

Sédimentologie et paléontologie des paléoenvironnements côtiers rupéliens de la Molasse marine rhénane dans le Jura suisse

LAURENT PICOT¹, DAMIEN BECKER^{1,*}, LIONEL CAVIN², CLAUDIUS PIRKENSEER³, FRÉDÉRIC LAPAIRE⁴, GAËTAN RAUBER¹, PETER A. HOCHULI⁵, SILVIA SPEZZAFERRI³ & JEAN-PIERRE BERGER³

Key words: foraminifères, ostracodes, poissons, Rupélien, UMM rhénane, Molasse du Jura

ABSTRACT

Aim. To analyse the marine influences of the Rhenish sea in the distal part of the Swiss Molasse Basin (Jura Molasse) during the Early Oligocene, in order to reconstruct the palaeoenvironmental and the palaeogeographical evolution.

Location and geological setting. In the Jura Molasse, the Rhenish sea deposits are mainly preserved in three sedimentary basins: Laufen, Delémont and Ajoie. They belong to the following stratigraphical groups of the Jura Molasse: *Conglomérats de Porrentruy*, *Septarienton* and *Meeressand*.

Methods. The sedimentological series have been studied in detail for stratigraphy, sedimentology and palaeontology. Three stratigraphical columns are proposed for the Laufen, Delémont and Ajoie basins, corresponding to the southern extension of Rhenish sea in the Swiss Jura. Various fossil groups including foraminifers, ostracods, fishes, dinoflagellate cysts, spores and pollens were studied in terms of taxonomy, biostratigraphy and palaeoecology. These studies lead to reconstruct Oligocene palaeoenvironments and their evolution during the time interval NP21 to base NP25 (corresponding to 34.4–25.0 My).

Results. Although three transgression-regression cycles are known in the Rhine Graben, only the first two cycles are recorded in the Ajoie basin and only one in the Delémont and the Laufen basins. New biostratigraphical data allow the dating of the different marine incursions in the Swiss Jura basins. In Ajoie basin, the first recorded transgression corresponds to the biozones top NP21 to base NP22. The second one, the global Rupelian transgression, synchronically invaded the whole northern Swiss Jura area at the top part of NP22–base NP23. The regression is clearly diachronous, occurring during the top part of NP23, in two directions, westward and northward. In the Ajoie basin, the Rhenish sea remained until NP24 to base NP25.

Main conclusions. The palaeobathymetrical estimations of the global Rupelian transgression based on ostracods, foraminifers and fishes correspond to the interval 0–50 m. During the considered time interval of this study (34.4–25.0 My), fossil assemblages can be very different, showing a high degree of endemism (especially for ostracods). New palaeogeographical data suggest a possible connection between the south of the Rhine Graben and the Bresse Graben, and show local drainage directions of fluvial systems. In the Jura, there is no evidence for a third transgression.

Introduction

Durant l'Oligo–Mioène, les dépôts molassiques ont recouvert une grande partie de l'arc jurassien, dans le prolongement mé-

RESUME

Les dépôts oligocènes marins, situés dans la partie distale du bassin molassique suisse et dans le prolongement sud du fossé rhénan, sont constitués par les groupes stratigraphiques suivants: les Conglomérats de Porrentruy, le *Septarienton* et le *Meeressand*. Cette série sédimentaire a fait l'objet d'études stratigraphiques, sédimentologiques et paléontologiques détaillées. Trois coupes synthétiques sont proposées pour les régions de Laufen, de Delémont et d'Ajoie, témoins de l'extension la plus méridionale de la mer rhénane dans le Jura suisse. Différents groupes fossiles comprenant des foraminifères, des ostracodes, des poissons, des dinoflagellés ainsi que des spores et des pollens ont été étudiés d'un point de vue taxinomique, biostratigraphique et paléocéologique. Ces différentes données permettent de reconstruire les paléoenvironnements oligocènes et leur évolution depuis la limite Éocène/Oligocène jusqu'à la partie inférieure de la biozone NP25 (33,9–25,0 Ma). Alors que trois cycles de transgression-régression sont connus dans le Fossé rhénan, uniquement les deux premiers cycles sont enregistrés en Ajoie et seul le deuxième cycle à Delémont et à Laufen. De nouvelles données biostratigraphiques permettent de dater les différentes incursions marines dans le Jura. La première transgression enregistrée en Ajoie correspond aux biozones sommet NP21–base NP22. La deuxième transgression, la transgression rupélienne globale, envahit de façon synchrone, au sommet NP22–base NP23, l'ensemble du Jura septentrional. Dès le sommet de NP23, elle se retire de façon diachrone en direction de l'ouest et du nord et perdure jusqu'à NP24–base NP25 en Ajoie. Les nouvelles cartes paléogéographiques présentées suggèrent une connexion possible entre le sud du Fossé rhénan et le nord du Fossé bressan, et mettent en évidence les directions locales des systèmes fluviaux. La troisième transgression n'est pas enregistrée dans le Jura.

ridional du Fossé rhénan. Ces dépôts, appelés Molasse du Jura, appartiennent à la partie distale et septentrionale du Bassin molassique suisse et constituent la transition entre le bassin d'avant-pays alpin et le Fossé rhénan (Fig. 1; Homewood et

¹Section d'archéologie et paléontologie, République et Canton du Jura, Office de la culture, Hôtel des Halles, CH-2900 Porrentruy, Suisse.

²Muséum d'histoire naturelle de la ville de Genève, CP 6434, CH-1211 Genève 6, Suisse.

³Université de Fribourg, Département de Géosciences, Géologie et Paléontologie, Chemin du Musée 6, CH-1700 Fribourg, Suisse.

⁴Office des eaux et de la protection de la nature, République et canton du Jura, Les champs Fallats, CH-2882 Saint-Ursanne, Suisse.

⁵Institute and Museum of Palaeontology, University of Zürich, Karl Schmid-Strasse 4, CH-8006 Zürich, Switzerland.

*Corresponding author: D. Becker. E-mail: damien.becker@palaeojura.ch

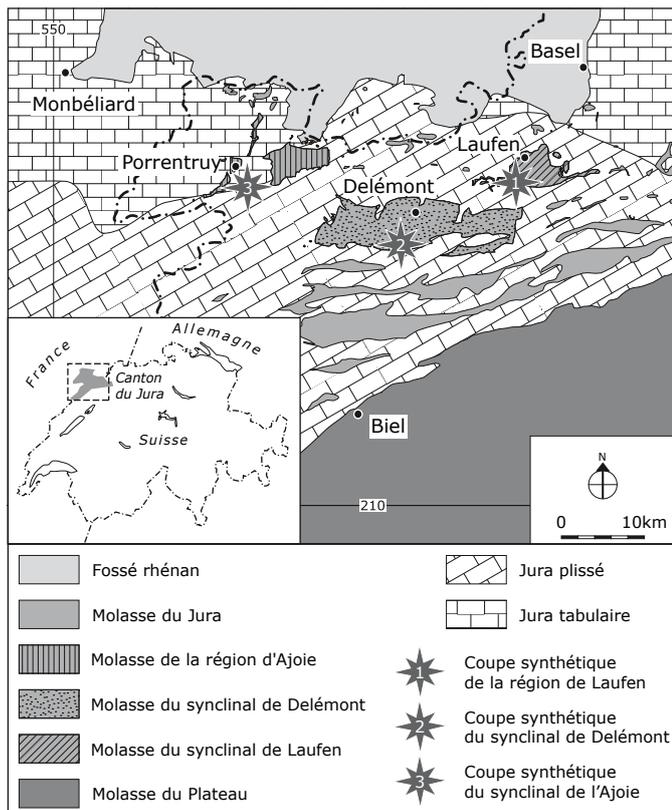


Fig. 1. Carte géologique et localisation des 3 coupes synthétiques (Laufen, Delémont, Ajoie) étudiées dans ce travail (UMM rhénane, Molasse du Jura, Suisse).

al. 1986; Berger 1989). Actuellement, les restes de cette série sédimentaire sont localisés dans les vallées synclinales du Jura plissé et dans les bas-reliefs du Jura tabulaire (Picot 2002; Becker 2003; Becker & Lapaire 2004). Ces 20 dernières années, la Molasse du Jura a fait l'objet de nombreuses études décrivant principalement la litho- et la biostratigraphie, les milieux de dépôts, les faunes et les flores présentes ainsi que la paléogéographie (Weidmann 1986; Berger 1996; Clément & Berger 1999; Picot et al. 1999; Becker et al. 2002; Picot 2002; Becker 2003; Becker & Berger 2004; Becker & Lapaire 2004; Becker et al. 2004; Berger et al. 2005a, b; Picot et al. 2005; Roussé 2006). Des épisodes marins enregistrés durant l'Oligocène inférieur sont les repères les plus méridionaux d'incursions marines issues du Fossé rhénan. Ils sont décrits sous le terme d'UMM (de l'allemand *Untere Meeresmolasse*; Matter et al. 1980) rhénane par opposition à l'UMM alpine. Berger et al. (2005a, b) mentionnent une triple transgression enregistrée dans le Fossé rhénan. Picot (2002) et Picot et al. (2005) mettent en évidence des divergences sédimentaires, paléontologiques et paléoenvironnementales le long du littoral méridional de ces épisodes marins. Cependant, les modalités et les extensions géographiques et stratigraphiques de ces cycles de transgression-régression sont mal connues dans la partie nord-jurassienne.

Le but de cet article est d'analyser les enregistrements sédimentaires et paléontologiques liés aux incursions marines oligocènes dans les trois bassins jurassiens (Laufen, Delémont et l'Ajoie), témoins de l'extension méridionale maximale de la mer rhénane (Fig. 1). Les groupes fossiles considérés sont les foraminifères, les ostracodes et les poissons. Une synthèse biostratigraphique, paléoenvironnementale et paléogéographique est présentée pour l'intervalle stratigraphique de la limite Éocène/Oligocène à la base NP25 (33,9–25,0 Ma). En outre, les deux problématiques suivantes sont discutées: 1) L'influence de la première transgression rhénane dans la région jurassienne, ainsi que sa corrélation stratigraphique avec les dépôts du Fossé rhénan; 2) La stratigraphie détaillée de la transgression rupélienne globale dans le Jura (la deuxième transgression rhénane).

Contexte géologique

Le contexte général de la triple transgression de l'UMM rhénane est exposé par les deux articles de Berger et al. (2005a, b), retraçant la stratigraphie et l'évolution paléogéographique de l'Éocène au Pliocène dans le Fossé rhénan et dans le Bassin molassique suisse. La Figure 2 donne un aperçu synthétique de la lithostratigraphie des dépôts marins rhénans de l'Oligocène inférieur dans ces régions.

La première transgression rhénane est matérialisée dans le Fossé rhénan par les Couches de Pechelbronn moyennes et la Zone fossilifère. D'après Schuler (1988, 1990), elle est datée du Rupélien basal (NP21–22). Storni (2002), sur la base d'une étude sédimentologique et paléontologique des dépôts de la Zone fossilifère et du Hausteine d'Altkirch (horst de Mulhouse), met en évidence une mini-transgression de la mer rhénane au Rupélien basal, considérée comme la première transgression rhénane par Berger et al. (2005a, b). En outre, il propose une datation NP21 par nannofossiles pour la Zone fossilifère (phase transgressive) et MP21 par micromammifères pour le Hausteine inférieur (phase régressive). La deuxième transgression, datée du Rupélien moyen-supérieur (NP23–24; Müller 1988; Pharisat 1991; Grimm 2002; Picot 2002), correspond à la transgression rupélienne globale enregistrée jusque dans la partie septentrionale du Jura (*Septarienton* et *Meeressand*). Elle est matérialisée par la quasi-totalité de la Série Grise (*Foraminiferenmergel*, *Fischschiefer* et *Meletta Schichten*) dans la partie médiane et sud-rhénane et par les Formations d'Alzey, de Bodenheim et de Stackeden dans la partie nord-rhénane. Storni (2002) n'observe que le premier cycle de transgression-régression dans la série sédimentaire d'Altkirch, mais utilise le terme de double transgression rupélienne dans l'extension stratigraphique de son étude pour les reconstructions paléogéographiques. Finalement, la troisième transgression, datée du Chattien supérieur, est caractérisée par les dépôts saumâtres des *Untere Cerithien-schichten*. Cette dernière impulsion marine, enregistrée notamment dans le Bassin de Mayence semble restreinte au nord-rhénan (Schäfer 1996; Sissingh 2003).

Strati.	Biozones à mammif.	Biozones à nannofos.	Fossé rhéna				Molasse du Jura		
			N	N-Fossé rhéna	Bassin potassique	Horst de Mulhouse	O	Ajoie	Delémont
Chattien	MP28 -24,6 Ma	NP25	Sulzheim	Untere Cerithienschichten		non dépôt	Molasse alsacienne supérieure	Molasse alsacienne supérieure	Molasse alsacienne supérieure
	MP27 -25,6 Ma			-----					
	MP26 -27,6 Ma			Couches de Niderroedern		ou	Cyathulabank ?		
	MP25 -29,2 Ma			-----		Cyrenenmergel			
	MP24 -30,2 Ma			Stadecken Alzey-Bodenheim			Série Grise		
MP23 -30,9 Ma	-----		Meletta Schichten Fischschiefer Foraminiferenmergel	Septarienton Meeressand	Cyrenenmergel Septarienton Meeressand				
Rupélien	MP22 -32,7 Ma	NP22				Couches de Pechelbronn	supérieures		Haustein
	MP21 -33,0 Ma		moyennes		Zone fossilifère		inférieurs		
	MP21 -33,7 Ma		inférieures		Zone salifère moyenne			Terre jaune	

Fig. 2. Synthèse lithostratigraphique des dépôts oligocènes de l'UMM rhénane et de l'USM dans le Fossé rhéna et dans le Jura suisse (d'après Liniger 1925; Keller & Liniger 1930; Liniger & Keller 1930; Buxtorf & Christ 1936; Koch et al. 1936; Diebold et al. 1963; Laubscher 1963; Fischer 1965, 1969; Clément 1998; Clément & Berger 1999; Grimm et al. 2000; Picot 2002; Storni 2002; Becker 2003; Becker & Lapaire 2004; Berger et al. 2005a; Grimm 2005; Roussé 2006; Pirkenseer 2007). Les formations lithostratigraphiques sont notées en italique et les groupes en caractères romains. Les colonnes biostratigraphiques sont basées sur les chartes stratigraphiques de Luterbacher et al. (2004). Les limites NP22 et NP23 étant définies sur des extinctions, les corrélations de ces biozones avec les âges absolus sont toujours incertaines dues aux problèmes de remaniement des nannofossiles (Berger et al. 2005b).

D'après Picot (2002), les dépôts marins rupéliens enregistrés dans le Jura sont répartis dans trois unités lithostratigraphiques: les Conglomérats de Porrentruy, le Meeressand et le Septarienton. Cet ensemble sédimentaire est surmonté par le complexe fluvio-lacustre de la Molasse alsacienne s.l. (USM, de l'allemand *Untere Süßwassermolasse*; Matter et al. 1980). Ce groupe lithostratigraphique peut montrer des récurrences marines et saumâtres à sa base. Il est caractérisé en Ajoie et à Laufen par la succession suivante de formations: *Cyrenenmergel*, *Cyathulabank* et la Molasse alsacienne supérieure (Fischer 1965, 1969; Picot 2002; Berger et al. 2005a). Dans le bassin de Delémont, la Molasse alsacienne s.l. est constituée par les formations des *Cyathulamergel*, des Marnes noires et de la Molasse alsacienne supérieure (Liniger 1925; Picot 2002; Becker et al. 2004).

Matériel et méthodes

De nombreux affleurements et forages localisés dans le Jura ont été documentés en observant les lithofaciès, les figures sédimentaires et les macrofossiles. Des lames minces ont été effectuées dans les niveaux indurés. Les niveaux meubles ont été échantillonnés, traités à l'H₂O₂ pour déliter les argiles et

tamisés pour séparer les fractions de 1 mm, 500 µm, 250 µm et 125 µm. Les refus de tamis ont été triés sous la binoculaire afin de récolter les microfossiles. Des études taxinomiques détaillées ont été réalisées sur les foraminifères, les ostracodes et les poissons.

Des coupes stratigraphiques synthétiques ont été définies pour les bassins de Laufen et de Delémont ainsi que pour la région d'Ajoie à partir de ces nouvelles données de terrain (Figs. 4–6). Ces coupes, qui ont fait l'objet d'études systématiques de sédimentologie, paléontologie et biostratigraphie, constituent la base de travail de cette publication. La Figure 3 présente la légende de ces coupes et le Tableau 1 réunit les abréviations, les coordonnées et les références des localités considérées.

