

## La série jurassique des Alpes ligures occidentales (Unités briançonnaises ligures de Montgioie-Saline et Upega-Nava)

par J.-P. LECANU, M. VILLEY et M. RIOULT \*

**SOMMAIRE.** — Dans les unités du Briançonnais ligure étudiées ici (Montgioie-Saline), les calcaires bathoniens sont directement transgressifs sur les carbonates de plate-forme du Trias. La séquence caractéristique (conglomérats, calcaires bioclastiques, laminites oolithiques et dolomitiques) a été tronquée par une surface d'érosion sur laquelle vient le Malm, fait de calcaires siliceux ou crinoïdiques, de calcaires noduleux rouges du type « Marbre de Guillestre », et enfin de calcaires biomicritiques et de mudstones resédimentés.

La partie supérieure du « Malm » carbonaté est localement d'âge barrémien. En tout cas, elle est érodée et recouverte par un horizon stromatolitique d'origine pélagique, daté de l'Aptien supérieur-Albien. Ce mince niveau condensé marque un changement radical dans la sédimentation, immédiatement avant la grande transgression cenomanienne et la disparition simultanée des influences terrigènes locales.

Les caractères de cette série sont comparés à ceux de la marge armoricaine aux mêmes époques du Jurassique.

**ABSTRACT.** — The Bathonian limestones are directly transgressive on the Triassic carbonate platform of the Ligurian « Briançonnais » (Mongioie-Saline structural unit). The typical sequence — conglomerates, bioclastic limestones, oolitic and dolomitic laminites — was truncated by an erosion surface which is overlain by the Upper Jurassic, clastic and siliceous, crinoidal limestones, nodular reddish facies of the "Guillestre Marble" type and finally by resedimented mudstones or biomicritic limestones. Here, the uppermost part of the Malm carbonate-beds are locally of Barremian age. The top of this series is eroded and covered by a stromatolitic horizon of pelagic origin and dated Upper Aptian-Albian: this condensed thin layer points a drastic change in sedimentation, just before the beginning of the major Cenomanian transgression and the correlative disparition of the regional terrigenous influences. These sedimentary trends are compared to those of the norman margin of the Armorican Massif during the same Jurassic times.

A l'Est de l'Argentera-Mercantour, entre les affleurements du Flysch à helmintoïdes au Sud et ceux des Schistes lustrés piémontais au Nord, la zone briançonnaise ligure se rétrécit avant de se relier aux massifs du Briançonnais classique (fig. 1). Prolongeant les contreforts orientaux du

Marguareis, limité au Nord par la vallée de l'Elle-  
ro et au Sud par celles des torrents d'Upega et du  
Tanarello, le dernier haut-bastion des Alpes-Mari-  
times italiennes est constitué par le massif du  
Monte Mongioie.

La structure actuelle de ce massif est caractéri-

\* Département de Géologie, Université de Caen, 14032 Caen Cedex.

