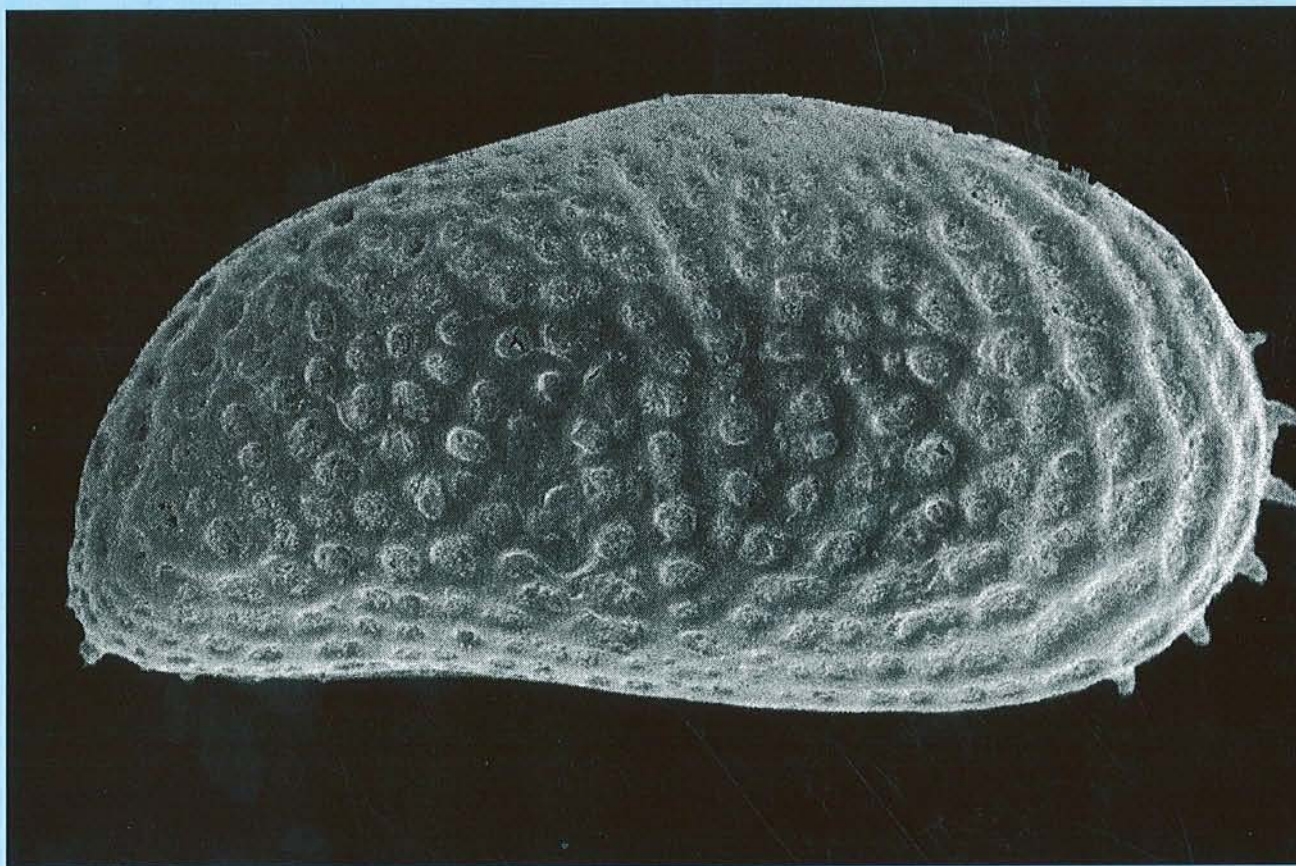


Laurent PICOT

**Le Paléogène des synclinaux du Jura
et de la bordure sud-rhénane:
paléontologie (Ostracodes), paléoécologie,
biostratigraphie et paléogéographie.**



Département de Géosciences- Géologie et Paléontologie
Université de Fribourg (Suisse)

**Le Paléogène des synclinaux du Jura
et de la bordure sud-rhénane:
Paléontologie (Ostracodes),
paléoécologie, biostratigraphie, paléogéographie**

Thèse

présentée à la faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)
pour l'obtention du grade de *Doctor rerum naturalium*

Laurent Picot
(France)

2002

Thèse n°1375

Multiprint SA, Fribourg

Acceptée par la Faculté des sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)

Sur la proposition de :

Prof. Jean-Pierre Berger, Université de Fribourg (Suisse)

Dr Anne-Marie Bodergat, Université de Lyon (France)

Prof. Bettina Reichenbacher, Université de Munich (Allemagne)

Fribourg, le 17 mai 2002

Le directeur de Thèse, Prof. Jean-Pierre Berger

Le Doyen, Prof. A. von Zelewsky :

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	p.4
ABSTRACT	p.5
AVANT-PROPOS :	p.6
CHAP I : INTRODUCTION	p.7
CHAP II : LITHOSTRATIGRAPHIE ET CARTE GÉOLOGIQUE DES SYNCLINAUX DU JURA.	p.12
1-LES GROUPES	p.12
1-1-LE GROUPE DU SIDÉROLITHIQUE	p.12
1-1-1-Définition	
1-1-2-Position stratigraphique	
1-1-3-Age	
1-1-4-Formations mises dans le Groupe Sidérolithique	
1-2-LE GROUPE DES CALCAIRES INFÉRIEURS ET TERRES JAUNES	p.14
1-2-1-Définition	
1-2-2-Position stratigraphique	
1-2-3-Age	
1-2-4-Formations mises dans le Groupe des Calcaires inférieurs et Terres Jaunes	
1-3-LE GROUPE DES GOMPHOLITHES ET CONGLOMÉRATS	p.21
1-3-1-Définition	
1-3-2-Position stratigraphique	
1-3-3-Age	
1-3-4-Formations mises dans le Groupe des Gompholithes et Conglomérats	
1-4-LE GROUPE DES MEERESSAND	p.22
1-4-1-Définition	
1-4-2-Position stratigraphique	
1-4-3-Age	
1-4-4-Formations mises dans le Groupe des Meeressand	
1-5-LE GROUPE DES SEPTARIENTON	p.24
1-5-1-Définition	
1-5-2-Position stratigraphique	
1-5-3-Age	
1-5-4-Formations mises dans la série argileuse marine	
1-6-LE GROUPE DE LA MOLASSE ALSACIENNE	p.27
1-6-1-Définition	
1-6-2-Position stratigraphique	
1-6-3-Age	
1-6-4-Formations mises dans le Groupe de la Molasse alsacienne	

1-7-LE GROUPE DES CALCAIRES DELÉMONTIENS	p.33
1-7-1-Définition	
1-7-2-Position stratigraphique	
1-7-3-Age	
1-7-4-Formations mises dans le Groupe des Calcaires delémontiens	
2-SYNTÈSE DES FORMATIONS ET LITHOSTRATIGRAPHIE	p.36
3-LES GROUPES PAR SYNCLINAL	p.39
4-CARTE GÉOLOGIQUE DU JURA	p.42
 CHAP. III :SÉDIMENTOLOGIE, PALÉONTOLOGIE, BIOSTRATIGRAPHIE, ECOLOGIE, PALÉOENVIRONNEMENTS DES COUPES ÉTUDIÉES :	 p.45
1- GROUPE DES CALCAIRES INFÉRIEURS	p.45
1-1-LA COUPE DES CALCAIRES INFÉRIEURS DE MOUTIER (LIEU-DIT PÂTURAGE DU DROIT)	p.45
1-2-LES FORAGES RB DE WYNAU	p.45
1-2-1-Le forage RB6/95 de Wynau	
1-2-2-Le forage RB7/95 de Wynau	
2- GROUPE DES GOMPHOLITHES ET CONGLOMÉRATS	p.54
2-1-LA COUPE DE BRESSAUCOURT EST BOIS CARRÉ	p.54
2-2-LA COUPE DE L'OISELIER	p.58
3- GROUPE DES MEERESSAND	p.60
3-1-LES COUPES DE DEVELIER	p.60
3-1-1-Coupe Develier villa	
3-1-2-Coupe Develier virage	
3-2-LA COUPE DE KLEINBLAUEN OU CHLEINBLAUEN	p.62
3-3-LA COUPE D'HOFSTETTEN	p.64
3-4-LA COUPE DE METZERLEN	p.66
4- GROUPE DES SEPTARIENTON :	p.66
4-1-LE SONDAGE DE LAUFEN	p.66
4-2-LA CARRIÈRE DE LAUFEN	p.72
4-3-LE FORAGE D'OTTERBACH	p.88
4-4-LES COUPES DE BRESSAUCOURT ET COURGENAY	p.92
4-4-1-la coupe de Bressaucourt UMM	
4-4-2-La coupe de Courgenay	
4-4-3-La Coupe de Courgenay-villa	
4-5-L'AFFLEUREMENT DE WYNAU UMM	p.94
5- GROUPE DE LA MOLASSE ALSACIENNE :	p.95
5-1-LES FORAGES DE LA VALLÉE DE TAVANNES	p.95
5-1-1-Le forage RB1 Tavannes	
5-1-2-Le forage RB2 Tavannes	
5-1-3-Le forage RB6 Loveresse	
5-2 : LA COUPE DE MOUTIER BELPRAHON	p.101
5-3 : LA COUPE DU VIADUC MOUTIER	p.104
5-4 : LES COUPES DE DORNACHBRUGG ET DE BIEL-BENKEN	p.104
5-4-1-La coupe de Dornachbrugg	
5-4-2-La coupe de Biel-Benken	
6- GROUPE DES CALCAIRES DELÉMONTIENS :	p.107
6-1-LES FORAGES DE RECONVILIER	p.110

6-2-LA COUPE DE COURFAIVRE	
6-3-LA COUPE DE LA BROCHENE FLUH	p.114
CHAP IV : OSTRACODES	p.129
1-CLASSIFICATION	p.129
2-DESCRIPTION	p.130
3-ECOLOGIE	p.146
3-1-BATHYMÉTRIE ET ZONATIONS	p.146
3-1-1-Le système littoral	
3-1-2-La plate-forme externe	
3-1-3-Le domaine profond	
3-2-LES ASSOCIATIONS D’OSTRACODES D’EAUX DOUCES, SAUMÂTRES ET MARINES POUR LA RECONSTITUTION DES PALÉOENVIRONNEMENTS	p.148
3-2-1-Modèle paléoécologique pour les dépôts lacustres de l’USM	
3-2-2- Modèle paléoécologique pour les dépôts marins de l’UMM	
4-BIOSTRATIGRAPHIE	p.160
CHAP V : ETUDE DE MILIEUX ACTUELS	p.161
1-INTRODUCTION	p.161
2-CARACTÉRISTIQUES DES DIFFÉRENTS ÉTANGS	p.161
3-MÉTHODOLOGIE	p.166
4-RÉSULTATS	p.167
5-INTERPRÉTATION	p.167
6-CONCLUSIONS ET IMPLICATIONS POUR LES DÉPÔTS LACUSTRES FOSSILES	p.168
CHAP VI : SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE, PALÉOÉCOLOGIQUE	p.170
1-L’UMM	p.170
1-1-LES ARGUMENTS PALÉONTOLOGIQUES	p.170
1-2-LES ARGUMENTS SÉDIMENTOLOGIQUES	p.173
1-3-MOUTIER ET WYNAU, JALONS DE LA COMMUNICATION ENTRE LES MERS ALPINE ET RHÉNANE	p.175
1-4-CONCLUSIONS	p.176
2-L’USM	p.177
2-1-ÉTUDE DES MINÉRAUX LOURDS DE QUELQUES ÉCHANTILLONS DES COUPES CONTINENTALES ÉTUDIÉES.	p.177
2-2-GRANDS ÉVÈNEMENTS GÉOLOGIQUES ET CRISES CLIMATIQUES	p.178
CHAP VII : CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES POUR LE PALÉOGÈNE	p.181
1-CARTE 1	p.182
2-CARTE 2	p.182
3-CARTE 3	p.183
4-CARTE 4	p.194
5-CARTE 5	p.194
CHAP VIII : CONCLUSIONS ET IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES	p.195
BIBLIOGRAPHIE	p.197
ANNEXES ET PLANCHES	p.209

RÉSUMÉ

Dans la partie distale du bassin molassique suisse, bassin typiquement d'avant-pays, la Molasse du Jura est piégée dans différents synclinaux. Les dépôts paléogènes, rencontrés dans ces synclinaux mais également dans la partie sud du fossé rhénan, ont fait l'objet d'une synthèse. Toutes les formations utilisées dans la littérature ont été recensées et hiérarchisées. Ainsi, chaque formation a été définie et calée sur la charte biostratigraphique, permettant l'élaboration d'une lithostratigraphie complète pour les dépôts paléogènes. Avec cette nouvelle lithostratigraphie, une carte géologique des dépôts tertiaires a été réalisée pour les différents synclinaux du Jura.

Dans ces dépôts paléogènes des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane, une trentaine de coupes ont été étudiées en détail. Des analyses sédimentologiques, paléontologiques et biostratigraphiques ont permis de reconstituer les différents paléoenvironnements marins, estuariens, fluviaux et lacustres.

Une étude paléontologique poussée a été entreprise sur le groupe des ostracodes. Toute l'ostracofaune récoltée a fait l'objet d'une étude taxinomique précise, où les diagnoses, les descriptions, leur biostratigraphie ainsi que leur paléoécologie ont été développées. Des modèles paléoécologiques basés sur les associations d'ostracodes ont été réalisés. Il est désormais possible d'identifier les associations continentales caractéristiques des zones littorales et sub-littorales lacustres. Grâce à une analyse en composantes principales, sept associations marines caractéristiques ont pu être mise en évidence, permettant de définir les paléoenvironnements marins différents de la mer rhénane rupélienne des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane du Fossé rhénan.

Afin de comprendre les modèles paléoécologiques lacustres, une étude sur les milieux lacustres actuels s'est avérée nécessaire et a permis de mettre en évidence que les répartitions bathymétriques des flores et des faunes ne sont pas aléatoires. Ainsi la présence de gyrogonites de charophytes indique des profondeurs situées entre 0 et 4 m. Les faunes épiphytes, comme les ostracodes et les gastéropodes, ont des abondances proportionnelles à l'espace disponible sur les charophytes. Faits importants pour les dépôts lacustres fossiles, l'évolution des plans d'eau et les phénomènes de concurrence entre les Characées, Potamogetons et Myriophylles montrent une dynamique de ces étangs, colonisés par des hydrophytes pionnières (Characées) puis envahis progressivement par les Potamogetons et les Myriophylles qui entraînent la régression et éventuellement la disparition des charophytes.

Ce travail met en évidence l'existence d'une liaison marine entre la mer rhénane et la mer périalpine au Rupélien. Cette communication marine s'est faite sous la forme de petits bras de mers peu étendus avec des conditions écologiques très particulières ne permettant que l'essor d'une faune restreinte. Ces niveaux marins gréseux sont discrets sédimentologiquement et ils sont difficilement discernables des dépôts gréseux fluviaux qu'ils traversent. En comparant les faunes et flores rupéliennes contenues dans les sédiments de la mer périalpine et de la mer rhénane, les affinités sont faibles. Une des causes principale de ce manque d'affinités est représentée par le fait que les paléoenvironnements en position subalpine (épibathyal) sont différents des paléoenvironnements de la mer rhénane dans le Jura (dépôts situés à environ 30 m de profondeur), avec pour conséquence des faunes et des flores différentes. Par contre, les poissons, nageurs actifs pouvant se soustraire rapidement à des conditions écologiques défavorables, sont communs aux deux mers. De nombreuses faunes et flores remaniées du Paléocène subalpin (foraminifères planctoniques, dinoflagellés et nannofossiles) se retrouvent aussi dans les sédiments de la mer rhénane, attestant ainsi l'existence de la liaison marine.

Dix cartes paléogéographiques ont été réalisées : les cinq premières sont centrées sur la zone des synclinaux du Jura alors que les 5 suivantes replacent l'étude dans le cadre plus large du bassin molassique suisse et de l'Upper Rhine Graben. Ces cartes mettent en évidence les modalités et le « timing » de l'extension et de la régression vers l'est de la mer périalpine. L'invasion du fossé rhénan et des synclinaux jurassiens par la mer rhénane est illustrée, ainsi que sa régression. La communication entre la mer périalpine et la mer rhénane est également figurée et l'existence d'une liaison marine entre le sud du fossé rhénan et le fossé de la Bresse est envisagée via la faille transformante qui les sépare.

L'étude des dépôts paléogènes des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane a démontré des implications géodynamiques : la distension rhénane est enregistrée dans le Jura dès la limite Eocène-Oligocène. Les synformes dues au plissement alpin sont déjà présentes dès la base du Rupélien. Certaines failles affectent également dès la base du Rupélien le massif des Vosges et de la Forêt-Noire.

ABSTRACT

In the distal part of the Swiss Molassic basin, a typical foreland basin, the Jura Molasse is trapped within different synclines. This study focused on the paleogene deposits present in these synclines and as well as in the south border of the Graben. All formations mentioned in the literature were identified and a hierarchy was established. Each formation was defined and fixed on the biostratigraphical chart, allowing the construction of a new complete lithostratigraphy for the paleogene deposits. Based on this new lithostratigraphy, a geological map was established for the Jura synclines area.

Out of these paleogene deposits from the Jura synclines and the south border of the Graben, about thirty outcrops were studied in detail. Sedimentological, paleontological and biostratigraphical analyses allowed us to reconstruct marine, estuarine, fluviatile and lacustrine paleoenvironments.

A thorough paleontological study focused on the Ostracods. The totality of sampled ostracofauna was investigated and accurate taxinomial analyses, pertaining to its diagnoses, descriptions, as well as paleoecology were performed. Paleoecological models based on ostracods associations were developed. It is now possible to identify continental associations characteristic of lacustrine littoral zones and sub-littoral zones. A mathematical approach revealed the existence of typical marine associations, allowing us to define different marine paleoenvironments for the Rupelian rhenish sea of the Jura synclines and the south border of the Graben.

To better understand lacustrine paleoenvironments, a study based on present-day lacustrine environments was undertaken which showed that the bathymetrical repartitions of fauna and flora are not hazardous. The occurrence of fructified charophytes gyrogonites is characteristic of depths of 0 to 4 meters. The abundance of epiphytal faunas like ostracods and gastropods is proportional to the space available on charophytes. Another important observation relevant to fossil lacustrine deposits, is how evolution of lakes and competition phenomena between Charophytes, Potamogetons and Myriophylles reveal the dynamics of these lakes, colonised first by pioneer hydrophytes (Charophytes), then gradually invaded by Potamogetons and Myriophylles which cause the regression and sometimes the disappearance of Charophytes.

This work also displays evidence for the existence of a marine link between the rhenish sea and the perialpine sea during the Rupelian. This marine communication occurred through small sea channels exhibiting very specific paleoecological conditions, which only allowed a restricted fauna to prosper. These marine deposits are elusive, mainly because these sandstone levels are difficult to distinguish from these fluviatile sandstones deposits they cross. Rupelian fauna and flora from the perialpine and rhenish seas show few affinities. One of the main reasons for this lack of affinity is the difference in paleoenvironments between perialpine position (epibathyal) and position (neritical, -30 m depth), leading to essentially different fauna and flora. On the other hand, fishes, which are active swimmers and therefore able to shirk from unfavourable ecological conditions, are common to both seas. A lot of reworked fauna and flora from the subalpine paleocene deposits (planctonic foraminifera, dinoflagellates and nannofossils) are also present in the deposits of the rhenish sea, and are further evidence of the once-existing marine communication.

Ten paleogeographical maps have been established. The first five correspond to the Jura synclines zone, and the last five describe an area located between the Swiss alpine front and the north of the Graben. These maps show the modalities and the timing of the extension and eastward the regression of the perialpine sea. The invasion of the Graben and the Jura synclines by the rhenish sea is illustrated as well as its regression. The communication between the perialpine sea and the rhenish sea is also represented and we surmise the existence of a marine connection between the south Graben and the Bresse graben.

This study of the paleogene deposits of the Jura synclines and the south-border of the Graben also presents geodynamical implications: The extension is recorded in the Jura as early as the Eocene-Oligocene boundary. Synforms resulting from the alpine folding are already present at the base of Rupelian, just like are present certain faults which cross the Vosges and Forêt-Noire massif.

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, m'ont aidé et soutenu.

Je tiens à adresser toute ma gratitude au professeur Jean-Pierre Berger (Université de Fribourg, Suisse) qui m'a proposé ce sujet de thèse. Il a suivi avec beaucoup d'intérêt mon travail et m'a fait partager son expérience et ses connaissances. Je lui en suis très reconnaissant.

Je remercie également Dr Anne-Marie Bodergat (Université de Lyon, France) et la professeur Bettina Reichenbacher (Université de Munich, Allemagne) d'avoir accepté de faire partie du Jury et de juger cette thèse. J'espère que cette étude est à la hauteur de leurs attentes. Bettina Reichenbacher m'a également aidé à l'étude des otolithes et des poissons.

Ma reconnaissance va au Dr Horst Janz (Université de Tübingen, Allemagne) qui m'a accueilli dans son laboratoire. Il s'est montré disponible pour répondre à mes nombreuses interrogations. A travers nos nombreuses discussions, il m'a fait bénéficier de ses conseils précieux sur les ostracodes.

De nombreux spécialistes se sont investis dans l'étude des faunes et des flores que j'ai récoltées. C'est pourquoi je remercie vivement Dr K. Grimm (Université de Mainz, Allemagne) pour les foraminifères, Dr B. Engesser (Museum de Bâle, Suisse) et Dr D. Kälén (B.W.G., Bern, Suisse) pour les micromammifères, J. Jost (Zofingen, Suisse) pour les requins, Dr E. De Kaenel (D.P.R., Neuchâtel, Suisse), Dr P. Hochuli (Museum de Zürich, Suisse) pour la palynologie, Dr P. Schäfer (Geologisches Landesamt, Mainz, Allemagne) pour les données inédites qu'il m'a fournies, et Dr R. Becker-Haumann (Université de Köln, Allemagne) pour les minéraux lourds.

Je tiens à remercier Dr. E. Lambert et Dr. M. Guerlesquin (UCO, Angers, France) de m'avoir accueilli et fait partager leurs connaissances sur les charophytes actuelles.

Je tiens à apporter toute ma gratitude au Dr M. Weidmann (Jongny, Suisse) pour avoir partagé ses grandes connaissances de la Molasse et pour les très nombreuses données inédites qu'il m'a gentiment fournies.

Je remercie mon ami Vincent Lebreton (Institut de Paléontologie Humaine, Paris) qui m'a aidé à la compréhension du logiciel Statistica et à extraire de l'information des analyses en composantes principales effectuées sur les ostracodes.

Dr. Ursula Menkveld (Muséum de Bern), Dr. J. Sauvagnat (Muséum de Genève), R. Panchaud (Muséum de Bâle) ont mis à ma disposition des collections d'ostracodes

et de foraminifères. Je les remercie ainsi que Dr. H.-J. Oertli (Pau, France) qui m'a gentiment prêté sa collection privée d'ostracodes jurassiens.

Je tiens à apporter toute ma gratitude à Damien Becker (Université de Fribourg et Section de Paléontologie), la moitié du duo des molasseux, avec qui j'ai passé de bons moments et qui m'a aidé dans mes recherches par le travail effectué en duo sur le terrain et par les nombreuses discussions que nous avons eues. J'ai hâte d'entendre sa soutenance sur les Périssodactyles jurassiens... (Tout un programme !!).

De nombreux bureaux de géologie et de paléontologie, ainsi que certaines entreprises exploitant des carrières nous ont régulièrement informé de l'existence d'excavation dans la Molasse jurassienne et sud-rhénoise. Ainsi je tiens à remercier Messieurs Bapst (MFR de Bienne), Fleury et Grobet (MFR Delémont), Häring (Geothermal Explorers Ltd), Mumenthaler et les dirigeants de la carrière de Laufen (Laufen Tonfabrik AG), Imhof (Gebrüder Imhof, Trimbach) ainsi que Wolfgang Hug (Section de Paléontologie du Jura).

Je tiens à remercier les professeurs de l'Université de Fribourg, Michèle et Christian Caron, André Strasser et Raymond Plancherel qui, de près ou de loin, m'ont aidé à l'élaboration de ce travail.

Je remercie évidemment tous les doctorants et post-doctorants de l'Université: Claude Colombié (qui tient une place particulière), Florence Dapples, Christophe Dupraz, Heiko Hillgärtner, Niels Rameil, Daniel Oswald, Elias Samankassou, Stephan Dall'Agnolo et Luc Braillard. Je n'oublie pas les diplômés du 4^{ème} étage.

Les collaborateurs techniques Daniel Cuennet et Patrick Diestche, ainsi que Françoise Mauroux ont constamment facilité mon travail au laboratoire en répondant toujours positivement à mes sollicitations « urgentes et pressées ». Je les en remercie.

Je tiens à remercier mes parents et mon frère Cédric qui m'ont toujours aidé et soutenu moralement. Mes parents m'ont toujours laissé une très grande liberté et soutenu dans mes choix, et cela est très précieux.

Enfin, au terme de cet avant-propos, je n'oublie pas mes amis de la famille « Gerbus » avec qui j'ai passé de très bons moments. Certains m'ont aidé à affronter les moments difficiles. C'est avec impatience que j'attends nos prochaines pérégrinations.

CHAPITRE 1: INTRODUCTION

Le bassin molassique est un exemple classique de bassin d'avant-pays (HOMEWOOD, 1986). Il s'étend d'est en ouest, de la Haute Savoie jusque dans la région de Linz-Vienne en Autriche en passant par la Suisse et la Bavière, soit approximativement sur une longueur de 700 km (fig.I-1). Sa largeur devient plus importante lorsque l'on se dirige vers sa partie orientale, où elle peut atteindre 150 km dans le sud de l'Allemagne (HOMEWOOD *et al.*, 1986). En Suisse, sa longueur est de 350 km et sa largeur varie entre 20 et 60 km. Depuis deux siècles, le bassin molassique suisse a fait l'objet de nombreuses études géologiques. Engendré par l'orogénèse

alpine et la subsidence qui en découle, les dépôts molassiques (fig.I-2 et fig.I-3) sont répartis en 3 grandes zones (la paternité du terme Molasse est attribué à DE SAUSSURE (1779)) :

- La Molasse subalpine constitue les dépôts en position proximale, plissés et faillés. Elle est considérée comme allochtone car ces sédiments se sont sans doute déposés entre 50 et 100 km plus au sud.

- La Molasse du plateau constitue des dépôts très épais (plusieurs kilomètres) à faible pendage. Sa limite sud plonge sous la Molasse subalpine et le chevauchement alpin,

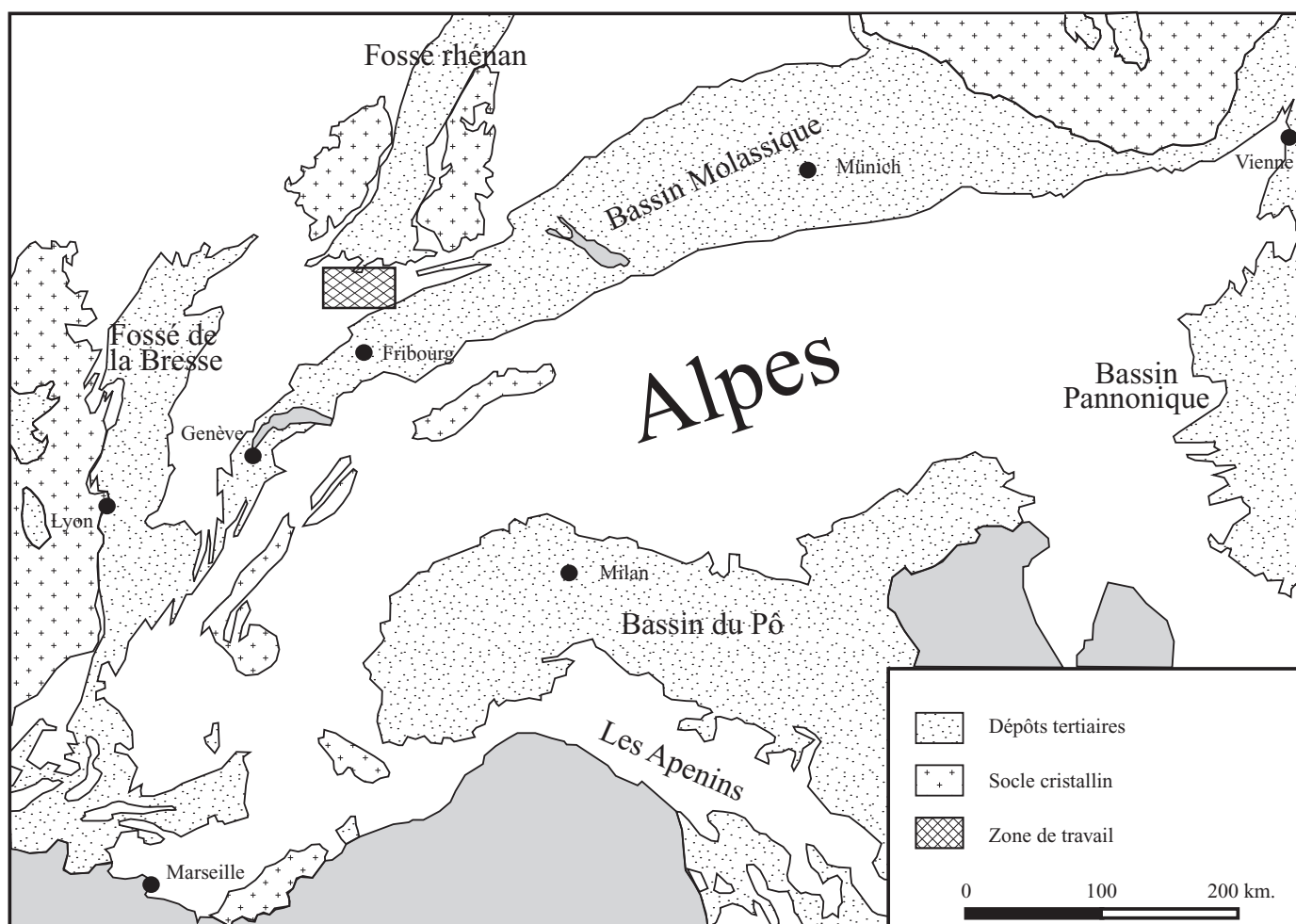


Fig.I-1: Localisation des différents bassins tertiaires et localisation de la zone d'étude (modifié d'après KELLER, 1989)

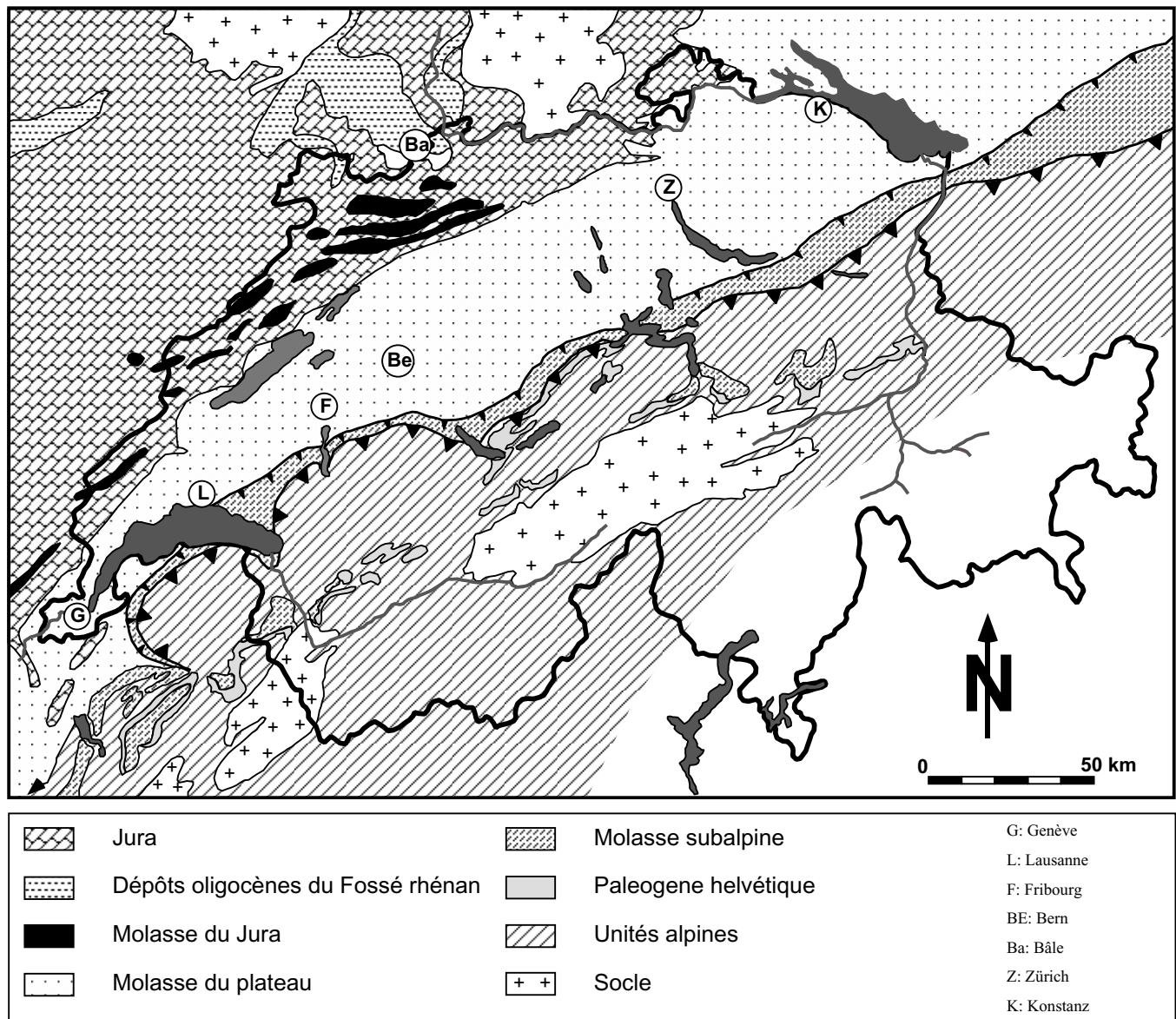


Fig.I-2: Carte géologique simplifiée et emplacements des différentes unités de la Molasse (d'après BERGER, 1996)

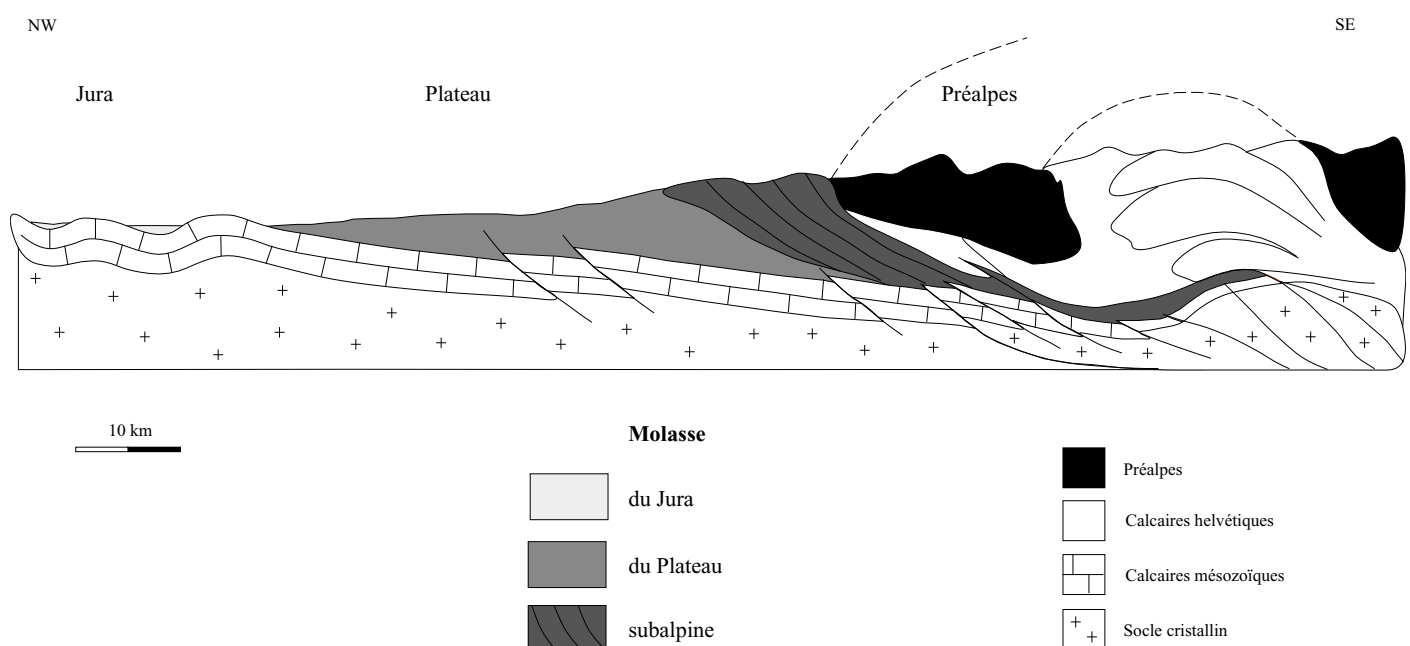


Fig.I-3: Coupe transversale structurale simplifiée du Jura aux Préalpes montrant les différents dépôts molassiques (modifié d'après BERGER, 1989)

et sa limite nord se situe au pied du Jura. Ces dépôts sont considérés comme autochtones car ils n'ont pratiquement pas migré avec l'orogénèse alpine.

-La Molasse jurassienne constitue les dépôts situés dans les synclinaux du Jura. Prolongation vers le nord de la Molasse du plateau, ses dépôts sont peu épais. Ces sédiments sont en général plissés car ils ont à la fois subi la compression de l'orogénèse alpine, ainsi que l'extension du fossé rhénan.

Une succession lithostratigraphique a été définie durant la première moitié du XIX^{ème} par STUDER (1825) puis MERIAN (1836-1838) et elle est encore utilisée. Elle se compose de deux groupes de sédimentation continentale et marine, représentés, de bas en haut lithostratigraphiquement par:

UMM (Untere Meeresmolasse) = Molasse marine inférieure

USM (Untere Süsswassermolasse) = Molasse d'eau douce inférieure

OMM (Obere Meeresmolasse) = Molasse marine

1916) par exemple, et d'autres élaborant ou améliorant les cartes géologiques comme KOCH (1923), LINIGER (1925) ou BAUMBERGER (1927) par exemple. Dans la deuxième partie du XX^{ème} siècle, les travaux ont tendance à être moins nombreux (OERTLI, 1956) et la recherche a tendance à ralentir. Depuis une vingtaine d'années, l'étude de la Molasse Jurassienne a subi un regain d'intérêt avec les travaux de BERGER (surtout 1992, 1995, 1996), REICHENBACHER *et al.* (1996), ENGESSER (1990), KÄLIN (1993) par exemple.

Ce travail s'intéressera plus particulièrement aux dépôts paléogènes de la Molasse du Jura. Ces dépôts piégés dans les synclinaux du Jura (fig.I-5) ont été regroupés sous différentes dénominations depuis la fin du XIX^{ème} siècle, et le nombre de formations paléogènes créées avoisine la soixantaine. Après un rappel historique, les différentes formations ont été ici regroupées, puis hiérarchisées. Ainsi, une lithostratigraphie synthétique a été établie et calibrée biostratigraphiquement. Ce calibrage a été effectué sur la charte biostratigraphique développée par BERGER (1992 b)

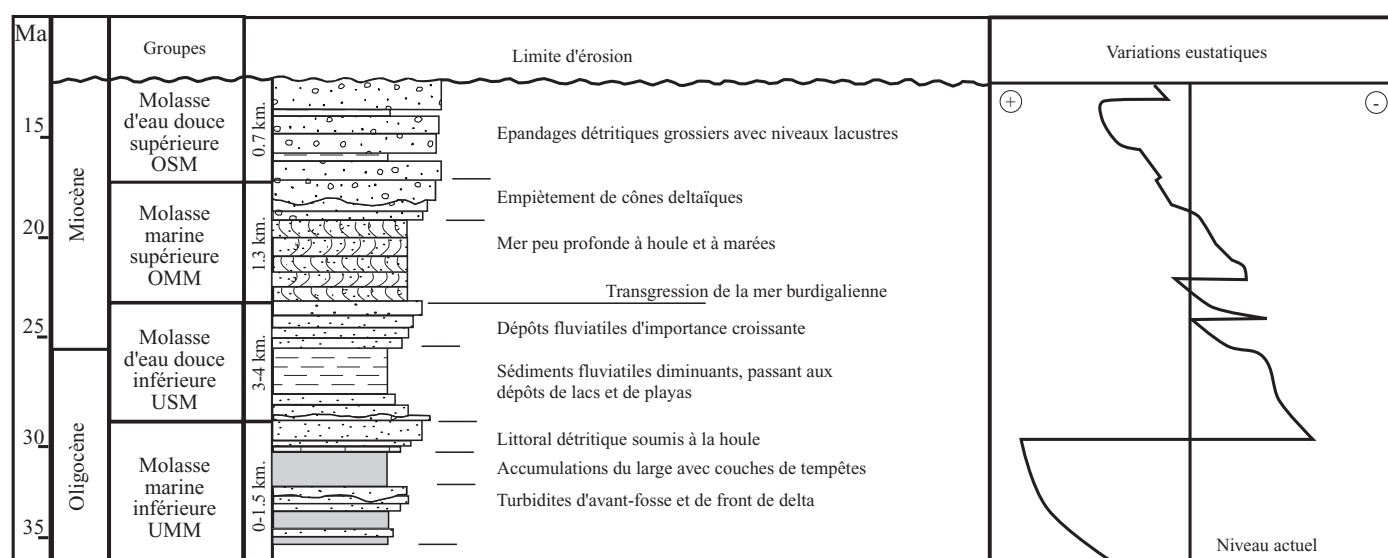


Fig.I-4: Tableau stratigraphique très simplifié de la Molasse (D'après HOMEWOOD *et al.*, 1989)

supérieure

OSM (Obere Süsswassermolasse) = Molasse d'eau douce supérieure

Par tradition, les abréviations allemandes sont utilisées. Un tableau stratigraphique très simplifié est illustré par la fig.I-4.

Jusqu'à très récemment, les caractéristiques lithologiques et structurales de ces dépôts molassiques ont fait l'objet de nombreuses publications synthétiques, notamment BUECHI & SCHLANKE (1977), MATTER *et al.* (1980), HOMEWOOD (1986), HOMEWOOD *et al.* (1986), HOMEWOOD *et al.* (1988), BERGER (1989) et BERGER (1992).

En ce qui concerne la Molasse du Jura, les premiers véritables travaux commencent avec ceux de GREPPIN (1870) qui traitent de la géologie du Jura bernois, puis viennent ceux de ROLLIER (1893, 1898 et 1910). Au début du XX^{ème} siècle, les publications se multiplient, avec de nombreux auteurs spécialisés dans un groupe fossile comme STEHLIN (1903-

(fig.I-6), où sont mis en parallèle la magnétostratigraphie, la biostratigraphie des foraminifères planctoniques, la biostratigraphie des nannofossiles, la biostratigraphie mammalienne, la biostratigraphie des charophytes et la biostratigraphie des otolithes. La version présentée ici a été améliorée par rapport à la version de BERGER (1992 b). Ainsi chaque dépôt étudié a été calé biostratigraphiquement dans cette charte, quand cela était possible.

La lithostratigraphie synthétique a permis de réaliser une carte géologique des dépôts tertiaires en collaboration avec DAMIEN BECKER (2002) de tous les synclinaux du Jura, entre les coordonnées 550 à l'ouest jusqu'à 630 à l'est, et entre le fossé rhénan au nord et le plateau au sud. Cette carte est basée sur une synthèse des cartes géologiques existantes, une synthèse bibliographique des travaux concernant la Molasse du Jura, et sur nos propres observations et découvertes.

Ce travail contient l'étude complète de plus de 30 coupes situées dans les dépôts paléogènes. Plusieurs approches ont été réalisées sur ces affleurements : les

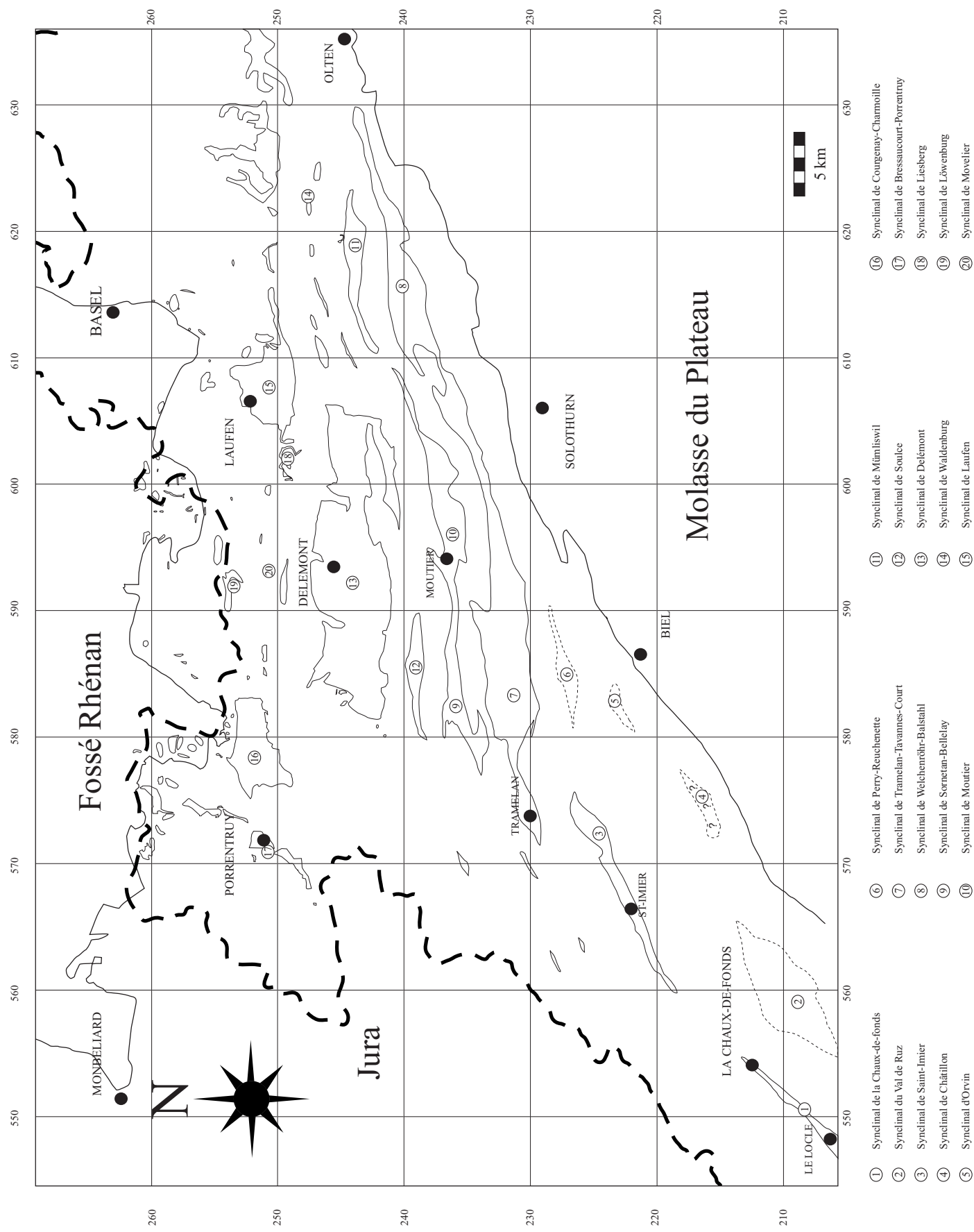


Fig.1-5: Localisation des différents synclinaux tertiaires du Jura

études de la sédimentologie, de la paléontologie, de la paléoécologie ont permis de reconstituer les différents paléoenvironnements de ces dépôts, proposant différents modèles paléoenvironnementaux. Lorsque cela était possible, ces coupes ont été calées biostratigraphiquement sur la base de la charte.

Un accent particulier a été porté sur l'étude des ostracodes. Me spécialisant dans ce groupe paléontologique, une étude taxinomique a été menée sur les ostracodes récoltés. Cette étude menée sur des espèces continentales et marines s'accompagne d'études paléoécologiques, basées sur mes observations directes, mais aussi sur des méthodes

statistiques (analyse en composantes principales) permettant de proposer des modèles paléoécologiques pour les dépôts lacustres de la formation des Calcaires delémontiens, et les dépôts marins de la formation des Septarienton.

La synthèse de l'étude des dépôts paléogènes a permis l'élaboration de cartes paléogéographiques pour le Jura, s'inscrivant dans des cartes paléogéographiques beaucoup plus vastes, s'étendant du front alpin jusqu'au nord du fossé rhénan. Enfin, ce travail sur les dépôts paléogènes souligne certaines implications géodynamiques pour l'orogénèse alpine et la distension du fossé rhénan.

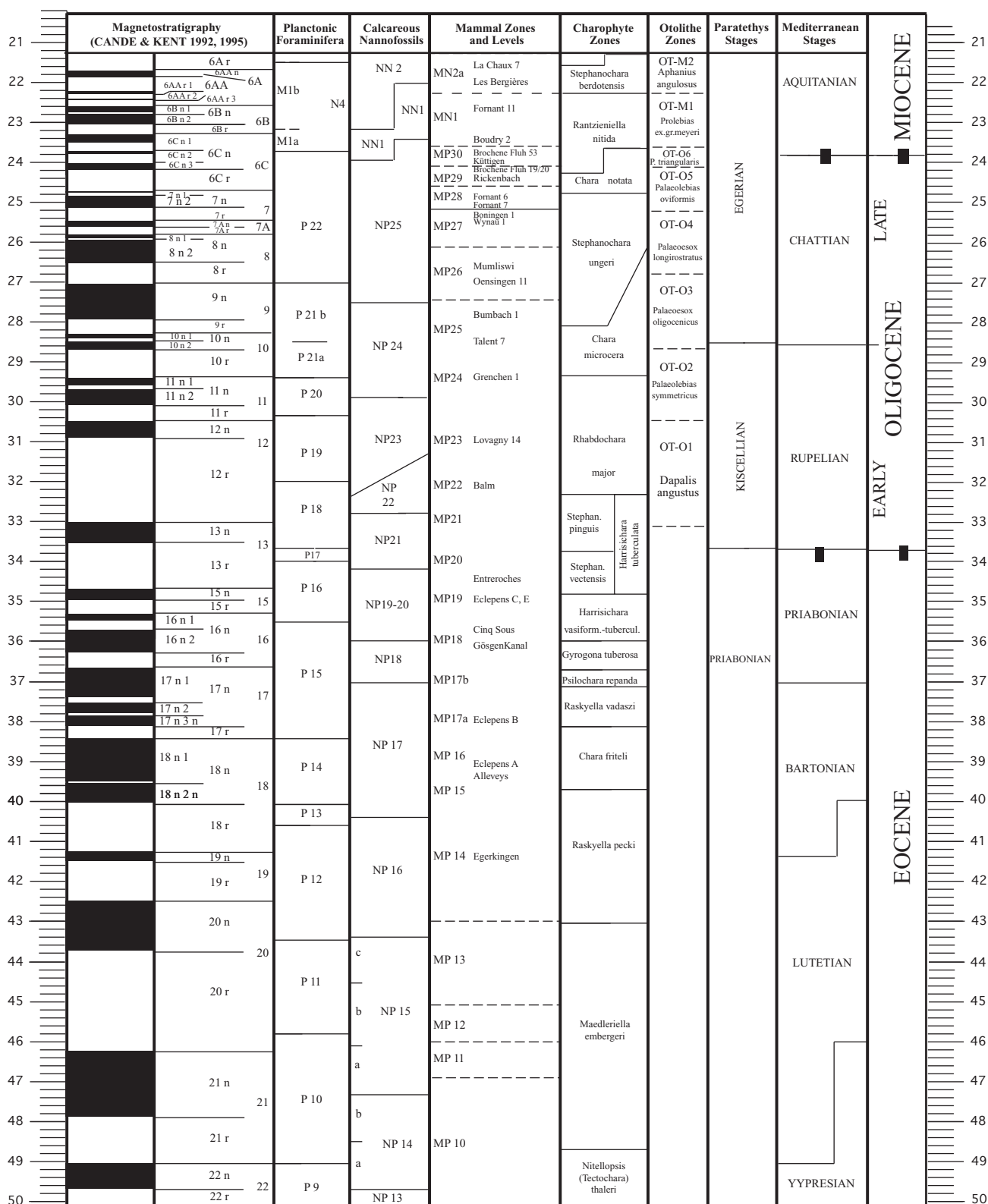


Fig.I-6: Charte biostratigraphique (d'après BERGER *et al.*, non publié mais consultable: <http://comp.lgeol.unibas.ch>)

CHAPITRE 2: LITHOSTRATIGRAPHIE ET CARTE GÉOLOGIQUE

Lorsque l'on s'intéresse aux formations paléogènes du Jura décrites dans la littérature, celles-ci sont représentées par un nombre important de dénominations plus ou moins locales et d'autres beaucoup plus générales. On dénombre plus d'une soixantaine de dénominations différentes pour les formations paléogènes. Cette abondance de termes, le nombre important de termes se rapportant à des faciès semblables (exemple : les calcaires lacustres) plus ou moins bien datés, et les synonymies rendent ce travail de hiérarchisation difficile. WAIBEL & BURRI (1961) et HABICHT (1987) ont effectué la plus grosse partie de ce travail de recensement mais sans vraiment hiérarchiser les formations. Il est important de rappeler qu'une formation représente un ensemble de strates formant une unité lithologique cartographiable au 1 / 25 000 à laquelle on associe généralement un nom de lieu. Cette formation une fois décrite sert de référence pour les descriptions suivantes comme point de comparaison au niveau des faciès et du contenu fossile. Basée sur des corrélations à une faible distance, on élabore alors une lithostratigraphie. Ces corrélations corréler des environnements identiques mais qui n'ont pas toujours exactement le même âge. En effet, la même formation peut être diachrone d'un synclinal à l'autre. Une des plus grandes difficultés pour mettre en stratigraphie ces formations réside dans le fait qu'il est très difficile d'échantillonner les affleurements historiques pour effectuer des vérifications biostratigraphiques ou de mettre en œuvre de nouvelles méthodes d'approche, car dans la plupart des cas, les affleurements de Molasse subsistent environ deux ans avant d'être recolonisés par la végétation et de disparaître.

Les citations présentées dans ce chapitre sont généralement des traductions personnelles de la version allemande.

Ici, je propose de regrouper les formations décrites par la littérature, sous forme de Groupes, afin de redéfinir une lithostratigraphie hiérarchisée. Soucieux de ne pas créer de nouveaux groupes et les voulant les plus descriptifs possible, il en résulte des choix de nom pour les Groupes utilisés qui ne plairont peut-être pas aux puristes de la stratigraphie, mais qui me semblent, pour l'instant, les plus judicieux.

1- LES GROUPES :

1-1-Le Groupe du Sidérolithique :

1-1-1-Définition :

J'ai regroupé sous le terme Sidérolithique toutes les formations qui contiennent des pisolithes de fer et celles contenant des sables de quartz.

1-1-2-Position stratigraphique :

Ces formations se trouvent directement sur le Mésozoïque, soit sous forme stratifiée (rarement) ou sous forme de poches karstiques ou remplissant des fissures.