La coupe synthétique de Laufen (Fig. 4) est définie sur la base d'une corrélation de 8 relevés (LAU) et d'un forage (SLA) effectués dans le périmètre de la carrière de la *Tonwarenfabrik Laufen AG*. La série complète du *Septarienton* repose directement sur le Mésozoïque et enregistre en son sommet le passage vers la Molasse alsacienne s.l. Des données complémentaires proviennent du profil du *Meeressand* de Kleinblauen (KB; Bitterli 1945) au nord du synclinal de Laufen.

Table 1. Liste des localités et abréviations utilisées dans cette étude pour les bassins de Laufen, de Delémont et d'Ajoie (UMM rhénane, Molasse du Jura).

Bassins	Localités	Abréviations	Géologie	Coordonnées	Références
Laufen	Coupes de Laufen	LAU	Molasse alsacienne s.l. <i>Septarienton</i>	605.250/251.000	Picot (2002)
	Forages de Laufen	SLA	Molasse alsacienne s.l. <i>Septarienton</i>	605.200/251.250	Picot (2002)
	Coupe et gisement à mammifères de Kleinblauen	KB	<i>Meeressand</i>	607.950/255.850	Bitterli (1945) Uhlig (1999) Becker (2003)
	Gisement à mammifères de Dornach-brugg	DOR	Molasse alsacienne s.l.	612.700/259.800	Engesser & Mödden (1997)
Delémont	Coupes et gisement à mammifères de la Birse	Birse	Molasse alsacienne s.l.	595.020/243.800	Clément (1998) Clément & Berger (1999)
	Coupes de la Beuchille-Est	BEE	Molasse alsacienne s.l. <i>Septarienton</i> Terre jaune	593.610/244.595	Ce travail
	Coupes et gisement à mammifères de la Beuchille	BEU	Molasse alsacienne s.l.	593.125/244.580	Becker et al. (2004)
	Forage de Rossemaison	DEL	Molasse alsacienne s.l. <i>Septarienton</i> Terre jaune Sidérolithique	592.869/244.478	Weidmann (comm. pers.)
	Coupe de Develier	DEV	<i>Meeressand</i>	589.580/245.800	Picot (2002)
	Forages de la Verrerie	VRR	Molasse alsacienne s.l. <i>Meeressand</i>	596.390/240.470	Ce travail
	Ajoie	Coupe de Bressaucourt-Bois Carré	BRE	Congl. de Porrentruy	571.300/250.350
Coupe de l'Oiselier		OIP/OIC	Congl. de Porrentruy	571.550/250.400	Ce travail
Affleurement de l'Oiselier		OIS	<i>Septarienton</i>	571.900/250.500	Ce travail
Coupe de Bressaucourt remblais		BREU	<i>Septarienton</i>	571.550/251.200	Picot et al. (2005)
Forages de l'Étang		ETA	<i>Septarienton</i> <i>Meeressand</i>	571.475/251.040	Ce travail
Forages de Courgenay		POT	Molasse alsacienne s.l. <i>Septarienton</i> <i>Meeressand</i>	577.359/250.931	Weidmann (comm. pers.)
Gisement à mammifères de Bressaucourt		OB	<i>Meeressand</i>	569.550/248.200	Becker (2003)

passant par la suite au gris. Cette couleur brune est due à l'oxydation (la surface calcaire constitue sans doute un niveau privilégié pour les écoulements d'eau) et ne représente pas un niveau stratigraphique. Ces marnes contiennent à leur base des dents de requins et des foraminifères.

Les 16 premiers mètres de la coupe sont caractérisés par un lithofaciès homogène de marnes grises contenant relativement peu de macrofossiles (quelques bivalves, des oursins, des gastéropodes et des fragments de bois). Ces marnes sont plus noduleuses dans l'intervalle 4–6 m, sans doute suite à des phénomènes de bioturbation. À 14 m, un calcaire marneux plus compétent montre un microfaciès constitué de micrite et de pseudomicrite (partiellement recristallisées en cristaux de sparite). De petits cristaux anguleux de quartz et de biotite sont observés ainsi que des bioclastes (fragments de bivalves).

A partir du seizième mètre, les marnes deviennent de plus en plus gréseuses et l'on peut observer des charophytes en lames minces. Certains niveaux de grès fins présentent des laminations obliques, des rides de courants et une géométrie à base horizontale et à surface bombée, caractéristiques de *sandwaves*. D'autres niveaux de grès fins présentent des formes typiques en chenaux, avec des accumulations de bioclastes (bivalves) et de débris organiques (bois) à leur base. Ils sont également caractérisés par des figures de charge *balls and pillows* pénétrant les niveaux sous-jacents. Les microfaciès de ces chenaux gréseux présentent un grès fin constitué de cristaux dispersés de quartz anguleux, de biotite et de muscovite, d'une matrice micritique partiellement recristallisée en sparite et d'horizons riches en matière organique. D'autres chenaux sont définis par des grès fins laminés de couleur grise et une base érosive soulignée par de nombreux galets mous. En lame mince, ces niveaux

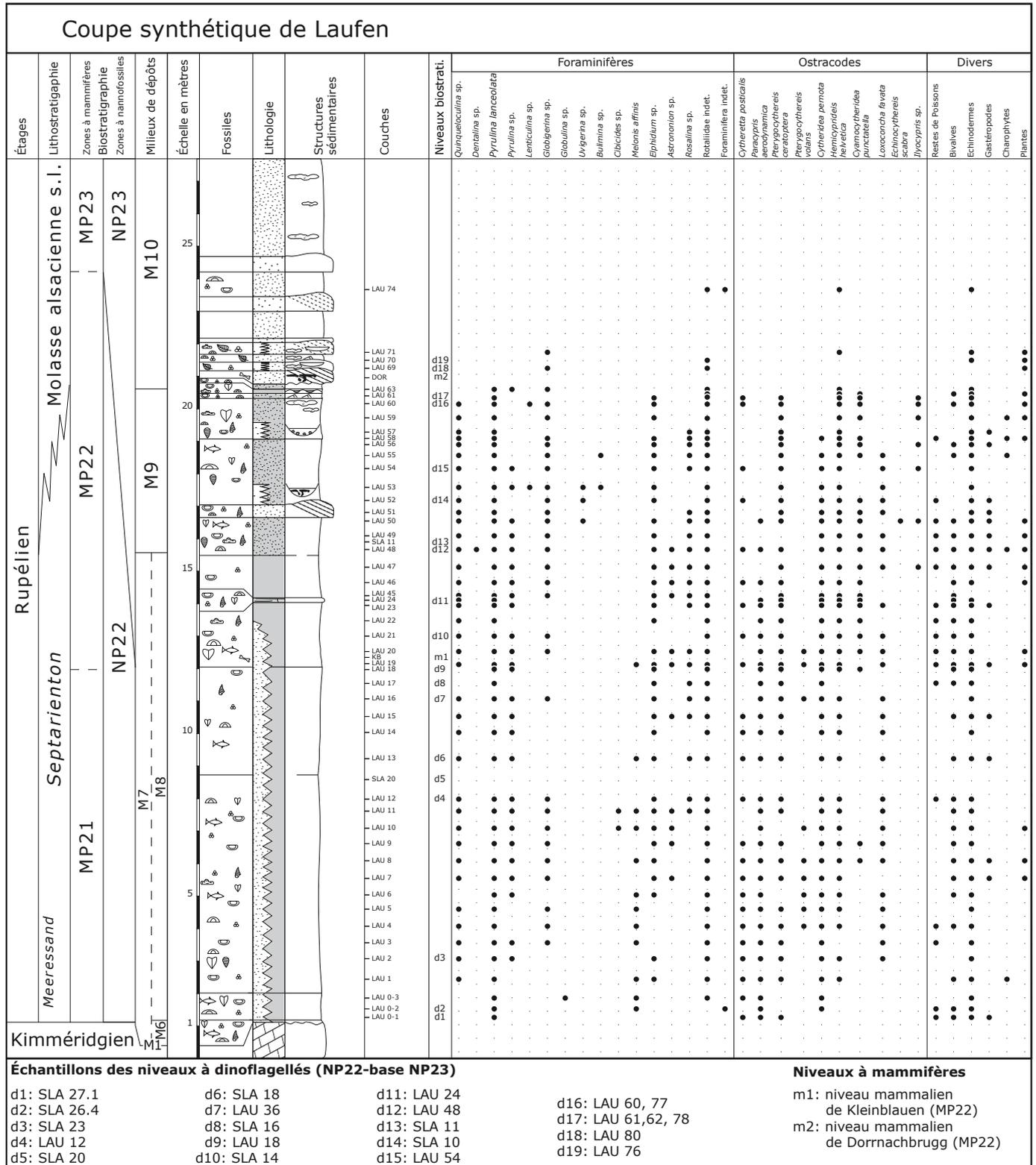


Fig. 4. Coupe synthétique et contenu fossilifère des dépôts de l'UMM rhénane (Rupélien) enregistrés dans le bassin de Laufen.

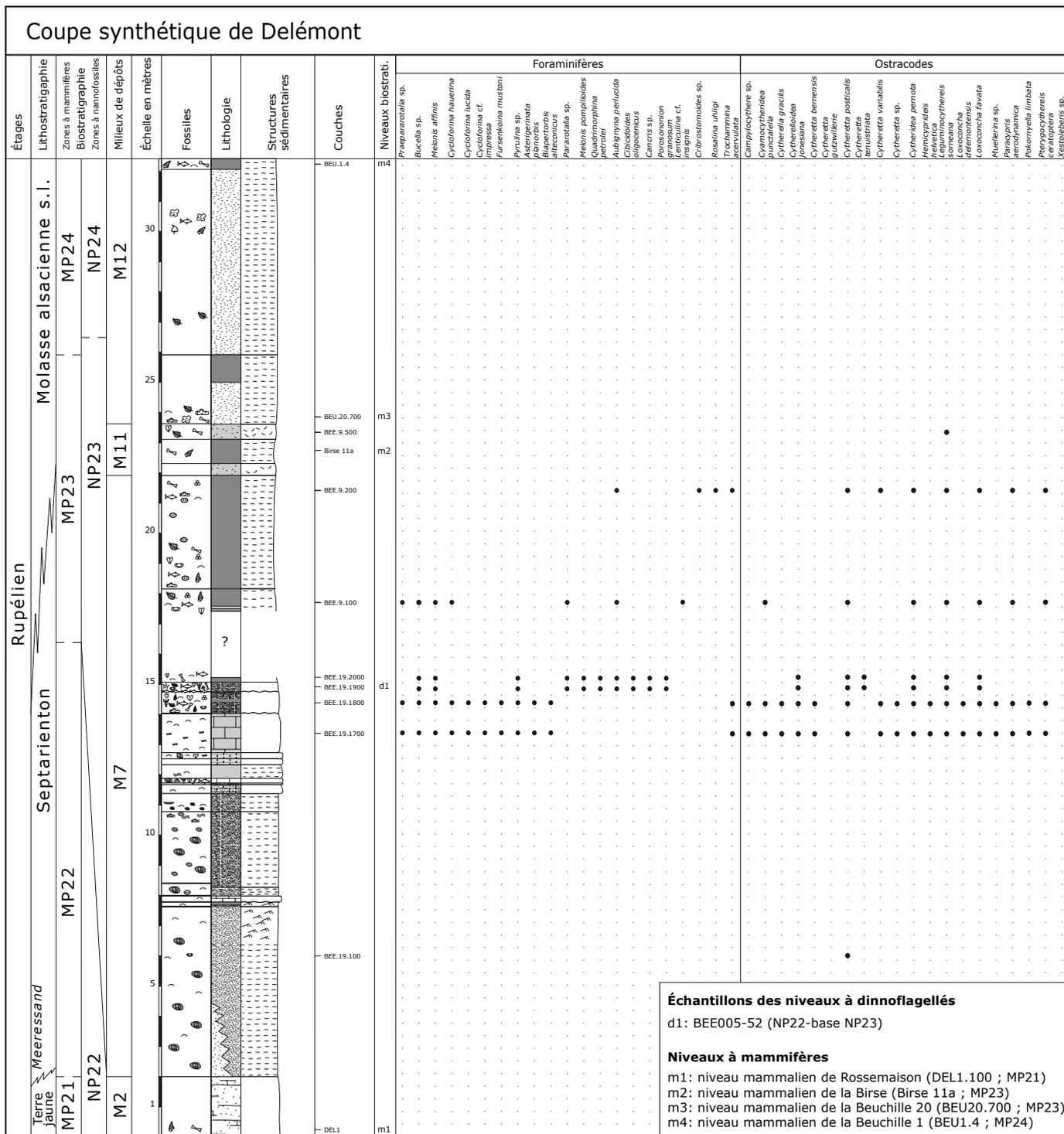


Fig. 5. Coupe synthétique et contenu fossilifère des dépôts de l'UMM rhénane (Rupélien) enregistrés dans le bassin de Delémont.

montrent des cristaux anguleux, le plus souvent jointifs (quartz, feldspath, sparite, biotite et muscovite), des grains micritiques et une matrice micritique partiellement recristallisée en sparite. L'ensemble de ces chenaux passent latéralement à des marnes gréseuses riches en fragments de bois pouvant présenter des

structures de *wavy bedding* surmontées par des structures de *flaser*, témoignant d'un dépôt tidal.

Les marnes disparaissent totalement à partir du vingt-et-unième mètre et laissent place à une sédimentation gréseuse appartenant probablement déjà au Groupe de la Molasse alsa-

cienne s.l. Les *sandwaves* à laminations obliques passent latéralement à des sables, dans lesquels des débris végétaux et des feuilles entières de *Cinnamomum* ont été récoltés et des petits nodules calcaires observés. Le sommet de la coupe est constitué de sables contenant également des calcrètes.

Coupe synthétique de Delémont (Fig. 5)

Dans la partie centrale du bassin de Delémont, les premiers dépôts marins appartiennent au *Septarienton* et reposent directement sur un banc calcaire-gréseux de Terre jaune. A Develier, à la limite entre le horst ouest et le graben central du bassin (Suter 1978), des dépôts marins conglomératiques et calcarénitiques se sont déposés directement sur un niveau calcaire mésozoïque lithophagé. Ils appartiennent au Groupe du *Meeressand*. Les lames minces et les lavages effectués montrent la présence de nombreuses huîtres (constituant parfois des lumachelles), de foraminifères, d'ostracodes et de charophytes. Ces dernières sont sans doute remaniées de la Terre jaune comme le montre la présence d'*Harrisichara tuberculata*.

La base de la coupe synthétique se caractérise par des lithofaciès à dominance gréseuse de couleur gris bleu. Ces grès contiennent de nombreux macrorestes de bivalves de couleur blanche, des traces de bioturbation et des galets pyritisés. Ils montrent généralement des laminations horizontales et plus rarement des rides asymétriques de courant. Seules quelques intercalations de niveaux plus marneux et calcaires viennent perturber l'homogénéité de cette série. Les lithofaciès changent quelque peu dès le dixième mètre avec la présence de bancs plus calcaires, riches en bioclastes. Les premiers moules internes de bivalves, des fragments osseux ainsi que des écailles et dents de poissons sont observés. La concentration de bivalves augmente graduellement et les premiers gastéropodes apparaissent dès le treizième mètre, dans des niveaux particulièrement riches en faunes marines (poissons osseux, requins, crustacés décapodes, bivalves, gastéropodes, ostracodes et foraminifères).

La partie médiane de la coupe est caractérisée par des lithofaciès gris légèrement laminés à dominance marneuse. La richesse en macrorestes et microrestes marins perdure sur près de 6 mètres. La série passe alors progressivement à des marnes silteuses, puis à des grès parfois en auges, caractérisant le sommet de la série du *Septarienton*.

Le haut de la coupe est constitué de grès argileux jaunes laminés, micacés et oxydés, contenant des *caliche* et de nombreux fragments de bois. Ils constituent le lithofaciès typique de la Molasse alsacienne s.l. dans lequel des grands troncs d'arbres et des restes de mammifères ont été récoltés (Becker et al. 2004).

