Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band: 23 (1970)
Heft: 1

Artikel: Contribution à l'étude de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie

Autor: Martini, J.

Kapitel: 4: Paléogéographie et sédimentologie

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-739138

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 02.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

à Foraminifères des parties les plus internes, comprenant peut-être les Aravis et le massif de Platé. La zone à *Globorotalia cerro-azulensis*, vraisemblablement assise « à cheval » sur l'Eocène et l'Oligocène, pourrait occuper le flanc NW du synclinal de Thônes et une partie de la zone médiane où les couches sous-jacentes renferment *N. vascus*. Enfin, la zone à *Globigerina ampliapertura* existerait plus à l'extérieur encore. Dans les plis externes, remarquons qu'il est possible que des biozones plus élevées encore puissent être mises en évidence: aux Aillons et aux Déserts, nous observons les Marnes à petits Foraminifères les plus récentes puisqu'on voit le passage aux marnes saumâtres sus-jacentes dans lesquelles ces organismes disparaissent (J. MARTINI, 1968*b*).

4. PALÉOGÉOGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE

Dans le chapitre « Stratigraphie », nous avons déjà partiellement traité de la migration des faciès. En effet, contrairement aux transgressions cuisiennes et lutétiennes, qui ont envahi rapidement de vastes surfaces, la 3e transgression s'est effectuée beaucoup plus lentement et il a fallu environ 5 millions d'années pour que la presque totalité des chaînes subalpines de Savoie soient recouvertes.

4.1. LES COUCHES FLUVIO-LACUSTRES.

Pour résumer les observations, rappelons que ce faciès englobe des sédiments très variés: conglomérats, grès, marnes vertes (rarement rouges: les Déserts et montagne de Veyrier), calcaires lacustres, et charbons. Il y a là une différence avec les couches lacustres lutétiennes qui sont plus uniformes et plus finement détritiques. Les organismes les plus communément rencontrés sont les Cyanophycées, Algues encroûtantes que l'on observe sous différents aspects: biohermes en place, concrétions enrobant des galets crétacés ou formés d'une ancienne croûte fragmentée, débris parfois très fins, constituant un calcaire biodétritique, pisolithes, etc. Les Cyanophycées peuvent se rencontrer en milieu marin, Néanmoins leur abondant développement dans les couches en question constitue un faciès typiquement lacustre ou fluviatile si l'on se réfère à la littérature. Les autres organismes sont rares: Microcodium, Characées, Limnées, Planorbes et Vertébrés.

L'examen sur le terrain a montré que ces couches fluvio-lacustres, contrairement au Lutétien limnique, se disposent en un grand nombre de petits bassins (plus de 30 dans les Bornes et les Bauges) dont les dimensions varient de quelques dizaines de mètres à plus de 5 km. D'un bassin à l'autre, on remarque de grandes variations de faciès; il semble que ce soit le substratum des alentours immédiats qui a alimenté le bassin en éléments détritiques. Par exemple, on remarque que les bassins où les

marnes blanches sont bien développées (Charbon, Crêt des Mouches, les Glières, le Lindion) sont ceux où le soubassement est formé par le Crétacé supérieur.

