

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 82 (1989)
Heft: 1

Artikel: Évolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Thétys du Tithonique-Portlandien au Valanginien : corrélations biostratigraphique et séquentielle des faciès marins à continentaux
Autor: Détraz, Hervé / Mojon, Pierre-Olivier
Kapitel: Analyse chronostratigraphique
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-166367>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 18.03.2025

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

ÉTAGES MESOGENS	DOMAINE JURASSIEN				DOMAINE PRESUBALPIN STEINHAUSER (1969) modifié DÉTRAZ & STEINHAUSER (1988)	DOMAINE SUBALPIN CHAROLLAIS & LOMBARD (1966) DÉTRAZ et al. (1986)
	ZONES D'AMMONITES	JURA CENTRAL DESOR & GRESSLY (1859) JACCARD (1869) MAILLARD (1884)	JURA MERIDIONAL MAILLARD (1884, 1885)	JURA CENTRAL HÄPELI (1966) STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971)		
VALANGINIEN	sup. VERRI, COSUM	"VALANGINIEN" (base du NEOCOMIEN) MARBRE CALCAIRE ROUX BÂTARD LIMONITEUX	"VALANGINIEN" Calcaire spathique roux	CALCAIRE ROUX	FORMATION DU BOURGET	FORMATION DU BOURGET
	inférieur OROBERTA, PERTANSTIENS et CAMPYLODOLIN				Membre du Guiers	FORMATION DE LA CHAMBOTTE
BERRIASIEN	supérieur BOISSIERI	Marnes valanginiennes = Couches saumâtres supérieures	Calcaires compacts et oolithiques	Unité supérieure gréseuse	FORMATION DE VIONS	FORMATION D'ALLÈVES
	moyen OCCITANICA			Unité moyenne calcaire massive	FORMATION DE PIERRE-CHÂTEL	
TITHONIQUE	inférieur JACOBI-GRANDIS	Couches nymphéennes Cornieule et marnes à gypse	INFRACTÈCE	FORMATION DE GOLDBERG	PURBECKIEN	FORMATION DU CHÉРАН
	sup. ?			FORMATION DE TWANNBACH	TIDALITES DE VOUGLANS	Calcaires à faciès tithonique
	inf.-moyen GRAVESTIA, HYBONOTUR	Dolomies portlandiennes	JURASSIQUE SUP.	FORMATION DE TWANNBACH	COUCHES DU CHAILLEY	(= "Barre tithonique")



LACUNE STRATIGRAPHIQUE (érosion)

Fig. 2. Synthèse historique et tableau de corrélation des unités lithostratigraphiques des domaines jurassien, présu-balpin et subalpin, depuis le Tithonique-Portlandien jusqu'au Valanginien.

Analyse chronostratigraphique

Ce chapitre a pour but de mettre en place une échelle chronologique relative à usage essentiellement régional, qui permettra de définir des repères biostratigraphiques destinés à l'étude comparative des différentes coupes.

5. Terminologie

Mis à part le Kimméridgien et la base de l'Hauterivien, seuls trois étages intéressent directement la présente étude. Il s'agit du Tithonique (Portlandien), du Berriasien et du Valanginien. Leur usage a été confirmé en France par le Colloque international sur la limite Jurassique-Crétacé (FLANDRIN et al. 1975) et a été repris récemment par la synthèse géologique du SE de la France (DEBRAND-PASSARD et al. 1984).

La subdivision des étages et la définition souvent problématique de leurs limites ne constituent pas l'objet de cette étude, qui se contentera des rappels suivants:

Kimméridgien (D'ORBIGNY 1852): durée 5 Ma⁷⁾ (-145 à -140 Ma).

- limite inférieure: Zone à *Platynota*.
- limite supérieure: Zone à *Beckeri*.

⁷⁾ Ma = millions d'années (âges radiométriques d'après HAQ et al. 1987).

La désignation de cet étage correspond ici à la partie inférieure de la Formation des Argiles de Kimmeridge (Lower Kimmeridge clays, Dorset, Angleterre) ou au Crussolien (ROLLIER 1909) dont le stratotype est situé dans le bassin du SE de la France (ENAY 1980).

Tithonique (OPPEL 1865): durée 6 Ma (–140 à –134 Ma)

limite inférieure: Zone à «*Gravesia*»/*Hybonotum*.

limite supérieure: Zone à «*Durangites*».

Conformément à son emploi habituel, ce terme sera restreint aux domaines subalpin et présubalpin alors que celui de Portlandien (THURMANN 1832) s'appliquera aux faciès jurassiens.

La nomenclature stratigraphique du Jurassique terminal et en particulier l'échelle unifiée du Tithonique sont encore sujettes à des modifications comme le montre la réapparition récente (WIEDMANN 1975; ENAY et al. 1984a) d'étages jusqu'alors tombés en désuétude. Le Kimméridgien et le Tithonique pourraient alors céder la place au Crussolien (= Kimméridgien s.str.), Danubien (ROLLIER 1909; = Tithonique inférieur et moyen (Zone à *Fallauxi*)) et Ardésien (TOUCAS 1890; = Tithonique moyen (Zone à *Ponti*) et supérieur).

Berriasien (COQUAND 1871): durée 6 Ma (–134 à –128 Ma).

limite inférieure: Zone à *Grandis* s.l. (Colloque sur la limite Jurassique–Crétacé, Lyon–Neuchâtel, 1973).

limite supérieure: Zone à *Boissieri* (BUSNARDO et al. 1979).

Peu de divisions stratigraphiques ont été aussi discutées que le Berriasien. Les désaccords tiennent surtout au fait que sa faune d'ammonites est d'affinité autant jurassique que crétacée.

Longtemps rattaché au Valanginien sous l'appellation «Infravalanginien» (KILIAN 1907), le Berriasien n'a accédé que très récemment au rang d'étage (BUSNARDO et al. 1965). Sa définition est étroitement liée au problème de la limite Jurassique–Crétacé.

Valanginien (DESOR 1854): durée 7 Ma (–128 à –121 Ma).

limite inférieure: Zone à *Otopeta*.

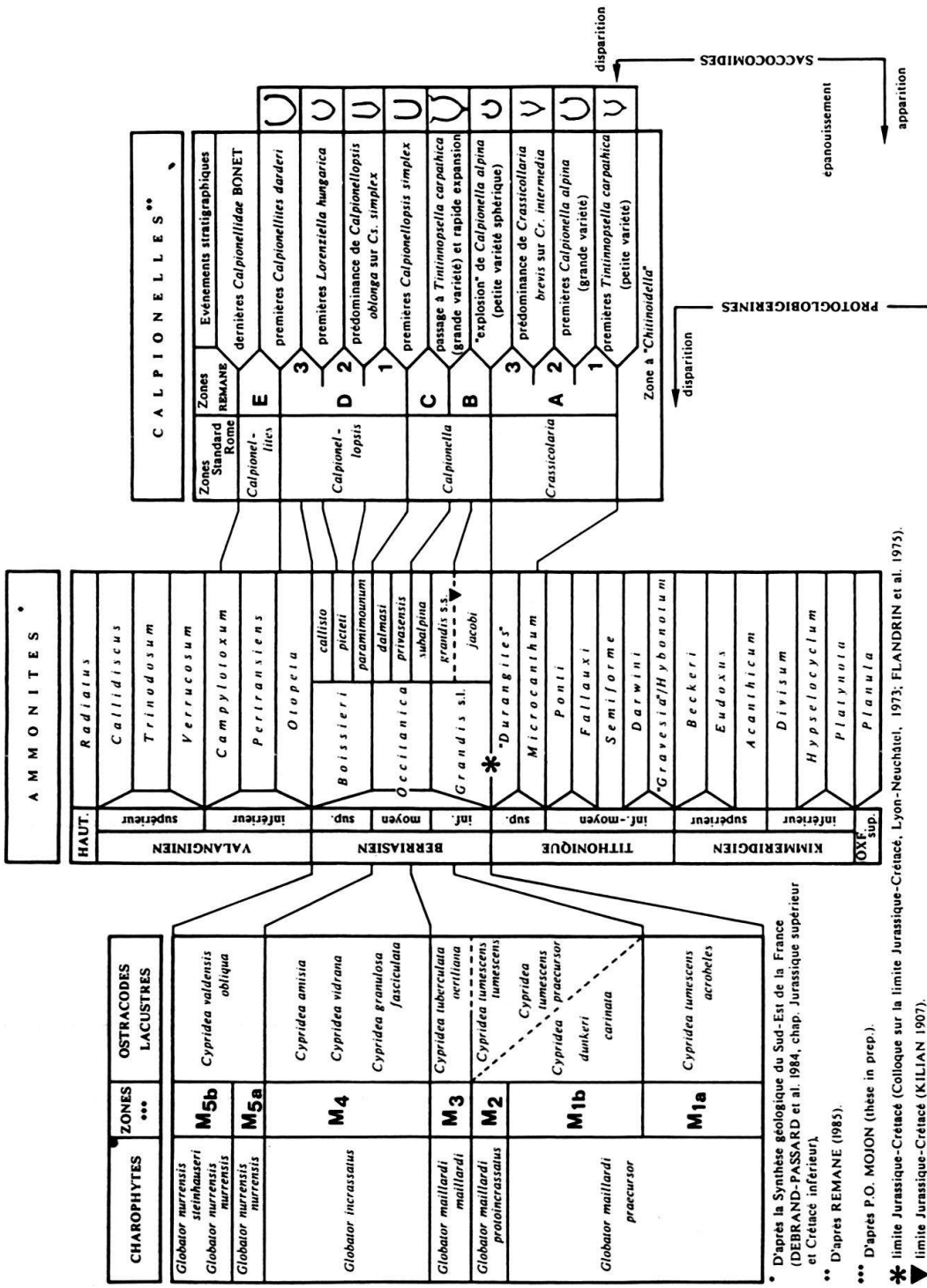
limite supérieure: Zone à *Callidiscus*.

6. Echelles biostratigraphiques utilisées

6.1 Les ammonites

Dans le bassin delphino-helvétique et sur la plate-forme jurassienne, les faunes d'ammonites sont rares car l'importante extension des faciès de plate-forme carbonatée, qui caractérise l'intervalle Tithonique (Portlandien)-Valanginien, était défavorable au développement des faunes pélagiques. De plus, dans le domaine subalpin, les ammonites sont souvent abîmées par la tectonique alpine.

Pour ces raisons, la biozotation des ammonites (fig. 3) ne constitue pas l'outil biostratigraphique principal de cette étude, qui s'appuie plutôt sur l'utilisation des microorganismes pélagiques et continentaux. Toutefois, le texte qui suit fait la synthèse des éléments de datation, déjà publiés, obtenus grâce aux ammonites.



* D'après la Synthèse géologique du Sud-Est de la France (DEBRAND-PASSARD et al. 1984, chap. Jurassique supérieur et Crétacé inférieur).
 ** D'après REMANE (1985).
 *** D'après P.O. MOJON (these in prep.)
 * limite Jurassique-Crétacé (Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon-Neuchâtel, 1973; FLANDRIN et al. 1975).
 ▼ limite Jurassique-Crétacé (KILIAN 1907).

Fig. 3. Tableau de corrélation entre les biozonations d'ammonites et de calpionelles du SE de la France et la biozonation continentale de charophytes et d'ostracodes du Berriasien du Jura franco-suisse.

Pour l'intervalle Kimméridgien-Hauterivien, les inventaires des faunes d'ammonites récoltées dans le bassin delphino-helvétique (domaines présupalpin p.p. et subalpin) et leurs datations sont consignés dans les travaux de DONZE & ENAY (1961), de BRAVARD (1968) et dans la notice de la carte géologique Annecy-Bonneville au 1:50 000 (CHAROLLAIS et al. 1988).

Dans le domaine présupalpin, de nombreuses découvertes d'ammonites (STEINHAUSER 1969 et 1970; STEINHAUSER et al. 1986) ont permis d'attribuer la base de la Formation du Chéran au Berriasien inférieur et moyen (Zones à *Jacobi-Grandis* et à *Occitanica* p.p.) et la Formation du Calcaire du Fontanil au Valanginien inférieur (Zones à *Otopeta* p.p. et à *Pertransiens* p.p.). De plus, quelques mètres au-dessus de la Formation du Bourget, un horizon glauconieux de condensation est caractérisé par une ammonitofaune de la Zone à *Radiatus* (Hauterivien inférieur).

Sur la plate-forme jurassienne, les dépôts du Kimméridgien ont pu être relativement bien datés grâce aux ammonites (BERNIER 1984; GYGI & PERSOZ 1986; ENAY et al. 1988). Toutefois, seule la base des Couches du Chailley et la partie inférieure de la Formation de Twannbach ont pu être attribuée au Tithonique inférieur-moyen grâce à la découverte de rares *Gravesia* (ENAY 1966; HÄFELI 1966).

Dans le domaine jurassien, quelques très rares ammonites (CLAVEL et al. 1986; WAEHRY 1988) ont permis d'attribuer la partie supérieure des faciès purbeckiens au Berriasien inférieur (Zone à *Jacobi-Grandis*, sous-zone à *grandis* s.str.), la base de la Formation de Pierre-Châtel au Berriasien moyen (Zone à *Occitanica*, sous-zone à *privasensis*) et la base de la Formation de Vions au Berriasien supérieur (Zone à *Boissieri*, sous-zone à *paramimounum*).

En ce qui concerne le Valanginien, la base et la partie supérieure du Calcaire roux du Jura central (équivalent latéral de la Formation du Bourget du Jura méridional) ont livré à Ste-Croix (Jura vaudois) et à Métabief (Doubs, France) des ammonites du Valanginien inférieur, qui indiquent respectivement les Zones à *Pertransiens* et à *Campylotoxum* (BUSNARDO et al. 1979; CLAVEL et al. 1986). D'autre part, dans la même région, des datations complémentaires basées sur les échinodermes (échinides) ont permis d'attribuer les Marnes d'Arzier (équivalent latéral du Membre du Guiers du Jura méridional) à la Zone à *Otopeta* (CLAVEL et al. 1986).