Coupe synthétique d'Ajoie (Fig. 6)

Les premiers dépôts tertiaires observés se situent un à deux mètres au-dessus des calcaires kimméridgiens. La coupe synthétique d'Ajoie peut se subdiviser en trois parties. Une pre-

mière série sédimentaire est matérialisée par des lithofaciès à dominance marneuse et des restes de microfossiles en partie d'origine marine. La deuxième série présente des niveaux à dominance conglomératique, caractéristiques des dépôts des Conglomérats de Porrentruy, montrant de fréquentes biominéralisations microbiennes d'eau douce. Enfin, la troisième série est constituée des dépôts marneux du *Septarienton* surmontés par des niveaux sableux de la Molasse alsacienne s.l.

La partie inférieure de la coupe est largement dominée par une série sédimentaire rouge et grise bariolée de près de 13 mètres de puissance composée de marnes calcaires et de marnes. Seuls de rares niveaux décimétriques de conglomérats, de calcaires et de calcarénites s'intercalent dans cet ensemble sédimentaire inférieur. La base de cette série se caractérise également par la présence de concrétions calcaires blanchâtres, du type *caliche* probablement remaniées d'un paléosol. Les niveaux conglomératiques présentent un spectre de galets d'un diamètre de 5 à 20 cm provenant exclusivement du Mésozoïque local. La partie supérieure de ces niveaux à dominance marneuse présente des horizons à galets calcaires et contient une microfaune composée de rares ostracodes dulçaquicoles et foraminifères. En lames minces, les niveaux carbonatés sont constitués de micrite à structures sparitiques globuleuses et micropéloïdales. Un banc calcarénitique à 12,5 m dévoile aussi des traces racinaires. La suite de la sédimentation est dominée par une série essentiellement conglomératique sur près de 30 mètres, entrecoupée par de rares niveaux argileux, marneux, calcarénitiques et calcaires. Un niveau de marnes rouges à 32 m renferme des manchons calcitiques et également des traces racinaires. Les bancs conglomératiques, jusqu'à 4 m de puissance, se composent de galets et de blocs jointifs ou dispersés, souvent anguleux, mal triés, présentant des diamètres de 5 à 50 cm, et d'une matrice d'argiles rouges à tendance calcarénitique. Ces bancs présentent des géométries chenalisées et des bases érosives. Ils passent latéralement à des argiles rouges contenant de rares foraminifères, ostracodes, gastéropodes, bivalves et échinodermes. Les 10 derniers mètres de cette série conglomératique ne contiennent aucun fossile marin, mais continuent à présenter les mêmes ensembles de lithofaciès (graviers à matrice dominante, graviers jointifs, calcarénite et rares intercalations de niveaux carbonatés et de marnes à dominance rouge) et des biominéralisations carbonatées (microbolites d'eau douce; Dupraz, comm. pers.). Picot et al. (2005: 288, 289) signalent la présence de rares galets exotiques d'origine probablement vosgienne (amphibolites, vulcanites, granitoïdes, métaclastites, quartzites et calcaires à radiolaires) dans un banc conglomératique de cette partie de la coupe.

Le sommet du profil est constitué par près de 25 m de marnes gris bleu plus ou moins silteuses du *Septarienton*, surmontant quelques mètres de calcarénite souvent grossière, parfois conglomératique (lithofaciès très proche du *Meeressand*). Elles contiennent des macrofossiles de gastéropodes, de bivalves et une microfaune riche de foraminifères et d'ostracodes. Les premiers niveaux sableux de la Molasse alsacienne s.l. sont encore signalés dans la partie sommitale de la coupe.

Foraminifères

La diversité des foraminifères dans la Molasse du Jura est généralement faible par rapport à celle des dépôts oligocènes voisins du sud-rhénan (Andreae 1884; Huber 1994; Pirkenseer 2007).

Les foraminifères de la carrière de Laufen ont été déterminés par Kirsten Grimm. Les espèces présentes sont: *Quinqueloculina* sp., *Dentalina* sp., *Pyrulina lanceolata*, *Pyrulina* sp., *Lenticulina* sp., *Globigerina* sp., *Globulina* sp., *Uvigerina* sp., *Bulimina* sp., *Cibicides* sp., *Melonis affinis*, *Elphidium* sp., *Astrononion* sp., *Rosalina* sp.; à cela s'ajoute des Rotaliidae indet. et des Foraminifera indet. L'espèce dominante des associations est *Pyrulina lanceolata*. Au fur et à mesure que l'on monte dans la série et que l'on atteint les dépôts sableux, l'abondance des foraminifères diminue.

A Delémont, aucun foraminifère planctonique n'a été trouvé dans les différents échantillons. Les espèces présentes sont *Bucella* sp. (Pl. I: figs. 11–12), *Melonis affinis* (Pl. I: figs. 1, 2), *Melonis pompilioides*, *Cycloforina hauerina* (Pl. I: fig. 5), *Cycloforina lucida* (Pl. I: figs. 3, 4), *Cycloforina impressa* (Pl. I: figs. 6, 7), *Fursenkoina mustoni*, *Pyrulina* sp. (Pl. I: fig. 8), *Asterigerinata planorbis*, *Biapertorbis alteconicus*, *Pararotalia* sp., *Praepararotalia* sp., *Quadrimorphina petrolei* (Pl. I: figs. 9, 10), *Aubignyna perlucida*, *Cibicidoides oligocenicus*, *Cancris* sp., *Porosononoion granosum*, *Lenticulina* cf. *insignis*, *Cribrostomoides* sp., *Rosalina uhligi* et *Trochammina acervulata* (Pl. I: fig. 13). Quelques niveaux correspondent à des *blooms* de certaines espèces. Les miliolles représentent le groupe dominant de ces niveaux avec *Cycloforina hauerina*, *Cycloforina lucida* et *Cycloforina* cf. *impressa*. D'autres *blooms* ont été identifiés avec *Pararotalia* sp. et *Melonis affinis*.

À la base de la coupe synthétique d'Ajoie, de très rares foraminifères ont été récoltés, attribués aux genres *Bulimina* sp. et *Cibicides* sp., ainsi que des Rotalidae indet. À la base du *Septarienton*, la diversité des foraminifères est toujours faible. Les associations de foraminifères benthiques sont composées presque entièrement de miliolles brisées et souvent indéterminables. *Quinqueloculina haidingeri* et *Q. seminula* sont cependant identifiables. Les associations de la partie sommitale de la coupe semblent plus riches avec *Budashevaella* cf. *multicamerata*, *Bucella* sp., *Pararotalia canui* (Pl. I: figs. 14–16) et de rares *Elphidium* sp. en plus des miliolles.

Ostracodes

Les affleurements de Laufen ont fourni une riche faune d'ostracodes. Les espèces présentes sont: *Cytheretta posticalis* (Pl. III: fig. 4), *Paracypris aerodynamica* (Pl. II: fig. 3), *Pterygocythereis ceratoptera* (Pl. III: figs. 1, 2), *Pterygocythereis volans*, *Cytheridea pernota* (Pl. II: figs. 12, 13), *Hemicyprideis helvetica* (Pl. II: figs. 9, 10), *Cyamocytheridea punctatella* (Pl. II: figs. 11, 14), *Loxoconcha favata* (Pl. III:

figs. 9, 10), *Echinocythereis scabra* et l'ostracode continental *Ilyocypris* sp. La répartition de ces espèces est donnée par la Figure 4.

Dans le bassin de Delémont, les principales espèces d'ostracodes récoltées sont *Paracypris aerodynamica*, *Leguminoocythereis sorneana* (Pl. II: figs. 7, 8), *Loxoconcha favata*, *Loxoconcha delemontensis* (Pl. III: figs. 12, 13), *Cytheretta posticalis*, *Cytheretta bernensis*, *Cytheretta tenuistriata* (Pl. III: fig. 5), *Cytheretta gutzwilleri* (Pl. III: fig. 7), *Cytheretta variabilis* (Pl. III: fig. 8), *Cytheridea pernota*, *Pokornyella limbata* (Pl. II: fig. 6), *Cytherella gracilis* (Pl. II: fig. 1), *Cytherelloidea jonesiana* (Pl. II: fig. 2), *Hemicyprideis helvetica*, *Campylocythere* sp. (Pl. II: fig. 4), *Xestoleberis* sp., *Schuleridea* sp. (Pl. II: fig. 5) *Cytheridea pernota*, *Pterygocythereis ceratoptera*, *Cyamocytheridea punctatella*, *?Muellerina* sp. (Pl. III: fig. 3). De nombreuses espèces du bassin de Delémont décrites par Oertli (1958) n'ont pas été retrouvées.

En Ajoie, les espèces continentales rencontrées à la base de la série sont *Pseudocandona* sp. et *?Cyclocypris* sp. Dans les niveaux marneux, les espèces marines sont *Cytheretta* sp., *Eucytheretta* sp., *Hemicyprideis helvetica*, *Xestoleberis* sp., *Cytheridea pernota*, *Campylocythere* sp., *Hammatocythere* cf. *trituberculata*. Picot (2002) signale également des *Pterygocythereis ceratoptera*, *Loxoconcha favata*, *Eocytheropteron plicatoreticulatum*, *Cytherella gracilis*, *Ghardaglaia* cf. *pectina* dans des niveaux marneux équivalents d'un affleurement temporaire à l'ouest de Porrentruy (coupe BREU).

Poissons

Les poissons du bassin de Delémont ont fait l'objet d'une étude détaillée. La majorité des restes de poissons comprend des éléments isolés, généralement des dents, qui sont souvent fragmentaires. Les dents incomplètes, notamment sans leur racine, sont difficilement déterminables au niveau spécifique voire générique. Chez les chondrichthyens, deux espèces de *Synodontopsis* sont présentes: *Synodontopsis acutissima* (Pl. IV: figs. 1, 2) et *Synodontopsis cuspidata* (Pl. IV: figs. 3, 4 et 6). Des dents et des branchiospines de *Cetorhinus* sp. ont également été découvertes (Pl. V: figs. 1–3). Chez les Carcharhiniformes, des dents de *Scyliorhinus* sp. (Pl. V: fig. 4) et de *Physogaleus latus* (Pl. IV: figs. 7–9) ont été récoltées. Chez les Myliobatiformes, des dents sont attribuées à cf. «*Dasyatis*» sp. (Pl. V: figs. 5, 6). L'hétérodonie des Dasyatidae étant mal connue, les dents fossiles sont généralement attribuées à *Dasyatis* sp., sans certitude que ce genre corresponde au genre actuel. Une unique dent est rapportée à cf. *Manta* (Pl. V: fig. 8) et divers fragments de dents (Pl. V: fig. 7) ainsi qu'un reste d'épine caudale sont rapportés à un Myliobatidae indet. Un fragment de centrum vertébral d'Elasmobranchi indet. (Pl. IV: fig. 5) est de grande taille (diamètre estimé à 5,5 mm). Les Actinopterygii sont présents dans les dépôts sous forme d'éléments osseux et d'écaillés de cf. *Clupea longimana* (Pl. V: fig. 9) ainsi que de dents de cf. *Eutrichiuides* sp. (Pl. V: figs. 10, 11) et de Sparidae (Pl. V: figs. 12–14).

Aucun reste de poisson n'a été récolté en Ajoie et seule une dent de *Synodontapsis* sp. provenant de la base de la coupe de Laufen a pu être identifiée.

Palynologie

Les spores et pollens ainsi que les kystes de dinoflagellés présents dans le *Septarienton* de Laufen sont cités dans le travail de Picot (2002). Plus de 20 prélèvements provenant des coupes (LAU) et du forage (SLA) ont été analysés. Les 4 échantillons utilisés pour les analyses palynologiques de Delémont et d'Ajoie contiennent des assemblages bien préservés. L'échantillon VRR005-71 est caractérisé par une nette dominance de spores et pollens, dont de nombreux remaniements du Crétacé supérieur. Les échantillons BEE005-52, ETA004-10 et ETA004-37 présentent une composition plutôt homogène et contiennent des associations riches en kystes de dinoflagellés.

L'assemblage de VRR005-71 est dominé par des palynomorphes terrestres, dont les plus communs sont des bisaccates. La majorité d'entre eux, compressés et endommagés par des phénomènes de pyritisations, est remaniée. De nombreux autres pollens d'angiospermes et de gymnospermes sont enregistrés. On dénombre notamment des représentants du groupe des *Classopollis* remaniés du Mésozoïque et des restes de *Pinuspollenites* probablement en place. D'autres taxons caractéristiques de l'intervalle Éocène supérieur–Oligocène moyen sont présents, le plus commun étant *Aglaoreidia cyclops*. Des kystes de dinoflagellés sont également observés. Cependant, la plupart des taxons déterminables sont remaniés de la fin du Mésozoïque et de la base du Cénozoïque (Paléocène–Éocène). Quelques espèces sont tout de même d'âge oligocène, comme *Homotryblium floripes* et *Membranophorium aspinatum*.

Les assemblages des échantillons BEE005-52, ETA004-10 et ETA004-52, hormis des différences d'abondance (e.g. *W. symmetrica*), sont très proches dans leur composition. Les taxons observés sont bien préservés et sont pour la plupart en place. Les genres de spores et pollens les plus fréquents sont *Caryapollenites*, *Leiotriletes*, *Muerrigerisporis* et *Polypodiaceoisorites*. L'espèce typique de l'Oligocène, *Boehlensipollis hohli*, n'est présente que dans les échantillons ETA004-10 et BEE005-52. Les assemblages de kystes de dinoflagellés sont riches. Les plus fréquents sont *Homotryblium tenuispinosum*, *Operculodinium* spp., *Cribopteridinium guisepei* et *Dapsilidinium pastielsi*. Les taxons marqueurs sont représentés par les espèces du genre *Phthanoperidinium* (*P. comatum*, *P. filigranum*) et les représentants du groupe *Wetzelia* (*W. symmetrica* et *W. gochtii*). *Chiropteridium lobospinosum* n'est présent que dans les échantillons BEE005-52 et ETA004-10. L'enregistrement isolé de *Thalassiphora* «*reticulata*» dans l'échantillon ETA004-10 représente probablement un remaniement de la fin de l'Éocène supérieur et de la base de l'Oligocène (top NP21).

Discussion

Biostratigraphie (Fig. 7)

L'enregistrement isolé (SLA 10) de l'espèce pollinique *Boehlensipollis hohli* indique un âge oligocène inférieur et moyen pour le *Septarienton* de Laufen. Un intervalle stratigraphique plus précis est déduit par la présence de kystes de dinoflagellés du genre *Phthanoperidinium* (*P. comatum* et *P. filigranum*) et du groupe *Wetzelia* (*W. symmetrica* et *W. gochtii*) sur l'ensemble de la série. Les échantillons LAU 12, 36, 24 et SLA 20 présentent un enregistrement complet de l'assemblage biostratigraphique *P. comatum*, *P. filigranum*, *W. symmetrica* et *W. gochtii*. En accord avec les travaux de van Simaey et al. (2005), cette association est caractéristique de la base du Rupélien. En effet, *W. symmetrica* et *W. gochtii* apparaissent à la base de la biozone à dinoflagellés NSO-2 (limite NP21/22), alors que *P. comatum* et *P. filigranum* disparaissent au sommet de la biozone à dinoflagellés NSO-3 (milieu de NP23). La présence du genre *Chiropteridium* (*C. mespilanum*; LAU 36, 54, 61, 78, 80 et SLA 14, 20, 23, 26.4, 27.1) indique la biozone NSO-3 (base et milieu NP23). Cependant, la représentation relativement faible observée peut être considérée comme caractéristique de la base de cette biozone (base NP23). Ainsi, l'intervalle stratigraphique de l'ensemble du *Septarienton* de Laufen correspond aux biozones NP22–base NP23. Le sommet des dépôts marins de Kleinblauen, en bordure sud-est du Fossé rhénan, est daté de la zone MP22 (Uhlig 1999; Becker 2003). La série marine de cette région est matérialisée exclusivement par une quinzaine de mètres de *Meeressand* reposant directement sur une assise jurassique. La Molasse alsacienne s.l. n'est pas datée dans le bassin de Laufen. Cependant, la base de ce groupe lithostratigraphique est encore caractérisée par des influences marines ou du moins saumâtres (Formation des *Cyrenenmergel* ?). De plus, des restes de mammifères indiquent un âge MP22 à Dornachbrugg, dans la région bâloise (Engesser & Mödden 1997; Picot 2002).