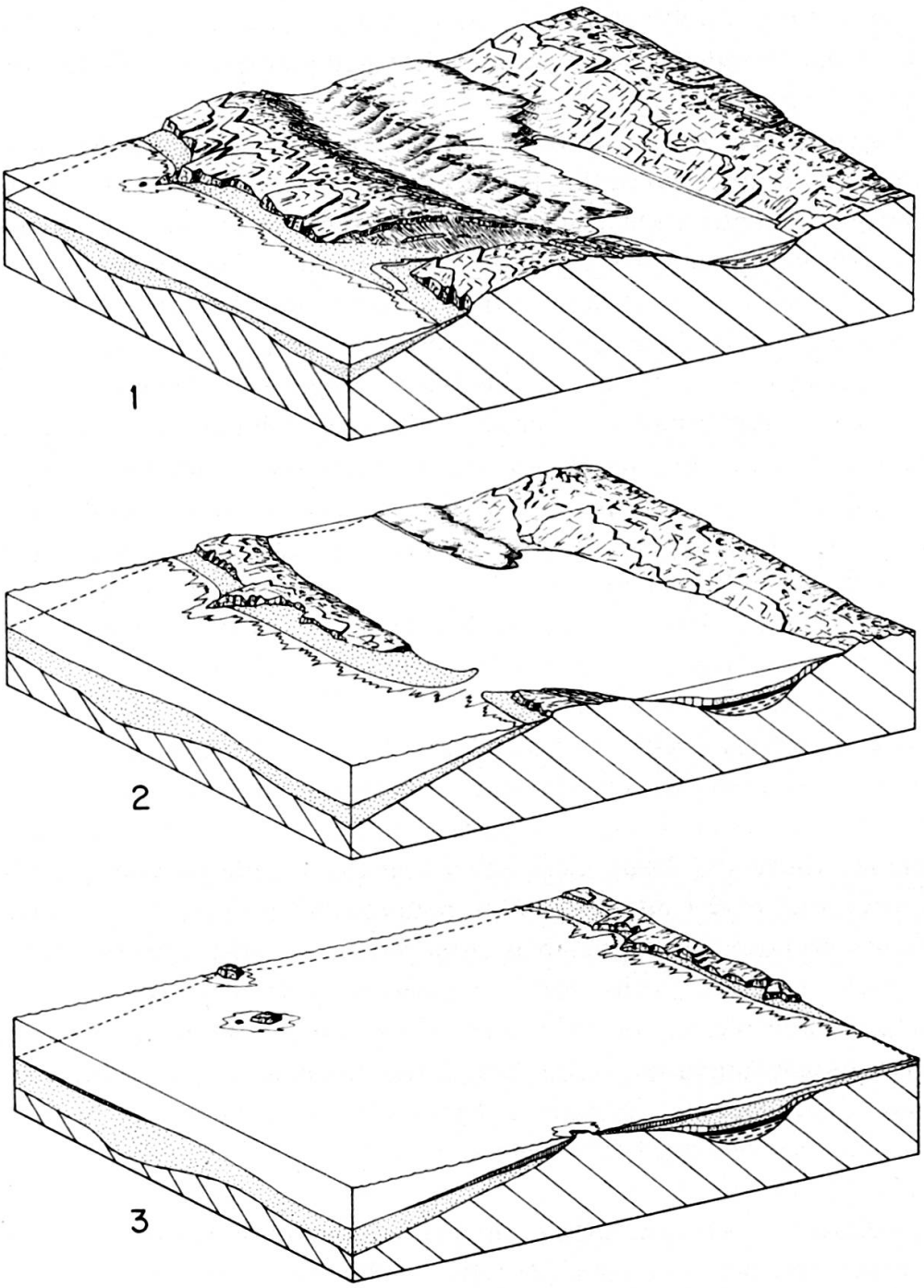

FIG. 17. — Divers stades de la transgression nummulitique.
La couverture végétale n'est pas figurée et la géomorphologie est arbitraire.

On peut classer ces bassins fluvio-lacustres d'après leurs relations avec les assises immédiatement sus-jacentes. On distingue ainsi un premier type à caractère indépendant où les couches fluvio-lacustres ne présentent aucune continuité avec les

assises sus-jacentes. Dans ce cas, elles sont recouvertes généralement par le faciès à petites Nummulites, lequel présente alors un caractère franchement transgressif. Appartiennent à ce type les couches fluvio-lacustres de la Féclaz, de Saint-François, des environs d'Arith, du SW et du SE d'Aillon le Jeune, du N de la vallée des Aillons, du col des Contrebandiers, de la partie S de Champlaitier, des Glières, du col des Chasseurs, de Monteschet et du Roc de Chère.