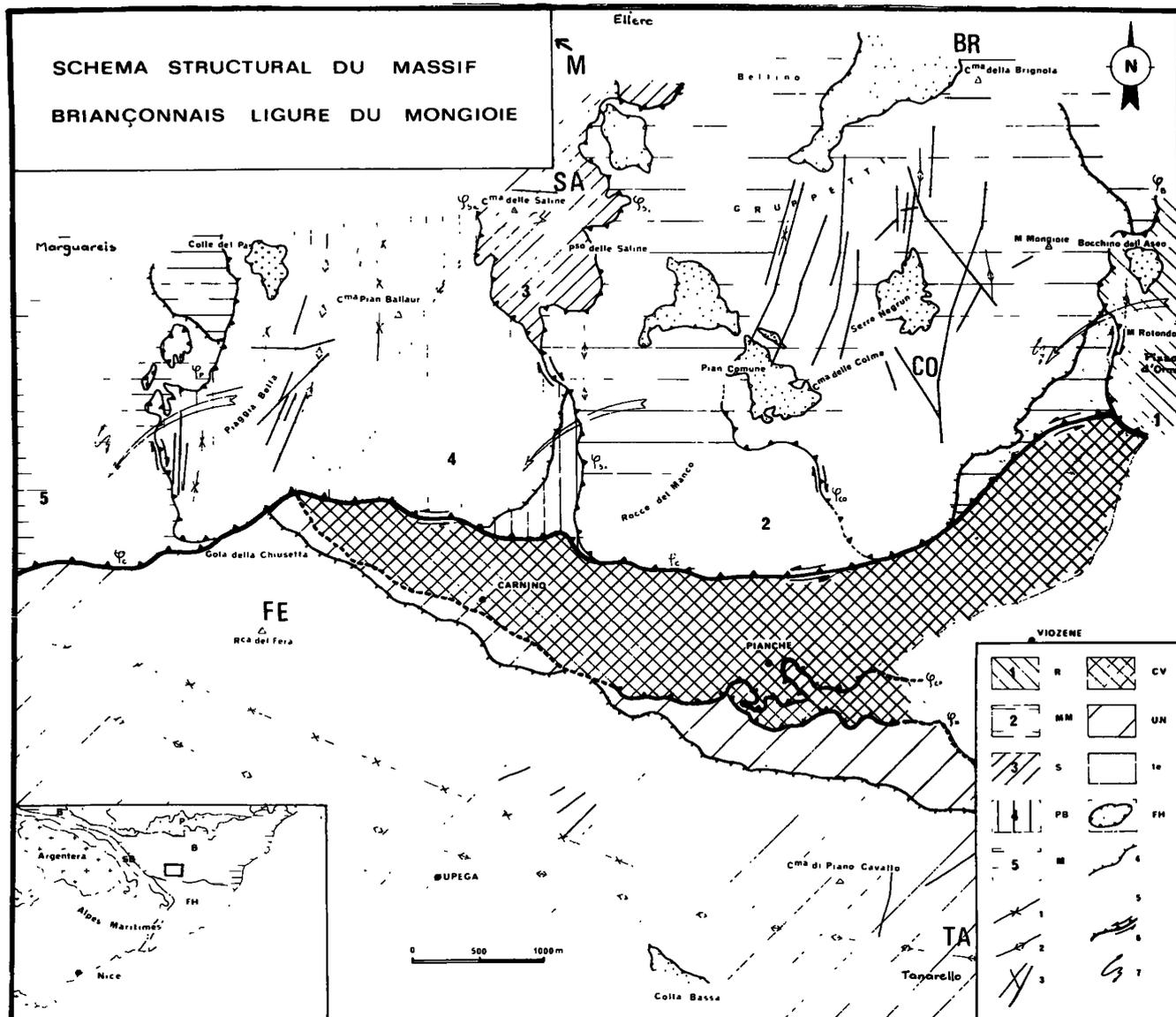


Fig. 1. — 1 (R), Elément Rotondo; 2 (MM), Elément Montgioie - Manco; 3 (S), Elément Saline; 4 (PB), Elément Pian Ballaur; 5 (M), Elément Marguareis (les éléments 1 à 5 forment l'Unité Montgioie-Saline); CV, Unité Carnino-Viozène; UN, Unité Upega-Nava; FH, nappe du Flysch à Helminthoïdes; té, tégument werfénien et permohouiller; 1, axes synclinaux; 2, axes anticlinaux; 3, failles; 4, décollement de la couverture sur les pélites werféniennes; 5, décollement local sur le Dogger; 6, décrochement; 7, plis couchés.

Emplacement des coupes étudiées : CO, cima delle Colme; SA, Cima delle Saline; M, Mascha; BR, Cima delle Brignola; FE, Rocca del Fera; TA, val Tanarello.

sée par un système de décrochements en compression, responsable de l'individualisation en unités et éléments de ce domaine. Les décrochements majeurs Est-Ouest (accident de la Chiusetta, accidents de Carnino-Pianche et du Negrone) délimi-

tent trois grandes unités, qui sont du Nord vers le Sud :

- l'unité Mongioie-Saline ;
- l'unité Carnino-Viozène ;
- l'unité Upega-Nava.

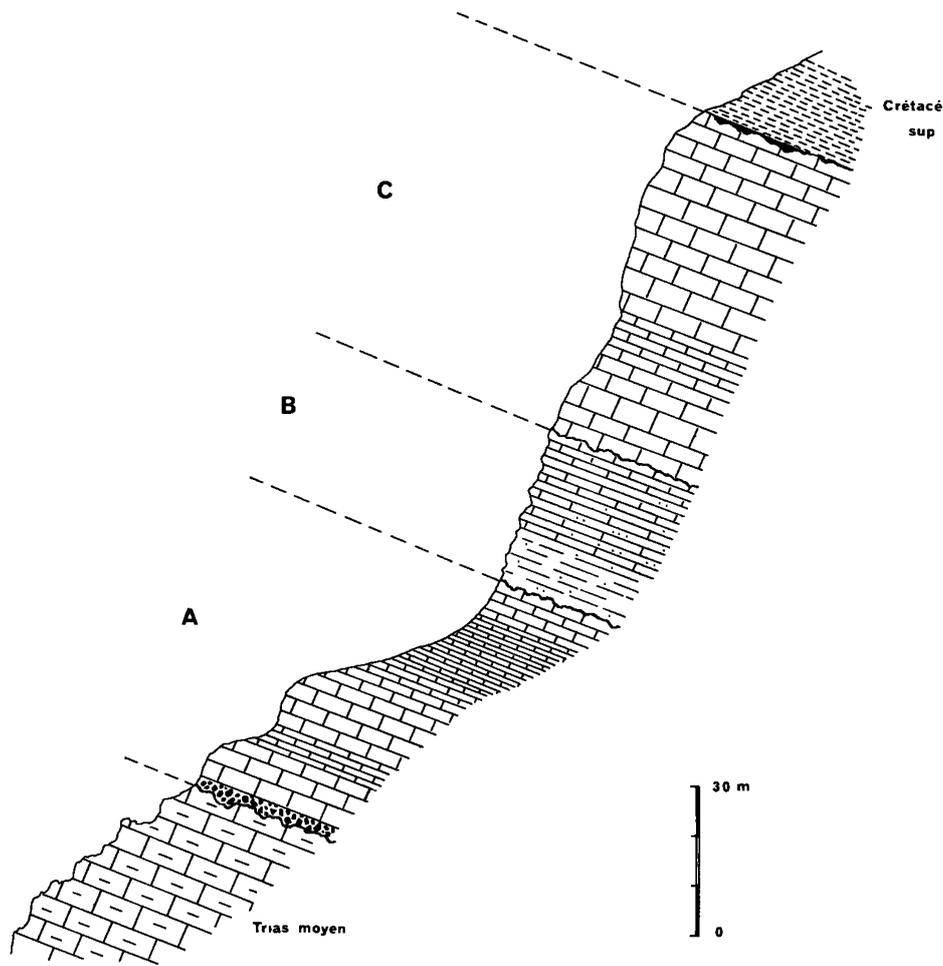


Fig. 2. — Coupe de la Cima delle Colme.

Dans l'unité septentrionale Mongioie-Saline, cinq éléments structuraux ont été définis par l'existence d'accidents transverses Nord-Sud, formant avec l'accident de la Chiusetta un ensemble d'accidents conjugués (fig. 1).

L'analyse séquentielle de la série Jurassique-Crétacé inférieur conduit à distinguer trois principales formations, caractérisées dans la coupe de référence de la Cima del Colme et suivies latéralement dans la Cima della Brignola et dans la Cima delle Saline (unité Mongioie-Saline). Ces formations seront comparées à celles, analogues, des unités voisines.

Ces trois formations correspondent à un enregistrement sédimentaire réduit, typique de la zone briançonnaise ligure. Chacune d'elles est limitée par deux discontinuités, entre lesquelles évolue la

sédimentation. L'histoire des dépôts jurassiques marins de cette région sera reconstituée. L'enchaînement des trois formations sera replacé dans le cadre géologique. En conclusion, l'évolution séquentielle de la sédimentation dans cette partie du domaine paléogéographique briançonnais sera comparée au cycle sédimentaire jurassique enregistré par la bordure normande du Massif armoricain.

