Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 82 (1989)

Heft: 1

Artikel: Faciès lacustres et dynamique sédimentaire dans la Molasse d'eau douce inférieure Oligocène (USM) de Savoie

Autor: Reggiani, Luca

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-166379

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: 07.01.2026

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

Eclogae geol. Helv. 82/1: 325–350 (1989)

0012-9402/89/010325-26 $ 1.50 + 0.20/0
© 1989 Birkhäuser Verlag, Basel

Faciès lacustres et dynamique sédimentaire dans la Molasse d'eau douce inférieure Oligocène (USM) de Savoie

Par LUCA REGGIANI[1])

ABSTRACT

At the end of the Oligocene, lacustrine deposits accumulated in the Swiss Molassic basin. They belong to the Lower Fresh Water Molasse Group (USM). Their sedimentary facies, observed in outcrops of Haute Savoie (France), are here described and interpreted. Vertical stratigraphical changes in depositional processes and facies show three main sedimentary episodes in this lacustrine unit, as a result of two important climatic variations during Late Oligocene. The facies of the first and third episode indicate sedimentation in open and well-drained basins and a rather wet climate. During the intermediate episode, the climate was more arid and lakes became closed; a heavy contrast between rainy and dry periods produced large fluctuations of lacustrine surface and periodical variations of water salinity. In the whole unit, sediments are stacked in several shallowing upward sequences which suggest an episodical accumulation induced by allocyclic mechanisms. During the first and the third episode, abundant sediment supply rapidly filled the lakes. Spasmodic subsidence periodically created new lacustrine basins so that each sequence is the result of first a high and then a low rate of subsidence. Subsidence continued to produce accommodation during the intermediate arid episode, but sedimentary sequences document short periodical rainy-dry weather changes.

RÉSUMÉ

Les sédiments lacustres du «Chattien» supérieur en Haute-Savoie représentent la partie moyenne d'une plus grande série sédimentaire fluvio-lacustre, la Molasse d'eau douce inférieure (USM). Les faciès sédimentaires déterminent trois étapes principales, répondant à deux importants changements climatiques au cours de l'Oligocène supérieur. Dans chaque étape, plusieurs séquences asymétriques et négatives témoignent de brefs cycles sédimentaires lacustres, produits par de lents rétrécissements des lacs faisant suite à de rapides expansions.

Pendant la première et la troisième étape, le climat humide provoque la formation de lacs ouverts et bien drainés. L'accumulation des sédiments réduit graduellement l'espace disponible dans ceux-ci. Après le comblement du bassin lacustre, un nouveau cycle s'amorce lorsqu'un plus fort taux de subsidence crée une surface inondable.

Pendant la deuxième phase le climat devient aride, et il se forme des lacs fermés. Le contrôle de la sédimentation est dès lors surtout soumis à des variations climatiques plus brèves. Celles-ci déterminent une alternance de périodes sèches et pluvieuses. Pendant les périodes pluvieuses, l'expansion rapide du lac amorce un cycle sédimentaire. Le bilan hydrique nettement déficitaire des périodes plus arides provoque la réduction de la tranche d'eau par évaporation.

Introduction

Deux séries de dépôts lacustres se sont accumulées sur le bord distal du bassin molassique alpin pendant l'Oligocène supérieur. Le cadre dynamique de ce bassin de l'avant-pays alpin est discuté par HOMEWOOD et al. (1986).

[1]) Institut de géologie, Pérolles, CH-1700 Fribourg, Suisse.

La première série lacustre («Chattien» basal) est surtout calcaire et repose directement sur le substratum mésozoïque de la molasse ou sur le Sidérolithique (Eocène). Il passe rapidement à une série fluviatile («Chattien» inférieur) surmontée par la deuxième série lacustre du «Chattien» supérieur. Celle-ci comprend des carbonates à la base et parfois au sommet, mais l'ensemble est surtout marno-gréseux et gypsifère. Une série bariolée à grands cyclothèmes fluviatiles (Aquitanien) termine la sédimentation continentale avant la transgression marine du Burdigalien (fig. 1), (cf. tab. 1 dans Kissling 1974, Rigassi 1957, 1961, 1977, Weidmann 1982).

C'est la série lacustre supérieure qui fait l'objet de ce travail. Les travaux stratigraphiques récents donnent à cette série un âge compris entre le sommet du niveau de Rickenbach et le niveau NM1 ou 2a (Engesser & Hugueney 1982), ce qui correspond à la zone à Chara *notata* (Berger 1986).

Ces dépôts lacustres ont été étudiés dans les affleurements de la Molasse en Haute-Savoie, à l'extrémité sud-occidentale du bassin molassique. L'analyse des faciès sédi-

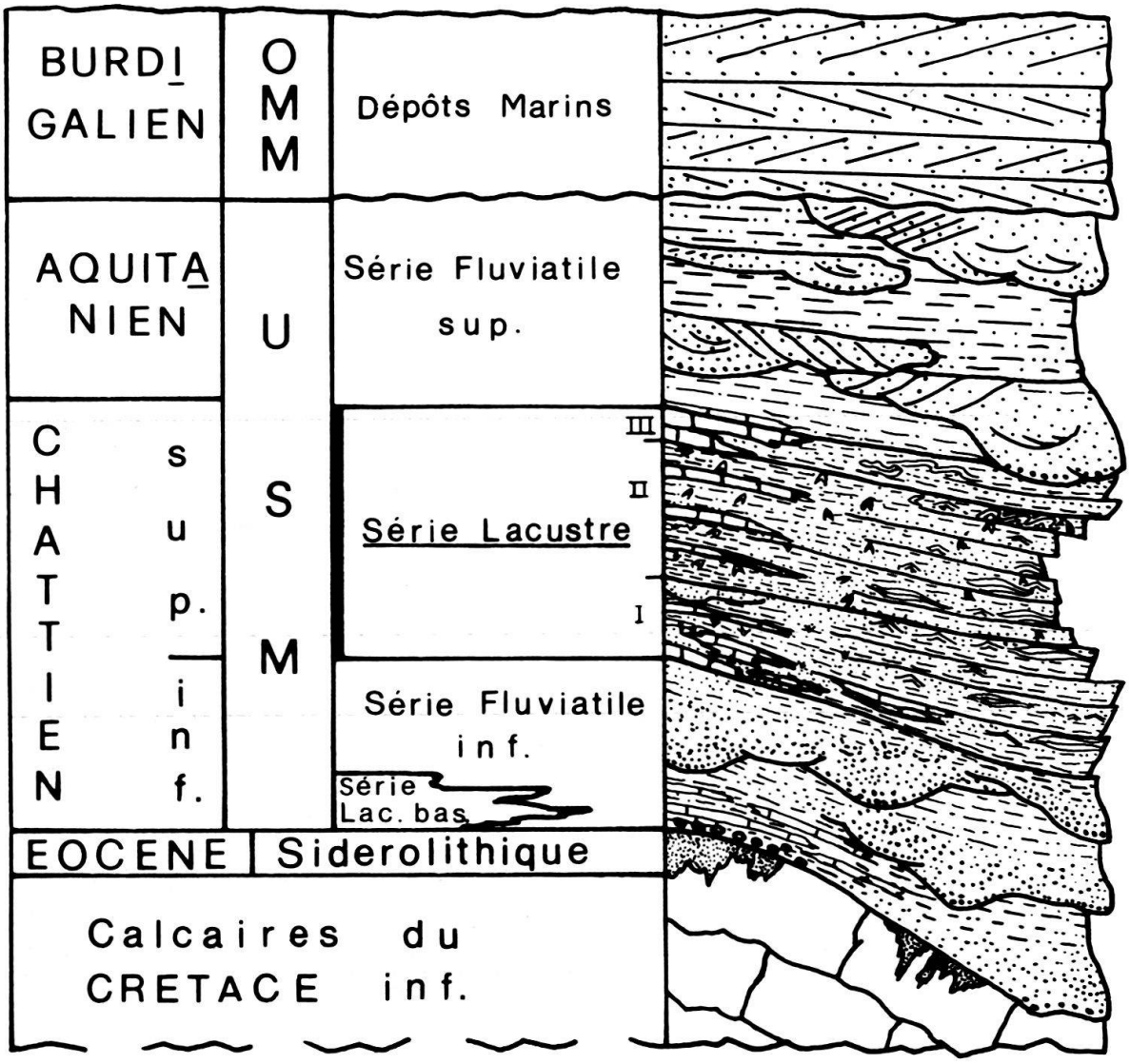


Fig. 1. Stratigraphie de la Molasse d'eau douce en Haute-Savoie (adaptée de D. Rigassi 1961).

mentaires montre que la série du «Chattien» supérieur se compose de petites séquences indiquant chacune la tendance à une réduction progressive de la tranche d'eau (shallowing upward sequences, cf. les «PACs»: punctuated aggradational cycles, de Goodwin & Anderson 1985).

L'analyse sédimentologique, tenant compte du contexte géodynamique et des effets climatiques au cours de l'accumulation, permet d'individualiser les contrôles des processus sédimentaires. L'architecture et la périodicité des séquences lacustres suggèrent une accumulation épisodique en réponse à des mécanismes allocycliques.

Localisation des coupes et généralités géologiques

Les coupes levées sont comprises entre les villages de Seyssel et Cruseilles (fig. 2 et 13) sur une surface d'environ 200 km^2 au Sud-Ouest de Genève. Dans ce secteur, la migration du biseau des formations molassiques vers le Nord-Ouest (Rigassi 1961) implique l'absence de la Molasse marine inférieure (UMM). Ainsi la Molasse d'eau douce inférieure (USM) repose directement, ou par l'intermédiaire du Sidérolithique (Eocène), sur les formations calcaires marines du Crétacé (figs. 1 et 3).

Les formations molassiques sont en grande partie recouvertes par les dépôts glaciaires, et ainsi la série sédimentaire lacustre du «Chattien» supérieur affleure de manière discontinue entre l'anticlinal de la Montagne des Princes et l'anticlinal du Salève (fig. 2).

Les affleurements de qualité sont restreints et seul le ruisseau de la Findreuse (FIN) a permis le lever de coupes représentant la quasi-totalité de la série (cf. fig. 13).

Les coupes de la Findreuse et du Fornant (FOR 1), levées en détail par Rigassi (1978, dans Weidmann 1982), révèlent une épaisseur des dépôts lacustres d'environ 90 et 140 m respectivement; l'effet du biseau est bien mis en évidence par cet amincissement de la série. Les dents de mammifères et les oogones de charophytes, présentes dans les nombreux gisements fossilifères de ces deux coupes, ont permis des datations assez précises de la «USM» (Engesser & Hugueney 1982; Berger 1986).

Pour ces deux raisons, la coupe de la Findreuse est prise comme référence pour les faciès sédimentaires. La comparaison de ceux-ci avec les faciès des autres affleurements, a été ensuite établie.

Les faciès sédimentaires

La distribution géographique des faciès met en évidence deux domaines sédimentaires: un domaine subjurassien à l'Ouest avec une proportion importante de dépôts carbonatés ainsi qu'un détritisme modéré, et un domaine périalpin plus à l'Est qui se caractérise par une sédimentation essentiellement clastique. Des faciès évaporitiques traduisent un climat plus aride pour la partie moyenne de la série, tandis que les dépôts calcaires et clastiques qui se trouvent au début et à la fin indiquent des climats plus humides.

A la suite de cette double répartition, l'une géographique et l'autre climatique, on obtient quatre ensembles de faciès sédimentaires:

1) Subjurassien humide 2) Périalpin humide
3) Subjurassien aride 4) Périalpin aride (fig. 13).

