (flèche) et au-dessus de l'ammonite. Ils présentent toujours un agencement convexe et une structure thrombolitique (fig. 6B).

Fig. 6A, 6B. – Cryptalgal facies (arrow) showing a convex-up pattern and a thrombolitic texture (fig. 6B). This facies, associated with ammonites (fig. 6A), develops in the lower part of core K1.

Fig. 6C. – Faciès calcarénitiques à stratifications obliques (- 1 523,9 m) Alternances de niveaux fins peloïdaux/oolithiques et de niveaux grossiers à oncoïdes et lithoclastes micritiques ; ces faciès renferment souvent de grands foraminifères complexes du type *Conicospirillina* sp. (fig. 6E).

Fig. 6C. – Trough cross-bedded grainstone (-1523.9 m) comprising of fine-grained pellet/ ooid laminae and coarse-grained lithoclast/ oncoid laminae. This facies commonly contains large complex foraminifers (Conicospirillina sp., fig. 6E).

Fig. 6D. – Certains gros endoclastes des faciès calcarénitiques présentent une particularité qu'on rencontre fréquemment dans les beachrocks démantelés : un ciment isophaeus fibreux (non figuré) et surtout la présence de plusieurs générations de sédiments internes (flèches), indiquant des polarités variables.

Fig. 6D. – The trough cross-bedded facies contains large intraclasts which may result from beachrock fragmentation: they are commonly cemented by an isopachous fibrous cement (not shown) and intergranular pore spaces are partly infilled by two phases of internal sediment. Note the change of polarity indicated by arrows.

Les stratifications obliques se manifestent à l'échelle microscopique par une alternance de niveaux grossiers pluricentimétriques constitués essentiellement d'exoclastes et d'oncoïdes et de niveaux fins centimétriques riches en ooïdes et peloïdes (fig. 7A). Cet agencement, analogue à celui que l'on observe dans les rides de houle et les rides de courant, traduit des variations périodiques de l'hydrodynamisme.

L'examen des ciments et des figures de compaction montre que les niveaux de sables fins ont subi une cimentation précoce en milieu phréatique marin (lisères isopaques fibreux) qui les a préservés des effets de la compaction. Dans les niveaux grossiers, en revanche, l'abondance de sutures microstylolitiques entre les particules traduit une cimentation tardive postérieure à l'enfouissement (fig. 7A). Cette cimentation différentielle à l'échelle de l'échantillon s'observe fréquemment dans les dépôts littoraux quaternaires et résulte probablement des variations des vitesses de percolation des fluides interstitiels responsables de la cimentation précoce. Les particules constituant les niveaux grossiers présentent, de plus, des traces de dolomitisation superficielle (fig. 7B) inexistantes dans les niveaux fins.

La granulométrie de ces faciès, la nature des stratifications obliques et l'absence de ciments caractéristiques de la zone vadose indiquent que ce corps sableux correspond à des dépôts d'avant-plage ou de barre sableuse subtidale. L'abondance d'exoclastes résultant du démantèlement de dépôts de plate-forme interne encore peu lithifiés suggère par ailleurs que ce corps sableux pourrait représenter un prisme de bas niveau marin. Dans cette optique eustatique, il est intéressant de relever que les deux niveaux présentant une pétrotexture de type packstone contiennent tous deux des *Aptychus*. Cette coïncidence (retour à des faciès de basse énergie et arrivée de faune pélagique) pourrait indiquer deux relèvements momentanés et mineurs du niveau eustatique.

A - 1 523,14 m, parmi les nombreux bioclastes, R. Wernli (communication orale, 1990) a déterminé *Cayeuxia* sp., *Trocholina* sp., *Pseudocyclammina lituus*, *Valvulina tugeoni* ?, *Protopenero-*