**1. Formation A : Bathonien moyen-supérieur, partie terminale exclue (50-60 m).**

Cette formation bathonienne repose en concordance sur les calcaires et dolomies du Ladinien, ravinés au sommet, et débute par un conglomérat,

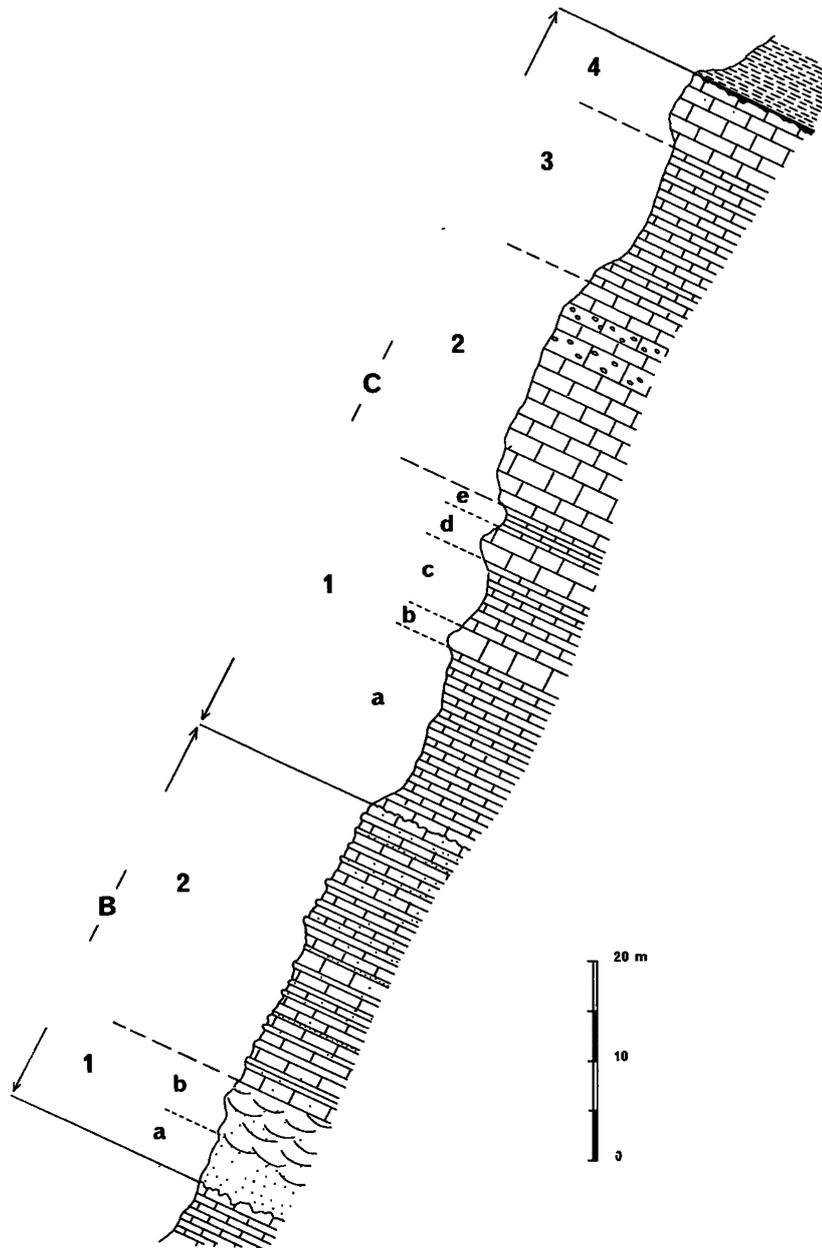


Fig. 3. — Coupe détaillée de la Cima delle Colme.

suivi de couches calcaires d'abord massives et tendant ensuite vers les laminites (fig. 2 et 4). Les niveaux supérieurs de la plate-forme carbonatée triasique sont franchement tronqués par la surface d'érosion : il n'y a ni couches rouges, ni brèches au-dessous du conglomérat bathonien. Mais, la taille des fragments dolomitiques remaniés, dimi-

nue de façon sensible de la C. d. Colme à la C. d. Brignola et à la C. d. Saline ; dans la coupe de la Mascha [2], à peu de distance de cette dernière localité, les débris de dolomies triasiques sont décimétriques et souvent jointifs. Il existe donc, au niveau du conglomérat basal, deux polarités granulométriques indiquant la direction des paléocou-