1-1-3-Age :

D'après les travaux de STEHLIN (1903), le Sidérolithique se situe dans l'Eocène moyen à supérieur sur la base de l'étude des micromammifères. SCHMIDT-KITTLER (1987) date le plus vieux affleurement tertiaire de Suisse à Egerkingen dans le canton de Soleure et il correspond au niveau mammalien MP14. Il signale Eclépens-Gare qui correspond au niveau mammalien MP 16, puis La Cantine² et Lebratières¹ correspondant au niveau mammalien MP17, puis Gösgen-Kanal qui correspond au niveau mammalien MP18, et enfin Mormont-Enteroches et Obergösgen correspondant au niveau mammalien MP19.

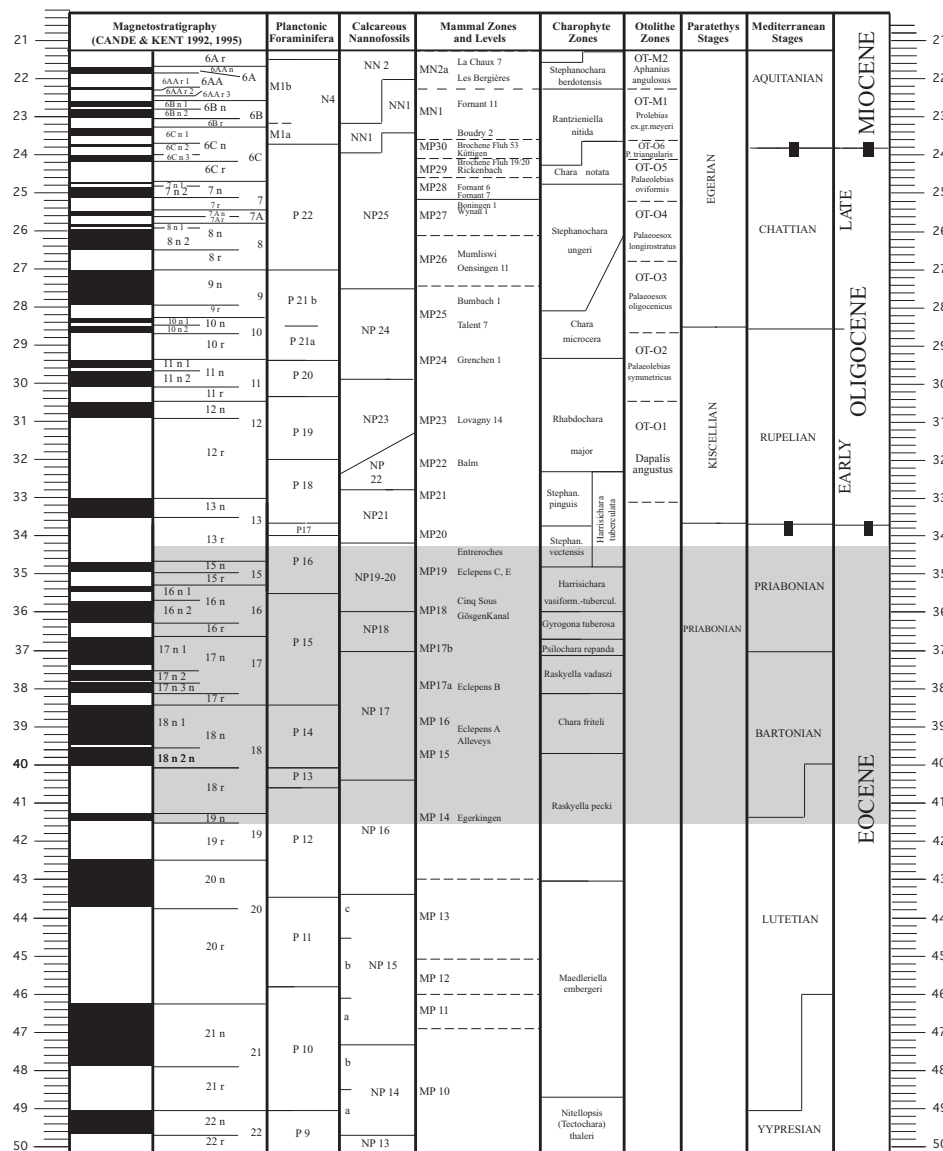
Une étude récente du Sidérolithique (HOOKER & WEIDMANN, 2000) effectuée au nord-ouest de la Suisse confirme en partie ces datations, à savoir un âge bartonien à priabonien, regroupant les niveaux mammaliens MP 16 à MP 19.

Ainsi, le Sidérolithique se dépose à l'Eocène moyen et supérieur, durant l'intervalle MP14 à MP19 (fig. II-1).

1-1-4- Formations regroupées dans le Groupe Sidérolithique :

-Bohnertzkonglomerat :

Ce conglomérat à pisolithes de fer est décrit par GREPPIN (1855) comme « brèches jurassiques » : « Elles apparaissent sous forme de blocs ou de galets plus ou moins anguleux, plus ou moins arrondis, agglutinés ou soudés par des sables siliceux ou des oxydes métalliques qui les ont plus ou moins pénétrés et colorés. Elles constituent des amas considérables ». Cette formation est connue au Moulin de Bourrignon (10 km au NW de Delémont, coord. 585.180 / 250.880)



pu être trouvés à Lausen (Canton de Bâle) au « Kohlholz » (coord. 624.83/256.67) et au « Weitweid » (coord. 624.25/256.300) dans le Furlental (les deux entre Lausen et Ramlinsburg, à 3.5 km au SE de Liestal). Le terme Hupper était avant tout une dénomination technologique, utilisée par ceux qui exploitaient ces gisements, la plupart du temps pour la fabrication du verre.

-Fleur de Mine :

Dans le bassin de Delémont, au contact des Bohnertzone et de la surface du calcaire mésozoïque, se développe par endroits une zone de quelques centimètres avec des silicates qui tirent sur le bleu et de la kaolinite que l'on nomme Fleur de Mine (LINIGER, 1925).

-Calcaire de Daubrée :

« La gompholithe de Daubrée...peut passer à un calcaire avec pisolithes de fer et qui est alors le Calcaire de Daubrée, a été reconnue dans plusieurs régions dans le Jura ».

D'après FLEURY (1909), le Calcaire de Daubrée n'était qu'une variété de sa « Gompholithe de Daubrée », une division du Sidérolithique, dans ce dépôt, que l'on rencontre en bancs épais dans le Bolus. H. LINIGER (1925) voulait interpréter, dans le bassin de Delémont, le Bolus en entier ou en partie comme l'équivalent des Calcaires de Daubrée, en raison de la découverte de mammifères (STEHLIN 1903) de l'Eocène moyen.

Une localité-type du Calcaire de Daubrée n'a jamais été nommée par Fleury. Le nom a été choisi en souvenir du célèbre chercheur A. Daubrée, qui a travaillé de façon importante sur les dépôts du Sidérolithique.

La répartition du vrai Calcaire de Daubrée est plus faible que celle de la Gompholithe de Daubrée, qui a été représentée temporairement comme Calcaire de Daubrée. Nous trouvons le vrai Calcaire de Daubrée dans le Dünnerntal à l'ouest de Matzendorf, à Aedermannsdorf et au SE d'Herbertswil, dans le Guldental au SE de la pente de la chaîne de Passwang, au Moulin de Bourrignon ; dans la partie E du bassin de Delémont, à l'entrée nord des gorges d'Envelier, dans la partie W de Courfaivre, dans la grotte de Ste Madeleine, plus loin à La Channeté au NNW de Glovelier.

-Gompholithe de Daubrée

FLEURY (1909) donne la description suivante : « La gompholithe de Daubrée est un poudingue, formé par une accumulation de galets, de dimension, de nature très variables, réunis par un ciment calcaire, quelquefois siliceux, mais toujours ferrugineux et empâtant de nombreuses pisolithes de fer. Les galets appartiennent en général aux étages du Jurassique supérieur (en moyenne 95 à 98 %) ; mais il y a cependant des débris de couches plus profondes, du Dogger, du Lias et même du Trias quelquefois. Ces proportions varient ailleurs avec les localités et les gisements : dans certains cas par exemple, le Portlandien et le Kiméridgien à eux seuls forment jusqu'à 99 % des galets ».

« La forme et les dimensions de ceux-ci varient dans une large mesure. Le diamètre des plus gros ne dépasse pas les 30 cm et cette taille est une exception ; en moyenne il varie

entre 5 et 12 cm ; les dimensions moindres sont cependant fréquentes. En général, les galets sont roulés et arrondis ; les formes anguleuses sont rares : cependant dans quelques cas, on voit un passage de la gompholithe à la brèche »

« Le ciment des gompholithes est aussi très différent, non seulement suivant les localités, mais même dans un seul gisement. D'ordinaire, il est calcaire et rappelle la pâte de certains calcaires jurassiques, mais il diffère par de nombreuses veines de calcite ou d'oxydes de fer. Il est d'ailleurs le plus souvent très ferrugineux, coloré en rouge brique ou même quelquefois jaunâtre ».

La Gompholithe de Daubrée, qui a été décrite incorrectement comme Calcaire de Daubrée par quelques auteurs, est un conglomérat avec des pisolithes de fer, s'approvisionnant dans le Bolus (argiles rouges) du Sidérolithique (Bohnerzformation). Grâce aux restes de mammifères découverts dans le Bolus accompagnant, H.G STEHLIN (1903-1910) conclut enfin que le dépôt des pisolithes de fer (Bohnerz) correspond à une formation continentale tropicale de l'Eocène moyen à supérieur (Bartonien et Ludien) (Heim, 1919).

Une localité type pour la gompholithe de Daubrée n'a jamais été nommée par FLEURY. Le nom a été proposé par FLEURY (1909) en souvenir du chercheur célèbre et savant A DAUBRÉE, qui a été parmi les premiers à étudier ces dépôts du Sidérolithique. Cette dénomination est encore aujourd'hui employée. Cette expression générale est attribuée autant aux Calcaires de Daubrée, qu'aux conglomérats.

La répartition de la Gompholithe de Daubrée s.str. est plus importante que celle des Calcaires de Daubrée s. str., et se limite essentiellement au Jura de Soleure et bernois. LINIGER (1925) donne une description détaillée des lieux de gisements de la Gompholithe de Daubrée du bassin de Delémont, où il montre que les affleurements sont limités à des régions bordières du bassin, alors qu'ils ne se rencontrent nulle part à l'intérieur du bassin.

D'autres lieux de gisement se trouvent dans les localités de la pente de Passwang à Höfen Dürrenberg, à Marchstein, N Essert Jeannerin et à Gustiberg (Waibel, 1925), plus loin dans la vallée de Vermes (Elber, 1920), dans le Guldental, dans le Dünnerntal, plus loin à Moulin du Bourrignon, au N de Soulce et à la Channeté au NNW de Glovelier (LAUBSCHER, 1948)

1-2- Le Groupe des Calcaires inférieurs & Terres Jaunes :

1-2-1- Définition :

J'ai regroupé sous le terme Calcaires inférieurs & Terres Jaunes, les calcaires lacustres reposant directement sur le Mésozoïque ou sur le Sidérolithique, ainsi que le complexe des Terres jaunes du synclinal de Delémont.

1-2-2-Position stratigraphique :

Les Calcaires inférieurs et les Terres Jaunes sont situés sur le Mésozoïque ou sur le Sidérolithique.

1-2-3-Age :

L'âge de ce Groupe est très étendu. Les « Limneankalk von Mitteldiegten », les « Süßwasserkalk von Hobel »,

équivalent des « Süsswasserkalk von Hochwald », « Süsswasserkalk von Lausen », « Süsswasserkalk von Kohlholz », « Süsswasserkalk von Lenzberg », « Süsswasserkalk von Aesh » se sont déposés entre l'Eocène moyen et l'Oligocène inférieur, la plupart du temps datés sur la base de gastéropodes. Les Terres jaunes (synclinal de Delémont), la Raitsche (synclinal de Delémont), les Streifige Mergel ou Bunte Mergel (sud du fossé rhénan), les Calcaires d'eau douce de Moutier (synclinal de Moutier), le Charruekalk (synclinal de Moutier), le calcaire d'eau douce d'Orbe, les Calcaires inférieurs appartiennent à la zone à *Tuberculata* (charophytes), qui se situe à la limite Eocène-Oligocène (BERGER, 1992 et 1999 ; REICHENBACHER *et al.*, 1996 ; CLÉMENT, 1998 ; CLÉMENT & BERGER, 1999). Les Wynauer Süsswasserkalk, les Süsswasserkalk von Boningen, les Süsswasserkalk von Ober-Wynau sont datés du niveau mammalien MP 27 (ENGESSER 1990) (fig. II-2). La « Gelbe Erde » du sondage Del 1 (ou S1 chez CLÉMENT 1998) a livré *Theridomys aquatilis* ce qui pourrait indiquer un niveau mammalien MP 21 (WEIDMANN, comm. écrite).

Ainsi, la formation des Calcaires et Terres Jaunes sont datés de l'intervalle allant de la zone à *Tuberculata* jusqu'au

niveau mammalien MP 27 de Wynau.

1-2-4-Formations regroupées dans le Groupe des Calcaires inférieurs et Terres jaunes :

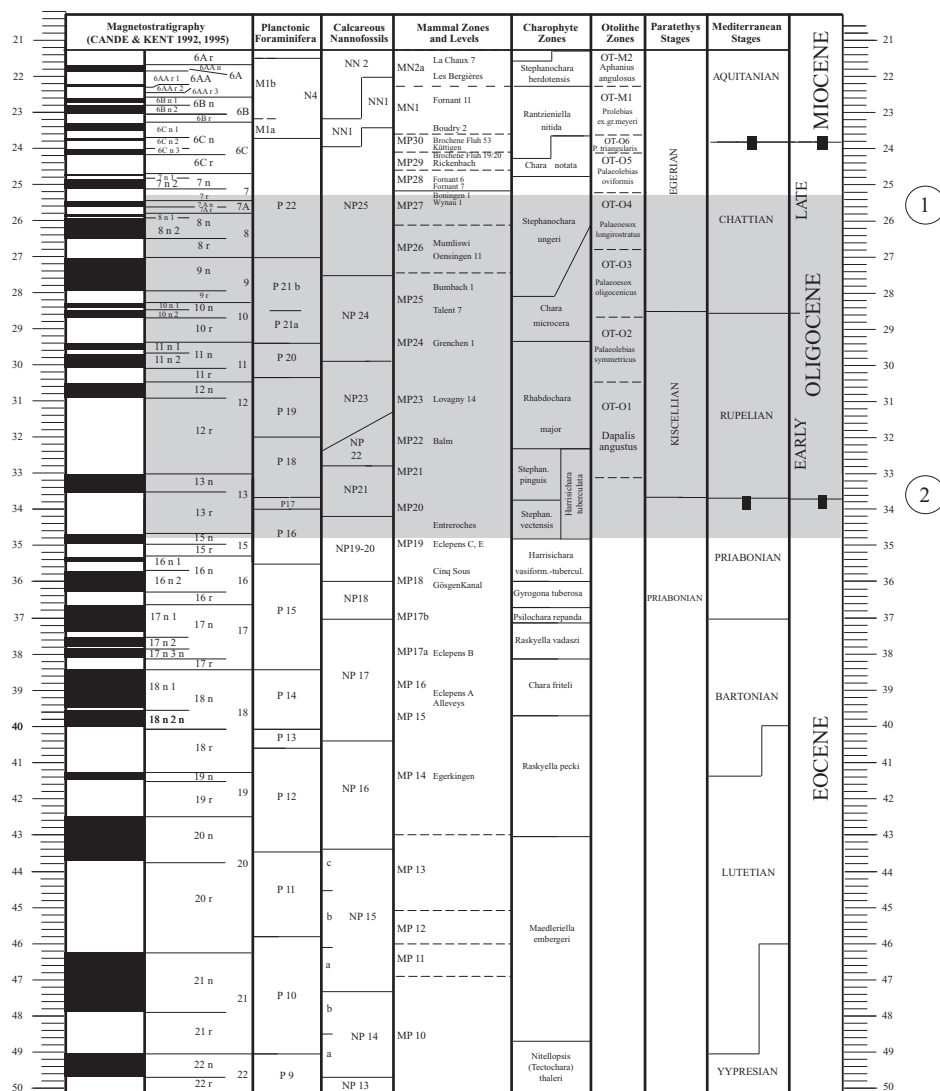
-Limneankalk von Mitteldiegten :

CLOOS (1910) donne la description suivante : « La roche dépasse une épaisseur de 10 m et apparaît en de nombreuses variétés : blanc, jaune, dense, poreuse à alvéolaire, purement calcaire, argileux, (...) fin à grossier oolithique. ».

Il s'agit d'un calcaire lacustre riche en éléments organiques avec *Limnaeus longiscatus* Brogn., *Limnaeus fusiformis* Sow., *Planorbis pseudodoammonius* Schloth. Ce dépôt repose sur les couches d'Effingen et à *crenularis*.

Ces calcaires lacustres, déjà connus par MERIAN (1821), dans les environs de Hobel (Hochwald) et d'Angestein (Aesch) ont été mis aujourd'hui dans l'Eocène moyen (Lutétien).

Sur la base de la présence de *Limnaeus longiscatus* Brogn., CLOSS (1910) est d'avis, que le calcaire à Limnées de Mitteldiegten appartient à l'Oligocène inférieur, comme les



① Wynauer Süsswasserkalk, Süsswasserkalk von Boningen, Süsswasserkalk von Ober-Wynau

② Les Terres Jaunes, La Raitsche, Bunte Mergel & Streifige Mergel, Calcaires d'eau douce de Moutier, Charruekalk, Calcaire d'eau douce d'Orbe

Fig.II-2: Position stratigraphique des Calcaires inférieurs et des Terres jaunes

Calcaires de Moutier.

MÜHLBERG (1915) met ces calcaires de Diegten dans les « Unterer Süsswasser- Kalk » et donc dans l'Oligocène inférieur.

En 1928, JENNY commence une révision de la faune des Süsswasserkalk de Diegten. De plus, il se révèle, que toutes les formes, à l'exception de *Limnea fusiformis* Sow. et *Limnaea (Galba) longiscata* Brongn., appartiennent à l'Eocène moyen et que seules les deux espèces nommées ci-dessus atteignent l'Oligocène inférieur. D'après ce résultat, JENNY (1928) attribue sans aucun doute, un âge Eocène moyen, et non pas un âge Oligocène inférieur, aux calcaires lacustres de Diegten.

Le Calcaire à Limnées de Diegten serait l'équivalent des calcaires d'eau douce (Planorbenkalke) d'Hobel (Hochwald), d'Aesch (Lenzberg) et de Lausen (Kohlholz), comme le calcaire de Buchweiler de l'Alsace du nord (ANDREAE 1883).

La localité type des Limnäenalk de Mitteldiegeten se situe à 0.5 km à l'est de Mitteldiegeten entre le coin de forêt de Stammbach et du Hof Rüti. Entre ces deux points, le calcaire affleure sur toute la colline sur 500 m de long. (coord. Du Hof Rüti : 628.525 / 252.175), environ à 9.5 km au SE de la gare de Liestal. A la place des « Limnäenalk von Mitteldiegeten », on utilise « Süsswasserkalk von Diegten ». La répartition des calcaires d'eau douce se situe directement à l'est de Nider- et Mitteldiegeten.

Fossiles : F. JENNY (1928) mentionne les espèces suivantes : gastéropodes terrestres : *Patula oligogyra* Andreae, *Oxychylus voltzi* Desh., *Palaeoxestina occlusa* Edw., *Poiretia (Palaeoglandina) cordieri* Desh. ; gastéropodes d'eau douce : *Planorbina pseudammonius* Scholth., *Hippeutis chertieri* Desh., *Limnaea fusiformis* Sow., *Limnaea* n. sp. cf. *fusiformis* Sow., *Limnaea crassula* Desh., *Limnaea (Galba) longiscata longiscata* Brong., *Limnaea (Galba) aquensis michelini* Desh. ; Bivalves : *Calyculina castrense* Noulet.

-Süsswasserkalk von Hobel, (équivalent de Süsswasserkalk von Hochwald, Süsswasserkalk von Lausen, Süsswasserkalk von Kohlholz, Süsswasserkalk von Lenzberg, Süsswasserkalk von Aesch) :

GUTZWILLER (1906) donne la description suivante : « La couleur de la roche est blanche jusqu'à blanc faiblement jaunâtre, rarement rouge. Des petits nodules de calcite, ces derniers avec des dépressions irrégulières complètement remplies, traversent la roche (...). De nombreuses concrétions millimétriques à centimétriques donnent à la roche un aspect oolithique ». Dans le forage d'Allschwil (SCHMIDT *et al.*, 1924), se trouve entre 300.70 et 311.4 le même calcaire riche en *Planorbis pseudoammonius* Schloth., imprégné par endroit par du bitume ; épaisseur environ 10 m. MERIAN (1821) connaissait ce dépôt, seulement sous forme de blocs de calcaire d'eau douce, avec des côtés et des coins anguleux, peu altérés, la plupart avec des morceaux ou des planorbes entières.

ROLLIER (1898) suppose, que les blocs calcaires avec les *Planorbis pseudoammonius* Schloth. à Lausen (Kohlholz) semblent remaniés et dérivent d'une brèche rouge à pisolithes de fer (brèche rouge sidérolithique), qui remplit une faille de

rejet d'Hochwald à Gempen. Cette supposition et le souhait de voir le calcaire d'eau douce dans la coupe, sont la raison de cette décision, de trouver cette roche dans cette faille. De plus, cela entraîne, que le calcaire d'eau douce avec des *Planorbis pseudoammonius* Schloth. de Lausen (Kohlholz) et au Lenzberg à Aesch (8-10 m d'épais), repose directement sur le dépôt de Hupper et le bolus de la Bohnertzformation (Eocène), comme celui observé au Lenzberg, recouvert par un complexe d'une puissance de 30-40 m de marnes jaunâtres et des calcaires d'eau douce, contenant localement des feuilles, et vers le bas un conglomérat de blocs du Malm. Sur l'âge de cette dernière formation, les avis sont partagés : appartenant à l'Eocène comme le suppose GUTZWILER (1906), ou appartenant à l'Oligocène, comme le montrent les résultats d'Allschwil (Schmidt *et al.*, 1924), où à 297 m de profondeur sur le calcaire à Planorbes une lacune stratigraphique est présumée.

BAUMBERGER (1934) met ce calcaire lacustre dans le Lutétien (Eocène moyen), du même âge que les « Buchweiler-Kalke » de l'Alsace, également riches en *Planorbis pseudoammonius* Schloth. (ANDREAE, 1883). Ainsi l'âge des Süsswasserkalk von Hobel est difficile à établir, soit Eocène moyen à supérieur soit Oligocène inférieur.

Dans la littérature, les calcaires à planorbes d'Hobel sont mis au même niveau que les calcaires d'eau douce de Lausen ou de Lenzberg (Aesch).

La localité-type des Calcaires d'eau douce de Hobel se trouve sur le plateau perché de Hochwald-Gempen dans le Jura de Soleure, à 1 km au nord de Hochwald et 10.8 km au SE de Bâle ; coord. 615.520 / 257.15. La dénomination des calcaires provient du nom du village d'Hochwald, appelé « Hobel » par les locaux.

En dehors des trois autres localités : Hochwald, Lausen (Kohlholz) et Aesch (Lenzberg), les calcaires à planorbes éocènes semblent affleurer à Arlesheim (Jura baslois), à Hollenreben au sud du château de Birseck, et établi plus loin dans le forage d'Allschwil à Bâle.

GUTZWILER (1906) mentionne les fossiles : *Planorbis pseudoammonius* Schloth., *Planorbis (Segmentina) chertieri* Desh., *Paludina (Viviparus) novigentiensis* Desh., *Euchilus deschiensianum* Desh., *Glandina cordieri* Desh., *Craspedopoma stehlini* Gutzwiller, *Pomatias sandbergeri* Noulet (= *Cochlostoma (Obscurella) buxovillum* Wenz), *Pomatias (Cochlostoma) hochwaldensis* Gutzwiller, *Nania voltzi* Desh., *Nania occlusa* F. Edw., *Patula oligogyra* Andreae, *Helix (Canariella) laxecostulata* Sandb., *Pupa (Abida) multicostulata* Gtzw., des restes de plantes : *Grewia macrocarpa* Gutzw. (= *Celtis*).

-Raitsche

« Ce sont des assises de bancs calcaires, hydrauliques ou siliceux, compacts ou subcompacts, marneux, tufeux, stalactiformes, de couleurs diverses, mais généralement jaunâtres, grisâtres, pointillés de noir, d'une puissance de 1 à 5 mètres. »

Avec ces calcaires (calcaires d'eau douce), appelés Raitsche par les gens des montagnes, il s'agit de différents niveaux de la partie supérieure de la Gelberde (Terres jaunes). GREPPIN (1870) met ce dépôt encore dans l'Eocène supérieur = terrain sidérolithique, et plus tard, avec la découverte de

Limnae longiscata Brong., dans l'Oligocène inférieur = Sannoisien.

Comme localité-type, les affleurements de la Scheulte à l'E de Courcelon (3.5 km à l'E de Delémont), coord. 596.800 /245.280, sont connus (LINIGER, 1925). La dénomination Raische est encore utilisée.

BAUMBERGER (1927) mentionne des restes de ce calcaire à la Charrue dans les environs de la gare de Moutier sur le chemin de Raimeux et à Oberdorf à l'entrée sud du tunnel du Weissenstein. Aux deux endroits, il s'agit de calcaires d'eau douce avec des *Limnea (Galba) longiscata ostrogallica* Font.. Le Calcaire de la Charrue contient une charophyte *Harrisichra gr. tuberculata*., caractéristique de la superzone à *Harrisichra gr. tuberculata* qui date cet affleurement à la limite Eocène-Oligocène (REICHENBACHER *et al.*, 1996).

Au sud de Courroux, GREPPIN (1870) a récolté dans la Raitsche les fossiles suivants : *Limnea longiscata* Brong., *Planorbis rotundus* Brong., *Crocodylus hastingsiae* Owen, *Chara helicteres* Brong., *Ch. siderolitica* Greppin, *Ch. greppini* Heer.

Chara helicteres et *Chara greppini* ont été redéterminées par BERGER (1992) comme *Nitellopsis (Tectochara) gr. Latispira* et *Harrisichra gr. tuberculata*. *Harrisichra gr. tuberculata* constitue une superzone à Charophytes située à la limite Eocène-Oligocène. Cette formation n'affleure que dans la partie centrale du bassin de Delémont.

-Gelbe Erde :

GREPPIN (1855) écrit : « La terre jaune, d'une puissance de 4 à 52 mètres, est formée par des argiles calcaires d'un jaune gris tirant souvent sur le jaune ocreux ou sur le rouge ; elle passe insensiblement à des argiles grises encore calcaires, appelées terre cendrée, d'une puissance de 2 à 5 m. A la terre cendrée succède la terre visqueuse assez facile à reconnaître par les argiles compactes, grasses, calcaires, rarement réfractaires qui la constituent. Cette dernière couche, d'une puissance de 1 à 3 mètres, recouvre la deuxième assise. Toutes ces argiles contiennent des taches ou oeils blancs de silicate d'alumine pure d'un diamètre de 0.01 à 0.14 centimètres, et renferment dans leur centre une pointe vert-foncé ».

« Les morceaux sont également formés par des argiles jaunes, quelquefois réfractaires à la base. Ils renferment moins d'oeils que la terre jaune ; ils sont aussi moins durs et moins friables qu'elle, et ils ne se détachent que par grandes masses ou blocs que les mineurs ont appelés morceaux. Les morceaux sont plutôt jaunes que rouges ; ils passent insensiblement au bolus et assez souvent à la mine. De 2 à 6 m de puissance ».

Après LINIGER (1925), qui a retrouvé les affleurements du bassin de Delémont, on trouve dans la Gelberde encore les niveaux suivants :

1-Calcaires d'eau douce : lentilles à calcaires d'eau douce, observées dans la Gelberde des dépressions en deux ou rarement trois profondeurs différentes.

2-Gypse, en couches et en lentilles de gypse fibreux. Il apparaît souvent dans la partie supérieure de la Terre Jaune.

3-Pisolithes de fer : ils sont lessivés.

4-Des taches de sables quartzeux qui sont lessivés de l'Huppererde.

5-Conglomérats de calcaires jurassiques : des blocs (Ptérocérien) trouvés à différentes profondeurs sont nommés par GREPPIN : « Nagelfluh jurassique ».

La Terre Jaune elle-même est souvent un terrain lessivé. Elle montre donc clairement, à l'opposé du bolus primaire, une stratification et contient moins de SiO₂ et plus de calcaire.

GREPPIN (1870) met encore la Gelberde dans l'Eocène supérieur (Terrain sidérolithique), bien que les fossiles découverts, et particulièrement *Limnaeus longiscatus* Brong., montrant les caractéristiques de l'Oligocène inférieur, et indiquent que la Gelberde appartient au Sannoisien. L'épaisseur varie de 2 à 140 m (dans le vieux puits Près Grebis)

Une localité-type pour la Gelberde n'a pas été indiquée par GREPPIN. La dénomination « Terre Jaune » a été établie par les gens des montagnes et est utilisée encore aujourd'hui.

La répartition de ce dépôt se trouve sur la partie centrale des terrains tertiaires du bassin Delémont, entre la faille de Vicques et de Develier, au nord de la ligne Courcelon-Courroux-Delémont-Domont. Dans cette région, la Gelberde y est restreinte, avec une épaisseur plus faible dans la partie Est par rapport à la partie Ouest du bassin.

La découverte de charophytes dans la Raitsche, partie calcaire de la Gelbe Erde, attribuées à *Harrisichra gr. tuberculata* date cette formation à la limite Eocène-Oligocène (BERGER, 1992 ; CLÉMENT 1998).

-Bunte Mergel et Streifige Mergel

Les « Streifige Mergel » et « Bunte Mergel », d'une épaisseur maximale de 300 m. dans la région de Bâle (FISCHER *et al.*, 1971), sont une formation qui se développe dans le sud du fossé rhénan. Cette formation atteindrait 1250 m. d'épaisseur d'après HUBER (1994). FISCHER (1969 b) découpe cette formation en deux parties : à la base se trouve les Streifige Mergel, d'une épaisseur de 200 m. comprenant de bas en haut, la Konglomerat-Zone, l'Untere bituminöse Zone, la Versteinerungsreiche Zone et enfin l'Obere bituminöse Zone. Les Bunte Mergel, d'une puissance de 100 m., recouvrent les Streifige-Mergel

Une falaise, située sur les îles de Kirchen dans le lit du Rhein, montre des calcaires jaune-brun, en partie finement conglomératique, avec de petits gastéropodes, des bivalves, avec des morceaux anguleux et des nodules pyriteux. Au-dessus, succèdent jusqu'à 40 cm de calcaires marneux noduleux avec beaucoup de pyrite en nodules et enfin des marnes noduleuses avec de la pyrite et des ostracodes (ROTTGARDT 1952).

La formation et l'épaisseur de la série de l'Oligocène inférieur sont très variables. Une activité tectonique nette pendant ce laps de temps donne naissance à différents reliefs considérables dans cette région (tectonique en horst et graben à mailles fines) (FISCHER 1969). La répartition se situe dans la région d'Isteiner Klotz et aussi dans les deux forages d'Allschwil. La transition rapide de faciès a lieu, depuis des dépôts de bassin saumâtre à lagunaire (dans la région des grabens) jusqu'à des formations littorales clastiques

grossières (le long de la faille) pouvant s'imbriquer avec des terrasses lacustres (bassin peu profond dans les parties rehaussées). Des hiatus de sédimentation sont également admis.

Une étude en cours montre que la formation des Streifige Mergel correspondrait à la partie centrale de la superzone à Charophytes à *Harrisichra* gr. *tuberculata*, et correspondant au niveau mammalien MP 20 et MP 21 (BERGER, com. Pers.). Un niveau un peu plus élevé est donné par HUBER (1994) soit le niveau à nannofossiles NP 22.

-Calcaires inférieurs

KISSLING (1974) introduit le terme de « Calcaires d'eau douce inférieurs » et mentionne : « la base des Marnes bariolées s.l. n'affleure que très sporadiquement, (...) repose soit directement, soit par l'intermédiaire du Sidérolithique sur le substratum mésozoïque. Cependant en quelques points, on observe à la base des Marnes bariolées sl., quelquefois au contact avec le substratum, une série de calcaires d'eau douce avec niveaux bréchiques et intercalations marneuses »

La lithologie est représentée pour la plus grande partie par des calcaires avec des intercalations telles que des conglomérats et des brèches (SCHARDT, 1880).

Sur la base de la présence d'un *Plebecula ramondi* au sommet du Calcaire de Grilly (France), MICHEL (1965) place cette formation dans le Chattien. KISSLING (1974) a recolté au sommet de la série du sondage de Peissy *Eomys* sp., *Pseudocricetodon* sp., *Blainvillimys* sp., indiquant un niveau plus ancien que Coderet (antérieur à MP 30). Il a également recolté des charophytes dans les Calcaires de Grilly, à savoir *Tectochara meriani* (Heer), *Sphaerochara* sp., *Rhabdochara major* Grambas et Paul. BERGER (1986) révisé les flores de KISSLING mais ne mentionne pas ces charophytes du Calcaire de Grilly, mais des charophytes récoltées par KISSLING (1974) dans le sondage de Peissy dans la formation des marnes bariolées qu'il attribue aux zones de charophytes : zones à *microcera* et *ungeri*, équivalent de l'intervalle mammalien allant de MP24 à MP29 (AGUILAR *et al.*, 1997).

BERGER (1986) mentionne différents affleurements appartenant à la formation des Calcaires inférieurs, à savoir La Findreuse, Fornant (WEIDMANN 1982 et ENGESSER & HUGUENEY 1982), Manné (ENGESSER *et al.*, 1984), Orbe le Puisoir et Orbe-Signal (WEIDMANN 1984). La formation des Calcaires inférieurs comprend la zone à *H. tuberculata* (Manné, Orbe le Puisoir et Orbe-Signal) à la limite Eocène-oligocène et la zone à *S. ungeri* (La Findreuse, Fornant) équivalent de l'intervalle Wynau-Rickenbach, soit MP 27 à MP 29.

-Calcaires d'eau douce à *Lymnea longiscata* :

JACCART (1869) : « Près du petit lac de Ter, au bord de la route du Lieu au Séchy, on remarque un petit lambeau d'un calcaire compact, blanc-jaunâtre, rempli de lignes spathiques brillantes, produites par la cassure du test de nombreuses coquilles d'eau douce, planorbes, limnées, etc. Quelques échantillons entiers et bien conservés, mais difficiles à extraire, vu la dureté de la roche, ont un aspect cristallisé et une teinte jaune d'ambre. Vers la base, le calcaire d'eau douce passe à un conglomérat ou gompholithe calcaire de peu d'épaisseur, sans fossiles, reposant lui-même sur le

calcaire urgonien supérieur. Puissance 1 à 2 m. »

Stratigraphiquement, ces calcaires se situent, d'après AUBERT (1943) qui a de nouveau examiné ces affleurements, dans le Sannoisien (Oligocène inférieur), le faciès d'eau douce du Lattorfien, pendant que Jaccart les mettait dans le Tongrien. DREYFUSS (1926) mentionne un calcaire à limnées des bassins oligocènes en Haute-Saône, qui contient cinq espèces, qui se trouvent également dans les dépôts du Lac Ter et qui correspondent au Sannoisien. Sur la présence de *Lymnaea longiscata* Brongn., les Calcaires d'eau douce de Moutier appartiennent à ce niveau, comme la Raitsche, la Gelberde (Terre Jaune) contenue dans le bassin de Delémont (WAIBEL & BURRI, 1961). Ensuite JODOT (1955) considère la possibilité que le calcaire du lac de Ter se situe dans Eocène supérieur (Ludien).

Comme localité-type, JACCART nomme l'affleurement situé à 400 m à l'ouest du Lac de Ter dans la vallée de Joux, sur la route du Lieu à Séchy (Coord. 511.85/ 167.500) dans le Jura vaudois.

En dehors de la localité-type mentionnée, d'autres affleurements dans le jura vaudois et neuchatois des calcaires d'eau douce à *Lymnaea longiscata* sont connus, même dans le Jura bernois.

Fossiles : *Lymnaea elongata* de Serres, *L. acuminata* Brongn., *L. longiscata* Brongn., *L. pyramidalis* Desh., *Planorbis obtusus* Sow., *Pupa* cf. *novigentiensis* Sandb., *Glandina* cf. *cordieri* Desh., *Hydrobia*.

-Calcaires d'eau douce de Moutier :

CHOFFAT (1877) a trouvé à la Verrerie de Moutier (Jura bernois) et à « la Charrue » (Moutier) des calcaires noirs, sur les calcaires du Kimméridgien, ressemblant à un équivalent des calcaires noirs du Purbeckien, d'autant plus qu'ils contiennent des fossiles d'eau douce. GILLIERON (1897) visite à nouveau le site de la Charrue et trouve *Limnea longiscata* Brard. dans ces calcaires, et c'est pourquoi, ce calcaire, comme celui du Champ-Vuillerat (NW de Moutier), est placé dans l'Eocène supérieur. ROLLIER (1910, 1911) attribue un âge éocène au seul Calcaire du Tirage de Moutier (flanc N du synclinal) alors que le Calcaire à Hydrobies de la Verrerie (flanc sud) est daté de l'Oligocène. BAUMBERGER (1927) attribue au Stampien le Calcaire de la Verrerie qui fut également observé dans le tunnel ferroviaire du Grenchenberg, où il surmonte le Sidérolithique. ANTENEN (1973), qui a pu relever un certain nombre d'affleurements temporaires dans le secteur de la Verrerie estime que le Calcaire de la Verrerie se trouve intercalé entre un « Unteres » et un « Oberes Siderolithikum », l'inférieur étant attribué à l'Eocène et les autres à l'Oligocène.

REICHENBACHER *et al.* (1996) ont bénéficié de différents forages dans la vallée de Moutier, recoupant cette formation. Il résulte de cette étude que au flanc nord du synclinal, le Calcaire du Tirage et le Calcaire de la Charrue n'ont pas été datés avec certitude mais les rares charophytes (*Harrisichara* groupe *tuberculata*) plaident pour un âge très proche de la limite Eocène-Oligocène. Sur le flanc sud du synclinal, le Calcaire de la Verrerie a livré *Gyrogonia* groupe *medicagulina* et *G.* groupe *wrighti* qui n'ont jamais été trouvées dans des terrains plus jeunes que le Rupélien, ce que confirment les otolithes par un âge Rupélien moyen à

supérieur.

En raison de leur présence dans la région de Moutier, ces dépôts ont été décrits aussi sous le terme « Süsswasserkalk von Moutier ».

-Calcaire d'eau douce d'Orbe :

SCHARDT (1880) décrit ce dépôt ainsi : « Une couche de marne blanche ou rosâtre, grésiforme, se trouve à la base du dépôt, elle paraît reposer directement sur l'Urgonien ; viennent ensuite 5 bancs de calcaires d'eau douce bitumineux, souvent très compacts et d'une dureté extrême ; ce calcaire est parfois traversé de veines spathiques ; tous les bancs sont séparés par des délits marneux ou grésiformes, et c'est précisément dans ces délits que les grains de *Chara* se trouvent en plus grande abondance et le mieux conservés. Le dernier banc calcaire est recouvert d'une mince couche terreuse jaune très ferrugineuse. Partout où le calcaire est en contact avec cette dernière, il est visiblement érodé. »

Après la découverte d'oogones de *Chara helicteres* Brongn. dans les marnes et de planorbes et de limnées mal conservées, SCHARDT considère ce dépôt comme Eocène, la « couche terreuse », serait Sidérolithique. CUSTER (1928) a de nouveau examiné ces affleurements, mais ne put rien ajouter ; il les considère comme Tongrien et comme un équivalent des Calcaires d'eau douce à *Lymnea longiscata* du Lac de Ter du Jura vaudois, ainsi que la Raitsche de la Terre Jaune du bassin de Delémont, dans l'Oligocène inférieur = Sannoisien.

WEIDMANN (1984) étudie le calcaire lacustre d'Orbe et mentionne à sa base des petits lamellibranches *Pisidium personatum* Malm et des charophytes, à savoir *Harrisichara tuberculata* (Lyll) Gr. et *Nitellopsis (Tectochara) aff. latispira* Feist. WEIDMANN (1984) considère le Calcaire lacustre d'Orbe comme étant de l'Eocène supérieur à l'Oligocène inférieur déduit des charophytes caractéristiques de la zone de Bembridge.

BERGER (1986) a révisé les charophytes de Schardt et les place dans la zone à *H. tuberculata*.

Comme localité-type, correspond la colline de la ville d'Orbe, 10 km SW d'Yverdon (coord. 530.5 / 175.0-176.0), au pied du Jura vaudois.

La répartition de ce calcaire d'eau douce ne s'étend que dans l'anticlinal d'Orbe.

-Charruekalk

GILLERON (1887) donne la description suivante : « 1° Calcaire compact à cassure esquilleuse, d'un gris le plus souvent très clair, un peu panaché de jaune, en petits bancs à surface très raboteuse ; la base devient d'un noir bleuâtre, et les fossiles sont assez nombreux pour former une lumachelle. Epaisseur 1.30 m ; 2° Petite zone de calcaire noir et feuillets de calcaire gris, irrégulièrement mêlés de marne foncée. Beaucoup de fossiles. Epaisseur 0.10-0.20 m ; 3° calcaire compact à cassure esquilleuse, ou cristallin, jaune panaché de rouge, ou gris clair et blanchâtre. Ne paraît pas contenir de fossiles. Epaisseur 1,6 m. ; 4° Calcaire compact à cassure esquilleuse, jaune, quelquefois blanchâtre. Epaisseur 1.9 m ; 5° calcaire compact noir, se décolorant à l'air. Fossiles abondants. Epaisseur 0 à 0.1 m ».

Après la construction de la voie de chemin de fer entre Moutier et Delémont à « La Charrue », cette coupe affleurerait

un peu au nord de la station de Moutier. Les calcaires d'eau douce reposent directement sur le Kimméridgien (Virgulien de Greppin), et ils étaient considérés comme Purbeckien, car dans l'ouest de la Suisse le Puberckien est une formation d'eau douce. La découverte de fossiles de *Limneus longiscatus* Brard. permet une meilleure appréciation de l'âge, Eocène supérieur, ce que les nouvelles trouvailles de JODOT (1955) semblent confirmer. Enfin, BAUMBERGER (1927) positionne le Charrue-Kalke dans l'Oligocène inférieur (Sannoisien). Les Charruekalke sont décrits avec les calcaires d'eau douce du Champ-Vuillerat (NE de Moutier) comme Süsswasserkalke von Moutier. REICHENBACHER *et al.* (1996) ne peuvent dater le Calcaire de la Charrue avec certitude mais les rares charophytes (*Harrisichara* groupe *tuberculata*) plaident pour un âge très proche de la limite Eocène-Oligocène.

La localité-type des Charruekalke se trouve à « La Charrue » dans l'entaille de la voie ferrée au nord de la station de Moutier, à la sortie sud de la cluse entre Roches et Moutier, au pied sud du Raimeux (coord. 595.810 / 237.030). La dénomination Charrue-kalke n'est plus aujourd'hui utilisée.

La répartition des Charruekalk est très locale et se situe dans la partie plongeante ouest de la « Basse Montagne » et au N et NW de Moutier.

Fossiles : *Limnaea (Galba) longiscata ostrogallica* Font., *Planorbis choffati* Mail et les charophytes *Harrisichara gr. tuberculata*.

-Wynauer Süsswasserkalk :

KAUFMANN (1872) : « Sur la rive droite de l'Aare, on voit à l'ouest d'Ober-Wynau un banc de calcaire d'eau douce horizontal. Cependant, il n'est atteignable que par des niveaux d'eau très bas (...) sur la rive droite, on observe le prolongement de cette couche (...) environ 100 m plus loin. ». Il s'agit des affleurements de la centrale électrique de Wynau qui n'était pas encore construite à l'époque.

La localité-type se situe à l'usine électrique de Wynau, sur la rive droite de l'Aare, LK Bl. Murgenthal, coord. 626.200 / 234.000 (fosse de construction Centrale Wynau II).

Différents profils ont été étudiés : le long du canal en basse eau de la Centrale Wynau II, coord. 626.250 / 234.100, sur la rive droite de l'Aare au-dessous de la cantine de la centrale Wynau I, coord. 626.450 / 234.100 (dans ERNI & KELTSBORN 1948), comme le forage RB 5 de l'entreprise Colombi, Schmutz, Dorthe A. G : (MAURER *et al.* 1982), à 490 m à l'E de la centrale Wynau II.

Les lithologies sont représentées par trois bancs épais de 1.5 m à 4 m d'épaisseur de calcaire d'eau douce clair, intercalés dans des grès fragiles gris, des marnes, des argiles bigarrées et des roches silteuses (forage RB 5).

L'estimation de l'épaisseur de cette formation fluctue entre « minimum 25m » (MARTIN 1906) et environ 50 m. (HEIM & HARTMANN 1919). D'après ERNI ET KELTSBORN (1948), l'épaisseur est « plutôt de 30 m. » après les résultats du forage RB 5, l'épaisseur totale ne doit être estimée qu'à 20 m.

La position stratigraphique des Wynauer Süsswasserkalk a été discutée en premier par MARTIN (1906). D'après cet auteur, les calcaires d'eau douce de la centrale

électrique de Wynau reposent sur les « Aarwangerschichten », alors qu'ils sont, dans la forêt de Kellenboden (environ 2.5 km à l'est), recouverts par la Knauer Molasse sableuse, qui d'après KISSLING (1903) « est identique aux grès d'Aarwangen », mais MARTIN (1906) les compare avec La Molasse grise de Lausanne (Molasse lausannienne). Les « Aarwangerschichten » à la centrale électrique de Wynau ont été mises sous les Wynauer Süswasserkalk, ce qui a engendré une interprétation erronée de la position des couches (MARTIN 1906). D'abord, HEIM & HARTMANN (1919) ont corrigé cette erreur. Heim affirme, que les Wynauer Süswasserkalk représentent le membre le plus profond de l'USM de la région Aarwangen-Wynau, et sont recouverts par l'Aarwanger Molasse concordante.

Ce que les Wynauer Süswasserkalk recouvraient, Heim ne pouvait le savoir avec les affleurements de surface. En revanche, BAUMBERGER (1927) par un niveau d'eau très bas de l'Aare sous les Wynauerkalk à Ober-Wynau, a trouvé une typique Blättermolasse (Molasse à feuilles) micacée (Molasse alsacienne, Aarwanger Molasse). La similarité lithologique fait que BAUMBERGER corrèle les Wynauerkalk avec les Matzendorfer Kalk de la vallée de Balsthal. Ensuite, les Wynauerkalk se situent stratigraphiquement d'après BAUMBERGER (1927 b) à 200 m au-dessus du contact Jurassique-Molasse. Cela été mis en doute par ERNI & KELTERBORN (1948).

La connaissance des Wynauer Süswasserkalk a été élargie par les forages les traversant en 1980 (MAURER *et al.* 1982). Au début, il semble, que les deux forages RB 4 (280 m à l'Est de la localité-type) et RB 5 (à 490 m à l'est de la localité-type) soient aussi bien identiques. La succession des couches du forage RB 5 se montre identique à celle de la localité-type. Il s'agit de trois grands horizons calcaires d'épaisseurs identiques (1.5 m à 3.5 m) qui se découpent sur 18 m. (17 m. dans le RB5).

Une série de forages a été effectuée de 1994 à 1995 par la CSD (Colombi Schmutz Dorthe AG) pour les CFF. Nous avons relevé ces forages. Deux forages RB6 / 95 et RB7 / 95 atteignent le Mésozoïque. Nous avons pu observer que les Wynauer Süswasserkalk reposent directement sur le Mésozoïque ou sur le Sidérolithique (Bohnertz).

Fossiles et Age : ERNI & KELTERBORN (1948) : *Cepea subsulcosa* Tho. (= *Cepaea rugulosa* Ziet.), *Pomatias antiquum* Brgt., *Galba cornea* Brgt., *Planorbis cornu* Brgt.. BAUMBERGER (1927) cite : *Cepaea rugulosa* Ziet., *Ericia antiqua* Brgt., *Planorbis (Coretus) cornu* Brgt., *Limnaea (Galba) cornea* Brgt. et des oogones de charophytes. BAUMBERGER conclut à un âge stampien supérieur (1927 a, 1934). D'après la découverte de micromammifères, les couches de l'Aarwangermolasse appartiennent à la partie supérieure des Wynauer Süswasserkalk dans le Stampien moyen (STEHLIN 1922). Le niveau Wynau 1 (ENGESSER & MAYO, 1987, ENGESSER 1990) appartient au niveau mammalien MP 27, se trouvant dans le Chattien (AGUILAR *et al.*, 1997). Dans les forages RB6 / 95 et RB7 / 95 de ce travail, nous avons récolté une riche flore de charophytes et une dent de mammifère (niveau RB6 / 95 12.3-12.5 m.). Les charophytes du forage RB6 / 95 et RB7 / 95 appartiennent aux zones à *major* et *microcera*, soit l'intervalle allant du Rupélien moyen jusqu'à la base du Chattien. La dent de

mammifère indiquerait un niveau mammalien MP26.

-Süswasserkalk von Boningen :

MARTIN 1906 : « Dans un puits au sud de la ferme de Lehen près de la salle polyvalente de Gunzgen, Dr Mühlberg a découvert dans le calcaire et marnes d'eau douce d'Aarau... des blocs de Calcaire...contenant *Helix rugulosa*, *Planorbis cornu* et *Limnaeus* ».

MARTIN (1906) met en synonymie les Süswasserkalk von Boningen avec ceux d'Oberwynau (Wynauer Süswasserkalk). HÜRZELER a découvert une riche faune de mammifères qui semble correspondre à celle de Wynau et de Wolfwil. D'après ERNI & KELTERBORN (1948), les Süswasserkalk de Boningen sont légèrement plus jeunes que les Wynauerkalk et appartiennent à la partie inférieure de l'Aarwangermolasse.

La localité-type se situe à la salle polyvalente de Gunzgen, LK-BI 1108 Murgenthal, coord. 630.910 / 239.760.

Les Süswasserkalk de Boningen contiennent les gastéropodes *Plebecula ramondi* Brgt., *Parachloraea oxystoma* Tho., *Cepaea subsulcosa* Tho., planorbes et limnées (ERNI & KELTERBORN, 1948). Sur la base des micromammifères (ENGESSER & MAYO, 1987), les Süswasserkalk von Boningen appartiennent au niveau mammalien MP 27 Boningen, d'âge chattien (AGUILAR *et al.*, 1997).

-Oensingerkalk :

BAUMBERGER (1927) : « complexe de couches principalement du même genre, comprenant des marnes bariolées presque plastiques (rouge, gris, vert olive) et une intercalation de calcaires d'eau douce. Nous décrivons ce calcaire d'eau douce comme le calcaire d'eau douce inférieur ou le calcaire d'Oensingen. Sur ce calcaire, se trouve une épaisseur significative de Glimmermolasse stampienne ».

A Oensingen, BAUMBERGER a rencontré, grâce aux travaux de terrassement de l'été 1916, au pied de la Ravellenfluh, sur les argiles à pisolithes de fer, la formation stampienne suivante d'une épaisseur de 7 m 65 : 1- marnes friables (3,20 m) gris-vert, grises vers le haut ; 2- calcaire d'eau douce (2.5 m), gris cendre, sonores, avec les fossiles : *Planorbis cornu*, *Cepaea rugulosa* ; 3- marnes grises friables (1.25m) ; 4- calcaire d'eau douce comme le niveau 2 (0.5-0.6 m) ; 5- marnes brun-chocolat (0.10 m) ; 6- marnes vert-olive avec des concrétions calcaires (1.20 m) ; 7- calcaire d'eau douce comme les niveaux 2 et 4 (0.45 m) ; 8- marnes vertes sableuses (1.25 m).

BAUMBERGER place les Oensingerkalke à la base de la Molasse stampienne, appartenant au Chattien.

La localité-type des « Oesingerkalke » se trouve au bord du chemin à l'ouest du point 508 (Butten sur Oensingen), coord. 620.950 / 238.05. Le nom du calcaire est dû au village d'Oensingen (environ 16 km au NE de Soleure).

Les fossiles récoltés sont : *Plebecula ramondi* Brgt., *Cepaea rugulosa* Zieten, *Ericia antiqua* Brgt., *Amnicola helicella* Sandb., *Melania escheri* var. *costata* Kl., *Limnaea (Radix) subovata* Hartm., *L. (Radix) subbullata* Sandb., *L. pachygaster* Tho., *Planorbis (Coretus) cornu* Brgt., *Planorbis cornu* Brgt. var. *solidus* Tho., *Pl. (Gyraulus) declivis* A. Br., *Pl. (Gyraulus) dealbatus* Sandb., *Oxychilus subcellarium* Tho. (syn. *Helix impressa* Sandb.), *Canariella lapicidella*

Tho., *C. massiliensis* Math., *Theodoxia ferrusaci* mayer, *Parachlorea oxystoma* Tho., oogones de Charophytes.

MAYO (1980) positionne les Oesingerkalk directement sur le Mésozoïque et c'est pour cela que je les rapproche des calcaires inférieurs plutôt que de la Molasse alsacienne. Les Oesingerkalk sont donc mis dans les Calcaires inférieurs tandis que le niveau des Matzendorfalk est mis dans la Molasse alsacienne car ce niveau est une intercalation lacustre dans la Molasse alsacienne. MAYO (1980) date les Oesingerkalk du niveau mammalien MP 26.

1-3-Le Groupe des Gompholites & Conglomérats :

1-3-1-Définition :

J'ai regroupé sous le terme Gompholites et Conglomérats, les conglomérats fluviaux et marins. Ces faciès semblent souvent représenter des environnements côtiers. Il faut mentionner que beaucoup de conglomérats situés dans les synclinaux nordiques ont été mis dans le Groupe des Meeressand (FISCHER 1965 a).

1-3-2-Position stratigraphique :

Les Gompholites et Conglomérats reposent directement sur le Mésozoïque ou sur le Sidérolithique.

1-3-3-Age :

L'âge des Gompholites et Conglomérats est assez difficile à estimer. Dans ce travail, le forage de l'Etang dans le synclinal Bressaucourt-Porrentruy montre que les Conglomérats de Porrentruy sont surmontés par les Septarienton qui ont été datés, dans un proche affleurement, par nanofossiles NP21. A Develier, un affleurement conglomératique a été daté par la présence de charophytes, appartenant à la zone à *Harrisichra gr. tuberculata*, soit du sommet du Priabonien à la base du Rupélien. Cependant, dans les synclinaux du nord du Jura, les conglomérats de base sont souvent rattachés à la formation des Meeressand (FISCHER, 1965 a). Dans l'état actuel des connaissances, la formation des Gompholites et Conglomérats est considérée comme correspondant à la fin de la zone à charophytes *Harrisichra gr. tuberculata* jusqu'à la fin du niveau nannoplanctonique NP 21.

1-3-4-Formations placées dans le Groupe des Gompholites et Conglomérats :

-Conglomérat de Porrentruy :

Dans un couloir, creusé dans le Malm, dans une direction NE-SW, passant par Bressaucourt, Porrentruy et Coeuve vers Réchésy, reposent des restes de conglomérats d'eau douce, contenant du Bolus et des pisolithes de fer remaniés, et plus vieux que le Rupélien marin, appartenant sans doute au Sannoisien (SCHNEIDER 1960). Le couloir s'ouvre dans le « Système de Bourogne » (Sannoisien supérieur) du golfe de Montbéliard, une formation côtière du bassin salifère de Wittelheimer. A l'opposé de la Gompholithe d'Ajoie (Rupélien), qui lui était attribué avant, cette formation n'est pas marine. Ces éléments proviennent

exclusivement du Malm, en grande partie du Kimméridgien, ces blocs de Malm du soubassement allant du mètre cube aux petits galets ; ceux-ci sont bien arrondis, la plupart non triés, non liés en dehors de dépôt isolé. La formation finement clastique passe progressivement à des calcaires d'eau douce (Laubscher, 1963).