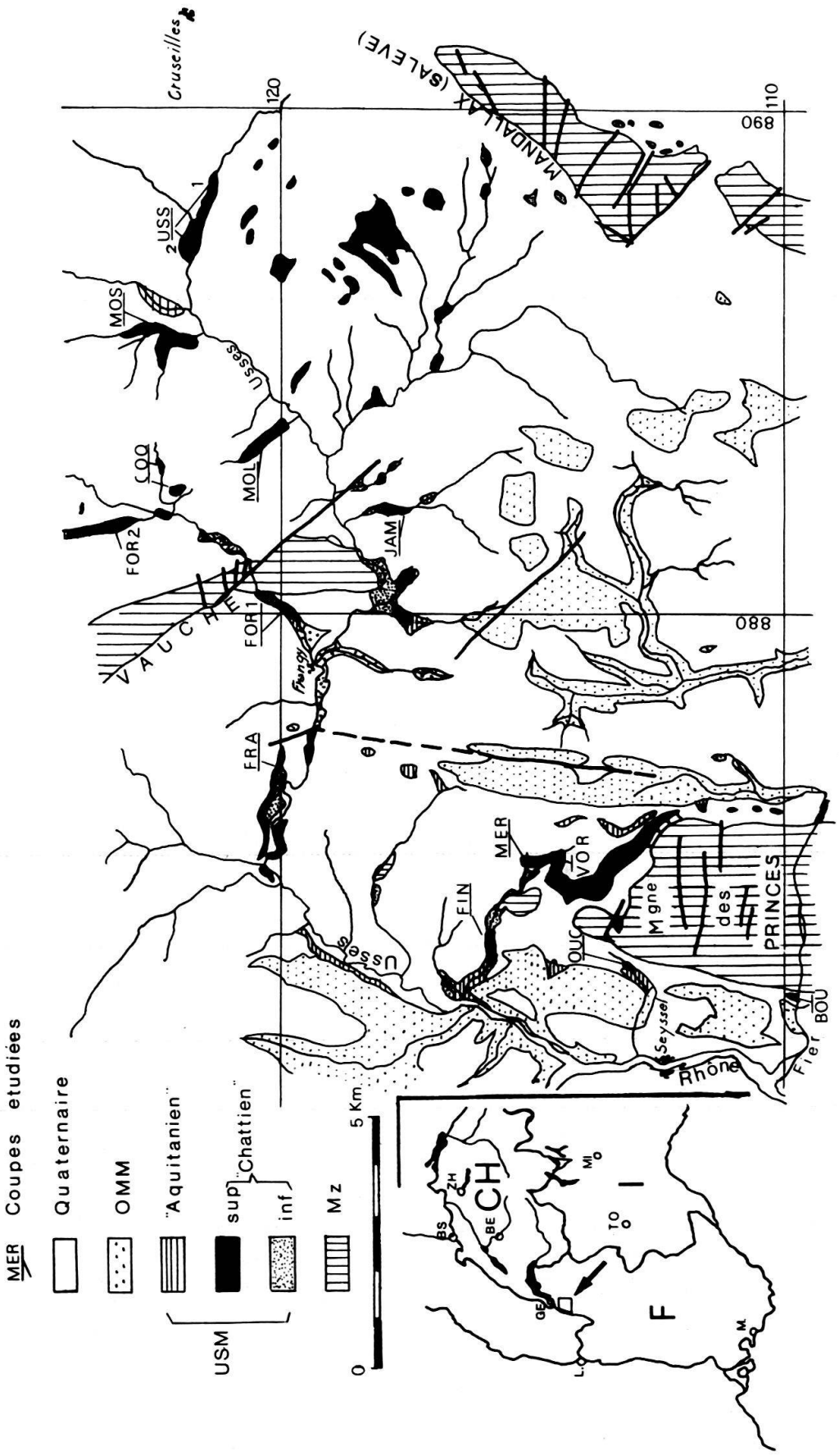


Fig. 2. Carte géologique de la zone étudiée d'après D. Rigassi (1967).

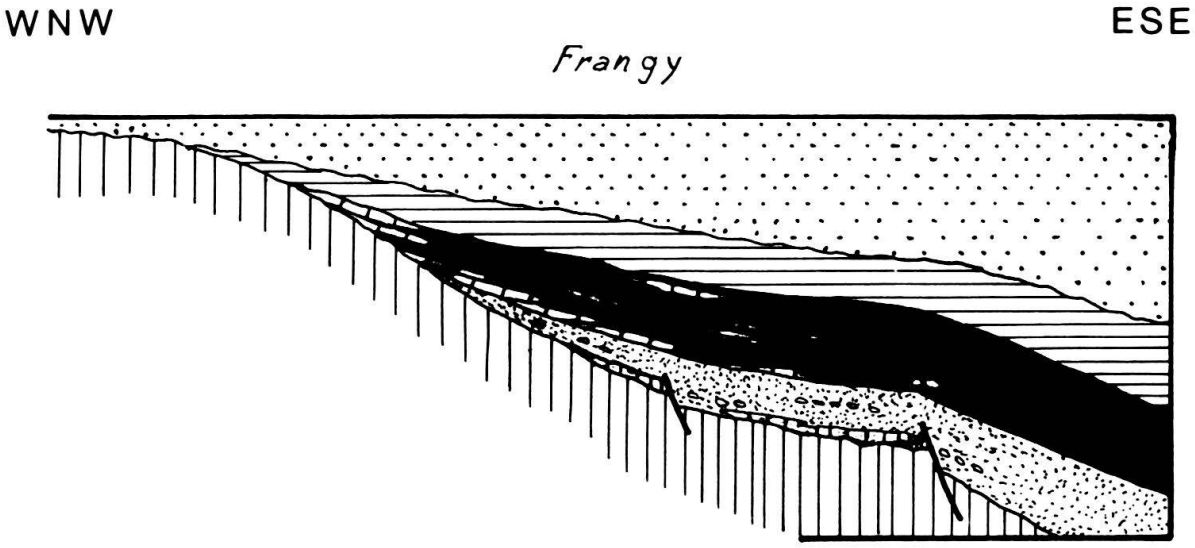


Fig. 3. Coupe schématique montrant le biseau des formations molassiques vers le WNW, redessiné d'après D. Rigassi (1961), légende comme en fig. 2.

Même si tous les faciès intermédiaires sont possibles entre les ensembles, cette répartition se révèle utile pour la description concise des lithofaciès. Stratigraphiquement il y a une première étape humide, puis une deuxième étape, aride (caractérisée par des évaporites) et enfin une troisième étape, à nouveau humide. Ces trois étapes comprennent chacune plusieurs séquences sédimentaires. Une séquence est constituée par une succession de lithofaciès indiquant un milieu de dépôt de moins en moins profond. Chaque séquence représente un cycle sédimentaire lacustre, puisqu'elle traduit l'évolution bathymétrique et sédimentaire d'un lac depuis sa formation jusqu'à sa disparition.

La description synthétique de tous les faciès sédimentaires reconnus se trouve en appendice, chaque faciès étant désigné par une lettre, suivie d'un chiffre se reportant aux dessins des coupes.

1. Lithofaciès et séquences sédimentaires jurassiens en phase humide

a) Carbonatés

Description: Les faciès carbonatés de la côte subjurassienne des lacs oligocènes savoyards sont représentés par des calcaires marneux (D1) de couleur blanc-jaunâtre et des calcaires de faible à forte teneur en fer (D2; D3). Occasionnellement, on trouve des petits bancs de calcaire noir, fétide, riche en matière organique (D4) et des mini-stromatolithes (D5). Des niveaux brun-foncé, silto-marneux (E2), à restes de mammifères mélangés à des galets «mous», s'intercalent entre ces bancs calcaires.

Les oogones et les tiges de characées, ainsi que les filaments algaires d'autres macro- et microphytes, sont communs à tous ces faciès carbonatés. Ils représentent l'unique contenu fossile dans les calcaires marneux, mais sont associés aux tests d'ostracodes et de gastéropodes, abondants dans les lithofaciès D2, D3 et D4. Dans ces

derniers (D4), on trouve aussi des restes de mammifères et des débris végétaux. Les calcaires à basse teneur en fer (D2) ont une texture de type «wackestone» ou «packstone». Ils passent graduellement au faciès D3, qui se distingue par son aspect bréchique, avec la présence de nodules ferrugineux et de bioclastes remaniés.

On observe des stromatolithes dans un banc (3–4 cm) du ruisseau du Fornant. Ils sont disposés en colonnes ramifiées de 1–2 mm de diamètre et de 1–1,5 cm de hauteur (fig. 4) et se développent sur un substrat de calcaire bréchique correspondant au faciès D3.

Processus sédimentaires et milieux de dépôt: Les restes d'oogones et de tiges de characées ainsi que les filaments algaires d'autres macrophytes des lithofaciès D1, D2, D3 et D4, témoignent d'une origine organogène et d'une précipitation biochimique du carbonate de calcium (Dean 1981). Cette précipitation se produit dans la zone photique du lac, probablement pendant la saison chaude, lorsque la calcite se fixe autour des tiges de macrophytes et notamment des *Chara* (Murphy & Wilkinson 1980).

Les calcaires marneux ou à faible teneur en fer (D1, D2) se déposent en milieu toujours submergé, en eau limpide et peu profonde, tandis que dans les faciès D3, l'aspect bréchique et la présence de nodules ferrugineux témoignent d'une exposition aérienne en période d'émersion (Freytet & Plaziat 1982). Les calcaires noirs (D4) correspondent au «calcareous peaty facies» reconnus par Murphy & Wilkinson (1980) dans le Littlefield Lake. Il s'agit donc d'un calcaire palustre déposé en eau très peu profonde et

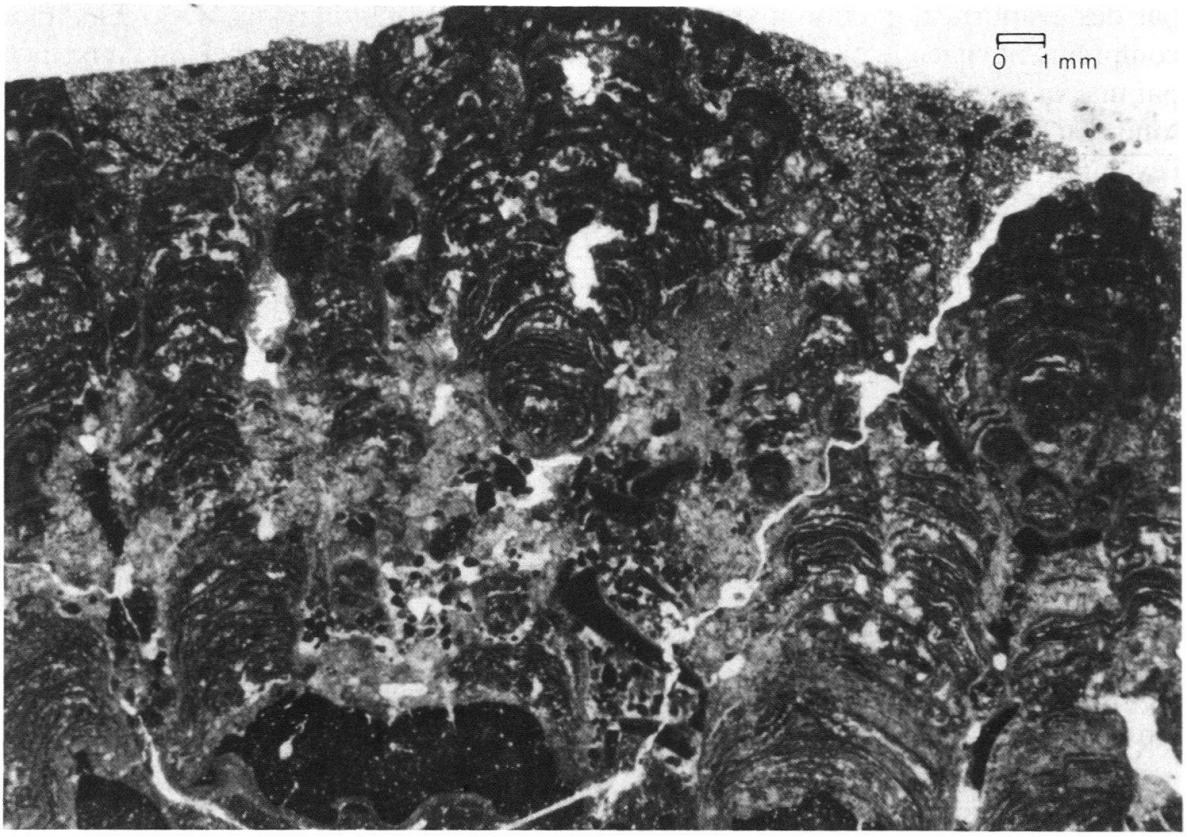


Fig. 4. Ministromatolithes trouvés dans la coupe du torrent Fornant (FOR 1).

en milieu proche de l'émersion. Les stromatolithes (D5) se développent dans les mêmes conditions de profondeur, mais en milieu plus oxygéné.