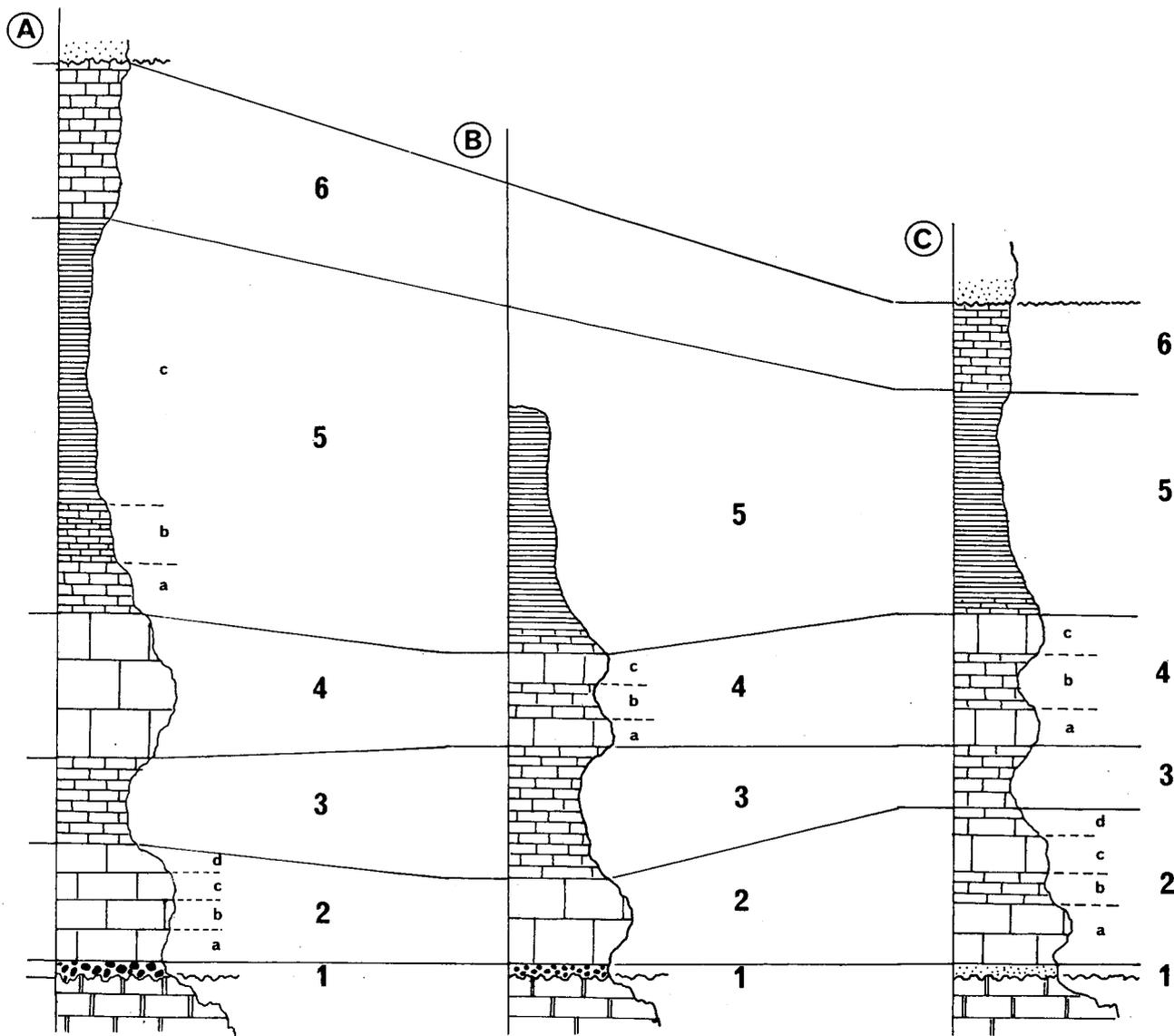


Fig. 4. — Corrélations stratigraphiques de la formation A.

rants dominants et l'origine des matériaux au moment de la transgression bathonienne.

Dans l'unité Upega-Nava, des fragments de bésimaudites s'ajoutent aux dolomies triasiques dans la brèche basale, impliquant dans ce secteur, une érosion antébathonienne plus profonde, atteignant les volcanites acides du Permien.

Dans ces deux unités, il y a une lacune importante dans la succession stratigraphique, incluant tout le Trias supérieur (Carnien-Rhétien), le Juras-

sique inférieur et une partie du Jurassique moyen (Aalénien-Bajocien) ; il est vraisemblable que la base du Bathonien manque également. En effet, par comparaison avec le Bassin parisien, la faune de mollusques (gastéropodes, bivalves) est caractéristique du Bathonien moyen - base du Bathonien supérieur ; aucun indice ne révèle l'existence du Bathonien terminal, équivalent à la sous-zone à *discus*, *Meyendorffina bathonica* Aur. et Bizon est présent dans toute la formation, *Alzonella cuvillieri* Bern. & Neum. seulement à la Brignola : ces

grands foraminifères et la microfaune algairé confirment la datation donnée par la macrofaune : Bathonien moyen - base du Bathonien supérieur.

Il est frappant de noter que les sédiments carbonatés de la formation A sont très homogènes sur l'ensemble de l'unité Mongioie-Saline, et même au-delà, jusque dans l'unité Upega-Nava (Rocca del Fera), tant par les épaisseurs du même ordre (50-60 m) que par les faciès et leur évolution séquentielle uniforme. La séquence est du type suivant (fig. 4) :

- 1) calcaire conglomératique à bioclastes grossiers ;
- 2) calcaire à bioclastes moyens ;
- 3) calcaire à bioclastes fins ;
- 4) laminites à bioclastes ;
- 5) laminites à oolithes et pellesoïdes ;
- 6) laminite dolomitique.

Très développées dans cette formation, les laminites représentent pratiquement les 3/4 supérieurs de la séquence : elles témoignent d'un ralentissement dans les apports bioclastiques allant de pair avec un large étalement des matériaux sédimentaires. La régularité de la sédimentation est liée à la tranquillité relative de la plate-forme carbonatée pendant cette période privilégiée. Les terrigènes en sont pratiquement absents, mis à part les matériaux détritiques remaniés dans les couches grossières basales et les grains de quartz fréquents dans les derniers mètres de la formation, annonçant la discontinuité supérieure. La faune (nérinées, huîtres, échinodermes, foraminifères, polypiers, éponges calcaires) et la flore d'algues vertes (Codiacées, Dasycladacées) indiquent une oscillation des conditions de milieu entre les *fonds abrités*, peu profonds, sublittoraux, aux eaux chaudes et claires, bien aérées, avec vie benthique intense, et les *fonds calmes*, tendant au confinement, recevant périodiquement des apports bioclastiques, mais presque dépourvus de vie benthique. Dans toute la formation A, les conditions pélagiques ne prévaudront jamais, les fonds étant souvent coupés de la haute-mer par une barrière (dunes oolithiques ou récifs ?). A ce sujet, il faut noter : a) que le niveau d'énergie reste modéré et les textures n'évoluent qu'exceptionnellement vers les grainstones ; b) que les espèces restent peu nombreuses bien que les individus pullulent à certains moments ; c) que la dolomie primaire est

presque toujours présente, ses cristaux alignés dans les laminae, étant réorientés sur le trajet des terriers de fousseurs.

Ce régime de sédimentation carbonatée littorale uniforme est brusquement interrompu par un épisode de sédimentation détritique.

## 2. Formation B : Callovien supérieur ? - Oxfordien inférieur ? (30 m).

Cette formation terrigène et carbonatée traduit un bouleversement paléogéographique intervenant dans le domaine briançonnais-ligure. Elle débute par un microconglomérat à débris de dolomies triasiques et quartz cariés : elle surmonte en apparence concordance les calcaires lités bathoniens. En lame mince, les laminae du substrat sont recoupées obliquement par la surface de ravinement, mais il s'agit de petites cuvettes ne dépassant guère 10 cm de diamètre, séparées par des reliefs résiduels. La discordance angulaire signalée à ce niveau [3] n'a pas été observée, ni localement, ni à l'échelle régionale : la puissance de la formation A reste constante, ainsi que son évolution séquentielle. Il y a arrêt de sédimentation, ravinement, perforations cryptogamiques et changement important de sédimentation.

La formation B est connue à la C. d. Colme, à la C. d. Saline et à la Mascha (fig. 2, 3, 5). L'extrême rareté des fossiles dans cette formation n'a pas encore permis d'assurer une datation biostratigraphique précise, pourtant des bélemnites du genre *Hibolites* Mayer, 1883, trouvées à la Mascha [2] permettent de penser que la formation se rapporte plutôt au Callovien supérieur - Oxfordien inférieur.

Les différents affleurements de la formation B révèlent, une fois encore, une grande homogénéité de composition et de texture. La séquence est la suivante :

- 1) microconglomérat et grès grossier, hétérométriques, à matrice carbonatée ;
- 2) grès granoclassés à stratification entrecroisée ;
- 3) calcaires gréseux lités à nodules silicifiés.