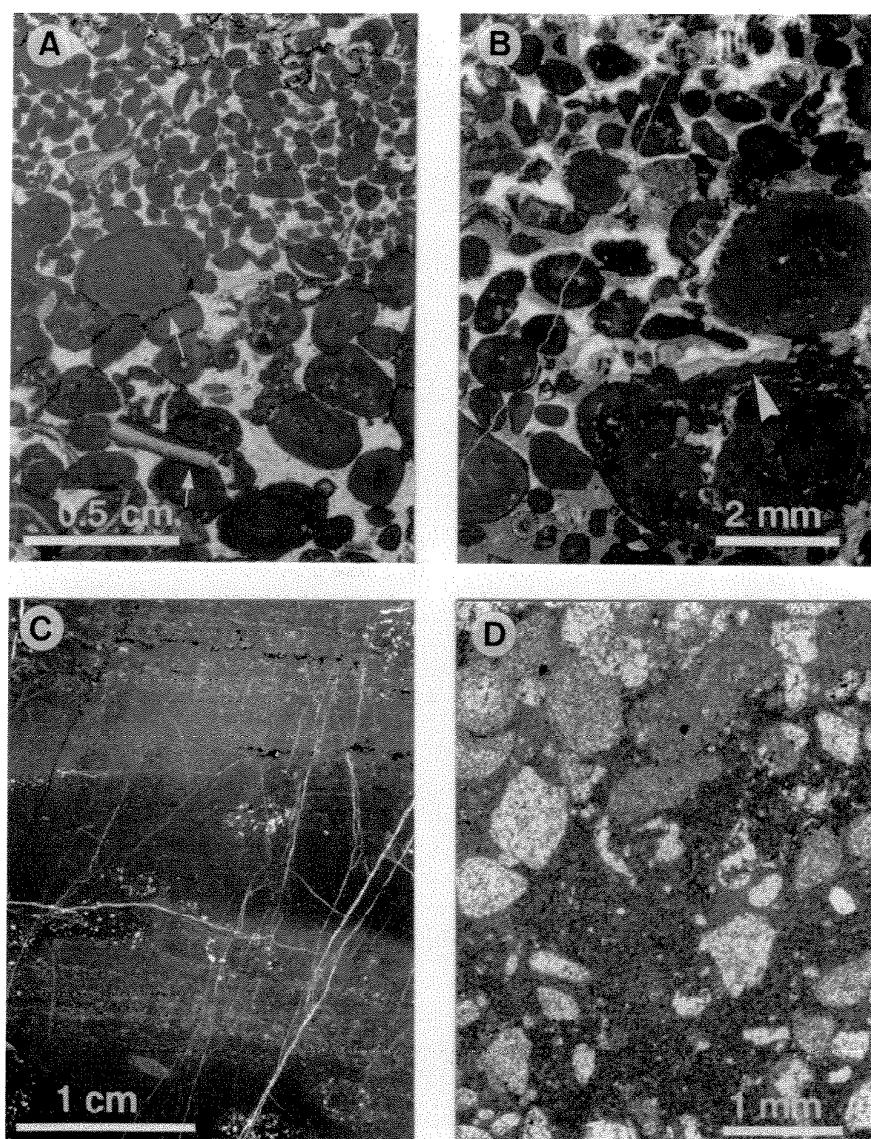


Fig. 7A. – Faciès calcarénitique à compaction différentielle (- 1 524 m). Les niveaux à granulométrie grossière présentent de nombreuses sutures microstylolitiques qui témoignent d'une compaction chimique importante (flèches). Les niveaux fins ont en revanche été épargnés par la compaction. Cette compaction différentielle s'explique par le fait que les niveaux à granulométrie fine ont été affectés par une cimentation précoce, antérieure à l'enfouissement.

Fig. 7A. – Differential compaction in grainstones (-1524 m). Coarse-grained laminae show evidence of frequent chemical compaction (microstylolites, white arrows) while fine-grained laminae remain uncompacted. This suggests that fine-grained sediments have been affected by a preburial phase of cementation.

Fig. 7B. – Faciès calcarénitique (- 1 517,9 m). Les lithoclastes et oncoïdes montrent souvent à leur périphérie des traces de dolomitisation (pseudomorphoses) (flèche). La troncature de ces cristaux indique que cette dolomitisation est précoce et antérieure au remaniement de ces faciès sous forme de clastes.

Fig. 7B. – Superficial dolomitization of extraclasts and oncoids (-1517,9 m). Truncated crystals (arrow) may indicate that dolomitization occurred before particle reworking.

Fig. 7C, D. – Faciès cryptalgaire (- 1 513 m à - 1 512 m). Par place, les micrites laminées (fig. 7C) sont envahies de pseudomorphoses d'anhydrite (fig. 7D) et de rosettes de quartz (non figurées).

Fig. 7C, D. – Cryptalgal facies (1512 m-1513 m) with scattered anhydrite pseudomorphs (fig. 7D) and authigenic quartz (not shown).

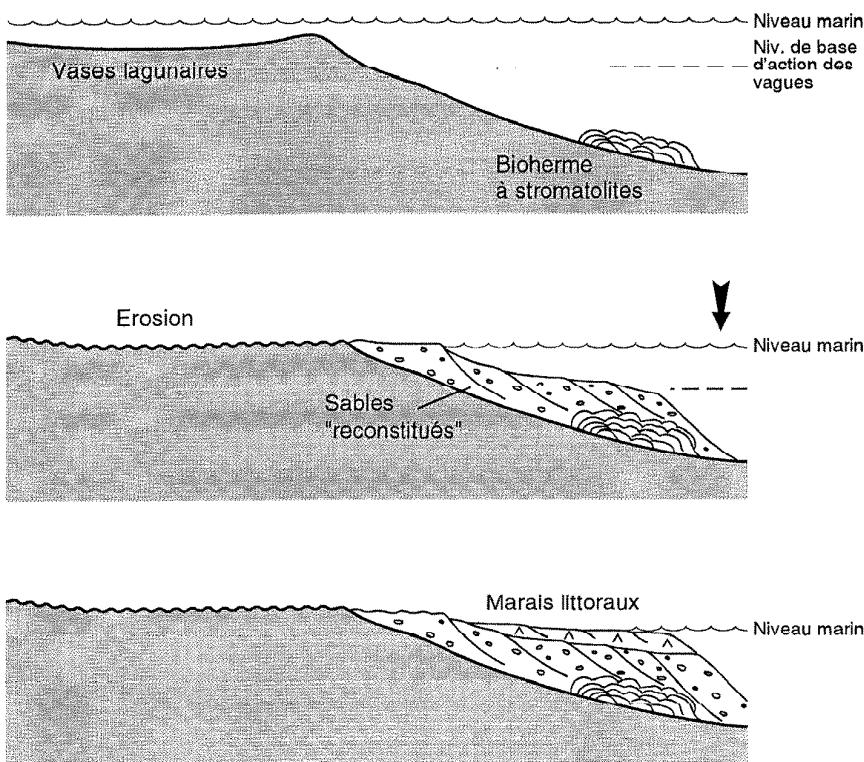


Fig. 8. – Genèse probable de la séquence bathydécroissance observée dans la carotte K1. Cette séquence est interprétée comme un prisme de bas niveau marin mis en place lors de l'exondation de la plate-forme jurassienne entre les zones à Eudoxus et Gravesia.

Fig. 8. – Hypothetical evolution of the depositional environment leading to the shallowing-upward sequence observed in core K1. This sequence may be considered as a lowstand wedge deposited during the major emergence recorded on the Jura platform between the Eudoxus and Gravesia ammonite zones.

plis ? sp., en plus des milioles ; une association du même type a été repérée à la cote - 1 518, 63 m.

Les cinq derniers mètres supérieurs de la carotte (- 1 515,50 à - 1 510,50 m) sont constitués de dolomie, localement laminée et bioturbée, parsemée de petits nodules dolosparitiques et dolomictiques (fig. 7C, 7D). Ces nodules, par place associés à des quartz en rosette (Arbey, 1980), représentent des pseudomorphoses d'anhydrite. La faune est inexisteante et seules quelques rares dasycladacées ont pu être observées dans le premier mètre. Ce faciès s'infiltré sous forme de petits filons sédimentaires et de sédiment interne dans les deux derniers mètres du corps sableux sous-jacent. Le contact oblique et irrégulier suggère une surface d'émergence mais aucun critère pétrographique fiable n'a pu être trouvé à proximité pour le démontrer. En revanche, il est évident que les dolomies laminées à pseudomorphoses d'évaporites représentent des dépôts de marais littoraux hypersalins ou de sebkha.

En conclusion, la succession des trois faciès décrits dans la carotte K1 traduit une réduction importante de la tranche d'eau. Cette modification bathymétrique provoque l'exondation (ou tout au moins l'érosion) de dépôts de plate-forme interne peu lithifiés et l'accumulation du matériel remanié dans un milieu de haute énergie (avant-plage) sur une bioconstruction microbienne de type *mud mound* (fig. 8).