Nous avons levé des coupes au sud-ouest de Porrentruy, près de Bressaucourt (coord. 571.3 / 250.35) et à l'Oiselier (coord. 571.60 / 250.40). La première coupe a montré que cette formation contient à la fois des ostracodes continentaux et des foraminifères. Cette formation n'est peut-être pas strictement continentale et pourrait constituer un faciès côtier.

Le cadastre des gisements de mammifères fossiles du Musée de Bâle indique à Porrentruy (571.620 / 250.560) à l'Oiselier la découverte d'un *Aceratherium*.

-Gompholithe d'Ajoie

ROLIER (1893) : « A côté de quelques roches énigmatiques (galets de brèches), tous les galets de la gompholithe sont portlandiens et kimméridiens. Les caractères de la gompholithe sont outre des impressions sur les galets, et des éraillures sur des sertissages de grains de fer et de quartz ».

D'après LINIGER (1925), cette gompholithe est découverte à Develier, faite uniquement de galets kimméridgiens, à l'exception d'un galet de calcaire de Vèrenes (Séquanien supérieur). La Gelberde remaniée (Oligocène inférieur, Sannoisien) est présente sous forme de particules qui colorent les couches en jaune. Ensuite, BIRKHAUSER (1925) montre que ce fan alluvial dans les environs d'Undervelier a la même composition que le conglomérat éocène (Calcaire de Daubrée). Ces éléments appartiennent au Malm et atteignent une grosseur de 10 cm ; de plus des pisolithes de fer sont remaniés, et, plus loin, des blocs de Bohnertzkonglomerat sont trouvés. La gompholithe d'Ajoie se distingue très clairement du Bohnertzkonglomerat par sa cohésion plus faible entre ses éléments ». A Bressaucourt, les blocs sont par endroits perforés par des Pholades.

La position stratigraphique de ce dépôt s'observe à la sortie sud des Gorges du Pichoux, où la Gompholithe d'Ajoie érode le Bohnertzkonglomerat ; les blocs eux-mêmes constituant la base du Stampien. Le versant présente de la Molasse Alsacienne, qui appartient au Chattien. La formation conglomératique a été mise par GREPPIN dans l'Eocène, alors que Rollier l'a mise ensuite dans les Nagelfluh d'Ajoie de l'Oligocène moyen ; puis elle est enfin placée par BAUMBERGER (1934) dans le Rupélien. L'épaisseur de la Gompholithe d'Ajoie est d'environ 40 m à Châtelat.

Aucune localité-type n'a été nommée. Le nom provient de la région d'Ajoie = Elsgau = environs de Porrentruy. La dénomination Gompholithe d'Ajoie est encore utilisée.

Comme répartition régionale, on considère le bassin central de Delémont (Develier-Châtillon), les environs d'Undervelier, les gorges du Pichoux, la vallée de Bellelay, la vallée de Châtelat-Sornetan (Petit Val) et la vallée de Tavannes-Tramelan. HUG (1996) mentionne très brièvement un affleurement au sud des gorges du Pichoux, composé d'un conglomérat qu'il estime de l'Eocène.

-Kalkarenite von Oltingue :

La Calcarénite d'Oltingue de couleur brun clair possède dans la plupart des cas une granulométrie fine. Cette roche dure, bien cimentée présente un contenu changeant de débris de quartz et de grains de glauconie. De rares horizons de marnes sont intercalés dans les bancs de conglomérats.

La Calcarénite d'Oltingue contient des foraminifères (Textulariés, Miliolidés, Discorbidés et Globigérines) (FISCHER 1965 a), ainsi que divers restes algaux et de petits gastéropodes ; dans les marnes, les ostracodes saumâtres sont fréquents (FISCHER 1965 b).

Cette formation se situe au sud-ouest du fossé rhénan à l'ouest de la ville d'Oltingue en France. FISCHER (1965 a) date cette formation à la base du Sannoisien.

1-4-Le Groupe des Meeressand & Calcaires marins :

1-4-1-Définition :

J'ai rassemblé sous le terme Meeressand et Calcaires marins, les formations composées de grès calcaires et de conglomérats, ainsi que les calcaires marins d'Ajoie.

1-4-2-Position stratigraphique :

Les Meeressand et les Calcaires reposent sur le Mésozoïque ou le Sidérolithique.

1-4-3-Age :

Malgré une riche faune de foraminifères dans les Meeressand, aucune datation précise n'a été publiée. Les Meeressand et les Calcaires marins sont estimés du Rupélien. La faune de mammifères de Kleinblauen a permis de dater cet affleurement au niveau mammalien MP 22 (BECKER, 2002). Si l'on considère que les Meeressands et Calcaires marins sont les faciès côtiers des Septarienton, on peut extrapoler que

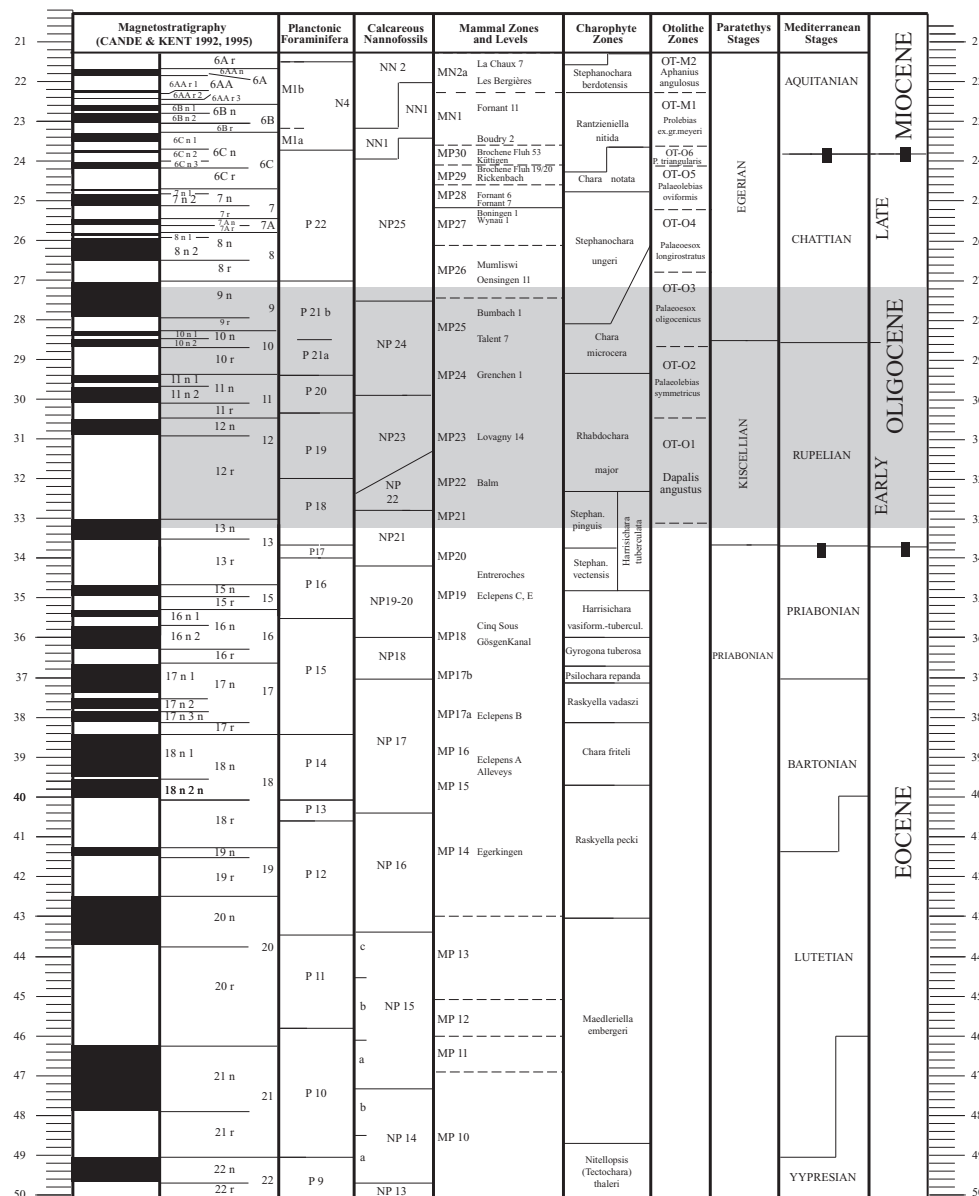


Fig.II-3: Position stratigraphique des Meeressand et Calcaires marins

l'âge des Meeressand est le même que celui des Septarienton, soit l'intervalle basé sur les zones de nannofossiles NP 21 à la base de NP 25 (fig.II-3).

1-4-4-Formations placées dans le Groupe des Meeressand et Calcaires marins :

-Meeressand :

Les « Meeressand » sont composés de grès calcaire et de conglomérats (jusqu'à 40 m.). Les principaux affleurements se situent le long de la chaîne du Landskron, de la montagne de Witterswiler à la cluse inférieure, plus loin du flanc sud de Blauen descendant de façon raide et sur le plateau de Chleinblauen-Nenzlingen et le long de la flexure du fossé rhénan entre Schloss Pfeffingen, la montagne de Dornach jusqu'au NNE d'Arlesheim (BITTERLI-BRUNNER *et al.*, 1988), dans le bassin de Delémont, à Develier, Recolaine et à l'ouest de Delémont.

Avec la dénomination « Meeressand », les dépôts côtiers se situent, le long de la flexure avec le fossé rhénan, discordant sur les niveaux différents du Malm transgressés. A cela, correspondent des conglomérats de ressac, qui sont souvent liés avec la couche du dessous de Malm calcaire, traversés ici et là par des Pholades et ils contiennent parfois des huîtres comme à Develier. La répartition des dépôts s'observe par exemple le long de la crête au SW de la ruine de Dorneck (HERZOG, 1956) ou avec un conglomérat basal sur la montagne de Dornach au nord du virage au point 460 (coord. 614.15 / 258.00). Au « Meeressand », correspondent des sables quartzeux fins, parfois des conglomérats durs et des grès calcaires, des sables calcaires orange-jaune et différentes marnes sableuses de différentes couleurs (BITTERLI, 1987).

Ici et là, la série est plutôt fossilifère, mais aucun lieu de récolte n'est ouvert pour le moment. Même le profil connu, de 14 m. de Meeressand dans la carrière de Chleinblauen ne montre plus grand chose (Description et liste de fossiles : BITTERLI 1945). Comme typiques représentants, on peut citer : *Glycimeris obovata* (Lam.) (= »*Pectunculus* »), *Ostrea callifera* Lam., différents genres de *Cardium* et *Meretrix*, beaucoup de gastéropodes, dents de requins, restes osseux d'*Halitherium* ainsi que des foraminifères (Miliolidés, Planorbulinés, Globigérines...etc). Le cadastre des gisements de mammifères fossiles du Musée de Bâle indique une riche faune de mammifères à Kleinblauen (coord. 607.950 / 255.850) : *Anthracotherium* cf. *bumbachense*, *Engelodon* sp., *Plagiolophus javali*, *Engyodon osborni*, *Aceratherium filholi* et *Halitherium schinzi*. Le mammifère le plus répandu dans les Meeressand est *Halitherium schinzi* (Lörrach (coord. 617.150 / 272.960), Stetten / Obermatt (coord. 617.370 / 272.140), Dornach (coord. 613.330 / 257.900 et 613.800 / 258.125), Nenzlingen (coord. 608.180 / 256.150), Pfeffingen (coord. 611.700 / 255.880), Aesch (coord. 612.215 / 256.925), Courgenay (576.825 / 249.000), Rödgersdorf (coord. 594.350 / 258.650). Les Rhinocerotidae de Kleinblauen (ou Chleinblauen) ont été révisés par BECKER (2002). Il mentionne *Ronzotherium filholi*, *Epiaceratherium* sp., *Epiaceratherium magnum* et *Eggysodon osborni*. Ils indiquent un niveau mammalien MP 22.

Le cadastre des gisements de mammifères fossiles du Musée de Bâle indique des mammifères à Bressaucourt (coord.

569.550 / 248.200) dans le « conglomérat des Meeressands », à savoir *Aceratherium filholi* et *Cadurcotherium cayluxi*, des mammifères dans les « Meeressand avec des conglomérats » de Delémont (coord. 591.800 / 245.800) à savoir un Rhinocerotidae. BECKER (2002) a révisé les Rhinocerotidae et *Aceratherium filholi* est devenu *Ronzotherium filholi*.

-Brislacherkalk :

KISSLING (1896) : « grès calcaires légèrement rouge brun, durs, de 0.5 m d'épaisseur, très riches en fossiles ». Il se trouve sur le calcaire jurassique, perforé par des pholades et il est recouvert par les marnes jaune clair contenant *Lucina heberti* Desh. et des sables blancs fossilifères. Les Brislacherkalk ont été mis par Kissling dans le « Meersand » (Rupélien). Des grès calcaires en même position stratigraphique, se trouvent dans l'entaille de la voie de chemin de fer de Courgenay, au tunnel de La Croix ; à cet endroit, le grès calcaire est en partie conglomératique, atteignant une épaisseur de 1.5 m.

Pour localité-type des Brislacherkalk, KISSLING mentionne un affleurement à peine visible, un peu au nord du village de Brislach, sur un chemin vicinal, celui qui conduit au « äussern Feld », entre les courbes de niveau 400 et 410 (coord. 607.950 / 252.650). La dénomination « Brislacherkalk », qui provient de l'agglomération de Brislach et de la formation calcaire des Meeressand, n'est plus aujourd'hui utilisée.

La répartition des « Brislacherkalk » se situe dans le Jura bernois au nord du Mont Terry (Ajoie) et dans les localités de Bressaucourt et de Courgenay, comme dans les environs de Brislach dans le bassin de Laufen.

KISSLING a découvert dans les grès calcaires les fossiles suivants : *Chrysophrys* sp., *Lamna cuspidata* Ag., *Cerithium dentalum* Defr., *C. lamarcki* Brongn., *Natica achatensis* de Kon., *N. crassatina* Desh., *Panopaea heberti* Bosq., *Corbula henckeli* Nyst., *Thracia elongata* Sandb., *Th. Speyeri* v. Koenen, *Tellina nysti* Desh., *Psammobia fischeri* Heb. & Renev., *Cytherea incrassata* Sow, *C. splendida* Merian, *Cardium scobinula* Merian, *Lucina tenuistria* Heb., *L. thierense* Desh., *Leda gracilis* Desh., *Pectunculus obovatus* Lam., *Arca sandbergeri* Desh., *Pecten pictus* Goldf., *P. decussatus* Münster.

-Calcaires à Cérithes d'Ajoie, Cerithiumkalk von Porrentruy, Elsgauer Cerithiumkalk :

ROLIER (1898) : « Le calcaire tongrien mérite bien son nom de calcaire à Cérithes, parce qu'il est littéralement pétri de moules, avec négatifs dans la roche, du *Cerithium lamarcki* Brongt. C'est un calcaire grenu, un peu sableux. »

Ce calcaire prend la même position stratigraphique que les Brislacherkalk et appartient à la base des Meeressand, donc du Rupélien. A Friégécourt, ce calcaire, d'un mètre d'épaisseur recouvrant le calcaire kimméridgien, est recouvert par une gompholithe compacte.

ROLIER ne décrit aucune véritable localité-type, cependant l'affleurement de la sortie ouest de Friégécourt (10 km à l'est de Porrentruy), sur la route vers Pleujouse (coord. 582.300 / 251.320) est connu, car là le calcaire contient des Cérithes.

Une autre affleurement se trouve à 5 km au SE de

Porrentry dans une entaille de la voie de chemin de fer à la sortie nord du tunnel de La Croix à Courtemaury. Dans le bassin de Delémont, LINIGER (1925) mentionne ce calcaire à la sortie NE du village de Develier-dessous (3.5 km à l'ouest de Délemont). Ceux décrits par KISSLING (1896) comme Calcaires de Brislach, ont été décrits par ROLLIER (1910) comme Calcaire à Cérithes d'Ajoie.

Comme fossiles, ROLLIER ne cite que *Pectunculus obovatus* Lam., *Cerithium lamarcki* Brgt., et *Ostrea callifera* Lam..

-Calcaire grossier

ROLLIER (1898) décrit ce dépôt : « Ces bancs sont peu fossilifères (*Pectunculus obovatus* Lam., *Cerithium lamarcki* Brgt.). C'est un calcaire grenu, un peu sableux, passant vers la base à une gompholithe moins grossière qu'à Bressaucourt ».

ROLLIER met cet affleurement dans le Tongrien (Stampien), à savoir dans les « Meeressand » (Rupélien), équivalent des « Brislacherkalk » de KISSLING, également des Elsgauer Cerithienkalk (Calcaires à Cérithes d'Ajoie) de ROLLIER (1898).

Comme localité-type pour les « Calcaires grossiers », L. ROLLIER mentionne l'entaille de la voie de chemin de fer à la sortie nord du tunnel de La Croix à Courtemaury (coord. 576.750 / 249.100), environ à 3.5 km au nord de Sainte-Ursanne. La dénomination « Calcaire grossier » est aujourd'hui à peine employée.

La répartition de ce calcaire se situe dans le Jura bernois du Mont Terry (Ajoie) et aussi dans les localités Courgenay-Courtemaury, Bressaucourt et Frégiécourt-Pleujouse.

1-5-Le Groupe des Septarienton

1-5-1-Définition :

J'ai placé sous la dénomination Septarienton, tous les sédiments de nature marneuse ou argileuse, de

couleur bleu à brun, marins contenant le plus souvent des foraminifères. Cependant, aucun *Septaria* n'a été récolté dans les Septarienton dans le Jura. Les Foraminiferenmergel, dénomination la plus descriptive des roches du Jura, est utilisée dans le fossé rhénan et je ne l'utiliserai donc pas. Les Septarienton constituent un faciès de bassin, équivalent latéral des Meeressand, faciès côtier. La lithostratigraphie développée par FISCHER (1965 a), des synclinaux du Jura au fossé rhénan, est la suivante : il n'y aurait dans le Jura que des Septarienton, partie sommitale de la série aussi appelée Meletta-Schichten, comprenant à la base de la série les Foraminiferenmergel (parties inférieure et supérieure), puis les Fischschiefer appelés également Amphisyle-Schiefer ou Schistes à poissons. Les parties inférieures ne seraient enregistrées qu'au nord de Brislach. Dans ce travail, je maintiendrai le découpage de la série argileuse marine selon FISCHER (1965 a) car je ne possède pas assez d'informations concernant les formations de la base de la série marine argileuse. Cependant, il s'avère difficile d'attribuer un nom de formation à des argiles bleues uniquement sur leur contenu avec plus ou moins de foraminifères, ou plus ou moins d'écailles de poissons. Une étude du sud-rhénan, un peu plus au nord de mon champ d'investigation, devrait confirmer ou infirmer les conclusions de FISCHER (1965 a) et voir si la volonté de reprendre les dénominations du bassin de Mayence n'a pas faussé les résultats (fig.II-4).

1-5-2-Position stratigraphique :

Les Septarienton reposent directement sur le Mésozoïque, le Sidérolithique, les Calcaires Inférieurs et Terres Jaunes, les Gompholithes et Conglomérats et les Meeressand-Calcaires marins.

1-5-3-Age :

D'après FISCHER (1965 a), les Septarienton seraient Eocène supérieur-Oligocène d'après les foraminifères. Le sommet des Septarienton a été daté des niveaux à nannofossiles NP 24-NP 25 à Courgenay (BERGER, 1992 et

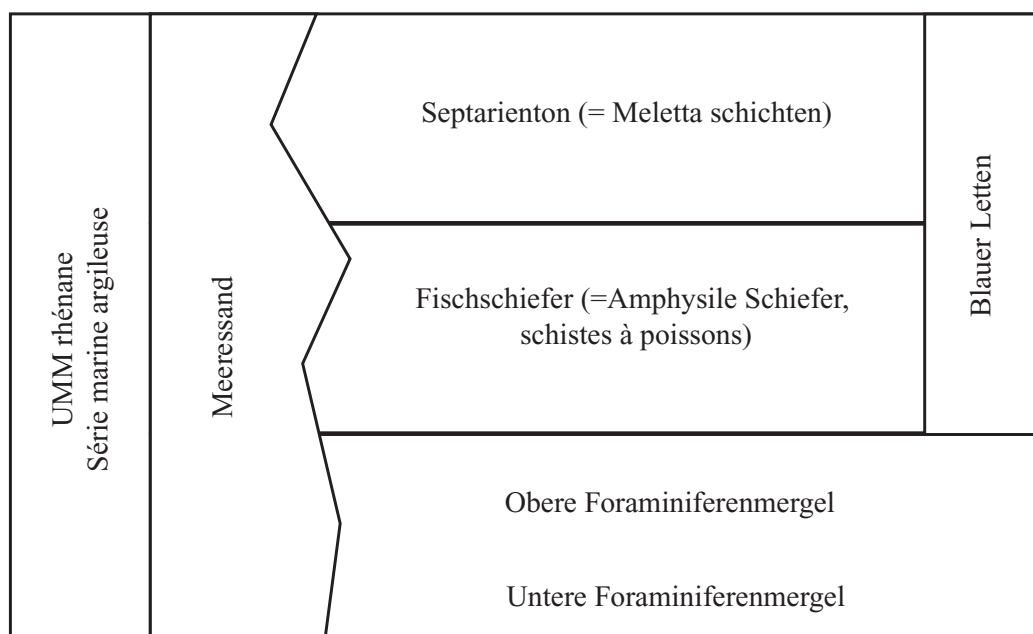


Fig.II-4: Découpage de la série marine argileuse dans le Fossé rhénan et les synclinaux au nord de Delémont

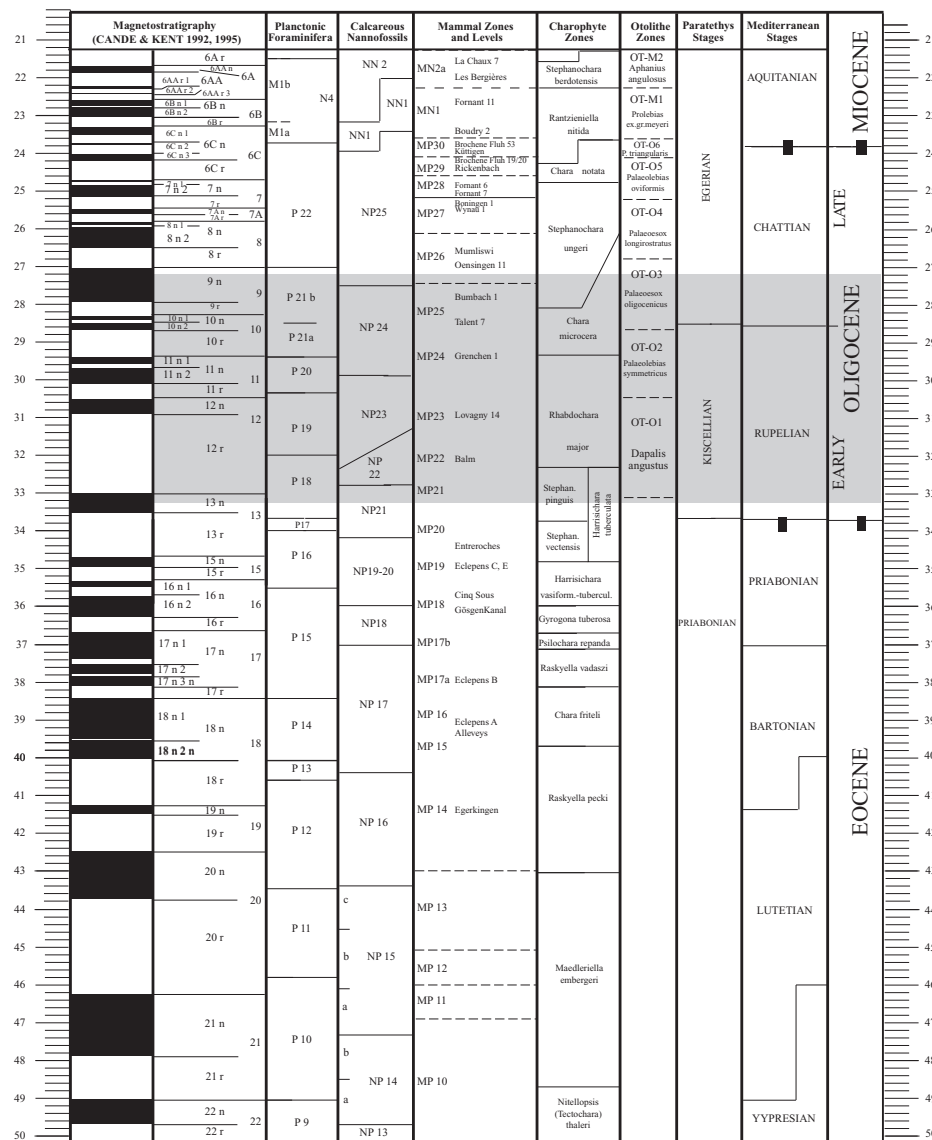


Fig.II-5: Position stratigraphique des Septarienton

WEIDMANN, comm. écrit.). Dans le synclinal de Delémont, les Septarienton ont été datés par CLÉMENT (1998) et CLÉMENT & BERGER (1999) du début de l'Oligocène (l'intervalle mammalien MP 23-MP 24, la zone à charophytes *major* à *ungeri* et l'intervalle de nannofossiles NP 23-24). Dans le fossé rhénan, la série argileuse (Foraminiferenmergel-Fisch-Schiefer et Septarienton) a été datée des niveaux à nannofossiles NP 23 et NP 24 (HUBER, 1994).

Dans ce travail, des analyses sur les Septarienton de Laufen montrent un âge beaucoup plus vieux, soit NP 21-NP 22 déduit des nannofossiles, NP22 déduit de la palynologie. A Bressaucourt, les sédiments de la coupe Bressaucourt ont un âge NP 21 déduit des nannofossiles

Ainsi la formation des Septarienton se dépose durant l'intervalle allant de la fin du niveau NP 21 jusqu'à la base de NP 25 (fig.II-5)

1-5-4-Formations de la série argileuse marine :

-Foraminiferenmergel :

Dans le sud du fossé rhénan, la série marneuse apparaît rarement à la surface. D'une puissance de 10 m., cette formation a été signalée lors de la création d'un chemin

au NNE de Metzlerlen. Probablement, elle a été extraite lors du recaptage de la source de la Croix (Kreuzquelle) à Hoffstetten (BITTERLI-BRUNNER *et al.* 1988).

Les Foraminiferenmergel sont l'équivalent latéral éloigné de la côte des « Meeressand » (FISCHER 1965).

Les marnes argileuses, claires, gris-bleu à gris-jaune, contiennent une faune riche de foraminifères (plutôt de grande taille dans la partie inférieure, et devenant plus petite vers le haut) et des écailles et éléments de squelette de poissons (FISCHER 1965).

-Meletta Schichten

D'après (BITTERLI-BRUNNER *et al.* 1988), les Meletta-Schichten seraient l'équivalent des Septarienton et des Blauer Letten, d'une puissance, dans le sud rhénan, jusqu'à 350 m.

Cette formation se situe dans tout le domaine du fossé rhénan, soit en surface (Birsigtal, inclus les hauteurs d'Oberwiler, jusqu'au bord du Graben entre Leymen et Aesch, quelques affleurements à Hoffstetten), soit en forages profonds (à l'ouest de la zone de rupture d'Allschwill.)

La succession épaisse et monotone de marnes argileuses laminées, contenant du mica, gris-bleu se trouve le plus souvent dans des affleurements artificiels. Comme on

pouvait l'observer avant dans la grande marnière d'Allschwil (bord nord de la feuille), dans la partie supérieure des Meletta-Schichten, la fraction sableuse croissante est remarquable. Les couches sableuses contiennent de temps en temps des nodules durs contenant du calcaire, dans lesquels on trouve des restes de plantes. Ces marnières sont aujourd'hui en partie rebouchées. Les Meletta-Schichten sont observées en forages, dans les fosses de construction et dans une marnière abandonnée à l'ouest d'Oberwil (Ziegelhof-Bottenlohn-Bielhübel-Biel).

Certains affleurements des Meletta Schichten sont riches en fossiles : en dehors de nombreuses écailles de *Clupea*, on trouve aussi des poissons entiers et des insectes (HESS & WEILER 1955), ensuite des gastéropodes de petite taille, des cyrènes et des oursins. La microfaune est représentée par des foraminifères (dans la partie supérieure avec de nombreuses formes dominantes de l'Eocène marin) et des ostracodes ; les nannofossiles calcaires sont également fréquents (FISCHER 1965 a). FISCHER (1965 a) date cette formation du Rupélien.

-Blauer Letten :

GUTZWILER (1890) donne la description suivante : « La roche ne ressemble pas toujours à une argile bleu uniforme, mais souvent comme un grès gris..... Du sulfure de fer est souvent observé dans les « Letten » comme dans les grès à la surface. Les Blauen Letten deviennent de couleur gris-beige lorsqu'elles sont altérées par l'air ou l'eau. Dans les « Letten » grasses et étanches, seule une petite couche superficielle sera altérée, mais lorsqu'elle est plus sableuse, moins étanche, le changement de couleur pénétrera plus profondément ».

Sur la position stratigraphique des Blauer Letten dans l'Oligocène, des incertitudes règnent. GREPPIN (1867) les considère comme un faciès des « Meeressand » (Rupélien inférieur) et met les Cyrenenmergel à la base du Chattien. Les Blauer Letten reposent au-dessus du Meeressand et sont recouvertes par les Cyrenenmergel. Elles prennent alors la position des Septarienton (Rupélien supérieur) du bassin de Mainz et sont mises dans le Rupélien, c'est pourquoi elles s'appellent « Rupelton ». L'épaisseur de cette formation est importante, elle est mesurée dans les environs de Bâle, à 157 m d'épaisseur dans le forage d'Allschwil (SCHMIDT *et al.*, 1924), pendant que plus au nord, dans le nord de l'Alsace elle atteint 200 m.

En général, les environs de Bâle montrent deux parties des Blauer Letten.

A-La partie inférieure : les Fischshiefer ou les Amphisyle-Schiefer. Elles sont finement feuilletées, bitumineuses, facilement délitables ou très compactes collées l'une à l'autre, couches en plaques de couleur gris à gris foncé. Elles sont riches en foraminifères et en restes de poissons. Ces restes de poissons ont pu être déterminées comme étant du genre *Amphisyle*. Dans le nord de l'Alsace, l'épaisseur est estimée à 20 m.

B-La partie supérieure : Melettaschiefer. C'est une partie beaucoup plus puissante. La roche ressemble à une marne gris foncé, avec quelques passées sableuses. Les fossiles sont rares. Souvent, des écailles de poissons peu fréquentes, de rares squelettes du genre *Meletta* et d'autres espèces

de poissons ont été récoltés (HESS & WEILER, 1955). Plus haut, les Melettaschiefer passent progressivement aux Cyrenenmergel. Des grès sous forme de nodules, des sables argileux alternent avec des marnes argileuses bleu-gris. Les nodules gréseux, situés aussi à la limite entre les Septarienton et des Cyrenenmergel, contiennent ça et là de nombreuses feuilles (GUTZWILER, 1890). BAUMBERGER (1928) nomme ce complexe sableux « Allschwiler Sande ».

On peut remarquer également que KOCH (1923) est d'avis, après résultats de ses recherches dans le bassin tertiaire de Laufen, que les « Fischschiefer » doivent être examinés comme l'équivalent synchrone de la partie supérieure des « Meeressand ». LINIGER (1925) parallélise, dans le bassin de Delémont, sur la base des récoltes de fossiles, les marnes et argiles bleues (Blauer Letten) des Septarienton avec les « Schleichsanden » (partie supérieure des Meeressand) du bassin de Mainz.

La localité-type pour les « Blauer Letten » est la marnière d'Allschwil de Bâle.

Les « Blauer Letten » ont une grande répartition dans le fossé du Rhin, presque dans tous les environs de Bâle, recouverts par une couverture plus ou moins épaisse. Ensuite, nous les rencontrons dans le Birsigtal et le Birstal, comme dans les bassins tertiaires de Laufen (Saalfeld) et de Délemont.

-Septarienton :

Cette formation est considérée comme l'équivalent des Meletta-Schichten (Bitterli-Brunner *et al.* 1988). Une brève description est donnée par FISCHER (1965 b) : « Equivalente des Meletta-Schichten, d'une épaisseur maximale de 150 m, cette succession épaisse est composée de marnes argileuses grises contenant du mica. Dans la partie supérieure des Septarienton, il y a de plus en plus d'apports alluviaux (début de la Molasseschüttung = cônes alluviaux provenant du sud). Les Septarienton contiennent, de façon variable, des foraminifères, des ostracodes et des nannofossiles. Dans la partie supérieure, on trouve de nombreux petits gastéropodes, des cyrènes juvéniles, des oursins et des foraminifères et des nannofossiles remaniés (provenant du Crétacé supérieur et de l'Eocène des Alpes).

-Fischschiefer (Amphisyle Schiefer) :

Les Fischschiefer, d'une puissance de 10 m, sont l'équivalent des Schistes à poissons et des Amphisyle-Schiefer. Affleurant dans les fosses de construction à Witterswil, Hofstetten et Ettingen et autour du Château de Pfeffingen (VONDERSCHMITT 1941), les Fischschiefer ont été traversés dans les forages d'Allswil, Neuwiler, Leymen et Witterswil.

Les argiles marneuses, finement fissibles, en couches fines, brun-gris à gris foncé, qui contiennent un peu de mica et qui sont légèrement bitumineuses, contiennent des foraminifères (Rotalidés, Bolivines, Nonionidés...) et des écailles de poissons nombreuses. Parfois on trouve des squelettes de poissons entiers. (BITTERLI-BRUNNER *et al.* 1988).

1-6- Le Groupe de la Molasse alsacienne:

1-6-1-Définition :

J'ai rassemblé sous la dénomination Molasse alsacienne les dépôts micacés avec des intercalations de marnes et de calcaires. Le terme de Molasse alsacienne a été utilisé abusivement, désignant des dépôts micacés continentaux contenant des feuilles. Or des dépôts saumâtres ayant la même nature ont été mis sous cette dénomination. Pour éviter des confusions, je distingue deux ensembles :

La Molasse alsacienne s.s. située dans les synclinaux au sud de celui de Delémont, caractérisée par des dépôts micacés continentaux fluviatiles avec des intercalations lacustres.

Le deuxième ensemble : la Molasse alsacienne s.l. située au nord du synclinal de Delémont est constituée à la base des Cyrenenmergel, puis du Cyathula bank et enfin de la Molasse alsacienne supérieure, l'ensemble étant des dépôts micacés saumâtres devenant progressivement continental. La succession dans le synclinal de Delémont, bien que proche de celle des synclinaux du nord et du fossé rhénan, est différente (fig.II-6). La série commence par des dépôts saumâtres à huîtres, les Cyathulamergel dont le faciès ressemble à celui

des Cyrenenmergel du nord, puis passe aux Marnes noires (les Bunte und Schwartze Mergel de LINIGER 1925) et se poursuit par la Molasse alsacienne supérieure. CLÉMENT & BERGER (1999) ont montré que ces dépôts continentaux sont en interfingering avec les dépôts marins, rendant complexe la compréhension des unités lithostratigraphiques, ces dépôts délimitant une ligne de côte fluctuante.

1-6-2-Position stratigraphique :

La Molasse alsacienne s.l. recouvre le Mésozoïque, le Sidérolithique, les Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, les Meeressand et les Septarienton. La Molasse alsacienne s.s. recouvre le Mésozoïque, le Sidérolithique, les Calcaires inférieurs. Il faut noter que de nombreux niveaux calcaires, mis dans les calcaires inférieurs par d'anciens auteurs, sont rapportés à la Molasse alsacienne car ils s'y trouvent intercalés. La Molasse alsacienne est recouverte par les Calcaires delémontiens.

1-6-3-Age :

Molasse alsacienne s.s. :

La Molasse alsacienne de Moutier a été datée par des charophytes caractéristiques des zones à *major* et

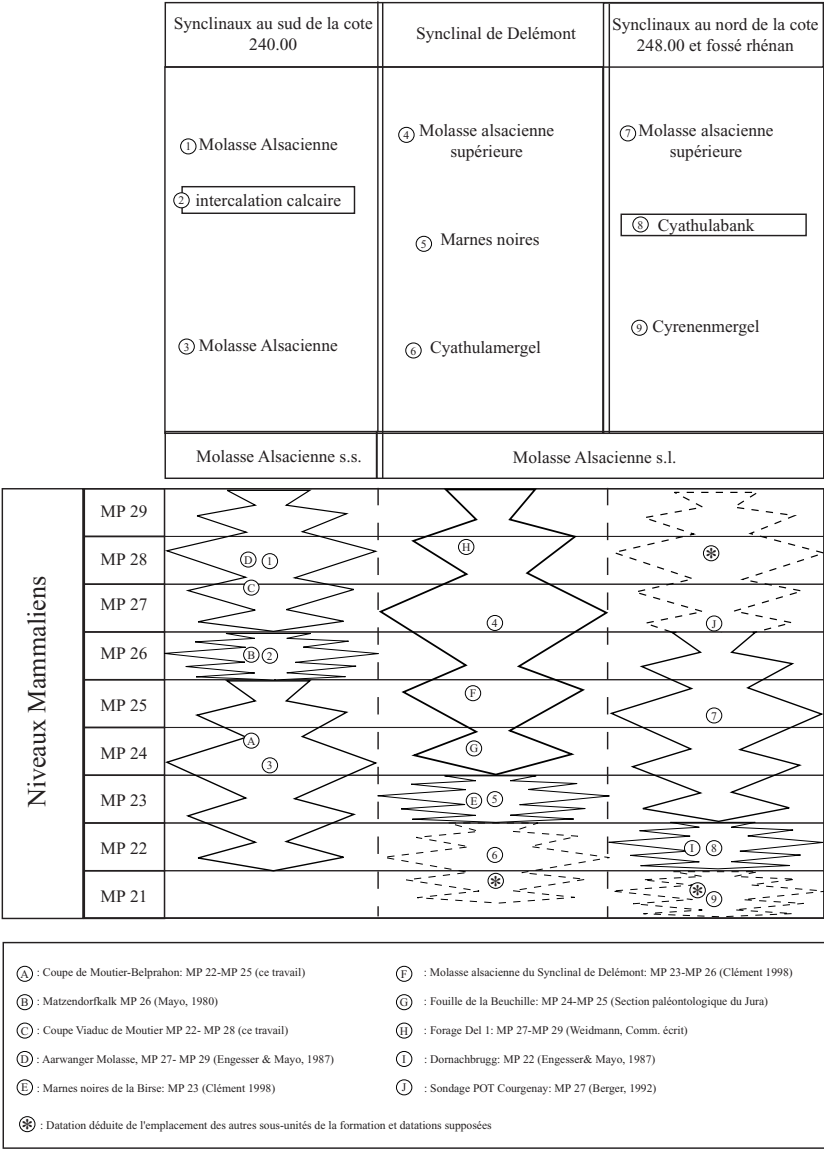


Fig.II-6: Découpage de la Molasse alsacienne en fonction de sa position dans les différents synclinaux et datation des différentes sous-unités.

microcera (REICHENBACHER *et al.*, 1996) soit du Rupélien supérieur au Chattien basal. FAVRE (1998) date la Molasse alsacienne du synclinal de Tavannes par charophytes et elles correspondent à la zone à *ungeri* et éventuellement *notata*. PFIRTER (1997) signale une faune de mammifères à Moutier, qui date la Molasse alsacienne du niveau MP 27. Dans le synclinal de Mümliswil, prolongement à l'est du synclinal de Tavannes, MAYO (1980) date la Molasse alsacienne du niveau mammalien MP 26. La Molasse alsacienne du synclinal de Soultz serait datée par l'intervalle mammalien MP 22-MP 28 (BRUNET & SUDRE, 1987). La molasse alsacienne (Aarwanger Molasse) de la région de Wynau a été datée à l'intervalle mammalien MP 27-MP 29 (ENGESSER & MAYO, 1987).

Dans ce travail, la Molasse alsacienne s.s. du synclinal de Tavannes a été datée des zones à charophytes *ungeri* ou *notata*. Dans le synclinal de Moutier, la coupe de Moutier Belprahon indique les zones à charophytes *major* et *microcera*, et la coupe Viaduc Moutier indique un âge correspondant aux zones de charophytes, *major* ou *microcera* et atteignant la zone à *ungeri*.

Molasse alsacienne s.l. :

CLÉMENT (1998) et CLÉMENT & BERGER (1999) datent la Molasse alsacienne du bassin de Delémont et

proposent l'intervalle mammalien MP 23- MP 26. Des dents de micromammifères ont été récoltées dans les dépôts de Dornachbrugg dans la Molasse alsacienne s.l. du fossé rhénan (ENGESSER & MAYO, 1987) et appartiennent au niveau mammalien MP 22. Dans le bassin de Delémont, dans la partie à l'ouest, la coupe du Mont Russelin levée par Weidmann a fourni une dent de *Pseudocricetodon* sp., qui pourrait indiquer un âge MP23-MP24 (WEIDMANN, comm. écrit.). La section paléontologique du Jura a récolté des dents d'un Théridomorphe primitif (en cours de détermination) à la Beuchille (synclinal de Delémont) indiquant un niveau mammalien MP24-MP25. Toujours à Delémont, une dent appartenant à ?*Archeomys* sp., récoltée dans la Molasse alsacienne du forage Del 1 (ou S1 chez CLÉMENT 1998) indiquerait un âge MP27-MP29 (WEIDMANN, comm. écrit.). Enfin dans le synclinal de Courgenay, le forage POT63 montre la Molasse alsacienne qui surmonte les Septarienton datés NP24 à la base NP 25. La Molasse alsacienne est y donc post NP 24-NP 25 (BERGER, 1992) (fig.II-6 ; fig. II-7).

Dans ce travail, une datation par nannofossiles a été réalisée sur les dépôts de Dornachbrugg dans la Molasse alsacienne. Elle indique un niveau nannoplanctonique NP 21 déduit de l'étude des nannofossiles et NP 22 déduit de

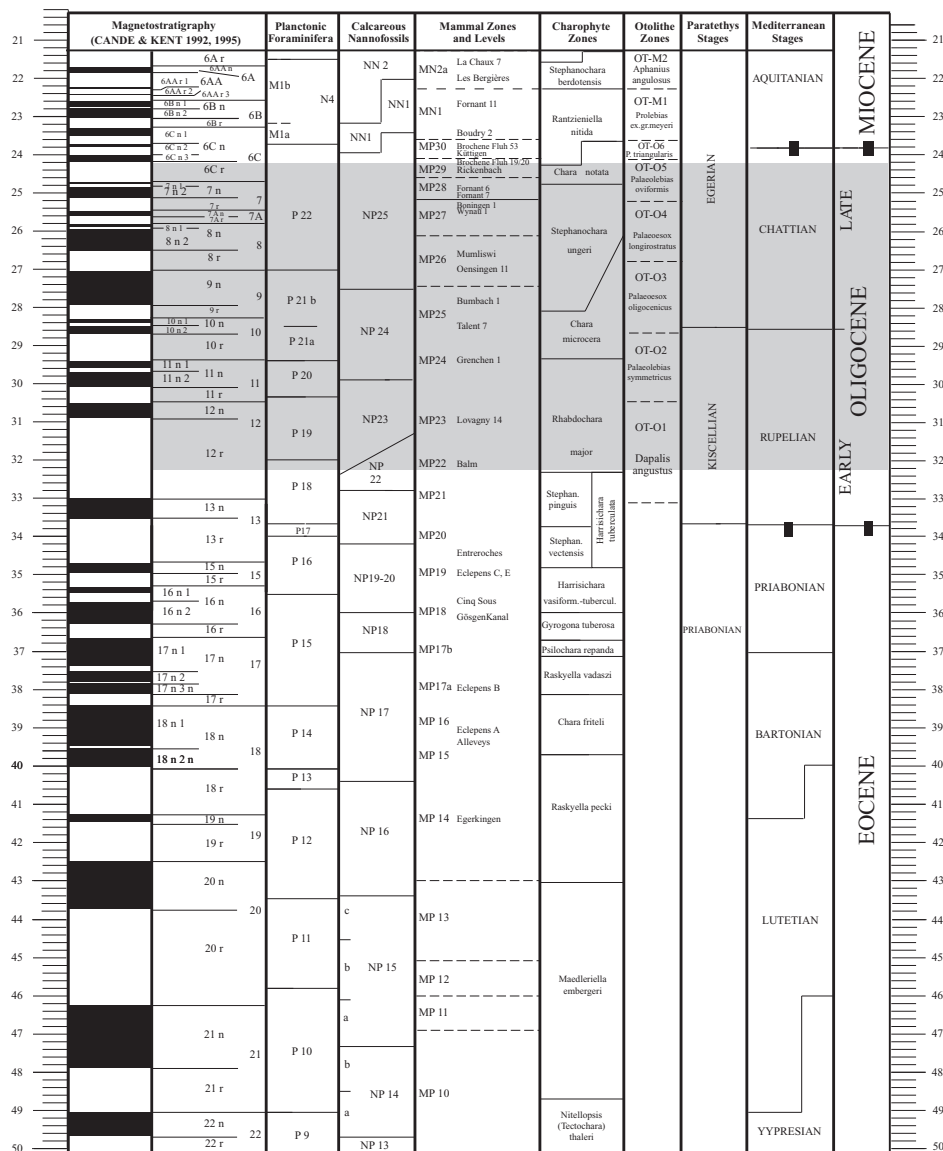


Fig.II-7: Position stratigraphique de la Molasse alsacienne

l'analyse palynologique.

Ainsi, la Molasse alsacienne dans son ensemble se dépose dans l'intervalle allant de MP22 à MP 29. Les diverses datations de la Molasse alsacienne ont permis de voir les différentes relations entre les sous-unités de cette formation et les différentes zones de synclinaux (fig.II-6).

1-6-4-Formations mises dans le Groupe de la Molasse alsacienne:

-Molasse alsacienne :

ROLLIER (1893b) : « La molasse alsacienne est bien caractérisée minéralogiquement par des paillettes de muscovite, très nombreuses et souvent très grandes (1-2 mm²). On n'y trouve guère en fait de fossiles que des empreintes de plantes (Cinnamomum) ».

ROLLIER propose de nommer la Molasse à feuilles, qui se trouve sous les dépôts délemontiens, Molasse alsacienne (Elsässermolasse), que l'on rencontre partout sur le bord du bassin d'Alsace (Oberrhein). Cette proposition a trouvé une approbation, ROLLIER (1893b) donne l'âge de la Molasse alsacienne comme Aquitanien.

En 1910, ROLLIER modifie sa position, à savoir que la Molasse alsacienne est d'âge stampien ; ensuite il réserve le nom de Molasse alsacienne pour le complexe situé sous les marnes noires à *Helix rugulosa*, alors que le complexe supérieur désigné par lui comme « Molasse delémontienne » ou aquitanienne atteint l'Aquitainien.

LINIGER (1925) divise la Molasse alsacienne dans le bassin de Delémont en une Molasse alsacienne inférieure située sous des marnes noires, et la Molasse alsacienne supérieure située au dessus des Marnes noires. Liniger décrit le complexe sableux au-dessus des marnes noires: sables micacés contenant des feuilles avec des niveaux de nodules et des intercalations de marnes. L'épaisseur totale fluctue dans le bassin de Delémont entre 100 et 180 m. Liniger place la Molasse alsacienne dans le début du Stampien (Chattien).

Avec sa description des formations stampiennes, BAUMBERGER (1927) a travaillé amplement sur la Molasse alsacienne, qu'il nomme aussi Glimmermolasse stampienne. Celle-ci commence à l'ouest sur les Calcaires d'eau douce inférieurs stampiens, que BAUMBERGER a décrit à Oensingen comme Oensingerkalke. Ici, la Molasse alsacienne est une typique Molasse micacée à feuilles (comme l'Aarwangermolasse). A peu près à la moitié du complexe, on rencontre à nouveau un calcaire d'eau douce, que Baumberger nomme « Mittleren Süßwasserkalk » ou « Mätzendorferkalke ». Un peu au dessus de cet horizon, on rencontre, entre Bâle et Laufen, le Cyatulahorizont (bank). Par dessus, suit une série épaisse de Molasse alsacienne, qui est recouverte par les marnes et les calcaires delémontiens ; ces derniers ont été décrits par Baumberger comme « Obere Süßwasserkalke » = « Delsbergerkalke ». Tous ces dépôts, avec la partie delémontienne, ont été mis par BAUMBERGER dans le Stampien supérieur (Chattien), et par Liniger, à la limite Stampien-Aquitainien au toit de sa Molasse alsacienne.

Dans les alentours de Bâle, GUTZWILLER (1915) découvre que les Cyrenenmergel supérieures sont dans le niveau de Molasse alsacienne (avec la terminologie

stratigraphique et paléontologique du Mainzerbecken).

Une localité-type de la Molasse alsacienne n'a jamais été décrite par Rollier ; le nom a été déduit de son existence sur le bord sud du bassin alsacien. La dénomination Molasse alsacienne = Elsässermolasse est encore aujourd'hui utilisée.

La région de répartition s'étend de Bâle aux bassins de Laufen et de Delémont, comme dans la vallée de Moutier ainsi que dans les petites vallées tertiaires du Jura de Soleure et bernois.

Les fossiles contenus dans la Molasse alsacienne sont: *Cepaea rugulosa* Zieten, *Melanopsis acuminata* mayer, *Planorbis (Coretus) cornu* Brgt., *Unio subflabellatus* Roll., *U. inaequiradiatus* (Gümbel) Wolff, *Parachloraea oxystoma* Tho., *Ericia antiqua* Brgt.

Il faut noter que bien que parallélisée avec les Cyrenenmergel de Laufen et du fossé rhénan (dès LINIGER 1925), la dénomination Molasse alsacienne a été utilisée abusivement pour toutes les formations micacées du Jura. La Molasse alsacienne de Moutier a été datée par des charophytes caractéristiques des zones à *Rhabdochara major* et *Chara microcera* (REICHENBACHER *et al.*, 1996) soit du Rupélien supérieur au Chattien basal. FAVRE (1998) date la Molasse alsacienne du synclinal de Tavannes par charophytes : elles correspondent à la zone à *ungeri* et éventuellement *notata*, soit l'équivalent mammalien MP 27 à la base de MP 30. PFIRTER (1997) signale une faune de mammifères à Moutier, qui date la Molasse alsacienne du niveau MP 27. Dans le synclinal de Mümliswil prolongement à l'est du synclinal de Tavannes, MAYO (1980) date la Molasse alsacienne du niveau mammalien MP 26. CLÉMENT (1998) et CLÉMENT & BERGER (1999) datent la Molasse alsacienne du bassin de Delémont et proposent l'intervalle mammalien MP 23- MP 26.

-Cyrenenmergel :

Dans la partie haute de la vallée du Birsigtal, environ 25-30 m. de Cyrenenmergel atteignent l'ouest de la zone de rupture d'Allswiler, (Graben de Wolschwiller) (BITTERLI-BRUNNER *et al.*, 1988). Cette série se compose de marnes de temps en temps sableuses, bigarrées (gris, ocre, en partie rougeâtre et verdâtre) et des sables (de temps en temps des grès) micacés jaune-brun ; ces derniers peuvent être confondus lithologiquement avec les grès de la Molasse alsacienne supérieure. La mauvaise conservation des affleurements et les changements latéraux de faciès rapides rendent les corrélations des couches impossibles à courte distance. Autrefois, de bons affleurements existaient au sud et à l'est de Therwil (Stutzweg, Fichtenrain, Keibhölzli), (GUTZWILLER 1890 et 1917).

Les Cyrenenmergel saumâtres contiennent une faune riche (similaire à celle des Melleta-Schichten supérieures (FISCHER 1965 a et 1965 c) ; de plus, dans ces niveaux, les formes remaniées sont nombreuses.

-Marnes bigarrées :

GREPPIN : « Ce sont des marnes rougeâtres, jaunes, grises, bigarrées, feuilletées ou grumeleuses, souvent très compactes, souvent très douces au toucher (tripoli), apparaissant seules ou alternant avec des calcaires également bigarrés, marno-compacts, souvent feuilletés et carriés, à

cellules pleines de substances terreuses, le tout rappelant très bien les divisions keuperiennes ».

Ces dépôts, épais de 7-10 m, se trouvent sur la Molasse alsacienne s.s., et sont recouverts par les « marnes pisolithiques à *Helix ramondi* » et les calcaires delémontiens. Les marnes bigarrées sont sans fossiles et ont été mises par GREPPIN dans le Delémontien. LINIGER (1925) met les marnes bigarrées du bassin de Delémont dans l'Aquitanien inférieur. E. BAUMBERGER (1923a) examine ces marnes bigarrées de la vallée tertiaire de Balsthal, où 66 m sont découverts, et les considère comme Aquitanien inférieur. Il change d'avis plus tard (1927a) et les met dans le Stampien supérieur (Chattien), du fait que le Delémontien est au même niveau que le calcaire à gastéropodes terrestres de Hochheim-Flörsheim du bassin de Mainz.

Pour l'instant, le meilleur affleurement des Marnes bigarrées se trouve sur la colline Neuf Champs (coord. 587.700 / 243.900), NW de Courfaivre (6 km SW de Delémont).

La dénomination Marnes bigarrées-Bunte Mergel est encore aujourd'hui utilisée.

Les Marnes bigarrées sont bien réparties dans le Jura soleurois et bernois.

-Marnes noires de la Birse :

GREPPIN (1870) : « Ces marnes sont noirâtres, onctueuses, fissiles, bitumineuses, et renferment beaucoup de fossiles écrasés conservant souvent l'irisation de leur test. » GREPPIN donne une épaisseur de 1 m. LINIGER (1925) les a à nouveau trouvées sur les affleurements de la Birse entre Courroux et Courrendlin (S de Délemont) et a montré, qu'au sud du site de Greppin on peut trouver quatre fois les mêmes marnes, intercalées dans les marnes bigarrées (gris, bleu et rouge), des marnes sableuses et des sables verts. LINIGER nomme ce complexe « Schwarze und bunte Mergel = Marnes noires ». Cet horizon a une signification stratigraphique : il permet avec sa position dans le milieu de la Molasse alsacienne une division de la série. Ici la Molasse alsacienne appartient à la base du Stampien (Chattien), ce qui permet de définir l'âge des Marnes noires.

L'affleurement dans la Birse entre Courroux et Courrendlin, au sud de Delémont, coord. 594.880 / 244.720, fait fonction de localité-type. La dénomination « Marnes noires » est encore aujourd'hui utilisée.

La répartition des Marnes noires se trouve dans les bassins tertiaires de Delémont dans le Jura bernois.

Les fossiles récoltés sont : *Cepeae rugulosa* Zieten, *Archaeonites subverticillus* Sandb., *Limnaea inflata* Brongn., *L. cf. minor* Thomae, *Ericia antiqua* Brong., *Planorbis cornu* Brong., *Chara meriani* (A. Br.) Heer, *Microtherium renggeri* A. V. Meyer.

CLÉMENT 1998 a daté les Marnes Noires par la récolte de micromammifères dans ce niveau. Ainsi les Marnes Noires ont été datées du niveau mammalien MP 23.