Dans les couches basales, les débris dolomitiques proviennent du remaniement des carbonates

triasiques, tandis que les quartz, feldspaths et micas tirent leur origine des roches éruptives et sédimentaires du substratum permo-triasique. En comparant les formations A et B, il apparaît qu'un simple mouvement vertical de ce substratum suffit à rendre compte de l'érosion des affleurements triasiques et permien (peut-être même plus anciens ?) et de cette brutale substitution de terrigènes aux matériaux bioclastiques bathoniens. La fraîcheur de nombreux minéraux remaniés va à l'encontre d'un très long transport et les sources ne devaient pas être considérablement éloignées du milieu de dépôt. La mise en place des sédiments était sous le contrôle de courants à compétence progressivement décroissante et avait lieu dans un milieu carbonaté particulier : aux couches grossières et mal classées de la base, succèdent des couches à stratification oblique, entrecroisée, à éléments granoclassés, puis des couches à fine stratification plane à tendance laminaire.

La silicification de ces grès et de ces calcaires gréseux ne se développe réellement que dans les couches supérieures, comme si les conditions de sédimentation calme qui présidaient à leur mise en place favorisaient une concentration siliceuse. L'importante décharge de terrigènes, et la diagénèse qui la suit, semblent s'ajouter à la sédimentation carbonatée locale, inhibant la vie sur les fonds et dans les eaux sus-jacentes, s'opposant même aux apports ou à la conservation des bioclastes, dans des conditions hydrodynamiques et physico-chimiques nouvelles. La silicification est manifestement liée aux apports de terrigènes, à la reprise d'érosion, mais elle ne peut s'exprimer qu'au-dessous d'un certain seuil hydrodynamique et dans un certain milieu. Bien que s'amortissant faiblement à l'approche de la discontinuité supérieure, ces phénomènes se prolongeront néanmoins dans la formation suivante.

Toute la sédimentation de cette formation B est contrôlée par le facteur hydrodynamique, les forces en présence s'affaiblissant lentement comme en témoignent le gradient granulométrique et l'évolution des textures. Les conditions de milieu tendent à revenir dans l'état initial qui régnait à la fin du Bathonien. Pourtant la rareté des bioclastes, autres que les débris d'échinodermes, toujours perforés et corrodés, constitue également une des caractéristiques de la formation B. Ou bien la vie benthique n'était pas possible dans le milieu de

sédimentation, ou bien la conservation des bioclastes était difficile, mais alors pourquoi trouverait-on une matrice carbonatée dans cette formation ? En réalité, l'hypothèse la plus vraisemblable est la première, ces fonds turbides ne recevaient que les bioclastes les plus résistants, provenant d'un milieu moins profond, plus riche en microorganismes benthiques et plus oxydant.

Cette formation B, riche en terrigènes, pourrait en zone briançonnaise, correspondre aux radiolaires oxfordiennes ; d'ailleurs, de fréquents radiolaires sont associés à des spicules d'éponges, des *Saccocoma* et des foraminifères planctoniques caractéristiques de l'Oxfordien inférieur, *Globigerina* (*Globuligerina*) *oxfordiana* (Grigelis) dans un calcaire surmontant la formation A, dans le haut-vallon de Carnino.

Une discontinuité met fin à cette formation B.

### 3. Formation C : Oxfordien supérieur ? - Kimméridgien - Portlandien - Crétacé inférieur (50-100 m).

La formation C repose en concordance sur le toit faiblement érodé de la formation B, mais les indices de remaniement et de changement de faciès sont minimes. Plus encore, les grains de quartz détritiques et les silicifications, observés à la base de la formation C, semblent indiquer un prolongement direct des modes de sédimentation et de diagénèse particuliers au sommet de la formation B, assurant par là même une liaison génétique, malgré la discontinuité. Ces deux formations, si étroitement apparentées, sont considérées comme deux parties d'un même ensemble sédimentaire, appartenant au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur et s'individualisent par rapport à la formation A du Jurassique moyen.

La surface d'érosion, pratiquement plane, porte quelques perforations de cryptogames ; elle est surmontée de petits éléments roulés et perforés, empruntés aux couches sous-jacentes, et de petits grains de quartz détritiques.

La formation C est entièrement carbonatée, mais présente des variations latérales de faciès. Néanmoins, il est possible d'y reconnaître trois termes. En général, les terrigènes, présents dans le

terme inférieur, se raréfie beaucoup dans le terme moyen, pour réapparaître, une fois encore, au sommet du terme supérieur.

Coupe de la C. d. Colme (fig. 3) :

- 1) calcaires inférieurs crinoïdiques et dolomitiques, gréseux, avec passées silicifiées (20-30 m) ;
- 2) calcaires moyens, marmoréens, à passées noduleuses, évoquant les « Marbres de Guillestre » (16 m) ;
- 3) calcaires supérieurs, comportant des passées gréseuses au sommet, à proximité de la discontinuité supérieure, rappelant nettement les calcaires inférieurs.

Le faciès des « Marbres de Guillestre » marque un pôle pélagique dans l'évolution de la sédimentation. Dans la même unité Mongioie-Saline, la formation C observée à la Mascha, au Nord-Ouest, est un peu moins épaisse (50 m) et contient des calcaires blancs à calpionelles du Tithonique. Plus au Nord (Lagi Becai, Moglie), la formation C se réduit au seul terme supérieur tithonique, épais d'une trentaine de m et reposant directement sur la formation A. Du Sud au Nord, il y a donc amincissement et réduction par le bas de la formation C au sein de cette unité (fig. 5) : la « transgression » se poursuivait vers le Nord et, alors qu'un régime pélagique s'établissait dans la partie