En terme de stratigraphie séquentielle, les sables exoclastiques et les dolomies représenteraient respectivement la partie basale et sommitale d'un prisme de bas niveau marin.

L'événement mis en évidence dans la carotte K1, entre - 1 515,50 m et - 1 510,50 m, pourrait être attribué à l'abaissement du niveau marin signalé par C. Strohmenger *et al.* (1991) entre la Zone à Eudoxus et la Zone à "Gravesia" (= *Elegans*), vers la fin de la Zone à *Beckeri* (= *Autissiodorensis*), c'est-à-dire vers la limite Kimméridgien/Tithonique

(*sensu gallico*). Cette hypothèse semblerait d'autant plus justifiée que cette importante discontinuité a été reconnue régionalement, dans le Jura méridional, à Prapont et Echallon (Fookes, 1991, 1995) et au Salève (Deville, 1988, 1990).

Entre - 1 528,50 et - 1 697 m, sur plus de 150 m, l'étude des faciès est basée sur l'analyse de cuttings qui malheureusement sont souvent mélangés avec de nombreuses retombées. Les microfaciès prédominants sont des intramicrites à intrabimicrites (fig. 4D, 4C), rarement dolomitiques (vers - 1 600 m), qui renferment de rares oolites et oncoïdes respectivement à - 1 530 m et - 1 600 m. Les fossiles sont rares (fragments d'échinides, d'*Aptychus*, d'ostracodes) et sont associés à quelques petits miliolidés, nubéculaires et radiolaires (?). A partir de - 1 555 m les saccocomidés (fig. 4C) deviennent fréquents et se raréfient vers - 1 630 m, où ils sont relayés par *Globochaete alpina*.

Carotte K2 : entre 1 697 et 1 698,50 m

Le prélèvement d'une deuxième carotte (K2) avait été prévue entre - 1 697 m et - 1 702 m ; malheureusement, l'extraction s'est avérée difficile et le matériel dont nous disposons, a été prélevé seulement sur 1,50 m, entre - 1 697 et - 1 698,50 m (fig. 9). Les 2/3 supérieurs correspondent à une micrite à filaments et débris d'échinides (fig. 4E), très compactée (stylolites abondants), alors que le 1/3 inférieur montre une micrite démantelée à ammonites, *Aptychus*, filaments, débris d'échinides ; il renferme en outre quelques ooïdes (fig. 4F) flottant dans la micrite et dont le nucléus est parfois constitué par un fragment de saccocomidé. La partie inférieure de K2 contient également de gros oncoïdes à structure parfois thrombolithique. Cet ensemble de microfaciès correspond à des dépôts pélagiques à hémipelagiques. La présence d'ooïdes suggère la proximité d'une plate-forme carbonatée.

Les microfaciès, entre - 1 698,50 et - 1 720 m semblent assez proches de ceux qui ont été décrits dans la carotte K2 ; aucun argument paléontologique déterminant ne permet de préciser l'âge des calcaires à oncoïdes et saccocomidés tra-

versés par LBL1, entre - 1 465 et - 1 720 m. Cependant, il est logique d'attribuer sa partie supérieure au Tithonique puisqu'elle se trouve au-dessous de la biozone A (de J. Remane *et al.* (1986).

Enfin la partie inférieure de la "barre tithonique", entre - 1 720 et - 1 840 m (cote de la fin du forage LBL1), est principalement constituée de micrites avec quelques intraclastes (notamment entre - 1 720 et - 1 740 m) et bioclastes. La diagnose précise de cette partie du puits s'est avérée difficile en raison du grand nombre de retombées. Pourtant, il a été possible de repérer avec certitude des protoglobigérines (fig. 4G) associées à quelques saccocomidés (dans la partie supérieure), à des filaments (entre - 1 720 et - 1 730 m) et à des spicules de spongiaires du groupe géodidés (entre - 1 730 et - 1 760 m) ; vers le bas, apparaissent de rares radiolaires.

La présence de protoglobigérines inciterait à attribuer au Kimméridgien *sensu lato* la partie inférieure du forage LBL1 comprise entre 1 720 et 1 840 m, d'autant plus que les faciès sont micritiques. En effet, les études stratigraphiques de surface démontrent, soit dans le domaine jurassien soit dans le domaine delphino-hevétique (chaîne des Alpes, massif des Bornes), que les formations attribuées par les auteurs à l'Oxfordien sont beaucoup plus argileuses que les faciès carbonatés à protoglobigérines de cette portion du puits.

Comparaisons des séries stratigraphiques rencontrées dans les forages Faucigny 1 (FAY 1), La Balme 1 (LBL 1) et Brizon 1 (BZN 1) et dans les affleurements des domaines jurassiens et subalpins

Les trois puits FAY 1, LBL 1 et BZN 1, dont les profondeurs atteignent respectivement 4 951,30 m, 1 840 m et 4 416 m, permettent de corrélérer les séries autochtones (FAY 1) et "parautochtones" (LBL 1, BZN 1) sur une distance de 10 km, suivant une coupe orientée NW - SE (fig. 1 et 10). La dizaine de kilomètres qui sépare aujourd'hui les deux puits situés aux extrémités (FAY 1 et BZN 1), ne correspond pas à leur éloignement originel, avant la mise en place des chaînes subalpines; le raccourcissement est difficile à estimer précisément.

Comme le forage LBL1 n'a pas dépassé la barre tithonique, la comparaison entre les trois forages ne portera que sur la partie supérieure du Jurassique supérieur, le Crétacé et le Tertiaire.

Formations tertiaires

Les formations tertiaires rencontrées dans LBL1 sont tout à fait semblables à celles qui sont observées à l'affleurement dans le massif des Bornes et plus particulièrement dans sa partie septentrionale. Le fait que dans le forage la

série tertiaire débute directement par les "Marnes à foraminifères" n'est pas exceptionnel dans le cadre régional puisque cette situation se présente en plusieurs points du massif des Bornes : plateau d'Andey (entre le Saix et la Sage), Champlaitier, plateau des Glières. Ce n'est pourtant pas la règle, puisque presque partout ailleurs, la transgression tertiaire commence par les "Calcaires à nummulites" précédés ou non par un conglomérat de base.