La séquence: Les faciès décrits sont disposés en séquences métriques; un niveau assez mince de galets «mous» en marque souvent la base, et traduit la transgression lacustre avec le remaniement d'une boue carbonatée peu consolidée. Le caractère négatif des séquences (shallowing up) est mis en évidence par l'émersion finale. Les faciès D1 ou D2 passent aux faciès D4 et D3, et la texture originelle «wackestone» à «packstone» de ceux-ci a été transformée, en milieu émergé, en une brèche de dessication. Cette brèche a été plus ou moins remaniée par les petites fluctuations de la tranche d'eau (Freytet & Plaziat 1982). Un niveau de paléosol (E2) termine la séquence (fig. 5) et indique le comblement du bassin.

b) Clastiques

Description: Des grès fins et moyens, avec parfois des fragments lithiques de provenance jurassienne, représentent les lithologies les plus communes des faciès clastiques. Les grès plus fins se distinguent par une lamination faiblement ondulée et entrecroisée (C1), ressemblant à des «micro-HCS» (Dott & Bourgeois 1982). La surface des bancs montre que la lamination est faite par des rides polygonales à crête arrondie, au sommet desquelles l'épaisseur des lamines s'amincit (fig. 6). La base des bancs est normalement érosive. A l'intérieur de ces niveaux s'observent des faisceaux de lamines entrecroisées de type «bundled upbuilding» et à «chevron upbuilding» (C2). Les grès, à granulométrie moyenne, ont un litage oblique subparallèle et présentent des rides asymétriques, parfois aussi symétriques. Ils sont quelquefois disposés en bancs métriques, à granoclassement inverse (C3). Des nodules calcaires de type caliche, des niveaux silteux noirs ou jaunes et des traces de racines, caractérisent les sommets des bancs de grès plus grossiers (C4). A la base de ces grès, qui sont souvent amalgamés, on observe une stratification oblique tabulaire de faible angle.

Processus sédimentaires et milieux de dépôt: Les structures à «micro-HCS» qui caractérisent les grès fins, correspondent probablement à la «low angle undulatory lamination» reconnue dans les faciès lacustres dévoniens d'Ecosse par P. Allen (1981a) et dont l'origine, d'après cet auteur, est mise en relation avec des rides de type «post vortex» (Dingler 1974). Celles-ci se formeraient lorsque la vitesse orbitale des vagues de tempête n'est plus suffisante pour produire des laminations planes, mais encore assez forte pour former des rides de type «vortex» (Bagnold 1946). Greenwood & Sherman (1986) ont aussi observé des «micro-HCS» après une tempête dans le Canadian Great Lake à une profondeur de 1,5–2,0 m. Ils proposent que l'interaction entre les mouvements oscillatoires des vagues et les mouvements unidirectionnels des courants soit à l'origine de ces structures. L'hypothèse d'une genèse liée à des phénomènes de tempête dans l'estran lacustre semble donc la plus probable pour expliquer la formation de ce type de structures. La lamination entrecroisée, présente dans le lithofaciès C2, et qui s'accompagne souvent des «micro-HCS», témoigne au contraire de l'action des vagues de beau temps (de Raaf et al. 1977).

Les autres lithofaciès (C3, C4) complètent l'inventaire des environnements de la ceinture sédimentaire côtière. Les structures sédimentaires du lithofaciès C3 suggèrent l'action de courants parfois combinée au mouvement oscillatoire des vagues. Il s'agit

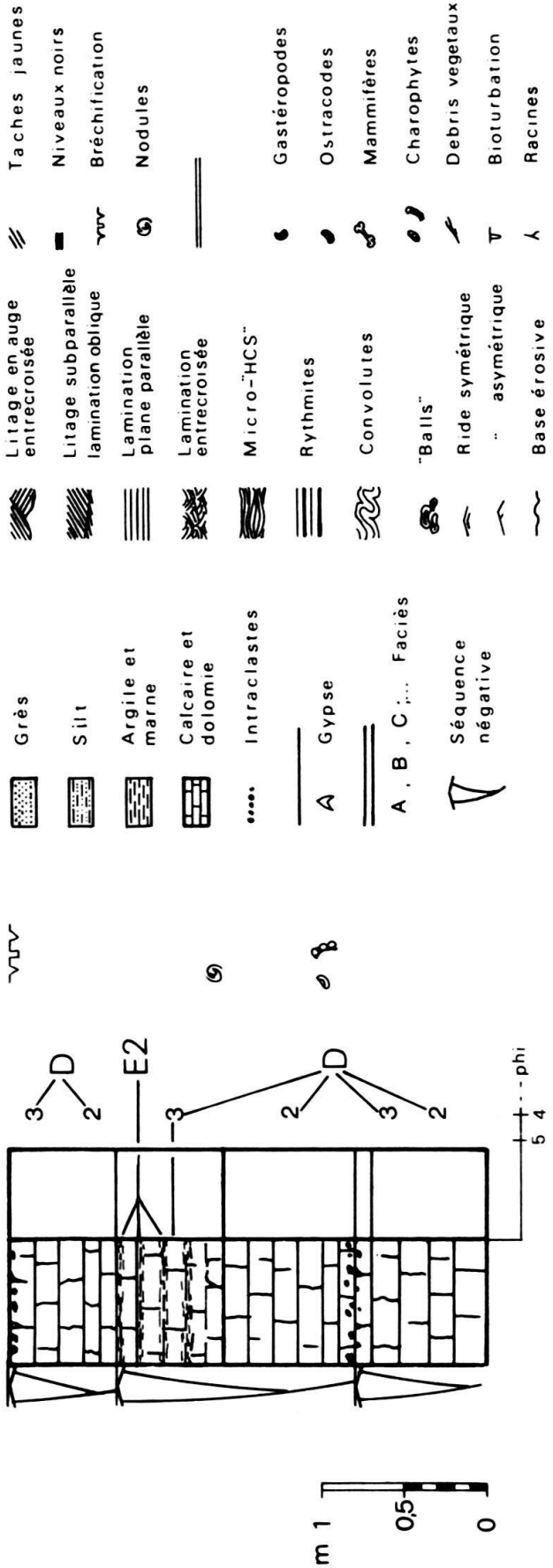


Fig. 5. Séquences subjurassiennes carbonatées en climat humide (agrandissement d'une partie du profil BOU de la fig. 13). Légende fig. 5, 7, 8, 10, 13.

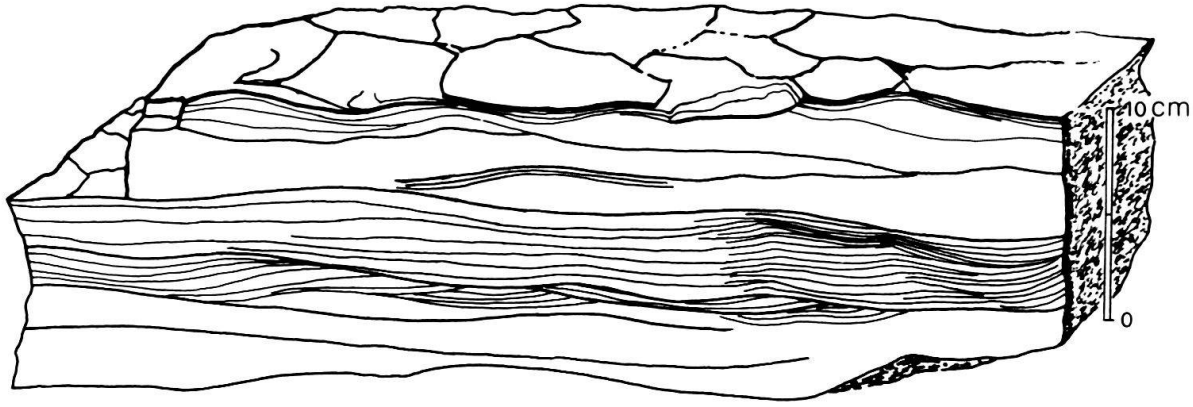


Fig. 6. Banc de grès fins (faciès C1) montrant des «micro-HCS» et des rides polygonales sur la surface. Coupe du ravin de la Findreuse (FIN).

probablement de courants côtiers redistribuant le matériel clastique, laissé par les rivières au débouché d'un lac de faible profondeur (cf. Allen 1981b). La stratification des grès plus grossiers, stratification oblique tabulaire de faible angle, lithofaciès C4, peut résulter de l'action du ressac des vagues sur l'avant-plage (cf. Thompson 1937). Au sommet des bancs de grès, plusieurs éléments tels que paléosols, nodules calcaires («caliche») et traces de racines, montrent les effets de la pédogénèse à laquelle ces faciès ont été soumis en période d'émersion.

La séquence: Les séquences clastiques subjurassiennes (comme d'ailleurs les séquences carbonatées) se développent toujours en milieu très proximal. Dans une séquence type (fig. 7), on trouve à la base les faciès C1 et C2, déposés dans la partie du littoral plus éloignée de la côte, où les vagues ont prévalu sur l'action des courants longshore. Ces dépôts sont suivis par les faciès C3, C4 de moins en moins profonds. Au sommet de ces derniers, les paléosols indiquent l'arrêt de la sédimentation lorsque la tranche d'eau a été complètement comblée par les sédiments.

2. Lithofaciès et séquences sédimentaires périalpins en phase humide

Les coupes du Fornant 1 mises à part, les affleurements du côté périalpin montrent seulement la partie terminale de la série lacustre, et les faciès de climat humide ne représentent donc stratigraphiquement que la troisième phase sédimentaire (cf. fig. 13).

Description: Dans ce secteur, des faciès pélitiques s'ajoutent aux faciès gréseux C1, 2, 3, 4, déjà décrits dans les séquences subjurassiennes. Il s'agit d'argiles (A) plus ou moins silteuses, grises, homogènes ou avec des laminations rythmiques clair-foncé, et parfois des intercalations millimétriques de silts non granoclassés d'allure plane ou ondulée. Certaines couches argileuses sont, dans leur partie sommitale, interstratifiées avec des grès très fins qui forment des «Linsen» jointifs (Reineck & Wunderlich 1968), dont la surface est modélée en rides trochoïdales. En section les «Linsen» montrent des laminations entrecroisées d'abord unidirectionnelles puis bidirectionnelles. Des couches silteuses (B) surmontent les argiles; elles sont souvent déformées en «balls», «pseudonodules» et en convolutes (Allen 1982), mais peuvent montrer également une lamination plane parallèle ou des faisceaux de lamines entrecroisées.

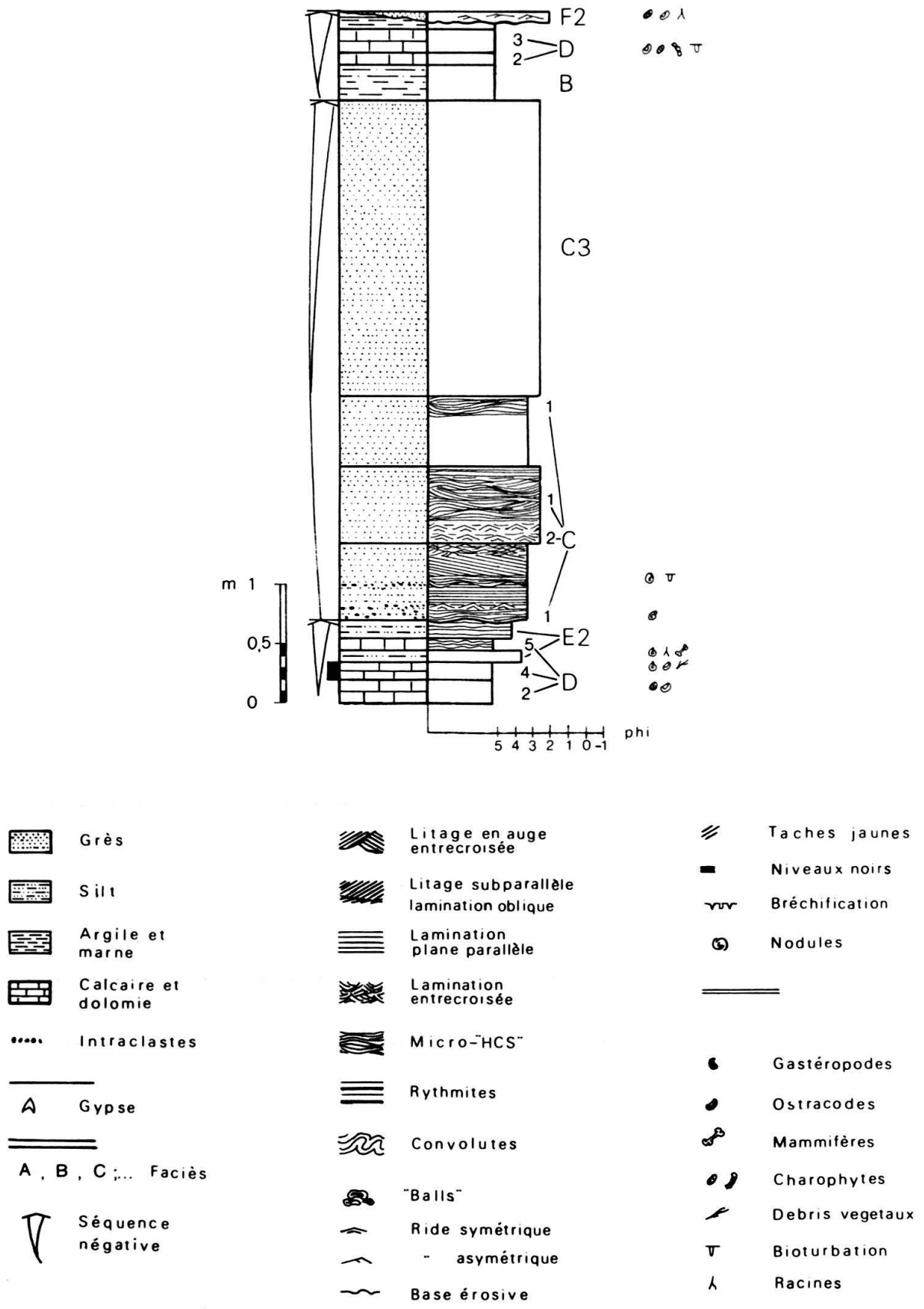


Fig. 7. Séquence clastique jurassienne en climat humide (agrandissement d'une partie du profil FIN de la fig. 13).