Dans le Jura neuchâtelais, le Calcaire roux est recouvert par des niveaux marneux peu épais (40 cm) qui représentent un Valanginien supérieur très condensé (BUSNARDO et al. 1979). Ce Valanginien supérieur comprend, de bas en haut, la Couche de Villers (d'après la localité-type de Villers-le-Lac, Doubs, France), qui a livré *Saynoceras verrucosum* (D'ORBIGNY): Zone à *Verrucosum*, et les Marnes à *Astieria* (nommée d'après *Olcostephanus astieri* (D'ORBIGNY) ou à bryozoaires (équivalent latéral dans le Jura vaudois) qui ont été attribuées à la Zone à *Trinodosum* (BUSNARDO et al. 1979); la Zone à *Callidiscus* n'ayant pas pu être formellement reconnue par ces auteurs. D'autre part, dans le Jura méridional, le sommet de la Formation du Bourget a aussi été attribué à la Zone à *Trinodosum*.

Tous ces éléments de datation, bien que très localisés, montrent que la majeure partie des faciès de type «Calcaire roux» des domaines jurassien et présupalpin sont essentiellement d'âge Valanginien inférieur et que seule leur partie sommitale peut être attribuée au Valanginien supérieur.

Enfin, dans toute l'aire étudiée, l'Hauterivien inférieur est partout bien représenté par des dépôts de la Zone à *Radiatus* (Marnes bleues d'Hauterive dans le Jura, marnes

et niveaux glauconieux dans le domaine présubalpin et faciès de type «Kieselkalk» dans le domaine subalpin). Toutefois, dans le domaine subalpin, des sables turbiditiques à faciès «Calcaire roux» peuvent se développer localement (CHAROLLAIS et al. 1988) jusque dans la Zone à *Radiatus* (Hauterivien inférieur).

6.2 La microfaune

Sept groupes de microfossiles ont été retenus. Ce sont les foraminifères benthiques, les ostracodes marins, les protoglobigérines, les saccocomidés et les calpionelles, tous représentatifs d'un milieu marin plus ou moins ouvert et profond, auxquels viennent s'ajouter les charophytes et les ostracodes des milieux laguno-lacustres continentaux.

L'utilisation des microfossiles pélagiques supprime les problèmes de datation des intervalles dépourvus de macrofaune, puisque ces microorganismes sont l'un des éléments constitutifs de la sédimentation elle-même. D'autre part, leur petite taille permet non seulement la datation de la mise en place des résédiments mais aussi celle de leurs constituants (lithoclastes et matrice).

6.2.1 Les foraminifères benthiques

L'utilisation des foraminifères benthiques concerne les rares formes typiques considérées comme de bons marqueurs biostratigraphiques sur la plate-forme jurassienne (STEINHAUSER & LOMBARD 1969; CLAVEL et al. 1986). Ce sont: *Keramosphaera allobroensis* STEINHAUSER, BRÖNNIMANN & KOEHN-ZANINETTI 1969 (Berriasien supérieur basal), *Pseudotextulariella courtionensis* BRÖNNIMANN 1966 (Berriasien moyen terminal-Berriasien supérieur), *Pseudotextulariella salevensis* CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1966 (partie supérieure du Valanginien inférieur) et *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER 1938) (Berriasien supérieur terminal-Valanginien inférieur pro parte). De plus, il faut aussi signaler l'apparition dans le Valanginien inférieur (Membre du Guiers) des premiers Orbitolinidés primitifs tels que *Orbitolinopsis?* sp., *Dictyoconus* sp. et *Valdanchella* sp. (STEINHAUSER 1969 et 1970; STEINHAUSER et al. 1986). Enfin, cette liste peut être complétée avec les formes suivantes: *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER 1902) (Portlandien supérieur-Berriasien inférieur), *Feurtillia frequens* MAYNC 1958 (Berriasien inférieur terminal-Valanginien inférieur) et *Choffatella pyrenaica* PEYBERNES & REY 1975 (Berriasien supérieur-Valanginien inférieur).

6.2.2 Les ostracodes marins

Certains ostracodes marins présentent aussi un grand intérêt biostratigraphique dans l'intervalle Berriasien-Valanginien (OERTLI 1966; OERTLI & STEINHAUSER 1969; DONZE 1964, 1965, 1967, 1973 et 1975; DONZE & THIEULOY 1975). Voici la liste des taxons les plus intéressants pour la biostratigraphie de la plate-forme jurassienne avec leurs extensions chronostratigraphiques, qui ont été revues et précisées:

- *Protocythere revili* DONZE 1975: Berriasien inférieur
- *Pseudoprotocythere aubersonensis* OERTLI 1966: Berriasien moyen-Valanginien supérieur
- *Valendocythere emslandensis* (BARTENSTEIN & BURRI 1954): Berriasien inférieur terminal-Berriasien supérieur (partie inférieure)

- *Protocythere mazenoti* DONZE 1973: Berriasien supérieur terminal (confondu avec *Protocythere paquieri* DONZE 1967 dans OERTLI & STEINHAUSER 1969 et dans CLAVEL et al. 1986)
- *Cythereis matura* OERTLI 1966: Berriasien supérieur-Valanginien inférieur
- *Valendocythere divisa* (OERTLI 1966): Berriasien supérieur-Valanginien inférieur
- *Valendocythere helvetica* (OERTLI 1966): Berriasien supérieur (partie supérieure)-Valanginien inférieur
- *Valendocythere pustulata* (BARTENSTEIN & BRAND 1959): Valanginien inférieur-Valanginien supérieur (partie inférieure)
- *Parexophthalmocythere berriasensis* DONZE 1965: Berriasien moyen-Valanginien inférieur

Malheureusement, l'utilisation biostratigraphique des ostracodes marins présente des inconvénients majeurs. En effet, ceux-ci sont rares dans les faciès émergifs du Purbeckien. De plus, surtout en ce qui concerne le Valanginien, les horizons marneux permettant de récolter des formes dégagées sont principalement limités aux Marnes d'Arzier (Valanginien inférieur) et aux Marnes à *Astieria* ou à bryozoaires (Valanginien supérieur). Seule la Formation de Vions et ses équivalents latéraux du domaine présubalpin (Formation d'Allèves p.p., Berriasien supérieur) ont livré une riche faune d'ostracodes marins, abondante et diversifiée.

D'autre part du fait que les extensions chronostratigraphiques des taxons d'intérêt biostratigraphique recoupent largement les limites des formations berriaso-valanginiennes de la plate-forme jurassienne, une rectification importante doit être apportée à la publication de DONZE & THIEULOY (1975), qui ont considéré *Protocythere divisa* et *Protocythere helvetica* (*Valendocythere divisa* et *Valendocythere helvetica* dans GRÜNDEL 1969) comme de bons marqueurs du Valanginien inférieur (Marnes d'Arzier et Calcaire roux du Jura suisse occidental), notamment dans le syntype de Valangin (Jura neuchâtelois) où ces auteurs les ont utilisés pour mettre en doute la lacune sédimentaire reconnue par STEINHAUSER & CHAROLLAIS (1971). Or, comme ces formes apparaissent déjà dans la Formation de Vions et au sommet de la Formation d'Allèves, leur attribution au Valanginien inférieur uniquement est donc infondée.

D'autre part, il faut signaler ici que les formes dégagées, et donc clairement identifiables, des ostracodes cités par DONZE & THIEULOY (1975) ne peuvent en aucun cas être récoltées dans la coupe de Valangin, qui est beaucoup trop calcaire. Les données exposées par ces auteurs sont donc interprétatives et issues en fait de la compilation du travail de OERTLI (1966) sur le «Valanginien» du Jura suisse occidental.

De plus, à Valangin, la Formation de Vions n'est représentée que par environ 3 mètres d'Unité supérieure gréseuse dont la base correspond à l'horizon remanié à *Keramosphaera allobrogensis* (brèche érosive à *Keramosphaera*, STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971). Cette Unité supérieure gréseuse, dont le sommet est marno-calcaire (20 cm), passe directement au Calcaire roux. Ces observations permettent d'affirmer que la presque totalité de la Formation de Vions, toute la partie inférieure de la Formation de la Chambotte et les marnes d'Arzier font ici défaut par érosion et/ou condensation. Une lacune sédimentaire importante, correspondant à l'intervalle Berriasien supérieur-Valanginien inférieur p.p., existe donc effectivement dans le Jura suisse occidental (Jura vaudois et neuchâtelois; STEINHAUSER 1969 et 1970; STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971; CLAVEL et al. 1986).

Enfin, le Valanginien supérieur (Couche de Villers, Marnes à *Astieria* ou à bryozoaires) et l'Hauterivien inférieur (Marnes bleues) sont très bien caractérisés par des ostracodes marins typiques (OERTLI 1966; DONZE & THIEULOUY 1975):

Valanginien supérieur: *Protocythere* sp. 507 BARTENSTEIN & BRAND 1951

Valendocythere reicheli (OERTLI 1966)

Protocythere praetriplicata BARTENSTEIN & BRAND 1959

Hauterivien basal: *Protocythere triplicata* (ROEMER 1841)

Hechtycythere hechti (TRIEBEL 1938)

Cythereis bernardi GROSIDIER 1964

Mandocythere (Costacythere) frankei frankei (TRIEBEL 1938)

(déjà présent dans les Marnes à *Astieria*)

Parexophthalmocythere rodewaldensis BARTENSTEIN & BRAND 1959 (déjà présent dans les Marnes à *Astieria*).

6.2.3 Les protoglobigérines

D'après ZANMATTI-SCARPA (1957) la répartition stratigraphique du genre *Protoglobigerina* sp. s'étendrait du Lias au Malm (Kimméridgien).

Toutefois, MANIVIT (1964) et BEAUDOIN (1967) ont restreint cette extension à l'intervalle Oxfordien supérieur-Kimméridgien, qui a été retenu pour cette étude.

6.2.4 Les saccocomidés

Les saccocomidés sont des crinoïdes pélagiques (échinodermes), qui sont représentés dans les sédiments par de petits articles calcitiques monocristallins.

Leur répartition stratigraphique couvre l'intervalle Oxfordien terminal-base du Tithonique supérieur.

Durant le Kimméridgien, ils ont connu une grande expansion puis ont disparu rapidement à la base du Tithonique supérieur, alors qu'apparaissaient les premières calpionelles (VERNIORY 1955; FARINACCI & SIRNA 1959; REMANE 1963 et 1969a).

6.2.5 Les calpionelles

Les calpionelles sont des microorganismes planctoniques, d'affinité inconnue, qu'il faut probablement rattacher aux Protozoaires (REMANE 1969b et 1971). Si l'on ne tient pas compte du genre précurseur *Chitinoidella* sp., leur extension stratigraphique s'étend du Tithonique supérieur au Valanginien inférieur tardif (REMANE 1963 et 1969a).

La large répartition géographique et la différenciation évolutive rapide qui caractérisent ce groupe typiquement téthysien en font un excellent outil de corrélation à longue distance.

A l'échelle régionale, des corrélations indépendantes par ammonites et calpionelles (LE HEGARAT & REMANE 1968) atteignent le même degré de précision.

Par conséquent, les calpionelles constituent un des principaux outils biostratigraphiques sur lequel repose cette étude.

Deux zonations biostratigraphiques complémentaires ont été utilisées: la zonation standard établie à Rome (ALLEMANN et al. 1971) et la zonation vocontienne (REMANE 1969a et 1985).

Les calpionelles sont très communes dans les calcaires pélagiques micritiques du «faciès tithonique» et ne pénètrent guère en domaine de plate-forme (REMANE 1974b). Toutefois, l'ensemble des microfaciès observés durant cette recherche justifie les deux remarques suivantes:

1. Si les populations de calpionelles sont peu affectées par un détritisme bioclastique ou gréseux, elles résistent très mal au détritisme argileux, ceci probablement en raison de leur mode de vie planctonique qui devait nécessiter un minimum de lumière.

Ainsi dans les chaînes subalpines septentrionales, on constate leur disparition dès que le pourcentage d'argile excède 40 à 50% du sédiment. Pour cette raison, aucune association caractéristique de la Zone E (Valanginien inférieur) n'a jamais été observée sur l'ensemble des coupes rassemblées ici. Ceci confirme et prolonge la constatation de REMANE (1974b) concernant une disparition diachrone des calpionelles causée par des facteurs écologiques défavorables.

En effet, les calpionelles disparaissent plus tôt dans les chaînes subalpines septentrionales (Valanginien inférieur basal) que dans la «fosse» vocontienne (fin du Valanginien inférieur). Dans le domaine mésogéen méridional, elles persistent, d'après CATALANO & LIGUORI (1971), jusqu'à la base du Valanginien supérieur (Zone à *Verrucosum*).

2. Les calpionelles pénétraient largement dans les faciès périrécifaux de plate-forme externe (zone présubalpine, coupe de la Cluse de Bange) ou de dunes (sand-waves) sous-marines (couverture du massif des Aiguilles Rouges, coupe synthétique de la région de St-Maurice; DÉTRAZ 1989b).

Leur présence dans des faciès de plate-forme interne (Formation de Vions au Salève, SALVINI-BONNARD et al. 1984 et à la Chambotte, DARSAC 1983) est plus rare mais constitue chaque fois un élément incontestable de datation et de corrélation.

Enfin, les problèmes de datation posés par le remaniement des faunes de calpionelles sont résolus par le comptage statistique qui préside à une datation. Ce comptage permet de déceler rapidement, au sein d'une association de calpionelles, la présence d'un individu ou d'une population atypique.

6.2.6 Les charophytes et les ostracodes d'eau douce

Au cours du Berriasien, des milieux de dépôt émergifs se sont développés à plusieurs reprises sur la plate-forme jurassienne.

Une biozonation de charophytes et d'ostracodes lacustres a permis de subdiviser cet étage, qui englobe le Purbeckien, la Formation de Pierre-Châtel et la Formation de Vions, en cinq Zones d'association (cénozones M₁ à M₅). Celles-ci ont pu être corrélées avec les zonations d'ammonites et de calpionelles utilisées dans le SE de la France (fig. 3).