Le forage de Brizon (BZN1) présente une série tertiaire très proche de celle observée dans LBL1 à l'exception de la base de la série qui débute par un microconglomérat suivi par des calcaires à petites nummulites. En revanche les formations tertiaires de LBL1 diffèrent totalement de celles traversées par FAY1, où les "Calcaires à nummulites", les "Marnes à foraminifères" et les "Schistes à Meletta" sont absents, mais où apparaît un Sidéolithique relativement épais.

A l'affleurement, dans les gorges du Borne, sur le flanc septentrional du synclinale de Dassy, à seulement 3,5 km au SW du forage LBL1, les "Marnes à foraminifères" ne se sont pas déposées et les "Schistes à Meletta" reposent directement sur des calcaires à petites nummulites et corallinacées de l'Eocène supérieur ; en ce point, cette lacune de sédimentation est marquée par un *hard-ground* ferrugineux et glauconieux. Toutes ces observations démontrent l'existence de paléoreliefs à l'Eocène/Oligocène, liés à l'érosion différentielle (vallées incisées) et éventuellement à une tectonique synsédimentaire active. Cette interprétation a été récemment confirmée par des travaux cartographiques effectués au front du massif des Bornes (Kindler P. et Viard F., comm. orale 1994).

Formations du Crétacé "moyen" et supérieur

Il est tout à fait inattendu que dans la plaine de l'Arve, là où a été implanté le forage LBL1, les "Calcaires sublithographiques" du Turonien *sensu lato*, les "Grès verts" albo-cénomaniens et le sommet des "Calcaires urgoniens" aient été préservés de l'érosion anté-Eocène.

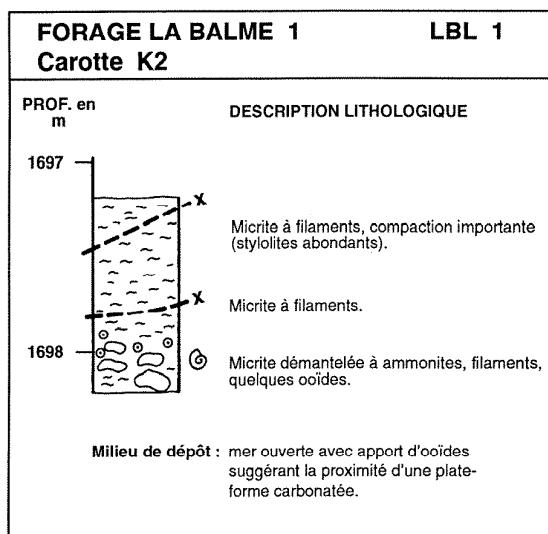


Fig. 9. – Lithologie de la carotte K2, prélevée entre - 1697 m et - 1698,50 m.

Fig. 9. – Lithologic log of core K2 collected between -1697 and -1698,5 m.

En effet, au front du massif des Bornes, l'émergence fini-Crétacé et début-Tertiaire a généralement découpé tous les dépôts du Crétacé supérieur et "moyen" et une grande partie des "Calcaires urgoniens". Sur une partie du flanc septentrional du Rocher Noir, la formation des "Calcaires urgoniens" a été entièrement érodée et les faciès tertiaires reposent directement sur les "Calcaires gréseux" à *Toxaster amplus* de l'Hauterivien. Dans le puits FAY1, les "Grès verts" et les "Calcaires sublithographiques" manquent également.

Tout porte cependant à croire que ces formations se sont déposées sur la partie externe de la plate-forme jurassienne et qu'elles ont été érodées lors de la grande émergence de la fin du Crétacé et du début

du Tertiaire. De nombreux auteurs depuis E. Paréjas (1938) ont en effet signalé la présence résiduelle de ces faciès sous forme de galets remaniés dans des dépôts littoraux généralement attribués à l'Oligocène (Poudingues de Mornex, gompholites jurassiennes) et sous forme d'affleurements isolés (Broamines, Haute-Savoie ; Chézery, Ain).

Le secteur traversé par LBL1 a donc été épargné par l'érosion qui a affecté le front actuel des massifs subalpins et la bordure de la plate-forme jurassienne, lors de la grande période d'émergence de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire.

Si les biomicrites du Crétacé supérieur (Turonien *sensu lato*) n'apportent pas d'éléments nouveaux sur la connais-

sance des "Calcaires sublithographiques" dont les faciès sont identiques dans les domaines jurassiens et delphino-hélvétiques, il n'en est pas de même des "Grès verts" et de la partie supérieure des "Calcaires urgoniens". En effet, les microfaunes des "Grès verts" rencontrés dans LBL1 sont comparables à ceux observés dans le domaine subalpin (ou delphino-hélvétique) et plus précisément dans l'aire d'Andey (Delamette, *in Charollais et al.* 1988) caractérisée par un Aptien supérieur développé (plurimétrique) et un Albo-Cénomanien très condensé (centimétrique). Juste au-dessous des "Grès verts", apparaissent les faciès gréseux du sommet des "Calcaires urgoniens", caractère typiquement delphino-hélvétique reconnu de la Savoie jusqu'en Suisse orientale.