Dans le compartiment central du bassin de Delémont, le spectre palynologique de la base des dépôts marins (BEE005-52) est caractérisé par la présence de *Boehlensipollis hohli* (Oligocène inférieur et moyen). Un âge NP22–base NP23 est déduit par la présence des mêmes kystes de dinoflagellés qu'à Laufen (*P. comatum* et *P. filigranum*, *W. symmetrica*, *W. gochtii*, rares *Chiropteridium lobospinosum*). Le sommet de ce groupe stratigraphique correspond à l'intervalle NP23–NP24 d'après Clément & Berger (1999). Dans la partie occidentale du bassin, la présence d'*Harrisichara tuberculata* dans le *Meeressand* conglomératique de Develier n'a pas permis de datation. Cette espèce de charophyte, caractéristique des biozones NP19–20 à base NP22 (limite Éocène/Oligocène, fin du Priabonien à la base du Rupélien; Berger 1999; Riveline et al. 1996), est probablement remaniée de la Terre jaune présente dans le compartiment central du bassin. Les premiers dépôts continentaux de la Molasse alsacienne s.l. de Delémont correspondent aux Marnes noires affleurant notamment dans le lit de la Birse (Grep-

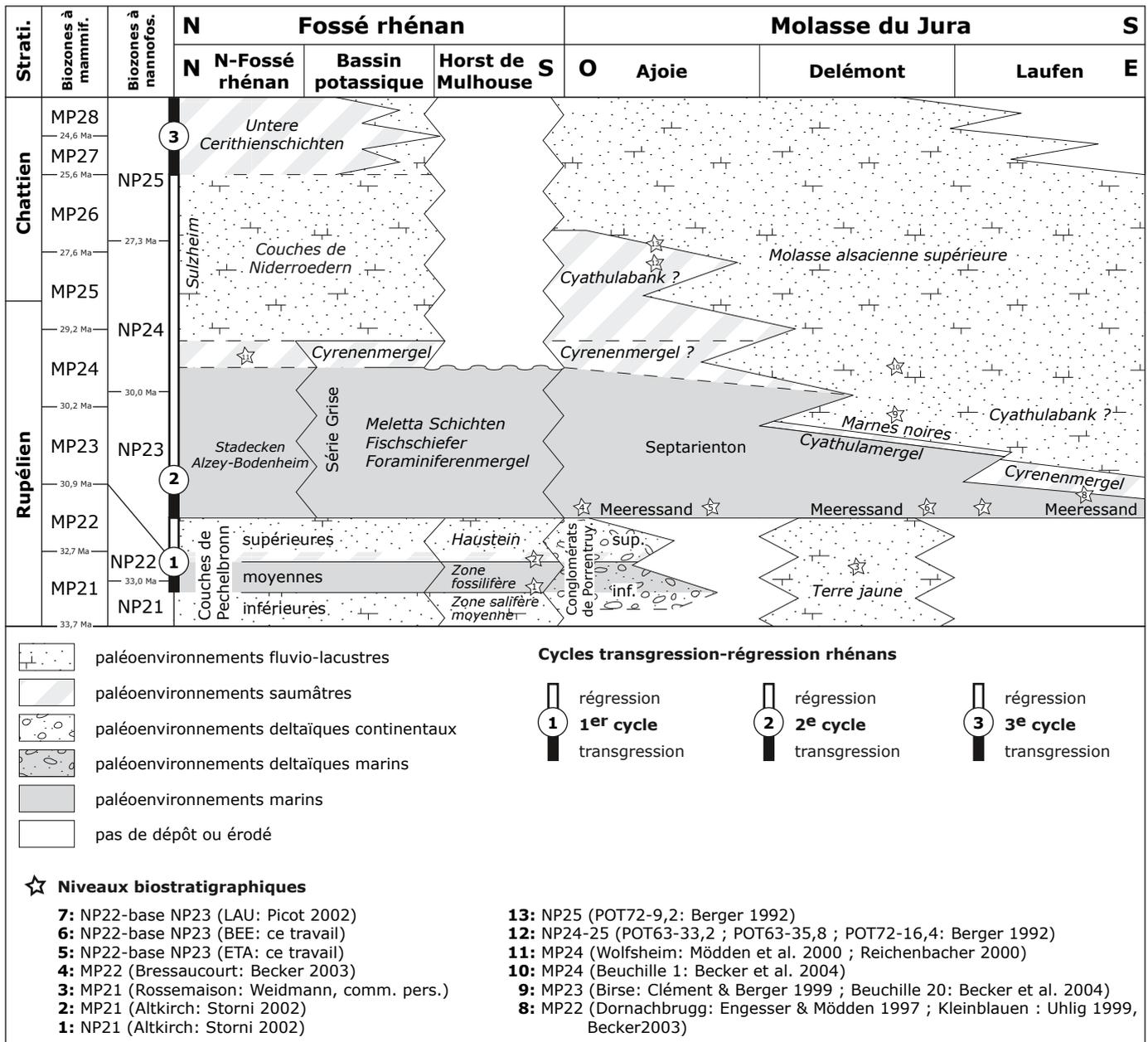


Fig. 7. Synthèse lithostratigraphique et biostratigraphique des dépôts oligocènes de l'UMM rhénane et de l'USM dans le Fossé rhénan et dans le Jura suisse, incluant le contexte paléoenvironnemental et les cycles transgression-régression rhénans. Pour les corrélations stratigraphiques voir les références de la légende de la Figure 2.

pin 1870; Liniger 1825). Cette Formation correspond à la zone à micromammifères MP23 (Clément & Berger 1999; Becker et al. 2004). Finalement, les kystes de dinoflagellés *Homotryblium floripes* et *Membranophorium aspinatum* observés dans l'échantillon VRR005-71 mettent en évidence la présence de dépôts oligocènes marins au sud du bassin de Delémont, dans le petit «synclinal» de la Verrerie.

En Ajoie, des restes de *Ronzotherium* sp. et de *Ronzotherium filholi* (Mammalia, Perissodactyla) ont été découverts par

le passé dans des calcarénites de la région de Porrentruy (selon le cadastre des gisements suisses à mammifères du Musée d'histoire naturelle de Bâle). L'espèce *Ronzotherium filholi* est caractéristique des biozones MP22–25(–26), alors que le genre *Ronzotherium* apparaît en Europe dès MP21. Ainsi un âge Rupélien inférieur est admis, probablement MP22, pour ces calcarénites qui appartiennent à la Gompholithe d'Ajoie, synonyme du *Meeressand* (Becker 2003). Les spectres palynologiques analysés à la base des dépôts de *Septarienton* des forages

de l'Étang (ETA004-10, ETA004-37) montrent les mêmes assemblages de marqueurs (*B. hohli*, *P. comatum* et *P. filigranum*, *W. symmetrica*, *W. gochtii* et rares *Chiropteridium lobospinosum* uniquement dans ETA004-10) qu'à Laufen et Delémont. Ainsi, l'âge NP22–base NP23 correspond également à la base des dépôts de *Septarienton* dans cette région. Le passage à la Molasse alsacienne s.l. est daté dans la partie est de l'Ajoie (forages POT de Courgenay) de l'intervalle biostratigraphique NP24–25 (Berger 1992).

Milieux de dépôts

La coupe synthétique de Laufen (Fig. 4) peut se caractériser par une succession verticale de 6 milieux de dépôts différents (M1, M6–10). Le sommet des calcaires kimméridgiens matérialise une zone émergée soumise à une érosion karstique (M1). La base de la coupe correspond à un environnement marin côtier avec un platier rocheux perforé par des lithophages, où seuls quelques rares dépôts marneux se sont sédimentés dans les modestes dépressions d'origine karstique du substratum kimméridgien (M6). La région a probablement été envahie rapidement par l'arrivée de la mer rhénane au début de l'Oligocène, après une relativement longue période d'émersion (Crétacé–Éocène?). Suite à cet épisode transgressif très rapide, les données montrent un ensemble sédimentaire matérialisant une importante séquence régressive. Localement, des milieux marins proximaux (M7) sont observés, comme le montrent les dépôts grossiers de Kleinblauen. Les premiers dépôts marneux correspondent à un environnement marin distal (M8), passant progressivement à des dépôts plus côtiers marqués par un apport croissant de matériel arénitique (dès le niveau LAU 48) et la mise en place de chenaux et de *sandwaves* tidaux (dès le niveau LAU 51). L'existence de rides tidales (niveau LAU 61) indique également une diminution de la paléobathymétrie. Le milieu de dépôts correspond à un delta sous-marin, devant de plus en plus proximal (M9). Le sommet de la coupe, constitué de grandes *sandwaves* gréseuses, avec des structures beaucoup plus planes que les chenaux sous-jacents, correspond à un milieu de dépôts de delta aérien saumâtre, épisodiquement émergés, comme le soulignent respectivement la présence de certains ostracodes et de calcrètes (M10).

Dans le bassin de Delémont, les dépôts marins surmontant les niveaux lacustres de la Terre jaune (M2) montrent également une séquence régressive (Fig. 5). La présence constante de silts et de sables indique que ces milieux de dépôts marins sont toujours proximaux et que l'apport détritique continental est important. Dans le détail, leur succession verticale montre le passage d'un environnement marin proximal (M7) à un environnement margino-littoral (M11) et continental (M12). Cette évolution de milieux de dépôts correspond au passage plaine côtière-plaine alluviale de Roussé (2006). Il faut noter également la présence de dépôts côtiers en bordure de paléoreliefs. Ces dépôts se matérialisent sur le terrain par des lithofaciès conglomératiques et calcarénitiques correspondant au *Meeressand*. Ainsi, près de deux mètres de *Meeressand* reposant en

discordance sur les calcaires mésozoïques affleurent à Develier, à la limite entre le graben central et le horst ouest du bassin de Delémont (Suter 1978). Becker et al. (2004) ont également décrit une vaste plaine d'inondation en lien avec une possible persistance d'influence marine dans la région après le retrait de la mer. Clément & Berger (1999) parlent même de faciès en *interfingering* entre des sédiments marins côtiers et fluvio-terrestres.

En Ajoie, la partie inférieure et médiane de la coupe se caractérise par des dépôts marneux bariolés passant à des dépôts à dominance conglomératique et calcarénitique (Fig. 6). Cette série sédimentaire est marquée par des influences à la fois marines (foraminifères, échinodermes) et continentales (ostracodes, traces racinaires, biominéralisations d'eau douce). Selon Picot et al. (2005), les différentes données sédimentologiques et paléontologiques des Conglomérats de Porrentruy mettent en évidence des falaises côtières entaillées par des rivières en régime torrentiel dans les calcaires mésozoïques. Certaines zones protégées du système de décharge de ces torrents ont permis le développement de petits lacs, d'étangs et de zones émergives éphémères (e.g. traces racinaires et niveaux calcaire-marneux à *claliche* de la base de la coupe; M2). Les microstructures sparitiques globuleuses et micropéloïdales observées dans les rares niveaux carbonatés de la base de la coupe sont dues à des phases de dissolution et de précipitation. La sparite peut notamment se former dans les vides engendrés par la dissolution de fossiles ou la décomposition de racines. Ces espaces représentent des zones préférentielles pour la circulation de fluides riches en carbonate et permettent la formation de ce minéral à leur périphérie (Freytet & Plaziat 1982). Des croissances globulaires de sparite peuvent également s'observer dans des dépôts de tuf ou de travertin. D'ailleurs, les traces racinaires observées à 12,5 m indiquent probablement une brève phase émergives, alors que les manchons calcitiques observés à 32 m représentent une construction typique des encroûtements microbiens de végétaux en milieu d'eau douce (Düringer & Gall 1993, 1994).

L'augmentation des apports détritiques et de la granulométrie, ainsi que la disparition des faunes marines le long de la série indiquent un premier cycle transgressif-régressif, mettant en évidence le passage de dépôts distaux à plus proximaux (M3–4). Les principaux éléments architecturaux du sommet des Conglomérats de Porrentruy matérialisent une alternance de lits, de barres et de flux gravitaires de gravier et de sable, ainsi que de rares intercalations de niveaux de carbonate lacustre et de fines de plaine d'inondation. D'après Miall (1996), les alternances de graviers en formes de lits, de barres et de flux gravitaires est typique des rivières en tresses (*gravel-bed braided river with sediment-gravity-flow deposits*). Ce style fluvial est courant dans des systèmes alluviaux proximaux, situés juste en aval des hauts-reliefs, source de matériel (M5). D'après Miall (1996), il se rencontre dans des milieux arides à semi-arides. Les rivières peuvent être éphémères, se terminant dans de vastes zones d'inondation au bord de *playa* ou formant des estuaires à vasières tidales.

Les dépôts marneux (*Septarienton*) du sommet de la coupe correspondent à des milieux de dépôts côtiers évoluant du marin à salinité normale (M7) au saumâtre (M11). Ils marquent un deuxième cycle transgressif-régressif.

Ainsi, bien que les premiers mètres du profil paraissent continentaux, la présence de foraminifères dans la partie inférieure des Conglomérats de Porrentruy et dans les niveaux de *Septarienton*, ainsi que l'intercalation des dépôts continentaux au sommet des Conglomérats de Porrentruy indiquent l'enregistrement de deux pulsations eustatiques en Ajoie contre une seule à Laufen et à Delémont.

Paléoenvironnements (Fig. 8)

La paléoécologie permet d'obtenir de nombreuses informations en complément des données sédimentologiques pour la reconstitution des paléoenvironnements. Les groupes des poissons et des foraminifères permettent une première approche sur la bathymétrie des milieux. Les ostracodes, groupe très sensible aux variations des paramètres environnementaux, constituent un des meilleurs outils pour la compréhension des paléoenvironnements et de leur évolution.

Foraminifères

D'un point de vue écologique, les assemblages de foraminifères benthiques sont de bons indicateurs de paléoprofondeurs. D'après Spezzaferri et al. (2004) et Hohenegger (2005), la

distribution bathymétrique de *Melonis affinis* correspond à l'intervalle 50–5000 m, celle de *Budashevaella* sp. de 50–2000 m et celle de *Aubignyna perlucida* et de *Pararotalia* sp. de 10 à 50 m. En accord avec Hayward & Brook (1994), la distribution bathymétrique des assemblages de miliolites à dominance de *Quinqueloculina seminula* est typique des plates-formes internes peu profondes (0–70 m). *Trochammina* spp. est caractéristique des environnements tidaux et de deltas distaux (Lambert 2003; Gehrels & Newman 2004). *Uvigerina* est caractéristique des zones profondes, généralement entre 400 et 5000 m. Seules quelques espèces particulières sont restreintes à des milieux moins profonds entre 100 et 450 m. Les espèces d'*Elphidium* indiquent des profondeurs préférentielles différentes comprises entre 5 et 200 m.

La distribution régulière des espèces de foraminifères *Quinqueloculina* sp., *Elphidium* sp. et *Melonis affinis* dans la partie inférieure des dépôts marins de Laufen indique des milieux peu profonds. La disparition de *Melonis affinis* ainsi que la diminution générale de la diversité des foraminifères dans la partie supérieure mettent en évidence une séquence régressive. La présence du genre *Uvigerina* dans les niveaux LAU 50, 52 et 53 est probablement due à des phénomènes de courant et de transport.

La paléobathymétrie déduite des espèces les plus abondantes (*Melonis affinis*, *Budashevaella* sp., *Aubignyna perlucida*, *Pararotalia* sp., *Cycloforina lucida*, *C. hauerina*, *C. impressa*, *Trochammina acervulata* et *Rosalina uhligi*) des dépôts de Delémont ne semble pas excéder 50 m. La répartition des forami-

Tab. 2. Associations d'ostracodes de Laufen (UMM rhénane, Molasse du Jura), mises en évidence par l'analyse en composantes principales (cf. Discussion: Ostracodes). Environnements caractéristiques de ces associations et comparaison avec les milieux de dépôts définis de la coupe synthétique de Laufen (cf. Fig. 4).