Le deuxième type est au contraire caractérisé par une étroite dépendance avec les couches sus-jacentes: les couches lacustres passent régulièrement et en concordance à des couches saumâtres. On peut citer par exemple le cas du S du synclinal des Aillons, de Bellecombe, d'Entrevernes, du Charbon, du crêt des Mouches, du synclinal du Lindion, du col du Freux (Champlaitier) et du bois de l'Arzé (Brison).

On peut encore distinguer un 3e cas intermédiaire où les couches fluvio-lacustres passent directement au faciès marin à Polypiers (région des Déserts et synclinal de Delairaz). Il faut remarquer que certains cas sont ambigus: ainsi nous avons vu qu'à la mine de la Thuile, le passage des couches fluvio-lacustres aux couches à Cérithes semble continu alors qu'au N d'Entrevernes on observe plus d'indépendance (les calcaires à Polypiers peuvent reposer sur les sables verts); cependant les sables verts forment probablement une assise continue entre les deux points (voir fig. 6).

Les couches fluvio-lacustres se sont déposées dans des creux topographiques qui peuvent avoir deux origines. D'une part, il peut s'agir d'un relief simplement dû à l'érosion, hypothèse qui semble surtout valable pour les bassins de petite dimension; dans le cas du col du Freux et celui du col des Contrebandiers, cette explication s'impose: là nous avons vu que les couches fluvio-lacustres se sont sédimentées au pied d'une petite cuesta. D'autre part, les dépressions peuvent avoir une origine tectonique (J. MARTINI, 1968*a*). Ceci est en tout cas valable pour les grands bassins (p. ex. Entrevernes et le Charbon). Enfin, remarquons qu'il est fort possible que les deux origines proposées soient valables en même temps dans certains cas.

La genèse du faciès fluvio-lacustre semble partiellement résulter du processus suivant: la période d'émersion s'est achevée par un affaissement et une remontée consécutive du niveau hydrostatique. Les parties basses se transforment alors en lacs ou en zones d'épandage alluvionnaire. Cet affaissement est le prélude à la transgression marine et nous pensons que ces bassins se sont formés non loin des côtes (voir bloc diagramme 1 de la fig. 17).

Ce processus est surtout valable lorsque les couches fluvio-lacustres passent en continuité aux couches saumâtres (2e type). Par contre lorsqu'il y a indépendance (1er type), on peut difficilement estimer l'intervalle de temps écoulé entre leur dépôt et celui des assises marines sus-jacentes. Ceci est particulièrement vrai pour certains dépôts de sables et grès verts à caractère sidérolithique (les Déserts, Arith, SE d'Aillon-le-Jeune, N de la vallée des Aillons, le Châtelard, SW de Champlaitier, col des Chasseurs, Delairaz, NW de Brison et, dans une certaine mesure, la région d'Entrevernes). Ces sables se sont plutôt déposés en milieu subaérien et n'ont peut-être pas

de rapport avec la transgression marine. Ils pourraient donc être éventuellement plus anciens selon les cas.

Remarquons que les petits bassins fluvio-lacustres du Semnoz et du Salève résultent d'un même processus; seulement l'affaissement n'est plus le prélude à une invasion marine (sauf à Mornex, au Salève) mais à l'établissement d'une vaste zone d'épandage où se sédimentait la Molasse rouge.

La plupart du temps le matériel détritique a une origine locale: les galets appartiennent au soubassement immédiat et la fraction sableuse doit résulter pour une bonne part du remaniement du Gault. Il faut faire une exception pour le Sidérolithique des Déserts (Mont-Peney et En Glaise) qui renferme d'abondants et volumineux galets de quartz. Ce caractère exotique est également mis en évidence par les minéraux lourds. En effet on remarque une certaine abondance de grenat (jusqu'à 25 %), ce qui ne s'observe pas dans les autres bassins fluvio-lacustres, même voisins (p. ex. au Sauget, fig. 1 n° 1).