Processus sédimentaires et milieux de dépôt: Les faciès pélitiques décrits se décantent dans les endroits plus profonds des lacs savoyards, au dessous du niveau d'action des vagues de beau temps. Les rythmites présentes dans les faciès A et B n'ont pas été analysées en détail; elles reflètent probablement des changements périodiques (saisonniers, annuels ?) du climat. Les intercalations millimétriques silteuses dans les argiles constituent probablement le front de petites turbidites (cf. STURM & MATTER 1978). Les «Linsen», au sommet des couches argileuses, enregistrent les mouvements des vagues de haute énergie. Des tempêtes amènent et remanient occasionnellement du matériel plus grossier à des profondeurs où se décante normalement du matériel plus fin (P. ALLEN 1981a). Les effets du mouvement oscillatoire des vagues deviennent encore plus marqués dans les couches silteuses (B). Celles-ci montrent souvent une lamination entrecroisée bipolaire.

La séquence: Contrairement aux séquences clastiques jurassiennes, développées en milieu proximal, les séquences périalpines présentent souvent la quasi-totalité des faciès lacustres, des plus profonds aux plus côtiers (fig. 8). Les séquences commencent avec les dépôts profonds pélitiques (faciès A et B), suivis par les faciès clastiques gréseux C. Ceci indique un milieu de moins en moins profond, suivant le comblement du bassin. L'épaisseur de ce type de séquence fournit une estimation de la profondeur maximale atteinte par les lacs savoyards. Lorsque tous les lithofaciès sont représentés, cette profondeur varie de 5 à 10 m environ (cf. fig. 13).

3. Lithofaciès et séquences sédimentaires jurassiens en phase aride

Description: Ces faciès affleurent dans le ruisseau de la Findreuse. Ils sont en grande partie constitués par des marnes silteuses (H) à ostracodes et à oogones de characées. Ils forment des bancs bigarrés plurimétriques où s'intercalent parfois des niveaux de dolomies marneuses (I), ou plus rarement de gypsarénites (G) et de silts noirs à restes de *Helix* (E1).

Les couches marneuses et dolomitiques sont traversées par des veines irrégulières, constituées de gypse secondaire fibreux («satin spar gypsum»). Occasionellement, le gypse se présente en petites rosettes de cristaux discoïdes jointifs (fig. 9). MARTINI (1969) a observé dans ces rosettes une double transformation du sulfate de calcium: précipité comme gypse, il est retransformé d'abord en anhydrite pendant l'enfouissement des sédiments, et enfin à nouveau transformé en gypse au cours de l'érosion des formations susjacentes. On peut appliquer le même raisonnement au gypse fibreux, en considérant que pendant la dernière transformation, l'anhydrite a été complètement dissoute, puis précipitée dans des fractures hydrauliques sous forme de gypse fibreux (SHERMAN et al. 1972).

Dans les bancs de dolomie, on distingue une partie basale ayant une texture de «mudstone» (dolomicrite) qui passe vers le haut à un «packstone», puis à un «grainstone» où les bioclastes (oogones de characées, ostracodes) se mélangent à des pellets. Le gypse est présent un peu partout et comble les cavités des bioclastes. Cependant, il se concentre surtout en aggrégats de lentilles jointives (5–1 mm) au sommet des bancs dont le caractère subaérien est mis en évidence par des réseaux de fentes de dessiccation.

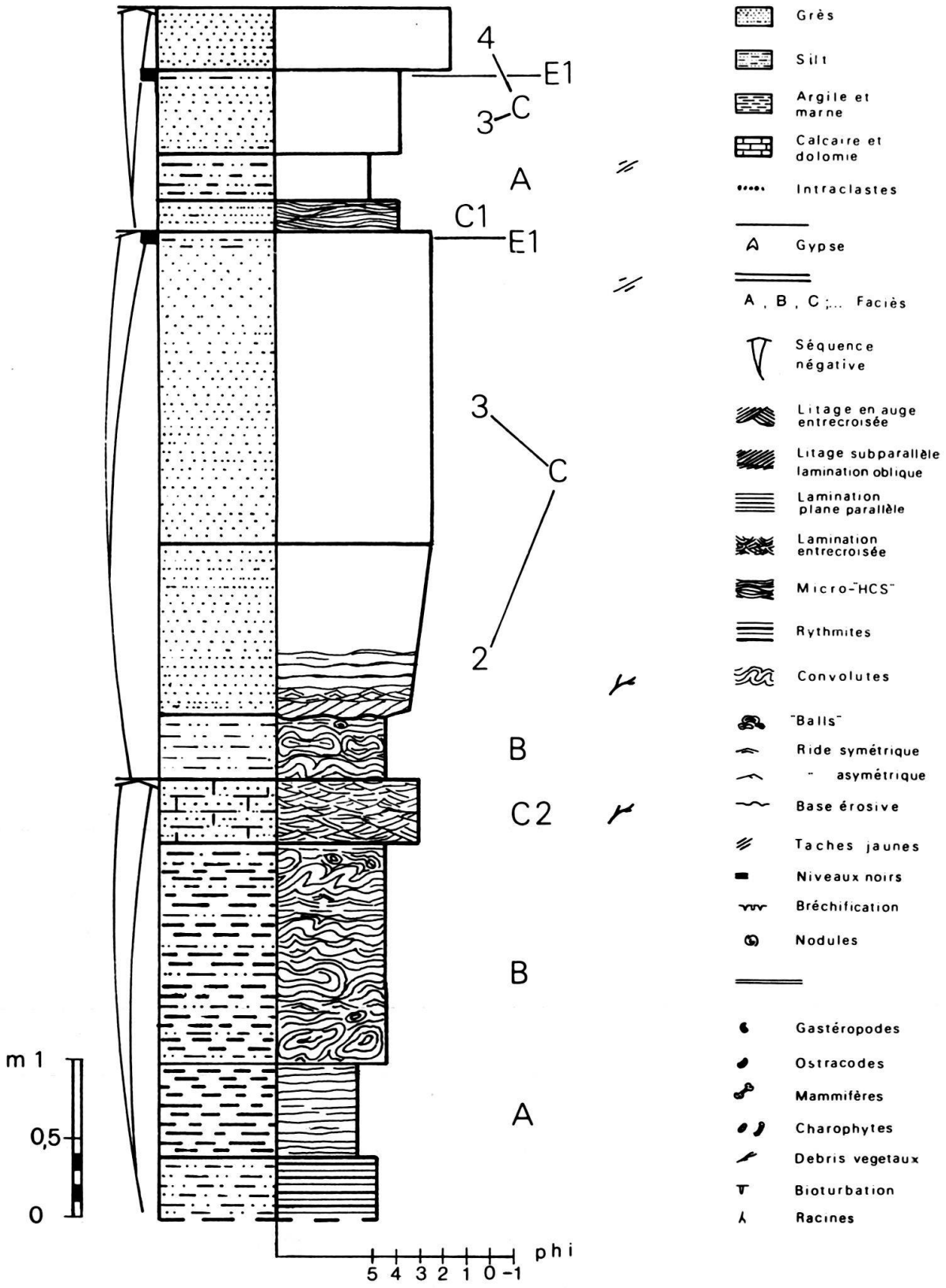


Fig. 8. Séquences clastiques périalpines en climat humide (agrandissement d'une partie du profil USS de la fig. 13).

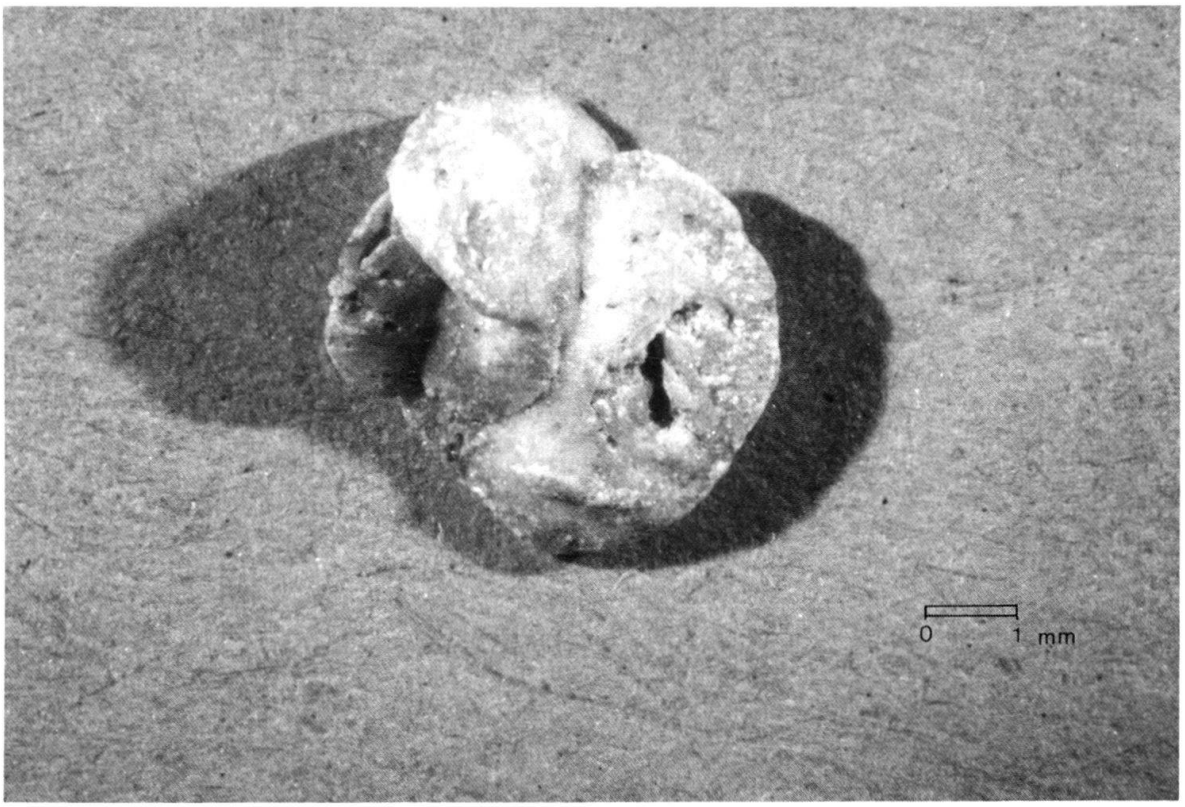


Fig. 9. Discoïde de gypse maclé. La plupart des éléments obtenus des lavages effectés dans le faciès H sont de cette nature.

Processus sédimentaires et milieu de dépôt: Dans les marnes, la remobilisation presque totale du gypse rend difficile l'établissement du processus primaire de précipitation de ce minéral. Cependant les taches jaune-rouge qui colorent les marnes, peuvent être liées à une pédogénèse (Bown & Kraus 1981), et indiquer des émersions alternant avec le dépôt des marnes. Pendant les périodes plus sèches, la forte évaporation a pour conséquence une saturation en sulfates des eaux interstitielles (et/ou vadoses) contenues dans les sédiments, et le développement des cristaux discoïdes de gypse (Bowler & Teller 1986).