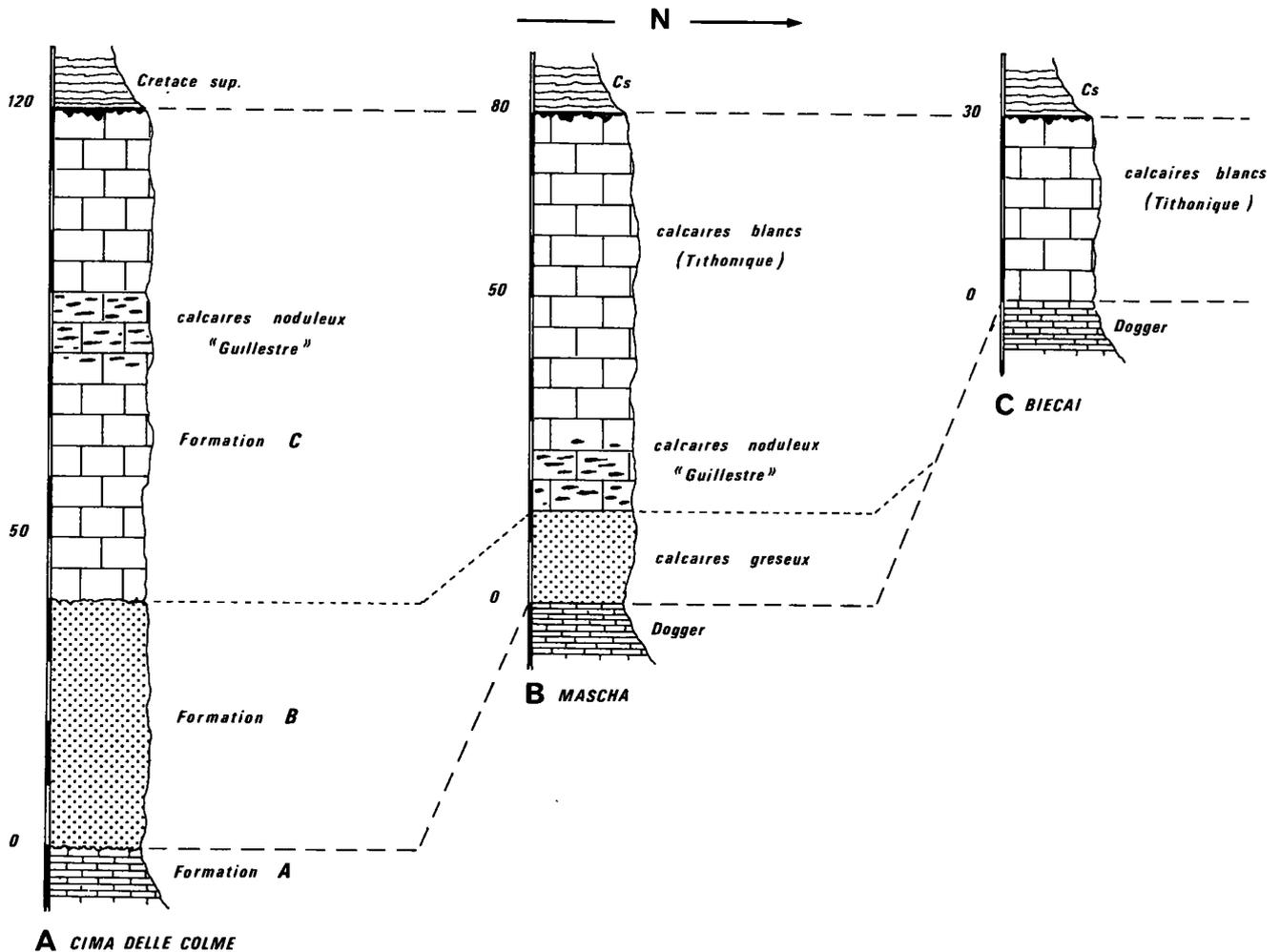


Fig. 5. — Corrélation des coupes du Jurassique supérieur, montrant les réductions d'épaisseur des formations B et C vers le Nord.

septentrionale, nouvellement annexée, un régime plus détritique se rétablissait dans la partie méridionale.

Les unités voisines montrent que la sédimentation suit une évolution analogue et que le faciès carbonaté du Jurassique supérieur se poursuit dans le Crétacé inférieur, sans démarcation sensible.

— Dans l'unité Upega-Nava (3,4), au Val Tanarello, le terme inférieur composé de calcaires noirs et blancs (37 m) est surmonté de calcaires noduleux, beige-rosé, à faciès « Marbres de Guillestre » (35 m), dans lesquels on observe une irruption de matériaux pélagiques (Saccocomidés, aptychi, mais pas de calpionelles) ; au-dessus, le terme supérieur est constitué de calcaires resédimentés, dont tous les matériaux planctoniques (Saccocomidés, calpionelles, *Globochaete*) sont remaniés, emballés dans des intraclastes et associés à du phosphate ou de la glauconie. Ces dernières couches sont d'âge postérieur aux assemblages de calpionelles remaniées, post-Tithonique (Berriasien supérieur ou Valangignien) ; les petits niveaux resédimentés, à terrigènes, du sommet, contiennent également des fragments de bélemnites à section aplatie et silicifiées.

— Dans l'unité Monte Armetta [5], la formation C, transgressive sur les calcaires dolomitiques anisiens, présente au-dessus des calcaires marmoréens à faciès « Marbres de Guillestre », des couches oolithiques et graveleuses, à bioclastes pélagiques (Saccocomidés, *Globochaete*, jeunes céphalopodes, mais sans calpionelles) et benthiques (polypiers).

— Dans le Marguareis, au Plan de Chevolaï [6], les calcaires à faciès « Marbres de Guillestre » sont surmontés par des calcaires gris bleu à macrofaune de céphalopodes, dont les espèces les plus récentes sont du Barrémien supérieur.

Le faciès carbonaté des termes supérieurs de la formation C peut donc monter très haut dans le Crétacé inférieur et, dans le cadre ligure, se montrer sous des faciès variés. Un grand contraste sédimentaire existe en effet entre l'apparente continuité de la sédimentation pouvant s'étendre du Jurassique supérieur au Berriasien et le mode d'enregistrement sédimentaire post-Berriasien et anté-Albien supérieur, sous forme de « flaques », dispersées horizontalement en mosaïque et jamais

signalées sur une même verticale. Ce contraste est encore accusé à l'échelle régionale par l'homogénéisation des conditions de sédimentation accompagnant la grande transgression mondiale du Crétacé supérieur (« Calcschistes planctoniques » ou « Marbres en plaquettes »).

Comme dans les précédentes formations, il faut noter l'homogénéité des matériaux sédimentaires, dominés par les débris de crinoïdes, hyperminéralisés, corrodés et ferrugineux et les organismes pélagiques à certains niveaux moyens et supérieurs. De plus dans tous les cas étudiés, le faciès « Marbres de Guillestre » correspond toujours à une transition, à la limite du domaine pélagique, précédant l'apparition des calpionelles ; il contient des indices de corrosion et de déformation syn-sédimentaire. Par contre, les variations de l'énergie hydraulique sont difficiles à déceler : les dépôts sont bien lités dans les termes inférieur et supérieur ; les laminations sont fréquentes. Généralement les débris resédimentés proviennent d'un milieu oxydant, moins profond.