La biozonation des charophytes basée sur la lignée phylogénétique des *Globator* (Clavatoracées) reprend en l'améliorant celle de GRAMBAST (1974), établie essentiellement en Europe méridionale (domaine téthysien).

La biozonation des ostracodes lacustres est par contre basée sur des espèces de *Cypridea* du domaine boréal: Bassin de Paris (OERTLI 1963); Dorset, Sud de l'Angleterre (ANDERSON dans ANDERSON & BAZLEY 1971; ANDERSON 1985) et Allemagne du Nord (MARTIN 1940; WOLBURG 1959; WIENHOLZ 1968).

Ainsi, les Zones d'association de charophytes et d'ostracodes lacustres du Jura franco-suisse permettent aussi accessoirement d'établir une corrélation entre les faciès «purbeckiens» des domaines téthysien et boréal.

6.3 Taxinomie des nouvelles sous-espèces hétérochrones de charophytes et d'ostracode de la biozonation continentale du Berriasien du Jura franco-suisse (par P.O. MOJON)

REMARQUE: Le matériel paléontologique décrit et figuré dans cette étude (charophytes et ostracodes) fait partie de la collection MOJON. Celle-ci sera déposée au Muséum d'Histoire naturelle de Genève.

Dans le Crétacé inférieur de l'Europe occidentale, l'évolution de la lignée phylogénétique des *Globator* (Clavatoracées, Charophytes) a été décrite par GRAMBAST (1974). Cet auteur a constaté qu'au cours du temps, la taille et la morphologie des utricules (fructifications) de *Globator* tendaient respectivement à s'accroître et à se modifier, alors que leur structure cellulaire externe se spiralisait et se simplifiait (fig. 4). Ainsi d'après GRAMBAST (1966a, 1966b et 1974), les utricules allongés des *Globator* berriaso-valanginiens, de taille et de spiralisation très variables, présentent une symétrie d'ordre 3 avec une couche cellulaire externe composée de 24 cellules réparties en 3 groupes de 8; alors que les gros utricules globuleux et très spiralés des *Globator* barrémiens ne présentent plus que 3 groupes de 5 cellules, soit seulement 15 cellules au total.

Au point de vue évolutif, les données exposées dans cette étude montrent que la lignée phylogénétique des *Globator* résulterait principalement d'une divergence morphologique graduelle (ELDREDGE 1971; «evolutionary species» dans WILEY 1978), selon un processus de spéciation anagénétique (TINTANT 1972). Ce type de spéciation est particulièrement évident pour les nouveaux taxons berriasiens du genre *Globator* décrits dans cette étude et permet d'affirmer que ceux-ci constituent une lignée phylogénétique horotélique. Les utricules polymorphes, larges ou allongés, des populations de *Globator* berriasiens (figs. 5, 6 et 7G-L) présentent en effet une transformation sélective très lente et progressive des caractères évolutifs morphologiques et structuraux, qui permet de mettre ainsi en évidence de nouvelles sous-espèces hétérochrones. Ces nouvelles chrono-espèces, qui ne diffèrent entre elles que par la proportion relative de leurs caractères évolutifs spécifiques, permettent de compléter le schéma phylétique original de GRAMBAST (1974), basé sur des espèces sensu stricto mieux individualisées et correspondant à des types morphologiques très différents les uns des autres dont l'apparition marque chaque fois un saut évolutif important.

La validation de la biozonation continentale du Berriasien présentée ici nécessite évidemment une analyse critique.

Pour la biozonation des *Cypridea*, l'utilisation biostratigraphique des marqueurs mis en évidence sur la plate-forme jurassienne est suffisamment étayée par les travaux des ostracodologistes cités, qui concernent les dépôts purbeckiens du Sud de l'Angleterre, du Bassin de Paris et de l'Allemagne du Nord.

Par contre, une argumentation détaillée et significative doit être évoquée concernant la biozonation des *Globator*, pour démontrer que les divers taxons reconnus correspondent bien à différents stades évolutifs d'une même lignée phylogénétique, autorisant ainsi une interprétation phylogénétique et biochronologique. Ainsi, les diverses «formes» de *Globator* récoltées dans les faciès émergifs de la plate-forme jurassienne et utilisées pour établir une échelle biostratigraphique de référence ne correspondent

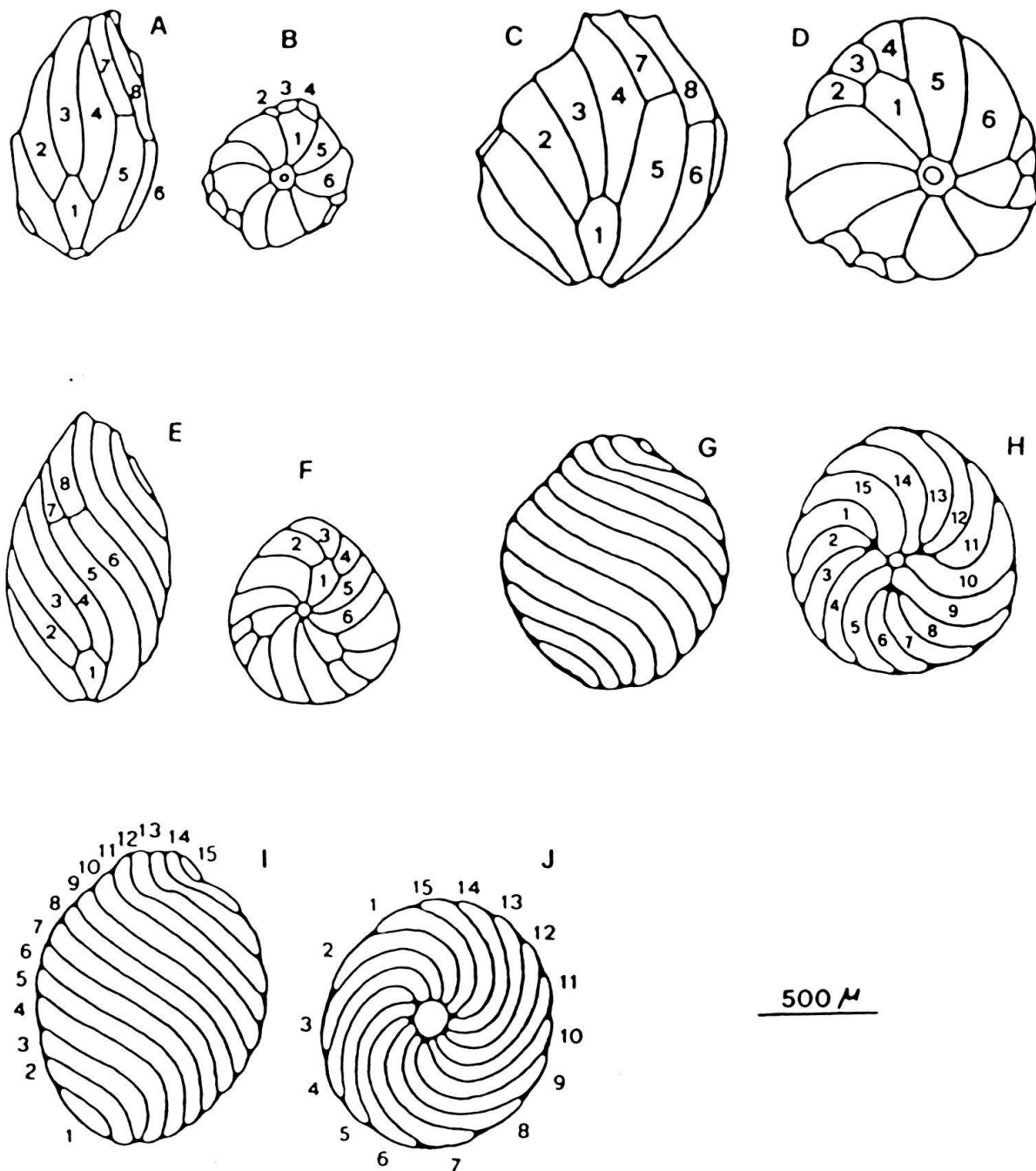


Fig. 4. Interprétation de la structure cellulaire externe des utricles de la lignée phylogénétique des *Globator* (Clavatoracées, Charophytes). Vues latérales: A-C-E-G-I. Vues basales: B-D-F-H-J.

A et B: *Globator* gr. *maillardi* (Tithonique supérieur-Berriasien inférieur). C et D: *Globator incrassatus* (Berriasien moyen). E et F: *Globator* gr. *nurrensis* (Berriasien supérieur-Valanginien). 1 = cellules basales, 2-3-4 = faisceaux de 3 cellules allongées, 5-6-7-8 = faisceaux de 4 cellules allongées et adjacentes, groupées 2 par 2. N.B.: pour la compréhension des dessins A à F, le sens de la numérotation des cellules utriculaires est dextre et inversé par rapport à la spiralisation sénestre des utricles.

G et H: *Globator trochiliscoides* var. («Hauterivien»). I et J: *Globator trochiliscoides* (Barrémien). 1 à 15 = cellules à spiralisation sénestre. En H, les cellules basales sont vestigiales et l'on distingue encore les faisceaux de 3 cellules allongées homologues de ceux des *Globator* berriaso-valanginiens.

Redessiné d'après GRAMBAST (1974).

en aucune manière à des écophénotypes, dont la morphologie particulière est réversible et résulte de variations temporaires (par ex. saisonnières) d'un ou de plusieurs paramètres écologiques de leur milieu de vie.

Une telle option paléontologique, ne permettant de définir que des écozones le plus souvent diachrones, peut être principalement rejetée pour les raisons suivantes:

1. A la différence de certaines charophytes actuelles (Characées) et fossiles (Porocharacées) des milieux médiolittoraux (MOJON & STRASSER 1987) tolérant d'importantes variations saisonnières de salinité, responsables chez ces formes de transformations morphologiques écophénotypiques, les *Globator* comme la majorité des charophytes, devaient être strictement dulçaquicoles. Ils n'ont en effet été récoltés en abondance que dans des horizons marneux nettement émergifs à galets noirs ou à spores et pollens, avec des associations multispécifiques de charophytes comprenant jusqu'à 10 espèces ainsi qu'avec des faunes d'ostracodes et de gastéropodes à prédominance de formes considérées comme typiquement lacustres (genres *Cypridea*, *Anisopsis* et *Valvata*).

2. Les diverses sous-espèces de *Globator* ne coexistent jamais ensembles dans un même horizon lacustre et constituent ainsi des populations distinctes composées de très nombreux individus, dont les caractères morphologiques évolutifs (spiralisation et taille) sont constants dans chaque population étudiée. L'apparition de ces chrono-espèces ne peut donc pas être attribuée à des modifications saisonnières ou locales de certains paramètres écologiques de leur milieu de vie. Enfin, bien que ces populations de *Globator* soient chacune localisées dans des niveaux d'âge différent, chaque chrono-espèce peut caractériser jusqu'à plusieurs horizons lacustres. Pour la partie supérieure du Purbeckien en particulier (Couches nymphéennes, MAILLARD 1884a), ceux-ci ont pu être corrélés avec précision sur l'ensemble de la plate-forme jurassienne.

3. La spéciation anagénétique des *Globator* correspondant à des transformations morphologiques graduelles a pu être mise en évidence grâce aux récurrences cycliques des faciès lacustres dans le Berriasien émergifs de la plate-forme jurassienne, en particulier dans le Purbeckien du Jura franco-suisse. Là, des transformations morphologiques graduelles très nettes, affectant jusqu'à six populations successives de *Globator* gr. *maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST 1966, ont permis d'identifier trois chrono-espèces correspondant chacune à un stade évolutif bien défini. De plus, même si certains caractères évolutifs peuvent subir une régression passagère, comme par exemple la spiralisation des *Globator* de la Zone M₂ qui régresse en M₃ pour réapparaître ensuite sous forme très accentuée en M₄ (figs. 5 et 6), chaque chrono-espèce est caractérisée par une morphologie particulière pouvant se distinguer aisément des stades évolutifs antérieurs ou ultérieurs (figs. 5, 6 et 7).

4. D'autre part, les limites des Zones de l'échelle biostratigraphique continentale du Berriasien, basée sur la spéciation anagénétique des *Globator* et le renouvellement des faunes de *Cypridea*, coïncident assez précisément avec les limites des formations lithologiques berriasiennes du domaine jurassien (figs. 2 et 3) dont l'isochronie a déjà été relevée par CLAVEL et al. (1986).

Ainsi, les limites de ces formations tout comme l'évolution des *Globator* et l'apparition de nouvelles formes de *Cypridea* sont liées aux variations relatives de grande ampleur du niveau marin (chap. 11, fig. 22b) qui ont influencé durablement non seulement la sédimentation mais aussi les paramètres écologiques des milieux de dépôts subtidaux peu profonds à supratidaux de la plate-forme jurassienne. Contrairement aux

périodes émerives permettant plutôt la prolifération et la dissémination des organismes continentaux, les intervalles transgressifs (fig. 22b) auraient créé en revanche une situation de «stress» écologique ayant favorisé par forte pression sélective l'évolution rapide et le renouvellement qualitatif des populations de *Globator* et de *Cypridea*. En effet, l'envahissement progressif par la mer des milieux inter- à supratidaux, très rapide à l'échelle du temps géologique, y a certainement entraîné une hausse globale des taux de salinité, qui serait responsable de la spiralisation et de l'accroissement de la taille chez les *Globator* ainsi que des modifications dans la composition faunique des populations de *Cypridea* (par disparition/apparition de certains taxons).

Ainsi, d'après les réflexions exposées ci-dessus, nous pensons que l'influence de facteurs écologiques (ici un accroissement minime de salinité) peut affecter la morphologie des charophytes et des ostracodes médiolittoraux (JORDAN & BLESS 1971) en induisant non seulement l'apparition de phénotypes particuliers (écophénotypes) mais aussi celle de nouveaux génotypes pouvant constituer des lignées évolutives phylogénétiques.