Associations d'ostracodes	Environnements	Milieux de dépôts de Laufen
1 <i>Ilyocypris</i> sp.	Environnement d'eau douce strictement fluvial	–
2 <i>Hemicyprideis helvetica</i> en grande densité	Environnement saumâtre de delta aérien proximal et partie d'estuaire proximal	Milieu de delta aérien saumâtre (M10)
3 <i>Hemicyprideis helvetica</i> et <i>Cyamocytheridea punctatella</i> en grande densité	Environnement saumâtre de delta aérien distal et partie d'estuaire distal	
4 <i>Hemicyprideis helvetica</i> et <i>Cyamocytheridea punctatella</i> en densité moyenne, <i>Cytheridea pernota</i> et <i>Pterygocythereis ceratoptera</i> en faible densité	Environnement marin de delta sous-marin proximal et embouchure (polyhalin)	Milieu de delta sous-marin (M9)
5 <i>Hemicyprideis helvetica</i> et <i>Cyamocytheridea punctatella</i> en faible densité, <i>Cytheridea pernota</i> et <i>Pterygocythereis ceratoptera</i> en densité moyenne, <i>Cytheretta posticalis</i> et <i>Loxoconcha favata</i> en faible densité	Environnement marin de delta sous-marin distal (proche de la salinité normale)	
6 <i>Hemicyprideis helvetica</i> en très faible densité, <i>Cytheridea pernota</i> et <i>Pterygocythereis ceratoptera</i> en densité moyenne, <i>Cytheretta posticalis</i> et <i>Loxoconcha favata</i> en densité normale, <i>Paracypris aerodynamica</i> et <i>Pterygocythereis volans</i>	Environnement marin distal (salinité normale)	Milieu marin distal (M8)
7 <i>Echinocythereis scabra</i>	Environnement marin distal profond (plus de 75 m) à salinité normale	–

nifères benthiques souligne une séquence régressive avec une diminution de paléoprofondeur. Les espèces plus « profondes » comme *Melonis affinis*, *Pararotalia* sp. ? et les miliolés (*Cycloforina lucida*, *C. hauerina*, *C. impressa*) sont enregistrées dans la partie inférieure de la coupe. Au sommet, la présence de *Trochammina acervulata* et *Rosalina uhligi* correspond à une profondeur inférieure à 10 m.

En Ajoie, les rares foraminifères (*Cibicides* sp., *Bulimina* sp., Rotalidae indet.) présents dans la partie inférieure des Conglomérats de Porrentruy mettent en évidence une influence marine, bien que la base de la coupe semble être continentale. Dans la série marine du *Septarienton*, la distribution bathymétrique des associations de miliolés contenant une dominance de *Quinqueloculina seminula* correspond à l'intervalle 0–70 m (Hayward & Brook 1994). Les paléoprofondeurs du sommet de la série, marquées par la présence de *Budashevaella* cf. *multicameata*, de *Buccella* sp., de *Pararotalia* sp. et de rares *Elphidium* sp. en plus des miliolés, n'excèdent pas 50 m.

Ostracodes

La biodiversité des ostracodes de Laufen comprend 10 espèces réparties dans 80 niveaux stratigraphiques. L'étude de cette ostracofaune, en utilisant une analyse en composantes principales (Foucart 1997), a permis de mettre en évidence 7 associations caractéristiques de différents environnements (Tab. 2). Cette répartition des associations d'ostracodes de Laufen peut servir de modèle pour la reconstitution des différents paléoenvironnements de l'UMM rhénane dans le Jura (Picot 2002). Pourtant, seules les associations 2 à 6 sont concrètement observables le long de la coupe synthétique de Laufen (Fig. 8). Ces dernières permettent une meilleure caractérisation de trois milieux de dépôts principaux définis par les analyses sédimentologiques (M8–M10). Aucune association d'ostracodes n'a permis de caractériser le milieu marin côtier de platier rocheux de la base de la coupe (M6). Ce milieu est déduit de la surface du Kimméridgien et des rares faunes marines (*Synodontopsis* sp.) contenues dans ses dépressions karstiques. Le milieu marin distal (M8) correspond à l'association 6. Le milieu de delta sous-marin (M9) peut se subdiviser en un environnement de delta sous-marin distal et proximal (associations 4 et 5). De même le milieu saumâtre de delta aérien (M10) se subdivise en un environnement saumâtre de delta aérien distal et proximal (associations 2 et 3).

Les ostracodes trouvés dans les dépôts de Delémont sont caractéristiques de milieux marins plus proximaux qu'à la base de la coupe de Laufen. Cela se traduit par un substrat plus silteux. Bien que les milieux de dépôts de Delémont et de la partie supérieure de la coupe de Laufen soient sédimentologiquement similaires, les associations d'ostracodes sont différentes. Pour des raisons techniques, certains prélèvements de la coupe synthétique de Delémont ont été effectués à la pelle mécanique sur des épaisseurs importantes; il en résulte un mélange des ostracofaunes rendant difficile une reconstitution paléocéologique précise. Malgré ces difficultés,

il est possible d'obtenir quelques informations intéressantes. L'espèce *Loxoconcha delemontensis* semble endémique au synclinal de Delémont. Les associations d'ostracodes contenant le genre *Xestoleberis* correspondent à des environnements marins côtiers proximaux de faible paléobathymétrie (Morkhoven 1963; Athersuch et al. 1989; Guernet et al. 2003). Les associations contenant les *Paracyprideis aerodynamica* et *Pterygocythereis ceratoptera* représentent des environnements plus profonds, d'une trentaine de mètres (Liebau 1980, 1984; Carbonnel 1998). Cependant, une vingtaine de mètres serait plus vraisemblable en raison des observations réalisées lors de l'étude des ostracofaunes de Laufen (Picot 2002). La présence des *Cytheretta* indique une salinité normale (Keen 1972a, b). Le genre *Loxoconcha*, présent dans la plupart des échantillons, est généralement considéré comme phytal dans les environnements actuels et tertiaires (Ducasse & Cahuzac 1997). Il pourrait indiquer la présence d'algues ou de plantes marines, toutefois, Lachenal & Bodergat (1990) ont montré que l'espèce récente *Loxoconcha rubritincta* se range parmi les ostracodes non phytiaux. Il est intéressant d'observer la forte abondance des *Leguminocythereis sorneana*, qui pourrait correspondre à des facteurs environnementaux spécifiques. Cependant, il est difficile de définir leur spécificité écologique, l'actuépaléontologie du genre étant mal connue.

En Ajoie, l'espèce *Hammatocythere* cf. *trituberculata* est endémique. La partie inférieure des Conglomérats de Porrentruy montre la présence d'ostracodes continentaux (*Pseudocandona* sp., ?*Cyclocypris* sp.) mettant en évidence l'existence de petits lacs côtiers en marge des environnements margino-littoraux déterminés par la microfaune marine également présente dans quelques niveaux (Picot et al. 2005). Le sommet des Conglomérats de Porrentruy n'ont révélé aucun reste fossile. Ainsi en Ajoie, les ostracodes des Conglomérats de Porrentruy ne montrent pas d'influences marines. Les dépôts marins du *Septarienton* présentent des espèces plus euryhalines que dans le bassin de Delémont avec la présence constante de *Hemicyprideis helvetica* et de *Cytheridea pernota* (Bekaert et al. 1992). La profondeur des dépôts doit être également d'une vingtaine de mètres en raison de la présence de *Pterygocythereis ceratoptera*. Dans sa partie sommitale, la présence des *Eucytheridea* montre le caractère très saumâtre des paléoenvironnements (Morkhoven 1963; Uffenorde 1986). Les ostracodes du *Septarienton* d'Ajoie mettent en évidence le passage des paléoenvironnements marins proximaux à saumâtres côtiers.

D'après la synécologie des ostracodes provenant du *Septarienton* de l'UMM rhénane dans le Jura, les paléobathymétries se situent au maximum à 30 mètres à Delémont et en Ajoie, peut-être un peu plus profond pour la base de la coupe de Laufen. Les ostracofaunes de chaque synclinal sont différentes alors que les milieux de dépôts sont identiques. Toutes les associations soulignent la régression marine, avec une succession de paléoenvironnements marins proximaux (à la base), euryhalins proximaux, puis saumâtres côtiers (au sommet). Il semble que les fonds marins présents dans le synclinal de Delémont se caractérisent par la présence d'algues ou de plantes marines, per-

mettant l'expansion des espèces phytales. L'endémisme semble également important.

Poissons

La paléoécologie des poissons est discutée en comparant l'écologie des formes actuelles les plus proches des formes fossiles. Cette méthode actualiste permet une approximation des paléop profondeurs, sachant qu'un écart est toujours possible entre les taxons fossiles et leurs équivalents actuels. Les interprétations qui en découlent ne concernent presque exclusivement que les dépôts marins de Delémont puisqu'une seule dent isolée de *Synodontaspis* sp. est signalée à Laufen et qu'aucun reste de poisson n'a été observé en Ajoie.

Les odontaspidés actuels vivent dans les eaux côtières où ils se nourrissent près du fond, jusqu'à 500 mètres de profondeur. En été, *Cetorhinus* occupe les eaux de surface et peut s'approcher des côtes où il entre parfois dans les baies fermées alors qu'il rejoint les eaux profondes, jusqu'à 2000 mètres, en hiver. Les espèces du genre *Scyliorhinus* ont généralement un mode de vie nectobenthique et se rencontrent jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur. *Physogaleus* est un genre éteint considéré comme proche des genres actuels *Scoliodon*, *Loxodon* et *Rhizoprionodon* (Cappetta 2004). Les espèces de ces genres sont nectobenthiques ou pélagiques et se rencontrent jusqu'à plus de 200 mètres de profondeur. Certaines espèces supportent les eaux saumâtres. Les nombreuses espèces

du genre *Dasyatis* sont majoritairement marines, mais certaines supportent les environnements saumâtres, voire dulçaquicoles. Elles sont benthiques et la majorité d'entre-elles vivent à moins de 100 mètres de profondeur, cependant quelques-unes se rencontrent jusqu'à près de 500 mètres. Les genres actuels de la famille des Myliobatidés sensu Cappetta (2004) sont représentés par des espèces benthiques et pélagiques dépassant rarement 100 mètres de profondeur, notamment pour le genre *Aetomylaeus*. *Manta* est une raie pélagique qui reste en surface, à quelques dizaines de mètres de profondeur au maximum. Sa présence, reposant sur une dent unique à la morphologie incertaine, demande à être confirmée. *Eutrachiurides* peut être rapproché du genre actuel *Lepidopus*, dont la majorité des espèces sont nectobenthiques en milieux profonds, certaines pouvant cependant se rencontrer jusqu'à quelques dizaines de mètres sous la surface.

L'image globale fournie par ces différentes espèces est illustrée dans la Figure 9. La zone de recoupement des différentes bathymétries est peu profonde, entre 15 et 50 mètres environ. Cette zone est principalement définie par les raies pour la limite supérieure, cf. *Manta* en particulier, et par *Lepidopus* pour la limite inférieure. Il est à noter cependant que ces deux taxons sont les plus discutables dans l'application de la méthode actualiste, car l'unique dent de cf. *Manta* décrite ici est relativement éloignée des dents de *Manta* actuelle et les affinités du genre fossile *Eutrachiurides* avec *Lepidopus* sont incertaines. Il est possible que ces deux taxons éteints aient une écologie

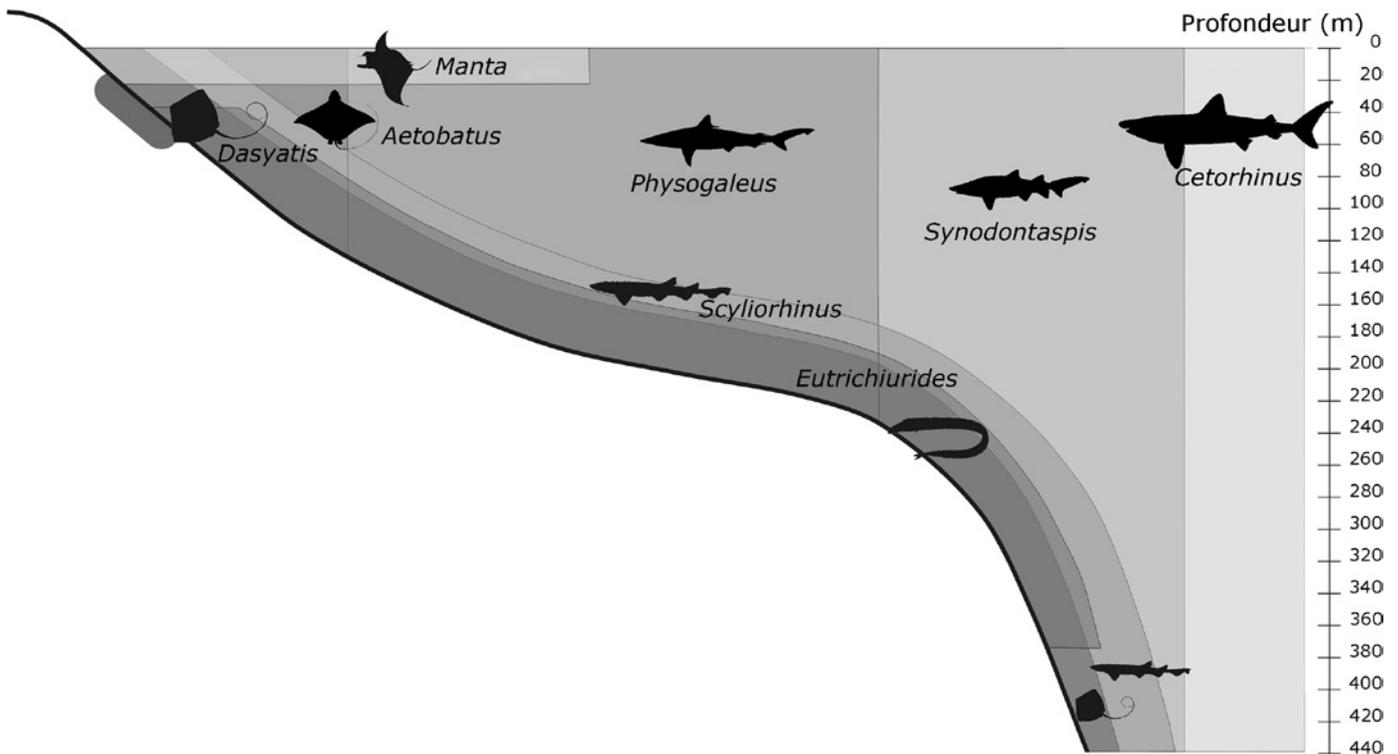


Fig. 9. Répartition bathymétrique (en niveaux de gris) des principaux genres de poissons (Chondrichthyens, Osteichthyens) découverts dans l'UMM rhénane (Rupélien) du bassin de Delémont.

éloignée de leurs équivalents actuels utilisés ici. Mais cet assemblage, caractérisé notamment par la présence de plusieurs raies, indique certainement un environnement marin de faible profondeur.

Paléogéographie

La région nord-jurassienne, intimement liée à la tectonique syn-sédimentaire du rifting du Fossé rhénan, présente un contexte paléogéographique particulier durant le Rupélien. Dans le détail, 5 situations se succèdent sur un intervalle stratigraphique correspondant aux biozones NP21–base NP22 (Fig. 10a), NP22 moyen (Fig. 10b), sommet NP22–base NP23 (Fig. 10c), sommet NP23 (Fig. 10d), NP24 (Fig. 10e).

Durant l'ouverture du Fossé rhénan, un vaste système de fan-deltas oligocènes se développe le long de ses bordures est, ouest et sud, impliquant la formation d'une ceinture conglomératique appelée Conglomérats côtiers (Kilian 1884; Kessler 1909; Leidhold 1915; Cailleux 1945; Schirardin 1954; Tricart & Vonfelt 1955; Fischer 1965; Sittler 1965). D'après Düringer (1988) et Düringer & Gall (1993, 1994), cet ensemble de fan-deltas borde un lac à salinité variable durant l'Oligocène inférieur. Cependant, Picot (2002) et Picot et al. (2005) ont mis en évidence l'existence d'un delta marin progradant vers le nord et montrant une alternance d'environnements proximaux marins et continentaux. Récemment, Storni (2002), Berger et al. (2005a, b) et Pirkenseer (2007) suggèrent la succession d'un environnement marin à lacustre contrôlée par le premier cycle de transgression-régression de l'UMM rhénane. Cette première transgression rhénane, caractérisée par les dépôts marins et saumâtres des Couches de Pechelbronn moyennes dans le Fossé rhénan, marque son extension méridionale dans des dépôts côtiers saumâtres en Ajoie (base des Conglomérats de Porrentruy, Calcarénite d'Oltingue, système de Bourgogne). La préstructuration oligocène du compartiment central du bassin de Delémont permet la mise en place d'un vaste lac isolé dans lequel s'est déposée la Terre jaune. La région de Laufen présente un haut-relief continental dépourvu de dépôts (Fig. 10a).

Durant le Rupélien inférieur, les environnements marins des Couches de Pechelbronn moyennes déclinent, permettant le développement de milieux saumâtres et lacustres (Couches de Pechelbronn supérieures, Haustein). La ceinture côtière conglomératique ne montre plus aucune influence marine (sommet des Conglomérats de Porrentruy). Le milieu lacustre de Delémont est toujours en activité et la région de Laufen soumise à une érosion karstique (Fig. 10b).