-Blättersandstein von Dornach :

GUTZWILLER (1890) mentionne au dessus du Cyatulabank : « 7 m de couches dénudées de sables, de grès et de nodules, riches en restes de plantes, tiges et feuilles, comme d'ailleurs déjà à la base du banc à huîtres. C'est la

Blättermolasse von Dornach. »

Situés dans le fossé rhénan, ces dépôts ont été décrits comme une formation d'eau douce. Là, elle surmonte le Cyatulabank, et se trouve donc dans les Cyrenenmergel supérieures (ou Molasse alsacienne supérieure), qui appartient au Chattien. ROLLIER (1893) a donné un âge aquitanien à ces grès.

La localité-type se trouve sur la berge gauche de la Birse à Dornachbrugg (7.6 km S de Bâle), (coord. 612.650 / 259.790). Le nom des Blättersandstein, qui est toujours utilisé, est déduit de la richesse en feuilles.

GUTZWILLER (1915) y a trouvé : *Pinus lardyana* Heer (Zapfen), *Cyperus braunianus* Heer, *C. chavannesi* Heer (Zapfen), *Sabal major* Ung., *Salix angusta* ? A. Br., *Rhamnus rosmässleri* Ung., *Rh. brevifolius* A. Br., *Berchemia multinervis* A. Br., *Cinnamomum polymorphum* A. Br., *C. lanceolatum* Ung., *C. scheuchzeri* Heer, *C. subrotundatum* A.Br., *Daphnogene* n. sp., *Labiata salicites* ? Web., *Eucalyptus oceanica* Ung., *Leguminosites proserpina* Heer, *Apeibopsis gaudini* Heer (fruit), *Cassia ambigua* Ung.

Une nouvelle étude de ces dépôts, et de ceux de Biel-Bencken, a permis de mettre en évidence que ces grès contiennent des foraminifères et des ostracodes saumâtres, et qu'il fallait désormais leur attribuer un environnement saumâtre malgré la présence de tronc de palmier (VISCHER, 1933). Des dents de micromammifères ont été récoltées dans les dépôts de Dornachbrugg (ENGESSER & MAYO, 1987) et appartiennent au niveau mammalien MP 22.

-Cyathulahorizonbank :

GUTZWILLER (1890) : « couches gris -vert, de 2-3 m d'épaisseur, riche en *Ostrea cyathula* Lamk. ». Cette couche reste inchangée de Bâle jusqu'au bassin de Laufen (KOCH, 1923). Le Cyathulabank permet de partager la Molasse alsacienne s.l. En-dessous de ce banc, on trouve les Cyrenenmergel et au-dessus la Molasse alsacienne supérieure.

Le dépôt des Cyathulabank correspond à une transgression marine. Baumberger (1934) met le Cyathulabank dans le Chattien. LINIGER (1925) cite le Cyathulabank dans le bassin de Delémont et introduit le terme de Cyathulamergel, formation saumâtre située au-dessus des Septarienton. Le cadastre des gisements de mammifères fossiles du Musée de Bâle indique dans les Cyathula-mergel de Neuf-Cul dans le bassin de Delémont des restes d'*Halitherium schinzi* (coord. 593.975 / 245.350).

La localité-type se situe au sud de Therwil sur le Stutzweg (coord. 608.750 / 260.070), environ à 8 km SSW de Bâle. Le nom Cyathulahorizon ou -bank est encore aujourd'hui utilisé ; il a été déduit de la présence en masse de *Ostrea cyathula* Lam. var. *crispata* Goldf.

La répartition de ce dépôt s'étend de Bâle au bassin tertiaire de Laufen.

L'horizon avec *Ostrea cyatula* (Cyathula-Bank) se situe au sein des Cyrenenmergel pour BITTERLI-BRUNNER et al. (1988) : cet horizon-guide, que l'on peut suivre sur de grandes étendues, témoigne d'une transgression marine à court terme dans la région centrale du fossé rhénan. Les marnes argileuses, grises de 2 m d'épaisseur contiennent en fonction des affleurements de nombreuses coquilles (Huîtres,

Cerithes etc.) et des concrétions et des croûtes calcaires blanches. A quelques endroits (Biel-Benken, de Therwil à Bootmingen), la couche de marnes peut être observée lors d'affleurements temporaires. Le cadastre des gisements de mammifères fossiles du Musée de Bâle indique des restes de ? « *Blainvillimys* » dans les Cyathulamergel de Therwil.

-Marnes pisolithiques à *Helix ramondi* :

GREPPIN (1870) : « celles-ci se reconnaissent facilement par leur couleur rougeâtre, leur forme pisolithique, et surtout par leur faune, qui est restreinte à *Helix ramondi* et à *H. rugulosa*. ». Ensuite LINIGER (1925) décrit ces couches épaisses de 1 à 2 m dans le bassin de Delémont : « bancs marneux, la plupart contenant des concrétions, ici et là remplis avec des conglomérats d'eau douce contenant fréquemment des gastéropodes terrestres. Les gastéropodes terrestres des marnes pisolithiques sont rarement conservés avec leur coquille ».

Ces dépôts reposent sur les Marnes bigarrées (= Bunte Mergel) et sont recouverts par les calcaires delémontiens. L'âge des « Marnes pisolithiques à *Helix ramondi* » est fixé au Chattien supérieur. GREPPIN (1867) décrit ces dépôts comme « marnes pisolithiques à *Helix rubra* », ce qui constitue une erreur : l'*Helix rubra* Nicolet = *Cepaea eversa larteti* Boissy est une forme de l'Helvétien (Miocène).

Comme localité-type, Greppin mentionne la rive droite du « Gabiare » de Thiergarten (coord. 599.690 / 243.700) entre Recollaine et Vermes dans le Jura bernois, à 8 km ESE de Delémont. La dénomination « Marnes pisolithiques à *Helix ramondi* » ou « Marnes rouges pisolithiques » est encore aujourd'hui utilisée.

La répartition sur le terrain de ces dépôts se situe principalement dans le Jura bernois, ainsi que dans le Jura de Soleure.

Cette formation contient : *Helix (Plebecula) ramondi* Brgt. et *Helix (Cepaea) rugulosa* Zieten.

-Matzendorferkalk :

Les sédiments décrits par BAUMBERGER (1927) comme Matzendorferkalk, se situent dans la partie moyenne de la Glimmermolasse stampienne (Molasse alsacienne = Aarwangenermolasse). Ces dépôts ont été décrits par Rollier en « Rugulosakalke », avec la présence de *Cepaea rugulosa* Zieten.

Dans les environs de Bâle, à Therwil sur le Stutzweg, se trouve un calcaire lacustre à l'intérieur de la Glimmermolasse qui comprend ce niveau (WAIBEL & BURRI, 1961). A Käpelirain entre Therwil et Reinach, dans ce calcaire, on a récolté *Cepaea rugulosa* Zieten. Une autre caractéristique : un peu au-dessus de ce calcaire, se trouve un horizon avec de nombreux exemplaires d'*Ostrea cyatula* Lamk. var. *crispata* Goldf., englobé dans des argiles vert foncé à gris foncé. KOCH (1923) montre sur le tableau I, que pour le bassin de Laufen, sous le Cyatulabank se trouve un calcaire lacustre, qui correspond au Matzendorferkalk.

Comme localité-type pour les Matzendorferkalk, BAUMBERGER (1927) nomme le site « Im Rohr » de Matzendorf (coord. 614.150/240.29) dans le Dünnertal, à 5 km à l'ouest de Balsthal. La dénomination Matzendorferkalk n'est, à part

pour la localité-type, plus utilisée.

La répartition de ce dépôt est très sporadique, et il n'existe pas d'affleurements complets. Ils se répartissent principalement dans le Jura au sud du fossé du Rhin (« Raurische Sencke » de BAUMBERGER).

Les fossiles récoltés sont : *Cepaea rugulosa* Zieten, *Dreissenia helvetica* Loc., *Planorbis (Coretus) cornu* Brgt., *Pl. (gyraulus) cordatus* Sgndb., *Hydrobia* sp., *Limnaea inflata* Brgt., *L. subbullata* Sandb., *L. pachygaster* Tho., *Limnaea (Radix) subovata* Hartm., *L. (Galba) subpalustris* Tho., *L. (Galba) cornea* Brgt., *Cyrena brongniarti* Desh., *C. semistriata* Desh., *Amnicola helicella* dandb., *Ericia antiqua* Brgt., *Zonites (Aegopsis) verticilloides* Tho., *Chara meriani* Heer, oogones de charophytes.

MAYO (1980 et 1987) donne pour cette formation un âge déduit des micromammifères, à savoir le niveau MP 26 Mümliswil.

-Rugulosakalke :

ROLIER (1910) donne la description suivante : « Les couches fossilifères du Bogenthal sont un calcaire à *Helix*, *Planorbis*, *Limnées*, (...) assez dur, bistre ou blanchâtre, grenu, très propre à la conservation des coquilles incluses qui s'obtiennent avec leurs tests blancs, mais un peu pulvérantes. Il n'y a pas de carrière à cet endroit qui est assez boisé, mais on peut facilement obtenir des blocs de calcaire fossilifère et les exploiter ».

Les calcaires sont une intercalation dans la Molasse alsacienne, à savoir dans la partie moyenne, de telle façon qu'ils aient la même position stratigraphique que les « Marnes noires » du bassin de Delémont ou les « Matzendorferkalk » de BAUMBERGER (1927). BAUMBERGER fait observer, que le nom « Rugulosakalke » de L. ROLIER n'est pas bien choisi, parce que *Helix (Cepaea) rugulosa* Ziet. ne correspond pas seulement à cet horizon du Stampien, mais est présent plus haut (Calcaires delémontiens) ou plus bas (Oensingerkalk), d'où des confusions possibles.

Comme localité-type pour les « Rugulosakalke », ROLIER nomme le Bogenthal dans le Jura de Soleure (coord. 615-616 / 246.7-247), environ à 12.5 km ESE de Laufen, le calcaire contenant des fossiles très bien conservés, où les *Cepaea (Helix) rugulosa* Ziet. sont fréquents, permettant de dénommer ce calcaire. Le nom « Rugulosakalke » ou « Calcaires à *Helix rugulosa* » est utilisé de temps en temps.

Rollier (1910) mentionne les fossiles : *Helix (Coryda ou Hemicycla ?) globulosa* (Benz) Ziet. = *Cepaea rugulosa* (Martens) Zieten, *Limnaea (Gulnaria) zietenii* Rollier = *L. ventricosa* (Mart.) Ziet., *Limnaea (Gulnaria) inflata* Brong., *L. (G.) subovata* (Hartm.) Zieten, *L. (Lymnophysa) brongiarti* Desh. ; *L. (L.) cornea* Brong. ; *L. (L.) subpolita* Andreae ; *L. (L.) försteri* Rollier ; *Planorbis (Segmentina) declivis* A. Braun, *Planorbis (Coretus ?) cornu* Brong., *P. (Merretus) prevostinus* Brong. ; *Amnicola helicella* (A. Braun) Sandb., *Cyclostoma antiquum* Brong..

-Aarwanger Molasse :

HEIM & HARTMANN (1919) mentionnent : « Stampien (= Rupélien). Ces roches atteignent une grosse épaisseur (environ 400m) et affleurent dans la région d'Aarwangen..... deux niveaux sont distingués : Les Süsswasserkalk von

Wynau et l'Aarwanger Molasse. »

La localité-type se situe à Aarwangen (Lk-feuille 1108 Murgenthal). Les affleurements importants sont : Zelg (coord 624.025 / 232.575 et 624.025 / 232.700) et Mühlebühl (coord. 625.760 / 233.120), les deux d'après CARTIER (1874) dans le même niveau, que NIGGLI (1912) mentionne ; ensuite Kellenboden, à 700 m descendant la rivière de Wynau (Profil KISSLING 1903) et Kenisbännli (coord. 628.355 / 234.650).

D'après HEIM & HARTMANN (1919), la lithologie est représentée par des grès micacés souvent grossiers, gris, avec niveaux de marnes, contenant des éléments de charbon. KISSLING (1903) décrit une veine de charbon. ERNI & KELTERBORN (1948) séparent une série inférieure de marnes calcaires la plupart gris-vert et une série supérieure de bancs épais de grès avec des niveaux de nodules marneux et d'argile, de calcaires et de grès. A la série supérieure correspond le profil décrit par MARTIN (1906) de la localité mentionnée ci-dessus de Mühlebühl, lui correspond aussi le profil de KISSLING (1903), MARTIN (1906) et ERNI & KELTERBORN (1948) des affleurements de la forêt de Kellenboden sur la rive sud de l'Aare à l'E de Wynau.

L'épaisseur de la série est « en moyenne, à peine 150 m » (ERNI & KELTERBORN, 1948). Quelques épaisseurs plus importantes sont souvent admises.

La série repose sur les Wynauer Süßwasserkalk.

Dans la même position stratigraphique, se trouve la succession lithologique sableuse dans la partie basale de l'USM de l'ouest de la Suisse (- Grès à galets mous, - Grès de Goumoens, - Grès de Suscévaz). La part relativement haute de l'Epidote dans les Grès de Suscévaz, et d'après MAURER *et al.* (1982), aussi dans l'Oberen Aarwanger Molasse parle pour une origine de la Genfer- et Thunersee-Schüttung au travers d'un transfert vers le NE le long du Jura, et au travers de la Raurachische Senke vers le N. Vers l'E, l'Aarwanger Molasse n'atteint pas Olten. D'après HOFMANN (1968), l'Aarwanger Molasse manque dans le forage Pfaffnau-Süd 1. D'après les résultats palynologiques d'un galet mou d'argile d'un cutting de ce forage (HOCHULI, 1978), l'Aarwanger Molasse pourrait être présente. Ce type de galets de marne ou d'argile est fréquent dans la Oberen Aarwanger Molasse (avec également des parties contenant des fossiles et plus vieilles). D'après MAURER *et al.* (1982), la partie la plus jeune de l'Aarwanger Molasse est reconnue du moins dans le forage Altishofen 1 situé assez loin vers l'est. Le milieu de dépôt de l'Aarwanger Molasse est essentiellement fluvio-terrestre. Une exception montre, près de l'intercalation limnique, des marnes gris-vert près de l'Aare dans la partie inférieure de la succession (coord. 628.490 / 234.520) dans lesquelles FISCHER (1965 a) a récolté une faune de foraminifères, qui semble être autochtone, ce qui est en la faveur d'une relation marine durable entre Unterer Aarwanger Molasse avec la mer oligocène du fossé rhénan ou de la Molasse.

BAUMBERGER (1927) donne la liste suivante des mollusques récoltés par Cartier : *Plebecula ramondi* Brgt., *Cepaea subsulcosa* Tho., *Parachloraea oxystoma* Tho., *Theodoxus* cf. *gregarius* Tho., *Melanopsis acuminata* Gumb., *Pomatias antiquum* Brgt., *Planorbarius cornu* Brgt., « *Limnaea* » sp. div., *Unio subflabellatus* Roll., *Unio inaequiradiatus* Gumb., et *Unio vogti* Loc. Cette faune est d'après BAUMBERGER sur la base des « leitformen »

Plebecula ramondi et *Parachloraea oxystoma*, chattienne.

Les sites de découvertes de mammifères (Zelg, Mühlebühl, Mühlebühl-Ost, Wynau I, II et III, Wolfwil-Kenisbännli, Wolfwil-Haselwage, Boningen) ont fourni le même type de faune de mammifères, bien qu'ils ne soient pas tout à fait stratigraphiquement du même âge. D'après ERNI & KELTERBORN (1948), les formes stratigraphiquement importantes sont : Rongeurs : *Glivarus ernii* Stehl., *Eomys zitteli* Schloss., *Eomys benali* Stehl., *Archaeomys* 2 sp., *Issiodoromys* sp., *Heterocricetodon schlosseri* Schaub, *Cricetodon incertum* Schloss, *Eucricetodon praecursor* (Schaub), *Mellissiodon* sp., *Plesiosminthus* sp. ; Antracothères : *Anthracotherium hippoideum* Rütim., Hypodamidés : *Brachiodus borbonicus* Gerv. ; Pecora : *Bachitherium insigne* Filh. ; *Bachitherium curtum* Filh. ; Perrissodactyles : *Aceratherium filholi* Obso.

Sur la base de ces faunes de mammifères, l'Aarwanger Molasse correspond d'après STEHLIN (1922) au Stampien moyen, ce qui signifie pour BAUMBERGER (1934 a) le Chattien inférieur. D'après BRUNET *et al.* (1981), la faune appartient au niveau de Boningen. Les faunes de mammifères de l'Aarwanger Molasse se laissent grouper comme suit (du plus jeune au plus vieux) :

Aarwangen 3 (=Rickenbach)

Boningen

Aarwangen

Wolfwil-Kenisbännli

Wynau I

Wynau II

Wynau I et Wynau II ne peuvent être séparés paléontologiquement pour l'instant. Ces niveaux révisés correspondent à l'intervalle MP 27 (ENGESSER & MÖDDEN 1997).

Les résultats palynologiques sont présentés seulement pour le forage voisin de Pfaffnau-Süd 1 (HOCHULI 1978). L'échantillonnage mentionné plus haut appartient au Rupélien sur la base de l'apparition d'*Aglaoreidia*, *Boehlensipollis* et de deux autres genres de pollens de la zone paléogène 20 b (Rupélien). Il est accepté que cet échantillonnage contient des clastes d'érosion pénécontemporaine. Ainsi l'avis a été exprimé que les nodules argileux et les masses sableuses enrobées sont pratiquement de même âge. Ainsi il est vraisemblable que l'Oberer Aarwanger Molasse ait un âge Rupélien. Cet avis a été appuyé pour la géologie régionale avec le fait, que d'après SITTLER (1965) *Boehlensipollis* est présent dans le Rupélien, dans les Cyrenen Mergel du fossé rhénan au nord. (D'après les résultats de l'IGCP-Project 124) (HABICHT, 1987).

-Allschwiler Sande :

BAUMBERGER (1928) décrit ce dépôt : « sables argileux à marneux, identiques aux Schleichsanden du bassin de Mainz, (...) une couleur rouille.. Avec le contact avec les « Blauen Letten », on observe des lentilles de roches sablo-calcaires indurées, bleu-gris qui contiennent de nombreuses feuilles de Dicotylédones. »

Ce dépôt, qui à Allschwil atteint environ 8 m, montre la transition entre les « Blauen Letten » (Septarionton=

Rupélien) et les marnes à Cyrènes riches en fossiles, avec des Cyrènes et des Cerithes (Chattien inférieur). Pour nommer ces dépôts, Baumberger a utilisé l'expression « Allschwiler Sande ». GUTZWILLER (1915) rapporte les Allschwiler Sande encore au Septarienton, donc au Rupélien, alors que BAUMBERGER (1928) remarque que cette lithologie sédimentaire se rapproche plus des Cyrenenmergel (Chattien) que des Septarienton. Des niveaux paléontologiques manquent pour une meilleure estimation de l'âge.

La localité-type est la marnière d'Allschwil à Bâle (coord. 278.0 / 266.160). L'expression « Allschwiler-Sande » a été délaissée par HESS & WEILER (1955), ce sable n'étant pas un complexe indépendant reconnu, mais plutôt un intervalle contenu dans les Septarienton ou les Cyrenenmergel.

Les Allschwiler Sande sont une formation locale, qui est seulement reconnue dans les environs de Bâle.

La riche flore des galets de grès a été décrite par GUTZWILLER (1890)

-Glimmermolasse :

La Glimmermolasse stampienne est une dénomination utilisée par BAUMBERGER (1927). Elle est

synonyme de Molasse alsacienne.

-Molasse alsacienne supérieure :

Cette dénomination est utilisée dans le fossé rhénan et désigne la partie de la Molasse alsacienne située au-dessus du Cyathula-bank ou Schicht (BITTERLI-BRUNNER *et al.*, 1988 ; FISCHER *et al.* 1971).

Cette formation est composée de sables gris à jaune-brun avec des bancs de grès indurés et des niveaux de nodules sableux concrétionnés. La base contient de temps en temps des intercalations marneuses saumâtres. En dehors de cette zone marneuse, les dépôts contiennent des microfaunes fluvio-terrestres. Les Blättersandstein von Dornach sont rapportés à ce niveau (Habicht 1887) et la découverte de micromammifères à Dornachbrugg indique un niveau mammalien MP 22.

1-7-Le Groupe des Calcaires delémontiens :

1-7-1-Définition :

J'ai placé dans le Groupe des Calcaires delémontiens, tous les calcaires lacustres recouvrant la Molasse alsacienne et recouverts, la plupart du temps par l'OMM.

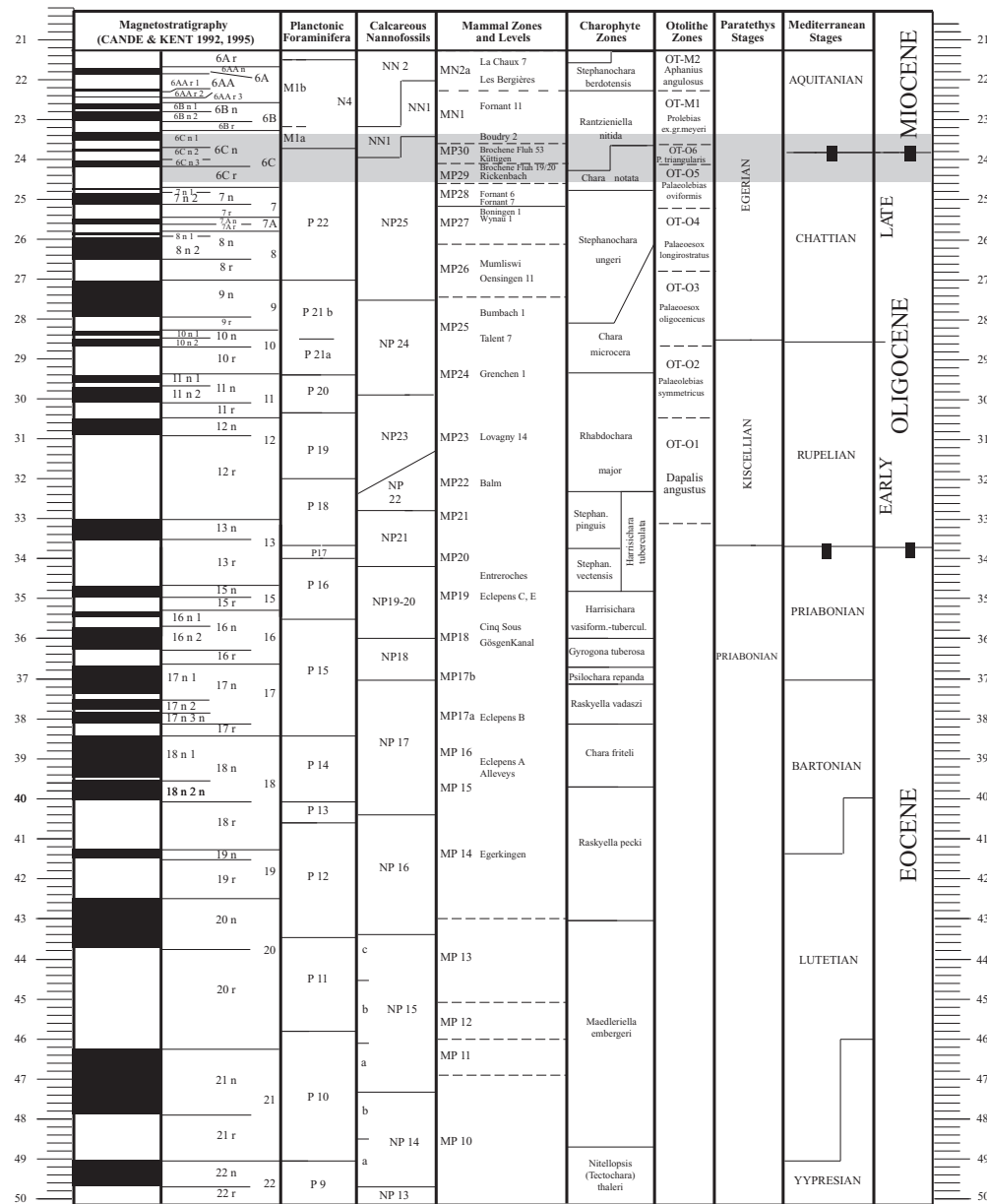


Fig.II-8: Position stratigraphique des Calcaires delémontiens

1-7-2-Position stratigraphique :

La formation des Calcaires delémontiens recouvre le Mésozoïque dans quelques cas (Brochene Fluh) mais généralement elle repose sur la Molasse alsacienne.

1-7-3-Age :

Dans le synclinal de Tavannes, les Calcaires delémontiens de coupe de Saicourt correspondent aux zones à charophytes *ungeri* ou *notata* (FAVRE, 1998). Egalement dans la région de Tavannes, différents forages (F1 à F4) indiquent un âge MP30 par la présence d'*Heteroxerus* sp. dans la formation des Calcaires delémontiens (WEIDMANN, comm. écrit.). Dans la région de Vermes, les Calcaires delémontiens ont été datés par THEILER (1998) et correspondent à l'intervalle mammalien MP 29-MN 1. La coupe de la Brochene Fluh (étudiée également dans ce travail), dans le synclinal de Waldenburg, correspond à l'intervalle MP29-MN1, soit le Chattien supérieur jusqu'à la base de l'Aquitarien, (ENGESSER 1990, PICOT *et al.* (1999), BECKER *et al.* (2002) et PICOT *et al.* (2002)).

Dans ce travail, le forage de Reconvilier, situé dans le synclinal de Tavannes indique que la formation des calcaires delémontiens correspond aux zones de charophytes *ungeri* ou *notata*. Dans le synclinal de Delémont, la coupe de Courfaivre indique les mêmes zones à charophytes.

Les Calcaires delémontiens sont donc datés de l'intervalle mammalien allant de MP 29 à la base de MN1 (Chattien supérieur à la base de l'Aquitarien (fig. II-8).

1-7-4- Formations mises dans le Groupe des Calcaires delémontiens :

-Calcaires delémontiens (Delsbergerkalke) :

GREPPIN (1870), en créant le *Delémontien* (étage régional spécifique au bassin de Delémont), est le premier à parler de la formation des "Calcaires delémontiens". Du point de vue stratigraphique, il les place dans la partie supérieure de son étage "*Delémontien*", qu'il intercale entre deux dépôts marins, le "*Tongrien*" au-dessous et l'"*Helvétien*" au-dessus. Il les nomme "assise supérieure" et en donne la description suivante: "Le bas de l'assise est formé de calcaires gris foncés, poreux, siliceux, souvent bitumineux (calcaire fétide) très durs, alternant avec des couches de marnes vertes, brunes, jaunes bigarrées, souvent très onctueuses; le haut se distingue par des calcaires blancs ou grisâtres, compacts ou friables, marneux, alternant aussi avec des couches de marnes grises ou vertes, quelquefois sableuses, même micacées." Il fait également mention d'un affleurement d'une puissance d'environ 30m, actuellement considéré comme la localité-type des "Calcaires delémontiens", à Thiergarten, entre Recollaine et Vermes. Par la suite plusieurs auteurs (GUTZWILLER 1890 & 1914; ROLLIER 1892, 1893 & 1910; KELLER 1922; BAUMBERGER 1923a & 1927; LINIGER 1925; HEUSSER 1926; ROTHPLETZ 1933; ZIEGLER 1956) ont précisé l'importance de l'étendue géographique de cette formation, qui n'est pas confinée à l'unique bassin de Delémont. Des affleurements de Calcaires delémontiens ont été trouvés dans tout le "sillon rauracien", à savoir, du nord au sud, de Lörach (région nord de Bâle) à Court (sud de Moutier) et d'est en ouest, de Bennwil

(nord-est d'Oberdorf) à Sonvilier dans le Vallon de Saint-Imier. Pour ROLLIER (1892) les "Calcaires delémontiens" représentaient une formation de lagune marquant le début d'une phase transgressive de la mer molassique vers le nord. D'autre part HEUSSER (1926) définissait les "Tüllingerkalke", déjà décrits par GUTZWILLER (1890 et 1914), comme un probable équivalent latéral. Il est aussi important de noter la présence d'une coupe de 5-7m de "Calcaires delémontiens" dans la région NW de Courfaivre, au lieu dit des "Neuf Champs" (LINIGER, 1925).

Durant les années 30, BAUMBERGER (1923a, 1927) s'attacha tout particulièrement à l'importance stratigraphique des "Calcaires delémontiens". Aux calcaires d'eau douce dont parlait GREPPIN (1870), il rattache les calcaires marneux à concrétions et les marnes qui leur sont directement sous-jacentes. Du fait de la présence quasi constante d'*Helix* (*Plebecula*) *ramondi*, il les nomme "Ramondikalke" et leur donne un âge Chattien supérieur. Il note également un gradient positif du nord au sud quand à la puissance de cette formation (100 m à Tüllingerberg et seulement 50 m à Dünnerntal) et décrit des affleurements allant de la région de Bâle à la région de Bahlstal et au Vallon de Saint-Imier. Il est aussi le premier à donner une coupe détaillée de la Brochene Fluh et à parler de la présence fréquente de Characées.

ROTHPLETZ (1933) parle des "Calcaires delémontiens" comme étant la partie supérieure calcaire du *Delémontien* (calcaires gris à concrétions et *Plebecula ramondi*), auxquels il attribue un âge Stampien. Il les localise dans l'entier du synclinal du Petit Val et du bassin de Bellelay ainsi que dans une grande partie du synclinal de Tavannes. Il signale en outre, la présence dans les affleurements les plus septentrionaux des marnes pisolitiques à la base de ces calcaires.

ANTENNEN (1973), reprenant en grande partie le travail de BAUMBERGER (1927), donne une interprétation hypothétique de la genèse des "Calcaires delémontiens": bras morts ou mares, loin des systèmes de courants de l'époque, ayant permis l'accumulation de sédiments lacustres. Il confirme un âge Chattien supérieur pour cette formation. En 1986, M. WEIDMANN & J.-P. BERGER (comm. écrit.) ont relevé quatre forages exécutés par le bureau Schindler en vue de la construction d'un home pour personnes âgées à Reconvilier. Les forages ont pu être datés de la zone à *Notata* (et peut-être *Nitida*) par les charophytes.

Depuis les années 90, les derniers travaux ayant trait aux "Calcaires delémontiens" ont contribué à fixer un âge précis, en accord avec les zones mammaliennes, les zones à charophytes et la magnétostratigraphie. Ainsi ENGESSER (1990) donne, pour la coupe de Brochene Fluh, un âge MP29 à MP30, corrélable avec les données publiées par BERGER (1992, charophytes) et les résultats magnétostratigraphiques (6Cr à 6Cn2r) de SCHLUNEGGER *et al.* (1996). Cette dernière coupe est parfois considérée actuellement comme une deuxième localité-type, en parallèle à celle de Thiergarten.

Etudiant le synclinal de Tavannes dans le cadre de son travail de diplôme, FAVRE (1998) donne pour la coupe de Saicourt un âge Chattien supérieur basé sur les zones à charophytes.

Dans le synclinal de Delémont, diverses découvertes (KÄLIN 1994, THEILER 1998) permettent d'attribuer les

affleurements de Calcaires delémontiens au Chattien supérieur et à l'Aquitaniens inférieur. Ces données seront discutées plus loin.

Reprenant l'étude de la Brochene Fluh, PICOT *et al.* (1999), BECKER *et al.* (2002) et PICOT *et al.* (2002) ont montré que cette coupe était datée de l'Oligocène supérieur et de la base du Miocène, déduit de l'étude paléontologique des charophytes, des otolithes, des ostracodes et des micromammifères.

-Ramondikalke :

BAUMBERGER (1927). Comme « Ramondikalke », on décrit souvent dans le complexe des « Calcaires delémontiens », un calcaire marneux bigarré concrétionné vers le haut, qui se trouve directement sous les calcaires lacustres et contient *Helix (Plebecula) ramondi*. Les marnes sont connues sous le nom de « Delémontien mergel ». La dénomination Ramondikalke est encore quelquefois utilisée.

-Molasse delémontienne :

La partie supérieure de la Molasse alsacienne a été décrite par ROLLIER (1910) comme « Molasse delémontienne » après ses investigations dans le bassin de Delémont mais aussi comme « Molasse aquitanienne »

LINIGER (1925) a établi trois parties dans la Molasse alsacienne pour le bassin de Delémont, à savoir un complexe gréseux inférieur, la Molasse alsacienne inférieure, puis au-dessus reposent les marnes noires, et enfin un complexe sableux ou gréseux dans la partie haute des Marnes, la Molasse alsacienne supérieure, appelée Molasse delémontienne ou Molasse aquitanienne par ROLLIER (1910). LINIGER (1925) fait avec raison la remarque. « les sables supérieurs sont identiques lithologiquement à ceux du bas : sables micacés contenant des feuilles avec des niveaux de nodules et intercalations de marnes ; on ne sait pas si les sables supérieurs contiennent aussi des fossiles stampiens ; ils ne sont nulle part bien conservés, comme dans la Molasse alsacienne dans le lit de la Birse à Courrendlin. De plus, il manque sur le terrain, les affleurements normaux des Marnes noires et bigarrées (= Marnes noires), ainsi il est la plupart du temps impossible de séparer ces deux complexes molassiques. » ROLLIER n'avait aucune preuve pour l'âge aquitanien de sa Molasse delémontienne, qui est mise aujourd'hui dans le Chattien (BAUMBERGER, 1934).

La dénomination Molasse delémontienne ou aquitanienne ne s'emploie plus. La Molasse delémontienne est difficile à placer, soit on la rattache à la Molasse alsacienne soit aux Calcaires delémontiens.

-Delemontienmergel :

Dans la partie haute de la Molasse alsacienne, se développent, en une transition lithologique progressive, des marnes et des calcaires marneux avec des *Plebecula ramondi* BRgt., qui sont connus depuis GREPPIN (1867) sous le nom « Delémontien ». Ces dépôts, mis longtemps dans l'Aquitaniens inférieur dans le Jura bernois par LINIGER (1925), ont été mis dans le Stampien supérieur (= Chattien) par BAUMBERGER (1934).

Dans le synclinal de Laufen (KOCH 1923), comme dans les autres parties du Jura bernois (BIRKHÄUSER,

1925), où les affleurements sont rares, la formation « Delémontienmergel », dépôts marneux, est employée comme transition entre la Molasse alsacienne et les Calcaires delémontiens.

-Tüllingersüsswasserschichten :

Situés dans le fossé rhénan, estimés d'une puissance de 200 m., les Tüllingerschichten montrent deux types de faciès, à savoir à leur base un faciès marneux et à leur sommet un faciès calcaire (FISCHER *et al.*, 1971).

Equivalents des Calcaires delémontiens, les faciès calcaires sont d'une couleur mate mais certaines variétés montrent également une couleur gris foncé. Les calcaires crayeux ne sont pas rares. Les faunes de gastéropodes sont représentées par *Planorbis cornu* Brgt., *Planorbis (Gyraulus) declivis* A. Braun, *Lymnaea (Radix) pachygaster* Tho., *L. subovata* (Hartm.), *L. subbulluta* Sandb., *Plebecula ramondi* (Brgt.), *Cepaea rugulosa* (Zieten) et *Hydrobia dollfusi* Wenz. Dans la partie basale de la formation, se trouvent des cristaux de gypse dans des marnes qui ont été observées dans la fosse de construction de l'usine électrique de Birsfelden. Ces marnes contiennent des nodules contenant des gastéropodes. D'après le cadastre des gisements de mammifères fossiles du musée de Bâle, des côtes de ?*Rhinoceros* ont été récoltées dans ces niveaux à Birsfelden.

Le cadastre des gisements de mammifères fossiles du musée de Bâle indique également des restes de mammifères dans la formation des Tüllingerkalk à Riehen (coord. 615.500 / 271.500), à Lörrach (coord. 615.775 / 272.950 et coord. 615.170 / 273.100), à Bâle (coord. 613.850 / 265.725), à Arlesheim (coord. 612.950 / 261.880). L'affleurement de Bâle (St Jacob) a fourni une faune de mammifères datant cette formation du niveau mammalien MP 29 (niveau Brochene Fluh 19/20), (ENGESSER & MÖDDEN, 1997)

-Süsswasserkalk von Wannenmatt :

D'après KOCH (1923) : « Il s'agit d'un calcaire d'eau douce très dur, dense, gris clair avec des fragments de coquilles ». Stratigraphiquement, ce calcaire d'eau douce se situe entre le toit de la Molasse alsacienne et la base des Marnes delémontiennes, sur les Mergelkalk der Wannenmatt. GUTZWILLER (1915) place la Molasse alsacienne dans le Stampien supérieur, de façon que les couches situées au-dessus, comme le Süsswasserkalk der Wannenmatt, viennent dans l'Aquitaniens, prenant l'avis de R. KOCH, et s'appuyant sur les travaux de ROLLIER (1910) sur les calcaires d'eau douce du Bogental, qui se situent seulement à quelques kilomètres au SW de Laufen, et qui contiennent des fossiles. BAUMBERGER (1927) y est opposé, car les fossiles du Stampien sont du même niveau que les calcaires. L'avis de Baumberger s'est maintenu jusqu'à maintenant. De cette façon, les Süsswasserkalke der Wannenmatt correspondent au Chattien, ils ne sont utilisés que comme formation locale.

La localité-type se situe dans le Schlismattärgerten (Coord. 609.90 / 250.0) près des affleurements de calcaires marneux de Wannenmatt entre Breitenbach et Fehren (5 km ESE de Laufen) dans la partie SE du bassin de Laufen.

Ce calcaire n'a été trouvé que dans le Schlismattärgerten, où il est extrait lors du labourage des champs en gros blocs. Baumberger a déterminé les fossiles

suivants : *Limnaea subovata* (Hart.) Zieten, *Planorbis cornu* Brong., *Amnicola helicella* (Alb. Braun), et de nombreuses Hydrobies.

-Mergelkalk von Wannenmatt

KOCH (1923) donne la description suivante : « Le calcaire marneux gris est assez poreux (spécialement léger), faiblement bitumineux et contient des fossiles nombreux écrasés. Malheureusement, les coquilles sont excessivement fragiles, rendant une préparation impossible. On peut cependant constater, qu'il contient des planorbes, des limnées et des Hydrobies ; et des restes charbonneux de plantes. Nous avons à faire à des dépôts saumâtres ou d'eau douce. »

Ce calcaire marneux recouvre, séparé seulement par un niveau fin argileux gris-violet, l'Elsässermolasse = la Molasse alsacienne et est recouvert par les « Süswasserkalk von Wannenmatt », qui sont d'âge stampien supérieur d'après BAUMBERGER.

La localité-type des Mergelkalke se trouve à l'est de la rive du ruisseau de Rüttenen à Wannenmatt (coord. 609.180 / 249.900) dans le bassin de Laufen, entre Breitenbach et Fehren, à 5 km ESE de Laufen.

Les Mergelkalke ont été trouvés jusqu'à présent seulement à deux endroits à Wannenmatt et plus loin, au SE des ruines du Neuenstain à Wahlenbach, à 3.8 km au S de Laufen.

-Les Marnes à Gypse :

Considérées comme l'équivalent latéral de la formation des Calcaires delémontiens, le terme de Gypsmergel ou Marnes à Gypse a été utilisé pour la base des Tüllingerkalk (FISCHER *et al.*, 1971), pour les marnes à gypse situées dans l'excavation de l'usine électrique de Birsefelden. PITTET (1991) a levé un forage à Sonceboz, situé à l'est du vallon de Saint-Imier, dans le synclinal de Pery-Reuchenette montrant des Marnes à Gypse. Malheureusement aucune datation n'a été déduite de l'étude de ce forage.

-Süswasserkalk von Eichen :

D'après LEHNER (1920), il s'agit d'un dépôt d'un calcaire bréchiq et conglomératique, bigarré ; les éléments dominants de ce conglomérat proviennent du Malm, des calcaires lacustres éocènes contenant des pisolithes de fer, des calcaires oolithiques (Séquanien supérieur). Au-dessus, on trouve un calcaire dur, blanc, finement bréchiq. L'épaisseur atteint 10 m.

Après l'examen des fossiles par BAUMBERGER (1927), il s'agit des mêmes gastéropodes terrestres et d'eau douce que ROLLIER a décrits dans le Bogental, au sud de Nuningen dans le Jura de Soleure, et ont été mis par les deux auteurs dans le Stampien supérieur (=Chattien). D'après la faune, les calcaires d'eau douce sont équivalents des Calcaires delémontiens.

Comme localité-type, on mentionne des environs d'Eichen (coord. 618.430 / 251.050), 1.750 km NNW de l'église de Reigoldswil.

Fossiles : d'après BAUMBERGER, on trouve dans ces calcaires blancs : *Helix (Cepaea) rugulosa* Zieten = *Helix globulosa* Benz, *Helix (Plebecula) ramondi* Brong., *Planorbis cornu* Brong., *Limnaea subovata* Zieten, *L. cornea*

Brong., *L. inflata* Brong., *L. zieteni* Rollier = *L. ventricosa* Zieten, *Ericia antiqua* Brong..

2-SYNTHESE DES FORMATIONS ET

LITHOSTRATIGRAPHIE :

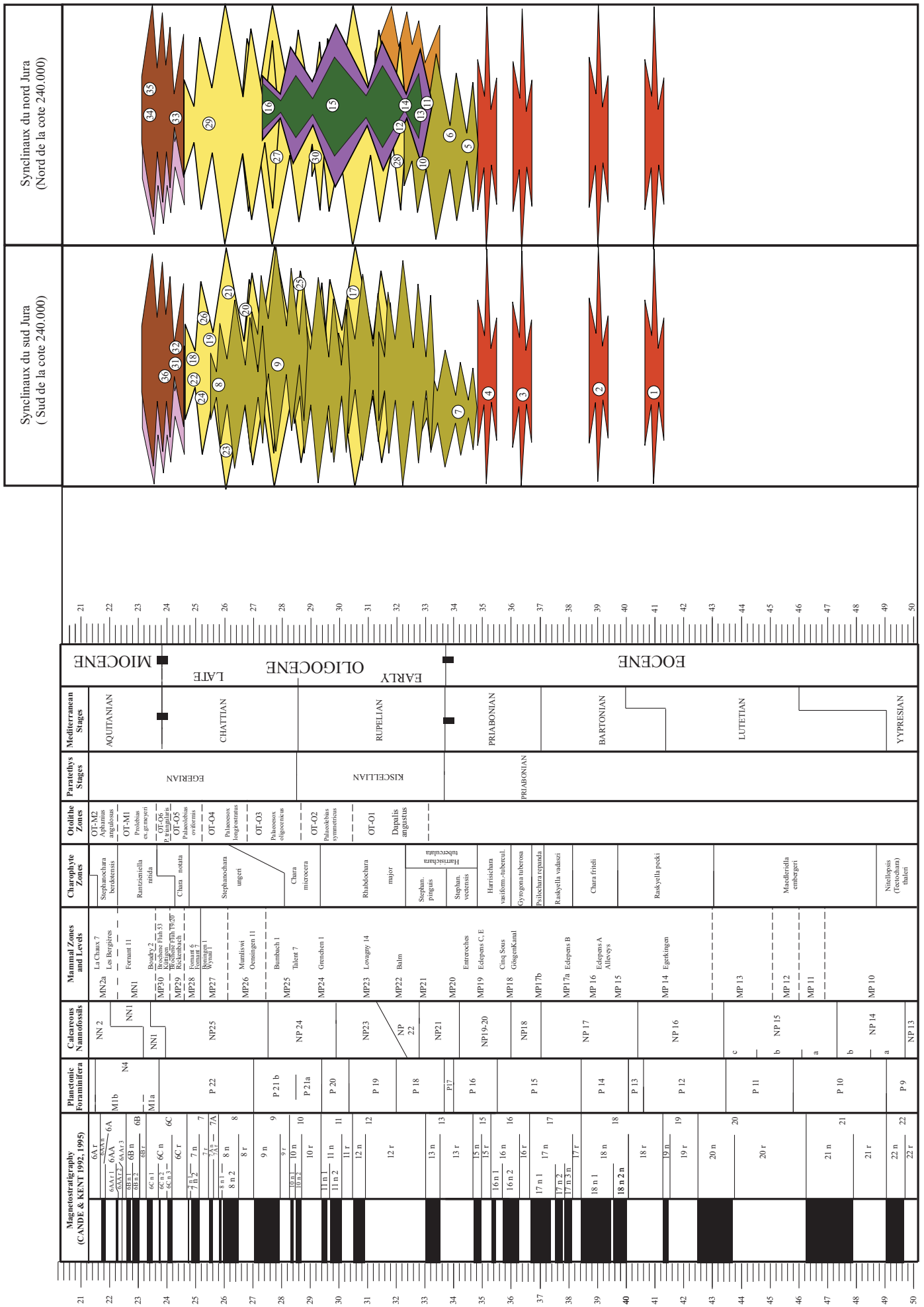
Après avoir hiérarchisé les formations du Paléogène des synclinaux du Jura sous forme de Groupes, une lithostratigraphie va être établie. Concernant cette lithostratigraphie déduite, deux zones ont été différenciées : la première zone concerne les synclinaux situés au sud du Jura, ceux au sud de la cote 240.00. La deuxième zone concerne les synclinaux situés au nord du Jura, au nord de la cote 240.00, ce qui correspond au sud du synclinal de Delémont.

La lithostratigraphie calibrée sur la charte biostratigraphique déduite de ce travail est donnée par les figures fig.II-9 et fig.II-9 bis. Sur cette figure, 36 coupes et affleurements datés par différentes méthodes (majoritairement par mammifères, nannofossiles et charophytes) ont été reportés sur les différentes formations pour justifier la construction de cette lithostratigraphie.









Ces coupes et affleurements datés sont :

- 1- Sidérolithique. Egerkingen. MP 14 (SCHMIDT-KITTLER, 1987).
- 2- Sidérolithique. Eclepens gare MP 16 (SCHMIDT-KITTLER, 1987 ; HOOKER & WEIDMANN, 2000).
- 3- Sidérolithique Gösgen-Kanal MP 18 (SCHMIDT-KITTLER, 1987).
- 4- Sidérolithique Mormont-Entreroches, Obergösgen MP 19 (SCHMIDT-KITTLER, 1987 ; HOOKER & WEIDMANN, 2000).
- 5- Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, Delémont, zone à *Harrisichara gr tuberculata* (BERGER, 1992, CLÉMENT 1998).
- 6- Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, sud Fossé rhénan, « Streifige Mergel », zone à *Harrisichara gr tuberculata* (BERGER, comm. pers ; ce travail).
- 7- Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, Moutier, zone à *Harrisichara gr tuberculata*, (REICHENBACHER *et al.*, 1996).
- 8- Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, Wynau MP 27 (ENGESSER, 1990).
- 9- Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, Wynau forage RB6/ RB7, zone à *microcera* ou *major*, zone à *ungeri* (ce travail).
- 10- Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, Delémont MP21 (WEIDMANN, comm. écrit.).
- 11- Meeressand, Develier, zone à *Harrisichara gr tuberculata*, (ce travail).
- 12- Kleinblauen, MP 22 (BECKER, 2002).
- 13- Septarienton, Bressaucourt UMM, NP 21 (ce travail).
- 14- Septarienton, Laufen, NP 22 (ce travail).
- 15- Septarienton, Delémont, NP 23-NP 24 (CLÉMENT, 1998).
- 16- Septarienton, Courgenay forage POT, NP 24 – NP 25 (BERGER, 1992).
- 17- Molasse alsacienne, Moutier, zone *major* à *microcera* (REICHENBACHER *et al.*, 1996).
- 18- Molasse alsacienne, Tavannes, zone *ungeri* à *notata*, (FAVRE, 1998).

Fig.II-9: Lithostratigraphie



Formations paléogènes:

	Sidérolithique		Septarienton
	Calcaires inférieurs et Terres jaunes		Molasse alsacienne
	Gompholithes et Conglomérats		Calcaires Delémontiens
	Meeressand et Calcaires marins		Marnes à gypse

- ① Sidérolithique. Egerkingen. MP 14 (Schmidt-Kittler, 1987; Hooker & Weidmann, 2000)
- ② Sidérolithique. Eclebens gare MP 16 (Schmidt-Kittler, 1987)
- ③ Sidérolithique Gösigen-Kanal MP 18 (Schmidt-Kittler, 1987)
- ④ Sidérolithique Mormont-Entreroches, Obergösgen MP 19 (Schmidt-Kittler, 1987; Hooker & Weidmann, 2000)
- ⑤ Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, Delémont, zone à *Harrisichara gr tuberculata* (Berger, 1992, Clément 1998)
- ⑥ Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, sud Fossé rhénan, " Streifige Mergel ", zone à *Harrisichara gr tuberculata* (Berger, comm. pers ; ce travail)
- ⑦ Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, Moutier, zone à *Harrisichara gr tuberculata*, (Reichenbacher *et al.*, 1996)
- ⑧ Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, Wynau MP 27 (Engesser, 1990)
- ⑨ Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, Wynau forage RB6/RB7, zone à *microcera* ou *major*, zone à *ungeri* (ce travail).
- ⑩ Calcaires inférieurs et Terres Jaunes, Delémont MP21 (Weidmann, comm. écrit.)
- ⑪ Meeressand, Develier, zone à *Harrisichara gr tuberculata*, (ce travail)
- ⑫ Kleinblauen, MP 22 (Becker, 2002)
- ⑬ Septarienton, Bressaucourt UMM, NP 21 (ce travail)
- ⑭ Septarienton, Laufen, NP 22 (ce travail)
- ⑮ Septarienton, Delémont, NP 23-NP 24 (Clément, 1998)
- ⑯ Septarienton, Courgenay forage POT, NP 24 – NP 25 (Berger, 1992)
- ⑰ Molasse alsacienne, Moutier, zone *major* à *microcera* (Reichenbacher *et al.*, 1996)
- ⑱ Molasse alsacienne, Tavannes, zone *ungeri* à *notata*, (Favre, 1998)
- ⑲ Molasse alsacienne, Moutier, MP 27, (Pfirter 1997)
- ⑳ Molasse alsacienne, Mümliswil MP 26 (Mayo, 1980)
- ㉑ Molasse alsacienne, Soulce, MP 22 à MP 28 (Berger, 1992)
- ㉒ Molasse alsacienne, " Aarwanger Molasse ", MP27 à MP 29 (Engesser, 1990)
- ㉓ Molasse alsacienne, Tavannes, tunnel de Rochette, zone à *ungeri*, (Favre, 1998)
- ㉔ Molasse alsacienne, Loveresse, forage RB6, zone *ungeri* à *notata*, (ce travail)
- ㉕ Molasse alsacienne, Moutier-Belprahon, zone *major* ou *microcera*, (ce travail)
- ㉖ Molasse alsacienne, coupe Viaduc de Moutier, zone *major* ou *microcera* et zone à *ungeri* (ce travail)
- ㉗ Molasse alsacienne, Delémont, MP 23- MP 26 (Clément, 1998)
- ㉘ Molasse alsacienne, Dornachbrugg, MP 22 (Engesser & Mayo, 1987)
- ㉙ Molasse alsacienne, Delémont, forage Del 1, MP 27-MP 29, (Weidmann, comm. écrit.)
- ㉚ Molasse alsacienne, Delémont, La Beuchille, MP 24-MP 25 (Section de Paléontologie du Jura)
- ㉛ Calcaires delémontiens, Saicourt, zone *ungeri* à *notata*, (Favre, 1998)
- ㉜ Calcaires delémontiens, Reconvilier, forage RE2, zone *ungeri* à *notata*, (ce travail)
- ㉝ Calcaires delémontiens, Courfaivre, zone *ungeri* à *notata*, (ce travail)
- ㉞ Calcaires delémontiens, Vermes, MP29 - MN1 (Theiler, 1998)
- ㉟ Calcaires delémontiens, Brochene Fluh, MP 29- MN1 (Engesser, 1990 et Picot *et al.*, 2002)
- ㊱ Calcaires delémontiens, Reconvilier, forage F1 à F4, MP 30 (Weidmann, comm. écrit.)

Fig.II-9 bis: Légende de la figure II-9: Formation, lieux et datations des coupes utilisées pour réaliser la lithostratigraphie.

- 19- Molasse alsacienne, Moutier, MP 27, (PFISTER 1997).
- 20- Molasse alsacienne, Mümliswil MP 26 (MAYO, 1980).
- 21- Molasse alsacienne, Soudce, MP22 à MP 28 (BERGER, 1992).
- 22- Molasse alsacienne, « Aarwanger Molasse », MP27 à MP 29 (ENGESSER, 1990).
- 23- Molasse alsacienne, Tavannes, tunnel de Rochette, zone à *ungeri*, (FAVRE, 1998).
- 24- Molasse alsacienne, Loveresse, forage RB6, zone *ungeri* à *notata*, (ce travail).
- 25- Molasse alsacienne, Moutier-Belprahon, zone *major* ou *microcera*, (ce travail).
- 26- Molasse alsacienne, coupe Viaduc de Moutier, zone *major* ou *microcera* et zone à *ungeri* (ce travail).
- 27- Molasse alsacienne, Delémont, MP 23- MP 26 (CLÉMENT, 1998).
- 28- Molasse alsacienne, Dornachbrugg, MP 22 (ENGESSER & MAYO, 1987).
- 29- Molasse alsacienne, Delémont, forage Del 1, MP 27-MP 29, (WEIDMANN, comm. écrit.).
- 30- Molasse alsacienne, Delémont, La Beuchille, MP 24-MP 25 (Section de Paléontologie du Jura).
- 31- Calcaires delémontiens, Saicourt, zone *ungeri* à *notata*, (FAVRE, 1998).
- 32- Calcaires delémontiens, Reconvilier, forage RE2, zone *ungeri* à *notata*, (ce travail).
- 33- Calcaires delémontiens, Courfaivre, zone *ungeri* à *notata*, (ce travail).
- 34- Calcaires delémontiens, Vermes, MP29 - MN1 (THEILER, 1998).
- 35- Calcaires delémontiens, Brochene Fluh, MP 29- MN1 (ENGESSER, 1990 et PICOT *et al.*, 2002).
- 36- Calcaires delémontiens, Reconvilier, forage F1 à F4, MP 30 (WEIDMANN, comm. écrit.).

Ainsi nous avons le découpage lithostratigraphique suivant :
Sidérolithique :

Les datations effectuées sur le Sidérolithique proviennent, la plupart du temps, des synclinaux du sud du Jura, souvent à la limite du plateau. Ces datations correspondent à l'intervalle MP 14-MP 19. En l'absence de datation précise nordique, par extension, cette datation a été attribuée à tout le Sidérolithique du Jura.

Calcaires inférieurs et Terres Jaunes :

Dans les synclinaux sud-jurassiens, les Calcaires inférieurs sont datés à leur base par les Calcaires inférieurs de Moutier par la zone à *Harrisichara gr. tuberculata* et correspondent à leur sommet au niveau mammalien MP 27 pour les Wynauer Süsswasserkalk.

Dans les synclinaux nord-jurassien, les Terres Jaunes, les Streifige Mergel sont datées par la zone à charophytes *Harrisichara gr. tuberculata*.

Gompholithes et Conglomérats :

Ils sont situés dans les synclinaux du nord. La datation de la formation Gompholithes et Conglomérats est estimée à la fin de la zone à *Harrisichara gr. tuberculata* (coupe de Develier-villa) et proche de la zone NP 21 à Bressaucourt. Ces dépôts côtiers devraient se prolonger dans

les zones nannoplanctoniques supérieures (nous l'avons arrêté à la base de NP 23 arbitrairement).

La datation de cette formation est difficile à établir avec certitudes car elle se fait, dans la plupart des cas, de façon indirecte.

Meeressand:

Situés dans les synclinaux du nord, les Meeressand sont considérés comme des faciès côtiers par rapport à la Formation des Septarienton, faciès marin plus distal. Il en résulte que les Meeressand devraient avoir le même âge que la formation des Septarienton. Les Meeressand de Develier correspondent à la zone de charophytes *Harrisichara gr. tuberculata*. A Kleinblauen, les Meeressand sont datés par les mammifères et correspondent au niveau mammalien MP 22 (Becker, 2002). Dans ce travail, nous attribuerons l'âge des Septarienton aux Meeressand, soit l'intervalle allant du sommet de NP21 jusqu'à la base de NP 25.