Embranchement	<i>CHAROPHYTA</i>	MIGULA 1890
Ordre	<i>CHARALES</i>	LINDLEY 1836
Famille	<i>CLAVATORACEAE</i>	PIA 1927
Sous-famille	<i>CLAVATOROIDEAE</i>	PIA emend. GRAMBAST 1969
Genre	<i>GLOBATOR</i>	GRAMBAST 1966a

***Globator maillardi praecursor* n. ssp.** Figs. 5M à 5R.

1971 *Globator maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST; RAMALHO, p.181–182, pl. 33, fig. 7.

1976 *Globator maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST; BRENNER, p.123–124, pl. 4, figs. 1–2.

Derivatio nominis: du fait que ce taxon représente l'origine de la lignée phylogénétique des *Globator*.

Types: holotype (fig. 5M); paratypes (figs. 5N à 5P); morphotypes (figs. 5Q et 5R).

Localité et horizon-type: coupe dans le Purbeckien le long de la route St-Claude-Cinquétral (Jura français central). Coordonnées Lambert: 872.300/2164.125. Horizon marneux peu épais (10 cm) à la base de la partie moyenne du Purbeckien.

Matériel étudié: 120 utricules de la localité-type et plusieurs dizaines d'utricules d'autres localités du Purbeckien du Jura franco-suisse.

Diagnose: la structure externe de l'enveloppe utriculaire correspond à la diagnose du type primitif originel du genre *Globator* (GRAMBAST 1966a), établie d'après *Globator maillardi maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST 1966a. Toutefois, les utricules du *Globator maillardi praecursor* sont en général nettement plus petits et plus trapus que ceux de la sous-espèce-type.

Description: les utricules sont trapus et de petite taille, avec des cellules larges, droites ou très légèrement spiralées. Il s'agit ici d'un *Globator* de type structural très primitif, qui pourrait être confondu avec *Globator maillardi maillardi*. La comparaison de populations de ces deux taxons permet toutefois de les distinguer en mettant en évidence l'aspect plus frêle et la taille en moyenne plus faible de *Globator maillardi praecursor*.

Dimensions: longueur = 850 à 1000 µm, largeur = 600 à 700 µm.

Attribution chronostratigraphique: *Globator maillardi praecursor* caractérise la Zone M₁, qui correspond à la majeure partie du Purbeckien dont la base a livré dans le Jura méridional une palynoflore d'affinité berriasienne (J. Medus, comm. pers.) et des ostracodes marins tels que *Protocythere revili* DONZE 1975, qui caractérise le Berriasien inférieur du Sud-Est de la France. Un âge Berriasien inférieur a donc été attribué à la Zone M₁. Toutefois, BENEST (1985) a signalé *Globator* cf. *maillardi* dans le Tithonique supérieur (sous-zones de calpionelles A2 ou A3) de l'Algérie occidentale. L'examen du matériel récolté par cet auteur a montré qu'il s'agissait de *Globator maillardi praecursor*, dont l'apparition se situe déjà dans le Jurassique terminal. Ainsi, la Zone M₁ correspond donc virtuellement à l'intervalle Tithonique terminal-Berriasien basal.

***Globator maillardi protoincrassatus* n. ssp.** Figs. 5E à 5L.

1955 *Clavator thorali* n. sp.; DONZE, p. 287–288, pl. 13, figs. 1–2.

1986 *Globator maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST; MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD, p. 41 à 43, pl. 9, figs. 1 à 3.

Derivatio nominis: fait référence à la ressemblance de ce taxon avec le *Globator incrassatus* MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD 1986 emend. MOJON, dont il représente le type ancestral.

Types: holotype (fig. 5E); paratypes (figs. 5F à 5H); morphotypes (figs. 5I à 5L).

Localité et horizon-type: coupe dans le Purbeckien le long de la route St-Claude-Cinquétral (Jura français central). Coordonnées Lambert: 872.400/2164.150. Horizon de marnes vertes (30 cm) au sommet du Purbeckien.

Matériel étudié: 550 utricules de la localité-type et plusieurs centaines d'utricules d'autres localités du Purbeckien du Jura franco-suisse.

Diagnose: le type structural des utricules correspond tout-à-fait à celui du *Globator maillardi maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST 1966a, avec en plus une spiralisation sénestre très apparente.

Description: les utricules parfois globuleux sont en général plus larges et plus grands que ceux du *Globator maillardi praecursor*, avec des cellules larges nettement spiralées. La spiralisation des utricules du *Globator maillardi protoincrassatus* constitue un caractère évolutif qui les rapproche de ceux du *Globator incrassatus*. Toutefois, la différence de taille très importante entre ces deux taxons permet de les différencier aisément.

Dimensions: longueur = 850 à 1150 µm, largeur = 600 à 850 µm.

Attribution chronostratigraphique: *Globator maillardi protoincrassatus* caractérise la Zone M₂ d'âge Berriasien inférieur, qui a été définie et datée par des ammonites de la sous-zone à *grandis* s.str. (CLAVEL et al. 1986) dans le dernier mètre des faciès à dominance lacustre formant la partie terminale du Purbeckien du Jura.

Globator maillardi maillardi (DE SAPORTA 1891) GRAMBAST 1966a. Fig. 5A à 5D.

1891 *Chara maillardi* n. sp.; DE SAPORTA, p. 498 à 500, pl. 72 bis, figs. 7, 7a et 7b, non figs. 6, 6a et 6b.

1955 *Clavator thorali* n. sp.; DONZE, p. 287–288, pl. 13, fig. 3.

1966a *Globator maillardi* (DE SAPORTA) n. comb.; GRAMBAST, p. 1929–1932, fig. 4.

1966b *Globator maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST; GRAMBAST, pl. 3, figs. 1 à 4.

- 1976 *Globator maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST; BRENNER, p. 123–124, pl. 4, figs. 1–2.
 1987 *Globator maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST; MOJON & STRASSER, fig. 8F.
 1987 *Globator maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST; SCHUDACK, p. 136–137, pl. 6, figs. 5 à 9.

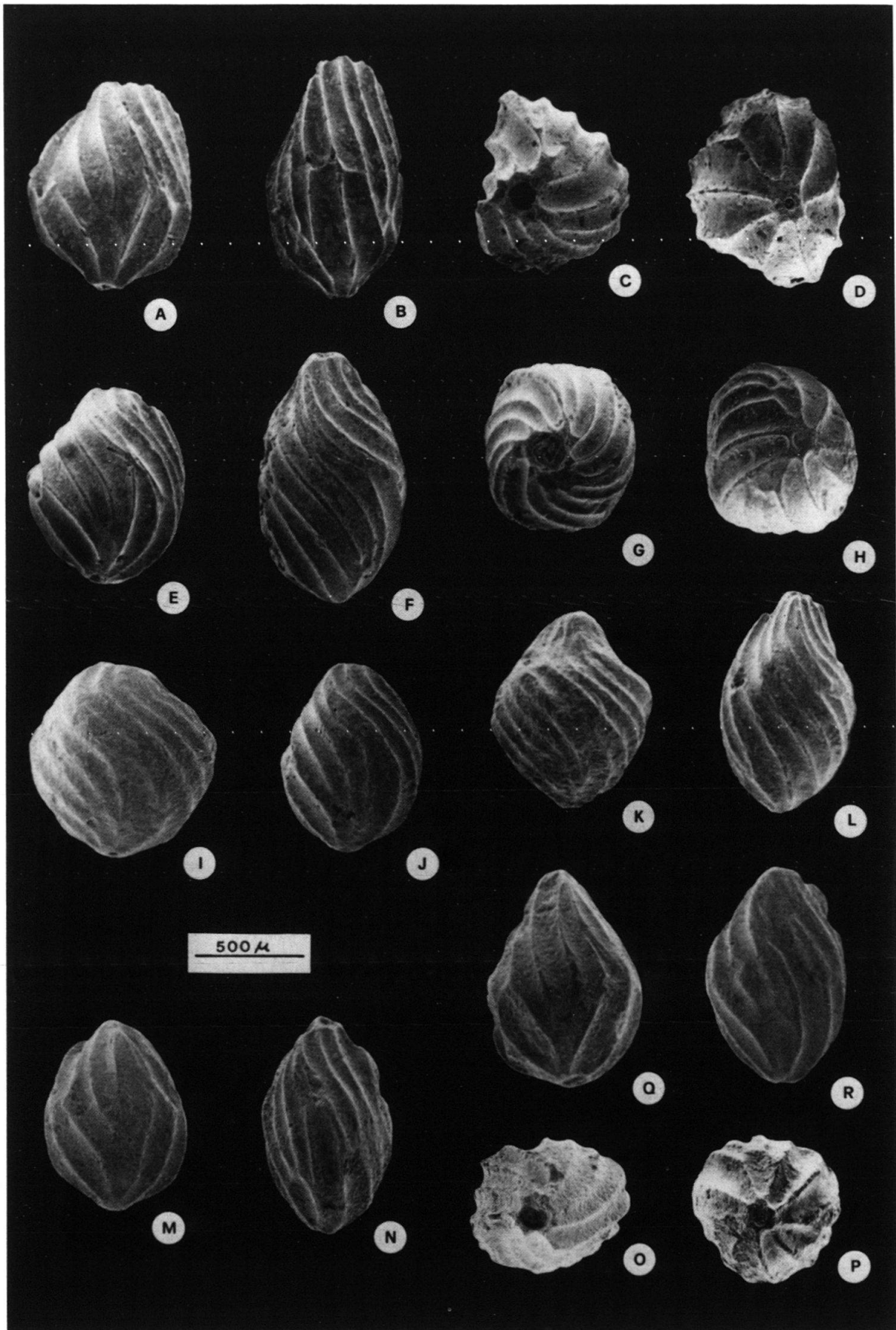
Le type structural des utricules du *Globator maillardi maillardi* du Jura caractérise les stades primitifs berriaso-valanginiens de la lignée phylogénétique du genre *Globator* (GRAMBAST 1966a). Ces utricules sont de grande taille (longueur = 1000 à 1100 µm, largeur = 600 à 750 µm), avec des cellules droites ou très légèrement spiralisées.

Dans le Purbeckien du Jura, *Globator maillardi maillardi* caractérise avec *Cypridea tuberculata oertliana* n. ssp. la Zone M₃, qui se situe à l'extrême sommet du Purbeckien, dans les 20 derniers cm des faciès lacustres directement recouverts par la Formation de Pierre-Châtel. Cette Zone M₃ correspond à la «Zone de La Chaux» définie dans le Jura français central par GRAMBAST (1974) et a pu être datée par encadrement du Berriasien inférieur terminal-Berriasien moyen basal, grâce aux ammonites signalées dans le Jura méridional (CLAVEL et al. 1986; WAEHRY 1988) au sommet du Purbeckien et à la base de la Formation de Pierre-Châtel. Dans le Jura, la Zone M₃ est souvent représentée par un horizon conglomératique de condensation, qui parfois a été complètement érodé et remanié, ou qui est le plus souvent remplacé par des faciès de lagon marin. Cette quasi-absence de la Zone M₃ résulte d'un non-dépôt et/ou d'une érosion induits par la transgression marine du Berriasien inférieur terminal, qui a progressivement recouvert à partir du Sud-Est les faciès médiolittoraux purbeckiens de la plate-forme jurassienne.

Globator incrassatus MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD 1986 emend. MOJON. Figs. 6A à 6H.

- 1966b *Globator maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST var.; GRAMBAST, pl. 3, fig. 5.
 1974 *Globator incrassatus* n. sp. (nomen nudum); GRAMBAST, p. 472–473, fig. 5(2).
 1986 *Globator incrassatus* (GRAMBAST) n. sp.; MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD, p. 43 à 45, pl. 9, figs. 8 à 11.
 1987 *Globator incrassatus* (GRAMBAST) MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD; MOJON & STRASSER, figs. 8C à 8E.

La révision de l'espèce *incrassatus*, ainsi que la redéfinition de son horizon et de sa localité-type se justifient pour plusieurs raisons. Tout d'abord, le *Globator incrassatus* du Jura présente quelques différences morphologiques notables avec celui de l'Espagne, dont l'attribution chronostratigraphique encore incertaine au «Valanginien» a pu être clairement précisée dans le Jura. Enfin, l'horizon-type de la coupe d'El Mangraner (Maestrat, NW de l'Espagne), où L. Grambast avait récolté les types décrits et figurés par MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD (1986) n'a pas pu être retrouvé par ces derniers auteurs. D'autre part, dans leur description de l'espèce, ceux-ci n'ont pas tenu compte du matériel de HÄFELI (1966) provenant du Jura suisse occidental (région du lac de Biènnne), d'après lequel GRAMBAST (1974) a défini dans son échelle biostratigraphique des charophytes la «Zone de Biènnne», appellation qui pourtant désigne implicitement Biènnne comme la localité-type.



Matériel étudié: 300 utricules de la coupe de Riedli (HÄFELI 1966; MOJON & STRASSER 1987), à la sortie ouest de Bienne (Jura suisse occidental), qui correspond à la localité-type. Ce matériel provient d'un horizon marneux et ferrugineux (épaisseur: 20 cm; coordonnées: 584.000/220.360), qui représente l'horizon-type au sommet de la Mergel-und-Kalk-Zone (HÄFELI 1966) ou Unité inférieure oolithique (STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971) formant la partie basale de la Formation de Pierre-Châtel.

Description: la diagnose de MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD (1986) s'applique tout-à-fait au *Globator incrassatus* du Jura suisse occidental, dont les utricules sont volumineux et de très grande taille (longueur = 950 à 1350 µm, largeur = 700 à 1200 µm), avec des cellules larges à forte spiralisation sénestre. Les utricules du *Globator incrassatus* du Maestrat présentent aussi des cellules larges fortement spiralées, mais sont par contre de taille nettement plus grande (longueur = 1350 à 1925 µm, largeur = 1250 à 1425 µm) et possèdent de plus un col apical rappelant celui des utricules du *Globator nurrensis nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST 1974. C'est donc l'ensemble des caractères taxonomiques des populations de *Globator incrassatus* du Jura et du Maestrat qui permet de redéfinir cette espèce, le matériel du Jura décrit et figuré ici correspondant à des cotypes.