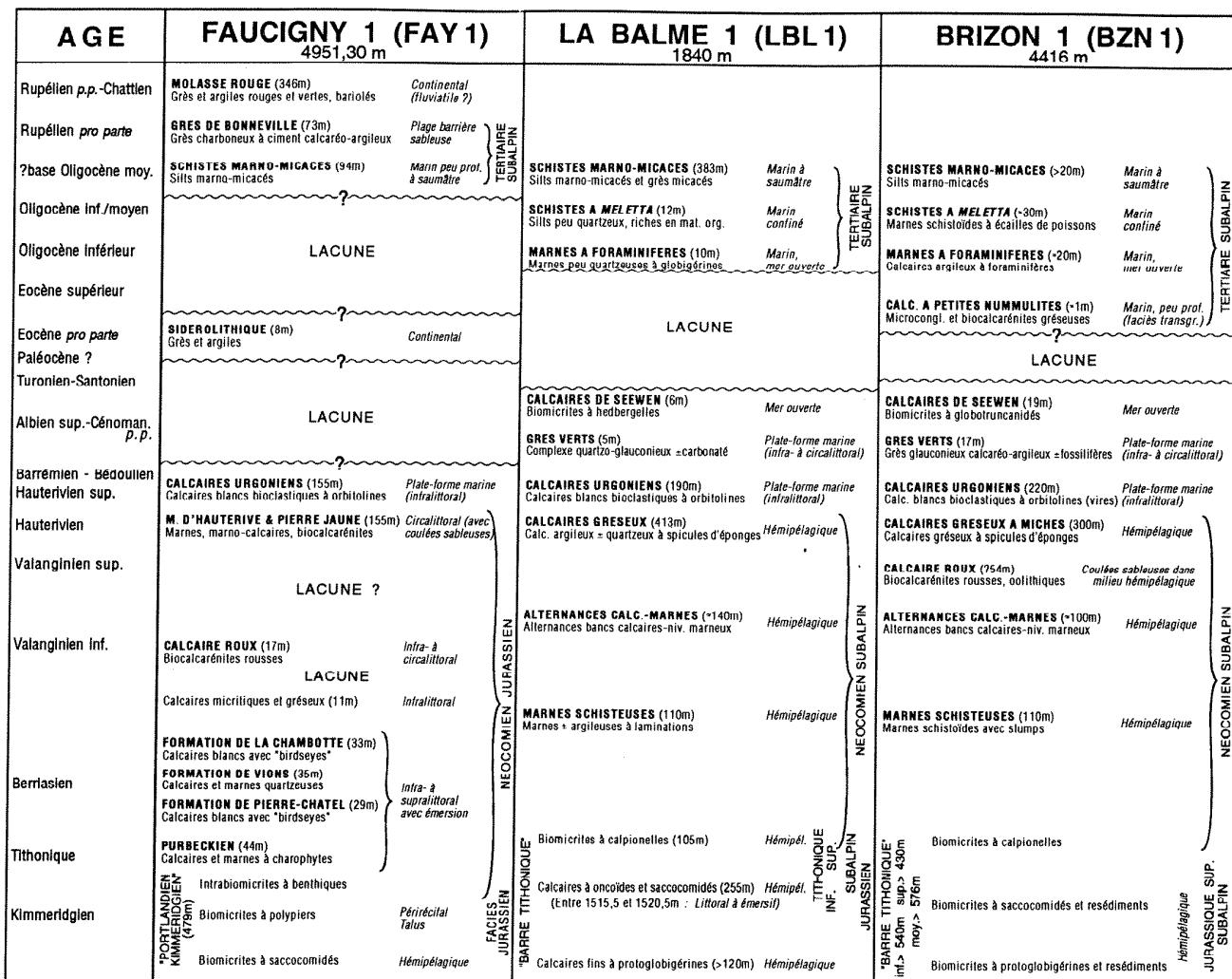


Fig. 10. – Comparaisons stratigraphiques des puits Fauchigny 1 (FAY1), La Balme 1 (LBL1) et Brizon 1 (BZN1), pour les formations comprises entre le Kimmeridgien et l'Oligocène.

Fig. 10. – Stratigraphic comparisons between, wells FAY1, LBL1 and BZN1 from the Kimmeridgian to the Oligocene.

La préservation des "Grès verts" et des "Calcaires de Seewen" dans la zone d'implantation du forage LBL1 pourrait s'expliquer par l'existence d'une zone d'effondrement localisée (graben) dans laquelle les dépôts du Crétacé "moyen" et supérieur auraient été soustraits à l'érosion, lors de l'émergence anté-Eocène. Cette interprétation est étayée par la mise en évidence de failles délimitant des blocs mobiles bien visibles à l'affleurement dans des régions voisines, notamment dans le massif de Platé sur rive droite de l'Arve (Pairis, 1975). Ces failles, qui auraient rejoué en failles inverses lors des dernières phases compressives alpines, ont été repérées sur les lignes sismiques tirées à l'avant des chaînes subalpines (Charollais et Jamet, 1990 ; Signer et Gorin, 1995). Cependant, l'existence d'une zone déprimée lors de l'émergence anté-Eocène devrait se manifester dans la série stratigraphique tertiaire par des dépôts continentaux (cônes alluviaux, dépôts fluviatiles, éoliens, etc.) ou tout au moins littoraux. Or, les premiers dépôts tertiaires rencontrés sont des marnes à foraminifères planctiques ; de plus, le conglomerat de base et les "Calcaires à nummulites" qui marquent généralement la transgression éocène sont absents. Cette première hypothèse semble donc improbable, à moins d'imaginer que le graben se soit entre temps transformé en horst.

Une lithification précoce localisée et antérieure à l'érosion pourrait en revanche rendre compte de la préservation des formations du Crétacé "moyen" et supérieur, dans la zone d'implantation du forage. Cette hypothèse serait à mettre en parallèle avec les observations récentes de P. Kindler (1987, 1988), M.E. Lundin (1988) et F. Viard (1993) qui démontrent que certains dépôts éocènes, dans des unités plus internes (helvétiques et ultrahelvétiques) sont en partie constitués de particules provenant de remaniements grain par grain de micrites du Crétacé supérieur, non lithifiées. Les zones lithifiées auraient ainsi constitué des buttes-témoins séparées les unes des autres par un système de vallées incisées, buttes témoins sur lesquelles la transgression éocène ne se serait fait sentir qu'au moment du maximum transgressif (Oligocène inférieur, fig. 11). Cette interprétation a l'avantage de concilier des faits apparemment

contradictoires (préservation des "Calcaires sublithographiques", mais absence de dépôts continentaux ou littoraux à la base de la série éocène) ; elle n'exclut évidemment pas une paléo-tectonique active.

Formations néocomiennes

Au-dessous de la "barre urgonienne" qui se retrouve dans les puits FAY1 et BZN1 et qui constitue l'ossature des chaînes subalpines et des Hautes Alpes calcaires franco-suisses, les "Calcaires gréseux" (Hauterivien *sensu lato*), les "Alternances de calcaires et de marnes" (Valanginien supérieur *sensu lato* - Hauterivien basal) et les "Marnes schisteuses" (Berriasien supérieur - Valanginien inférieur *sensu lato*) ont été identifiés dans LBL1, entre - 697 et - 1 360 m, sur une épaisseur apparente de 663 mètres.

L'épaisseur et les faciès des formations hauteriviennes, dans leur ensemble, traversées par LBL1 sont très comparables à ceux qui ont été observés dans BZN1 et qui sont décrits au front de la partie septentrionale du massif des Bornes. Comme dans cette région, elles sont constituées de faciès hémi-pélagiques caractéristiques du domaine delphino-helvétique.