Septarienton :

Situés dans les synclinaux au nord de la cote 240.00, les Septarienton sont datés à leur base par le sommet du niveau NP 21 à Laufen ou Bressaucourt et atteignent la base de la zone nannoplanctonique NP 25 à Courgenay.

Molasse alsacienne :

Dans les synclinaux du sud, la Molasse alsacienne a sa base datée du niveau mammalien MP22 et son sommet est daté du niveau mammalien MP 29.

Dans les synclinaux du nord, la Molasse alsacienne devrait commencer environ à MP 22, voire avant, et se termine à MP 29.

Calcaires delémontiens :

Présents dans les synclinaux nord et sud-jurassiens, les Calcaires delémontiens (ainsi que leur équivalent latéral : Marnes à Gypse) sont datés de l'intervalle MP 29 jusqu'à la base de MN1.

3- GROUPES PAR SYNCLINAL :

Dans ce paragraphe, pour chaque synclinal, les différentes formations paléogènes vont être précisées, afin de permettre la construction d'une carte géologique pour les différents synclinaux du Jura. Les noms et la localisation des différents synclinaux sont donnés par la figure fig.II-10.

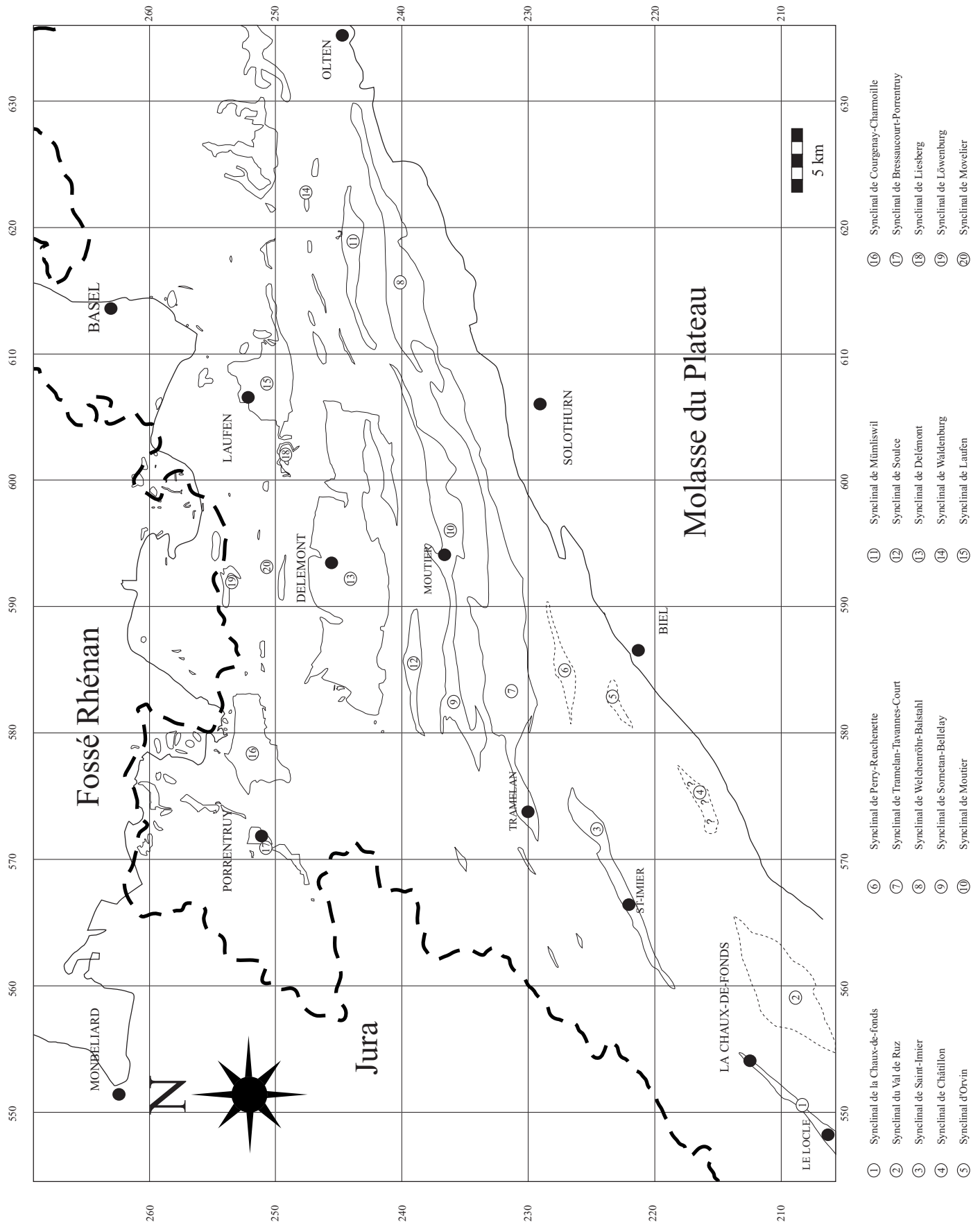
Synclinal de la Chaux-de-Fonds :

Il n'y a pas de formations paléogènes dans le synclinal de la Chaux-de-Fonds, et aucun sidérolithique n'est mentionné.

Synclinal du Val de Ruz:

Dans le synclinal du Val de Ruz, la formation des Marnes bigarrées et Grès est mentionnée sur la carte géologique du Val de Ruz (BOURQUIN *et al.*, 1968). Cette formation correspondrait au Chattien et a été cartée arbitrairement en Molasse alsacienne.

Fig. II-10: Localisation des différents synclinaux tertiaires du Jura



Synclinal de Saint-Imier :

Dans le synclinal de Saint-Imier, la formation des Marnes, grès et Calcaires d'eau douce est signalée sur la carte géologique de Saint-Imier (BOURQUIN *et al.*, 1946) et serait datée du Stampien et de l'Aquitanién. Cette formation n'a pas été reportée sur notre carte géologique.

Synclinal de Châtillon :

Dans le synclinal de Châtillon, il y aurait de l'Untere Süsswassermolasse d'après SCHÄR *et al.*, (1971). Cette formation n'est pas cartée et n'apparaît pas dans les deux forages effectués dans ce synclinal. La présence de cette formation dans le synclinal est juste supposée dans le profil structural de la région cartée (SCHÄR, 1971) .

Synclinal d'Orvin :

Bien que ce synclinal soit signalé dans un très grand nombre de cartes tectoniques, aucune information concernant son remplissage n'a été mentionnée. De plus, ce synclinal se situe sur une carte géologique non encore réalisée (Feuille Büren).

Synclinal de Perry-Reuchenette :

Bien que ce synclinal soit également sur la feuille Büren, nous disposons d'un peu plus d'information. Des forages ont été réalisés à Sonceboz et mentionnés par PITET (1991). Ces forages montrent des alternances de calcaires lacustres et de niveaux de marnes à gypse. L'attribution à une formation est controversée, mais nous avons placé ces dépôts momentanément dans la formation des Calcaires delémontiens.

Synclinal de Tramelan-Tavannes-Court :

Dans le synclinal de Tramelan-Tavannes-Court, la série paléogène commence avec le Sidérolithique sous forme de Bohnertz et d'Huppererde. Ensuite, au-dessus, se trouve le Groupe de Molasse alsacienne s.s. avec une intercalation de calcaires lacustres. Au sommet de la série, se situe le Groupe des Calcaires delémontiens (PFIRTER *et al.*, 1996, PFIRTER, 1997).

Synclinal de Welchenröhr-Balstahl :

Dans ce synclinal, la série paléogène commence avec le sidérolithique, puis ensuite se déposent le Groupe de la Molasse alsacienne s.s. avec son intercalation lacustre (Calcaires de Matzendorf), puis le Groupe des Calcaires delémontiens (ROLLIER, 1904 ; MÜHLBERG, 1914 ; MAYO, 1980).

Synclinal de Sornetan-Bellelay :

Dans le synclinal Sornetan-Bellelay, les premiers dépôts paléogènes sont représentés par le Sidérolithique. Aux coordonnées 586.90 / 236.80, PFIRTER *et al.* (1996) cartent des calcaires au contact du Sidérolithique et les rapprochent des calcaires de Matzendorf. Cela semble être une erreur, car les calcaires de Matzendorf se trouvent au sein de la Molasse alsacienne s.s.. Ces dépôts calcaires devraient être rapprochés de la formation des calcaires inférieurs, dont on trouve des affleurements dans le prolongement de la synforme, au nord de Moutier. Au-dessus, de ces Calcaires inférieurs,

se déposent la Molasse alsacienne s.s. puis le Groupe des Calcaires delémontiens.

Synclinal de Moutier :

Dans le synclinal de Moutier, la série paléogène commence par le Sidérolithique sous forme de Bolus, d'Huppererde, exploité au lieu-dit la Verrerie. Au-dessus, se sont déposés les Calcaires inférieurs (Calcaires d'eau douce de Moutier), puis le Groupe de la Molasse alsacienne s.s. avec une intercalation calcaire, le tout coiffé du Groupe des Calcaires delémontiens.

Synclinal de Mümliswil :

Dans le synclinal de Mümliswil, la série paléogène commence par le Sidérolithique, sous forme de Bohnertz et d'Huppererde. Au-dessus, se développe le Groupe de la Molasse alsacienne (KOCH *et al.*, 1936).

Synclinal de Soulce :

Dans le synclinal de Soulce, se développe à la base le Sidérolithique sous forme de Bohnertz et d'Huppererde. Au-dessus, directement, se dépose une série de calcaires lacustres que l'on peut rapprocher du Groupe des Calcaires inférieurs. Ensuite se situe le Groupe de la Molasse alsacienne, surmonté par le Groupe des Calcaires delémontiens (PFIRTER, 1997).

Synclinal de Delémont :

On peut séparer le synclinal de Delémont en 3 parties, confirmées par les études sismiques (SUTER, 1978). La partie centrale est limitée à l'ouest par l'axe anticlinal passant au niveau de Develier, et limitée à l'est par l'axe anticlinal passant au niveau de Vicques. Dans la partie à l'ouest, la série paléogène commence par le Sidérolithique. Au-dessus d'après LINIGER (1925), il n'y a pas de Meeressand dans la partie ouest du bassin de Delémont. Donc, directement sur le Sidérolithique, se dépose le Groupe de la Molasse alsacienne, surmonté du Groupe des Calcaires delémontiens.

Dans la partie centrale du bassin, la série paléogène commence également par le Sidérolithique, qui est surmonté, ici, par la formation des Terres Jaunes, ensemble fluviatile et lacustre (mis dans ce travail, dans le Groupe des Calcaires inférieurs et Terres Jaunes). Au-dessus, se dépose le Groupe des Meeressand sur les bordures de la partie centrale (Develier). Ensuite, se dépose le Groupe des Septarienton, passant latéralement au Groupe de la Molasse alsacienne. En effet, CLÉMENT (1998) et CLÉMENT & BERGER (1999) ont mis en évidence des « interfingering » de faciès marins et de faciès continentaux dans ce bassin montrant les fluctuations de la côte et ils utilisent les termes de faciès « UMM » et de faciès « USM ». La Molasse alsacienne du bassin de Delémont est considérée comme Molasse alsacienne au sens large, c'est à dire que sa base peut montrer des faciès saumâtres (les Cyathulamergel de LINIGER (1925)). A l'ouest de la partie centrale du bassin, se situe le Groupe des Calcaires delémontiens.

Dans la partie est du synclinal de Delémont, la série paléogène commence par le Sidérolithique. Ensuite se dépose le Groupe des Meeressand, uniquement à sa limite avec la partie centrale du synclinal (Recolaine). Ensuite se situent les dépôts de la Molasse alsacienne, surmontés par le Groupe des

Calcaires delémontiens (KELLER & LINIGER, 1930).

Synclinal de Waldenburg :

Dans le synclinal de Waldenburg, se dépose directement le Groupe des Calcaires delémontiens.

Synclinal de Laufen :

Dans le synclinal de Laufen, la série paléogène débute avec le Sidérolithique sous forme de Bohnertz, voire de calcaires lacustres et de conglomérats à l'est du synclinal. Ensuite, il ne semble pas qu'il y ait des Meeressand directement dans le synclinal, mais ce Groupe existe sur sa bordure nord, à Kleinblauen. Enfin se dépose le Groupe des Septarienton, surmontée par la Molasse alsacienne s.l. (KOCH, 1936).

Synclinal de Courgenay-Charmoille :

Dans ce synclinal, la série paléogène débute par le Sidérolithique. Ensuite se déposent des faciès plus ou moins conglomératiques que l'on pourrait attribuer soit au Groupe des Meeressand ou soit au Groupe des Gompholithes et Conglomérats (Gompholithe d'Ajoie et Conglomérats de Porrentruy). Ensuite se situe le Groupe des Septarienton, surmonté ou passant latéralement au Groupe de la Molasse alsacienne s.l. (DIEBOLD, 1960 ; DIEBOLD *et al.*, 1963).

Synclinal de Bressaucourt-Porrentruy :

Dans le synclinal de Bressaucourt-Porrentruy, la série paléogène débute par les Conglomérats de Porrentruy (mis dans le Groupe Gompholithes et Conglomérats dans cette étude). Curieusement, aucun Sidérolithique n'a été carté dans cette région. Au-dessus des Conglomérats et latéralement (Chap.III coupe de Bressaucourt Bois carré et l'Oiselier), se dépose le Groupe des Septarienton. A l'extrême nord de ce synclinal, les Conglomérats sont recouverts par le Groupe des Meeressands (DIEBOLD, 1960 ; DIEBOLD *et al.*, 1963).

Synclinal de Liesberg :

Dans ce synclinal, le Groupe des Calcaires delémontiens s'est déposé directement sur le Mésozoïque (KELLER & LINIGER, 1930).

Synclinal de Löwenburg :

Dans ce synclinal, le Groupe des Septarienton s'est déposé directement sur le Mésozoïque (KELLER & LINIGER, 1930).

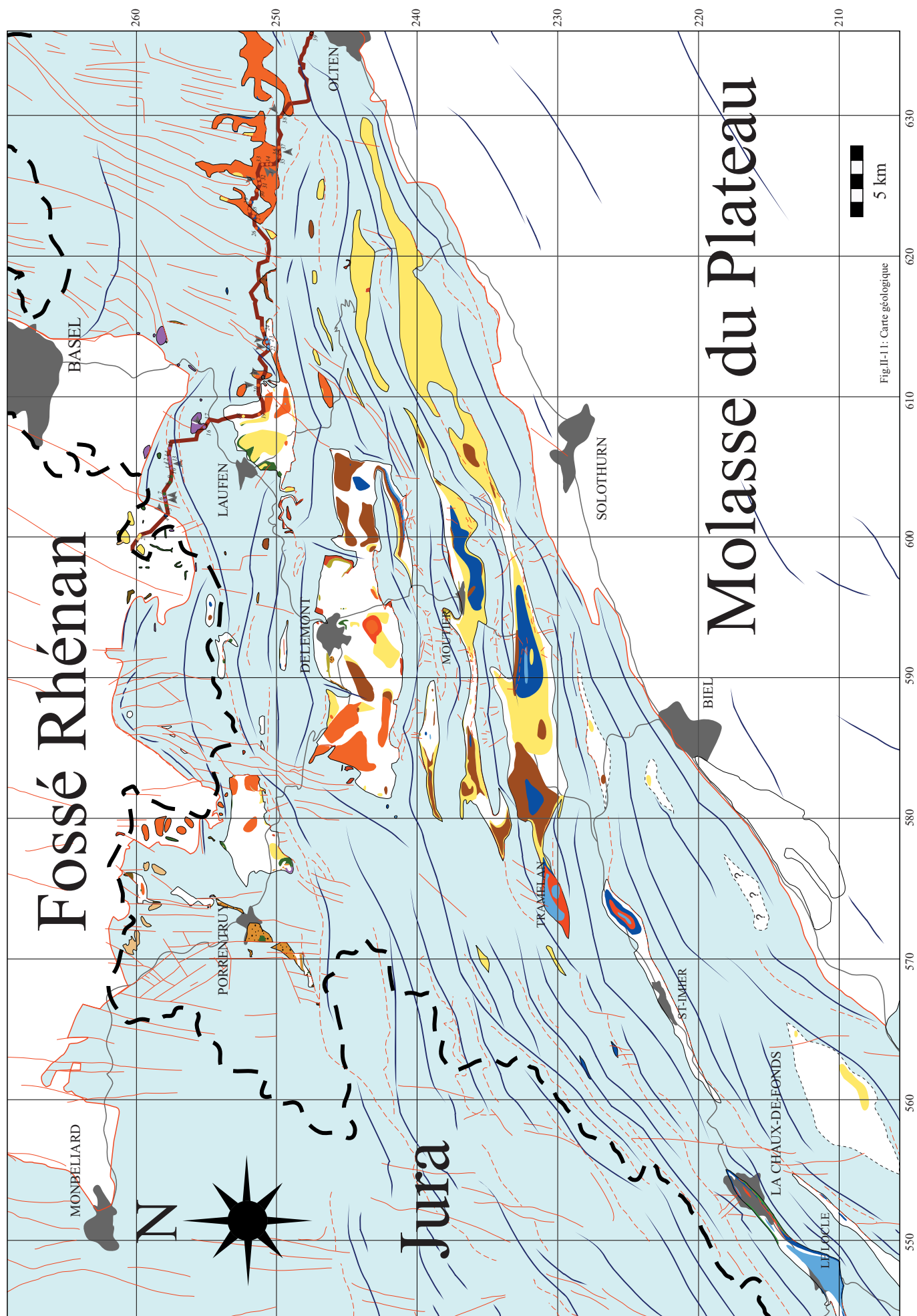
Synclinal de Movelier :

Dans le synclinal de Movelier, la série paléogène débute avec le Sidérolithique. Au-dessus, se dépose le Groupe des Meeressand (KELLER & LINIGER, 1930).

4-CARTE GÉOLOGIQUE DU JURA :








En collaboration avec DAMIEN BECKER, j'ai réalisé une carte géologique des synclinaux du Jura. Le Mésozoïque n'est pas différencié et il est uniformément coloré en bleu. Sur cette carte, les Groupes paléogènes et miocènes sont figurés. Les Groupes miocènes et la lithostratigraphie miocène seront développés dans la thèse de DAMIEN BECKER (BECKER, 2002). Les couleurs utilisées pour les Groupes paléogènes sont les mêmes que celles utilisées sur la figure fig.II-9 pour la lithostratigraphie. Sur cette carte, les principaux accidents tectoniques ont été reportés (en rouge), ainsi que les axes des anticlinaux (en bleu). Cette carte générale a été élaborée à partir de nombreuses cartes géologiques au 1 : 25 000 de la région étudiée, ainsi que des cartes produites lors de publications annexes à ces cartes appartenant majoritairement à la série « Matériaux pour la carte géologique de la Suisse ». Les principaux travaux utilisés sont ceux de PFIRTER *et al.*, 1996 ; KELLER & LINIGER 1930 ; SCHÄR *et al.*, 1971 ; DIEBOLD *et al.*, 1963 ; BOURQUIN *et al.*, 1968 ; BOURQUIN *et al.*, 1946 ; KOCH *et al.*, 1936 ; BITTERLI-BRUNNER *et al.*, 1984 ; FISCHER, 1965b ; LINIGER, 1969 ; LAUBSCHER, 1963 ; WITTMANN *et al.*, 1970 ; MÜHLBERG, 1914 ; ROLLIER, 1904 ; ROLLIER, 1901 ; ROLLIER & FAVRE 1910 ; ROLLIER, 1894, MÜHLBERG, 1907 ; GUTZWILLER & GREPPIN, 1915 ; GREPPIN, 1908 ; ZIEGLER, 1956 ; KOCH, 1923 ; FISCHER, 1965a ; TSCHOPP, 1960 ; SUTER, 1936 ; DIEBOLD, 1960 ; SCHNEIDER, 1960 ; VOGEL, 1934 ; LINIGER, 1925.

La carte géologique des synclinaux du Jura est donnée par la fig. II-11 (carte) et la fig.II-12 (légende).









Légende de la carte géologique:

Formations paléogènes:

	Sidérolithique
	Calcaires inférieurs et Terres jaunes
	Gompholithes et Conglomérats
	Meeressand et Calcaires marins
	Septarienton
	Molasse alsacienne
	Calcaires Delémontiens

Formations miocènes:

	"OMM burdigalien"
	Gompholithe "OMM"
	Marnes rouges
	Calcaires oeningiens
	Vögesenschüttung & Juranagelflüh
	Sundgauschötter



Calcaires mésozoïques



Villes



Tracé du gazoduc TRG 3



Frontière



Axe des anticlinaux



Faille

Fig.II-12: Légende de la carte géologique

CHAPITRE 3: SÉDIMENTOLOGIE, PALÉONTOLOGIE, BIOSTRATIGRAPHIE, ÉCOLOGIE ET PALÉOENVIRONNEMENTS DES COUPES ÉTUDIÉES

1-GROUPE DES CALCAIRES INFÉRIEURS :

1-1-La coupe des calcaires inférieurs de Moutier (lieu-dit : Pâturage du Droit)

Dans le synclinal de Moutier, au nord de Moutier, au lieu-dit le Pâturage du Droit, se trouvent des affleurements calcaires (coord. 594.60 / 237.30). D'une puissance de 4.50 m environ, ces affleurements montrent des calcaires massifs, homogènes, durs et de couleur grise (Fig. III-1). Les bancs, d'une épaisseur allant de 40 cm à 10 cm, montrent un pendage de 45 ° / 330°. La légende de toutes les coupes de ce travail se trouve en Annexe 1.

En raison de la nature des roches, aucun lavage n'a été réalisé. Cependant l'étude des lames minces a permis d'observer quelques fossiles très mal conservés, à savoir quelques gastéropodes et quelques gyrogonites de charophytes. Les lames minces montrent des calcaires micritiques, à structure péloïdale à micropéloïdale, contenant des gastéropodes et des charophytes partiellement dissous. Certains niveaux (PAT 3) montrent des développements stromatolithiques, finement laminés, et par endroits, avec des croissances columellaires. Dans les dépressions de ces columelles se cristallisent des microcristaux de sparite. Certains niveaux (PAT 3 et PAT 7) montrent des structures « cloted » (ESTEBAN & KLAPPA, 1983). Cette structure particulière indique un début de pédogénèse. Certaines lames minces (PAT 14) montrent que certains horizons parallèles à la stratification sont recristallisés en microcristaux de sparite. Enfin, tous les niveaux sont parcourus par des fissures droites et courbes où se cristallisent des microcristaux de sparite. Les niveaux calcaires montrent une porosité moldique (due à la dissolution des coquilles de gastéropodes) et une porosité due à la présence de traces racinaires. La porosité due aux traces racinaires se caractérise par un trou dont le bord porte des microcristaux de sparite (ciment vadose) : cette structure est une rhizoconcrétion (à un stade précoce d'après KLAPPA 1980).

En résumé, les calcaires du Pâturage du Droit montrent un environnement lacustre où vivent des gastéropodes et se développent des charophytes. Comme le

montre l'étude des lames minces, ce plan d'eau subit des émergences et est colonisé par les végétaux, implantant leurs racines dans le sédiment. Certains niveaux stromatolithiques montrent que les conditions des eaux du lac sont parfois mauvaises pour le benthos qui meurt, laissant ainsi ces dépôts laminés se développer.

1-2- Les forages RB de Wynau

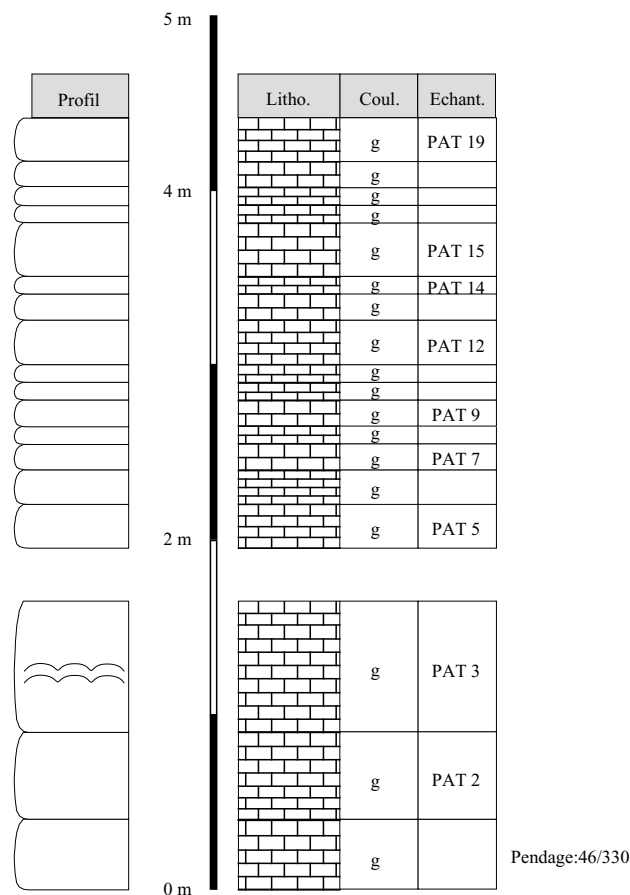
Les Elektrizitätswerke Wynau AG Langenthal (EWW) ont réalisé une étude géologique en vue de la réalisation d'une nouvelle centrale électrique. Une série de forages a donc été entreprise, ainsi qu'une campagne de mesures en sismique-réflexion afin de connaître la géologie régionale avant d'implanter cette centrale (FREI *et al.*, 1996). Nous avons eu accès à ces différents forages que nous avons échantillonnés. Ici, nous étudierons deux forages, RB6/95 et RB7/95, les seuls qui ont atteint le Mésozoïque.

1-2-1-Le forage RB6 / 95 de Wynau :

Le forage RB6/95 (coord. 628.19 / 234.28) a une puissance de 72 m et contient près de 60 m de Tertiaire et de Quaternaire. Les sédiments montrent des alternances de calcaires massifs et de marnes plus ou moins gréseuses. Les lithofaciès et la répartition des faunes et des flores sont donnés par les figures fig. III-2, fig. III-3 et fig. III-4.

1-2-1-1-Lithofaciès et sédimentologie :

Le forage RB6/ 95 montre une alternance de marnes plus ou moins gréseuses et de calcaires massifs. De bas en haut, surmontant le calcaire mésozoïque dont le sommet se situe à 60.90 m de profondeur, de petits bancs décimétriques de calcaires alternent avec des marnes gréseuses rouges jusqu'à 58.70 m de profondeur. Les lavages stériles effectués dans ces niveaux n'ont pas malheureusement pas permis de savoir si ces dépôts correspondent à l'Eocène ou l'Oligocène. Au-dessus, se trouve un banc de calcaire de près de 2 m d'épaisseur légèrement verdâtre. Une lame mince a été effectuée dans ce niveau (RB6 57-58). Elle montre des intraclastes micritiques de couleur rouge à brun foncé non jointifs baignant dans une matrice micritique. Ces intraclastes contiennent eux-mêmes quelques cristaux de quartz et des structures « cloted ». Des cristaux de quartz



N.B: la légende pour toutes les coupes se trouve en Annexe 1

Fig.III-1: Log lithostratigraphique de la coupe du Paturage du Droit

baignent également dans la matrice. Cette roche montre une porosité, soulignée par un ciment sparitique, figurant ainsi des émergences. Au-dessus se trouvent 1.20 m de marnes gréseuses vertes stériles. Au-dessus, se trouve près de 3.20 m de calcaire massif. Une lame mince a été effectuée dans ce niveau (RB6 55-55.5). Elle montre un calcaire micritique pelloïdal typiquement lacustre. Il contient quelques cristaux de quartz anguleux, ainsi que des bioclastes difficilement reconnaissables car ils sont recristallisés en sparite. Toute la lame est traversée par de grandes fissures courbes, synonymes d'émergence. Au-dessus se trouve 1 m de marnes passant progressivement du brun vers le vert ; puis, ensuite, on observe près de 2 m de grès fin. Ensuite se trouve près de 2.50 m de calcaire massif. Une lame mince a été effectuée dans ce niveau (RB6 47.8-48), (Planche A ; 1). Elle montre un calcaire micritique micropelloïdal de couleur foncée. Ce calcaire contient des gastéropodes qui sont recristallisés en sparite. Certains bioclastes ne sont pas reconnaissables en raison de leur recristallisation en sparite. Ensuite se déposent 4 m de marnes gréseuses vertes stériles. Entre 43 m et 32.5 m de profondeur alternent des bancs de calcaires massifs et des marnes souvent gréseuses. Ensuite se déposent près de 6 m de calcaire massif. Une lame mince a été effectuée dans ce niveau (RB6 29.8-30). Elle montre un calcaire micritique micropelloïdal de couleur brun foncé. La lame est traversée par de nombreuses fissures, parallèles et perpendiculaires à la stratification, ainsi que d'autres courbes. Ces fissures dénotent

une émergence. Au-dessus se trouvent 1 m de marnes vertes puis 2 m de marnes gréseuses séparées par un banc calcaire. Ces niveaux sont très riches en gastéropodes. Au-dessus, se trouve 1.50 m de calcaire. Une lame mince a été effectuée dans ce niveau (RB6 23.6-23.9). Elle montre un calcaire micritique micropelloïdal qui contient des gastéropodes recristallisés en sparite. Cette lame montre une porosité dont les bords des pores présentent un ciment drusique. La lame est parcourue par une fissure perpendiculaire à la stratification et qui perd de son importance en allant vers le bas la lame. Cette fissure pourrait figurer un stade précoce de la fabrication de polygones de dessiccation dûs à une émergence. La porosité peut avoir deux origines : soit elle provient de la dissolution des bioclastes, soit de traces racinaires. Ensuite se trouvent 60 cm de marnes gréseuses surmontées par 1.20 m de calcaire dans lequel une lame mince a été réalisée (niveau RB6 21.5-21.7), (Planche A, 2). Elle montre un calcaire micritique à structure pelloïdale qui contient des gastéropodes, des ostracodes et des charophytes. Ensuite de 21 m à 4 m de profondeur, les mêmes faciès de calcaire et de marnes souvent gréseuses alternent. Le Tertiaire est surmonté par 4 m de Quaternaire.

En résumé, les lithofaciès du forage RB6 de Wynau montrent des dépôts typiquement lacustres, peu profonds, souvent soumis à des émergences. Seul un événement fluvial bien marqué (50-52m) interrompt cette série lacustre.

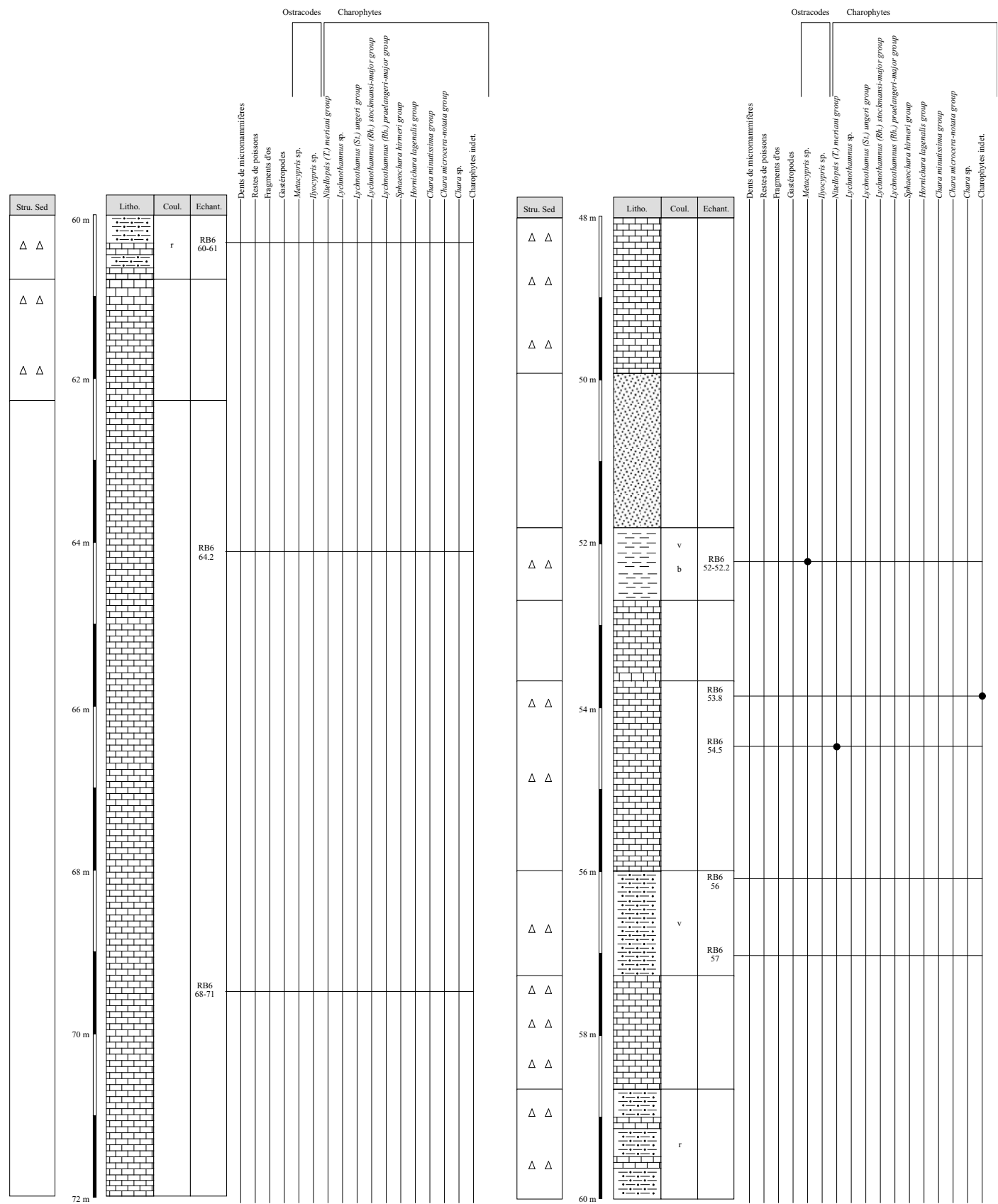


Fig.III-2: Log lithostratigraphique du forage RB6 de Wynau

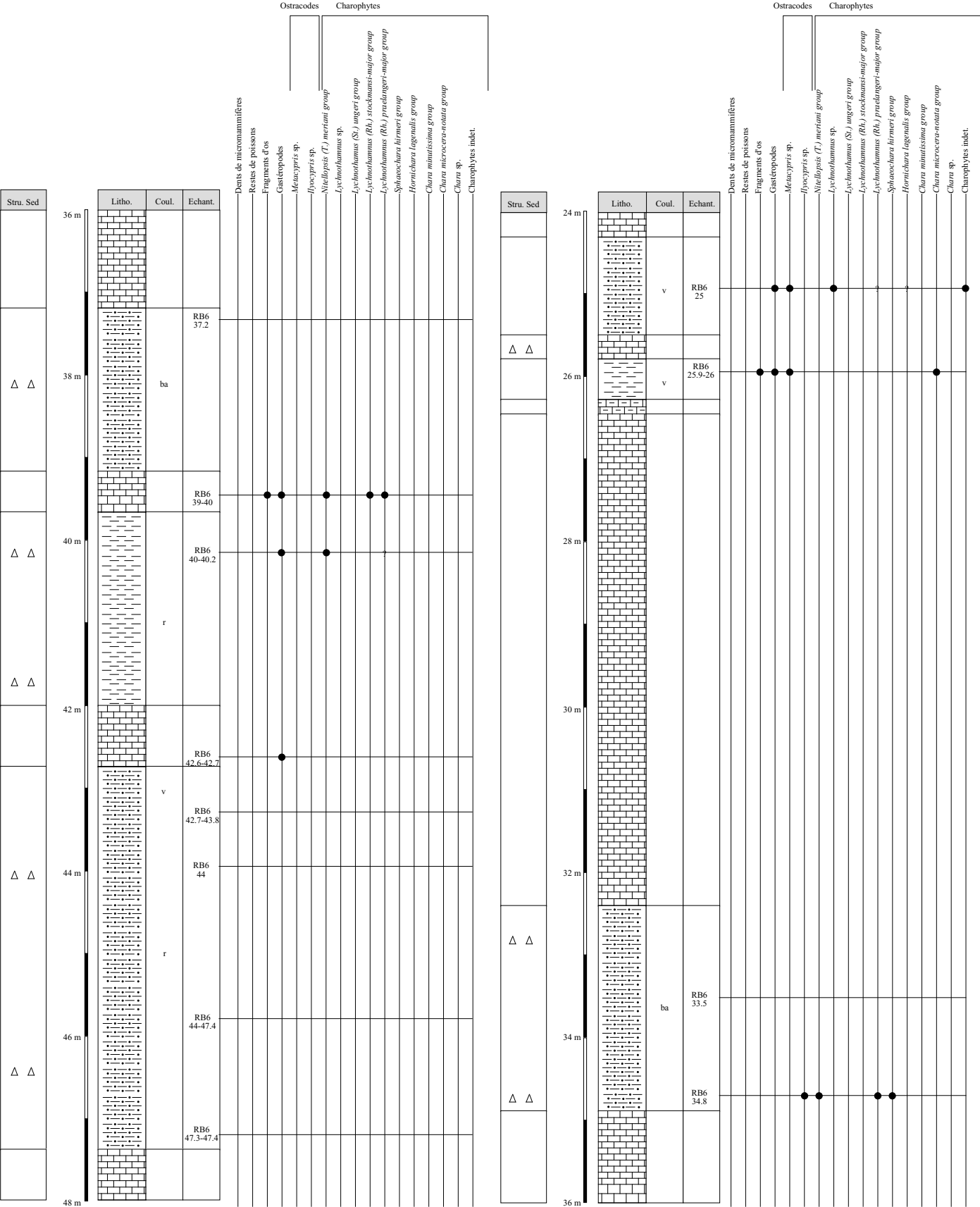


Fig.III-3: Log lithostratigraphique du forage RB6 de Wynau

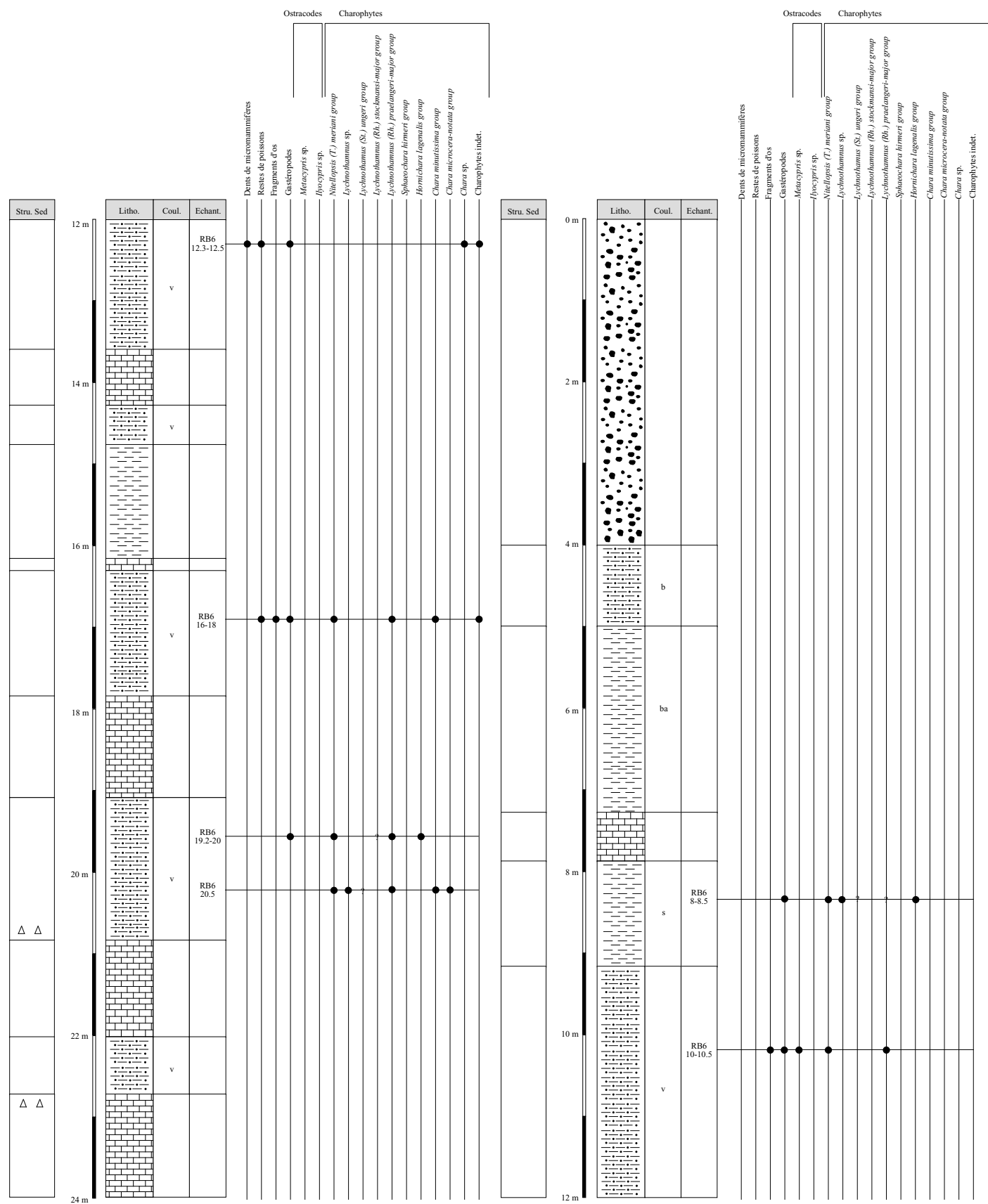


Fig.III-4: Log lithostratigraphique du forage RB6 de Wynau

1-2-1-2-Paléontologie :

Micromammifères :

Le niveau RB6 12.3-12.5 a livré une unique dent de micromammifère. Il s'agit d'un fragment, dont la partie antérieure manque. C'est pourquoi sa détermination est difficile. S'il s'agit d'une dent de lait (D4), la dent appartiendrait probablement à *Protechimys major*, une espèce typique pour le niveau mammalien MP 26 (détermination B. ENGESSER).

Poissons :

Le niveau RB6 12.3-12.5 a livré une vertèbre de poisson. Aucune détermination spécifique n'est envisageable. Le niveau RB6 16-18 a livré une dent pharyngienne de poisson. De nombreux autres niveaux contiennent des éléments ostéologiques de poissons (épines, os de la mâchoire) et malheureusement aucun otolithe n'a été récolté permettant une datation.

Gastéropodes :

La faune de gastéropodes du forage de Wynau est riche et ils sont récoltés dans pratiquement tous les niveaux. Les gastéropodes les plus courants sont les limnées et les planorbes. Lorsque l'on trouve ces herbivores en grande quantité, comme c'est le cas ici, on conviendra que la végétation lacustre devait être importante. Ici les charophytes sont les représentantes de la végétation lacustre qui a été conservée. Cette végétation se développait à des paléoprofondeurs faibles, en raison du besoin de lumière (aujourd'hui la profondeur de la prairie à charophytes fructifiée est estimée entre 0 et 4 m). Ainsi, indirectement, la récolte de planorbes et de limnées herbivores en grande quantité implique de faibles paléoprofondeurs.

Ostracodes :

Curieusement, dans ces dépôts lacustres, la faune d'ostracode est rare par rapport à d'autres dépôts lacustres tertiaires (cf. coupes dans la formation des Calcaires delémontiens). Le genre le plus souvent récolté est *Metacypris* sp. (niveaux RB6 10-10.5, RB6 25, RB6 25.9-26, RB6 52-52.2). Ce genre implique des paléoprofondeurs supérieures à 3 m (cf. Chap. Ostracodes).

Le niveau RB6 34.8 a fourni une larve d'*Ilyocypris* sp..

Charophytes :

Dix espèces de charophytes ont été récoltées dans ce forage. Les espèces présentes sont *Nitellopsis* (*Tectochara*) *meriani* group, *Lychnothamnus* sp., *Lychnothamnus* (*Stephanochara*) *ungeri* group, *Lychnothamnus* (*Rhabdochara*) *stockmansi-major* group, *Lychnothamnus* (*Rhabdochara*) *praelangeri-major* group (Planche 11, 9 et 10), *Sphaerochara* *hirmeri* group, *Hornichara* *lagenalis* group (Planche 11, 11), *Chara minutissima* group, *Chara microcera-notata* group et *Chara* sp.. La répartition des différentes espèces le long du forage est donnée par les figures fig. III-2, fig. III-3 et fig. III-4.

1-2-1-3-Biostratigraphie :

Les charophytes permettent également de dater le forage RB6/95 de Wynau. Entre 54.5 et 39 m de profondeur, les charophytes appartiennent à la zone à *microcera* ou à *major*. Cet intervalle correspond donc soit au Rupélien moyen (zone à *major*) soit à la base du Chattien (zone à *microcera*). Entre 34.8 et 25 m de profondeur, il est difficile de dater l'intervalle avec les charophytes récoltées. Enfin, les charophytes de l'intervalle entre 20.5 m et 8 m de profondeur pourrait appartenir à la zone à *ungeri*, soit au Chattien moyen. Ceci semble confirmé par la présence d'une dent de micromammifère appartenant sans doute au niveau mammalien MP 26.

1-2-1-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

Les dépôts du forage RB6/ 95 appartiennent à un environnement lacustre, interrompu entre 50 et 52 m de profondeur par un événement fluvial. Les paléoprofondeurs de ces dépôts oscillent entre plus de 3 m de profondeur (présence de l'ostracode *Metacypris* sp.) et l'émersion (fissures courbes, début de création de polygone de dessiccation). Les conditions des eaux semblent bonnes, avec l'épanouissement des gastéropodes herbivores et la présence de la prairie à charophytes. L'essor du benthos permet d'attribuer des conditions mésotrophiques à oligotrophiques aux eaux de ce lac.

1-2-2-Le forage RB7 / 95 de Wynau :

Le forage RB7/95 (coord. 627.43 / 234.29) a une puissance de 60 m et contient près de 51 m de Tertiaire et de Quaternaire. Les sédiments montrent des alternances de calcaires massifs et de marnes plus ou moins gréseuses. Les lithofaciès et la répartition des faunes et des flores sont donnés par les figures fig. III-5, fig. III-6 et fig. III-7.

1-2-2-1-Lithofaciès et sédimentologie :

De bas en haut, le calcaire mésozoïque se trouve entre 60 et 50.5 m de profondeur. Au-dessus, le Tertiaire commence par 2.50 m de marnes gréseuses de couleur grise. A 48 m de profondeur apparaît le premier banc de calcaire massif de 2.50 m d'épaisseur. Entre 45.8 m et 41.7 m de profondeur, les sédiments passent progressivement de marnes bariolées à des marnes gréseuses bariolées qui deviennent progressivement grises et enfin à un banc de grès de couleur grise. Ensuite se dépose un banc calcaire de 1.80 m d'épaisseur. Ensuite entre 40 m et 35 m de profondeur, la même succession de lithofaciès est observable, à savoir le passage progressif de marnes bariolées à des marnes gréseuses bariolées et enfin un petit banc de grès de couleur rouge. Ensuite, la succession des marnes aux marnes gréseuses puis au grès est observée, entre 25 m et 30.30 m de profondeur. Entre 30.30 m et 21.70 m de profondeur se dépose une grande séquence de marnes gréseuses passant de bariolées à grises. Au-dessus se déposent près de 2 m de calcaire massif, interrompu à la base par un niveau de marnes gréseuses. Entre 19.50 m et 16.80 m de profondeur, la succession de marnes à marnes gréseuses puis à un banc de grès sont observables. Entre 16.8 m et 15.9 m de profondeur, un banc de marnes gréseuses vertes est observé. Au-dessus se déposent près de 2 m de calcaire

entrecoupé d'un niveau de marnes vertes. Entre 14 m et 10.80 m de profondeur se déposent des marnes gréseuses de couleur grise. Au-dessus, après un épisode marneux, gréseux et marno-gréseux, près de 3 m de calcaire se déposent. Enfin de 6 m à 2 m de profondeur, des marnes gréseuses sont observées entrecoupées d'un petit épisode calcaire. Le forage est surmonté de près de 2 m de Quaternaire.

Les lithofaciès du forage RB7/95 sont beaucoup plus gréseux que ceux du forage RB6/95. Les calcaires lacustres sont plus rares et les dépôts fluviatiles sont assez importants. Ces derniers semblent se déposer en séquences caractéristiques, à savoir un passage progressif de marnes à des marnes gréseuses et enfin à des grès. L'étude de milieu fluviatile en forage est très difficile en raison de la faible information sédimentaire d'une carotte et en raison de l'impossibilité d'observer les grandes structures.

1-2-2-2-Paléontologie :

Poissons :

Le niveau RB 715.9-16 a livré une dent pharyngienne de poisson. Aucune détermination n'a été effectuée. D'autres niveaux contiennent des fragments d'os dont certains peuvent être attribués à des éléments ostéologiques de poissons.

Gastéropodes :

Les niveaux RB7 4-5.1, RB7 10.5-12, RB7 15.9-16, RB7 18.9-19.4, ont fourni des restes de gastéropodes. Certaines coquilles peuvent être attribuées à des planorbes et des limnées. Les gastéropodes se situent au sommet du forage, entre 4 et 20 m de profondeur, là où les dépôts sont plus riches en niveaux calcaires.

Ostracodes :

Seul le niveau RB7 24.15 a livré des ostracodes très mal conservés. Il s'agit du genre *Metacypris* sp., ostracode indiquant des paléop profondeurs supérieures à 3 m.

Charophytes :

Les dépôts du forage RB7 ont livré 4 espèces de charophytes, à savoir *Nitellopsis (Tectochara)* sp., *Nitellopsis (Tectochara) meriani*, *Lychnothamnus (Rhabdochara) praelangeri* group (Planche 11 , 8), *Hornichara lagenalis* group (Planche 11 , 12), ainsi que des charophytes indéterminées. La répartition de ces flores est donnée par les figures fig. III-5, fig. III-6 et fig. III-7.

1-2-2-3-Biostratigraphie :

Les charophytes ont permis de dater le forage RB7. De la base du forage à 18.9 m, les charophytes correspondent soit à la zone à *major* (Rupélien moyen), soit la zone à *microcera* (base du Chattien). D'après Berger (comm. pers.), la présence de *H. lagenalis* entre 18.9 et 15.9 . pourrait justifier la création d'une nouvelle zone à charophytes, la zone à *lagenalis*, située entre la zone à *micocera* et la zone à *ungeri*, déjà pressentie par FEIST (1994) et BERGER (1999).