Durant le Rupélien moyen, la transgression rhénane globale envahit l'ensemble du Fossé rhénan (Série Grise). Les données biostratigraphiques caractérisent une transgression brutale (*maximum flooding*) et synchrone à l'ensemble des terrains nord-jurassiens. D'après les minéraux lourds, une origine septentrionale (Bouclier scandinave) et occidentale (Massif Central) est suggérée (Brianza et al. 1983; Becker 2003). Une ligne de côte méridionale est mise en évidence

à Laufen, dans le «synclinal» de la Verrerie au sud de Delémont et en Ajoie (*Septarienton*, *Meeressand*). Des paléoreliefs existent déjà dans les terrains plus méridionaux, où aucun dépôt de *Septarienton* et de *Meeressand* n'est recensé (Fig. 10c). Durant cette même période, la mer périalpine s'étend jusqu'à la ligne Genève, Lausanne, Fribourg, Berne et Zurich. Une connexion entre la mer rhénane et la mer périalpine, suggérée notamment par la présence de foraminifères dans des forages de la Molasse alsacienne s.l. de Moutier et de Wynau (Reichenbacher et al. 1996; Fischer 1965), est envisageable par l'intermédiaire de petits bras de mer aux conditions écologiques particulières. La problématique de possibles connexions marines Fossé rhénan-Paratéthis et de leur stratigraphie est toujours en discussion, malgré de nombreux travaux récents à ce sujet (e.g. Picot 2002; Sissingh 1997, 2003; Roussé 2006; Pirkenseer 2007). À la base de NP23, une phase régressive est déjà amorcée le long de sa bordure sud-est avec les dépôts saumâtres de la base de la Molasse alsacienne s.l. au sud de Bâle (Dornachbrugg; MP22) et à Laufen (Kleinblauen; MP22). Les analyses de minéraux lourds et de minéraux argileux montrent des sources de matériel locales et septentrionales, probablement en provenance de la Forêt Noire (Brianza et al. 1983; Becker 2003).

Durant le Rupélien supérieur, la mer périalpine se retire vers l'est, permettant le développement d'un système fluvial alimenté par le produit de l'érosion alpine. La mer rhénane est toujours présente dans le Fossé rhénan et en Ajoie. La phase régressive esquissée à la fin du Rupélien moyen semble montrer une double direction, une vers l'ouest et une vers le nord. Le système alluvial de la Molasse alsacienne s.l. s'étend alors jusqu'à Delémont (Birse, Beuchille 20; MP23). Une connexion marine nord-sud ne sera plus jamais enregistrée depuis cette période jusqu'à aujourd'hui (Fig. 10d). Les foraminifères remaniés de l'Éocène dans les dépôts rupéliens marins du Fossé rhénan plaident pour un transport fluvial venant des Alpes, probablement de Suisse occidentale (Pirkenseer 2007).

Au Rupélien terminal et à la base du Chattien, la mer périalpine poursuit sa régression vers l'est. Le plateau suisse est dominé par le vaste drainage fluvial de la *Genferseeschüttung* vers l'est qui ne montre pour l'instant aucune influence dans le Jura. Les dépôts sont saumâtres et continentaux dans la partie sud du Fossé rhénan (Roussé 2006). Les environnements fluviaux de la Molasse alsacienne s.l. se sont développés dans la majeure partie nord-jurassienne (Laufen, Delémont). Pourtant des environnements marins et saumâtres semblent perdurer en Ajoie. La double direction ouest et nord du retrait définitif de la mer rhénane dans le Jura pourrait souligner une connexion vers la Bresse, le long des failles transformantes qui relient le sud-rhénan au Fossé de la Bresse. De plus, le caractère diachrone de cette régression met en évidence la formation de reliefs à l'est du Jura suisse (Fig. 10e). La troisième impulsion eustatique rhénane documentée par certains auteurs (Grimm et al. 2000; Berger et al. 2005a, b) est plus tardive (Chattien supérieur) et restreinte au nord-rhénan (des bassins de Mayence et d'Hanau jusqu'à Karlsruhe).

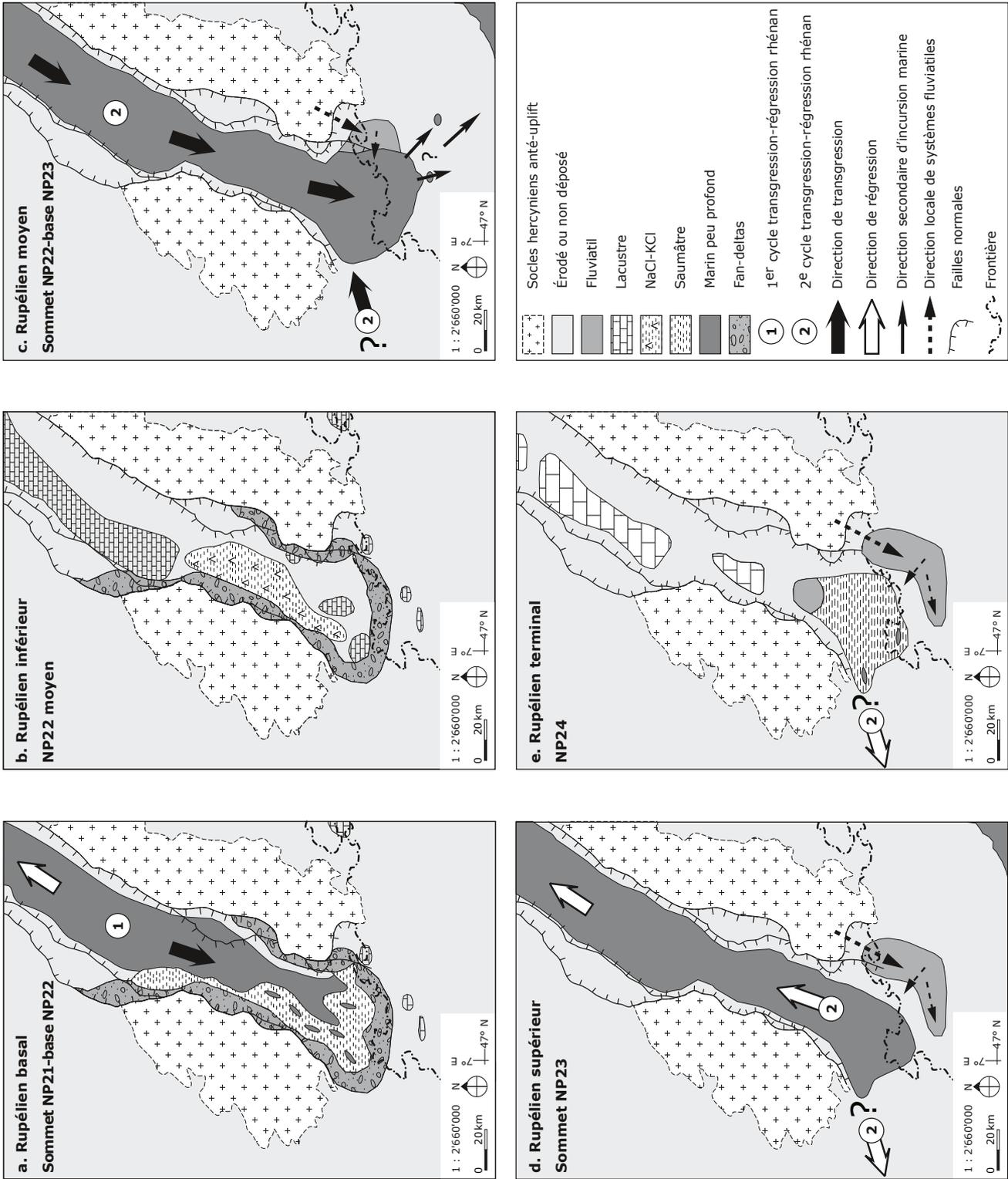


Fig. 10. Cartes paléogéographiques incluant les deux premiers cycles transgression-régression rhénans (Rupélien), dans le Fossé rhénan méridional et dans le Jura septentrional. Sommet NP21–base NP22 (Fig. 10a); NP22 moyen (Fig. 10b); sommet NP22–base NP23 (Fig. 10c); sommet NP23 (Fig. 10d); NP24 (Fig. 10e).

Conclusions

Cette étude stratigraphique, sédimentologique et paléontologique des dépôts de l'UMM rhénane dans le Jura permet de mieux comprendre les liens stratigraphiques, paléocéologiques et paléogéographiques existant durant le Rupélien entre deux bassins sédimentaires majeurs du Tertiaire européen, le Fossé rhénan et le Bassin molassique. Elle met en évidence plusieurs résultats importants:

1. En Ajoie, l'influence marine de la première transgression rupélienne est enregistrée dans les dépôts de la partie inférieure des Conglomérats de Porrentruy.
2. L'enregistrement synchrone de la transgression rupélienne globale de l'UMM rhénane dans le Jura est daté à la base du Rupélien (biozones NP22–base NP23). Cet intervalle stratigraphique coïncide probablement avec l'extension méridionale maximale de la mer rhénane dans le «synclinal» de la Verrerie et une connexion potentielle avec la mer périalpine via des couloirs passant par les régions de Moutier et de Wynau.
3. La régression est diachrone avec une migration de la ligne de côte vers le nord-ouest (sommet NP22–base NP23 pour Laufen, NP23–NP24 pour Delémont et NP24–NP25 pour l'Ajoie). Les directions de régression sont doubles, vers le nord et vers l'ouest.
4. Les estimations des paléobathymétries de la transgression rupélienne globale ont été déduites des ostracodes, des foraminifères et des poissons. Elles correspondent à des paléoenvironnements côtiers n'excédant pas 50 m de profondeur, hormis peut-être la base du *Septarienton* de Laufen. Les associations fauniques, et plus particulièrement les ostracodes, sont différentes d'une région à l'autre. Bien que certains milieux de dépôts soient relativement proches, il semble exister un endémisme important.
5. Dès le Chattien, plus aucune influence de la mer rhénane n'est enregistrée dans le Jura, ce qui confirme les limites de la troisième transgression rupélienne au nord-rhénan.
6. Les cartes paléogéographiques réactualisées mettent en évidence les modalités des transgressions et des régressions de l'UMM rhénane. Une connexion entre le sud-rhénan et le nord du Fossé de la Bresse est supposée.

Les données stratigraphiques et l'évolution paléoenvironnementale présentées dans cette étude pourraient être étendues aux dépôts de l'Oligocène supérieur et du Miocène. De plus, d'autres méthodes analytiques, comme les minéraux argileux et les minéraux lourds, amélioreraient la définition de l'évolution des paléoclimats, des systèmes de paléodrainage et des paléoreliefs. Ainsi, une synthèse tectono-sédimentaire, basée sur les données de cet article et de travaux récents (e.g. Sissingh 1997, 2003; Braillard 2006; Roussé 2006; Pirkenseer 2007; Schlunegger et al. 2008), permettrait la mise en relation des enregistrements stratigraphiques, des processus géodynamiques du Fossé rhénan et du Fossé de la Bresse, de l'évolution générale des Alpes et de la flexure du Bassin molassique.

Remerciements

Ce travail a été financé par l'Office fédéral des routes, l'Office de la culture de la République et Canton du Jura, et le Fonds national suisse de la recherche scientifique (FN20-59220.99, FN20-666935, FN-200020-109457). Nous remercions chaleureusement Kirsten Grimm (Université de Mainz, Allemagne) pour la détermination des foraminifères de Laufen, Christoph Neururer (Université de Fribourg) pour les photos au MEB, Nicolas Meister (Musée géologique de Lausanne) pour l'accès aux collections de poissons de la Molasse, Burkart Engesser (Musée d'histoire naturelle de Bâle) pour l'accès aux collections de mammifères et Thomas Mumenthaler (*Tonwarenfabrik Laufen AG*) pour les autorisations de travailler dans la carrière de Laufen. Nous remercions également Christophe Dupraz (Université de Lausanne) pour ses commentaires sur les microbolites de l'Oiselier et Marc Weidmann (Jongny) pour ses données inédites sur la Molasse du Jura.

RÉFÉRENCES

- Andreae, A. 1884: Ein Beitrag zur Kenntnis des Elsässer Tertiärs. *Abhandlungen Geologische Spezialkarte Elsass-Lothringen* 2, 1–239.
- Athersuch, J., Horne, D.J. & Whittaker, J.E. 1989: Marine and Brackish Water Ostracods. *Synopses of the British Fauna (New Series)* 43, 343 pp.
- Becker, D. 2003: Évolution paléocéologique et paléoclimatologique de la Molasse du Jura et sud-rhénane: utilisation des Périssodactyles (Mammalia) et des Minéraux argileux. PhD Thesis, University of Fribourg, *Geofocus* 9, 327 pp.
- Becker, D. & Berger, J.-P. 2004: Paleogeography of the Swiss Molasse Basin and the Upper Rhine Graben during the HRI 3 (between 17–14 Ma). In: Steininger, F.F. et al. (Eds.): *The Middle Miocene Environments and Ecosystem Dynamics of the Eurasian Neogene (EEDEN)*. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 249, 1–13.
- Becker, D. & Lapaire, F. 2004: La Molasse du Jura (Cénozoïque): Premiers résultats des fouilles et recherches sur le tracé de la Transjurane (A16). *Société jurassienne d'Émulation, Extrait des Actes* 2003, 45–61.
- Becker, D., Picot, L. & Berger, J.-P. 2002: Stable isotopes ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) on charophyte gyrogonites: results from the Brochene Fluh section (Oligo-Miocene boundary, Swiss Molasse). *Geobios* 35, 89–97.
- Becker, D., Lapaire, F., Picot, L., Engesser, B. & Berger, J.-P. 2004: Biostratigraphie et paléocéologie du gisement à vertébrés de la Beuchille (Oligocène, Jura, Suisse). *Revue de Paléobiologie Vol. spéc.* 9, 179–191.
- Bekaert, O., Ducasse, O. & Rousselle, L. 1992: Réponses populationnelles aux conditions du milieu (Exemples pris chez les ostracodes d'Aquitaine entre le Stampien et le Burdigalien). *Geobios M.S.* 14, 97–103.
- Berger, J.-P. 1989: Paleogeographic evolution of the Swiss Molasse Basin: a short review. *Geologica Carpathica* 40, 9–16.
- Berger, J.-P. 1992: Paléontologie de la Molasse de Suisse occidentale: Taxinomie, Biostratigraphie, Paléocéologie, Paléogéographie, Paléoclimatologie. Thèse d'agrégation Univ. Fribourg (inéd.), 452 pp.
- Berger, J.-P. 1996: Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur-Miocène moyen). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 202, 1–44.
- Berger, J.-P. 1999: Redefinition of European Oligo-Miocene Charophyte Biozonation. *Australian Journal of Botany* 47, 283–296.
- Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C. & Schaefer, A. 2005a: Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). *International Journal of Earth Sciences* 94, 711–731.
- Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C., Derer, C. & Schaefer, A. 2005b: Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. *International Journal of Earth Sciences* 94, 697–710.
- Bitterli, P. 1945: *Geologie der Blauen- und Landskronkette südlich von Basel*. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz N.F. 81, 73 pp.
- Braillard, L. 2006: Morphogenèse des vallées sèches du Jura tabulaire d'Ajoie (Suisse): rôle de la fracturation et étude des remplissage quaternaires. PhD Thesis, University of Fribourg, *Geofocus* 14, 224 pp.