L'ensemble des données fournies par les bancs dolomitiques permet de suivre plusieurs étapes sédimentaires. Pendant la première, la boue carbonatée précipite en eau peu profonde par la combinaison de processus physico- et biochimiques. La concentration de sels dans les eaux, due à l'intense évaporation, rendra les conditions de vie assez critiques aux organismes aquatiques, comme l'atteste l'abondance de tests au sommet des bancs. Au moment du retrait complet du lac, les cristaux de gypse s'agrandissent par évaporation des eaux interstitielles de la boue carbonatée. Lors de la précipitation du gypse, l'augmentation du rapport Mg/Ca dans les solutions interstitielles provoquera la dolomitisation du calcaire (Truc 1978; Hardie 1987).

Le message sédimentaire obtenu des bancs dolomitiques, et dans une moindre mesure des couches marneuses, est en accord avec le modèle de bassins lacustres fermés, où l'évaporation, compensée occasionnellement par des périodes de plus forts apports hydriques, détermine d'importantes variations périodiques de l'extension et de

la profondeur du lac (EUGSTER & SURDAM 1973; EUGSTER & HARDIE 1975; SURDAM & WOLFBAUER 1975).

La séquence: Si la tendance régressive des cycles sédimentaires est bien évidente dans les dolomies, les fluctuations du lac ont laissé peu d'indices sédimentaires dans les marnes, ce qui empêche de marquer avec précision toutes les limites de séquences dans les coupes de la Findreuse (fig. 13).

4. Lithofaciès et séquences sédimentaires périalpins en phase aride

Description: Du côté périalpin, plusieurs coupes indiquent des lithofaciès de phase aride. Dans les zones plus orientales, des faciès fluviatiles (F1, 2, 3, 4, cf. appendice p. 21, 22) alternent avec les dépôts lacustres. Ces derniers sont représentés par des bancs de gypsarénite bien cimentés (G) et des couches métriques de marnes silteuses (H). Le gypse constitue l'essentiel de la fraction détritique des faciès G, dont les structures sédimentaires sont les mêmes que celles des grès fins de l'étape humide (lithofaciès C1, C2), c'est-à-dire des «micro-HCS» et des laminations bimodales en faisceaux entrecroisés. Des sillons d'érosion, au bas des bancs de gypsarénite, ravinent les couches sousjacentes, tandis que des rides symétriques à crête arrondie (VFI: 8, 10) apparaissent au sommet.

Les marnes silteuses présentent parfois des laminations planes et parallèles qui se distinguent par une coloration variant entre gris et jaune. Des petits cristaux (0,5 mm) de gypse nodulaire s'intercalent parfois entre les lamines. Normalement le sommet de ces couches est composé de niveaux plus silteux brun-rouge foncés (E1).

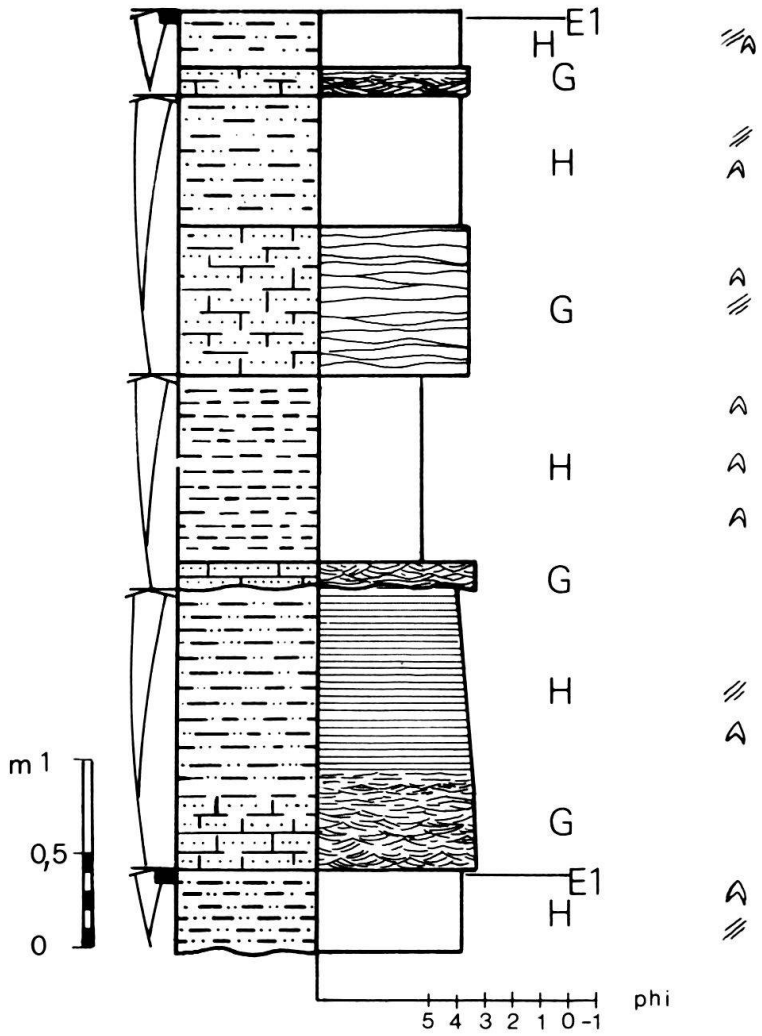
Comme dans les affleurements de la Findreuse, le gypse a été en grande partie remobilisé lors de la diagénèse et reprécipité sous forme de veines, mais il est aussi présent en bancs primaires assez minces (2–3 cm) interstratifiés avec les faciès G et H.

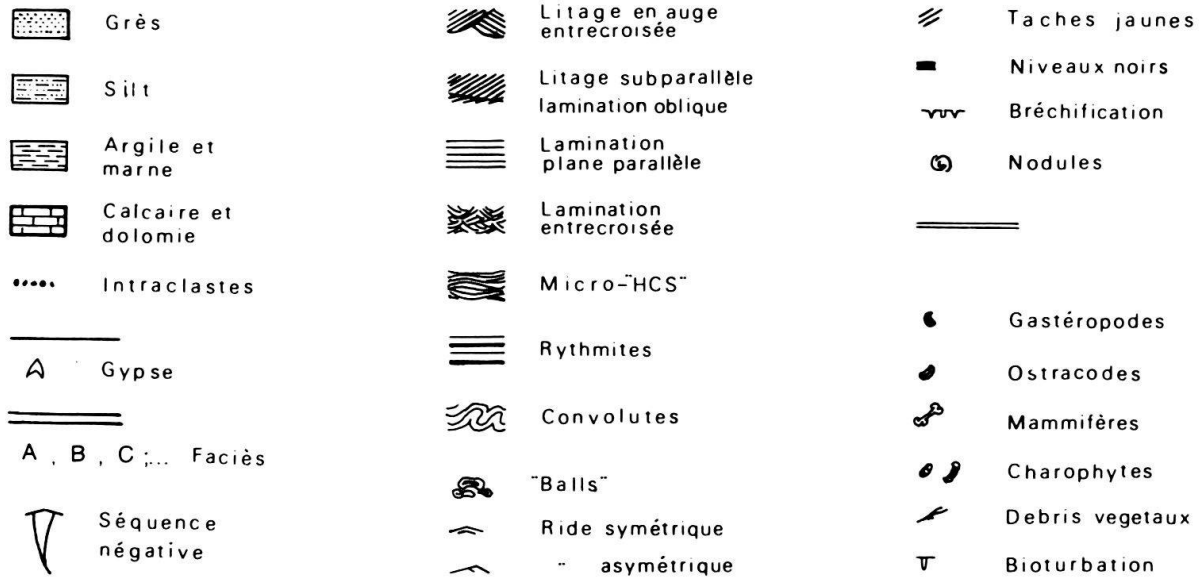
Processus sédimentaires et milieu de dépôt: Les structures sédimentaires des bancs de gypsarénite indiquent, comme dans les faciès clastiques C1 et C2, l'action des vagues de tempête et de beau temps (cf. § précédent). Le gypse, qui constitue l'essentiel de la fraction détritique de ces faciès, est probablement le produit du remaniement des évaporites qui se forment sur la surface des lacs desséchés (HARDIE et al. 1978). Les petits bancs de ce minéral, intercalés entre les marnes et les gypsarénites, représentent probablement une partie des dépôts évaporitiques ayant échappé à la dissolution et au remaniement lors de l'expansion du lac.

Les marnes silteuses traduisent la décantation du matériel qui reste en suspension ou qui est amené par la déflation décapant les estrans et les abords du lac. Les paléosols (E1), qui sont parfois préservés au sommet des couches marneuses, marquent les périodes d'émersion.

La séquence: Les faciès G et H alternent de manière régulière, parfois avec l'intercalation du faciès E1 (fig. 10). Cette succession suggère un cycle sédimentaire qui comporte une phase initiale plus humide à forts apports hydriques provoquant l'expansion rapide du lac. Les eaux agitées par des vagues (souvent de tempête) remanient et dissolvent les croûtes de gypse précipitées sur la surface de l'ancien bassin desséché.

Fig. 10. Séquences périalpines en climat aride (agrandissement d'une partie du profil MOL de la fig. 13).


E1
H
G
H
G
H
G
H
G
E1
H
m 1
0,5
0
5 4 3 2 1 0 -1
phi


Grès
Silt
Argile et marne
Calcaire et dolomie
Intraclastes
Gypse
A , B , C ;... Faciès
Séquence négative
Litage en auge entrecroisée
Litage subparallèle lamination oblique
Lamination plane parallèle
Lamination entrecroisée
Micro-"HCS"
Rythmites
Convolutes
"Balls"
Ride symétrique
" asymétrique
Base érosive
Taches jaunes
Niveaux noirs
Bréchification
Nodules
Gastéropodes
Ostracodes
Mammifères
Charophytes
Debris vegetaux
Bioturbation
Racines

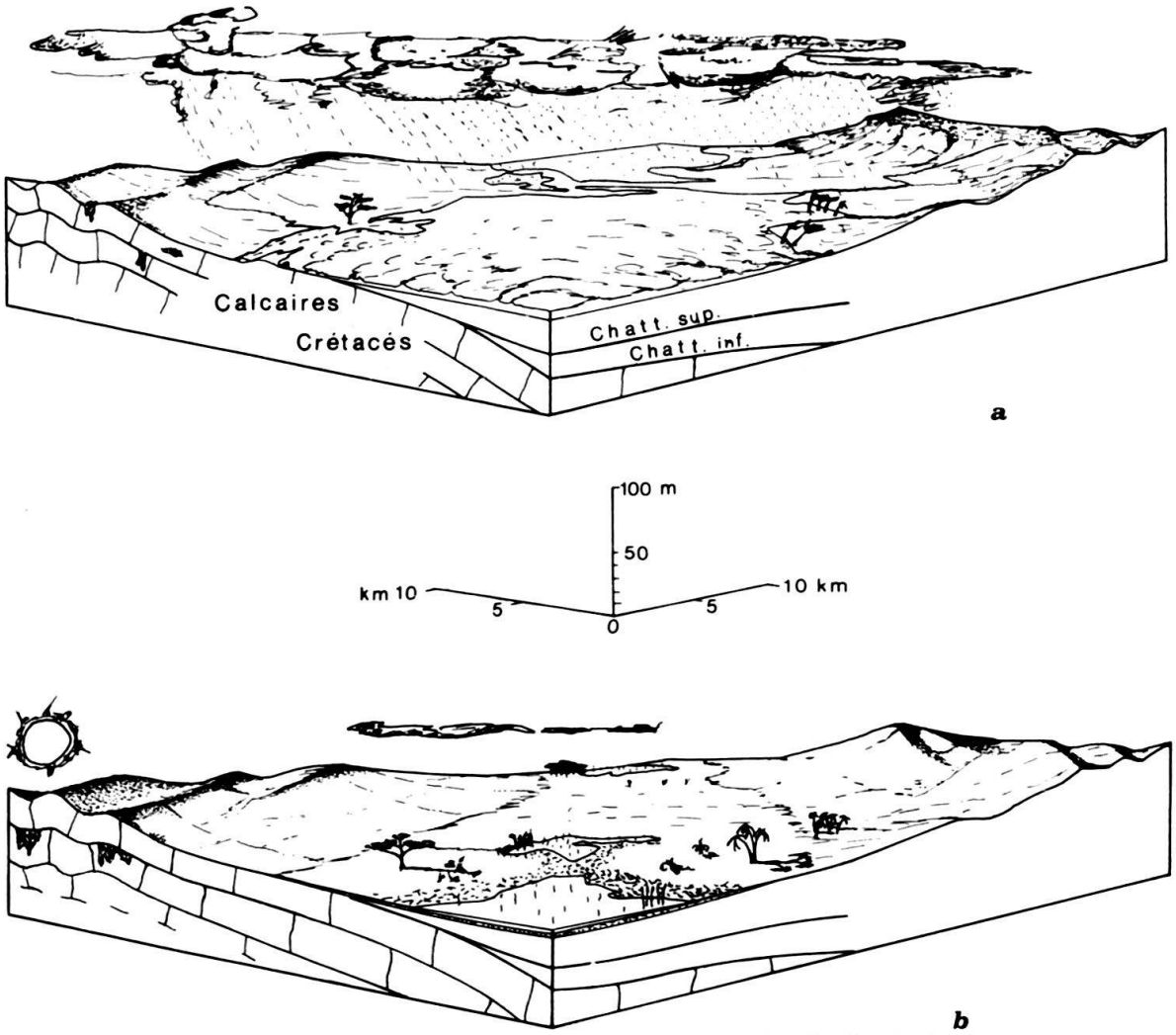


Fig. 11. a) Stade initial (expansion), b) final (rétrécissement) d'un cycle lacustre pendant l'étape aride.