Toutefois, dans LBL1, le "Calcaire roux" n'apparaît pas. Cette absence a déjà été remarquée en surface en plusieurs points des chaînes subalpines septentrionales, notamment en face du Petit Bornand, sur rive gauche du Borne.

Le forage FAY1, en revanche, présente des formations néocomiennes qui se rapprochent de celles qui caractérisent la plate-forme jurassienne (fig. 10, 11). N. Steinhauser (*in* Charollais et Jamet, 1990) a en effet mis en évidence, sur la base des cuttings et des diaglyphies, toutes les formations connues dans le Jura méridional : "Pierre jaune" et "Marnes d'Hauterive", "Calcaire roux", formations de la Chambotte, de Vions et de Pierre-Châtel, Purbeckien. Le site du forage FAY1 représentait donc au Néocomien le bord méridional de la plate-forme jurassienne, tandis que le secteur où ont été implantés les puits LBL1 (actuellement distant de moins de 10 km de FAY1) et BZN1, correspondait à une

zone plus profonde où se déposaient des faciès hémi-pélagiques comparables à ceux qui couvrent toute la zone delphino-helvétique.

Barre tithonique

Dans le forage LBL1, les calpionnelles et les faciès micritiques de la partie supérieure de la "barre tithonique" des auteurs, entre - 1 360 et - 1 465 m, lui confèrent un caractère franchement subalpin (ou delphino-helvétique). Plus bas, jusqu'à - 1 510,50 m, les faciès toujours micritiques (intramicrites) renferment des saccocomidés caractéristiques du domaine hémi-pélagique à pélagique subalpin. De tels faciès sont exceptionnels sur la plate-forme jurassienne où un seul horizon à saccocomidés a pour l'instant été signalé dans la partie supérieure du Purbeckien du Jura (Clavel *et al.*, 1986b).

La carotte K1 située à 150 m sous le sommet de la "barre tithonique", montre (fig. 5), de bas en haut, une brève séquence bathy-décroissante. Cette séquence, qui s'achève par des faciès de marais littoraux, est partiellement constituée de calcarénites formées de lithoclastes provenant du démantèlement de dépôts de plate-forme interne. De tels faciès sont fréquents sur la plate-forme jurassienne mais inattendus dans une ambiance de type bassin. Ils n'ont été signalés ni dans le massif des Bornes, ni dans la chaîne des Aravis. Cet épisode pourrait correspondre à une séquence de comblement littoral consécutif à un abaissement du niveau marin et à une érosion des dépôts de plate-forme (partie proximale d'un prisme de bas niveau marin, fig 8).

Dans le forage FAY1, où prédominent des dépôts de plate-forme, se succèdent, sous un "Portlandien" récifal, des faciès à saccocomidés, puis, dans le Kimméridgien entre - 3 130 et - 3 140 m, un "calcaire micritique, beige, foncé, compact, plaqué de marnes noires silteuses avec rares mouchetures d'anhydrite" (ESSO-REP, 1970).

Les 300 derniers mètres de LBL1 traversent enfin des calcaires fins, hémi-pélagiques à franchement pélagiques (micrites à saccocomidés, micrites à filaments, micrites à protoglobigérines).

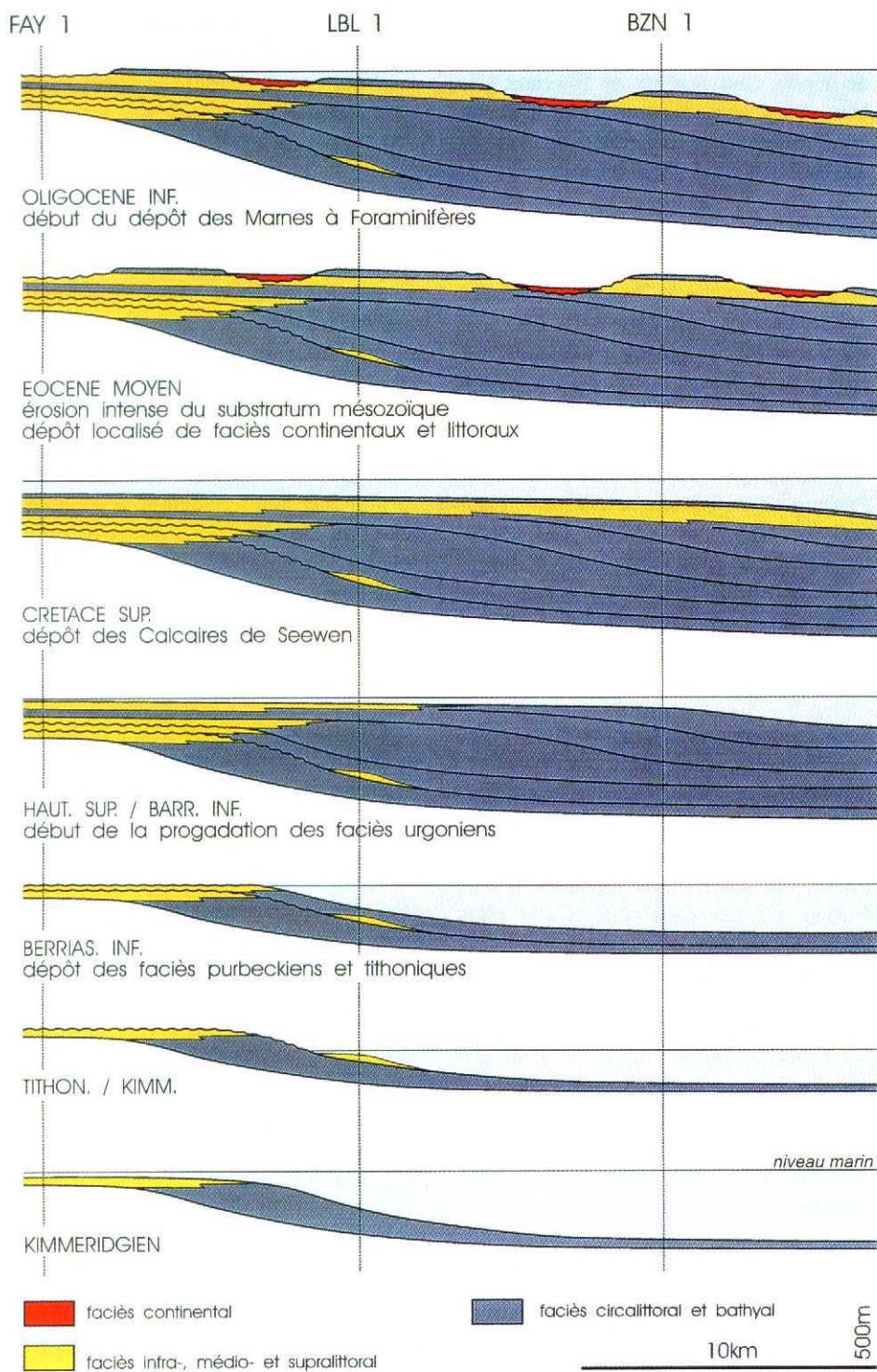


Fig. 11. – Essai de reconstitution de l'évolution de la bordure orientale de la plate-forme jurassienne sur la transversale de la vallée de l'Arve entre le Jurassique supérieur et l'Oligocène. L'épaisseur des dépôts correspond à celle observée dans les trois forages.