Remarquons que dans les nombreuses préparations que nous avons effectuées dans les diverses formations du Tertiaire subalpin (sauf dans le Flysch et la Molasse), la composition est assez monotone: abondance de minéraux résistants avec un peu de staurotide et de disthène; les autres minéraux sont très rares et le grenat ne dépasse guère 1 %.

Il est donc possible qu'un fleuve ait coulé dans la région des Déserts et ait amené des alluvions d'origine plus lointaine (Massif central ?). Notons que le golfe dessiné par le Nummulitique dans la région des Déserts est peut-être en relation avec cet hypothétique fleuve: s'agit-il de sa large vallée envahie par la mer? Remarquons que le grenat se raréfie dès les couches à Polypiers et disparaît dans les Sables de Plainpalais. Il est probable que ce cours d'eau ne coulait plus à ce moment là. Cette disparition pourrait être due au développement des phénomènes karstiques durant l'Eocène.

Remarquons encore que les galets de quartz ne sont pas exclusifs aux Déserts; on en recontre aussi dans les couches lacustres de la terminaison S du synclinal des Aillons et dans l'Oligocène de Saint-Jean de Couz (Chartreuse). Ils sont toutefois assez dispersés et sont ainsi probablement remaniés d'alluvions pré-existantes.

4.2. Le faciès a Cérithes

Bien connu dans la littérature sous le nom de « Couches des Diablerets », ce faciès saumâtre marque les premières influences marines. Il s'agit de dépôts souvent vaseux, fétides, riches en matière organique et en débris de plantes. Ils contrastent avec les couches fluvio-lacustres et montrent une faune très abondante bien que souvent pauvre en espèces, ce qui n'est pas étonnant pour un faciès saumâtre. Le faciès à Cérithes est presque toujours associé aux couches fluvio-lacustres qu'il surmonte: S du synclinal des Aillons, Bellecombe, Entrevernes, le Charbon, crêt

des Mouches, synclinal du Lindion, montagne de Veyrier, col du Freux, bois de l'Arzé et Brison.

Ainsi, la subsidence se poursuivant, les lacs où se déposaient les couches fluvio-lacustres ont été mis en communication avec la mer. Ces communications ont été tout d'abord précaires, puisque les eaux étaient saumâtres (infiltrations à travers un cordon littoral sableux, grandes marées ?) Des retours passagers à un régime d'eau douce (p. ex. Entrevernes) indiquent même qu'elles ont pu être interrompues. Cependant, dans l'ensemble, le régime marin tend à se préciser au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série, les Ostracodes l'ont clairement montré au Charbon.

Sur le terrain, nous avons vu que le faciès à Cérithes, comme les couches fluvio-lacustres, se dispose bassins isolés à la différence près que les bassins devenus saumâtres occupent une plus grande surface. Il en résulte qu'une zone où le faciès à Cérithes est transgressif sur le soubassement (Crétacé, Eocène inférieur et moyen) entoure en « couronne » une zone centrale occupée par les couches fluvio-lacustres.

Il nous faut traiter ici un problème particulier qui est celui des charbons. D'après les auteurs, il semble que ces derniers soient associés aux couches à Cérithes, donc déposés en milieu saumâtre. La vérité doit être plus complexe. Ainsi, à Bellecombe, les 3 petits niveaux charbonneux que nous avons observés sont essentiellement interstratifiés dans les couches fluvio-lacustres. A Entrevernes, la couche principale fait suite aux sables verts et est limnique (intercalations de calcaires à Planorbes); nous ne pouvons pas nous prononcer sur la couche moyenne que nous n'avons pas vue; par contre, le petit niveau supérieur semble entièrement intercalé dans des marnes grises saumâtres. Au crêt des Mouches, le couche charbonneuse inférieure repose sur des marnes lacustres et est immédiatement surmontée elle-même par des calcaires saumâtres; la couche supérieure s'associe probablement à un calcaire noir plaqueté qui est intercalé dans des couches saumâtres; il est possible que ce calcaire représente une récurrence plus dessalée. A Pernant, d'après L. FEUGUEUR (1951), les couches charbonneuses sont associées à des dépôts saumâtres. Au Petit-Bornand, elles sont probablement lacustres (nous avons observé sur les haldes, l'association à des calcaires à Cyanophycées) mais superposées à un niveau saumâtre (J. J. CHAROLLAIS, 1963). En résumé, les charbons peuvent s'être déposés soit en milieu lacustre, soit en milieu saumâtre (peut-être assez peu salé).