Attribution chronostratigraphique: dans le Jura suisse occidental, *Globator incrassatus* caractérise avec *Cypridea granulosa fasciculata* (FORBES 1855), *Cypridea vidrana* WOLBURG 1959 et *Cypridea amisia* WOLBURG 1959 la Zone M₄ d'âge Berriasien moyen. Cette Zone M₄ a été datée grâce à une ammonite (*Subalpinites* sp., Zone à *Occitanica*) trouvée à la base de la Formation de Pierre-Châtel du Jura méridional (CLAVEL et al. 1986) et correspond à la «Zone de Bienne» de GRAMBAST (1974), à laquelle cet auteur attribua un âge «Valanginien».

Plus récemment, MOJON & STRASSER (1987) ont plutôt placé cette «Zone de Bienne» dans le Berriasien «inférieur», en considérant que la Mergel-und-Kalk-Zone qu'elle caractérise représentait le passage Berriasien inférieur-moyen. Ce hiatus traduit une incertitude sur l'âge réel de la base de la Formation de Pierre-Châtel à cause de la position stratigraphique relativement imprécise⁸) de *Subalpinites* sp.

Toutefois, la découverte récente (WAEHRY 1988) de *Berriasella* cf. *privasensis* (PICTET) (dét. R. Busnardo) dans le Jura méridional, à la limite entre le Purbeckien

Fig. 5. *Globator* du Purbeckien du Jura (Berriasien inférieur). Vues latérales: utricules A–B–E–F–I–J–K–L–M–N–Q–R. Vues apicales: utricules C–G–O. Vues basales: utricules D–H–P.

A à D: *Globator maillardi maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST 1966a. Zone M₃; Lavans-les-St-Claude, Jura français central.

E à L: *Globator maillardi protoincrassatus* n. ssp. Zone M₂; E: holotype, F–G–H: paratypes; route St-Claude–Cinquétral, Jura français central. I–J: morphotypes; Lavans-les-St-Claude, Jura français central. K: morphotype; Crozet, Jura français méridional. L: morphotype; Poizat, Jura français méridional.

M à R: *Globator maillardi praecursor* n. ssp. Zone M₁; M: holotype, N–O–P: paratypes; route St-Claude–Cinquétral, Jura français central. Q–R: morphotypes; Riedli (Bienne), Jura suisse occidentale.

⁸) Selon CLAVEL et al. (1986), le banc d'où provient *Subalpinites* sp. n'est séparé du sommet du Purbeckien que par «quelques mètres» de calcaires.

(Zone M₃) et la Formation de Pierre-Châtel démontre clairement que la Zone M₄ se place entièrement dans le Berriasien moyen.

Si le *Globator incrassatus* du Jura n'a été récolté en abondance que dans la région de Bienne où les horizons laguno-lacustres de la base de la Formation de Pierre-Châtel sont les mieux développés, il faut cependant signaler son apparition précoce au sommet du Purbeckien (Formation de Goldberg, HÄFELI 1966) de Bienne (MOJON & STRASSER 1987) et de Lavans-les-St-Claude (Jura français central), dans la Zone M₃. Là, le *Globator incrassatus* est toutefois rarissime et ne représente par rapport à *Globator maillardi maillardi* que 1% des utricules récoltés. L'extension chronostratigraphique de la Zone M₄ recoupe donc en partie celle de la Zone M₃ et correspond virtuellement à l'intervalle Berriasien inférieur terminal p.p.-Berriasien moyen, mais ne peut servir en pratique à caractériser que le Berriasien moyen.

Remarques: au premier abord, la morphologie particulière des utricules de la seule population du *Globator incrassatus* du Maestrat, très éloignée de celles du Jura, pourrait aussi bien être interprétée comme un simple polytypisme de l'espèce (variation morphologique intraspécifique) que comme le résultat d'une spéciation allopatrique. Concernant les quelques populations de *Globator incrassatus*, reconnues et localisées dans le Jura à la base du Berriasien moyen, celles-ci ne couvrent donc pas un intervalle de temps important et probablement pour cette raison, ne présentent aucun signe de l'évolution par anagenèse qui caractérise les taxons *maillardi* et *nurrensis* du Berriasien du Jura.

Toutefois par rapport aux morphotypes jurassiens de l'espèce *incrassatus*, les caractères morphologiques comparativement plus évolués du matériel espagnol tels que l'acquisition d'un col utriculaire et l'énorme accroissement de taille correspondent sans aucun doute à un phénomène de spéciation, soit de type cladogénétique lié à l'isolement géographique, ou alors anagénétique qui mettrait ainsi clairement en évidence l'âge diachrone et un peu plus récent de la population de *Globator incrassatus* du Maestrat.

En l'absence d'arguments déterminants pour adopter l'une ou l'autre de ces interprétations, le taxon *incrassatus* ne peut donc pas encore être subdivisé en sous-espèces hétérochrones.

Globator nurrensis nurrensis (PECORINI 1969) GRAMBAST 1974 ex FEIST & GRAMBAST-FESSARD 1984. Figs. 7E à 7L.

1969 *Globator maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST var. *nurrensis* n. var.; PECORINI, p. 7–8, figs. 2a–c et 8a–r.

1971 *Globator maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST var.; RAMALHO, p. 181–182, pl. 33, fig. 4.

1974 *Globator nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST; GRAMBAST, p. 472–473, fig. 5(3), nomen nudum.

Fig. 6. *Globator incrassatus* MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD 1986 emend. MOJON. Zone M₄ (Berriasien moyen), base de la Formation de Pierre-Châtel du Jura (Mergel-und-Kalk-Zone). Vues latérales: utricules A–B–C–D–E–F; vue apicale: utricule G; vue basale: utricule H; Riedli (Bienne), Jura suisse occidentale.



- 1976 *Globator maillardi nurrensis* (DE SAPORTA) PECORINI; BRENNER, p. 124, pl. 3, figs. 17–18.
- 1984 *Globator nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST n. comb.; FEIST & GRAMBAST-FESSARD dans COLIN et al., p. 350 et 352, pl. 1, figs. 1–2.
- 1986 *Globator nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST; MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD, p. 45–46, pl. 9, figs. 4–7.
- 1987 *Globator nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST; SCHUDACK, p. 137–138, pl. 6, figs. 10–13.

La définition du *Globator nurrensis nurrensis* par PECORINI (1969) précisée par FEIST & GRAMBAST-FESSARD (dans COLIN et al. 1984) s'applique parfaitement aux utricules de la Formation de Vions du Jura et à ses équivalents latéraux en Chartreuse occidentale (partie supérieure de la Formation d'Allèves). Ces utricules sont plutôt allongés, de grande taille (longueur = 950 à 1250 μm , largeur = 650 à 850 μm), avec des cellules fines à spiralisation très accentuée et possèdent un col apical bien développé.

Dans le Jura et en Chartreuse (SANTOS NARVAEZ 1980), *Globator nurrensis nurrensis* caractérise avec *Cypridea valdensis obliqua* WOLBURG 1959 la Zone M_5 , qui correspond à la «Zone de la Nurra» (définie dans le NW de la Sardaigne, GRAMBAST 1974) d'âge «Valanginien». Cette datation peut être précisée d'après les nouvelles données biostratigraphiques de CLAVEL et al. (1986), qui placent la Formation de Vions entièrement dans le Berriasien supérieur (Zone à *Boissieri*).

Globator nurrensis nurrensis a été reconnu très tôt dans le Jura (DONZE 1969) sous l'appellation de «*Globator maillardi* dont les cellules sont fortement tordues en spirale avec une forte réduction des cellules basales». Ce taxon est également largement répandu dans les faciès «purbeckiens» méridionaux de la Sardaigne (PECORINI 1969; FEIST & GRAMBAST-FESSARD dans COLIN et al. 1984), de la Basse-Provence (FEIST & GRAMBAST-FESSARD dans COLIN et al. 1984), de l'Espagne (BRENNER 1976; MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD 1986; SCHUDACK 1987) et du Portugal (RAMALHO 1971), où il caractérise le Berriasien supérieur.

***Globator nurrensis steinhauseri* n. ssp. Figs. 7A à 7D.**

Derivatio nominis: en l'honneur du Dr. Norbert Steinhauser, pour ses travaux sur le Crétacé inférieur basal du Jura franco-suisse.

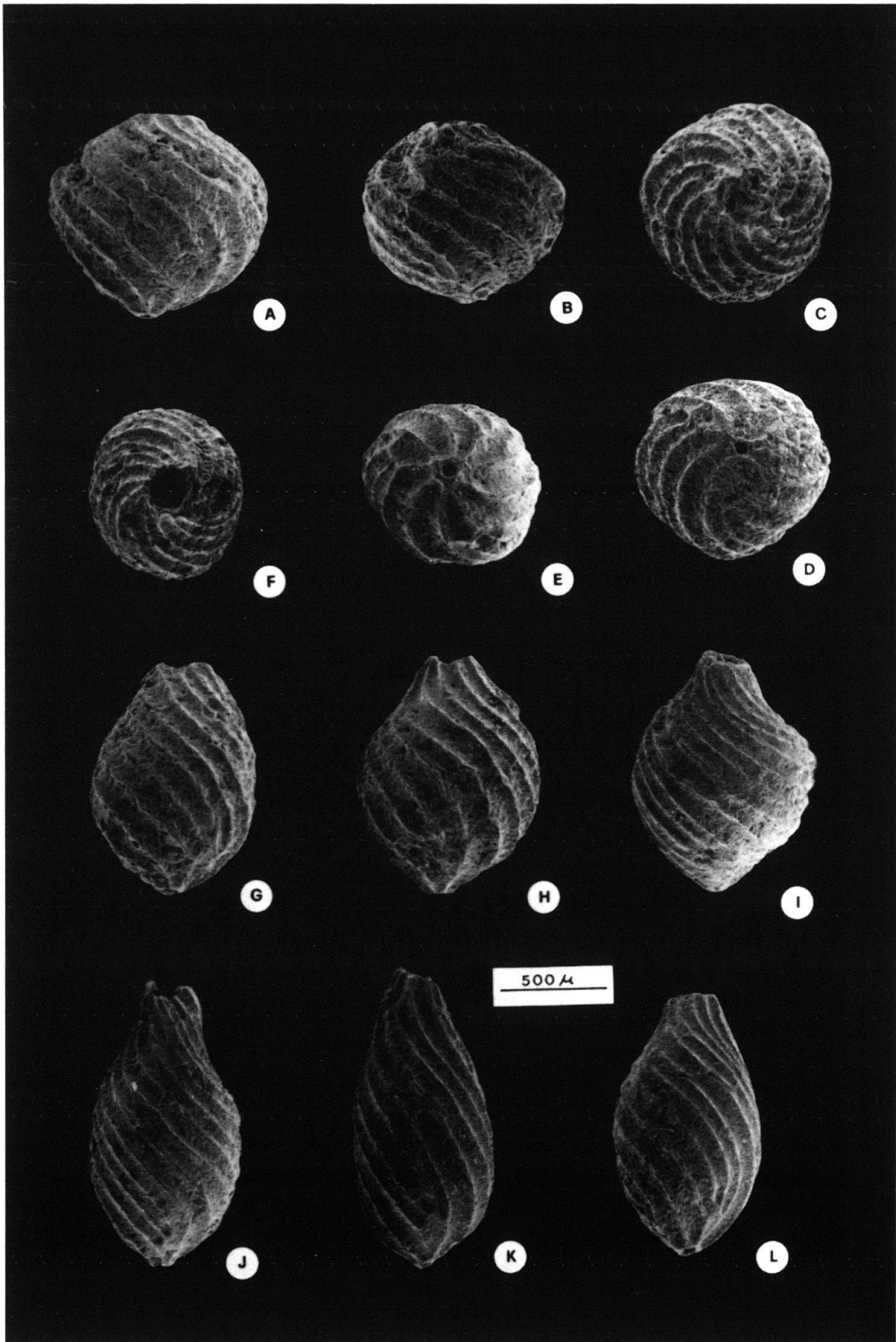
Types: holotype (fig. 7A); paratypes (figs. 7B à 7D).

Localité et horizon-type: Molard de Vions (Jura français méridional). Coordonnées Lambert: 869.525/2098.700. Horizon marneux siliciclastique correspondant au banc 51 (éch. 881) de la coupe-type de la Formation de Vions (STEINHAUSER et al. 1986).

Fig. 7. *Globator* de la Formation de Vions du Jura (Berriasien supérieur-Valanginien basal ?). Vues latérales: utricules A–B–G–H–I–J–K–L. Vues apicales: utricules C–F. Vues basales: utricules D–E.

A à D: *Globator nurrensis steinhauseri* n. ssp. Sous-zone M_{5b} ; Molard de Vions, Jura français méridional.

E à L: *Globator nurrensis nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST 1974 ex FEIST & GRAMBAST-FESSARD 1984. Zone M_5 . E à H: sous-zone M_{5b} ; Molard de Vions, Jura français méridional. I à L: sous-zone M_{5a} ; Pont-de-la-Dorche, Jura français méridional.



Matériel étudié: 30 utricules de la coupe-type et du Vuache (Jura français méridional).

Diagnose: utricules du genre *Globator* présentant une symétrie caractéristique d'ordre 3. La structure externe de l'enveloppe utriculaire est composée de 18 cellules réparties en 3 groupes de 6. Chaque groupe cellulaire comprend une cellule basale réduite supportant un faisceau de 3 cellules allongées, ainsi que 2 cellules latérales allongées et indivises.

Description: les utricules sont globuleux et de grande taille, avec des cellules plutôt larges à spiralisation sénestre très accentuée. Ils se caractérisent par la régression totale (déjà amorcée chez *Globator nurrensis nurrensis*, MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESARD 1986) des sutures divisant les cellules latérales allongées.

Dimensions: longueur = 950 à 1000 μm , largeur = 900 à 1000 μm .