Fig. 11. – Suggested evolution of the Jura shelf margin from the Upper Jurassic to the Oligocene.

Il semblerait donc qu'au-dessous du Tithonique, les faciès présentent une certaine uniformité dans les trois puits FAY1, LBL1 et BZN1. Mais, le manque d'informations dû à des analyses de cuttings trop sommaires (notamment dans FAY1), à la pollution résultant des retombées de cuttings (spécialement

dans LBL1) et aux accidents tectoniques (surtout dans BZN1), interdit dans l'état actuel des connaissances de comparer avec rigueur la stratigraphie de la partie inférieure de la "barre tithonique" de ces trois puits, d'autant plus que sa base n'a pas été atteinte dans LBL1.

Au Tithonique supérieur, la bathymétrie des aires de sédimentation correspondant à FAY1, LBL1 et BZN1 est donc identique à celle qui a été reconnue pour le Berriasiens : faciès émersifs et récifaux en FAY1, faciès pélagiques à hémipélagiques en LBL1 et BZN1. La limite Tithonique/Kimméridgien en revanche, pour autant que les attributions chronologiques soient correctes, se marque par un abaissement du niveau marin qui se traduit par le développement de faciès littoraux à émersifs dans l'aire de LBL1, alors que la sédimentation pélagique se maintient dans l'aire plus orientale de BZN1.

Conclusions

Les trois forages pétroliers Faucigny 1 (ESSO-REP, 1969-1970), Brizon 1 (EURAFREP, 1987) et La Balmé 1 (COPAREX, 1990) ainsi que les lignes sismiques tirées en prévision de l'exploration, permettent de donner une image assez précise de l'évolution de la partie externe de la marge téthysienne dans la région genevoise et savoyarde, du Kimméridgien jusqu'au Tertiaire (fig. 11).

Le fait le plus remarquable est la **migration de la bordure de la plate-forme jurassienne** vers le sud-est sensible dès l'Hauterivien supérieur⁽²⁾. Cette accrétion latérale qui correspond au dépôt d'un prisme sédimentaire d'au moins 20 km de largeur et de plus de 500 m d'épaisseur aboutit au comblement de la bordure occidentale du bassin delphino-hélvétique et à une uniformisation progressive des faciès.

Le deuxième point qui mérite d'être signalé est, dans le forage LBL1 à la limite Kimméridgien/Tithonique, l'**apparition de faciès littoraux dans une épaisse série de dépôts pélagiques**. Les structures sédimentaires et la présence d'abondants lithoclastes provenant du démantèlement de dépôts de plate-forme interne suggèrent que cet épisode correspond à un prisme de bas niveau marin. Cet événement coïncide sans doute avec l'émergence importante signalée par C. Strohmenger *et al.* (1991) sur la plate-

(2) B. Clavel *et al.* (1994) ont mis en évidence une évolution analogue de la plate-forme jurassienne en direction du sud entre l'Hauterivien supérieur et Barrémien inférieur.

forme jurassienne entre la zone à Eudoxus et la zone à Gravesia.

La réinstallation et la persistance de faciès profonds au cours du Berriasiens et du Valanginien, en dépit des nombreuses variations eustatiques enregistrées sur la plate-forme jurassienne indique soit que ces variations eustatiques ont été d'amplitude moindre, soit que la subsidence a amené la zone du puits LBL1 à une bathymétrie où l'enregistrement des variations eustatiques n'est plus guère perceptible.

On notera enfin que la variabilité latérale des séries sédimentaires tertiaires peut s'expliquer par le **développement d'un système de vallées incisées anté-éocènes entaillant les dépôts mésozoïques** (par place jusqu'à l'Hauterivien) et délimitant des buttes témoins qui ne seront submergées que lors des maxima transgressifs (*cf* LBL1). Ce

modèle permet de rendre compte de la plupart des faits d'observations. Il reste néanmoins probable que la tectonique ante-éocène a également contribué au modelage du substrat mésozoïque (Signer et Gorin, 1995).

Remerciements

Nous tenons à remercier P. Cliquet, directeur d'exploration de COPAREX, qui nous a permis de publier les principaux résultats géologiques du forage La Balme 1. Nous exprimons également notre gratitude à J. Demians d'Archimbaud, directeur d'exploration d'EURA-FREP, et B. Mervoyer, pour leur soutien et leurs suggestions.

Nous avons profité largement des données de A. Buisson et R. Poupart qui ont assuré la supervision géologique et technique du puits LBL1, en 1990.

Nous sommes également redevables à J. Remane qui a examiné les calpionnelles. Les auteurs ont bénéficié de l'appui scientifique de leurs collègues G. Gorin (pour l'étude de la matière organique et l'interprétation de certaines données sismiques), R. Wernli (pour les déterminations paléontologiques) et J. Metzger (iconographie) ainsi que de l'aide technique de P. Desjacques, M. Floquet et F. Gischig.

Les critiques judicieuses de J. Debemas, R. Busnardo, C. Cavelier et P. Kindler qui ont bien voulu relire ce texte ont grandement contribué à améliorer le manuscrit initial.

Enfin, les auteurs tiennent à remercier le Fonds national suisse de la Recherche scientifique (requêtes 20-33422.92, 20-37089.93 et 20-46719.96) dont le soutien logistique a été fondamental.