La formation C est érodée au sommet de façon très irrégulière ; la surface d'érosion peut supprimer certaines couches (Val Tanarello). D'ordinaire, cette surface porte des reliefs résiduels, cuvettes et alvéoles de corrosion biochimique, plus ou moins en coalescence, à fond perforé ou carié, séparés par des crêtes aiguës et sinueuses, avec des dénivellations pouvant atteindre 0,25 cm. Une croûte stromatolithique, d'épaisseur centimétrique, plus ou moins minéralisée (phosphate de calcium, silice, oxydes de fer), adhère à cette surface de façon plus ou moins continue. De minces lits millimétriques de calcaire à foraminifères planctoniques de l'Aptien-Albien sont piégés entre le stromatolithe et la surface d'érosion, à la C.d. Colme et au Val Tanarello [3]. Cette croûte constitue un horizon-repère dans tout le domaine ligure : elle marque le début d'un nouveau régime de sédimentation commun à l'ensemble de la région et dominé par les influences pélagiques.

#### 4. Conclusions.

Les trois formations du Jurassique-Crétacé inférieur de l'unité Mongioie-Saline présentent les

mêmes caractéristiques lithologiques que celles de la région-type du Briançonnais : une évolution séquentielle parallèle, des intercalations terrigènes comparables à la base du Dogger et du Malm carbonatés, un développement plus important du Malm.

Ces formations sont caractérisées :

— par une sédimentation carbonatée relativement homogène, évoluant rapidement dès la formation A, d'un milieu marin peu profond, sublittoral, protégé du large par une barrière oolithique ou récifale, à un milieu bathyal, sur une pente faible, en contrebas des hauts-fonds à substratum permo-triasique ;

— par l'homogénéité de leurs constituants bioclastiques (bioclastes benthiques dans la formation A, crinoïdes et bioclastes pélagiques pour les formations B-C) et lithoclastiques (produits d'érosion des carbonates du Trias moyen (Anisien-Ladinien) et des formations détritiques ou éruptives du Permien-Trias inférieur formant le substratum régional) ;

— par leur stratification, dominée par des laminites millimétriques indiquant la mise en place périodique d'apports distribués sous un angle d'épandage très ouvert, vraisemblablement par l'intermédiaire de courants de contour ;

— par l'extrême rareté des indices de glissement à l'état meuble et de traces de bioturbation ;

— par la prépondérance des textures de mudstones et de wackestones, témoignant d'une énergie hydraulique faible à modérée sur les fonds ;

— par la corrosion et l'oxydation des bioclastes dans les formations B et C, succédant à l'élimination progressive des bioclastes aragonitiques dans la formation A, totale dans les formations B et C de la C. d. Colme, où ne subsistent que les restes d'échinodermes hyperminéralisés (croissances syntaxiales, ferruginisations) ;

— par l'opposition qui existe entre les organismes benthiques de la formation A et les influences pélagiques au niveau du faciès « Marbres de Guillestre », avec crinoïdes pélagiques, céphalopodes, accompagnés de *Globochaete alpina* Lomb. et dans les calcaires tithoniques, riches en tintinoïdiens et, localement, en céphalopodes (peut-être aussi au moment du dépôt de la formation B contenant radiolaires et protoglobigérines dans l'unité Upega-Nava).

Dans chacune des trois formations, la sédimentation tend à évoluer suivant un schéma commun :

1) chaque séquence débute par le remaniement et la mise en place de matériaux terrigènes empruntés au substrat, à la faveur d'un paroxysme hydrodynamique ;

2) l'affaiblissement progressif de l'énergie sur les fonds se traduit par la disparition graduelle des éléments grossiers et le développement des carbonates tendant rapidement vers les laminites ;

3) enfin, la réapparition des matériaux terrigènes, en fin de séquence, accompagnée d'une évolution des textures et d'une élévation sensible du niveau d'énergie, annonce la proximité d'une discontinuité interrompant la sédimentation.

*L'évolution de la sédimentation marine dans l'unité Mongioie-Saline (régime de zone mobile) est intéressante à comparer avec ce qui se passe à la même époque sur la marge normande de la plate-forme armoricaine (régime de plate-forme « stable »).* A la longue émergence caractéristique de la zone briançonnaise ligure correspond la grande transgression du Jurassique inférieur et moyen en Normandie. Au Bathonien moyen-base du Bathonien supérieur, le domaine marin s'étend au maximum sur la plate-forme armoricaine, tandis que la mer déborde sur les hauts-fonds briançonnais : dans les deux régions se déposent alors des carbonates littoraux-sublittoraux. Un peu avant la fin des temps bathoniens, intervient en Normandie un brusque changement de sédimentation et un renouvellement des faunes, impliquant un bouleversement paléogéographique extérieur au Bassin parisien. Dans le même temps, une discontinuité liée à la tectonique régionale, met fin à la sédimentation carbonatée bathonienne dans la zone briançonnaise ligure : des matériaux d'érosion du substrat permo-triasique lui succèdent, avec des indices du Callovien supérieur-Oxfordien inférieur. La nouvelle séquence, qui a débuté en Normandie au Bathonien terminal avec des marnes, passe au cours de l'Oxfordien moyen à des calcaires oolithiques et récifaux : cette sédimentation carbonatée est interrompue par l'apport de terrigènes et une discontinuité. Dans la séquence nouvelle, les décharges détritiques se succèdent : la région émerge lentement et la mer se retire au NE de la région normande. Pendant ce temps, dans la zone briançonnaise ligure, la sédi-

mentation terrigène s'amortit ; son cours est interrompu momentanément par une discontinuité qui ne modifie ni la nature, ni le mode de dépôt, ni la diagenèse du dépôt ; puis elle devient nettement carbonatée, à influences pélagiques. Le faciès « Marbres de Guillestre » indique un tournant dans l'évolution régionale, souvent le début d'une grande variation latérale des faciès (dans l'unité Upega-Nava, il précède à la fois l'apparition des tintinnoïdiens et des phénomènes de resédimentation des matériaux pélagiques).