1-2-2-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

Les dépôts du forage RB7 représentent des

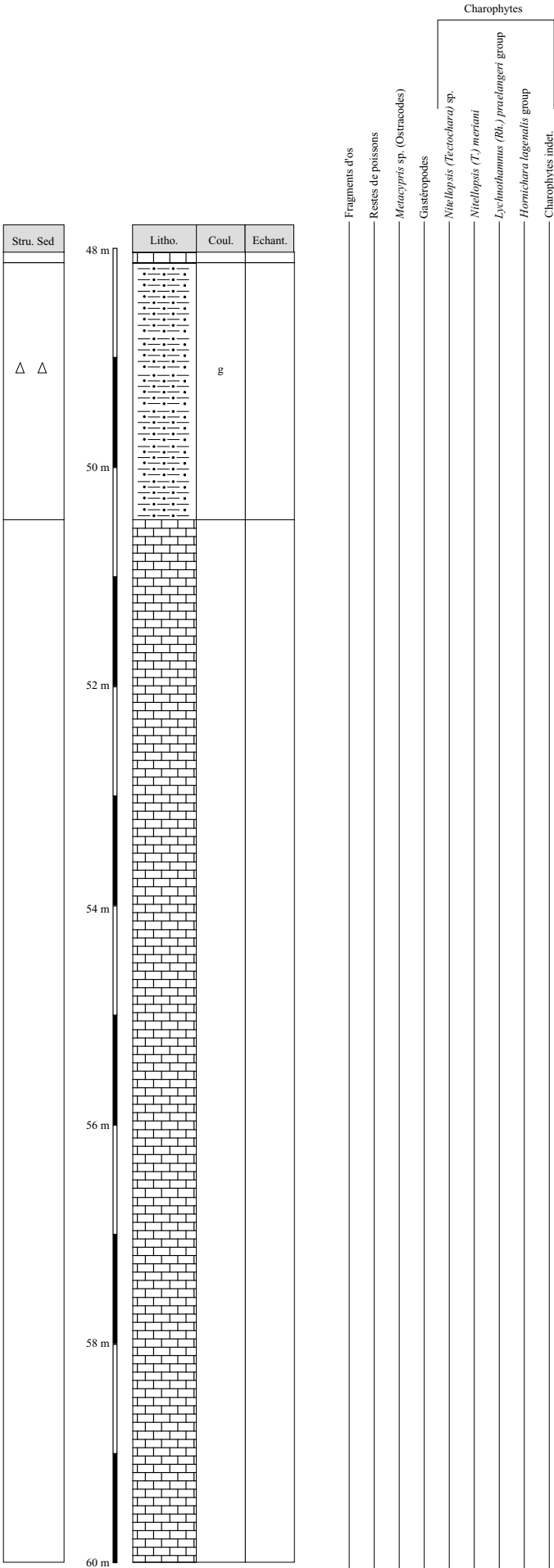


Fig.III-5: Log lithostratigraphique du forage RB7 de Wynau

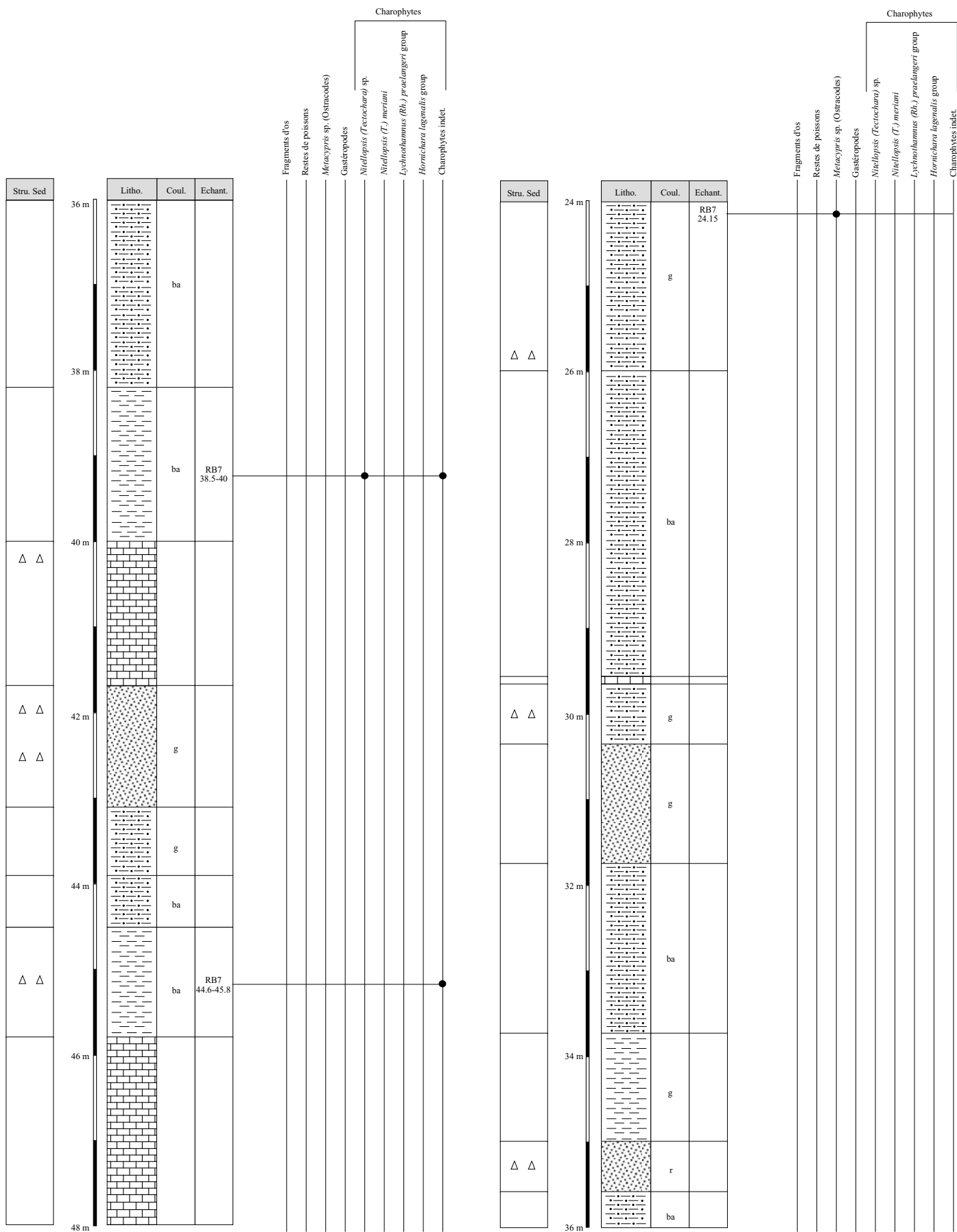


Fig.III-6: Log lithostratigraphique du forage RB7 de Wynau

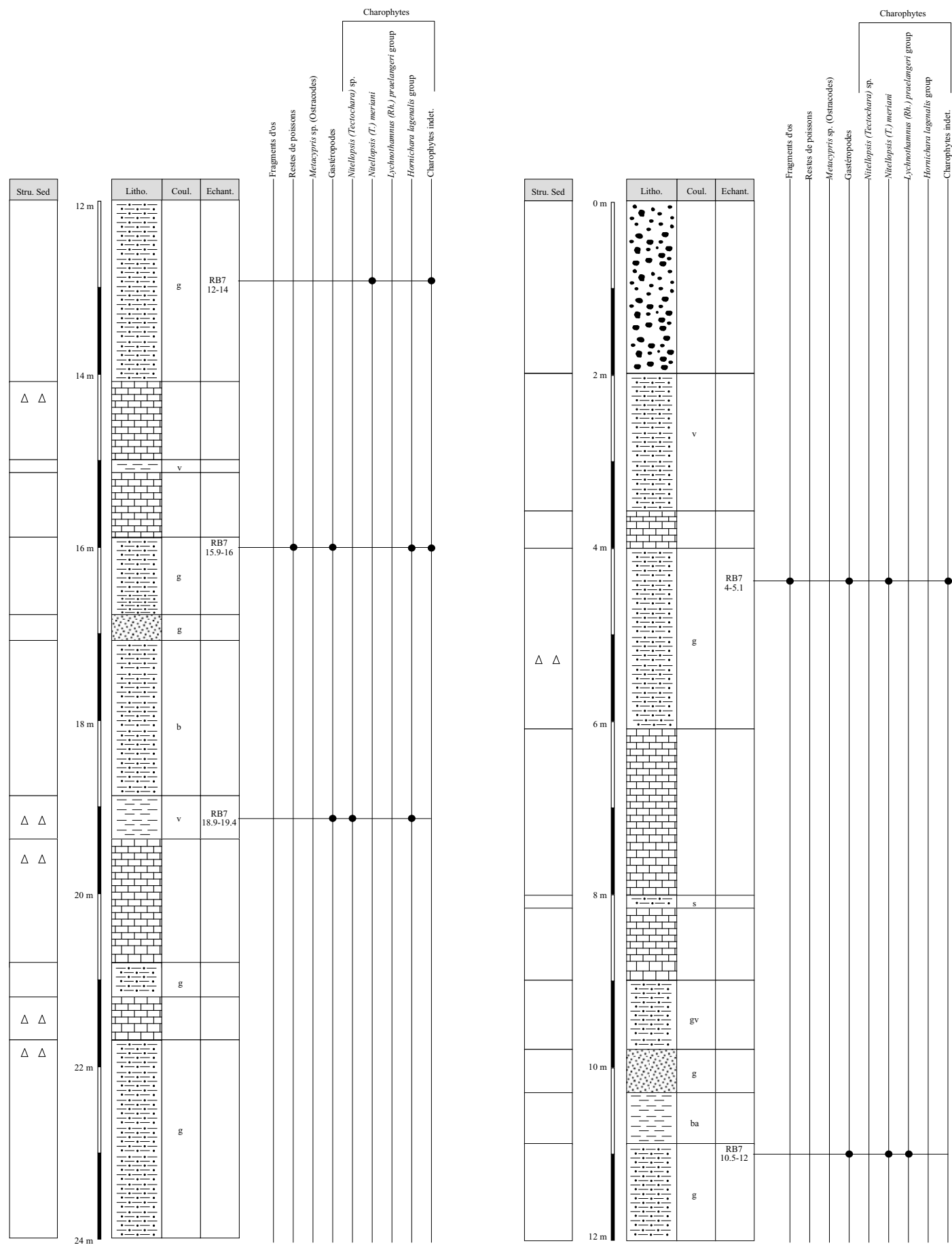


Fig.III-7: Log lithostratigraphique du forage RB7 de Wynau

environnements lacustres et fluviaux. En raison du manque d'information sédimentologique dans les dépôts fluviaux inhérents aux forages, il est très difficile de reconstituer des environnements détaillés.

2-GROUPE DES GOMPHOLITHES ET CONGLOMÉRATS:

2-1- La coupe de Bressaucourt Est Bois carré:

2-1-1-Lithofaciès et sédimentologie :

A la faveur de la réfection de la route entre Porrentruy et Bressaucourt, nous avons levé une coupe composée de calcaires, marnes, grès et conglomérats d'une puissance de plus de 30 m, à l'est du lieu-dit Bois Carré (coord. 571.30/230.35). Cet affleurement montre un pendage de 20 à 25°/330-335.

La coupe de Bois Carré (Fig. III-8) se situe à quelques mètres au-dessus du Mésoïque, mais malheureusement nous n'avons pas trouvé le contact.

Elle montre, à sa base, des bancs calcaires légèrement marneux de plus de 2 m d'épaisseur. Ces bancs calcaires contiennent, à la base des concrétions calcitiques blanchâtres d'un demi-centimètre et au sommet du premier banc un niveau conglomératique avec des galets d'un diamètre allant de 5 à 20 cm. Les galets proviennent du Mésozoïque local.

Ces niveaux calcaires sont surmontés par près de 8 m de marnes grises, bariolées et sombres. Ces marnes contiennent par endroits des niveaux discontinus de galets d'origine jurassique allant jusqu'à un diamètre de 5 cm ; le banc BRE 5 montre un niveau avec des concrétions. Cette série marneuse est surmontée d'un grès fin montrant des traces racinaires, synonymes d'émersion.

Surmontant la série marneuse et jusqu'au sommet de la coupe, les dépôts se caractérisent par une succession de conglomérats entrecoupée d'épisodes gréseux et marneux. Les niveaux conglomératiques se caractérisent par une base érosive, des galets non triés allant d'un diamètre de 5 cm à 60 cm. Le niveau BRE 7 montre également des remaniements de brèches, ainsi que des blocs aux surfaces arrondies et polies d'environ 1 m de diamètre. La nature des galets des conglomérats est majoritairement composée de calcaires mésozoïques, mais de rares galets de quartzite rouge sont présents. Le niveau BRE 7/ 7' montre une variation latérale de faciès, à savoir d'une part un conglomérat à matrice composée d'argiles sableuses rouges, et d'autre part des marnes rouges. Le conglomérat forme un chenal dans ces marnes rouges. Ces chenaux sont de grande taille (plus de 4 m de haut). La matrice des différents niveaux conglomératiques est constituée de marnes plus ou moins gréseuses, souvent de couleur rouge. Dans les intercalations marneuses, on peut observer des petits chenaux d'1.50 m de large pour une puissance de 50 à 60 cm (BRE 11 et BRE 13). Ces petits chenaux contiennent un conglomérat dont les galets atteignent un diamètre maximal de 6 cm. Les niveaux BRE 14 et BRE 15 montrent des traces racinaires, ainsi que des manchons calcitiques, synonymes de construction

microbienne sur la base des végétaux (DURINGER & GALL, 1994).

La base de la coupe se distingue par une faible énergie, permettant le dépôt des calcaires et des marnes. A l'opposé, le sommet de la coupe se caractérise par une très haute énergie (des blocs d'1 m sont transportés), où se mettent en place des chenaux conglomératiques passant latéralement à des marnes ou des grès.

Des lames minces ont été effectuées dans les niveaux calcaires à la base de la coupe. Les niveaux BRE 0 et BRE 1 montrent des calcaires micritiques à structure globuleuse et micropéloïdale (Planche A, 3 et 4). La structure globuleuse est due à différentes phases de dissolution et de précipitation, ainsi qu'à la précipitation le long des racines de sparite, où se trouvent les circulations préférentielles de fluide riches en carbonate. La dissolution de fossiles tels que des gastéropodes ou des cavités dues à des racines ont permis l'installation de ces cristaux à la périphérie des cavités (FREYTET & PLAZIAT, 1982). La lame du niveau BRE 0 montre une croissance globulaire de sparite en plusieurs couches. Cette structure est caractéristique de tuf ou de travertin. Les travertins se déposent aux émergences de certaines sources, et dans des cours d'eau peu profonds à petites cascades (précipitation des carbonates activée par les turbulences et la perte en CO₂). Les travertins actuels sont riches en aragonite, mais ce minéral recrystallise ensuite en calcite. L'aspect caverneux est dû en partie à la disparition de débris végétaux encroûtés de carbonates d'origine biochimique (activité d'algues bleues). Une lame mince effectuée dans le niveau calcaire BRE 2 montre que ce calcaire est micritique à structure péloïdale, et contient de rares quartz. De nombreuses cavités dues à des dissolutions sont remplies de cristaux de sparite, créant un ciment drusique.

2-1-2-Paléontologie :

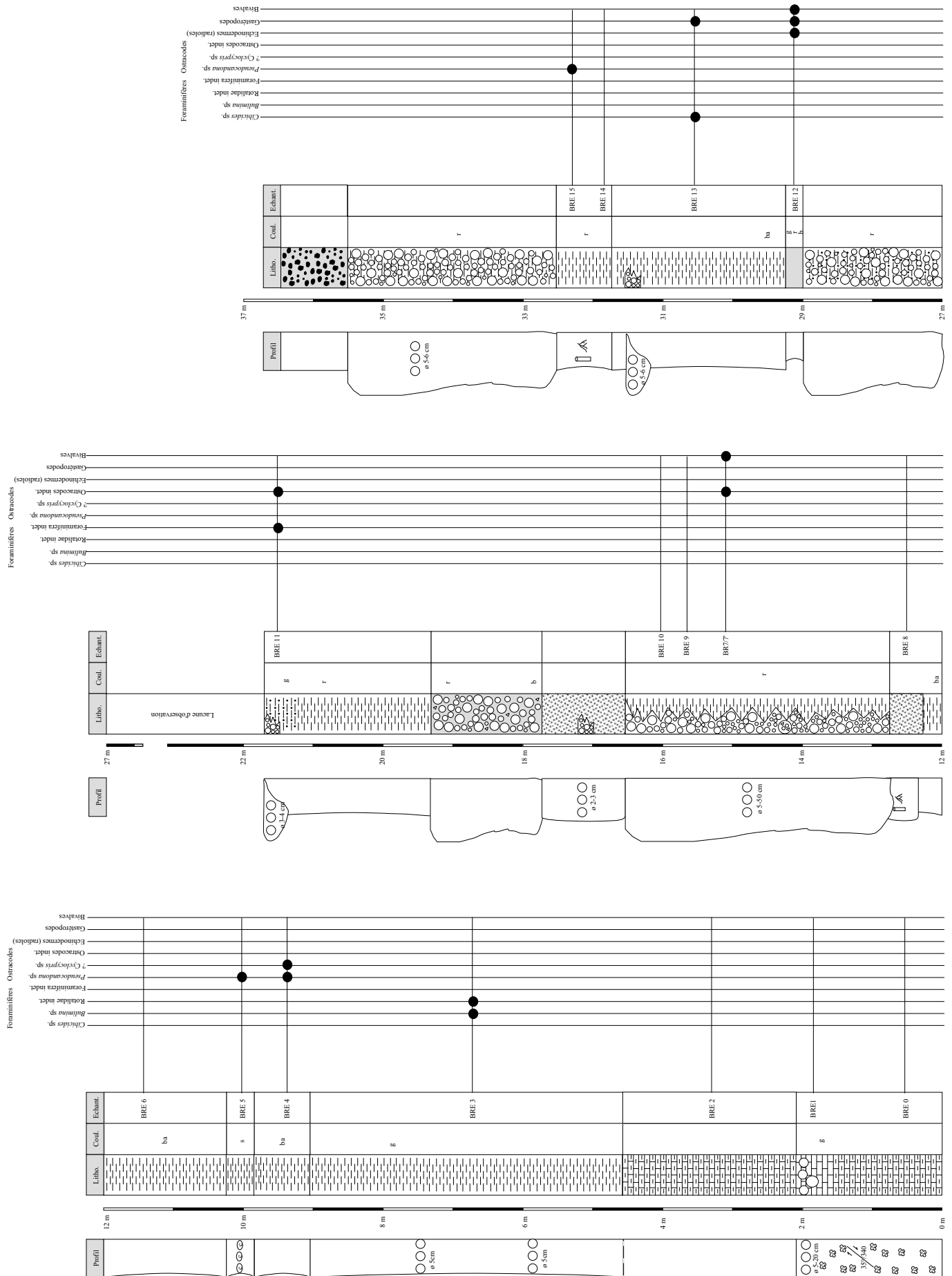
Certains sédiments provenant des niveaux fins de la coupe ont été lavés pour y récolter les flores et les faunes. En raison de la nature des sédiments et de la haute énergie de ces dépôts, peu de fossiles ont été conservés et les différents niveaux ont révélé une faune assez pauvre.

Foraminifères :

Les niveaux BRE 3, BRE 11 et BRE 13 ont fourni une faune de foraminifères. Le niveau BRE 3 a fourni *Bulimina* sp. et des Rotalidae indéterminables. Le niveau BRE 13 a fourni *Cibicides* sp.. Un autre niveau, BRE 11, a fourni des foraminifères, mais ils ne peuvent être déterminés car ils sont recrystallisés. (déterminations KIRSTEN GRIMM).

Ostracodes :

Les ostracodes récoltés dans les sédiments de cette coupe sont tous continentaux. Le niveau BRE 4 a fourni les espèces *Pseudocandona* sp.1 et ?*Cyclocypris* sp.. Le niveau BRE 5 a livré *Pseudocandona* sp.1. Les niveaux BRE 7 et BRE 11 ont livré des fragments de carapace indéterminables. Ces ostracodes, typiquement continentaux, vivent dans des tranches d'eau faibles (0-2 m pour le genre *Pseudocandona*). Les *Pseudocandona* peuvent également supporter des eaux



légèrement salines (APOSTOLESU & GUERNET, 1992).

Echinodermes :

Le niveau BRE 12 a fourni des radioles d'oursins. En raison de leur mauvaise conservation, nous ne pouvons dire si ils sont autochtones, ou si ils ont été remaniés du Jurassique.

Gastéropodes :

Les niveaux BRE 12 et BRE 13 ont livré des gastéropodes. D'une taille entre 250 et 500 μm , l'assemblage est monospécifique.

Bivalves :

Le niveau BRE 7 a livré des fragments de bivalves. En raison de leur mauvaise conservation, nous ne pouvons dire si ils sont autochtones, ou si ils ont été remaniés du Jurassique. Le niveau BRE 12 a fourni des fragments de bivalves dont certains portent des côtes. Aucune détermination spécifique n'est envisageable en raison de leur mauvais état de conservation.

2-1-3-Biostratigraphie :

Aucune faune caractéristique ne nous permet de dater directement cet affleurement.

2-1-4-Écologie et Paléoenvironnements :

La coupe de Bressaucourt Est Bois Carré contient à la fois des faunes marines (foraminifères) et des faunes d'eaux douces (ostracodes). Aucun niveau de la coupe ne contient à la fois les deux types de faunes tertiaires. On aurait donc un milieu situé à la limite du domaine continental et du domaine marin. On serait donc dans un milieu côtier, ce qui n'empêche pas quelques remaniements.

La présence de grands blocs (plus d'1 m de diamètre) dans les conglomérats montre que l'énergie de ces dépôts est très importante. Seuls des reliefs conséquents peuvent générer ce type d'énergie. On peut expliquer la présence de dépôt de haute énergie avec l'existence à l'époque de falaises d'une dizaine de m, entaillées par des canyons, où coulent des cours d'eau au régime torrentiel, permettant l'érosion in situ du Mésozoïque sous forme de galets de diamètre important. Le transport est relativement faible mais la création de galets est rapide car les éléments de calcaire roulent les uns sur les autres et s'usent rapidement. Un deuxième fait plaide en faveur de la présence de falaises, c'est l'existence de travertins ou tuf. Ce type de dépôt calcaire se produit aux émergences de certaines sources, et dans des cours d'eau peu profonds à petites cascades (précipitation des carbonates activée par les turbulences et la perte en CO_2). Ces cascades seraient dues aux falaises, permettant des dépôts calcaires dans les zones abritées des dépôts conglomératiques de haute énergie des canyons. Ce type de dépôt travertineux est connu actuellement sur les falaises jurassiques de Normandie (France), à Sainte- Marguerite-des Pertes (Calvados) par exemple, où les travertins se développent au niveau des cascades d'eaux douces qui se sont chargées en CaCO_3 en traversant les dépôts calcaires jurassiques et qui se jettent sur l'estran.

Les galets des conglomérats issus des canyons se

répendent sur l'estran sous la forme d'un delta progradant. Ce caractère progradant est difficile à mettre en évidence sur cette coupe, mais la coupe de l'Oiselier, située une centaine de mètres à l'est, montre clairement la progradation des conglomérats vers le nord. Latéralement à ces fan-deltas se trouvent des dépôts gréseux et marneux contenant des foraminifères, caractérisant le domaine marin (BRE 3, BRE 13). Le long de la côte et à l'abri des exutoires des canyons, des petits lacs d'eaux douces, alimentés par des cascades, et de faible profondeur, peuvent se développer, permettant l'essor d'ostracodes continentaux. Ces petits lacs se trouvent en haut de plage et se caractérisent par des dépôts marneux (niveaux BRE 4, BRE 5 et BRE 15). L'alternance de dépôts marins et continentaux montre des fluctuations du niveau marin. Cette fluctuation est due soit à une fluctuation du niveau marin eustatique, soit à l'accumulation des sédiments, soumettant leur sommet à l'érosion et permettant l'installation de plantes (BRE 14, BRE 15).

Certains galets de couleur rouge ont été trouvés dans les conglomérats. Ces galets se présentent sous forme de calcaire gréseux de couleur rouge. Ils pourraient avoir deux origines : soit ces galets proviennent du Sidérolithique local, en général de couleur rouge et très riche en quartz ; (ils seraient donc autochtones), soit ils pourraient provenir des dépôts du Trias du Buntsandstein, connus dans le fossé rhénan (ils seraient allochtones). Les lames minces effectuées dans ces galets montrent le plus souvent que les calcaires contiennent des faunes marines, ce qui plaide en faveur des galets du Trias, surtout que le Sidérolithique est décarbonaté dans le Jura. Ces galets auraient pu être érodés dans le fossé rhénan et transportés par l'intermédiaire de la dérive littorale vers le sud et enfin déposés dans les dépôts de Bressaucourt Bois Carré. Avec ces galets, on trouve également des galets de quartz, de roches métamorphiques et effusives (cf. coupe de l'Oiselier) provenant sans aucun doute des Vosges ou de la Forêt-Noire, mettant en évidence un transport du nord vers le sud. Si ce milieu côtier est soumis à une dérive littorale, il faut donc imaginer qu'une partie des galets des fan-deltas est remaniée et forme un cordon de galets le long de la plage.

Au nord de la coupe Est Bois Carré, à la sortie ouest de Porrentruy (coord. 571.55 / 251.20), une petite coupe, appelée Bressaucourt UMM, montre un faciès marin argileux. En raison de l'absence d'indices stratigraphiques dans la coupe Est Bois Carré, on ne peut établir si ces dépôts sont synchrones. Cependant, on ne peut que supposer que ces dépôts argileux marins constituent un faciès plus distal aux dépôts de la coupe Est Bois Carré. Un forage, situé entre la coupe de Bressaucourt Bois Carré et la coupe Bressaucourt UMM, levé par Mr GROBET (MFR Delémont), montre que les conglomérats se situent sous les dépôts marins argileux (coord. 571.650/ 251.050) (Fig.III-9). Le forage de l'Etang montre que les dépôts marins argileux sont postérieurs aux dépôts conglomératiques, mais on peut envisager que l'UMM rhénane transgressive permet de passer de dépôts côtiers (Formation des Conglomérats de Porrentruy) à des dépôts marins plus distaux (Septarienton).

La figure synthétique (fig. III-10) montre les différents paléoenvironnements de la coupe de Bressaucourt Est Bois Carré.

Forage de l'Etang
(571.650/ 251.050)

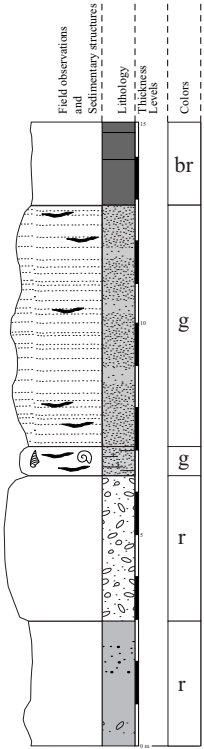


Fig.III-9: Log lithostratigraphique du forage de l'Etang à l'ouest de Porrentruy

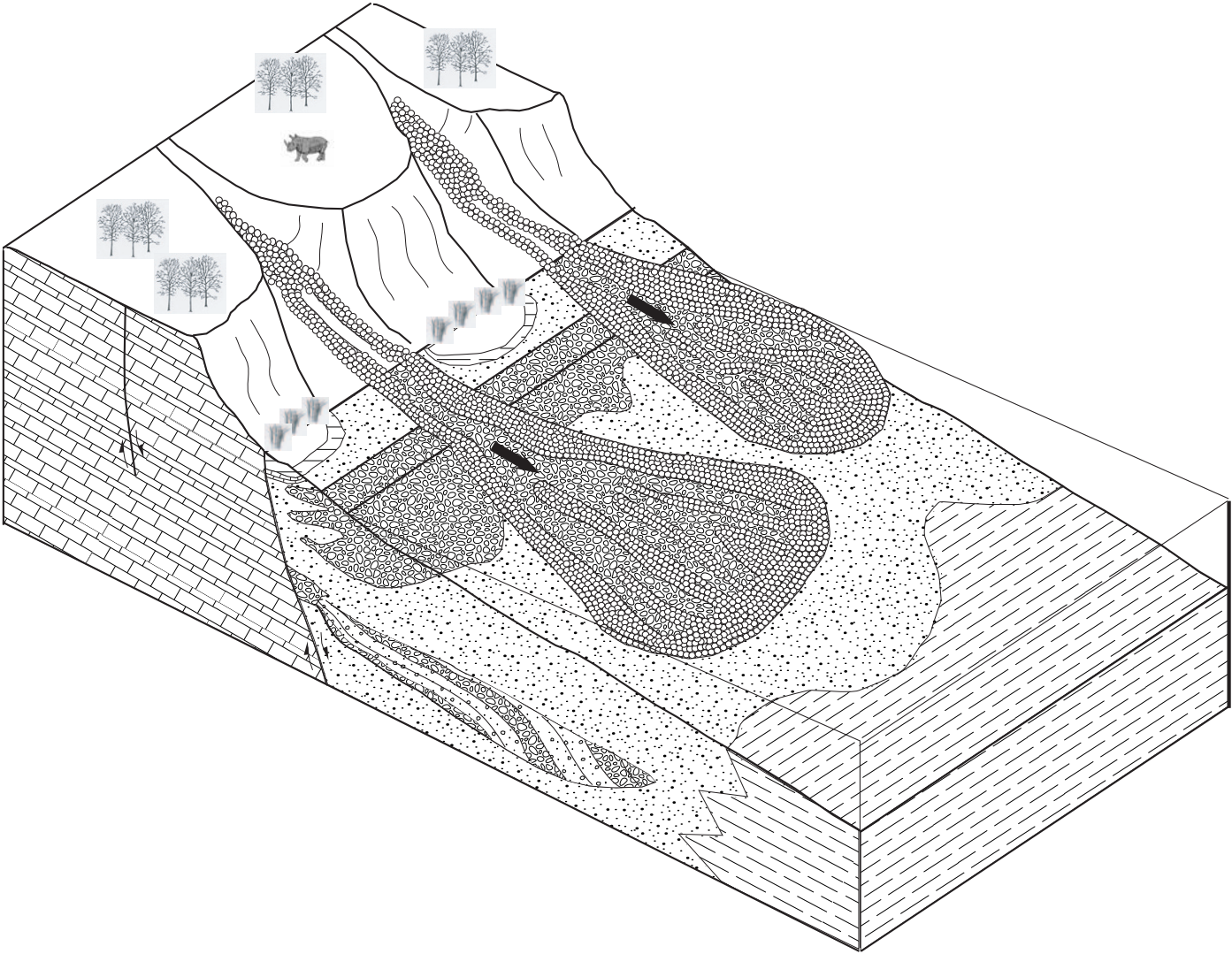


Fig.III-10: Reconstitution des différents environnements de la coupe Bressaucourt Est Bois carré

2-2-La coupe de l'Oiselier :

Cette coupe, découverte à la faveur de la construction d'un passage à grenouilles sous la future autoroute transjurane, est récente et a été levée par DAMIEN BECKER et FRÉDÉRIC LAPAIRE de la section Paléontologie du Jura. La coupe de l'Oiselier (coord. 571.60 /250.40), située à une centaine de mètres à l'est de la coupe Bressaucourt Est Bois carré, constitue un bon complément d'informations sur les dépôts conglomératiques. Malheureusement pour l'instant, les premiers lavages se révèlent azoïques. Les arguments développés ici ne seront que sédimentologiques.

Lors de l'excavation, 5 coupes ont été levées. La répartition de ces coupes dans l'excavation d'environ 10 m sur 10 m, est donnée par la fig. III-11. Les coupes sont données par la fig. III-12.

2-2-1-Lithofaciès et sédimentologie :

La base de la série commence par la section OIP-I, où le pendage général est de 15°-20° vers le NNW. D'une puissance d'une dizaine de mètres, la base de la coupe OIP-I se caractérise par un conglomérat dont les éléments de calcaire sont jointifs dans une matrice gréseuse. La stratification des galets est horizontale. Au-dessus se développe un grès légèrement calcaire où les galets de calcaires mésozoïques ne sont pas jointifs sur une épaisseur de 2 m. Ces dépôts sont interrompus par un petit chenal progradant avec des galets de plus grande taille au contact inférieur. Ce petit chenal contient des éléments de la taille de graviers. Le sommet de la coupe OIP-I correspond à un chenal de plus de 3 m de puissance à galets calcaires jointifs, contenant lui-même de petits chenaux de graviers d'une épaisseur d'environ 1 m. Ces chenaux érodent une série de près de 4 m de dépôts constitués de calcarénites, grès calcaires, certains niveaux passant à de véritables calcaires. Certains de ces niveaux calcaro-gréseux peuvent être de couleur rouge.

La coupe OIP-II se caractérise par des dépôts de calcarénites de 4 m de puissance. Certains niveaux deviennent légèrement argileux. La couleur de ces bancs horizontaux est majoritairement gris-vert, mais certains sont beiges, d'autres rouges.

La coupe OIP-III, d'une dizaine de mètres de puissance, se caractérise à la base par un banc d'1 m de conglomérats à galets jointifs sans stratification évidente. Au-dessus se développent 4 m de calcarénite de couleur rouge, dont la base est un véritable sable. Ces dépôts sont interrompus par un petit chenal relativement plat de 20 cm d'épaisseur contenant des graviers jointifs. Ensuite, un banc d'1 m d'épaisseur montre un faciès sableux de couleur rouge et le sommet de ce banc devient bigarré. Ensuite, les dépôts sont représentés par environ 4 m de marnes rouges ou bigarrées interrompues par un banc interstratifié de calcarénite de 50 cm de puissance. Le sommet de la coupe OIP-III est constitué de petits chenaux en auge, à stratification entrecroisée, à base ravinante, caractéristiques de rivières en tresse. Ces chenaux contiennent quelques lentilles de calcaire. Ces petits chenaux en auge passent latéralement à des dépôts composés de graviers non jointifs.

La coupe OIP-IV montre au-dessus du chenal

caractéristique de rivières en tresse, une succession sur 3 m de calcaires légèrement gréseux interrompus par des petits chenaux plats à stratification horizontale, à base érosive, composés de galets jointifs dans certains cas, et non jointifs dans d'autres. Ces dépôts calcaires, de couleur beige, très poreux, ont toutes les caractéristiques d'un tuf ou d'un travertin, impliquant l'existence de relief (cf. coupe Bressaucourt Bois Carré). Ces dépôts calcaires sont interrompus par un chenal à stratification oblique, de grès puis d'un conglomérat à galets jointifs. Le sommet de la coupe présente 2.50 m de marnes bariolées.

La coupe OIP-V montre, à sa base, 50 cm de marnes rouges, surmontées de petits bancs de sable. Avec une base ravinante, se met alors en place un conglomérat à galets jointifs de 2.50 m d'épaisseur. Ensuite, on peut observer un banc calcaire de 20 cm d'épaisseur, poreux, correspondant à un dépôt travertineux. Ensuite, érodant les dépôts sous-jacents, un conglomérat de plus de 4 m d'épaisseur montre une stratification oblique d'une trentaine de degrés et prograde vers le nord.

De nombreux galets ont été collectés dans les conglomérats. Les galets sont représentés à 95 % par du calcaire mésozoïque local. Les 5 % de galets restant sont représentés par des galets de quartz, des calcaires de couleur rouge, des roches sombres et d'autres ayant un aspect granitique. Différentes lames minces ont été effectuées et révèlent la présence d'amphibolites (Planche A, 5), de vulcanites (Planche A, 6), de granitoïdes (Planche A, 7), de métaclastites (Planche A, 8), de quartzite (Planche B, 1) et de calcaires à radiolaires (Planche B, 2). Les amphibolites sont des roches métamorphiques et présentent, en lame mince, près de 80% d'amphiboles (actinolite à ferro-actinolite) sur un fond de feldspath représenté par l'albite. Les vulcanites sont des roches effusives (volcaniques). Elles contiennent des plagioclases, des minéraux ferro-magnésiens et un peu de quartz. Cette roche a subi de nombreuses altérations (métamorphisme et hydrothermalisme) car de nombreux minéraux sont rayonnés. Il s'agit d'un porphyre plutôt acide. D'autres types de galets sont des granitoïdes, contenant

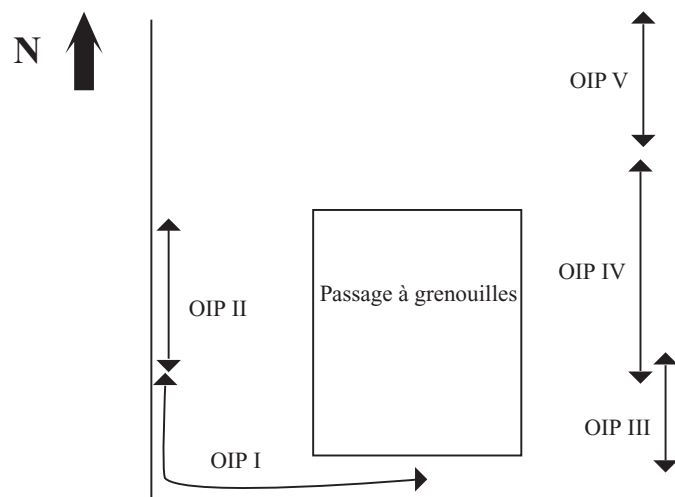


Fig.III-11: Disposition des différentes coupes de l'Oiselier (coord. 571.60 / 250.40)



Fig.III-12: log lithostratigraphique des coupes de l'Oiselier

des plagioclases, des quartz et quelques minéraux ferromagnésiens. Ce granitoïde est légèrement métamorphisé. D'autres galets sont des métaclastiques, à savoir une roche sédimentaire contenant des minéraux provenant d'une roche endogène comme un granite. Les lames minces montrent des plagioclases, des orthoclases perthitiques et du quartz. Cette roche est très altérée. On rencontre également des galets de quartzite. Ces galets blancs ne contiennent que des quartz, provenant d'une pegmatite, d'un filon ou une veine dans une roche endogène. Le dernier type de galet est de couleur rouge et est constitué de calcaires contenant un nombre impressionnant de radiolaires qui ont été calcitisés.

2-2-2-Biostratigraphie :

En l'absence de lavages, aucune faune caractéristique ne nous permet pour l'instant de dater directement cet affleurement. Cependant le fait que dans le forage de l'Etang, les Septarienton rupéliennes se situent au-dessus des conglomérats, ceux-ci sont rupéliens ou anté-rupéliens.

2-2-3-Ecologie et Paléoenvironnements :

Les dépôts de la coupe de l'Oiselier-Passage (OIP) montrent des dépôts de haute énergie avec des conglomérats à stratification oblique à galets arrondis, qui progradent vers le nord. Lorsque l'énergie diminue, les dépôts se caractérisent par des conglomérats présentant une stratification plane, puis des petits chenaux en auges (stratification entrecroisée). Les dépôts de basse énergie se caractérisent par des dépôts de marnes rouges, ou par des calcaires légèrement gréseux, poreux, synonymes de tuf ou de travertin. Ce type de dépôt calcaire se produit aux émergences de certaines sources, et dans des cours d'eau peu profonds à petites cascades (précipitation des carbonates activée par les turbulences et la perte en CO₂). Ces cascades impliquent donc l'existence de relief.

Bien que les dépôts de calcaires travertineux se fassent dans le domaine continental, il est très difficile d'attribuer des paléoenvironnements à ces dépôts en l'absence de découvertes de faunes. Cependant, cette coupe située à une centaine de mètres à l'est de la coupe Bressaucourt Bois Carré présente sans doute le même type de paléoenvironnement, à savoir des canyons entaillant la falaise jurassique où l'érosion des galets se produit, et se répandant au niveau de l'exutoire des canyons sous la forme de fan-delta progradant vers le nord. Les dépôts marneux rouges et les dépôts calcaires doivent se faire à l'abri des exutoires, les dépôts calcaires travertineux à proximité de petites cascades (fig.III-10).

La présence de galets d'amphibolites, de vulcanites, de granitoïdes, de métaclastites, de quartzites et de calcaires à radiolaires montre clairement qu'il existe un transport venant du nord, sans doute par la dérive littorale dont la source se trouve être les Vosges ou la Forêt-Noire, constituées par des roches endogènes et métamorphiques. On considère que l'érosion du socle des Vosges et de la Forêt-Noire commence sérieusement à la limite oligo-miocène par le soulèvement sud-rhénan (PICOT *et al.*, 1999). Les dépôts de la Formation des Conglomérats de Porrentruy se sont réalisés au Rupélien ou avant, car elle se situe sous les Septarienton dans le forage de l'Etang. Il faut donc considérer que, déjà au Rupélien, des

parties du socle des Vosges et de la Forêt-Noire subissent une érosion.

3-GROUPE DES MEERESSAND

3-1-Les coupes de Develier

A la faveur de la construction d'une villa à Develier, dans le synclinal de Delémont, nous avons pu lever une coupe dans la Formation des Meeressand (Coupe Develier villa). Egalement dans ce village, nous avons pu lever une deuxième coupe dans le tertiaire en contact avec le Mésozoïque (coupe Develier virage).

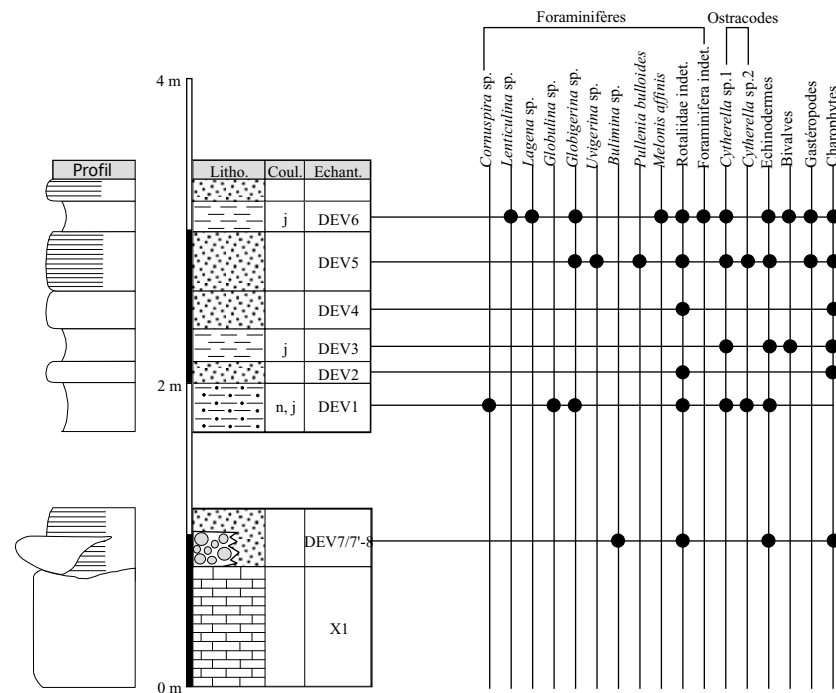
3-1-1-Coupe Develier villa :

La coupe de Develier villa (coord. 589.58 / 245.80) d'une puissance de 3.50 m, a été levée dans l'excavation pour une villa. Cette coupe présente le contact entre le Mésozoïque et le Tertiaire, ici la formation des Meeressand (fig. III-13).

3-1-1-1-Lithofaciès et sédimentologie :

La base de la coupe montre 90 cm de calcaire mésozoïque, qui devrait appartenir au Kimméridgien d'après la carte géologique de KELLER & LINIGER (1930). Ce calcaire est surmonté d'un chenal conglomératique passant latéralement à un grès. Alors que le Kimméridgien montre un pendage 30° / 110, le Tertiaire montre un pendage moins important de 15° / 120. Le chenal de 1.20 m de longueur contient des galets allant jusqu'à 10 cm de diamètre. Latéralement le grès a un aspect plaqueté. Des lames minces ont été réalisées dans ce niveau conglomératique (niveau DEV 7) : elles montrent que les galets mésozoïques ont des natures différentes (Planche B, 3 et 4). Certains sont des calcaires oolithiques, d'autres des calcaires sparitiques, d'autres encore sont des calcaires micritiques riches en faune (foraminifères, bivalves...). Majoritairement les galets sont jointifs. La matrice est composée de micrite avec de nombreux cristaux arrondis de quartz, feldspath. Dans la matrice, se trouvent parfois des foraminifères. Dans ces lames, un ciment sparitique se développe dans des pores situés entre certains galets. La coupe se poursuit de l'autre côté de l'excavation. La lacune d'observation entre la base et le haut de la coupe est estimée à 50 cm environ. Le sommet de la coupe montre à sa base des marnes gréseuses de couleur jaunâtre avec certains horizons noirs (DEV 1). Au-dessus, se développe un petit banc de grès de 10 cm d'épaisseur (DEV2). Une lame mince a été réalisée dans ce niveau : elle montre un grès grossier à éléments jointifs. Ces éléments sont majoritairement arrondis et sont représentés par des grains de calcaire micritique, des cristaux de quartz, de biotite et de sparite. Le ciment est sparitique. Des bioclastes sont également contenus dans le ciment : il s'agit de foraminifères, de débris de bryozoaires ainsi que des fragments de bivalves. Ce niveau gréseux est surmonté de marnes jaunes (DEV 3), puis par des bancs de grès d'une trentaine de cm dont le dernier est plaqueté (DEV5). Une lame mince a été réalisée sur le niveau DEV4 (Planche B, 5) : elle montre un grès grossier constitué de cristaux de quartz, de biotite et de sparite et par des grains de micrite. Le ciment est sparitique. Des bioclastes sont observables, à savoir des

Coupe de Develier (villa)
589.58/245.80



Coupe de Develier (virage)
589.18/245.22

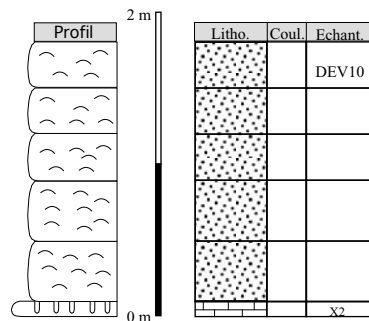


Fig.III-13: Logs lithostratigraphiques des coupes de Develier (villa et virage)

foraminifères, des fragments de bivalves, de bryozoaires et de gastéropodes. Le sommet de la coupe est constitué de 20 cm de marnes jaunâtres (DEV 6) coiffés d'un banc de grès de 10 cm d'épaisseur. Les niveaux DEV1, DEV3, DEV 6 et DEV 8 contiennent des quartz bipyramidés. Si ces quartz sont authigènes et non remaniés du Jurassique, ils plaideraient en faveur de la présence de marnes évaporitiques à proximité (Mojon, 1985)

Les lithofaciès de la coupe de Develier villa montre des dépôts marins de haute énergie, permettant la création de chenaux conglomératiques.

3-1-1-2-Paléontologie :

Ostracodes :

Les dépôts de Develier ont fourni des ostracodes

très mal conservés. Les déterminations n'ont été menées que jusqu'au genre. Il s'agit des espèces *Cytherella* sp1. et *Cytherella* sp2.. Ces ostracodes sont marins.

Foraminifères :

L'affleurement de Develier villa a livré près de 9 espèces de foraminifères : *Cornuspira* sp., *Lenticulina* sp., *Lagena* sp., *Globulina* sp., *Uvigerina* sp., *Bulimina* sp., *Pullenia bulboides*, *Melonis affinis* et des Rotaliidae indéterminées.

La répartition des foraminifères le long de la coupe est donnée par la figure fig.III-13.

Echinodermes :

Les niveaux DEV1, DEV 3, DEV 5 et DEV 6 ont

fourni des radioles d'oursins. En raison de leur mauvais état de conservation, il est très difficile d'estimer si ces radioles sont tertiaires ou remaniés du Mésozoïque.

Bivalves :

Les niveaux DEV3 et DEV 6 ont livré des fragments de bivalves indéterminables.

Gastéropodes :

Les niveaux DEV 5 et DEV 6 ont fourni des restes de gastéropodes, qui semblent continentaux et appartenir au groupe des planorbes.

Nannofossiles :

Les niveaux DEV 1, DEV 3 et DEV 6 ont fourni des nannofossiles remaniés du Crétacé.

Charophytes :

Le niveau DEV 2 a fourni l'espèce *Hornichara* sp., le niveau DEV 3 *Harrisichara tuberculata* group (Planche 11, 1), et *Chara* sp., le niveau DEV 4 des charophytes indéterminables, le niveau DEV 5 *Hornichara* sp., le niveau DEV 6 *Hornichara lagenalis* group et des charophytes indéterminables et enfin le niveau DEV 8 a livré *Harrisichara tuberculata* group.

Palynologie :

Le niveau DEV 3 a été analysé. Il contient des phytoclastes très oxydés et il est stérile en palynomorphes. Il y a très peu de matière organique.

3-1-1-3-Biostratigraphie :

La présence des charophytes *Harrisichara tuberculata* indique que les dépôts de Develier villa se situent dans la zone à *tuberculata*, soit entre le sommet de Priabonien et la base du Rupélien.

3-1-1-4-Écologie et Paléoenvironnements :

La coupe de Develier villa montre des dépôts qui contiennent à la fois des faunes marines et des faunes et flores continentales. L'étude sédimentologique et l'étude paléontologique permettent de mettre en évidence cet environnement marin côtier. Ces dépôts de haute énergie se situent à l'exutoire d'un fleuve qui transporte des galets mésozoïques érodés en amont. À l'abri de ces exutoires se développent des dépôts calcaréo-gréseux côtiers, riches en foraminifères et ostracodes marins. La proximité de petits lacs d'eau douce (dans la plaine d'inondation par exemple) est mise en évidence par la présence de charophytes et de gastéropodes dulçaquicoles dans ces dépôts côtiers.

3-1-2-Coupe Develier (virage).

Dans le village de Develier, à l'intérieur d'un virage, le contact entre le Mésozoïque et le Tertiaire est observable (coord. 589.18 / 245.22). cette coupe a été nommée Develier virage (fig.III-13).

À la base se trouvent 10 cm de calcaire mésozoïque avec un pendage de 20° vers le sud, qui selon, KELLER

ET LINIGER (1930), devrait appartenir au Kimméridgien. La surface du calcaire est perforée par des lithophages. Une lame mince a été effectuée dans ce niveau (X2) : elle montre un calcaire mésozoïque constitué d'une matrice micritique contenant quelques bioclastes recristallisés, et montrant quelques fissures verticales. Au sommet du calcaire, l'invagination est bien visible et au centre se trouvent encore des restes de bivalves. Au-dessus, 5 bancs de calcarénite constituent les dépôts tertiaires. Ces calcarénites contiennent énormément d'huîtres et constituent de véritables lumachelles. Une lame mince a été réalisée au sommet de ces dépôts (niveau DEV 10), (Planche B, 6) : elle montre de nombreux restes de bivalves dans une matrice micritique. Cette matrice contient des cristaux de quartz majoritairement arrondis.

Ces dépôts doivent correspondre à des dépôts marins côtiers. La surface du Kimméridgien perforée suggère qu'il s'agit de dépôts de plâtier, où les fonds indurés permettent une fixation facile des larves d'huîtres.

3-2-La coupe de Kleinblauen ou Chleinblauen:

Lors de l'excavation permettant l'enterrement d'un gazoduc, nous avons pu lever 3 coupes sériees dans la Formation des Meeressand. Situés au nord du synclinal de Laufen (coord. 607.75 / 255.4), ces dépôts ont une faible puissance, à savoir 1.50 m au maximum. Trois coupes ont été levées CB1, CB2 et CB3 (fig.III-14).

3-2-1-Lithofaciès et sédimentologie :

À sa base, la coupe CB1 montre 30 cm de calcaire mésozoïque passant progressivement à un calcaire marneux. Une lame mince a été effectuée dans ce calcaire (niveau CB 1-1). Elle montre un calcaire micritique partiellement recristallisé en sparite (pseudomicrite), qui contient des foraminifères, des gastéropodes et de nombreux bioclastes recristallisés. Au-dessus, se situent des marnes gréseuses de couleur beige, surmontées par un banc de 5 cm d'épaisseur constitué de calcaire gréseux. Une lame mince a été effectuée : elle montre un calcaire micritique avec quelques microcristaux de quartz et qui contient des filots de sparite. Au-dessus, se trouvent 40 cm de marnes gréseuses beiges, coiffées de 70 cm de Quaternaire.

La coupe CB2 montre à sa base 70 cm de calcaire mésozoïque dont la surface supérieure est ondulée. Une lame mince a été effectuée dans ce niveau (CB 2-1). Cette lame montre un calcaire micritique très riche en bioclastes tels que des bivalves, des gastéropodes, des bryozoaires. Au-dessus de ce niveau se situent des bancs de grès de couleur gris. Au-dessus se sont déposées 10 cm de marnes vertes. Le sommet de la coupe est constituée d'argiles brunes quaternaires.

La coupe CB3 montre, à sa base, 1 m de calcaire mésozoïque dont la surface semble droite mais où l'on trouve des poches d'environ 20 cm de profondeur. Cette poche est remplie de marnes gréseuses de couleur grise du niveau sus-jacent CB 3-1. Les 60 cm de marnes gréseuses sont recouvertes par des argiles brunes quaternaires.

La définition de lithofaciès dans ce type de coupe

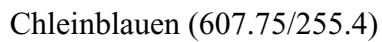


Fig.III-14: Logs lithostratigraphiques des coupes de Chleinblauen ou Kleinblauen.

n'est pas aisée. Les Meeressand ont souvent un aspect beaucoup plus calcaire que gréseux et il est difficile parfois de les distinguer à l'oeil nu de certains calcaires mésozoïques. Autant la limite entre le Tertiaire et le Mésozoïque est claire pour les coupes CB2 et CB3 (début du Tertiaire, niveaux CB2-2 et CB 3-1), la coupe CB1 reste problématique : le niveau CB1-2.3 est dans le Tertiaire mais le niveau sous-jacent reste énigmatique quant à sa datation.

3-2-2-Paléontologie :

Mammifères :

Dans la tranchée de Kleinblauen, une dent de Cétacé a été découverte (IMHOFF, comm. pers.)

Poissons :

Le niveau CB1-2.3 a fourni des dents de poissons Téléostéens. Ces dents ressemblent à celles de Pycnodontes. Aucune détermination n'a pu être effectuée. Mr Imhoff, géologue responsable du tracé du Gazoduc, a prélevé dans la tranchée deux sacs de grès tertiaires. Les échantillons lavés ont livrés des dents de Téléostéens, ainsi que des dents de requins indéterminables.

Bivalves :

Le niveau CB1-2.3 a livré des fragments de bivalves indéterminables.

Gastéropodes :

Le niveau CB1-2.3 a livré des fragments de gastéropodes indéterminables.

Echinodermes :

Le niveau CB 2-4 ainsi que les échantillons prélevés par Mr IMHOFF ont livré de nombreux radioles d'oursins. En raison de leur mauvais état de conservation, il est très difficile d'estimer si ces radioles sont tertiaires ou remaniés du Mésozoïque.

Foraminifères :

Le niveau CB 2-4 a livré de rares foraminifères. Seul le genre *Nonion* sp. a pu être déterminé.

Ostracodes :

Le niveau CB 2-4 a fourni des ostracodes dans un très mauvais état de conservation. Un de ces ostracodes peut être rapporté au genre *Paracypris* sp.. Les autres ostracodes ont des carapaces lisses rappelant des espèces continentales.

Charophytes :

Le niveau CB 1-2.3 contient l'espèce *Chara* sp.. Le niveau CB 3-1 a fourni des charophytes appartenant à l'espèce *Sphaerochara* sp. et *Chara* sp.. Les échantillons prélevés par IMHOFF ont livré des charophytes indéterminables.

3-2-3-Biostratigraphie :

Aucune datation précise n'est envisageable avec les fossiles découverts. Cependant, dans ces dépôts, des restes de macrovertébrés ont été découverts. Les Rhinocerotidae

de Kleinblauen (ou Chleinblauen) ont été révisés par BECKER (2002). Il mentionne *Ronzotherium filholi*, *Epiaceratherium* sp., *Epiaceratherium magnum* et *Eggysodon osborni*. Ils indiquent un niveau mammalien MP22, soit la base du Rupélien.

3-2-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

Les dépôts de Kleinblauen contiennent à la fois des faunes marines (cétacés, requins, échinodermes, certains ostracodes et foraminifères) et des faunes et flores continentales (charophytes, Rhinocerotidae, certains ostracodes). Comme pour Develier, ces dépôts indiquent des environnements marins côtiers.

3-3-La coupe d'Hofstetten :

Sur le tracé du Gazoduc TRG3, nous avons pu lever sur la bordure sud du fossé rhénan une petite coupe de Meeressand avec le contact avec le Mésozoïque (coord. 604.5 /257.6). Cette coupe présente 3 m d'épaisseur (fig.III-15).

3-3-1-Lithofaciès et sédimentologie :

La coupe d'Hofstetten montre à sa base près de 2 m de calcaire mésozoïque. Au sommet de banc, sans que cela soit vraiment très franc, on peut observer un liséré légèrement argileux de couleur rouge contenant énormément de dents de requins. Une lame mince a été effectuée à ce niveau (HOF 2-3), (Planche B, 7 et 8) : A la base, elle montre de gros intraclastes de calcaire micritique, avec de nombreux gros cristaux de quartz anguleux et des dents de poissons baignant dans une matrice micritique et contenant de petits cristaux de quartz. Certaines fissures sont remplies de cristaux de sparite. Au sommet de la lame, la matrice devient plus gréseuse. Au-dessus se dépose près de 1 m de marnes gréseuses beiges.

3-3-2-Paléontologie :

Poissons :

Le niveau HOF 2-3 a fourni des dents de poissons Téléostéens dont la forme rappelle celle des Pycnodontes. Des Sélaciens tels que *Synodontapsis* sp., *Isurus* sp. ou *Synodontapsis cuspidata* ont été déterminés. Le niveau HOF 4 a fourni des dents de poissons Téléostéens (déterminations JOST).

Ostracodes :

Le niveau HOF 4 a fourni un ostracode indéterminable.

Foraminifères :

Le niveau HOF2-3 a livré 6 espèces de foraminifères, à savoir *Rosalina* sp., *Bolivina* sp., *Cibicides lobatulus*, *Cibicides* sp., *Gyroldina soldanii*, *Melonis affinis* ainsi que des Rotallidae indéterminées. Le niveau HOF 4 a fourni les espèces *Guttulina problema*, *Pyrulina lanceolata*, *Cibicides lobatulus* ainsi que des Rotaliidae indéterminées.

3-3-3-Biostratigraphie :

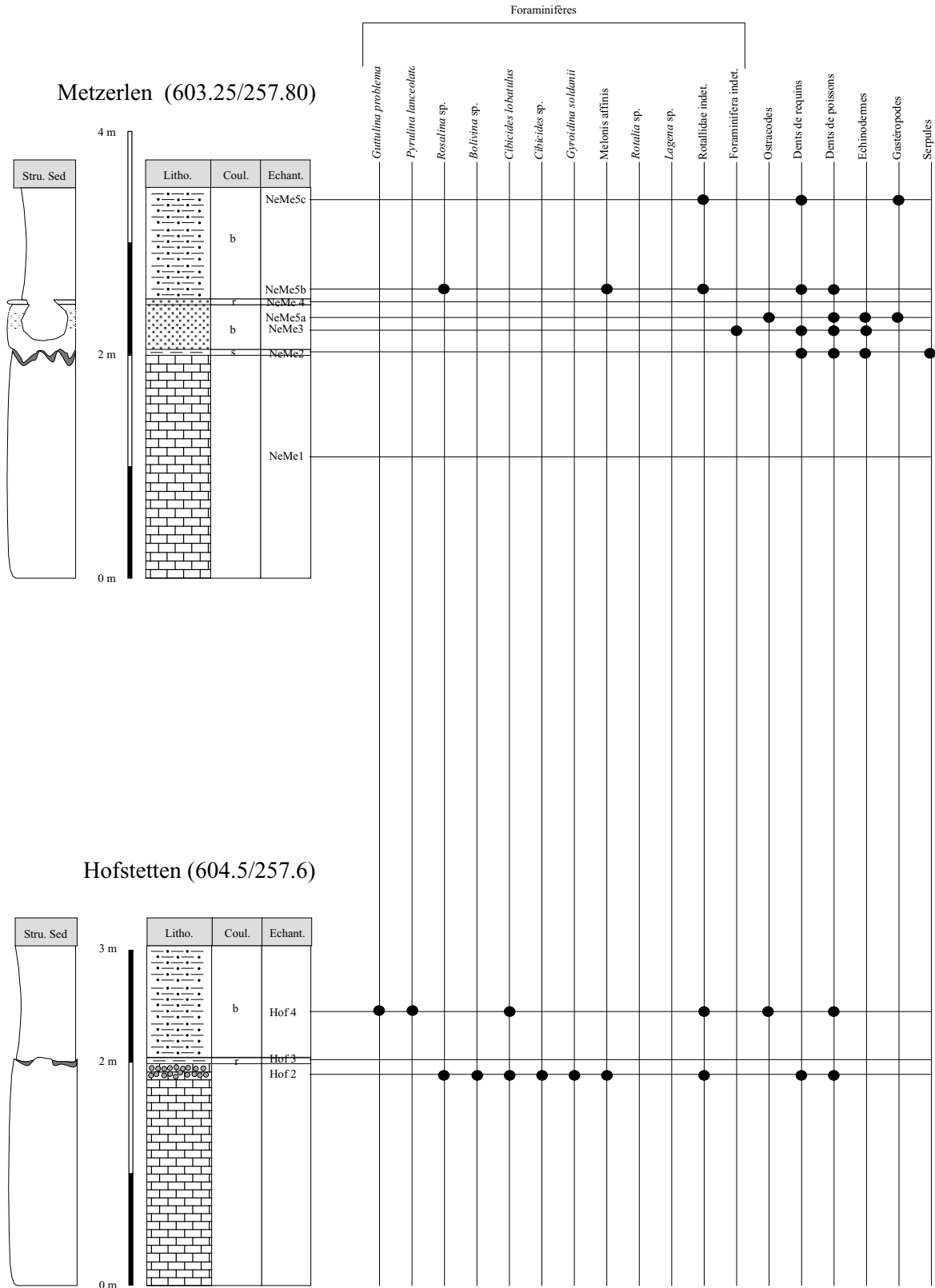


Fig.III-15: Logs lithostratigraphiques des coupes de Metzerlen et d'Hofstetten

Aucune estimation biostratigraphique précise dans le Tertiaire ne peut être envisagée avec les faunes récoltées Tertiaire.