Références

- ARBEY F. (1980). – Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. Centre Rech. ELF Aquitaine*, **4**, 1, pp. 309-365
- CHAROLLAIS J. (1962). – Recherches stratigraphiques dans l'Est du massif des Bornes (Haute-Savoie). *Arch. Sci. Genève*, **15**, n° 4, pp. 631-732.
- CHAROLLAIS J., ARNAUD-VANNEAU A., BUSNARDO R., CLAVEL B., DONZE P., FAUCONNIER D., MANIVIT H., OERTLI H.-J., SEPTFONTAINE M., STEINHAUSER N., STRASSER A. (1981). – Réunion en Haute-Savoie 25-27 mai 1981. Livret guide Groupe Français du Crétacé. Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève, sér. Guide géol. n° 1, 169 p.
- CHAROLLAIS J., BRÖNNIMANN P., NEUMANN M. (1965). – Deuxième note sur les foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Signification stratigraphique et extension géographique de *Sabaudia minuta* (HOFKER). *Arch. Sci. Genève*, **17**, 3, pp. 624-642.
- CHAROLLAIS J., BUSNARDO R., CARDIN M., CLAVEL B., DECROUZ D., DELAMETTE M., GORIN G., LEPILLER M., MONDAIN P.-H., ROSSET J., VILLARS F. (1988). – Notice explicative de la feuille Annecy-Bonneville à 1/50 000. B.R.G.M., Orléans, 139 p.
- CHAROLLAIS J., HOCHULI P., OERTLI H.-J., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., KOEGL F., PAIRIS J.-L. (1980). – Les Marnes à foraminifères et les Schistes à Meletta des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Eclogae Geol. Helv.*, **73**, 1, pp. 9-69.
- CHAROLLAIS J., JAMET M. (1990). – Principaux résultats géologiques du forage Brizon 1 (BZN1). Haute-Savoie, France. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., 156, pp. 185-202.
- CHAROLLAIS J., LIERMER M. (1967). – Sur la découverte d'une "fenêtre" dans le massif des Bornes (Haute-Savoie, France). *C.R.S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, n.s., **2**, 1, p. 107.
- CLAVEL B., BUSNARDO R., CHAROLLAIS J. (1986a). – Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors (France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **302**, (2), n° 8, pp. 583-586.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R., LE HEGARAT G. (1986b). – Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Eclogae geol. Helv.*, **79**, 2, pp. 319-341.
- CLAVEL B., SCHROEDER R., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R. (1994). – Biozonation de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur en domaine de plate-forme carbonatée. *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève*, **14**, pp. 1-14.
- CONRAD M.-A. (1969). – Les Calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. *Eclogae geol. Helv.*, **62**, 1, pp. 1-79.
- DELAMETTE M. (1986). – L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Mordelles) de l'Aptien supérieur au Turonien; séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suisses). *Thèse Univ. Genève*, 2237. *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève* 5, 316 p.
- DETRAZ H (1989) – Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys entre Chartreuse et Mordelles (Alpes occidentales franco-suisses et Jura méridional) du Tithonique au Valanginien: tectonique synsédimentaire et eustatisme. *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève*, n° 7, 227 p.

- DEVILLE Q. (1988). – Analyse sédimentologique et séquentielle des terrains les plus anciens du Salève: les traces d'un récif à la base (?) du Kimméridgien. *Arch. Sci. Genève*, **41**, 1, pp. 65-84.
- DEVILLE Q. (1990). – Chronostratigraphie et lithostratigraphie synthétique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la partie méridionale du Grand-Salève (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci. Genève*, **43**, 1, pp. 215-235.
- DILL R.F., SHINN E.A., JONES A.T., KELLY K., STEINEN R.P. (1986). – Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters. *Nature*, **324**, pp. 55-58.
- DONDEY D. (1961). – Précisions sur la paléogéographie du flanc occidental du synclinal de Thônes au Crétacé moyen et supérieur (Haute-Savoie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, 1, pp. 33-39.
- ESSO-REP (1970). – Rapport de fin de sondage du forage d'exploration Faucigny 1.
- FOOKES E. (1991). – Reef facies in the area of Saint Germain-de-Joux: spatial evolution and sedimentological interpretation. *Dipl. Univ. Genève*, inédit, 137 p.
- FOOKES E. (1995). – Development and eustatic control of an Upper Jurassic reef complex (Saint Germain-de-Joux, Eastern France). *Facies*, Erlangen, 33.
- KINDLER P. (1988). – Géologie des wildflyschs entre Arve et Giffre (Hte Savoie, France). *Publ. Dépt. Géol. et Pal. Univ. Genève*, 6, 135 p.
- KINDLER P. (1987). – Découverte de calcaires sublithographiques paléocènes dans l'Ultrahelvétique de Haute-Savoie : conséquences stratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **304**, 19, pp. 1201-1204.
- LOGAN B., REZAK R., GINSBURG R.N. (1964). – Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.*, **72**, pp. 68-83.
- LUNDIN M.E. (1988). – Sédimentologie des dépôts tertiaires dans le vallon de Bossetan (Hte Savoie). *Dipl. inédit, Univ. Genève*, 48 p.
- PAIRIS B. (1975). – Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). *Thèse, Grenoble*, 151 p.
- PAREJAS E. (1938). – Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. *Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul*, n^elle sér., **3**, n^e 2, pp. 1-50.
- REMANE J., BAKALOVA-IVANOVA I., BORZA K., KNALIER J., NAG I., POP G. (1986). – Agreement on the subdivision of the Standard Calpionellid Zones defined at the 2nd Planktonik Conference Roma 1970. *Acta Geol. Hung.*, **29**, pp. 5-14.
- SIGNER C., GORIN G. (1995). – New geological observations between the Jura and the Alps in the Geneva area, as derived from reflection seismic data. *Ectogae geol. Helv.*, **88**, 2, pp. 235-265.
- STAPLIN F.L. (1969). – Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. *Bull. canad. Petroleum Geol.*, **60**, pp. 47-66.
- STEINHAUSER N., LOMBARD A. (1969). – Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). *C.R.S. Phys. Hist. nat. Genève*, n.s., **4**, 1, pp. 100-113.
- STROHMEIER C., DEVILLE Q., FOOKES E. (1991). – Kimmeridgian/Tithonian eustacy and its imprints on carbonate rocks from the Dinaric and the Jura carbonate platforms. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **162**, n^e 4, pp. 661-671.
- VIARD F. (1993). – Sédimentologie des dépôts tertiaires du vallon des Chambres (Samoëns, Ht. Savoie). *Dipl. Univ. Genève*, inédit, 77 p.