En Normandie, la sédimentation décrit un véritable cycle sédimentaire, à résultante transgressive jusqu'au Bathonien et à tendance régressive ensuite. La zone briançonnaise ligure, tardivement émergée, n'est envahie par la mer qu'au maximum de la transgression du Bathonien moyen. Dès la fin du Bathonien, ses hauts-fonds tendaient déjà à s'enfoncer et peu à peu la sédimentation échappait aux influences littorales. La discontinuité qui consacre ce changement radical est liée à un mouvement vertical qui renouvelle les affleurements du substrat permo-triasique et les sources de matériaux détritiques. A partir de ce moment, la submersion s'accuse : laminations millimétriques dans des carbonates boueux, raréfaction des bioclastes par corrosion, irruptions d'organismes pélagiques. Ce régime, « transgressif » à l'échelle régionale, se prolonge jusque dans le Crétacé inférieur ; en fait, il ne s'agit pas d'une « transgression » comparable à ce qui se passe sur la plate-forme armoricaine, mais c'est une succession de phénomènes d'érosion et d'omission purement sous-marine. Une surface d'érosion tronque la formation C et supporte une croûte stromatolithique datée de l'Aptien-Albien. En Normandie, les premiers dépôts transgressifs crétacés sont de l'Aptien supérieur et de l'Albien. Dans les deux régions, les conditions de sédimentation s'homogénéisent avec la grande transgression cénomaniennne. Mis à part le court épisode carbonaté du Bathonien moyen-base du Bathonien supérieur, commun aux deux régions, il est remarquable de noter qu'au Jurassique, sur un plan purement lithostratigraphique, l'évolution de la sédimentation et les polarités séquentielles tendent, dans la zone mobile du briançonnais ligure, à s'opposer à celles que montre la marge normande de la plate-forme armoricaine plus stable. En effet, dans des

domaines paléogéographiques aussi distincts, il est remarquable de constater :

— l'émersion prolongée du briançonnais ligure correspondant aux étapes successives des transgressions liasique, aalénienne et bajocienne, qui accroissent lentement le domaine marin en bordure du Massif armoricain ;

— la transgression bathonienne recouvrant la plate-forme briançonnaise ligure (Formation A) et marquant aussi un maximum de l'extension marine sur le Massif armoricain, à la limite du Bathonien moyen-supérieur. Il faut noter que les peuplements benthiques (mollusques, polypiers, algues calcaires) présentent des compositions voisines dans les deux domaines à ce moment privilégié ;

— le nivellement des fonds et l'homogénéisation des dépôts au cours du Callovien et de l'Oxfordien inférieur. Des foraminifères planctoniques (Protoglobigérines) sont connus dans les dépôts des deux domaines à la fin de cet épisode (respectivement Formation B et Marnes de Villers) ;

— de l'Oxfordien au Kimméridgien, alors que la tranche d'eau augmente rapidement au-dessus des fonds marins ligures, les formations normandes et mancelles montrent au contraire une nette tendance à l'émersion (Sables de Glos et de Cherré) ;

— à partir de la fin du Kimméridgien, l'aire de subsidence maximale du Bassin anglo-parisien localisée au niveau de la Manche centrale et du Dorset-Sud (Les Saccocomidae pénètrent jusque dans cette région au Portlandien inférieur) se déplace lentement vers le Nord-Est et, entraîne la grande variation latérale des faciès accompagnant la régression fini-jurassique. Dans le même temps, se produit la « transgression » des dépôts portlandiens-tithoniques, carbonatés profonds, dans le domaine du Briançonnais ligure (Formation C).

Pour expliquer simultanément ces convergences pratiquement synchrones dans les peuplements marins benthiques (Bathonien) ou pélagiques (Oxfordien, Portlandien) et ces divergences dans l'évolution des fonds marins ligures et périarmoricains, il convient de rechercher les mécanismes communs qui réglaient l'épirogenèse et la distribution des organismes dans deux domaines paléogéographiques aussi éloignés. Ce n'est certes pas un pur hasard si au Bathonien, au Kimméridgien (ou plus tard à l'Aptien, au Sénonien, à l'Eocène

moyen) apparaissent dans les enregistrements sédimentaires des deux domaines comparés, des changements importants dans les modalités et le sens de l'évolution des fonds marins, voire des déformations tectoniques. Ces effets régionaux sont les conséquences d'événements majeurs contrôlant la structuration respective de l'Atlantique et de la Téthys [8] et, dès lors, il n'est pas surprenant de les déceler à la fois dans le domaine Briançonnais ligure et sur la bordure armoricaine du Bassin anglo-parisien. L'analyse géologique détaillée comparant les faits observés dans ces deux régions constitue même un fil directeur utile à la reconstitution de la mosaïque paléogéographique ouest-européenne et de son évolution au cours des temps jurassiques.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. LECANU (J.P.) & VILLEY (M.) (1974). — Contribution à l'étude géologique du massif du Monte Mongioie (Briançonnais ligure) (*Thèse Doc. 3<sup>e</sup> cycle (Géologie), Labor. Géol. structurale, Université de Caen* : 226 p., 83 fig., 9 pl., 4 fig. h.-t.).
2. KIENAST (J.-R.) (1963). — Etude géologique des hauts massifs calcaires des Alpes ligures (*D.E.S. (Géologie), Université de Paris* : 122 p.).
3. VANOSI (M.) (1972). — Contributi alla conoscenza delle unita stratigrafico-strutturali del M. Mongioie e del M. Cimone (Brianzonese ligure) (*Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 23 pp., 25-71).
4. LANTEAUME (M.) (1968). — Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes (*Mém. Serv. Carte Géol. France (Paris)*, (7), IV, pp. 627-643).
5. ROYANT (G.), RIOULT (M.) & LANTEAUME (M.) (1970). — Horizon stromatolithique à la base du Crétacé supérieur dans le Briançonnais ligure (*Bull. Soc. Géol. France (Paris)*, (7), XII (2), pp. 372-375, 1 pl.).
6. FAURE-MURET (A.) & FALLOT (P.) (1955). — Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du Massif de l'Argentera-Mercantour (*Bull. serv. Carte Géol. France, Paris*, LII, 241, pp. 283-319).
7. RIOULT (M.) & FILY (G.) (1975). — Discontinuités de sédimentation et unités lithostratigraphiques dans le Jurassique de Normandie (*IX<sup>e</sup> Cong. Internat. Sédim., Nice, Thème 5*, pp. 353-358, 2 fig.).
8. DEWEY (J.F.), PITMAN III (W.C.), RYAN (W.B.F.) & BONNIN (J.) (1973). — Plate tectonics and the evolution of the Alpine system (*Geol. Soc. America, Bull.*, v. 84 (10), pp. 3137-3180, 19 fig.).

*Manuscrit déposé le 27 mai 1977.*