3-3-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

Les dépôts d'Hofsteten montre un environnement marin côtier, où pullulent les requins et des poissons téléostéens. Ce type d'environnement pourrait être un platier rocheux dans la zone intertidale.

3-4-La coupe de Mertzelen :

Sur le tracé du gazoduc TRG3, une deuxième coupe a pu être levée sur la bordure sud du fossé rhénan (coord. 603.25 / 257.80). Elle montre le contact entre le Mésozoïque et le Tertiaire (fig. III-15).

3-4-1-Lithofaciès et sédimentologie :

A la base de la coupe, près de 2 m de calcaire mésozoïque sont observables. Une lame mince a été effectuée dans ce niveau (NEME 1). Il s'agit d'un calcaire micritique très riche en bioclastes tels que des bivalves, des gastéropodes, des bryozoaires. De nombreux bioclastes sont recristallisés en sparite et les pores sont également remplis d'un ciment sparitique. Le premier niveau de Tertiaire commence par 2 à 5 cm d'argiles sombres. Au-dessus se développent 40 cm de grès de couleur beige qui contient quelques éléments de calcaire anguleux de 2 cm de diamètre maximum (NEME 3). Une lame mince a été effectuée dans ce niveau : elle montre un calcaire gréseux à éléments jointifs de calcaire micritique, de quartz et de cristaux de sparite. Les bioclastes sont représentés par des débris de bivalves. Au-dessus, se trouve un niveau calcaire fortement craquelé de couleur rouge d'environ 5 cm d'épaisseur au maximum. Une lame mince a été réalisée dans ce niveau (NEME 4) : elle montre à sa base le même faciès que NEME 3, puis passe progressivement à de gros intraclastes de calcaires mésozoïques et enfin à de gros cristaux de quartz dans une matrice ressemblant à de l'hématite. Les niveaux NEME3 et NEME4 ont été fortement érodés et des dépressions jusqu'à 30 cm de profondeur ont été créées. Ces dépressions sont remplies par des marnes gréseuses sus-jacentes (NEME 5a), qui ont une puissance de 1 m (NEME 5b et NEME 5c).

3-4-2-Paléontologie :

Poissons :

Le niveau NEME 2 a livré des dents de poissons téléostéens dont la forme rappelle celle des Pycnodontes. Le niveau NEME 3 a fourni des dents de poissons téléostéens, des fragments de dents de Sélaciens et une dent pouvant être probablement rapportée à *Synodontopsis* sp.. Le niveau NEME 5a a donné des dents de poissons téléostéens. Le niveau NEME 5b a livré un fragment de denticulation latérale d'une dent de *Galeocerdo* sp., une dent de Sélacien, une douzaine de dents de téléostéens ainsi que des morceaux de vertèbres et des pièces ostéologiques de Téléostéens. Enfin, le niveau NEME 5c a fourni une dent de poisson téléostéen.

Echinodermes :

Les niveaux NEME 2, NEME 3 et NEME 5a ont livré des radioles d'oursins. En raison de leur mauvais état de conservation, il est très difficile d'estimer si ces radioles sont tertiaires ou remaniés du Mésozoïque.

Gastéropodes :

Les niveaux NEME 5a et NEME 5c ont livré des gastéropodes. Alors que le gastéropode du niveau NEME 5a est sans doute remanié du Mésozoïque, ceux du niveau NEME 5c sont tertiaires et sont représentés par deux espèces. Aucune détermination spécifique n'a été effectuée.

Serpules :

Le niveau NEME 2 a fourni le tube calcaire d'une serpule, sans doute remanié du Mésozoïque.

Ostracodes :

Le niveau NEME 5a a livré une valve d'ostracode indéterminable.

Foraminifères :

Le niveau NEME 3 a livré des foraminifères indéterminables. Le niveau NEME 5b a livré les espèces *Rosalina* sp. et *Melonis affinis*, ainsi que des Rotaliidae indéterminées. Le niveau NEME 5c contient des Rotaliidae indéterminées.

3-4-3-Biostratigraphie :

Aucune estimation biostratigraphique précise dans le Tertiaire ne peut être envisagée avec les faunes récoltées.

3-4-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

Comme les dépôts de Develier, Kleinblauen et Hofsteten, les dépôts de Mertzelen représentent des environnements marins côtiers qui semblent avoir un platier rocheux comme fond. Les dépôts assez gréseux dénotent une énergie assez importante.

4-GROUPE DES SEPTARIENTON

4-1-Le sondage de Laufen :

Situé dans le synclinal de Laufen et mis à notre disposition par Dr Mumenthaler, le forage de SLA se trouve à l'est de la carrière de Laufen (fig.III-16), appartenant à la Tonwarenfabrik Laufen AG. Réalisé en vue d'un agrandissement de la carrière, ce forage montre près de 28 m de tertiaire et recoupe à sa base le Mésozoïque (coord. 605.2 / 251.25).

4-1-1-Lithofaciès et sédimentologie :

A la base du forage (fig.III-17), on peut observer 50 cm de calcaire mésozoïque. Une lame mince effectuée dans ce niveau (SLA 27.1) montre qu'il s'agit d'un calcaire micritique (pseudomicrite, en partie recristallisé en sparite). On peut observer également quelques îlots de sparite, ainsi que des cavités remplies de microcristaux de sparite. Aucune faune n'a pu être observée.

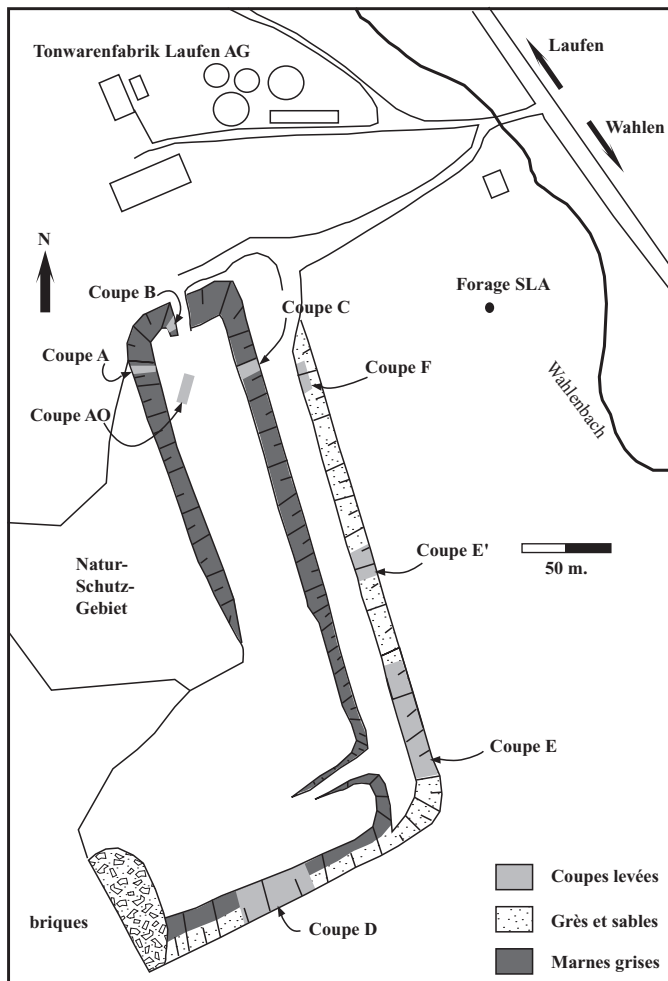


Fig. III-16: Localisation des différentes coupes levées dans la carrière de Laufén.

Le premier mètre de marnes tertiaires est de couleur brune. Le contenu fossile de ces marnes ne diffère pas des marnes grises sus-jacentes et la couleur brune est sans doute due à l'oxydation des marnes en raison d'écoulement d'eau à la surface du calcaire. L'étude de ce niveau dans la carrière confirmera cette hypothèse. Du niveau SLA 26.4 m au niveau SLA 11, on peut observer des marnes grises. Nous n'avons pas trouvé de macrofossiles dans cet intervalle bien qu'ils y en aient dans la carrière. Du niveau SLA 11 au niveau SLA 8.7, les marnes deviennent gréseuses. Le niveau SLA 8.6-8.7 est un banc repère que l'on suit dans toute la carrière. Ce niveau calcaréo-gréseux montre en lame mince qu'il est constitué de très petits cristaux à bords anguleux et non-jointifs de quartz, muscovite et biotite, noyés dans une matrice micritique, avec des zones très argileuses. Au-dessus, entre le niveau SLA 8.6-8.7 et le niveau SLA 6.7-6.8, on retrouve ces marnes gréseuses. Le niveau SLA 6.7-6.8 se caractérise par un banc de grès. Une lame mince effectuée dans ce niveau montre que ce grès, de couleur gris-bleu, est laminé horizontalement et constitué de très petits cristaux anguleux de quartz, de muscovite et de biotite, ainsi que de petits éléments charbonneux noyés dans une matrice micritique très argileuse. Du niveau SLA 6.7-6.8 à SLA 5.5.1, on peut observer une alternance de marnes gréseuses et de bancs gréseux de couleur bleue. A partir du niveau SLA 4.7-4.8, la couleur des sédiments change et devient beige et jusqu'au sommet du forage. Les sédiments sont représentés, soit par des sables ou grès, soit par des marnes gréseuses de

couleur beige. Une lame mince effectuée dans le niveau SLA 4.5 montre que cet horizon gréseux est beaucoup plus grossier que les grès de couleur gris-bleu sous-jacents. Ce grès contient des cristaux jointifs de quartz, de rares plagioclases, des cristaux de sparite, de biotite et de muscovite. La matrice est représentée par de la micrite, souvent recristallisée en sparite (pseudomicrite).

La base du forage se caractérise par des dépôts marins de faible énergie (décantation des marnes grises). A partir du niveau SLA 11, un apport détritique se fait sentir, car les marnes deviennent gréseuses. Ensuite cet apport détritique se traduit par de véritables bancs gréseux à granulométrie très fine. A partir du niveau SLA 4.5, la sédimentation devient uniquement gréseuse, se traduisant par un changement de couleur (beige) et une granulométrie plus importante.

4-1-2-Paléontologie :

Poissons :

Le long de tout le forage, les échantillons révèlent des restes de poissons, sous la forme de débris d'os, mais également sous forme de petites dents sans doute pharyngiennes. Le niveau SLA 26.4-27.1 a fourni des dents de Téléostéens. Le niveau SLA 14, en plus de dents de Téléostéens, a livré *Dasyatis* sp. (détermination Jost) qui est une raie.

Echinodermes :

Le long de toute la coupe, des radioles d'oursins ont été découverts. Ils se caractérisent par une extrémité dont la terminaison forme un axe de 45° avec l'axe et s'évase en un ovale de grande taille.

Gastéropodes :

A la base du forage, le niveau SLA 26.4-27.1 a livré un moule interne de gastéropode indéterminable. Le niveau SLA 7.5-7.6 a également fourni un moule interne de gastéropode.

Bivalves :

De nombreux niveaux contiennent des Bivalves. Ces bivalves sont hétérodontes et leur surface est relativement lisse, ne laissant apparaître que les stries de croissances. Ils montrent certaines affinités avec le genre *Mya*.

Ostracodes :

Le forage SLA a fourni de nombreux ostracodes présents pratiquement dans tous les niveaux. Les espèces présentes sont *Cytherettaposticalis*, *Paracypris aerodynamica*, *Pterygocythereis ceratoptera*, *Pterygocythereis volans*, *Cytheridea pernota*, *Hemicyprideis helvetica*, *Loxoconcha favata* et *Cyamocytheridea punctatella*. Leur répartition le long du forage est donnée par la fig. III-17. La base de la coupe jusqu'au niveau SLA se caractérise par la présence de pratiquement toutes les espèces. Au-dessus du niveau SLA 11, la plupart des taxons régressent, mais on observe l'essor d'espèces saumâtres telles que *Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella*. Nous reviendrons sur cette répartition dans le paragraphe concernant la carrière de

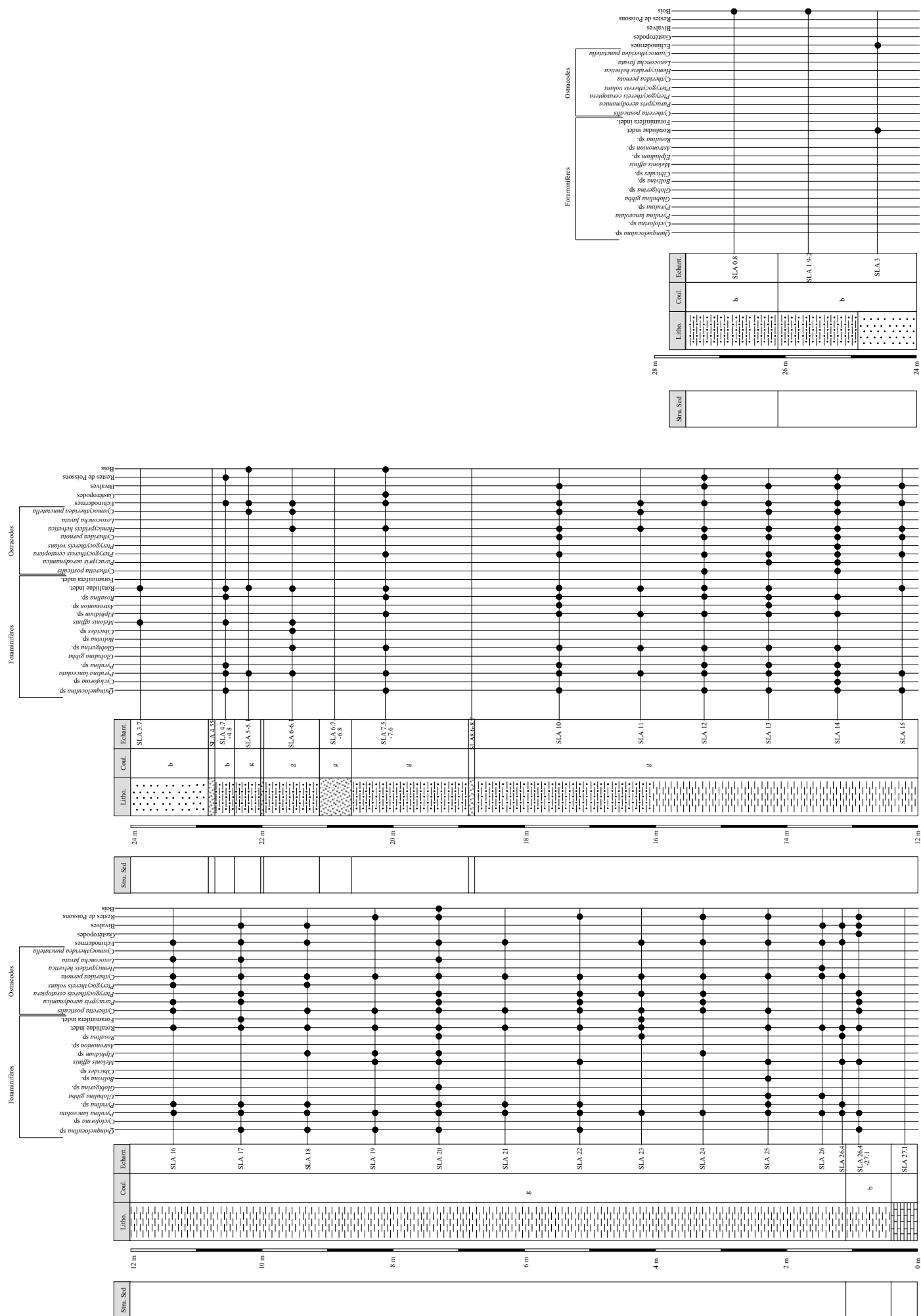


Fig.III-17: log lithostratigraphique du sondage SLA de laufen

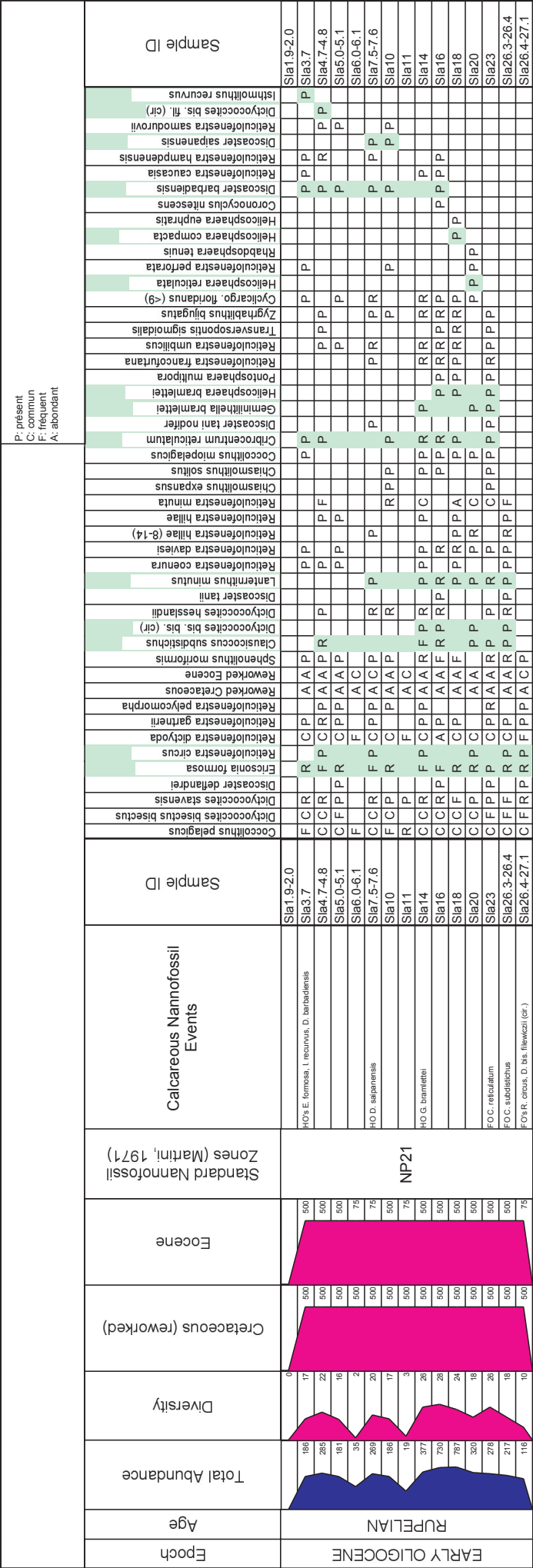


Fig.III-18: Déterminations et répartitions des espèces du forage de Laufén

Laufen.

Foraminifères :

Le forage de Laufen SLA contient une très riche faune de foraminifères. Présentes le long de tout le forage, les espèces présentes sont *Quinqueloculina* sp., *Cycloforina* sp., l'omniprésente *Pyrulina lanceolata*, *Pyrulina* sp., *Globulina gibba*, *Globigerina* sp., *Bolivina* sp., *Cibicides* sp., *Melonis affinis*, *Elphidium* sp. (planche 10 ; 5), *Astrononion* sp., *Rosalina* sp., des Rotaliidae indéterminées et quelques foraminifères indéterminables. Leur répartition le long du forage est donnée par la fig.III-17 .

Nannofossiles :

Différents niveaux du forage ont livré des nannofossiles. La détermination des espèces et leur répartition le long de la coupe sont données par la fig. III-18. Les niveaux contiennent également des espèces du Crétacé et de l'Eocène. Les espèces récoltées plaident en faveur de l'appartenance de tout le forage au niveau nannoplanctonique NP 21, soit la base du Rupélien. Cet âge sera discuté dans la synthèse car il est souvent difficile de distinguer les zones NP 21, NP 22 et NP 23 dans des sédiments où les remaniements sont importants.

Palynologie :

De nombreux échantillons ont été soumis à une analyse palynologique. La répartition des spores, pollens, algues, champignons et dinoflagellés le long du forage est donnée par les fig.III-18 bis et fig. III-18 ter. Les associations de dinoflagellés permettent une datation au niveau nannoplanctonique NP 22. Ces analyses seront développées dans le paragraphe suivant, concernant la carrière de Laufen.

4-1-3-Biostratigraphie, Ecologie et Paléoenvironnements :

La biostratigraphie de ce forage, ainsi que l'écologie et les paléoenvironnements successifs seront développés dans le paragraphe suivant, concernant la carrière de Laufen.

4-2-La carrière de Laufen :

La Tonwarenfabrik Laufen AG nous a autorisé à travailler dans sa carrière (coord. 605.25 / 251.00). Nous avons levé 8 coupes sériées corrélables entre elles, afin d'obtenir la totalité de la série (environ 28 m de puissance) (fig.III-16). Près de 80 échantillons ont été prélevés, soit tous les 50 cm. La carrière de Laufen se partage en deux groupes de faciès : la base de la coupe est caractérisée par des dépôts marneux et la partie supérieure par des sables et des grès. Les couches sont affectées par un pendage de 25° vers l'est.

4-2-1-Lithofaciès et sédimentologie :

A l'aide d'un bulldozer, les ouvriers ont réalisé une tranchée au fond de la carrière, nous permettant d'observer le contact des marnes avec le calcaire mésozoïque sous-jacent et de lever la coupe A0 avec l'aide des étudiants de l'université de Fribourg lors d'un stage de paléontologie (fig.III-19). Dégagée sur près de 6 m², la surface du Mésozoïque montre

un aspect lisse, érodé, avec quelques dépressions jusqu'à 20 cm de profondeur sous forme de poches. La surface du Mésozoïque est perforée par des lithophages (sans doute des pholades). Malheureusement, seule la trace a été conservée et les perforations ne contiennent plus les bivalves. Différentes lames minces ont été effectuées au contact du Mésozoïque et du Tertiaire (LAU 0). Elles montrent que le calcaire mésozoïque est constitué d'une matrice micritique, souvent recristallisée en microcristaux de sparite (pseudomicrite). On peut observer des îlots de sparite, constitués de grands cristaux, éparpillés dans la matrice. Au contact du calcaire mésozoïque et du Tertiaire, dans les trous de lithophages comme à la surface, on peut observer de petits cristaux de quartz aux bords généralement arrondis et de l'hématite rouge, synonymes d'activité bactérienne. Sur l'affleurement, on peut observer dans les dépressions un petit niveau centimétrique de marnes rouges. Ces marnes ne sont pas sidérolithiques car elles contiennent des foraminifères ainsi que des dents de requins (le Sidérolithique est une formation uniquement continentale). Les premiers 40 cm de marnes tertiaires sont de couleur brune puis deviennent grises. Cette couleur brune est due à l'oxydation et ne constitue pas un niveau stratigraphique. En effet, on peut observer le front d'oxydation pénétrer dans les marnes grises à des niveaux très différents. La surface du calcaire constitue sans doute un niveau privilégié pour le ruissellement de la nappe d'eau souterraine.

La coupe A (fig.III-19) montre 6 m de marnes grises, à rares macrofossiles (bivalves, niveau LAU 4'). Le dernier mètre montre des structures noduleuses des marnes. Ces nodules pourraient être dûs à la bioturbation.

La coupe B montre 3 m de marnes grises.

La coupe C, de 7 m de puissance (fig.III-20) montre à sa base 2 m de marnes grises. Au-dessus, se situe un banc d'une dizaine de cm de calcaire marneux (niveau LAU24). Ce niveau est remarquable, car il se retrouve dans la toute la carrière (équivalent du niveau LAU 44 de la coupe D). Au-dessus, du niveau LAU 25 au niveau LAU 27, l'intervalle montre des marnes grises, comme celles sous-jacentes au niveau LAU 24. A partir du niveau LAU 27, les marnes deviennent plus gréseuses jusqu'au niveau LAU 31. Le niveau LAU 32 est un calcaire marneux d'une dizaine de cm légèrement gréseux, discontinu, légèrement boudiné, avec une base plane et un sommet ondulant. Ensuite, après 10 cm de marnes gréseuses, on peut observer un chenal à base érosive (LAU 34). Une lame mince a été effectuée dans ce niveau (Planche C, 1) : elle révèle un grès laminé horizontalement, de granulométrie fine, avec des cristaux non jointifs de quartz anguleux, de biotite et de muscovite. La matrice est constituée de micrite, en partie recristallisée en microcristaux de sparite (pseudomicrite). Certains horizons constituent de véritables accumulations de matière organique. Ensuite, on peut observer 60 cm de marnes gréseuses surmontées par un des chenaux de grès de 60 cm d'épaisseur. Au contact du chenal et des marnes gréseuses sous-jacentes, on peut observer des figures de charge dites en « balls and pillows », dues à la différence de compacité.

La coupe D (fig.III-21), d'une puissance de 13 m environ, montre le passage entre les sédiments marneux

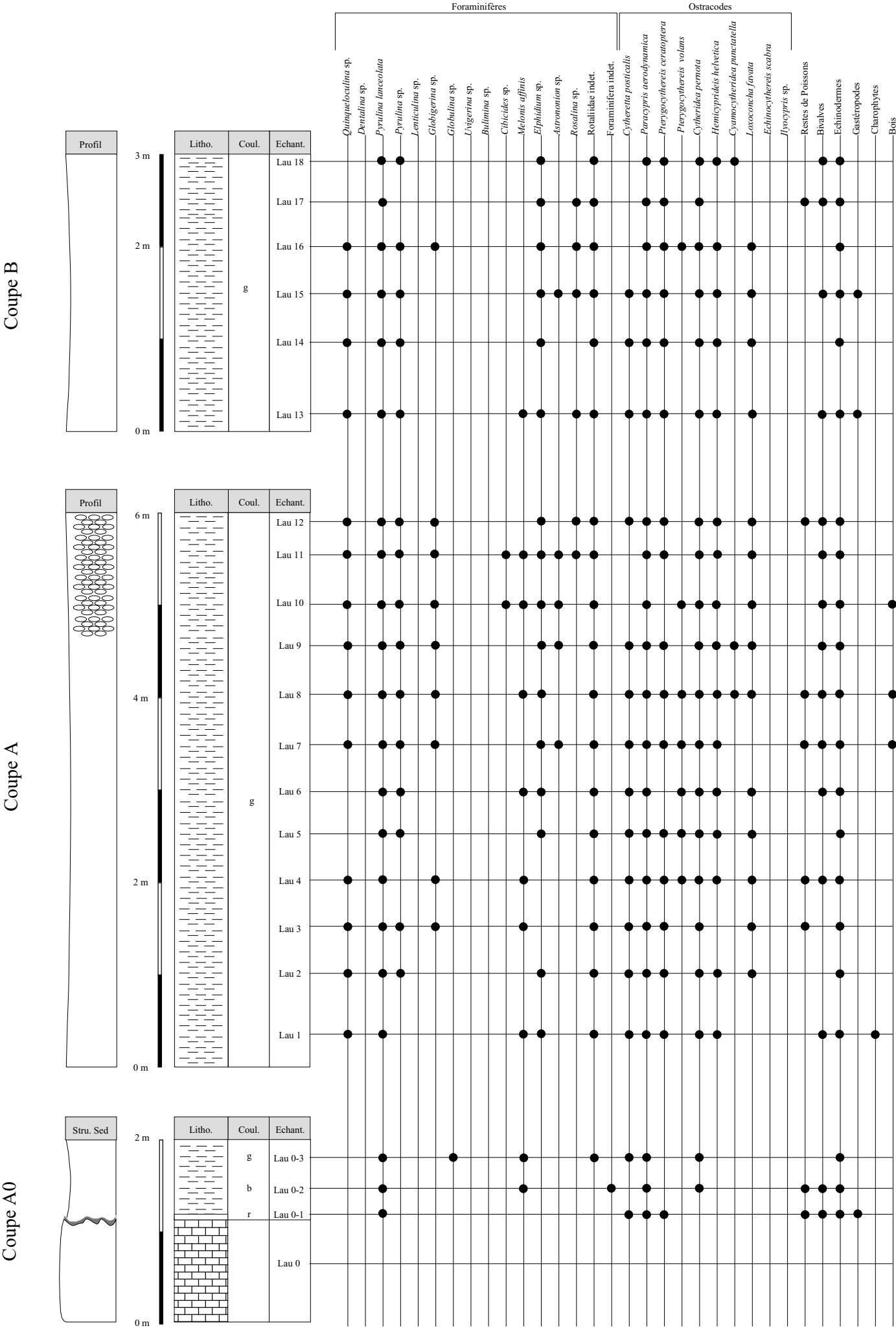
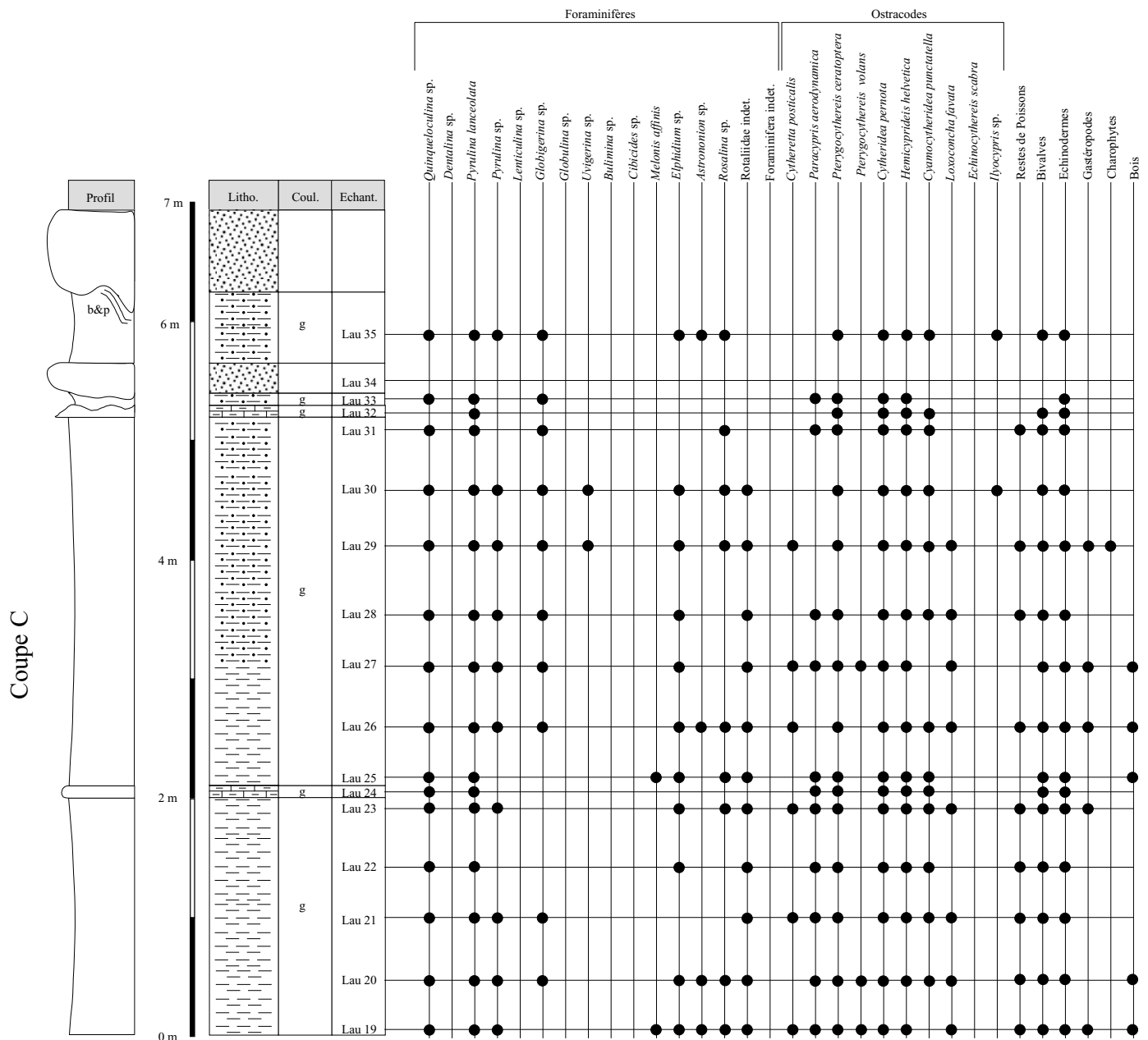


Fig.III-19: Logs lithostratigraphiques des coupes A0, A et B de la carrière de Laufen



de la base et les sédiments sableux et gréseux du haut de la carrière. Du niveau LAU 36 au niveau LAU 43, on peut observer 3.70 m de marnes grises. Le niveau LAU 44 sus-jacent est un calcaire marneux de 10 cm d'épaisseur (équivalent du niveau LAU 24 de la coupe C). Une lame mince a été effectuée dans ce niveau : elle montre que cet horizon est constitué de micrite (partiellement recristallisée en microcristaux de sparite : pseudomicrite). De petits cristaux anguleux de quartz, de biotite et de muscovite sont observés ainsi que des bioclastes tels que des bivalves. Du niveau LAU 45 au niveau LAU 48, l'intervalle montre des marnes grises. Au-dessus, du niveau LAU 48 à LAU 50, les marnes deviennent beaucoup plus gréseuses et contiennent du bois et des bivalves. Une lame mince a été effectuée dans le niveau LAU 50 : elle révèle la même composition que le niveau LAU 44, sauf que les cristaux de quartz et les micas sont légèrement plus gros et en quantité beaucoup plus

élevée. On observe également de rares cristaux de feldspaths. Au niveau LAU 51, apparaît le premier grès fin dont la base est plane et le sommet ondulé, rendant son épaisseur variable (30 à 40 cm). Ce grès est laminé obliquement. Ce sandwave est typiquement tidal. Au-dessus, on peut observer un chenal de grès fins dont la base contient des bivalves et de nombreux débris organiques (bois). Latéralement et légèrement en dessous (LAU 52), ces chenaux ont pour faciès latéral des marnes gréseuses. Ce niveau de chenaux se suit sur tout le front sud de la carrière. On observe également des figures de charges, « balls and pillows » et les chenaux pénètrent les sédiments sous-jacents. Au-dessus, l'intervalle LAU 53 à LAU 56 se caractérise par des marnes gréseuses contenant du bois. Au-dessus, un troisième niveau avec des chenaux est observable : les chenaux du niveau LAU 57 se caractérisent par des grès fins laminés de couleur grise. Ils possèdent à leur base des galets mous de marnes grises. Une lame mince

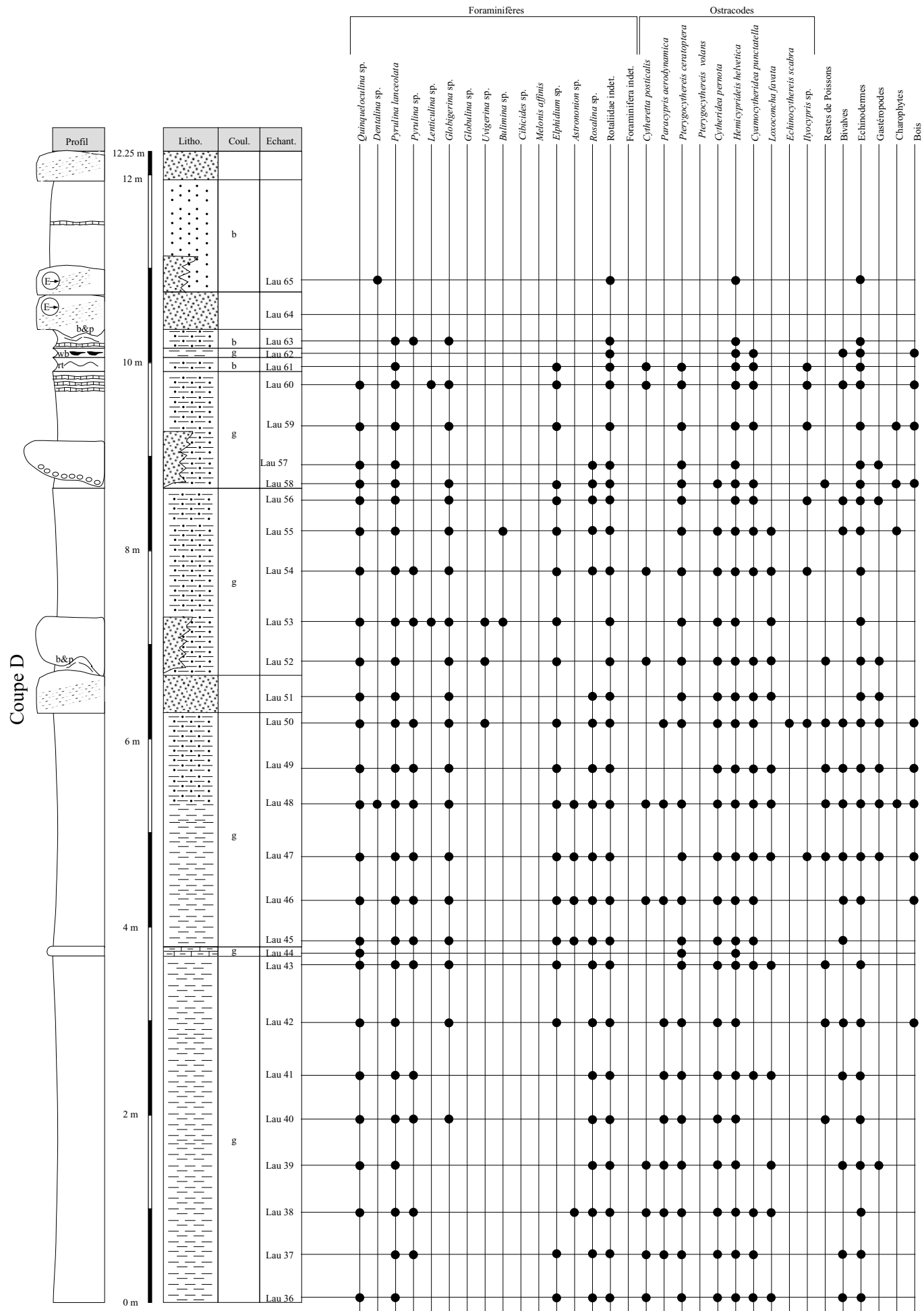


Fig.III-21: Log lithostratigraphique de la coupe D de la carrière de Laufen

a été effectuée dans ce niveau : elle montre des cristaux anguleux le plus souvent jointifs de quartz, de feldspath, de sparite, de biotite et de muscovite, des grains de micrite. La matrice est constituée de micrite, partiellement recristallisée en sparite (pseudomicrite). Au-dessus, on observe 80 cm de marnes gréseuses. Au sommet de ces marnes (LAU 60), des concrétions sont observables. Ces concrétions semblent être dues à la tectonique car elles suivent des petites failles dans les marnes gréseuses. Au-dessus, le niveau LAU 61 constitue un petit sandwave de couleur beige avec de nombreuses rides tidales. Le niveau sus-jacent (LAU 62) montre une structure en « wavy bedding », des petites lentilles de marnes grises remplissant les dépressions des rides de marnes plus sableuse. Ce type de structure signifie que l'on se trouve dans un milieu tidal. Le niveau LAU 63 montre 20 cm de marnes gréseuses beiges. C'est à ce niveau que se fait le partage entre les dépôts marneux gris de la base de la carrière et les dépôts gréseux et sableux du sommet. Le niveau LAU 64 montre un sandwave dont la base est ondulée avec quelques figures de charge. La surface du banc est ondulé également. Ce niveau contient de petites feuilles de *Cinnamomum*. Ce niveau est laminé obliquement et on peut voir que ce sandwave prograde vers l'est. C'est à ce niveau que l'on passe à un autre type de chenaux. Par rapport aux chenaux et sandwaves rencontrés plus bas dans les niveaux marneux gris, la plupart des sandwaves rencontrés sont beaucoup plus planaires maintenant, à lamination plus visible. Si l'on considère que la progradation générale se dirige vers l'est, le niveau LAU64 constitue un sandwave de jusant. Une lame mince a été effectuée dans le niveau LAU 64 : elle montre un grès beaucoup plus grossier que ceux des niveaux sous-jacents. Des cristaux de quartz, de rares feldspaths, de sparite, de biotite et de muscovite ainsi que quelques grains micritiques sont observés. La matrice est constituée de micrite partiellement recristallisée en sparite (pseudomicrite). Ensuite, un deuxième sandwave (LAU 65) passant latéralement à des sables est surmonté par 80 cm de sables beiges contenant quelques caliches blanchâtres. Le sommet de la coupe est coiffée par un petit sandwave de 25 cm d'épaisseur non accessible.

La coupe E (fig.III-22), de 8 m d'épaisseur, se situe dans la partie supérieure de la carrière. A sa base on peut observer un petit niveau de marnes gréseuses grises avec des petites concrétions. Ce niveau (LAU 66) est l'équivalent latéral du niveau LAU 60 de la coupe D. Au-dessus se trouvent 30 cm de marnes gréseuses très laminées horizontalement, de couleur beige. Au-dessus, se trouve un petit sandwave qui passe latéralement à du sable. La limite entre les deux est assez floue. Au-dessus se trouve un sandwave à laminations obliques progradant vers le sud. Ces laminations sont soulignées par la présence de galets mous. Le sommet du sandwave contient également des concrétions calcaires. Le niveau LAU 70 est constitué de sables beiges fortement laminés. On peut observer des rides tidales au sommet du banc. Ce niveau contient des horizons de couleur rouge pétris de débris végétaux et de feuilles entières (*Cinnamomum*). Ce niveau contient également des nodules calcaires. Une lame mince réalisée dans un de ces nodules montre qu'il est constitué de rares cristaux de quartz noyés dans une

matrice de microcristaux de sparite. Des horizons plus bruns de matière argileuse sont également observés. Le niveau LAU 71, montre un sandwave laminé de 40 cm d'épaisseur et contenant de rares concrétions calcaires et renfermant de nombreuses feuilles de *Cinnamomum* soulignant ces horizons d'une couleur rouge. Du niveau LAU 72 au niveau LAU 75, des sables alternent avec des sandwaves gréseux à stratification légèrement oblique progradant vers le sud. Une lame mince réalisée dans le niveau LAU 73 (Planche C, 2), montre un grès à cristaux jointifs de quartz, de feldspath, de sparite, de biotite et de muscovite, ainsi que quelques grains micritiques. La matrice est très réduite et semble être composée de microcristaux de sparite (pseudomicrite). Le sommet de la coupe est constituée de près de 3 m de sables de couleur beige, qui contiennent des concrétions calcaires décimétriques. Une lame mince effectuée dans une de ces concrétions (LAU 75 bis), (Planche C, 3), montre qu'elles sont constituées d'une matrice prédominante de microcristaux de sparite avec quelques îlots de grès avec des quartz, des feldspaths, des biotites, des muscovites et des grains de micrite. Ces îlots correspondent aux sables qui englobent ces concrétions. La lame montre une structure poreuse. Dans ces pores, on peut observer de grands cristaux de sparite, qui ont poussé vers le centre du pore, constituant un ciment drusique. Ces concrétions sont des indices d'émersion pour ces niveaux.

La coupe E' (fig.III-22) est une coupe levée latéralement à la coupe E. Cette coupe, d'environ 3 m de puissance, montre à sa base un sandwave de 30 cm d'épaisseur progradant vers le sud. Au-dessus, le niveau LAU 76 est constitué de sable. Ce niveau est l'équivalent latéral de niveau LAU 70 de la coupe E. Au-dessus, un deuxième sandwave progradant vers le sud est observable. Ensuite une structure sableuse de 1.40 m de puissance montre une stratification oblique. A sa base, la stratification oblique est soulignée par la présence de plaquettes gréseuses indurées. Une lame mince (LAU 76') effectuée dans ces plaquettes montre qu'elles ont la même composition que le sable l'englobant. Nous n'avons pas trouvé d'explication pour cette induration des plaquettes. A mi-hauteur de cette structure, on peut voir un petit chenal gréseux progradant vers le nord et passant latéralement à du sable. Dans la partie supérieure de la structure, les stratifications obliques montrent une fine alternance de silt et de grès. Cette grande structure semble correspondre à un chenal, émergeant de temps à autre (concrétions) et l'ensemble prograde vers le sud. Le sommet de cette coupe montre un sandwave à stratification oblique progradant vers le sud.

La coupe F (fig. III-23) a été levée pour observer en détail le passage des dépôts marneux gris aux dépôts gréseux beiges. La base de la coupe montre 40 cm de marnes gréseuses. Au-dessus, se trouvent 1 m de marnes gréseuses de marnes de couleur beige. Elles contiennent des concrétions. Ensuite, on observe un sandwave, constitué d'un grès fin.

Les corrélations entre toutes les coupes et avec le forage, sont données par la fig.III-24. A partir des différentes corrélations, j'ai réalisé une coupe synthétique de la carrière de Laufen (fig.III-25). Les interprétations suivantes sont

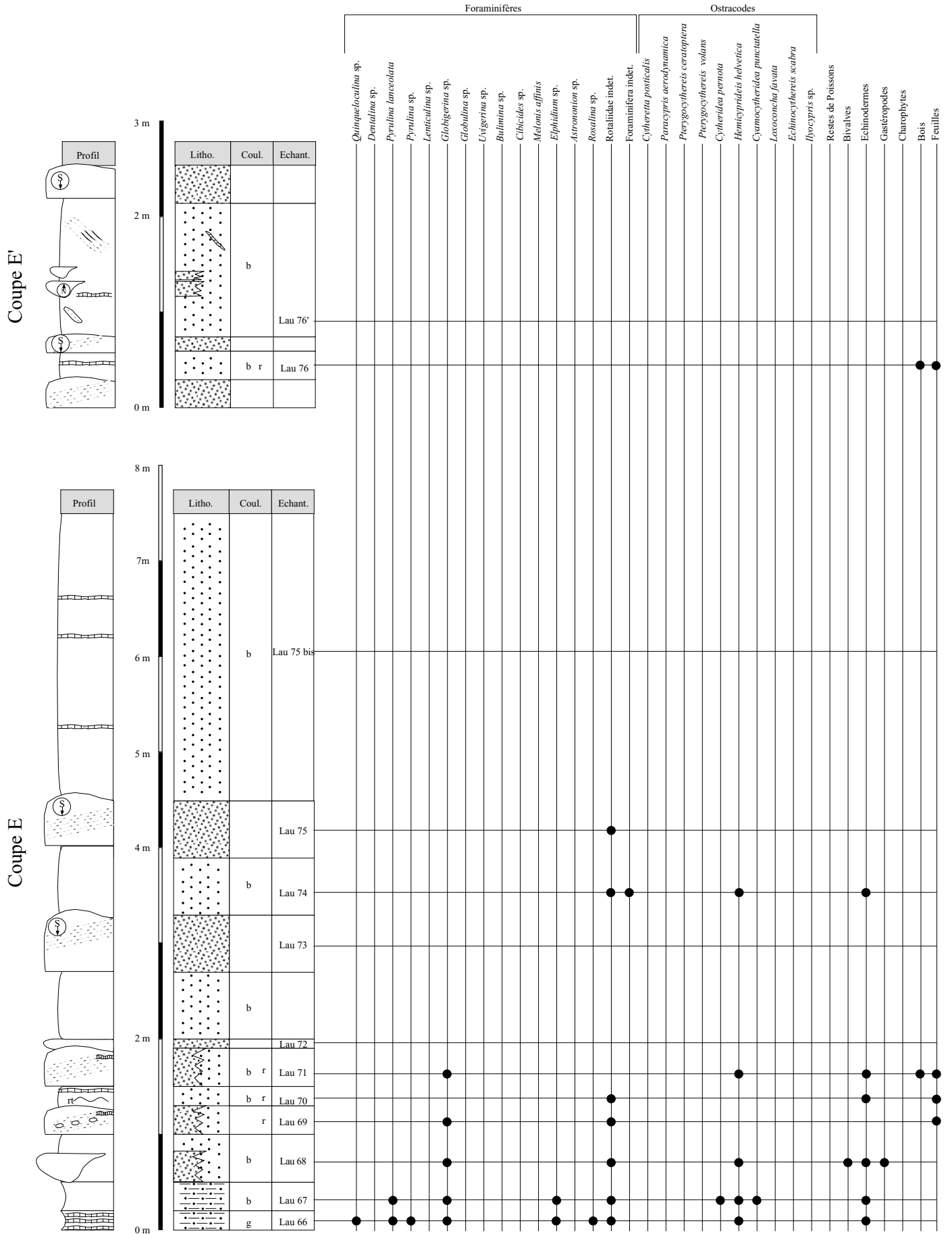


Fig.III-22: Logs lithostratigraphiques des coupes E et E' de la carrière de Laufen

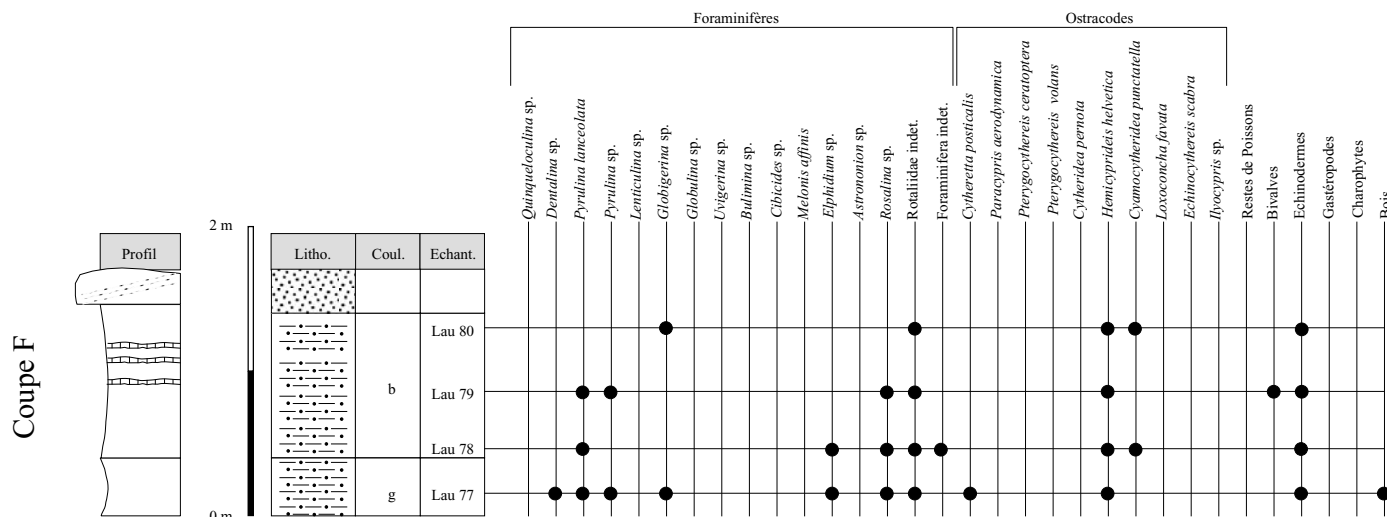


Fig. III-23: Log lithostratigraphique de la coupe D de la carrière de Laufén

déduites de cette coupe synthétique :

A la base de la coupe, au contact des calcaires mésozoïques et des marnes cénozoïques, on peut observer que la surface du secondaire a un aspect lisse, érodé, avec quelques dépressions. Cette surface est régulièrement perforée par des pholades. Les premiers dépôts de la coupe correspondent à un environnement côtier caractérisé par un platier rocheux (environnement A de la fig. III-26).

Du niveau LAU 0-2 au niveau LAU 48, la sédimentation se caractérise par une faible énergie. Ces dépôts réalisés par décantation se caractérisent par des marnes. Ils correspondent à un environnement marin de bassin (environnement B sur la fig. III-26).

Du niveau LAU 48 au niveau LAU 63, les dépôts marneux subissent un apport important de quartz et de mica, rendant dans un premier temps les marnes gréseuses (intervalle de LAU 48 à LAU 50). Ensuite apparaissent les premiers chenaux, montrant que l'énergie augmente ainsi que l'apport détritique. La différence de compétence des sédiments entraîne des figures de charge « balls and pillows ». L'apport détritique semble continental car les sédiments contiennent de plus en plus de morceaux de bois. Le sommet de l'intervalle LAU 48- LAU 63 montre des rides tidales ainsi que des figures sédimentaires relatives à la marée (wavy-bedding). Les dépôts de l'intervalle LAU 48- LAU 63 correspondent à un environnement marin de delta sous-marin (environnement C de la fig. III-26) devenant de plus en plus proximal, dû sans doute à la progradation du système.

Du niveau LAU 64 au sommet de la coupe, la nature des dépôts se modifie radicalement, devenant uniquement gréseuse et sableuse. Le style des chenaux changent également de façon évidente. Alors que dans la partie inférieure les chenaux étaient massifs et lourds, le sommet de la coupe se caractérise par de grands sandwaves, à stratification oblique, progradant vers le sud-est, souvent à base plane et sommet ondulé. Ces structures sédimentaires sont beaucoup plus planaires que les chenaux de l'intervalle LAU 48-LAU63. La présence de concrétions calcaires caractéristiques dans ces dépôts indique que ces dépôts sont souvent émergifs, ce fait étant souligné par des niveaux où s'accumulent des feuilles. Cet intervalle correspond à un environnement de delta aérien

(environnement D de la fig. III-26)

Ainsi, l'étude sédimentologique a permis de distinguer 4 environnements différents dont la succession révèle la progradation d'un delta sur le milieu marin. L'étude des faunes et flores devrait permettre de confirmer les données sédimentologiques, d'affiner la reconstruction des paléoenvironnements et d'observer si elles réagissent aux changements successifs de milieux.

4-2-2-Paléontologie :

Près de 80 échantillons ont été prélevés à la carrière de Laufén. Tous ces niveaux ont été lavés, afin d'extraire les faunes et flores. Les échantillons ont révélés une faune et une flore très riches.

Mammifères :

Des restes de Siréniens ont été récoltés par les ouvriers de la carrière. (MUMENTHALER, comm. pers.).