Lorsque le lac a atteint son extension maximale, les vagues n'arrivent plus à agiter le fond, où se décante alors du matériel fin. L'intense évaporation de l'étape aride suivante provoque à nouveau le retrait du lac. Celui-ci laisse derrière lui des marécages et des plaines boueuses, desséchées puis soumises à l'action pédogénétique (fig. 11a, b). Dans la séquence, le faciès G (gypsarenites) représente donc les dépôts transgressifs, tandis que H (marnes) marque la remontée graduelle du niveau de base. A l'encontre des cycles de climat humide, le processus sédimentaire s'arrête, dans ce cas, lors de la disparition par évaporation de la tranche d'eau, plutôt que par comblement du bassin.

Le rôle du climat et de la subsidence dans le contrôle de la sédimentation

Les séquences décrites pour chaque ensemble de faciès présentent une succession de dépôts indiquant une sédimentation en milieu de moins en moins profond. L'interface qui sépare deux séquences est défini par le brusque passage de faciès très margi-

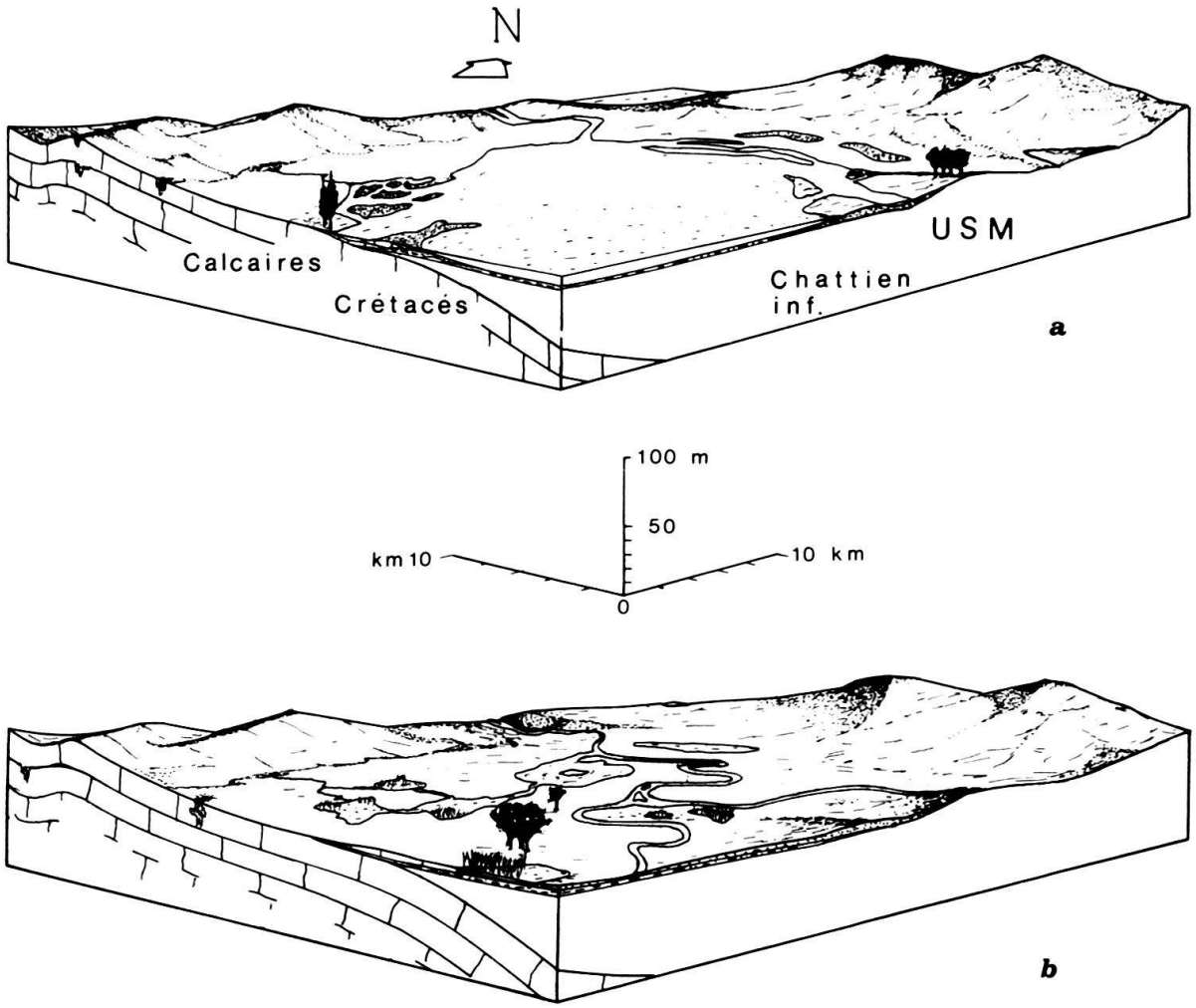
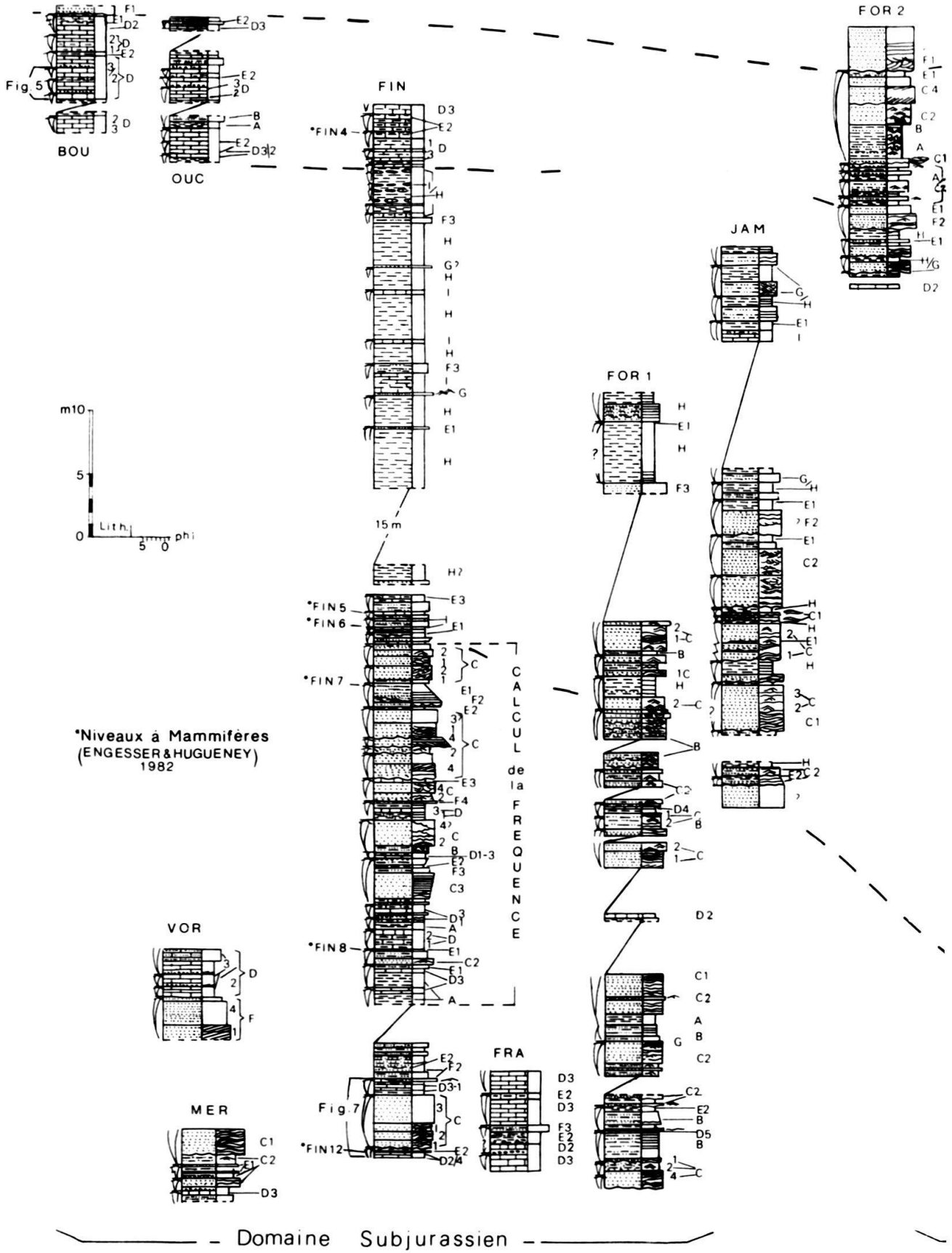
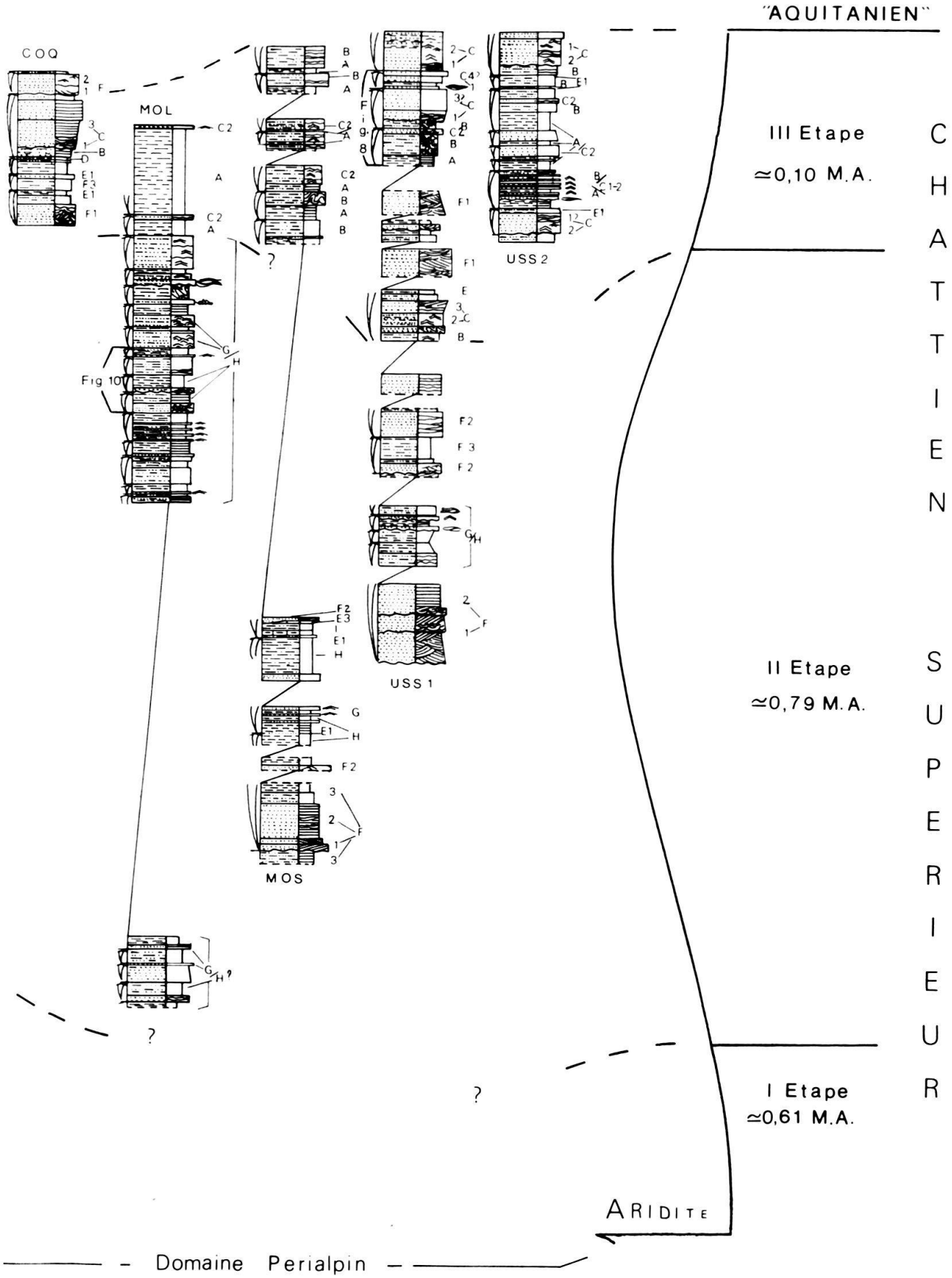