Un cycle classiquement connu dans les bassins paraliques (p. ex. Carbonifère franco-belge) est le suivant: grès-sédiments argileux-charbon-dépôts marins. Les 3 premiers termes sont fluviatiles et lacustres; comme l'apport détritique devient très faible avec le dépôt du charbon, la subsidence l'emporte et la mer peut envahir le bassin. Il semble que cette conception bien connue peut aussi, dans une certaine mesure, s'appliquer à notre cas, mais qu'il ne s'agit pas d'un cycle puisque le phénomène ne s'est produit guère qu'une fois. Ainsi, à Entrevernes, on observe, vers la mine principale, la séquence grès-marne-calcaire et charbon avec des couches saumâtres peut-être immédiatement au-dessus. Une succession un peu comparable

s'observe au crêt des Mouches. Dans les autres cas, le charbon s'associe plutôt vers le haut des couches fluvio-lacustres, là où elles deviennent plus finement détritiques. En gros, il semble que le dépôt des charbons, par leur position générale, est précurseur des premières influences marines.

4.3. Le faciès a Polypiers

D'après certains auteurs, le faciès à Polypiers ne se dissocie pas des couches des Diablerets. Il ne s'agit en effet que d'une accentuation de la salinité qui devient alors franchement marine bien que l'on observe toutefois des récurrences saumâtres: Entrevernes, crêt des Mouches et Pernant (d'après L. Feugueur, 1951).

Comme la bordure continentale continue à s'affaisser, les bassins saumâtres sont plus largement envahis par la mer et se tranforment en golfes. Toutefois les récurrences saumâtres semblent bien indiquer que la passe communiquant avec la mer devait occasionnellement plus ou moins s'obstruer à cause du traînage des sédiments le long des côtes (formation d'une flèche, voir fig. 17).

Les calcaires à Polypiers ne ressemblent pas aux calcaires récifaux habituels; le calcaire renfermant ces organismes constructeurs présente le plus souvent une pâte micritique dont la finesse témoigne d'un milieu tranquille. Il apparaît que les Polypiers se sont développés dans les parties des golfes dont les eaux étaient claires et à l'abri des apports détritiques. Effectivement, dans la région d'Entrevernes principalement, on remarque que les calcaires à Polypiers existent surtout en bordure du bassin: dans la partie centrale, on ne rencontre que des grès (nous avons décrit un passage latéral calcaire à Polypiers-grès). Le fait que les éléments détritiques soient surtout abondants dans la partie centrale du golfe peut s'expliquer entre autres de la façon suivante: les sables transportés par les courants littoraux pénètrent dans le golfe par la passe et ne peuvent se déposer que dans sa partie profonde (voir fig. 17, bloc n° 2).

Rappelons pour terminer que, plus rarement, des bancs à Polypiers peuvent également se rencontrer dans le faciès à petites Nummulites, soit à sa base (col de la Colombière) soit au sommet (Roc de Chère).

4.4. Le faciès a petites Nummulites.

Par suite de la subsidence et du recul progressif du littoral, le bassin s'ouvre largement sur la mer. L'action des vagues et des courants côtiers rend le milieu plus agité. Les dépôts sont plus régulièrement grossiers et forment alors des bancs massifs uniquement gréseux ou biodétritiques. C'est à ce moment-là que les petites Nummulites se sont développées en abondance.