Attribution chronostratigraphique: *Globator nurrensis steinhauseri* apparaît au sommet des Formations de Vions (Jura méridional) et d'Allèves (Chartreuse occidentale), où il caractérise la sous-zone M_{5b} d'âge Berriasien supérieur terminal et peut-être Valanginien basal (?). Ce taxon est toutefois peu répandu et n'a pour le moment été récolté que dans l'horizon-type du Molard de Vions, au Vuache (éch. TB 198, BLONDEL et al. 1986) et à La Pointière (utricules cassés et remaniés, coupe 4, Chartreuse occidentale) en raison de la rareté des épisodes lacustres tardifs dans le Berriasien terminal des domaines jurassien et présupalpin. Par contre dans la partie supérieure des faciès «purbeckiens» de la Basse-Provence (Marnes vertes infracrétacées, BABINOT et al. 1971), les utricules globuleux de *Globator nurrensis steinhauseri* sont très répandus et indiqueraient un âge plutôt valanginien basal. Enfin, très récemment, MARTIN-CLOSAS & SALAS (1988) viennent de signaler en Espagne (Bassin du Maestrat) *Globator nurrensis steinhauseri* (considéré comme une forme primitive de *Globator trochiliscoides*) dans des dépôts attribués au Valanginien inférieur notamment d'après la présence d'un Orbitolinid primitif (*Valdanchella miliani* SCHROEDER 1968).

Remarques: *Globator nurrensis steinhauseri* ressemble au *Globator trochiliscoides* GRAMBAST 1966a du Barrémien par sa forte taille et surtout par sa forme globuleuse arrondie très spiralisée. Cependant la persistance des cellules utriculaires basales, qui ont disparu chez *Globator trochiliscoides*, rapproche davantage *Globator nurrensis steinhauseri* de *Globator nurrensis nurrensis*. De même, l'association de ces deux taxons, dominée à 90% par *Globator nurrensis nurrensis*, dans l'horizon-type du Molard de Vions ne laisse aucun doute sur leur étroite parenté. La distinction entre *Globator nurrensis steinhauseri* et *Globator nurrensis nurrensis*, qui pourrait sembler dou-

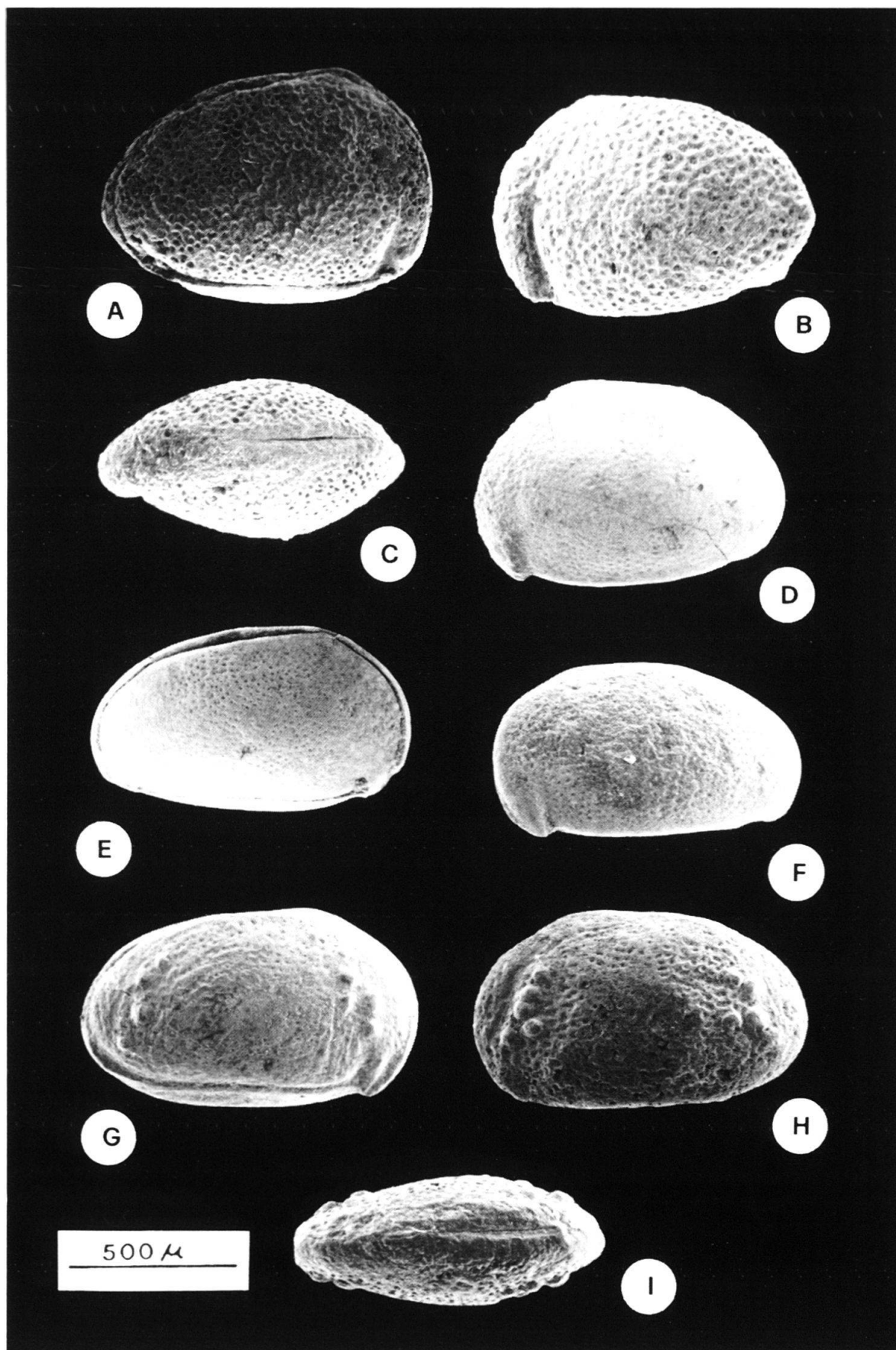
Fig. 8. *Cypridea* des Formations de Vions (Berriasien supérieur-Valanginien basal ?) et de Pierre-Châtel (Berriasien moyen) du Jura. Vues de la valve gauche: carapaces B-F-H et valve D. Vues de la valve droite: carapaces A-E-G. Vues dorsales: carapaces C-I.

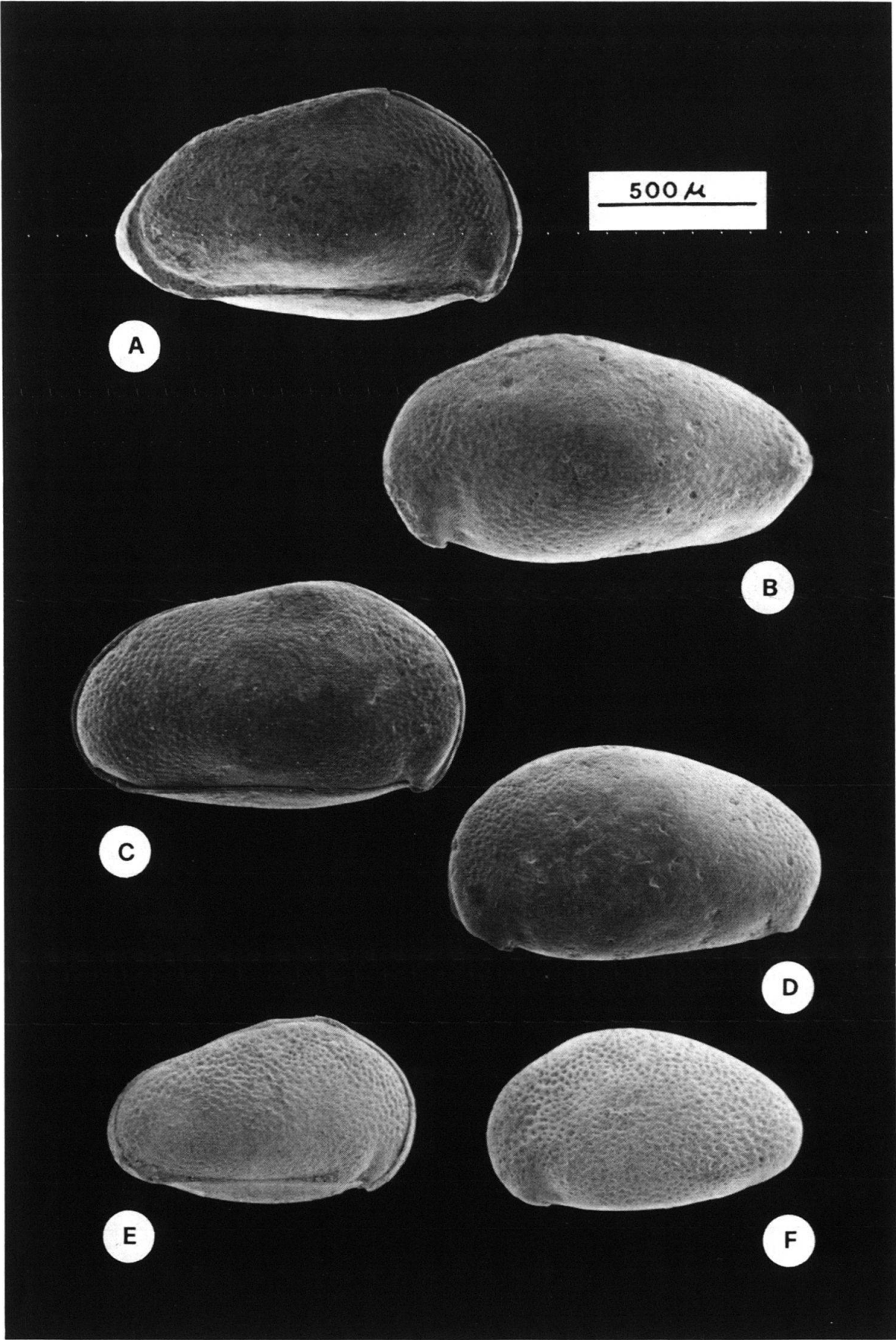
A à C: *Cypridea valdensis obliqua* WOLBURG 1959. Zone M_5 ; Pont-de-la-Dorche, Jura français méridional.

D: *Cypridea vidrana* WOLBURG 1959. Zone M_4 (Mergel-und-Kalk-Zone); Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.

E-F: *Cypridea amisia* WOLBURG 1959. Zone M_4 (Mergel-und-Kalk-Zone); Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.

G à I: *Cypridea granulosa fasciculata* (FORBES 1855). Zone M_4 (Unité inférieure oolithique); carrière Juracime/Cornaux, près de Neuchâtel, Jura suisse occidental.





teuse en considération du polymorphisme des utricules des populations de *Globator* berriasiens, peut se justifier par la disparition de cette variation morphologique intraspécifique chez *Globator trochiliscoides*. Ainsi, *Globator nurrensis steinhauseri* représente donc bien une étape évolutive intermédiaire entre *Globator nurrensis nurrensis* et *Globator trochiliscoides*.

Classe	<i>CRUSTACEA</i>	PENNANT 1777
Sous-classe	<i>OSTRACODA</i>	LATREILLE 1806
Ordre	<i>PODOCOPIDA</i>	MÜLLER 1894
Sous-ordre	<i>PODOCOPINA</i>	SARS 1866
Super-famille	<i>CYPRIDACEA</i>	BAIRD 1845
Famille	<i>ILYOCYPRIDIDAE</i>	KAUFMANN 1900
Sous-famille	<i>CYPRIDEINAE</i>	MARTIN 1940
Genre	<i>CYPRIDEA</i>	BOSQUET 1852

***Cypridea tuberculata oertliana* n. ssp.** Figs. 10D à 10F.

Derivatio nominis: en l'honneur du Dr. Henri Oertli et en respectueux hommage pour ses remarquables travaux sur les ostracodes.

Types: holotype (fig. 10E); paratypes (figs. 10D et 10F).

Localité et horizon-type: coupe dans la partie terminale du Purbeckien, le long de la route à la sortie ouest de Lavans-les-St-Claude (Jura français central). Coordonnées Lambert: 864.350/2169.700. Horizon marneux brun-foncé et peu épais (10 cm) à l'extrême sommet du Purbeckien, au contact avec l'Unité inférieure oolithique de la Formation de Pierre-Châtel.

Matériel étudié: 55 carapaces de la localité-type.

Diagnose: un taxon du genre *Cypridea*, qui s'apparente d'après son ornementation et ses dimensions à *Cypridea tuberculata langtonensis* ANDERSON 1971 du Middle Purbeck anglais, mais s'en distingue par un contour beaucoup plus allongé et rectangulaire.

Description: carapace de forme très allongée et à contour quadrangulaire, à flancs bombés remarquablement ornementés par des tubercules épineux, avec un angle antéro-dorsal prononcé. Le bord antérieur de la carapace est plus arrondi que le bord postérieur et celui-ci forme un angle presque droit avec la marge dorsale, qui le rejoint en s'abaissant régulièrement vers l'arrière. Le côté ventral est large, avec une marge rectiligne.