- Brianza, M., Hauber, L., Hottinger, L. & Maurer, H. 1983: Die geologischen Resultate der Thermalwasserbohrung von Leymen (Haut-Rhin, Frankreich) südlich von Basel, unter besonderer Berücksichtigung der Schwermminerale. *Eclogae geologicae Helveticae* 76, 253–279.
- Buxtorf, A. & Christ, P. 1936: Geologischer Atlas der Schweiz 1/25 000. Blätter: 96 Laufen, 97 Bretzwil, 98 Erschwil, 99 Mümliswil. Erläuterungen. Schweizerische Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, 45 pp.
- Cailleux, A. 1945: Distinction des galets marins et fluviatiles. *Bulletin de la Société Géologique de France* 15, 375–404.
- Cappetta, H. 2004: Chondrichthyes II: Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii. In: Schultze, H.-P. (Ed.): *Handbook of Paleichthyology*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, New York, 193 pp.
- Carbonnel, G. 1998: Les niveaux à *Pterygocytheris* dans le Miocène rhodanien: épisode hydrodynamique privilégié. *Géologie Méditerranéenne* XXV, 19–31.
- Clément, I. 1998: Géologie de la Région de Delémont (JU) avec étude particulière de la Molasse et du synclinal molassique de Foradrai. Unpublished Master Thesis, University of Fribourg, 129 pp.
- Clément, I. & Berger, J.-P. 1999: Nouvelles données stratigraphiques sur la Molasse du bassin de Delémont et du synclinal de Foradrai (Oligo-Miocène, Jura suisse). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 214, 463–485.
- Diebold, P., Laubscher, H.-P., Schneider, A. & Tschopp, R. 1963: Geologischer Atlas der Schweiz 1/25 000. Blatt: 1085 Saint-Ursanne. Geologische Aufnahme. Schweizerische Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.
- Ducasse, O. & Cahuzac, B. 1997: Les ostracodes indicateurs des paléoenvironnements au Miocène moyen (Serravalien) en Aquitaine (Sud-Ouest de la France). *Revue de Micropaléontologie* 40, 141–166.
- Düringer, P. 1988: Les conglomérats des bordures du rift cénozoïque rhéan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique. Unpublished PhD Thesis, University Louis Pasteur, Strasbourg (France), 278 pp.
- Düringer, P. & Gall, J.-C. 1993: Les écosystèmes microbiens marqueurs des variations des niveaux lacustres en contexte de fan-delta. Exemple du rift rhéan méridional (Europe occidentale). *Geologische Rundschau* 82, 30–41.
- Düringer, P. & Gall, J.-C. 1994: Morphologie des constructions microbiennes en contexte de fan-delta Oligocène. Exemple du rift rhéan (Europe occidentale). *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 107, 35–47.
- Engesser, B. & Mödden, C. 1997: A new version of the biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Agenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil Mammals. In: Aguilar, J.-P. et al. (Eds.): *Actes du Congrès Biochrom'97. Mémoires et Travaux de l'Ecole pratique des Hautes Études, Institut de Montpellier* 21, 475–499.
- Fischer, H. 1965: Géologie des Gebiets zwischen Blauen und Pfirter Jura (SW Basel) mit einem mikropaläontologischen und einem paläogeographischen Beitrag. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz N.F.* 122, 107 pp.
- Fischer, H. 1969: Geologischer Überblick über den südlichen Oberrheingraben und seine weitere Umgebung. *Regio Basiliensis* X, 57–84.
- Foucart, T. 1997: L'analyse des données. Mode d'emploi. *Méthodes et études de cas*. Presses universitaires de Rennes, 198 pp.
- Freyet, P. & Plaziat, J.C. 1982: Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology* 12, 213 pp.
- Gehrels, W.R. & Newman, S.W.G. 2004: Salt-marsh foraminifera in Ho Bugt, western Denmark, and their use as sea-level indicators. *Geografisk Tidsskrift, Danish Journal of Geography* 104, 97–106.
- Greppin, J.-B. 1870: Description géologique du Jura bernois et de quelques districts adjacents. *Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse* 8, 154 pp.
- Grimm, K.I. 2002: Paläobiogeographische Untersuchungen an rupelischen Foraminiferenfaunen aus der Bayerischen Molasse, dem Inntaltertiär, dem Mainzer Becken und dem Oberrheingraben. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 223, 183–199.
- Grimm, M.C. 2005: Beiträge zur Lithostratigraphie des paläogens und Neogens im Oberrheingebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken). *Geologisches Jahrbuch Hessen* 132, 79–112.
- Grimm, K.I., Grimm, M.C. & Schindler, T. 2000: Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium/Chatium des Mainzer Beckens, Deutschland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 218, 343–397.
- Guernet, C., Lemeille, F., Sorel, D., Bourdillon, C., Berge-Thierry, C. & Manakou, M. 2003: Les Ostracodes et le Quaternaire d'Aigion (Golfe de Corinthe, Grèce). *Revue de Micropaléontologie* 46, 73–93.
- Hayward, B.W. & Brook, F.J. 1994: Foraminiferal paleoecology and initial subsidence of the early Miocene Waitemata Basin, Waiheke Island, Auckland. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 34, 11–24.
- Hohenegger, J. 2005: Estimation of environmental paleogradient values based on presence/absence data: a case study using benthic foraminifera for paleodepth estimation. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 217, 115–130.
- Homewood, P., Allen, P. & Williams, G.D. 1986: Dynamics of the Molasse Basin of Switzerland. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 8, 199–217.
- Huber, B. 1994: Rupelian foraminifera in the southern Rhinegraben and their paleoecological significance. Unpublished PhD Thesis, University of Basel, 92 pp.
- Keen, M.C. 1972a: The Sannoisian and some other Upper Palaeogene ostracoda from north-west Europe. *Palaeontology* 15, 267–325.
- Keen, M.C. 1972b: Mid-Tertiary Cytherettinae of North-West Europe. *Bulletin of the British Museum (Natural History)* 21, 259–400.
- Keller, W.T. & Liniger, H. 1930: Geologischer Atlas der Schweiz 1/25 000. Blätter: 92 Movelier, 93 Soyhière, 94 Delémont, 95 Courrendlin. Geologische Aufnahme. Schweizerische Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.
- Kilian, W. 1884: Note sur les terrains tertiaires du Territoire de Belfort et des environs de Montbéliard (Doubs). *Bulletin de la Société Géologique de France* 3, 729–759.
- Kessler, P. 1909: Die Tertiären Küstenkonglomerate in der mittelhessischen Tiefebene mit besonderer Berücksichtigung der elsässischen Vorkommen. *Mitteilungen der geologischen Landesanstalt Elsass-Lothringen* 7, 167–290.
- Koch, R., Lehner, A., Waibel, A. & Mühlberg, M. 1936: Geologischer Atlas der Schweiz 1/25 000. Blätter: 96 Laufen, 97 Bretzwil, 98 Erschwil, 99 Mümliswil. Geologische Aufnahme. Schweizerische Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.
- Lachenal, A.-M. & Bodergat, A.-M. 1990: Les ostracodes et les variations paléoeustatiques du golfe de Gabès (Méditerranée) depuis 30 000 ans. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, 113–122.
- Lambert, B. 2003: Micropalaeontological investigations in the modern Mahakam delta, East Kalimantan (Indonesia). *Notebooks on Geology* 2003, 1–21.
- Laubscher, H.-P. 1963: Geologischer Atlas der Schweiz 1/25 000. Blatt: 1085 Saint-Ursanne. Erläuterungen. Schweizerische Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, 26 pp.
- Leidhold, C. 1915: Notiz über die Jura und Tertiärablagerungen bei Rosheim im Unter-Elsass. *Centralblatt für Mineralogie Geologie und Paläontologie* 1915, 131–142.
- Liebau, A. 1980: Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierungen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 160, 173–216.
- Liebau, A. 1984: Grundlagen der Ökobathymetrie. In: Luterbacher, H.-P. (Ed.): *Paläobathymetrie. Paläontologische Kursbücher* 2, 149–184.
- Liniger, H. 1925: Geologie des Delsberger Beckens in der Umgebung von Movelier. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz N.F.* 55, 71 pp.
- Liniger, H. & Keller, W.T. 1930: Geologischer Atlas der Schweiz 1/25 000. Blätter: 92 Movelier, 93 Soyhière, 94 Delémont, 95 Courrendlin. Erläuterungen. Schweizerische Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, 6 pp.
- Luterbacher, H.P., Ali, J.R., Brinkhuis, H., Gradstein, F.M., Hooker, J.J., Monnechi, S., Ogg, J.G., Powell, J. Röhl, U., Sanfilippo, A. & Schmitz, B. 2004: The Paleogene Period. In: Gradstein, F.M. et al. (Eds.): *A Geological Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 384–408.
- Matter, A., Homewood, P., Caron, C., Rigassi, D., Stuijvenberg, J. van, Weidmann, M. & Winkler, W. 1980: Flysch und Molasse of western and central Switzerland. In: Trümpy, R. (Ed.): *Geology of Switzerland, Part A*. Wepf & Co, Basel, 261–293.

- Miall, A.D. 1996: The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, Berlin, 582 pp.
- Mödden, C., Schäfer, P., Reichenbacher, B., Schwarz, J. & Kadolsky, D. 2000: Säugertiere, Fisch-Otolithen, Ostracoden, Mollusken und Charophyten aus den Süßwasser-Schichten (Oligozän) von Wolfsheim im Mainzer Becken. *Paläontologische Zeitschrift* 74, 343–361.
- Morkhoven, F.P.C.M. van 1963: Post-Paleozoic Ostracoda, their morphology, taxonomy and economic use, Part 2. Elsevier, New York, 478 pp.
- Müller, C. 1988: Nannoplankton: France - The Federal Republic of Germany: the Rhine Graben. *Geologisches Jahrbuch Reihe A* 100, 266–267.
- Oertli, H.-J. 1958: Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. *Schweizerische Paläontologische Abhandlungen* 74, 119 pp.
- Pharisat, A. 1991: La paléochthyofaune du Rupélien marin de Froidefontaine (Territoire de Belfort). Taxinomie et populations, genèse du gisement, implications paléogéographiques et géodynamiques. *Annales Scientifiques de l'Université de Franche-Comté Besançon - Géologie* 4, 13–97.
- Picot, L. 2002: Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénoise: paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie. PhD Thesis, University of Fribourg, *Geofocus* 5, 240 pp.
- Picot, L., Becker, D. & Berger, J.-P. 1999: Nouvelles données paléoécologiques et biostratigraphiques sur la formation des Calcaires delémontiens («Delsberger Kalke», Oligocène terminal, Jura Suisse). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 214, 433–462.
- Picot, L., Becker, D., Lapaire, F., Ustaszewski, K., Hug, W.A. & Berger, J.-P. 2005: Sédimentologie, paléontologie et paléoenvironnements côtiers de la région de Porrentruy (Sud-Rhénan, Paléogène, Jura, Suisse): Implications géodynamiques. *Eclogae geologicae Helvetiae* 98, 281–296.
- Pirkenseer, C. 2007: Foraminifera, Ostracoda and other microfossils of the Southern Upper Rhine Graben: palaeoecology, biostratigraphy, palaeogeography and geodynamic implications. Unpublished PhD Thesis, University of Fribourg, 340 pp.
- Reichenbacher, B. 2000: Das brackisch-lakustrine Oligozän und Unter-Miozän im Mainzer Becken und Hanauer Becken: Fischfaunen, Paläoökologie, Biostratigraphie, Paläogeographie. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 222, 1–143.
- Reichenbacher, B., Berger, J.-P. & Weidmann, M. 1996: Charophytes et oolithes de la Molasse d'eau douce inférieure oligocène de Moutier (Jura suisse). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 202, 63–93.
- Riveline, J., Berger, J.P., Feist, M., Martin-Closas, C., Schudack, M. & Soulie-Märsche, I. 1996: European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 453–468.
- Roussé, S. 2006: Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'Oligocène Moyen et Supérieur du Sud du Fossé Rhénan: évolution des milieux de dépôts en contexte de rift en marge de l'avant-pays alpin. Unpublished PhD Thesis, University Louis Pasteur, Strasbourg (France), 471 pp.
- Schäfer, P. 1996: Stratigraphie und Sedimentationsgeschichte im Tertiär des Mainzer Beckens. *Jahresberichte Mitteilungen oberrheinische geologische Vereinigung N.F.* 78, 57–69.
- Schirardin, J. 1954: Les formations littorales et côtières du Sannoisien de la Moyenne Alsace. *Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine* 7, 35–67.
- Schlunegger, F., Rieke-Zapp, D. & Ramseier, K. 2008: Possible environmental effects on the evolution of the Alps-Molasse Basin system. *Swiss Journal of Geosciences* 100, 383–405.
- Schuler, M. 1988: Spores, pollen: the Rhine graben. In: Vinken R (Ed.) *The Northwest European tertiary basin. Geologisches Jahrbuch Reihe A* 100, 300–302.
- Schuler, M. 1990: Palynologie et biostratigraphie de l'Éocène et de l'Oligocène inférieur dans les fossés rhénan, rhodanien, et de Hesse. *Document BRGM* 190, 535 pp.
- Simaeys, S. van, Munsterman, D. & Brinkhuis, H. 2005: Oligocene dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Southern North Sea. *Review of Palaeobotany and Palynology* 134, 105–128.
- Sissingh, W. 1997: Tectonostratigraphy of the North Alpine Foreland Basin: correlation of Tertiary depositional cycles and orogenic phases. *Tectonophysics* 282, 223–256.
- Sissingh, W. 2003: Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 196, 229–263.
- Sittler, C. 1965: Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Études sédimentologiques et paléoclimatiques. *Mémoire du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine* 24, 1–392 pp.
- Spezzaferri, S., Rögl, F., Coric, S. & Hohenegger, J. 2004: Palaeoenvironmental reconstruction and agglutinated foraminifera from the Karpatian/Badenian (Early/Middle Miocene) transition in the Styrian Basin (Austria, Central Paratethys). In: Bubik, M. & Kaminski, M.A. (Eds.): *Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication* 8, 423–459.
- Storni, A. 2002: Étude paléontologique et sédimentologique de la carrière d'Altkirch (Alsace, Paléogène) et cartographie des sédiments tertiaires et quaternaires de la région de Porrentruy. Unpublished Master Thesis, University of Fribourg, 1–125.
- Suter, M. 1978: Geologische Interpretation eines reflexionseismischen W-E profils durch das Delsberger Becken. *Eclogae geologicae Helvetiae* 71, 267–275.
- Tricart, J. & Vonfelt, J. 1955: La signification paléogéographique des conglomérats oligocènes de la bordure vosgienne. *Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine* 8, 105–118.
- Uffenorde, H. 1986: Stratigraphical and palaeoecological aspects of Upper-Oligocene and Miocene ostracoda of Lower Saxony. In: Tobien, H. (Ed.): *Nordwestdeutschland im Tertiär. Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde* 18, Gebrüder Borntraeger, Berlin, 422–436.
- Uhlig, I. 1999: Die Rhinoceroidea (Mammalia) aus der unteroligozänen Spaltenfüllung Möhren 13 bei Treuchtlingen in Bayern. *Verlag der bayerischen Akademie der Wissenschaften, München*, 254 pp.
- Weidmann, M. 1986: Quelques observations nouvelles sur la molasse du Jura. *Bulletin des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique et du Musée géologique de l'Université de Lausanne* 289, 153–159.

Manuscript received April 12, 2007

Manuscript accepted May 15, 2008

Published Online first August 6, 2008

Editorial Handling: H. Bucher & J.-P. Billon-Bruyat

Planche I

Foraminifères du Rupélien des bassins de Delémont et d'Ajoie (cf. Tab. 1 pour les abréviations). Échelle: 0,1 mm.

1, 2) *Melonis affinis* (REUSS 1851); couche BEE 1900; éch. BEE004-250. 3, 4) *Cycloforina lucida* (KARRER 1868); couche BEE 1800; éch. BEE004-249. 5) *Cycloforina hauerina* (D'ORBIGNY 1846); couche BEE 1800; éch. BEE004-247. 6, 7) *Cycloforina impressa* (REUSS 1851); couche BEE 1800; éch. BEE004-248. 8) *Pyrulina* sp.; couche BEE 1900; éch. BEE004-253. 9, 10) *Quadriformina petrolei* (ANDREA 1884); couche BEE 1900; éch. BEE004-252. 11, 12) *Bucella* sp.; couche BEE 1900; éch. BEE004-251. 13) *Trochammina acervulata* (GRZYBOWSKI 1896); couche BEE 200; éch. BEE003-949. 14–16) *Pararotalia canui* (CUSHMAN 1928); éch. OIS000-29.