Si nous envisageons ce faciès dans le détail, il apparaît que les sédiments sont souvent plus grossiers dans la partie terminale. Ainsi, à la Montagne de Veyrier,

nous avons vu que la partie inférieure du faciès à petites Nummulites est formée de grès massifs passant vers le haut à un calcaire à Mélobésiées grossièrement gréseux, parfois même conglomératique; de la glauconie authigène peut aussi s'observer dans ces bancs algaires. On peut expliquer ces faits de la façon suivante: les sables côtiers, en se déposant, ont nivelé la topographie sous-marine; si l'on ajoute que la côte s'est encore éloignée et que la profondeur s'est accrue, on constate que les courants peuvent agir avec plus de force puisqu'ils ne rencontrent plus d'obstacles. Seules quelques zones rocheuses faisaient saillies (ou même émergeaient) sur ces plateaux sous-marins à sédimentation réduite et balayés par les courants. C'est sur ces hauts-fonds agités que les Mélobésiées se développaient le plus volontiers; nous avons vu sur le terrain, lorsque les conditions étaient favorables, que l'importance des bancs à Mélobésiées allait en diminuant au fur et à mesure que l'on s'éloigne de ces hauts-fonds (voir bloc-diagramme 3, fig. 17)).

4.5. Les Marnes a Foraminifères

Le passage des couches à petites Nummulites aux Marnes à Foraminifères peut se faire régulièrement: on remarque alors une diminution progressive de la taille des grains corrélative avec le développement de la phase argileuse. Cependant, la base des Marnes à Foraminifères, calcaire et gréseuse, renferme encore quelques Nummulites et de la glauconie en grains ou en imprégnation dans les petits silex détritiques (=faciès à grands Foraminifères arénacés). Ce dernier fait nous indique la persistance de l'action des courants. Cette action est encore plus manifeste là où on note une phase passive au point de vue sédimentation: des Marnes à Foraminifères, toujours glauconieuses à la base, peuvent reposer sur les calcaires à petites Nummulites par l'intermédiaire d'un « hard-ground » (p. ex. col de la Colombière). Avec l'approfondissement du fond marin et l'éloignement du littoral, l'action des courants se fait de moins en moins sentir; la glauconie disparaît et on passe peu à peu à une sédimentation fine.

Nous avons vu que les Marnes à Foraminifères peuvent transgresser sur le substratum crétacé: Le Lindion, les Glières, Champlaitier, Thorens, Prêle, les Plans (Aravis). Il s'agissait de hauts-fonds balayés par les courants sur lesquels les sédiments n'ont pu se déposer que plus tardivement (absence de faciès de transgression). Il semble probable que ces hauts-fonds n'ont formé des îles qu'au début de la transgression, c'est à dire pas pendant tout le dépôt du faciès à Nummulites; nous avions déjà relevé ce fait dans la partie descriptive concernant le plateau des Auges (Glières). Il faut cependant faire une exception pour le haut-fond de la partie N de la vallée des Aillons: nous avons vu que le Flysch saumâtre repose sur l'Urgonien et qu'il n'y a pas trace de dépôts marins littoraux ayant pu « s'accrocher » dans les nombreuses anfractuosités de ce soubassement. Dans ce cas, il s'agissait donc d'un relief plus accusé qui a formé une île pendant une assez longue période.

Jusque-là les successions que nous avons interprétées sédimentologiquement et paléogéographiquement étaient généralement les mêmes dans l'ensemble des chaînes subalpines savoyardes, bien que leur âge soit variable d'un point à l'autre. Il n'en va plus de même pour les faciès sus-jacents (Schistes à écailles de Poissons, Calcaires siliceux et surtout Flysch) dans lesquels nous commençons à voir des changements lithologiques qui ne sont plus uniquement dus aux variations des conditions paléogéographiques locales mais aussi à une évolution concernant l'ensemble du bassin subalpin. Nous avons décrit ailleurs (J. MARTINI, 1968*b*) cette phase de remblayage et nous y renvoyons le lecteur.