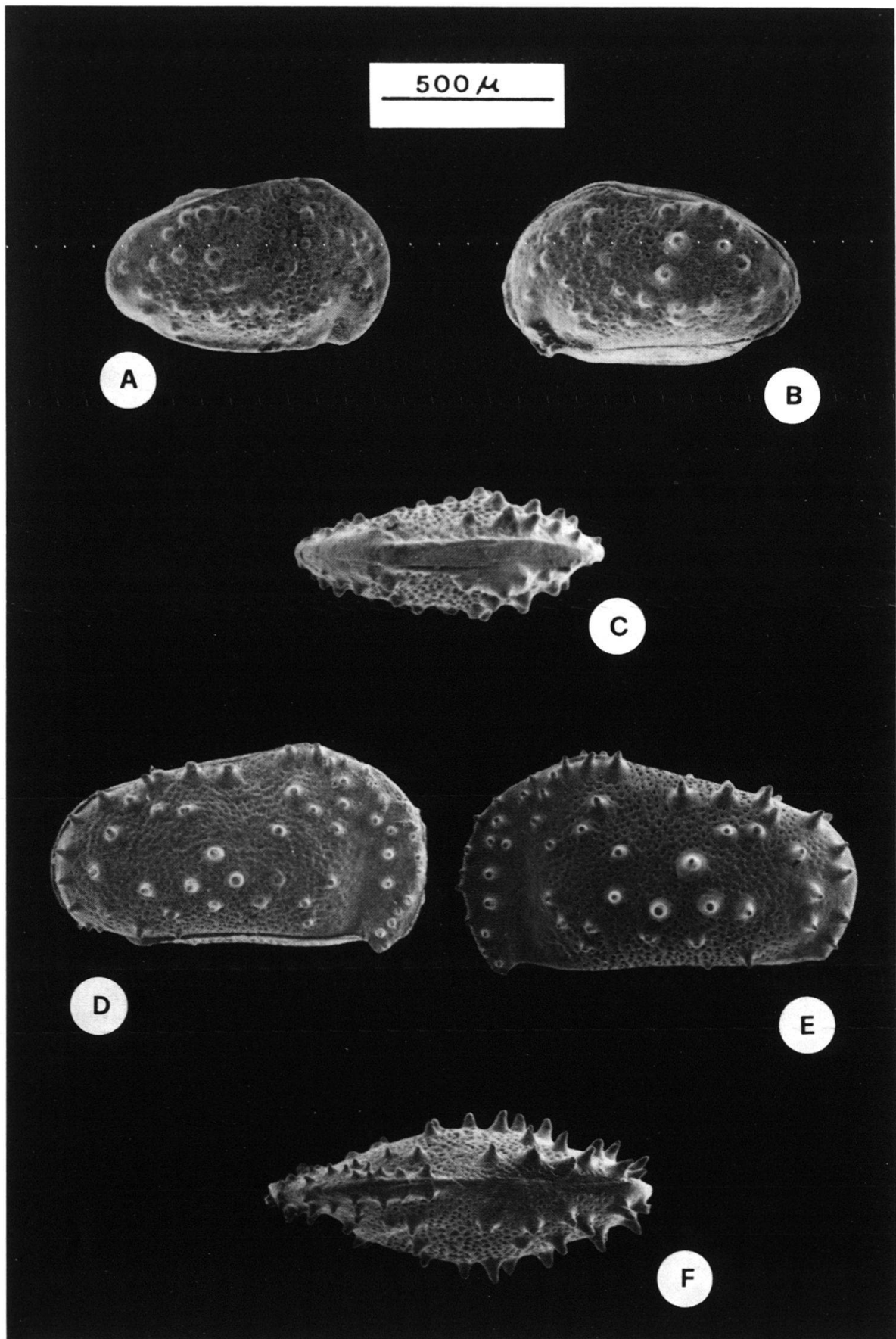
Le rostre est court mais bien développé, large et aplati. L'alvéole est représentée par un long sillon légèrement incurvé et peu profond. Le cyathus, situé en position postéro-ventrale, est petit et cupuliforme.

Fig. 9. *Cypridea* du Purbeckien du Jura (Berriasiens inférieur). Vues de la valve gauche: carapaces B–D–F. Vues de la valve droite: carapaces A–C–E.

A–B: *Cypridea tumescens tumescens* (ANDERSON 1939). Sous-zone M_{1b}; Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.

C–D: *Cypridea tumescens praecursor* OERTLI 1963. Zone M₃; Lavans-les-St-Claude, Jura français central.

E–F: *Cypridea tumescens acrobeles* ANDERSON 1971. Sous-zone M_{1a}; Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.



L'ornementation de la carapace est constituée par de nombreux et forts tubercules, qui sont relativement petits à la partie antérieure mais deviennent plus gros et plus longs dans la région postérieure. De plus, la surface de la carapace est couverte, entre les tubercules et à l'exception de l'aire alvéolaire, par un réseau régulier de fortes ponctuations.

Enfin, la carapace est presque équivalve, avec une valve gauche toutefois un peu plus grande que la valve droite.

Dimensions: longueur = 1100 à 1250 μm , hauteur = 550 à 650 μm , épaisseur = 350 à 400 μm .

Attribution chronostratigraphique: Zone M_3 d'âge Berriasien inférieur terminal-Berriasien moyen basal.

Remarques: si *Cypridea tuberculata oertliana* se distingue nettement de *Cypridea tuberculata langtonensis* par la forme de la carapace; de même l'âge de ces deux taxons est légèrement différent puisque *Cypridea tuberculata langtonensis* appartient à la Zone à *Cypridea vidrana* définie par ANDERSON (1971), qui caractérise la partie supérieure du Middle Purbeck anglais et correspond dans le Jura à la Zone M_4 . Du fait que dans le cadre de cette étude, la majeure partie du Middle Purbeck et l'Upper Purbeck anglais aient été corrélés respectivement avec la partie basale de la Formation de Pierre-Châtel et avec la Formation de Vions du Jura, la partie supérieure du Middle Purbeck anglais correspond donc plus précisément à la partie supérieure de la Formation de Pierre-Châtel (Marbre bâtard du Jura neuchâtelois, DESOR & GRESSLY 1859).

Comme les faciès lacustres caractérisant la Zone M_3 , souvent érodés et remaniés, ne sont bien représentés que très localement dans le Purbeckien du Jura, *Cypridea tuberculata oertliana* est rare et n'a été récolté que dans la partie terminale du Purbeckien de la région de St-Claude et plus particulièrement dans le gisement de Lavans-les-St-Claude, où l'horizon-type correspond à un gyttja lacustre extraordinairement fossilifère. C'est de niveaux lacustres comparables que proviennent les riches faunes d'Invertébrés, principalement de mollusques, des monographies de DE LORIOU & JACCARD (1865) et MAILLARD (1884b).

7. Repères chronologiques et subdivisions chronostratigraphiques adoptés

L'ensemble des repères chronologiques adoptés est résumé sur la fig. 3. Ceux-ci permettent de subdiviser, dans le bassin delphino-helvétique et sur la plate-forme jurassienne, l'intervalle Kimméridgien-Hauterivien basal en neuf époques: Kimméridgien, Tithonique inférieur-moyen, Tithonique supérieur, Berriasien inférieur, Berriasien moyen, Berriasien supérieur, Valanginien inférieur, Valanginien supérieur et Hauterivien basal.

Dans le cadre de ce travail, leurs caractéristiques paléontologiques respectives, qui ont été reconnues et utilisées, sont les suivantes:

Fig. 10. *Cypridea* du Purbeckien du Jura (Berriasien inférieur). Vues de la valve gauche: carapaces B–E. Vues de la valve droite: carapaces A–D. Vues dorsales: carapaces C–F.

A à C: *Cypridea dunkeri carinata* (JONES 1885). Sous-zone M_{10} ; Riedli (Bienne), Jura suisse occidental.

D à F: *Cypridea tuberculata oertliana* n. ssp. Zone M_3 ; Lavans-les-St-Claude, Jura français central.

Kimméridgien:

- limite inférieure: Zone à *Platynota*.
- limite supérieure: Zone à *Beckeri*.

Après leur apparition à l'Oxfordien terminal (présence discrète de petites formes), les saccocomidés ont connu leur plein développement dès la base du Kimméridgien. Ils ont ensuite dominé toutes les associations fauniques de cette première époque, en association avec des populations plus ou moins abondantes de protoglobigérines.

Tithonique inférieur-moyen:

- limite inférieure: Zone à «*Gravesia*»/*Hybonotum*.
- limite supérieure: Zone à *Ponti*.

Les protoglobigérines ayant disparu, les saccocomidés restent l'unique composante micropaléontologique représentative de cette époque.

Vers la fin du Tithonique moyen, les précurseurs des calpionelles sont théoriquement venus s'y ajouter. Toutefois, ceux-ci sont très difficiles à déceler dans les calcaires micritiques en raison de leur paroi microgranulaire.

Tithonique supérieur:

- limite inférieure: Zone à *Microcanthum*.
- limite supérieure: Zone à «*Durangites*».

Sa base enregistre la disparition des derniers saccocomidés, tandis qu'apparaissent les premières calpionelles. Le Tithonique supérieur correspond à la Zone A ou Zone à *Crassicollaria*. Cette dernière est elle-même subdivisée en trois sous-zones: A1, A2 et A3, respectivement caractérisées par l'apparition des premières *Tintinnopsella carpathica* (petite variété), l'apparition de *Calpionella alpina* (grande variété parabolique) et la prédominance de *Crassicollaria brevis* (lorica assez large et conique) sur *Crassicollaria intermedia* (lorica allongée, ovale à flancs subparallèles).

Berriasien inférieur (Zone à *Jacobi-Grandis* ou Zone à *Grandis* s.l.):

- limite inférieure: sous-zone à *jacobi*.
- limite supérieure: sous-zone à *grandis* s.str.

Milieu marin: Cette quatrième époque comprend la majeure partie de la Zone B, qui est caractérisée par «l'explosion» de *Calpionella alpina* (variété sphérique) et par l'évolution de *Tintinnopsella carpathica* vers des formes de taille moyenne.

Au sein de la zone B, la fréquence de *C. alpina* peut atteindre et parfois dépasser 90% de la population totale des calpionelles.

L'évolution morphologique de cette espèce permet de subdiviser la zone B en une partie inférieure (prédominance de la forme sphérique) et supérieure (apparition et expansion de la petite forme parabolique de *C. alpina*). Cette apparition de la petite forme de *C. alpina*, située approximativement au milieu de la Zone B, a longtemps servi de repère biostratigraphique (REMANE 1985) pour placer la limite classique entre le Jurassique et le Crétacé (KILIAN 1907).

Milieu continental: Sur la plate-forme jurassienne (Jura méridional et central), le Berriasien inférieur correspond au Purbeckien (Formation de Goldberg, HÄFELI 1966), qui est caractérisé par des dépôts marins peu profonds à émergifs variés (terrestres, évaporitiques, lagunaires et lacustres).

Les charophytes et les ostracodes d'eau douce récoltés dans les horizons lacustres appartiennent aux Zones M_1 à M_3 . Ces trois Zones d'association sont caractérisées chacune par un nouveau taxon de la lignée phylogénétique des *Globator* et par l'assemblage d'ostracodes lacustres comprenant *Cypridea tumescens acrobeles* ANDERSON 1971, *Cypridea dunkeri carinata* (JONES 1885), *Cypridea tumescens praecursor* OERTLI 1963, *Cypridea tumescens tumescens* (ANDERSON 1939) et *Cypridea oertliana* n. ssp.

La Zone M_1 , caractérisée par *Globator maillardi praecursor* n. ssp., est aussi bien représentée dans le Jura méridional que dans le Jura central. Elle peut être subdivisée en deux sous-zones grâce aux ostracodes lacustres:

- la sous-zone M_{1a} est caractérisée par *Cypridea tumescens acrobeles*. Elle correspond à la base du Purbeckien qui est représenté dans le Jura central par des faciès de sebkha (fig. 2; Cornieule et marnes à gypse, MAILLARD 1884a) à intercalations lacustres et par des dépôts marins (avec de grands foraminifères benthiques Lituolidés comme *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER 1902); AINARDI 1975) à épisodes émergifs (calcrettes, galets noirs et marnes vertes; STRASSER & DAVAUD 1982; DAVAUD et al. 1983; DECONINCK & STRASSER 1987) dans le Jura méridional. D'autre part, la sous-zone M_{1a} présente un assemblage typique de charophytes et d'ostracodes, caractérisé par l'abondance et la fréquence particulières de *Porochara maxima* DONZE 1958 et *Mantelliana purbeckensis* (FORBES 1855) ainsi que par la présence sporadique de *Clypeator discordis* (GRAMBAST) SHAIKIN 1976.

- la sous-zone M_{1b} est caractérisée par *Cypridea dunkeri carinata*, *Cypridea tumescens praecursor* et *Cypridea tumescens tumescens*. Elle se distingue aussi par l'abondance et la fréquence particulières de deux taxons de charophytes couramment associés à *Globator maillardi praecursor* n. ssp.: *Dictyoclavator fieri* (DONZE) GRAMBAST 1966 dans le Jura français central et méridional ainsi que *Porochara maxima*, qui reste prédominante dans le Jura suisse occidental. De plus, *Cypridea binodosa* MARTIN 1940 apparaît localement à la base de cette sous-zone M_{1b} ainsi que *Cypridea granulosa protogranulosa* ANDERSON 1971 qui y est plus largement répandu.

Les Zones M_2 et M_3 sont caractérisées respectivement par *Globator maillardi protocrassatus* n. ssp. et *Globator maillardi maillardi* (DE SAPORTA) GRAMBAST 1966.

Bien développées dans le Jura central, ces deux zones ne sont représentées dans le Jura méridional que par des horizons conglomératiques de marnes vertes très condensés et peu épais.

Dans la biozonation d'ostracodes lacustres, la Zone M_2 se caractérise comme la sous-zone M_{1b} avec en plus la présence sporadique de *Cypridea granulosa granulosa* (SOWERBY 1836). Par contre dans la Zone M_3 , *Cypridea tuberculata oertliana* remplace *Cypridea dunkeri carinata* qui a disparu.

Enfin, il faut aussi préciser que les cénozones M_{1b} , M_2 et M_3 se rapportent aux Couches nymphéennes définies par MAILLARD (1884a; fig. 2).

Les ostracodes du genre *Cypridea* permettent d'établir une corrélation entre le Purbeckien du Jura et le Purbeckien anglais (partie supérieure du Lower Purbeck pour *C. tumescens acrobeles* et *C. granulosa protogranulosa*; partie inférieure du Middle Purbeck pour *C. dunkeri carinata*, *C. tumescens praecursor*, *C. tumescens tumescens* et *C. granulosa granulosa*), ainsi qu'en Allemagne du Nord avec l'Oberer Münder Mergel (*C. tumescens acrobeles* et *Mantelliana purbeckensis*) et la Serpulite (*C. dunkeri carinata*, *C. tumescens praecursor*, *C. binodosa* et *C. gr. granulosa*), où *Clypeator discordis* a d'autre part aussi été signalé (GRAMBAST 1970).