Fig. 12. a) Stade initial (expansion), b) final (comblement) d'un cycle lacustre pendant les étapes humides.

naux voire émergés à des faciès relativement profonds. Ces caractéristiques déterminent des séquences négatives et asymétriques et les rendent similaires aux «PACs» de Goodwin & Anderson (1985). Des contrôles autocycliques agencent des séquences de dépôts symétriques par le déplacement continu dans le temps du milieu de dépôt. Dans le cas de la série lacustre étudiée, les séquences révèlent un type d'accumulation de dépôt rythmique, périodiquement interrompu par des arrêts de sédimentation. En milieu lacustre, les causes externes qui produisent les séquences allocycliques sont d'ordre climatique et tectonique (Picard & High 1981). Les variations de l'un et de l'autre facteur contrôlent le bilan hydrique du système lacustre et l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments («accommodation» Vail et al. 1987; Cross 1988).

Considérons les lacs savoyards de l'Oligocène qui se formaient pendant les phases humides. Les faciès sédimentaires sont typiques de bassins lacustres ouverts où d'éventuels apports hydriques en excès sont compensés par les exutoires. Dans ce cas, la sur-


BOU
OUC
FIN
FOR 2
JAM
FOR 1
VOR
MER
FRA
Fig. 5
Fig. 7
*FIN4
*FIN5
*FIN6
*FIN7
*FIN8
*FIN12
15 m
m10
5
0
Lith.
phi
*Niveaux à Mammifères
(ENGESSER & HUGUENEY)
1982
CALCUL de la FREQUENCE
Domaine Subjurassien


"AQUITANIEN"
COQ
MOL
Fig 10
USS 2
USS 1
MOS
III Etape
≃0,10 M.A.
II Etape
≃0,79 M.A.
I Etape
≃0,61 M.A.
CHATTIEN
SUPERIEUR
ARIDITE
Domaine Perialpin

face du bassin inondable reste toujours occupée par le lac, et l'espace disponible est graduellement réduit par l'accumulation des sédiments jusqu'au comblement du bassin (fig. 12a, b).

A ce moment, les conditions nécessaires pour amorcer un autre cycle sédimentaire sont remplies lorsque la subsidence génère à nouveau une surface inondable. Ce phénomène, de durée relativement brève, permet une expansion rapide du lac et une sédimentation en milieu profond directement sur les faciès proximaux de la séquence précédente.

Pendant la phase aride, la surface inondable créée par la subsidence n'est pas complètement occupée par le lac, et les séquences sédimentaires sont contrôlées uniquement par les variations climatiques. La forte évaporation qui suit une période de forte pluviométrie soustrait une grande quantité d'eau au lac, non compensée par les faibles apports hydriques. Même si l'aridité peut augmenter le taux d'érosion, les rivières à caractère éphémère n'arrivent plus à amener une grande quantité de sédiments pour combler le bassin (fig. 11a, b). Seule une petite partie de l'espace disponible mis a disposition par la subsidence est donc utilisée pour l'accumulation des sédiments, comme le montre l'épaisseur réduite des séquences. Sur la base de cette dernière observation, si le nombre de périodes à fort taux de subsidence avait été égal au nombre de cycles climatiques, l'espace disponible inutilisé par les séquences de lac fermé aurait augmenté au fur et à mesure que le cycle sédimentaire se serait répété. Lorsque les conditions climatiques redevenaient humides de manière durable, on aurait du s'attendre à une séquence de comblement épaisse de plusieurs dizaines de mètres; en effet celle-ci pouvait combler tout l'espace inutilisé. Ceci n'a pas été observé, et il faut donc admettre une fréquence plus élevée des variations climatiques par rapport à la «cycli-

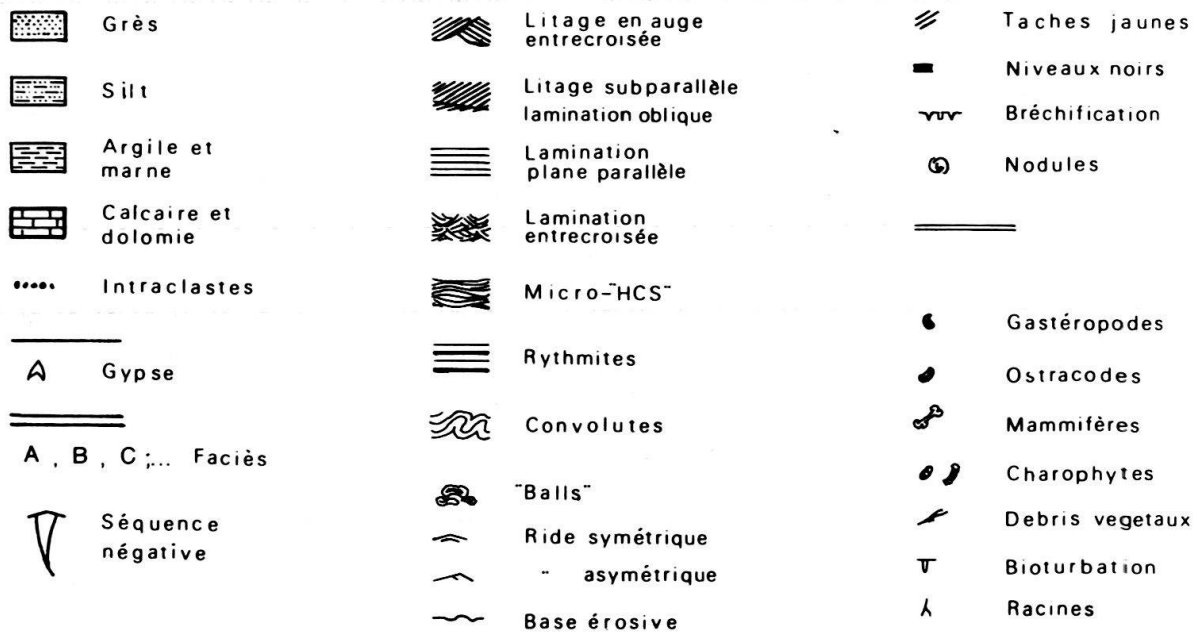


Fig. 13. Corrélation des coupes levées d'après les faciès et les trois étapes sédimentaires (localisation cf. carte géologique fig. 2).

cité» tectonique; l'espace disponible créé par un à-coup de la subsidence est ainsi utilisé par plusieurs séquences climatiques.

Dans le bassin molassique, la flexion locale de la lithosphère, sous la charge des nappes alpines en mouvement et par les contraintes tangentielles (KARNER & WATTS 1983; KARNER 1986), a vraisemblablement déterminé des périodes alternantes de subsidence plus forte et plus faible. Cette subsidence variable serait à l'origine des expansions et restrictions des lacs pendant les phases humides. L'hypothèse d'une subsidence saccadée du bassin molassique liée à l'orogenèse alpine a d'ailleurs déjà été proposée par BERISER (1950) pour expliquer la formation des cyclothèmes fluviatiles de la «USM», bien qu'il y renonça plus tard (BERSIER 1958).

Fréquence et valeur stratigraphique des cycles sédimentaires

Quelle qu'en soit la cause, tous les cycles sédimentaires ont été amorcés par des abaissements de la surface de dépôt, rapides à l'échelle géologique. Cet abaissement fut suivi par les processus plus graduels de remontée relative de cette surface (par évaporation de la tranche d'eau, ou par comblement du bassin). Les surfaces basales des séquences sont donc isochrones et représentent des limites chrono-stratigraphiques dont la valeur est strictement limitée à l'aire occupée par l'ancien système lacustre. Cependant les affleurements sporadiques et assez peu continus de ces dépôts n'ont permis une corrélation approximative entre les coupes qu'au niveau des trois étapes principales (fig. 13).

La série lacustre affleurant dans la Findreuse permet un essai de calcul de la fréquence des cycles sédimentaires, basé sur l'observation que l'accumulation est directement ou indirectement liée à l'espace créé par la subsidence saccadée. Par contre, les lacunes d'affleurement, la difficulté de placer les limites de séquences de l'étape aride, et finalement la fréquence différente des cycles de bassin ouvert et fermé, ne permettent pas le calcul direct de la durée des cycles sédimentaires.

La durée du Chattien supérieur est vraisemblablement de 1,5 M.A. (communication écrite de M. WEIDMANN). Le nombre des séquences observées est de 18 pour l'épaisseur de 28 mètres atteinte par l'intervalle le plus continu des séquences de bassin ouvert de la première étape humide des coupes de la Findreuse (cf. profil stratigraphique FIN fig. 13). L'épaisseur totale de la série lacustre à la Findreuse est de 92 m, suggérant 59 événements de forte subsidence:

$$X = \frac{18 \times 92}{28} = 59 \text{ cycles.}$$

Ceci donne une périodicité moyenne de 25×10^3 ans ($1{,}.5 \times 10^6/59$). Ces calculs indiquent un ordre de grandeur du temps nécessaire pour avoir la répétition d'une évenement sédimentaire lacustre de bassin ouvert.

Par la même approche, on peut aussi calculer approximativement la durée des trois étapes sédimentaires: première étape 0,61 M.A.; deuxième étape 0,79 M.A.; troisième étape 0,10 M.A.

La première et la troisième phase ne représentent qu'une partie des deux périodes humides qui s'étendent respectivement au Chattien inférieur et à l'Aquitanien. La phase intermédiaire représente, elle, une période complète à climat de tendance aride.

La périodicité des variations climatiques pendant la phase aride est plus difficile à estimer, faute de pouvoir reconnaître les limites entre les séquences dans les coupes de la Findreuse. Mais, selon le raisonnement développé précédemment, la valeur doit être supérieure à celle trouvée pour la périodicité de la subsidence.

Conclusion

Les dépôts lacustres de la Molasse d'eau douce inférieure en Haute-Savoie s'accumulent épisodiquement dans des bassins de faible profondeur (5 à 10 m) pendant le «Chattien» supérieur. Durant cette période, des variations climatiques sensibles influencent les caractéristiques des faciès, et individualisent trois étapes sédimentaires. Pendant la première et la troisième étape, le climat plus humide favorise la formation des bassins lacustres ouverts, tandis que les lacs évaporitiques et fermés de la deuxième phase indiquent un climat plus aride avec des périodes de pluies rares mais violentes.

Dans chaque étape, les lithofaciès sont toujours disposés en petites séquences asymétriques et négatives. Ces séquences indiquent une succession de brefs cycles sédimentaires contrôlés par des mécanismes allocycliques. Les petits cycles lacustres des deux étapes humides sont amorcés par l'augmentation brusque du taux de subsidence, auquel correspond un abaissement relatif par rapport au niveau de base et la création d'un espace disponible pour l'accumulation de sédiments. Pendant l'étape aride, la subsidence saccadée ne fournit plus le contrôle actif des processus sédimentaires. Les séquences formées pendant cette période enregistrent des expansions et rétrécissements de la surface lacustre sous le contrôle de variations climatiques brèves.