BIBLIOGRAPHIE

ACCORDI, B. (1951). Resti di Antracoterio nell'Oligocene di Chiuppano (Vicenza). *An. Univ. Ferrara, Nlle Ser.*, vol. 1, n° 1, pp. 1-36.

BANNER, F. T. et F. E. EAMES (1966). Recent progress in the world-wide Tertiary stratigraphical correlation. *Earth Science Rev.*, pp. 157-179.

BARBIER, R. (1944). Découverte de Nummulitique dans la couverture du Massif du Grand-Châtelard (Rocheray) près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). *C.R.S.S.G.F.*, p. 34.

BLONDEAU A. et R. CAMPREDON (1965). La transgression nummulitique dans les synclinaux d'Entrevaux et d'Agnère (Basses-Alpes). *C. R. Ac. Sc.*, t. 260, gr. 9, pp. 5844-5845.

—— (1966). Observations sur les calcaires à Nummulites de la région d'Entrevaux (Basses-Alpes). Implications paléogéographiques. *C.R.S.S.G.F.*, p. 146.

—— C. CAVELIER, L. FEUGUEUR et Ch. POMEROL (1965). Stratigraphie du Paléogène du Bassin de Paris en relation avec les bassins avoisinnants. *B.S.G.F.*, *VII*, pp. 200-221.

BODELLE, J. (1967). Précisions stratigraphiques sur le Nummulitique de Clumanc (Basses-Alpes). *C.R.S.S.G.F.*, pp. 125-126.

BOMBITA, G. H. (1963). Contributii la corelaréa eocenului epicontinental în R.P. Romînâ (Bucarest, 113 p.).

BOLLI, H. M. (1966). Zonation of cretaceous to pliocene marine sediments based on plancktonic foraminifera. *Bol. informativo, Asociacion venezuelana de geologia, mineria y petroleo*, vol. 9, n° 1, pp. 3-32.

BOULANGER, D. et A. POIGNANT (1964). Le passage Eocène sup. — Oligocène en Aquitaine occidentale. *C.R.S.S.G.F.*, pp. 85-86.

BOUSSAC, J. (1912). Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Serv. carte Geol. France*, 662 p..

BURRI, J. P. (1965). Géologie du massif des Bornes entre Saint-Pierre de Rumilly, Orange et le Petit-Bornand (Haute-Savoie) (Travail de diplôme, Université de Genève, non publié).

CAMPREDON, R., A. BLONDEAU et Y. LE CALVEZ (1966). Précisions sur l'âge de la série tertiaire du synclinal de Contes (Alpes-Maritimes). *C. R. Ac. Sc.*, t. 263, pp. 1040-1043.

CAVELIER, C. (1964). L'Oligocène inférieur du Bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M.*, n° 28, t. 1, pp. 65-73.

CHAROLLAIS, J. J. (1963). Recherches stratigraphiques dans l'Est du Massif des Bornes (Haute-Savoie). *Arch. Sc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 15, fasc. 4, pp. 631-732.

—— et LIERMIER (1967). Sur la découverte d'une fenêtre dans le massif des Bornes (Haute-Savoie, France). *Ibid.*, vol. 2, p. 107.

—— et F. WELLHAUSER (1962). Contribution à l'étude des Marnes à Foraminifères des chaînes subalpines (Haute-Savoie, France). *Ver Schweiz. Petrole. Geol. Ing.*, vol. 29, n° 76, pp. 21-28.

CHAUVEAU J. C. et M. LEMOINE (1961). Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moité Nord). *Bull. serv. carte Géol. France*, t. 58, n° 264, pp. 147-178.

CITA, M. B. (1965). Jurassic, cretaceous ant tertiary microfacies from the southern Alps (Northern Italy). *Leiden*, 99 p., 117 pl.