Berriasien moyen (Zone à *Occitanica*):

- limite inférieure: sous-zone à *subalpina*.
- limite supérieure: sous-zone à *dalmasi*.

Milieu marin: Le Berriasien moyen recouvre la Zone B terminale et la Zone C, dont la limite inférieure est marquée par l'apparition des grandes formes de *Tintinnop-sella carpathica* et par une brusque augmentation de la fréquence de cette espèce.

Calpionella elliptica dont les précurseurs apparaissent dès la Zone B terminale, est présente mais peu fréquente dans la Zone C.

Il existe donc une superposition entre la Zone B vocontienne (REMANE 1963 et 1967; LE HEGARAT & REMANE 1968) et la Zone à *Elliptica* de CATALANO & LIGUORI (1971) définie en Sicile.

Milieu continental: Les horizons laguno-lacustres d'âge berriasien moyen, visibles à la base de la Formation de Pierre-Châtel (HÄFELI 1966; MOJON & STRASSER 1987) ne sont bien représentés que dans le Jura central (fig. 2; Couches saumâtres supérieures, MAILLARD 1884a; Mergel-und-Kalk-Zone, HÄFELI 1966; Unité inférieure oolithique, STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971). Dans le Jura méridional, ils sont remplacés par des faciès de lagon marin.

Globator incrassatus MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD emend. MOJON caractérise la Zone M₄, en association avec *Dictyoclavator neocomiensis* MOJON 1989 et des *Cypridea* de la partie moyenne du Middle Purbeck anglais ainsi que du Wealden 1 et 2 d'Allemagne du Nord: *Cypridea granulosa fasciculata* (FORBES 1855), *Cypridea vidrana* WOLBURG 1959 et *Cypridea amisia* WOLBURG 1959 (*Cypridea «inaequalis»* WOLBURG 1959 et *Cypridea «valdensis cf. valdensis»* (SOWERBY) dans OERTLI 1966; *Cypridea «tumescens praecursor»* dans MOJON & STRASSER 1987). Enfin, *Macrodentina (Dictyocythere) mediostricta* (SYLVESTER-BRADLEY 1956), un ostracode d'eau saumâtre de la partie supérieure du Middle Purbeck anglais et du Wealden 1 à 6 de l'Allemagne du Nord, apparaît dans les horizons laguno-lacustres de la zone M₄.

Berriasien supérieur (Zone à *Boissieri*):

- limite inférieure: sous-zone à *paramimounum*.
- limite supérieure: sous-zone à *callisto*.

Milieu marin: Cette sixième époque est représentée par la majeure partie de la Zone D (Zone à *Calpionellopsis*; sous-zones D1, D2 et D3 pro parte). Ces trois sous-zones sont respectivement caractérisées par l'apparition des premières *Calpionellopsis simplex* (lorica cylindrique à parois parallèles), par la prédominance de *Calpionellopsis oblonga* (lorica allongée et biconique) sur *Calpionellopsis simplex* et par l'apparition de *Lorenziella hungarica* (lorica ovale).

La limite Berriasien-Valanginien ne représente pas une coupure fondamentale dans l'évolution des ammonites, ni dans celle des calpionelles. Après comparaison des faunes d'ammonites du stratotype de Berrias et de l'hypostratotype du Valanginien à Angles, la base de la Zone à *Otopeta* a été choisie comme limite Berriasien-Valanginien (BUSNARDO et al. 1979). Dans la biozonation des calpionelles, cette limite se situe au sein de la sous-zone D3.

La découverte (DÉTRAZ et al. 1986; DÉTRAZ 1989a) d'ammonites (dét. R. Busnardo et G. Le Hegarat) comme *Holcophylloceras gr. serum* (OPPEL) (Zone à *Otopeta*, Valanginien basal; coupe du Torrent du Châtelard) et *Tirnovella donzei* LE HEGARAT (sous-zone à *callisto*, Berriasien supérieur terminal; coupe de la Pointe de Varochet),

associées à des populations de calpionelles caractéristiques de la sous-zone D3, prouve que cette limite Berriasien-Valanginien est également valable dans les chaînes subalpines septentrionales.

Milieu continental: Les horizons émerifs de la Zone M₅ d'âge berriasien supérieur correspondent sur la plate-forme jurassienne à la Formation de Vions ou à ses équivalents latéraux de la zone présubaline (Formation d'Allèves p.p.). C'est dans le Jura français méridional et en Chartreuse occidentale que les dépôts émerifs de la Formation de Vions et ses équivalents latéraux sont les mieux représentés. Ceux-ci sont absents dans le Jura suisse occidental.

Ces épisodes émerifs correspondent à des paléosols à racines et à des interbancs marneux souvent ligniteux. Ces derniers ont livré une riche flore de spores et de pollens (TAUGOURDEAU-LANTZ & DONZE 1971; MEDUS 1971) et de charophytes ainsi qu'une faune monospécifique de *Cypridea valdensis obliqua* WOLBURG 1959 (*Cypridea «tumescens praecursor»* dans OERTLI & STEINHAUSER 1969, dans CLAVEL et al. 1986 et dans BOISSEAU 1987), un ostracode dulçaquicole de l'Upper Purbeck anglais et du Wealden 4 d'Allemagne du Nord.

Cette Zone M₅ est caractérisée par *Globator nurrensis nurrensis* (PECORINI) GRAMBAST 1974 et par *Globator nurrensis steinhauseri* n. ssp., dont l'apparition dans le Berriasien supérieur terminal permet de définir la sous-zone M_{5b}.

Valanginien inférieur:

- limite inférieure: Zone à *Otopeta*.
- limite supérieure: Zone à *Campylotoxum*.

Sur la plate-forme jurassienne, le Valanginien inférieur est difficile à caractériser au point de vue micropaléontologique. Ainsi, les quelques foraminifères benthiques et ostracodes marins des unités lithologiques du Valanginien inférieur (cf. 6.2.1 et 6.2.2) ne permettent pas d'y établir une zonation biostratigraphique aussi précise que pour le Berriasien (cf. biozonation des charophytes et des ostracodes d'eau douce).

Pour le domaine subalpin, la quasi-totalité du Valanginien inférieur devrait correspondre, d'après la zonation vocontienne (REMANE 1974), à la partie supérieure de la sous-zone D3 et à la Zone E (Zone à *Calpionellites*). Les limites inférieure et supérieure de cette Zone E sont définies respectivement par l'apparition de *Calpionellites darderi* (lorica campanulée très large, col double infléchi vers l'intérieur) et par la disparition des calpionelles dans la «fosse» vocontienne.

Malheureusement, cette Zone E n'a pas pu être mise en évidence dans les chaînes subalpines septentrionales en raison d'un détritisme argileux omniprésent (cf. 6.2.5, remarque 1).

Valanginien supérieur:

- limite inférieure: Zone à *Verrucosum*.
- limite supérieure: Zone à *Callidiscus*.

Comme la Valanginien inférieur, le Valanginien supérieur est difficile à caractériser, car il est très condensé et nettement appauvri au point de vue micropaléontologique. Toute datation, et en particulier le reconnaissance de la limite Valanginien-Hauterivien, nécessite l'utilisation des ammonites et/ou des échinodermes (échinides). Localement, celle-ci est aussi possible grâce aux ostracodes marins (cf. 6.2.2).

Au point de vue lithostratigraphique, les faciès de type «Calcaire roux» du Valanginien (faciès bioclastiques peu profonds) peuvent facilement être distingués des dépôts transgressifs marneux et glauconieux du Valanginien supérieur terminal? et de l'Hauterivien inférieur (Zone à *Radiatus*), au sein desquels l'abondance et la fréquence d'*Acanthodiscus radiatus* (BRUGUIERE) permet de situer précisément la limite Valanginien-Hauterivien. Toutefois, cette ammonite qui est largement répandue sur la plate-forme jurassienne, se raréfie rapidement en direction du bassin vocontien où la limite Valanginien-Hauterivien devient alors plus difficile à préciser (BUSNARDO dans DEBRAND-PASSARD et al. 1984, p. 292). Cette remarque est également valable pour les chaînes subalpines septentrionales.

8. Le problème de la limite Jurassique–Crétacé

Pour des raisons historiques (PORTMANN 1966), c'est sur la plate-forme jurassienne (région de Neuchâtel, Jura suisse occidental), à l'émersion fini-jurassique, qu'a été établie une coupure entre les systèmes Jurassique et Crétacé. Mais très rapidement, ce furent les séries marines plus continues et plus riches en faunes pélagiques des domaines subalpin et vocontien (Sud-Est de la France) qui suscitèrent l'attention des stratigraphes.

Toutefois, ces recherches orientées sur la biostratigraphie ou sur l'analyse séquentielle n'ont pas encore permis de préciser la position stratigraphique de la limite Jurassique–Crétacé qui reste très discutée.

Dans le bassin delphino-helvétique savoyard, la limite Jurassique–Crétacé (fig. 3) est traditionnellement confondue, depuis les travaux de KILIAN (1907), avec le brusque changement lithologique qui se marque entre les calcaires micritiques massifs attribués au Tithonique et les alternances marno-calcaires d'âge berriasien.

Si cette limite historique à l'avantage d'être facile à cartographier, elle présente néanmoins quatre inconvénients majeurs:

1. Biostratigraphiquement elle ne correspond pas à une coupure nette dans la zonation des ammonites, ni dans celle des calpionelles.

Les sous-zones à *jacobi* et à *grandis* s.str. (LE HEGARAT 1971) présentent de nombreuses espèces communes dont seules les proportions semblent différer. Il s'agit de la «faune banale» de LOMBARD & COAZ (1932). D'autre part, l'apparition, à ce niveau, de la petite forme parabolique de *C. alpina* ne constitue par un événement paléontologique déterminant.

2. Les faunes d'ammonites du Berriasien inférieur sont peu abondantes et peu diversifiées (cf. 6.1).

3. Cette limite est légèrement hétérochrone à l'échelle du SE de la France. En effet, le changement lithologique utilisé par KILIAN (1907) est plus précoce dans le bassin delphino-helvétique (faunes de la sous-zone à *jacobi* fréquentes à la base des alternances marno-calcaires) que sur ses bordures, où les calcaires massifs débordent largement sur la sous-zone à *grandis* s.str.

4. Régionalement, comme à l'échelle du SE de la France, cette limite est souvent soulignée par une surface durcie (hard-ground) correspondant à une lacune de sédimentation plus ou moins importante (REMANE 1958 et 1966; DÉTRAZ & STEINHAUSER 1988).

L'ensemble de ces remarques nous a amené à rejeter la limite historique (fig. 3) de KILIAN (1907) au profit de la limite inférieure de la Zone à *Jacobi-Grandis* adoptée lors du Colloque sur la limite Jurassique–Crétacé (Lyon–Neuchâtel, 1973).

Ainsi, parmi les participants à ce Colloque, un large consensus s'était dégagé en faveur d'une nouvelle limite placée à la base de la Zone à *Grandis* s.l. (fig. 3) de façon à faire coïncider la limite Jurassique–Crétacé avec la limite des zones A et B de la biozoonation des calpionelles (REMANE 1963, 1969a, 1974a, 1974b; LE HEGARAT & REMANE 1968). Ceci principalement pour des raisons pratiques car les calpionelles présentent à ce niveau un renouvellement faunique important.

C'est donc cette nouvelle limite, biostratigraphiquement significative, qui a été adoptée dans cette étude. Toutefois, parmi les coupes étudiées, beaucoup présentent une lacune totale ou partielle des dépôts du Tithonique supérieur (Zone A). La limite Jurassique–Crétacé retenue ci-dessus est donc souvent tronquée par une importante discontinuité stratigraphique (cf. 10.1, fig. 22b: discontinuité DIIa) dont l'origine est due à des érosions sub-aériennes et sous-marines.

Evolution paléogéographique

9. Contexte paléogéographique ouest-européen et régional à la fin du Jurassique

9.1 Les terres émergées

Avant l'Oxfordien terminal, les seules terres émergées sont la Terre armoricaine et la Terre ardenno-rhénane (ENAY et al. 1980, pl. 37 et 38). Toutefois, dès l'Oxfordien moyen un net mouvement régressif s'était amorcé. Celui-ci s'est affirmé à l'Oxfordien supérieur avec le développement de milieux protégés ou confinés, à influences continentales (GYGI & PERSOZ 1986; ENAY et al. 1988) en Franche-Comté et dans le Jura suisse septentrional.

Ces indices attestent d'une extension vers l'Est (Jura septentrional) de la Terre ardenno-rhénane mais aussi de l'apparition de nouvelles terres émergées, notamment sur le Massif Central et peut-être sur les Vosges. Il s'agit respectivement de la Terre centrale et de la Terre orientale (ENAY et al. 1980, pl. 39 et 40) dont l'extension s'est progressivement accrue durant tout le Kimméridgien et le Tithonique.

Ainsi, la Terre centrale s'est agrandie surtout en direction de l'Est et du Nord, alors qu'un contact s'est probablement établi entre la Terre ardenno-rhénane et la Terre orientale (ENAY et al. 1980, pl. 41 et 42).

A partir du Tithonique inférieur (Zone à «*Gravesia*»/»*Hybonotum*), la confluence de ces terres émergées a progressivement empêché toute communication maritime entre la Téthys et le Bassin parisien.

Durant le Tithonique supérieur, la Terre orientale s'est encore étendue en direction du SW et a formé un promontoire bordé de milieux lagunaires, qui a isolé le bassin delphino-helvétique des influences maritimes boréales.

9.2 Le bassin delphino-helvétique et sa marge jurassienne

La marge jurassienne du bassin delphino-helvétique s'appuie au SW sur l'Eperon lyonnais et sur le bloc Vosges-Forêt Noire (Terre orientale) au NE. Elle s'étend au Jura, à la Haute-Saône et à la bordure NE du Massif Central.