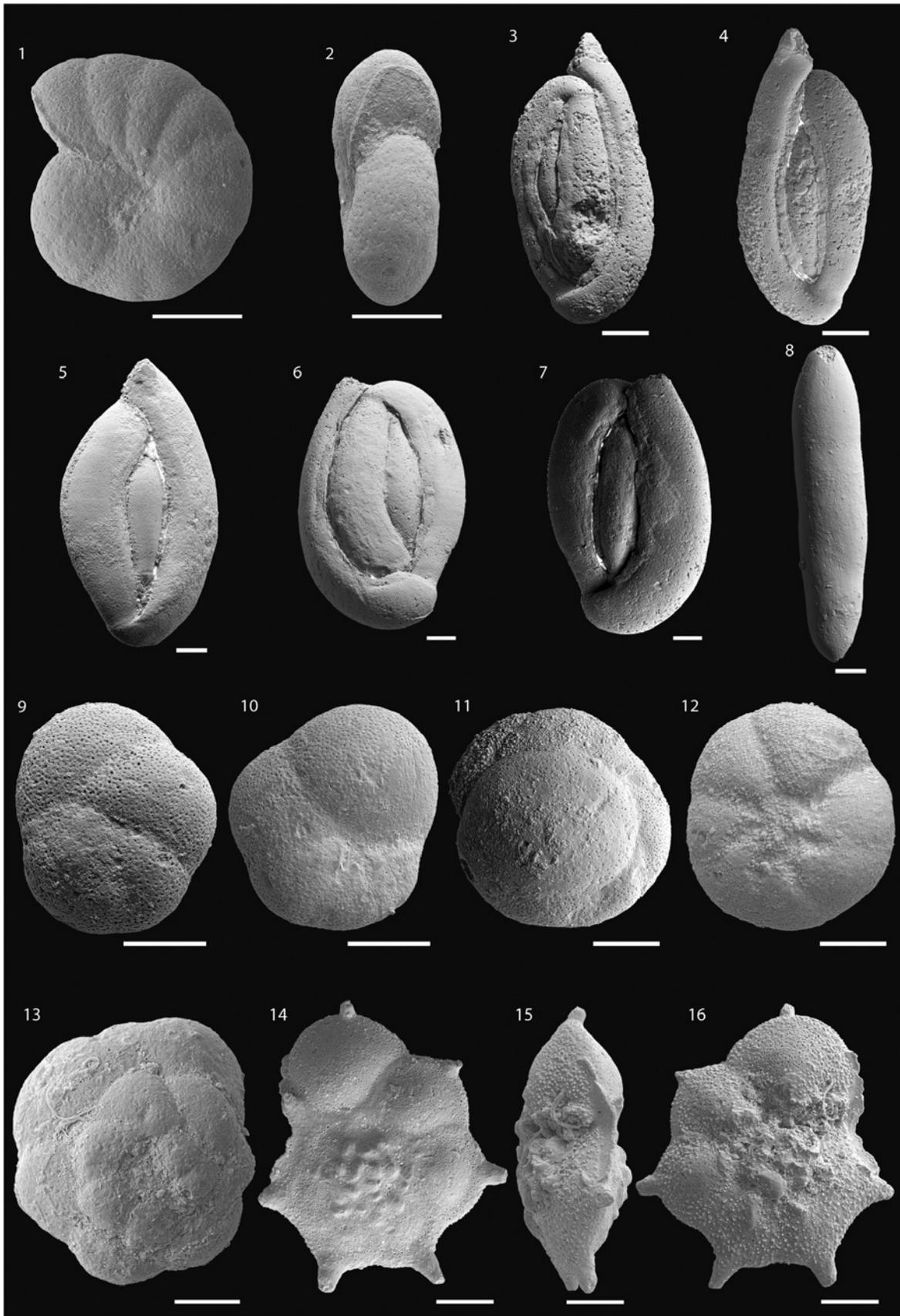


Planche II

Ostracodes du Rupélien des bassins de Laufen, Delémont et d'Ajoie (cf. Tab. 1 pour les abréviations). Échelle: 0,1 mm.

1) *Cytherella gracilis* LIENENKLAUS 1894; juvénile; éch. BREU remblais. 2) *Cytherelloidea jonesiana* (BOSQUET 1852); couche BEE 1800; éch. BEE003-950. 3) *Paracypris aerodynamica* OERTLI 1956; éch. LAU 4. 4) *Campylocythere* sp.; couche BEE 1800; éch. BEE003-951. 5) *Schuleridea* sp.; couche BEE 1800; éch. BEE004-255. 6) *Pokornyella limbata* (BOSQUET 1952); femelle; couche BEE 1800; éch. BEE003-952. 7) *Leguminocythereis sorneana* OERTLI 1956; femelle; couche BEE 100; éch. BEE003-953. 8) *Leguminocythereis sorneana* OERTLI 1956; mâle; couche BEE 100; éch. BEE003-954. 9) *Hemicyprideis helvetica* (LIENENKLAUS 1895); mâle; éch. LAU 1. 10) *Hemicyprideis helvetica* (LIENENKLAUS 1895); juvénile nodé; éch. LAU 6. 11) *Cyamocytheridea punctatella* (BOSQUET 1852); femelle; éch. LAU 23. 12) *Cytheridea pernota* OERTLI & KEY 1955; femelle; éch. LAU 2. 13) *Cytheridea pernota* OERTLI & KEY 1955; juvénile; éch. LAU 25. 14) *Cyamocytheridea punctatella* (BOSQUET 1852); femelle; éch. LAU 9.



Planche III

Ostracodes du Rupélien des bassins de Laufen, Delémont et d'Ajoie (cf. Tab. 1 pour les abréviations). Échelle: 0,1 mm.

1) *Pterygocythereis ceratoptera* (BOSQUET 1853); éch. LAU 48. 2) *Pterygocythereis ceratoptera* (BOSQUET 1853); vue dorsale; éch. LAU 32. 3) ?*Muellerina* sp.; cou BEE 1800; éch. BEE004-256. 4) *Cytheretta posticalis* (TRIEBEL 1952); éch. LAU 2. 5) *Cytheretta tenuistriata* (REUSS 1853); couche BEE 1800; éch. BEE004-257. 6) *Cytheretta tenuistriata* (REUSS 1853); couche BEE 1800; éch. BEE 003-955. 7) *Cytheretta gutzwilleri* OERTLI 1956; juvénile; couche BEE 1800; éch. BEE003-956. 8) *Cytheretta variabilis* OERTLI 1956; couche BEE 1800; éch. BEE003-957. 9, 10) *Loxoconcha favata* KUIPER 1918; mâle; couche BEE 1800; éch. BEE004-258. 11) *Hammatocythere* cf. *trituberculata* (REUSS 1849); éch. BREU remblais. 12, 13) *Loxoconcha delemontensis* OERTLI 1956; couche BEE 1800; éch. BEE004-259. 14) *Hammatocythere* cf. *trituberculata* (REUSS 1849); éch. BREU remblais.

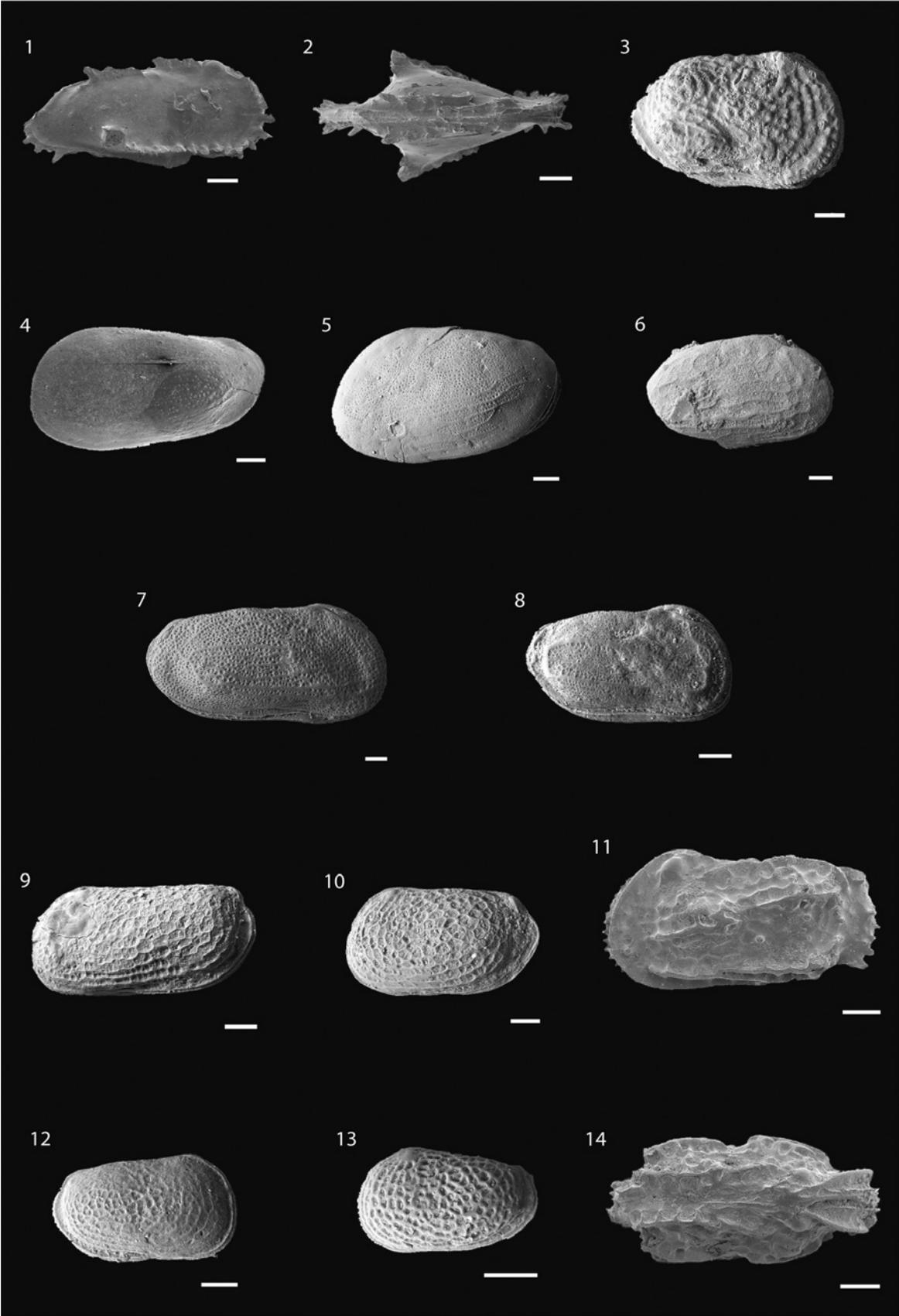


Planche IV

Poissons du Rupélien du bassin de Delémont (cf. Tab. 1 pour les abréviations). Échelle: 2 mm.

1) *Synodontaspis acutissima* (AGASSIZ 1844); dent antérieure; vue labiale (a), vue linguale (b), vue de profil (c); couche BEE 1800; éch. BEE004-134. 2) *Synodontaspis acutissima* (AGASSIZ 1844); dent antérieure; vue labiale (a), vue linguale (b), vue de profil (c); couche BEE 2100; éch. BEE003-737. 3) *Synodontaspis cuspidata* (AGASSIZ 1844); dent latérale; vue labiale (a), vue linguale (b), vue de profil (c); couche BEE 1800; éch. BEE004-497. 4) *Synodontaspis cuspidata* (AGASSIZ 1844); dent latérale; vue labiale (a), vue linguale (b), vue de profil (c); couche BEE 2100; éch. BEE003-556. 5) Elasmobranchii indet.; centrum vertébral; couche BEE 2100; éch. BEE003-548. 6) *Synodontaspis cuspidata* (AGASSIZ 1844); dent latérale; vue labiale (a), vue linguale (b), vue de profil (c); couche BEE 2100; éch. BEE003-738. 7) *Physogaleus latus* (STORMS 1894); dent latérale; couche BEE 2100; éch. BEE003-643. 8) *Physogaleus latus* (STORMS 1894); dent latérale; vue labiale (a), vue linguale (b), vue de profil (c); couche BEE 1900; éch. BEE003-626. 9) *Physogaleus latus* (STORMS 1894); dent antéro-latérale; couche BEE 1900; éch. BEE004-50.

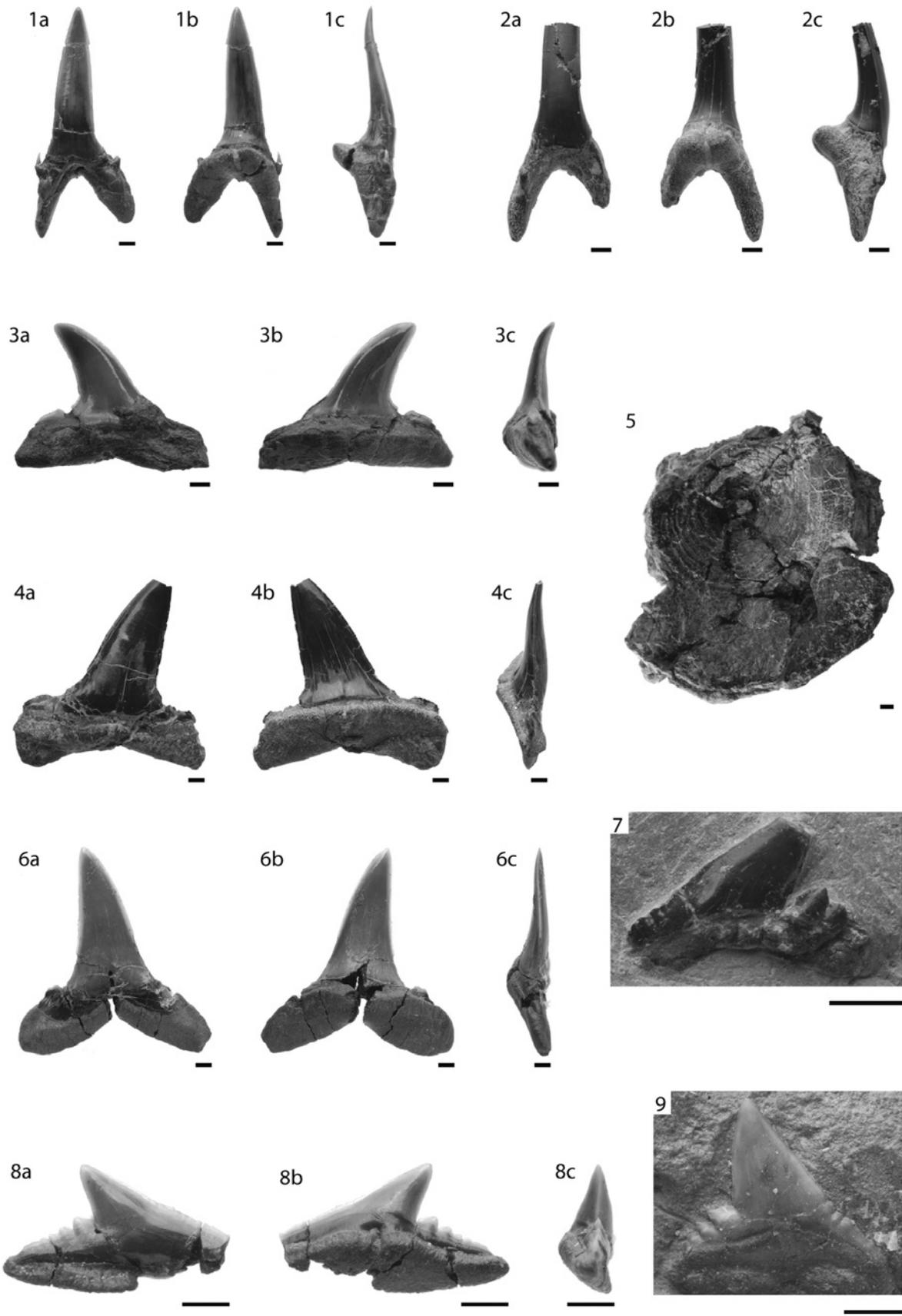


Planche V

Poissons du Rupélien du bassin de Delémont (cf. Tab. 1 pour les abréviations). Échelles: 0,5 mm (1 et 6); 1 mm (2–5, 7–14).

1) *Cetorhinus* sp.; dent orale; vue labiale; couche BEE 2100; éch. BEE003-932. 2) *Cetorhinus* sp.; dent orale; vue labiale; couche BEE 2100; éch. BEE003-933. 3) *Cetorhinus* sp.; fragment de branchiospine; couche BEE 200; éch. BEE002-94. 4) *Scyliorhinus* sp.; vue labiale; couche BEE 1900; éch. BEE003-942. 5) cf. «*Dasyatis*» sp.; vue linguale; couche BEE 100; éch. BEE003-934. 6) cf. «*Dasyatis*» sp.; vue occlusale; couche BEE 100; éch. BEE003-935. 7) Myliobatidae indet.; vue linguale; couche BEE 100; éch. BEE003-937. 8) cf. *Manta*; vue labiale; couche 1900; éch. BEE003-918. 9) cf. *Clupea longimana*; écaille; couche BEE 2100; éch. BEE003-173. 10) cf. *Eutrachiurides*; couche BEE 1900; éch. BEE004-243. 11) cf. *Eutrachiurides*; couche BEE 1900; éch. BEE004-244. 12) Sparidae indet.; vue de profil; couche BEE 100; éch. BEE003-938. 13) Sparidae indet.; vue basale; couche BEE 100; éch. BEE003-939. 14) Sparidae indet.; vue occlusale; couche BEE 100; éch. BEE003-940.