Les cycles sédimentaires provoqués par la subsidence (vraisemblablement tectonique) ont une durée moyenne de 25 000 et 30 000 ans. Les variations climatiques brèves, responsables des fluctuations des étendues lacustres pendant l'étape aride, devaient avoir une fréquence plus élevée.

Remerciements

Ce travail a pu être réalisé grâce au soutien financier d'une bourse accordée par la Commission Fédérale des Bourses pour Etudiants étrangers et par le Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique (projet no 2605-085). Je leur adresse mes plus vifs remerciements. J'exprime également toute ma gratitude au professeur P. Homewood qui a dirigé avec compétence mes recherches. Il a bien voulu relire ce texte et me faire profiter de ses critiques. D. Rigassi m'a patiemment guidé durant le travail de terrain. Il a mis généreusement à disposition les cartes et coupes géologiques de la Haute-Savoie indispensables. Ses critiques, ainsi que celles de M. Weidmann et R. Plancherel ont permis d'améliorer la version finale du texte. Qu'ils en soient ici remerciés. Pendant mes recherches, j'ai bénéficié de la collaboration et des conseils de collègues de l'Université de Fribourg: P. Schoepfer, J.P. Berger, O. Lateltin, C. Dupasquier, M. Mettraux. Le professeur C. Caron et V. Schouwey ont bien voulu corriger les défauts des premières versions de ce texte. Je tiens aussi à remercier le professeur G. Galetti de l'Institut de Minéralogie et Pétrographie de Fribourg pour la détermination au diffractomètre de certains minéraux, M. D. Cuennet pour la préparation de lames minces et Mme F. Mauroux qui a dactylographié une partie de ce texte.

APPENDICE

Inventaire des faciès sédimentaires

Faciès profonds

A. Marnes et argiles de couleur gris-foncé à gris-clair; en bancs amalgamés ou avec des alternances de lamines millimétriques clair-foncé, et intercalations silto-gréseuses de type «Linsen», qui sont parfois déformées en convolutes.

B. Silts en bancs décimétriques et centimétriques bien cimentés, souvent déformés en «balls» et «pseudonodules», à laminations planes parallèles ou entrecroisées.

Faciès de la ceinture sédimentaire cotière

C. Clastiques

1. Grès fins en bancs décimétriques, à laminations légèrement ondulées en faisceaux entrecroisés, qui montrent des structures de type «micro-HCS».
2. Grès fins en bancs décimétriques ou métriques, à litage oblique subparallèle et laminations entrecroisées, qui présentent des rides symétriques et asymétriques.
3. Grès fins à moyens en bancs métriques à laminations planes parallèles, parfois à granoclassement inverse.
4. Grès moyens en bancs métriques amalgamés ou à litage tabulaire oblique; présence de nodules calcaires de type «caliche», traces de racines.

D. Carbonatés

1. Calcaires marneux en bancs beige-clair avec filaments algaires et oogones de characées.
2. Calcaires à faible teneur en fer, en bancs décimétriques, à texture «wackestone» ou «packstone». Les bioclastes sont contitués par des oogones de characées, des ostracodes et gastéropodes lacustres.
3. Calcaires bréchiques monogéniques de dessication, à forte teneur en fer; bioclastes en mauvais état de conservation, traces de racines assez diffuses.
4. Calcaires assez riches en matière organique de couleur noire, à texture packstone; bioclastes: ostracodes, oogones de characées, restes d'insectes, os de poissons, reptiles, et parfois micromammifères, débris végétaux.
5. Ministromatolithes de forme columnaire ou laminaire.

E. Faciès de plaine marécageuse

1. Silts de couleur brun-rouge foncé en petites couches centimétriques contenant des tests d'*Helix,* restes de poissons, reptiles, mammifères et débris végétaux.
2. Argiles et silts en couches centimétriques ou décimétriques de couleur jaune-rouge.
3. Croûtes calcaires de type calcrète à concrétions de rhyzolithes.

F. Faciès fluviatiles

1. Grès grossiers et moyens en bancs métriques à base érosive, litage oblique et entrecroisé, parfois à granoclassement normal.

2. Grès moyens en bancs métriques ou décimétriques, parfois à base érosive, litage oblique tangentiel, rides unidirectionnelles.

3. Grès fins et silts à taches jaunes, en bancs métriques amalgamés ou à litage oblique sub-parallèle.

Faciès évaporitiques

G. Gypsarénites en bancs décimétriques, à base parfois érosive et ravinante. Micro-«HCS» et laminations entrecroisées.

H. Marnes silteuses de couleur grise, parfois à taches oranges, en bancs métriques amalgamés ou à laminations planes parallèles. Présence de cristaux de gypse nodulaire, en «rosettes» ou en veines d'allure ondulée. Ostracodes et oogones de characées.

I. Dolomies marneuses en bancs décimétriques, de texture «mudstone» à «grainstone»; au sommet des bancs: fentes de dessiccation et cristaux de gypse discoïdal.

Coordonnées des coupes

Partie Ouest de la feuille au 1:50 000 de Seyssel

BOU	= loc. les Boucles:	872.48/2109.75
OUC	= loc. les Oucets:	872.95/2113.10
VOR	= ruisseau de Vorcier:	875.00/2114.35 (base); 875.12/211.48 (sommet)
MER	= rau de Merlu:	875.15/2115.10
FIN	= ravin de Findreeuse:	873.04/2115.80 (base); 873.72/2115.88 (sommet)
FRA	= a NO de Frangy:	876.70/2120.70

Partie Est de la feuille de Seyssel

FOR 1	= torr. le Fornant:	879.98/2119.84 (base); 879.90/2119.80 (sommet)
JAM	= ravin de Jamaloup:	882.00/2117.94 (base); 882.02/2117.77 (sommet)
FOR 2	= ruiss. de Fornant:	881.75/2123.15 (base); 881.55/2123.55 (sommet)
COQ	= ruiss. de la Coquetière:	882.80/2122.45
MOL	= loc. Molières:	883.65/2120.20 (base); 883.45/2120.30 (sommet)
MOS	= ruiss. de Mostan:	885.60/2122.85 (base); 885.50/2123.00 (sommet)
USS 1	= torr. les Usses:	888.00/2121.50 (base); 888.34/2121.45 (sommet)
USS 2	= torr. les Usses:	887.20/2121.75

BIBLIOGRAPHIE

ALLEN, J.R.L. 1982: Sedimentary structures, their character and physical basis. Dev. Sedimentol. 30/B, 359–364.

ALLEN, P.A. 1981a: Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions. Sedimentology 28/3, 369–379.

— (1981b): Devonian lake margin environments and processes, SE Shetland, Scotland. J. geol. Soc. (London) 138/1, 1–14.

BAGNOLD, R.A. 1946: Motion of waves in shallow water. Interaction between waves and sand bottoms. Proc. r. Soc. London A187, 1–16.

BERGER, J.P. 1986: Biozonation préliminaire des Charophytes oligocènes de Suisse occidentale. Eclogae geol. Helv. 79/3, 897–912.

BERSIER, A. 1950: Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant-fosse molassique alpine. Int. geol. Congr., 18th Sess. Gr. Brit., P. IV, 1948.

— 1958: Séquence détritique et divagations fluviales. Eclogae geol. Helv. 51/3, 854–893.

BOWLER, J.M., & TELLER, J.T. 1986: Quaternary evaporites and hydrologic change, lake Tyrrell, Australia. Austr. J. Earth Sci. 33, 43–63.

BOWN, T.M., & KRAUS, M.J. 1981: Lower Eocene alluvial paleosols Willewood Formation, Northwest Wyoming, USA, and their significance for paleoecology, paleoclimatology, and basin analysis. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 34/1, 1–30.

CROSS, T.A. 1988: Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles Upper Cretaceous, Western Interior, USA (in press).

DEAN, W.E. 1981: Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 31, 213–231.

DINGLER, J.R. 1974: Wave-formed ripples in near-shore sands. Ph. D. Thesis, Univ. of California, San Diego.

DOTT, R.H., jr., & BOURGEOIS, J. 1982: Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. Bull. geol. Soc. Amer. 93/8, 663–680.

ENGESSER, B., & HUGUENEY, M. 1982: Les mammifères de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur des profils de la Findreuse et du Fornant en Haute-Savoie et de la Paudèze près de Lausanne. Dans: JUNG, P. (Ed.): Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, H.S. 7, 59–75.

EUGSTER, H.P., & HARDIE, L.A. 1975: Sedimentation in an ancient playa-lake complex: The Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. Bull. geol. Soc. Amer. 86/3, 319–334.

EUGSTER, H.P., & SURDAM, R.G. 1973: Deposition environment of the Green River Formation of Wyoming: A preliminary report. Bull. geol. Soc. Amer. 84/4, 1115–1120.

FREYTET, P., & PLAZIAT, J.C. 1982: Continental carbonate sedimentation and paleogenesis, Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. Contrib. to Sedimentology (Ed. Purser, B.H.) 12, 1–213.

GOODWIN, P.W., & ANDERSON, E.J. 1985: Punctuated aggradational cycles: A general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. J. Geol. 93/5, 515–533.

GREENWOOD, B., & SHERMAN, D.J. 1986: Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. Sedimentology 33/1, 33–45.

HARDIE, L.A. 1987: Perspectives. Dolomitization: a critical view of some current views. J. sediment. Petrol. 57/1, 166–183.

HARDIE, L.A., SMOOT, J.P., & EUGSTER, H.P. 1978: Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. Int. Assoc. Sedimentol. spec. Publ. 2, 7–41.

HOMEWOOD, P., ALLEN, P.A., & WILLIAMS, G.D. 1986: Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. 8, 199–217.

KARNER, G.D. 1986: Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy. Tectonics 5/4, 573–588.

KARNER, G.D., & WATTS, A.B. 1983: Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at Mountain ranger. J. geophys. Res. 88/B12, 10.499–10.477.

KISSLING, D. 1974: L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. Thèse Univ. Genève.

MARTINI, J. 1969: Note sur le gypse chattien de la région genevoise. C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève, N.S. 4/2, 183–186.

MURPHY, D.H., & WILKINSON, B.H. 1980: Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl Lake. Sedimentology 27/2, 123–135.

PICARD, D.M., & HIGH, L.R. 1981: Physical stratigraphy of ancient lacustrine deposits. Spec. Publ. Soc.econ. Paleont. Mineral. 31, 233–259.

RAAF, J.F.M. DE, BOERSMA, J.R., & GELDER, A. VON, 1977: Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. Sedimentology 24/4, 451–483.

REINECK, H.E., & WUNDERLICH, F. 1968: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology 11, 99–104.

RIGASSI, D. 1957: Le Tertiaire de la région genevoise et savoisienne. Bull. Assoc. suisse Géol. Ing. Pétrole 24/66, 19–34.

— 1961: Documents pour l'excursion de l'Association suisse des géologues et ingénieurs du Pétrole, Genève. (Doc. inéd.).
— 1967: Etude géologique du permis Haut-Rhône d'Essorep. Rap. non publié, H. Wassall, Genève.
— 1977: Subdivision et datation de la Molasse «d'eau douce inférieure» du Plateau suisse. Paleolab News 1.
SHERMAN, D.J., MOSSOP, G., DUNSMORE, H., & MARTIN M. 1972: Origin of gypsum veins by hydraulic fractures. Trans. Inst. Min. Metall. (Sect. B, Appl. Earth Sci.) 81, B149–B155.
STURM, M., & MATTER, A. 1978: Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): Deposition of clastic detritus by density currents. Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. 2, 147–168.
SURDAM, R.C., & WOLFBAUER, C.A. 1975: Green River Formation, Wyoming: A playa-lake complex. Bull. geol. Soc. Amer. 86/3, 335–345.
THOMPSON, W.O. 1937: Original structures of beaches, bars and dunes. Bull. geol. Soc. Amer. 48/6, 723–752.
TRUC, G. 1978: Lacustrine sedimentation in an evaporitic environment: The Ludian (Paleogene) of the Mormoiron basin, southeastern France. Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. 2, 189–203.
VAIL, P.R., COLIN, J.P., JAN DU CHENE, J., KULCHLY, J., MEDIAVILLA, F., & TRIFILIEFF, V. 1987: La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France III/7, 1301–1321.
WEIDMANN, M. 1982: Situation et description des coupes visitées en 1976. Dans: JUNG, P. (Ed.): Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie (p. 11–24). Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, H.S. 7.

Manuscrit reçu le 12 juin 1988
Révision acceptée le 25 novembre 1988