Poissons :

De nombreux niveaux de la coupe ont fourni des restes ostéologiques de poissons, ainsi qu'un certain nombre de dents. Certains niveaux sont remarquables, comme les niveaux au contact du Mésozoïque, par exemple LAU 0-1 qui a fourni une dent de Sélacien *Synodontapsis* sp. ainsi que quelques dents de Téléostéens, de forme ronde ou ovale, rappelant les dents de Pycnodontes. Malheureusement, aucune détermination n'a pu être effectuée. Le niveau LAU 0-2 a fourni des fragments de dents de Sélaciens indéterminables, ainsi que des dents de Téléostéens rappelant celles des Pycnodontes. Le niveau LAU 49 a fourni une petite dent de Téléostéen très élancée et acérée.

Bivalves :

Pratiquement tous les niveaux de marnes grises, gréseuses ou non contiennent des fragments de Bivalves. Certains niveaux comme LAU 4 ont fourni des bivalves entiers, de 2.5 cm de longueur. Les bivalves montrent une surface relativement lisse où l'on observe des stries de croissance. Par leur forme, leur surface et leur charnière

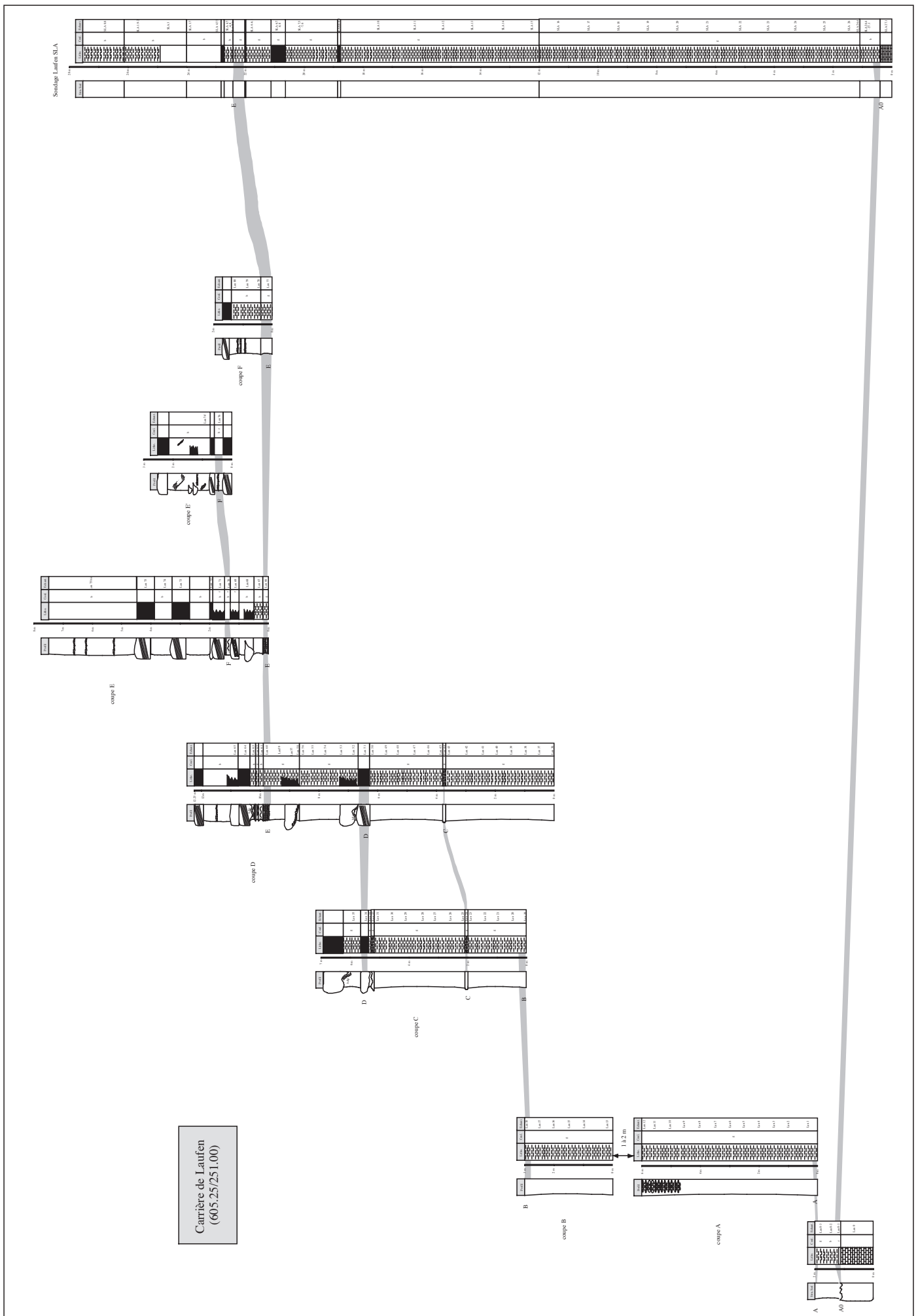


Fig.III-25: Corrélations entre toutes les coupes de la carrière de Laufen

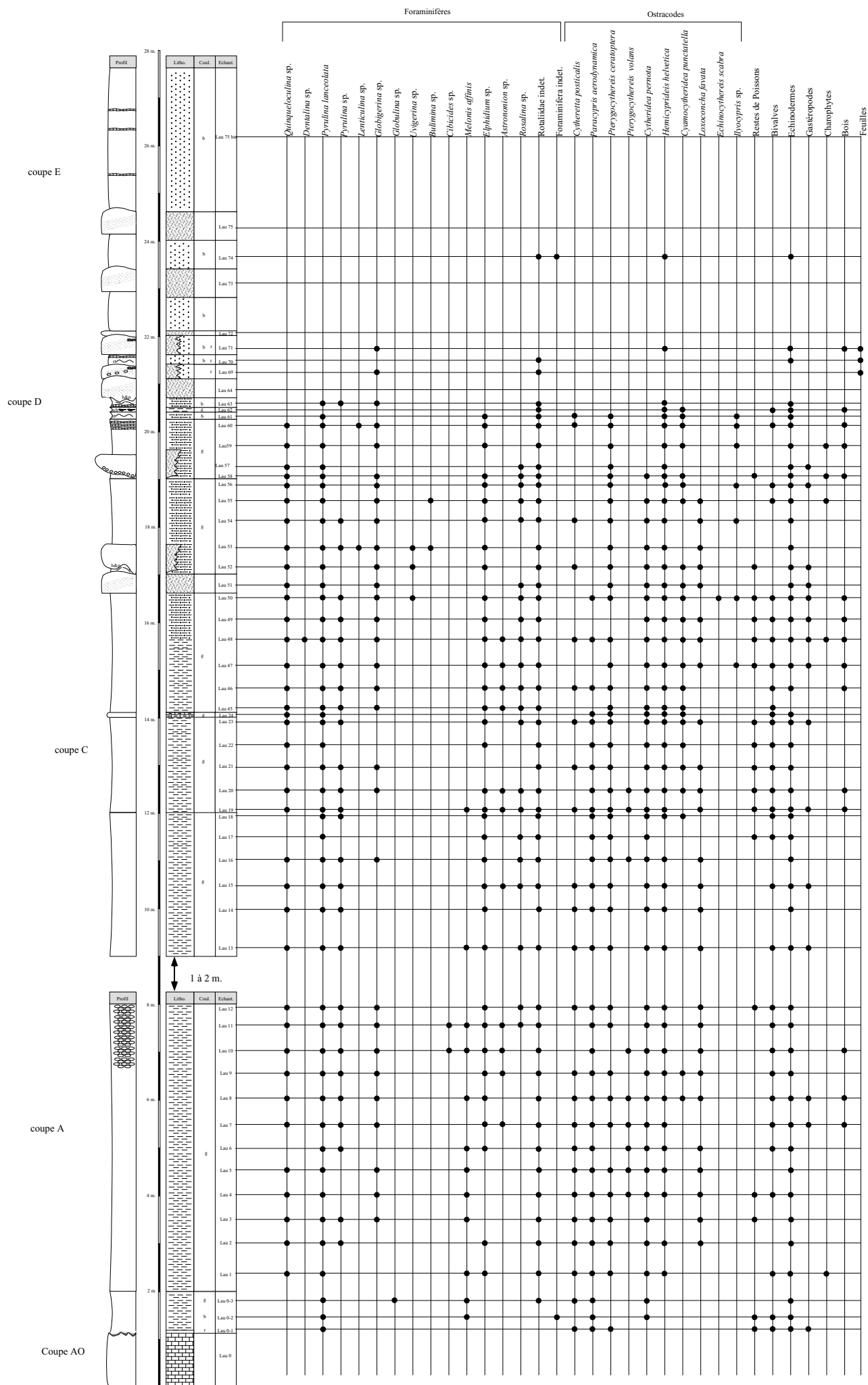


Fig.III-25: Log lithostratigraphique synthétique de la carrière de Laufen

hétérodonte, ces bivalves rappellent de jeunes *Mya*.

Echinodermes :

Des radioles d'oursins ont été découverts le long de toute la coupe. Ces radioles se caractérisent par une extrémité dont la terminaison forme un angle de 45° avec l'axe et s'évase en un ovale de grande taille.

Gastéropodes :

Répartis le long de la portion marneuse de la coupe, les gastéropodes sont relativement rares. La plupart du temps, seul le moule interne est conservé, ce qui empêche de bonnes déterminations.

Ostracodes :

La carrière de Laufen a fourni une très riche faune d'ostracodes. Les espèces récoltées sont *Cytheretta posticalis*, *Paracypris aerodynamica*, *Pterygocythereis ceratoptera*, *Pterygocythereis volans*, *Cytheridea pernota*, *Hemicyprideis helvetica*, *Cyamocytheridea punctatella*, *Loxoconcha favata*, *Echinocythereis scabra* et l'ostracode continental *Ilyocypris* sp.. Leur répartition le long des différentes coupes est donnée par les figures fig.III-19, fig.III-20, fig.III-21, fig.III-22, et fig.III-23.

Ces ostracodes ont fait l'objet d'une étude poussée, en ce qui concerne l'écologie par l'étude des associations déduites directement des observations le long de la coupe, ainsi que par une méthode mathématique, une analyse en composante principale (cf. Chap.IV- Ostracodes). De cette étude résultent différentes associations d'ostracodes caractéristiques de différents environnements :

Association 1-Environnement d'eau douce strictement fluviatile : *Ilyocypris* sp.

Association 2-Environnement saumâtre de delta aérien proximal et partie d'estuaire proximale :

-*Hemicyprideis helvetica* en grande densité.

Association 3-Environnement saumâtre de delta aérien distal et partie d'estuaire distale :

-*Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella* en grande densité.

Association 4- Environnement marin de delta sous-marin proximal et embouchure (polyhalin):

-*Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella* en densité moyenne

-*Cytheridea pernota* et *Pterygocythereis ceratoptera* en faible densité

Association 5- Environnement marin de delta sous-marin distal (proche de la salinité normale) :

-*Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella* en faible densité

-*Cytheridea pernota* et *Pterygocythereis ceratoptera* en densité moyenne

-*Cytheretta posticalis* et *Loxoconcha favata* en faible densité

Association 6-Environnement marin distal (salinité normale)

-*Hemicyprideis helvetica* en très faible densité

-*Cytheridea pernota* et *Pterygocythereis ceratoptera* en densité moyenne

-*Cytheretta posticalis* et *Loxoconcha favata* en densité normale.

-*Paracypris aerodynamica* et *Pterygocythereis volans*

Les résultats de cette étude seront utilisés pour l'interprétation environnementale.

Foraminifères :

Les dépôts de la carrière de Laufen contiennent une riche faune de foraminifères. Les espèces présentes sont *Quinqueloculina* sp. (Planche 10 ; 2), *Dentalina* sp., *Pyulina lanceolata* (Planche 10 ; 1), *Pyulina* sp., *Lenticulina* sp., *Globigerina* sp. (Planche 10 ; 3), *Globulina* sp., *Uvigerina* sp., *Bulimina* sp., *Cibicides* sp., *Melonis affinis*, *Elphidium* sp. (Planche 10 ; 4), *Astrononion* sp., *Rosalina* sp., des Rotaliidae indéterminables et des foraminifères indéterminées. Leur répartition le long des différentes coupes sont données par les figures fig.III-19, fig.III-20, fig.III-21, fig.III-22, et fig.III-23. L'espèce dominante des associations est *Pyulina lanceolata*. Au fur et à mesure que l'on monte dans la série et que l'on atteint les dépôts sableux, les foraminifères sont de moins en moins nombreux.

Nannofossiles :

Les nannofossiles ont été étudiés sur de nombreux niveaux de la coupe de Laufen. Les déterminations des espèces et leur répartition dans les différentes coupes sont données par la fig.III-27. Les sédiments de Laufen contiennent également des nannofossiles remaniés du Crétacé et de l'Eocène. Les nannofossiles indiquent un niveau nannoplanctonique NP 21- NP 22. Cet âge sera discuté dans la synthèse car il est souvent difficile de distinguer les zones NP 21, NP 22 et NP 23 dans des sédiments où les remaniements sont importants.

Charophytes :

Le niveau LAU 1 a livré de rares gyrogonites en mauvais état. Il pourrait s'agir de *Lamprothamnium* sp., genre saumâtre. Les niveaux LAU 29, LAU 48, LAU 55, LAU 58, LAU 59 ont livré des gyrogonites saumâtres *Lamprothamnium* sp., ainsi que d'autres appartenant sans doute à *Chara minutissima* group.

A part le niveau LAU 1, les charophytes apparaissent avec les marnes gréseuses, accompagnées d'ostracodes continentaux comme *Ilyocypris* sp..

Feuilles :

Dans la partie haute de la coupe, les niveaux LAU 69, LAU 70 et LAU 71 ont livré des feuilles, d'environ 4 cm, élancées. Elles appartiennent au genre *Cinnamomum*.

Palynologie :

De nombreux échantillons ont été soumis à une analyse palynologique et ils semblent assez homogènes. La répartition des spores, pollens, algues, champignons et dinoflagellés le long du forage est donnée par fig. III-28 et fig.III-28 bis. Les associations de dinoflagellés permettent une

datation au niveau nannoplanctonique NP 22 (cf. paragraphe biostratigraphie). L'analyse palynologique montre que le remaniement est important. Pour certains niveaux, on estime que jusqu'à 40 % de l'assemblage est remanié.

La plupart des palynomorphes remaniés proviennent du Mésozoïque avec la présence régulière de *Chasmatosporites* spp. et *Callialasporites* spp., qui proviennent du Jurassique inférieur à moyen. Dans la partie inférieure de la carrière, les dinoflagellés *Rhynchodiniopsis cladophora*, *Oligosphaeraeridium patulum* et *Systematophora* cf. *areola* reflètent les remaniements du Malm (Kimméridgien et Tithonique). Le Tertiaire de la carrière repose directement sur le Kimméridgien, et les sédiments de la base renferment les algues très abondantes dans cet étage, à savoir *Cymatiosphaera*, *Pterospermella* et *Leiosphaeridia*.

Quelques espèces sont remaniées du sommet du Crétacé inférieur (Albien-Cénomanien), mais également du Crétacé supérieur, avec des dinoflagellés remarquablement conservés comme *Isabelidinium* spp., *Chatangiella* spp. et *Nelsonia* spp.. La présence de *Palaeohystrichophora infusorioides* dans tous les échantillons montre un remaniement de roches de l'Albien terminal et du Campanien. La présence de *Cannosphaeridium utinensis* souligne le remaniement du Maastrichtien.

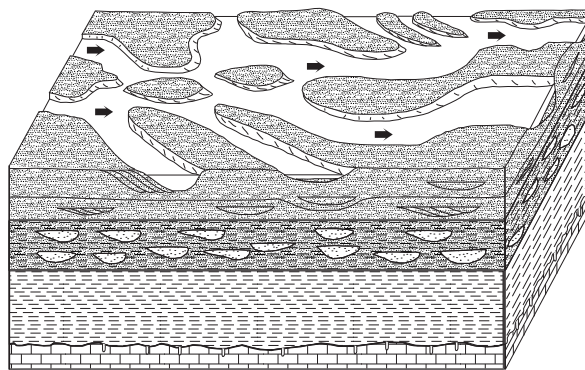
Les remaniements du Paléogène sont difficiles à évaluer. Le groupe *Apectodinium* spp., *Cerodinium striatum*, *C. speciosum*, *Lentinia serrata* et *Hystrichosphaeridium tubiferum* indique des remaniements de roches allant du Paleocène à l'Eocène.

4-2-3-Biostratigraphie :

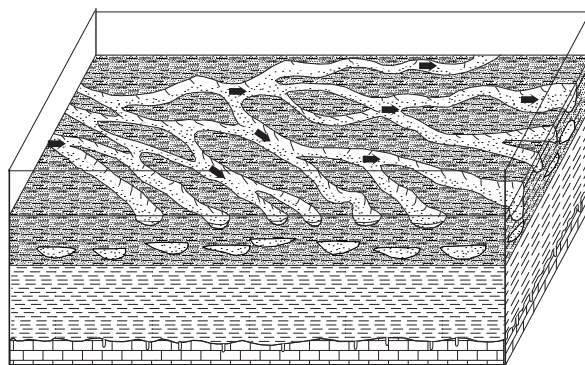
Les nannofossiles ont permis une datation de ces sédiments. Le forage SLA peut être attribué à la zone nannoplanctonique NP 21. Les analyses effectuées sur les sédiments de la carrière révèlent les zones nannoplanctoniques NP 21-NP 22, ce qui constitue la base du Rupélien. L'analyse palynologique a révélé des dinoflagellés correspondant à la zone nannoplanctonique NP 22, dans les sédiments du forage comme ceux de la carrière. On estime donc l'âge de ces sédiments au niveau nannoplanctonique NP 22

Les datations par les nannofossiles, comprises entre les zones NP 21 à NP 23 sont problématiques pour les sédiments où il y a beaucoup de remaniements comme c'est le cas à Laufen. La limite entre NP 21 et NP 22 est basée sur la disparition de *E. formosa*, et la limite entre NP 22 et NP 23 est basée sur la disparition de *R. umbelica*. La limite entre NP 23 et NP 24 est basée sur l'apparition de *S. ciproensis* (HARDENBOLD *et al.*, 1998 ; BOLLI *et al.*, 1985 ; BERGER 1992), (cf. Annexe 3). La présence de *E. formosa* à Laufen a engendré la datation de la coupe à NP 21. Cependant avec le remaniement important dans ces sédiments, l'affleurement pourrait appartenir à l'intervalle NP 21-NP 23.

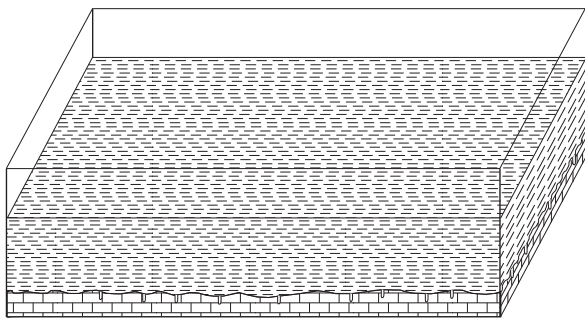
Les datations obtenues par l'analyse des dinoflagellés indiquent un niveau nannoplanctonique NP 22. L'analyse des dinoflagellés montrent que les sédiments n'appartiennent pas au niveau NP 21, car *P. filigranum* est présent dès la base du forage (*P. filigranum* apparaît à la limite NP 21-NP 22),



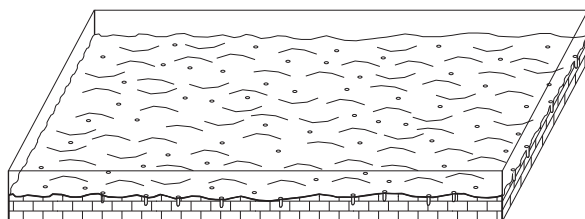
D: Environnement saumâtre de delta aérien



C: Environnement marin de delta sous-marin



B: Environnement marin de bassin



A: Environnement côtier avec un platier rocheux

Fig.III-26: Environnements successifs de la coupe de Laufen

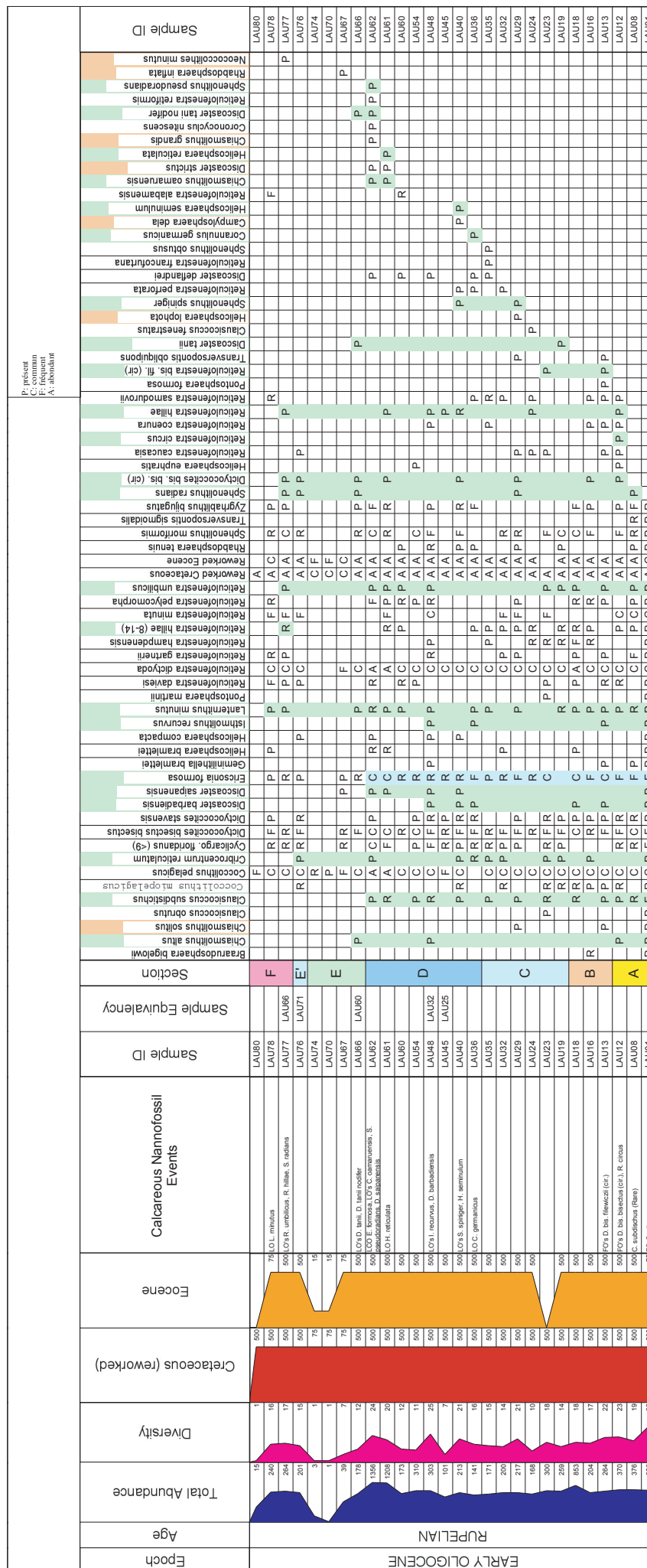


Fig.III-27: Détermination et répartition des nannofossiles de la coupe de Laufen

--	--	--	--

•	present		
—	rare		
	frequent	:	frequent reworked
	common	:	common reworked
■	abundant		
■	very abundant		

LAUFEN Outcrop: Palynology

[illegible]

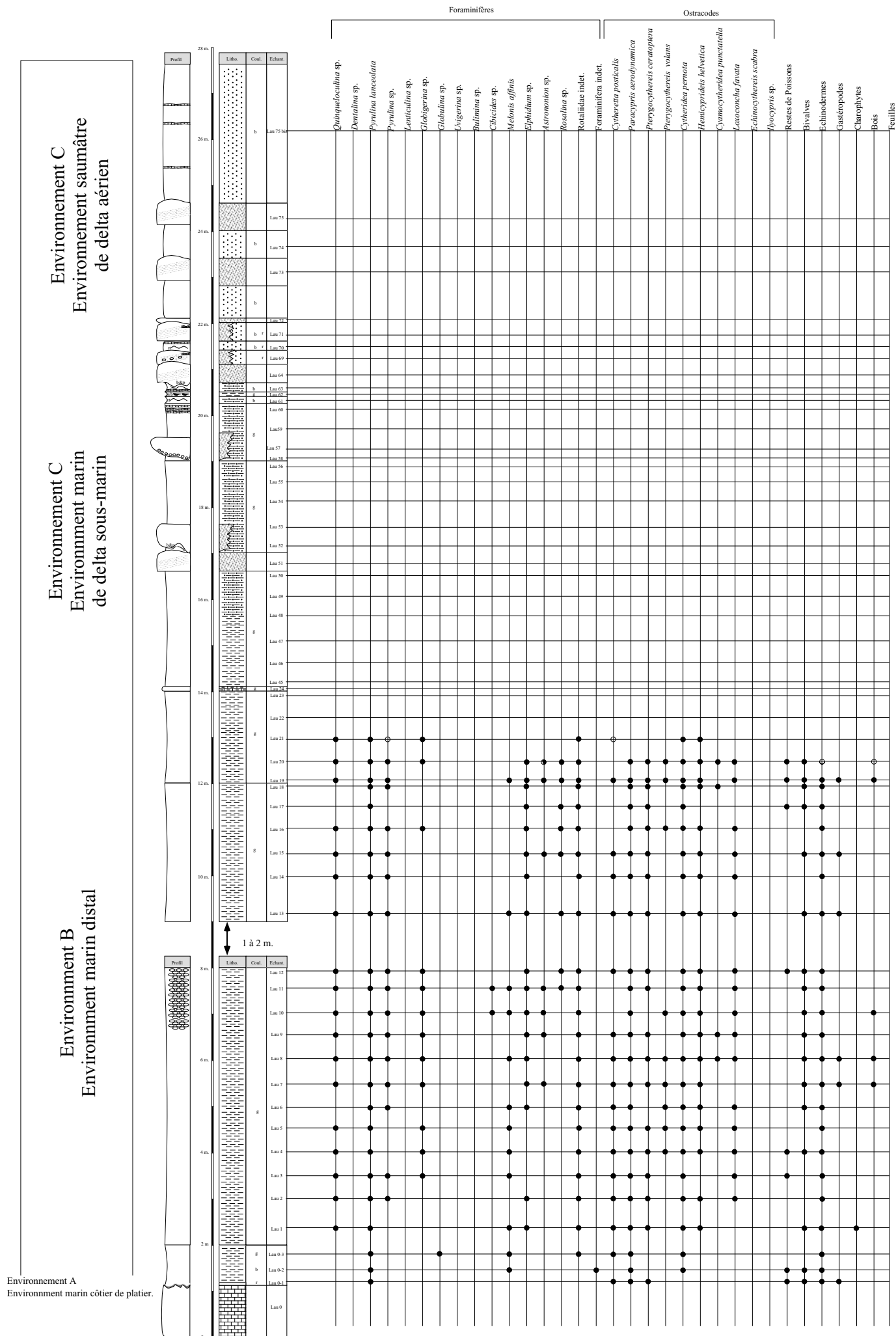


Fig.III-29: Coupe synthétique de la carrière de Laufen

(HARDENBOLD *et al.*, 1998 ; BOLLI *et al.*, 1985). La présence de *P. commatum* et *W. gotchii* qui s'éteignent à la limite NP 22-NP 23 indiquerait que les sédiments appartiennent à l'intervalle NP 22. Un remaniement de ces formes pourraient être objecté, mais les formes typiques qui apparaissent au milieu de l'intervalle NP 23 (*H. vallum* et *H. obscura*) et *C. incompositum*, qui s'éteint à la limite NP 22-NP 23, sont absents des sédiments.

En conclusion, la datation des sédiments de Laufen correspond au niveau nannoplanctonique NP 22. En cas de remaniements très importants, la base du niveau NP 23 pourrait être envisageable. Cet âge est plus vieux que celui attendu, les Septarienton étant habituellement datés à NP 23-NP 24 (CLÉMENT ET BERGER, 1999), voir NP 24-NP 25 pour les Septarienton d'Ajoie (BERGER, 1992).

4-2-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

L'étude sédimentologique a permis de mettre en évidence 4 types d'environnements dont la succession révèle la progradation d'un delta sur le milieu marin (fig. III-29).

L'environnement A est déduit de la surface du Kimméridgien. Cette surface montre un aspect lisse et érodé et comportant des dépressions jusqu'à 20 cm de profondeur sous forme de poches. La surface est perforée par des lithophages. Au contact du Mésozoïque, le sédiment contient une faune représentée par de très rares foraminifères, de très rares ostracodes, des restes de bivalves, d'échinodermes et de gastéropodes. Les restes ostéologiques et les dents de poissons sont nombreux, et de petits requins comme *Synodontapsis* sp. fréquentent ce milieu. Cet environnement A a toutes les caractéristiques d'un milieu marin côtier de platier.

L'environnement B se situe entre le niveau LAU

0-1 à LAU 48 sur la coupe synthétique. Cet environnement se caractérise par des marnes grises et une faune très riche. Les foraminifères y sont très nombreux et variés et les ostracodes sont représentés par l'association 6 à savoir des *Hemicyprideis helvetica* en très faible densité, des *Cytheridea pernota* et *Pterygocythereis ceratoptera* en densité moyenne, des *Cytheretta posticalis* et *Loxoconcha favata* en densité normale et par des *Paracypris aerodynamica* et *Pterygocythereis volans*. Tous les niveaux de cet intervalle fournissent des radioles d'oursins, les gastéropodes et les bivalves demeurant légèrement plus rares. L'environnement B correspond à un environnement marin distal, où la salinité est normale. Les profondeurs de dépôt peuvent être déduits des ostracodes dont l'écologie indique alors que des dépôts sont situés aux environs de 30 m car les *Pterygocythereis* y sont nombreux (CARBONNEL, 1998) ainsi que les *Cytheretta posticalis* (KEEN, 1972b).

L'environnement C se situe entre le niveau LAU 48 et le niveau LAU 63 sur la coupe synthétique. Les dépôts se caractérisent par le passage à des marnes gréseuses, puis par la formation de chenaux. De nombreuses indications sédimentologiques, sandwave, wavy bedding ainsi que des rides tidales indiquent donc que le milieu devient progressivement tidal. Les foraminifères sont toujours aussi variés et nombreux. En ce qui concerne les ostracodes, on passe progressivement de l'association 5 (*Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella* en faible densité, *Cytheridea pernota* et *Pterygocythereis ceratoptera* en densité moyenne, *Cytheretta posticalis* et *Loxoconcha favata* en faible densité) à l'association 4 (*Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella* en densité moyenne, *Cytheridea pernota* et *Pterygocythereis ceratoptera* en faible densité). C'est dans cet environnement

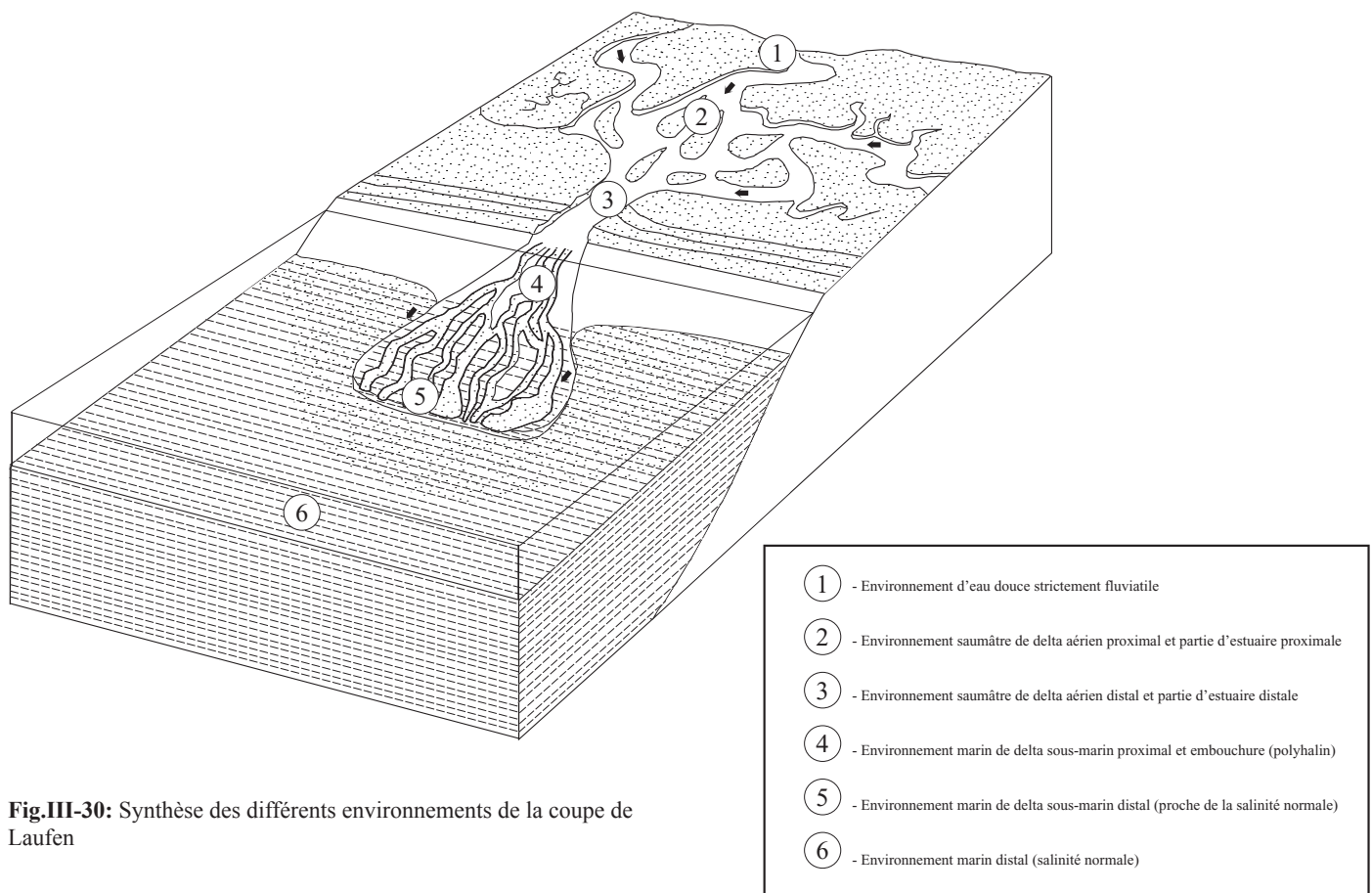


Fig.III-30: Synthèse des différents environnements de la coupe de Laufen

que les faunes continentales (*Ilyocypris* sp.) et des flores saumâtres (*Lamprothammium* sp.) sont apportées dans cet environnement : elles ont ici en position de thanathocénose. Les bivalves et les gastéropodes sont toujours présents et, chose curieuse, les échinodermes pourtant sténohalins ne semblent pas souffrir de cet apport continental. Ils sont sans doute facilement remaniés. L'environnement C correspond à un environnement marin de delta sous-marin. Dans cet intervalle, on passe d'un environnement marin de delta sous-marin distal à salinité presque normale, à un environnement de delta sous-marin proximal beaucoup plus polyhalin.

L'environnement D se situe entre le niveau LAU 64 et LAU 75 bis sur la coupe synthétique. Cet intervalle se caractérise par des dépôts sableux, sous forme de grands sandwaves, à laminations obliques, progradant vers le sud-est, passant latéralement à des sables. L'existence de concrétions indique que ce milieu est parfois émergisé. De rares foraminifères subsistent dans ce milieu et les ostracodes montrent le passage de l'association 3 (*Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella*) en grande densité, à l'association 2 (*Hemicyprideis helvetica* en grande densité). Ils subsistent dans cet intervalle quelques radioles d'oursins, ce qui accentue l'hypothèse qu'ils sont facilement remaniables. Ces niveaux livrent en abondance des morceaux de bois et des feuilles appartenant au genre *Cinnamomum*. L'environnement D correspond à un environnement saumâtre de delta aérien. Dans cet intervalle, on observe le passage d'un environnement saumâtre de delta aérien distal à un environnement saumâtre de delta aérien proximal. Ce passage se traduit par la disparition d'ostracodes marins très polyhalins comme *Cyamocytheridea punctatella*. Cet environnement se caractérise par une forte énergie, car les carapaces d'ostracodes semblent être émoussées et les ostracodes continentaux apportés par le fleuve comme *Ilyocypris* à la carapace plus fragile ne sont pas conservés.

Une synthèse des paléoenvironnements rencontrés dans la carrière de Laufen est donnée par la figure fig.III-30.

4-3-Le forage d'Otterbach :

Mis à notre disposition par le Dr HÄRING du bureau Geothermal Explorers Ltd de Bâle, ce forage destructif se situe dans le fossé rhénan, dans la banlieue de Bâle, à Otterbach. Situé sur la frontière entre la Suisse et l'Allemagne (coord. 612.5 / 269.7), ce forage DHM1 (Deep Heat Mining) a été réalisé sur près de 1535 m de profondeur jusqu'au Trias, afin de mesurer le gradient géothermique. Il a recoupé près de 520m de Tertiaire et de Quaternaire.

4-3-1-Lithofaciès et sédimentologie :

En raison de la nature destructive du forage (fig.III-31, fig.III-32, fig.III-33), il est très difficile d'établir des lithofaciès très précis. Cependant, l'aspect des grains nous permet de diviser ce forage de 600 m en quatre parties. De 600 m à 519 m de profondeur, les roches se caractérisent par des calcaires jurassiques très durs. Aucune analyse paléontologique n'a été effectuée sur ces niveaux. De 519 m à 495 m, s'accumulent des marnes de couleur rouge. Entre 495 m et 285 m, on rencontre des marnes bariolées. Au-

dessus, entre 285 m et 19 m, les dépôts se caractérisent par des marnes gréseuses de couleur grise. Le sommet du forage est constitué de 19 m de Quaternaire sous forme de galets.

4-3-2-Paléontologie :

Des lavages ont été réalisés et ont livré une faune et une flore assez riches. Seuls les foraminifères et les gyrogonites de charophytes ont pu être correctement conservés. Les carapaces d'ostracodes ne semblent pas supporter le broyage de la roche, car nous n'avons récolté que de très rares valves.

Poissons :

Entre 280 m et 295 m, les échantillons ont livré des dents de poissons. Il faut noter que l'intervalle entre 295 m et 245 m est très riche en dents de poissons et contient également de nombreux débris d'os pouvant être rapportés à des éléments ostéologiques de poissons. Les dents des niveaux DHM 285-290 et DHM 290-295 sont celles de Téléostéens. En plus de dents de Téléostéens, le niveau DHM 275-280 contient des restes dentaires de *Cetorhinus*, (détermination JOST).

Gastéropodes :

Les niveaux DHM 115-120 et DHM 355-360 ont livré des gastéropodes. Pour le niveau DHM 115-120, il s'agit d'une unique coquille cassée regroupant trois spires et ayant un angle très faible au niveau de l'apex. Il manque l'ouverture. Aucune détermination n'est envisageable. Le niveau DHM 355-360 a fourni un morceau de columelle.

Echinodermes :

Les niveaux DHM 140-145 et DHM 215-220 ont livré de rares radioles d'oursins.

Ostracodes :

Les niveaux qui ont fourni des ostracodes sont rares. Le niveau DHM 430-435 a fourni l'espèce *Henryhowella asperrima*, ostracode circalittoral à bathyal (KEMPF & NICK, 1993 et DUCASSE & CAHUZAC, 1997). Le niveau DHM 290-295 a livré l'espèce *Pterygocythereis ceratoptera*. Le niveau DHM 195-200 a fourni un fragment de carapace appartenant sans doute au genre *Hemicyprideis*. Le niveau DHM 115-120 contient l'espèce *Hemicyprideis basiliensis*. Enfin le niveau DHM 85-90 a fourni des restes d'ostracodes indéterminables.

Tous les ostracodes récoltés sont marins.

Foraminifères :

Les différents niveaux prélevés sur les 520 m de Tertiaire ont pratiquement tous révélé une riche faune de foraminifères. Les espèces récoltées sont *Spiroplectinella carinata* (Planche 10 ; 7), *Textularia* sp., *Quinqueloculina* sp., *Dentalina* sp., *Globulina* sp., *Globulina gibba*, *Lenticulina* sp., *Globigerina* sp., *Heterolepa dutemplei* (Planche 10 ; 6), *Cibicides* sp., *Pullenia bulloides*, *Melonis affinis*, *Rosalina* sp., des Rotaliidae indéterminées et des foraminifères indéterminables. Leur répartition est donnée par les figures fig.III-31, fig.III-32, fig.III-33.

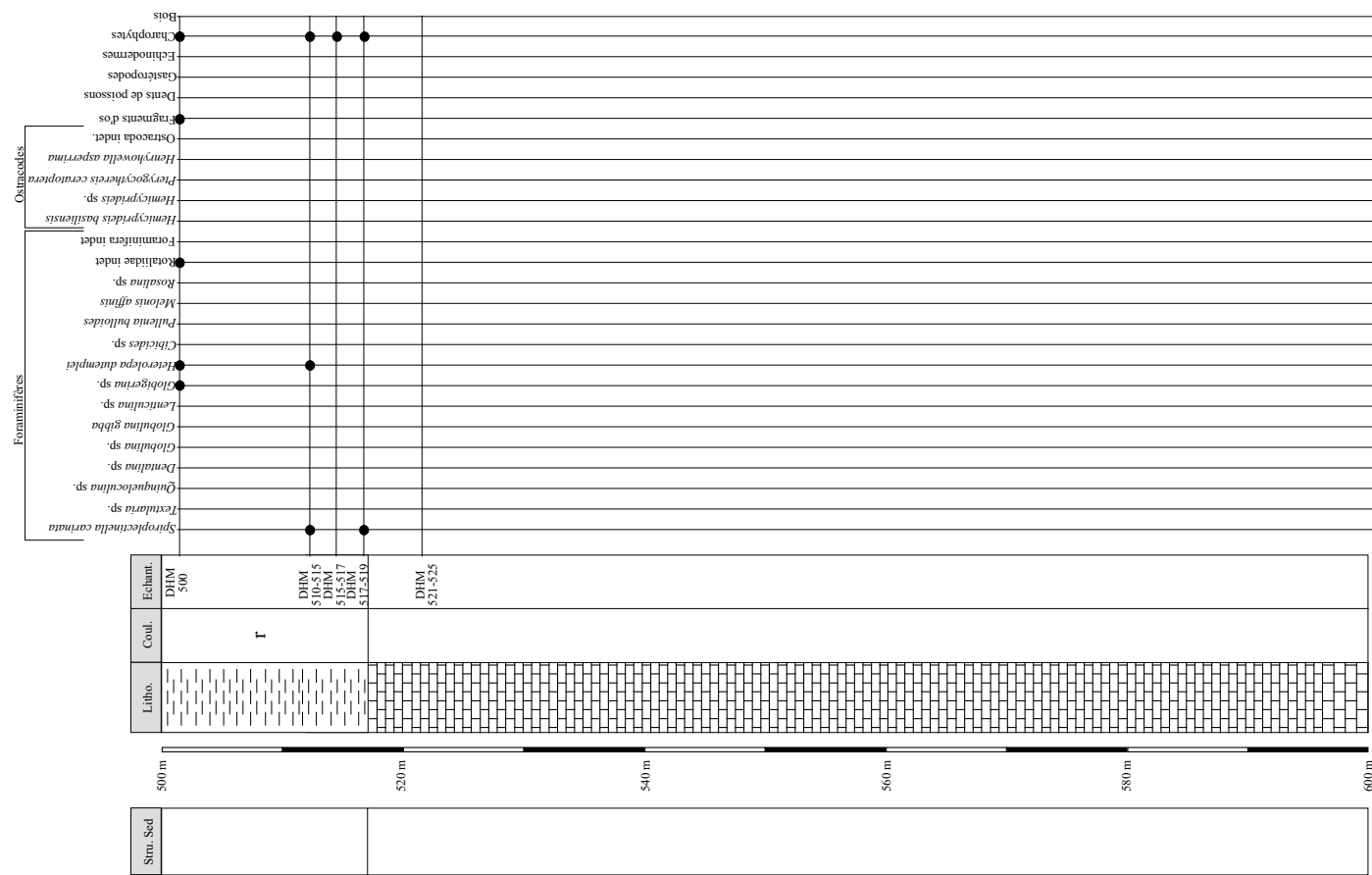
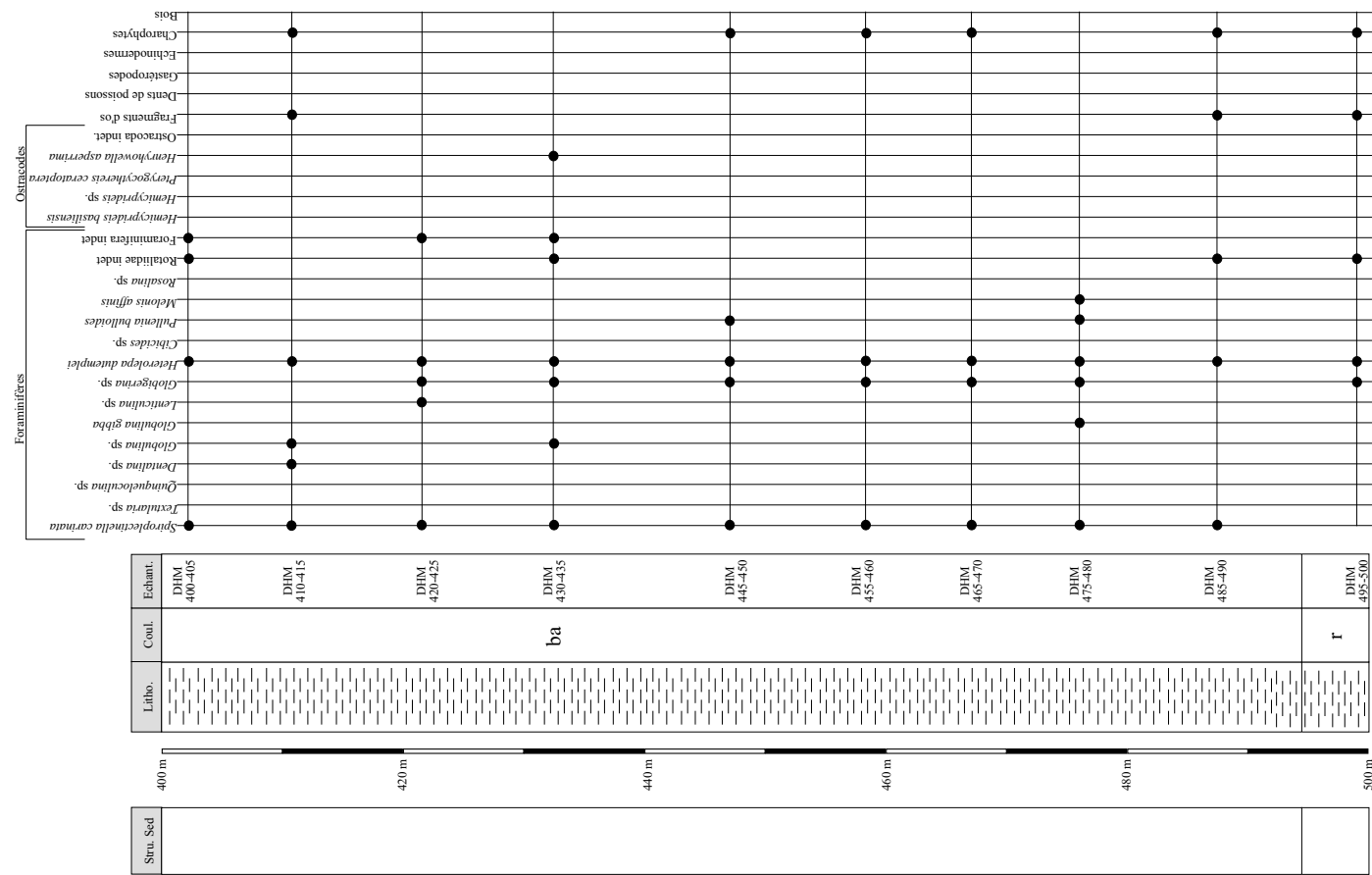


Fig.III-31: Log lithostratigraphique du forage d'Otterbach

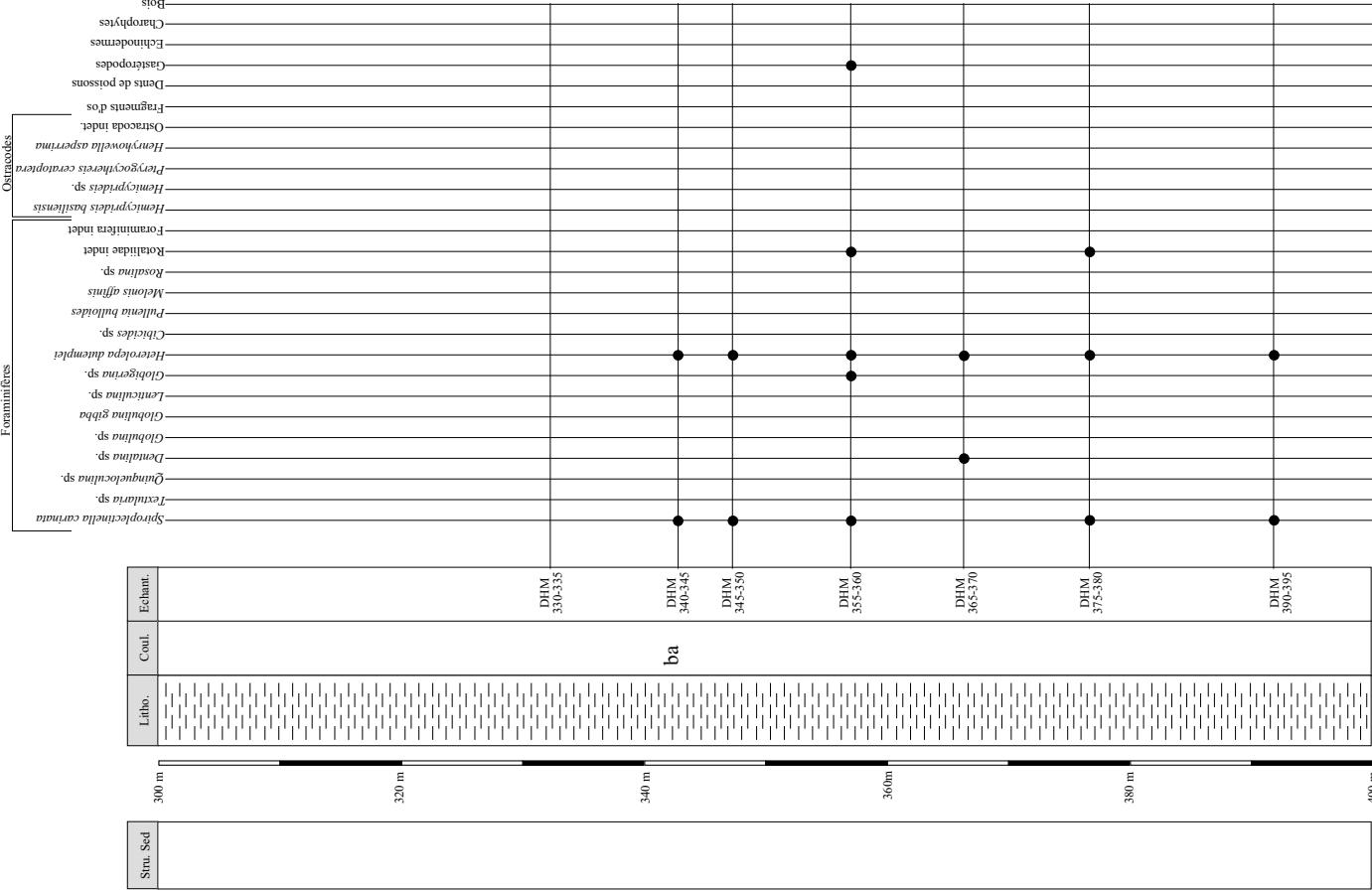
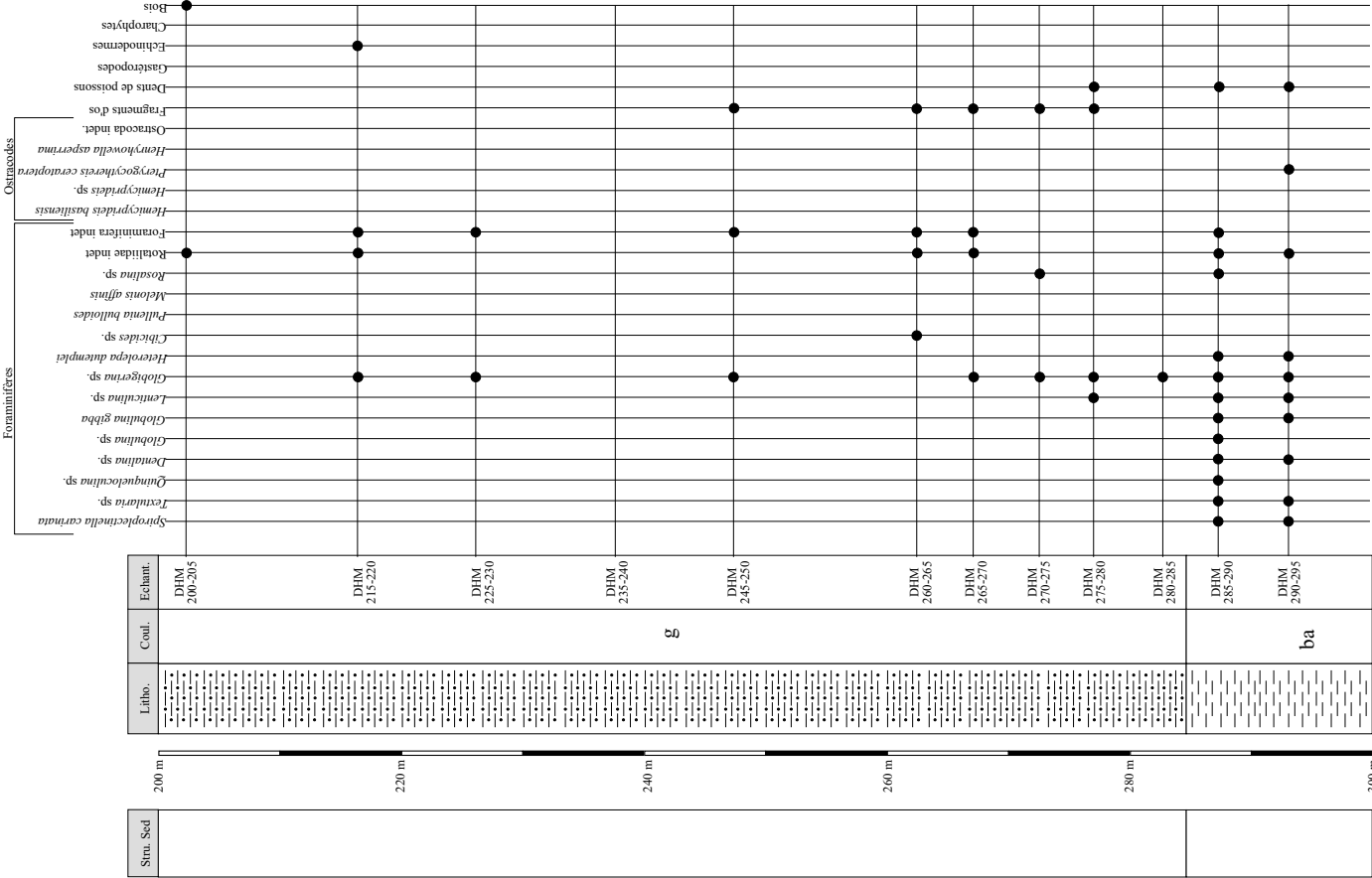


Fig.III-32: Log lithostratigraphique du forage d'Otterbach

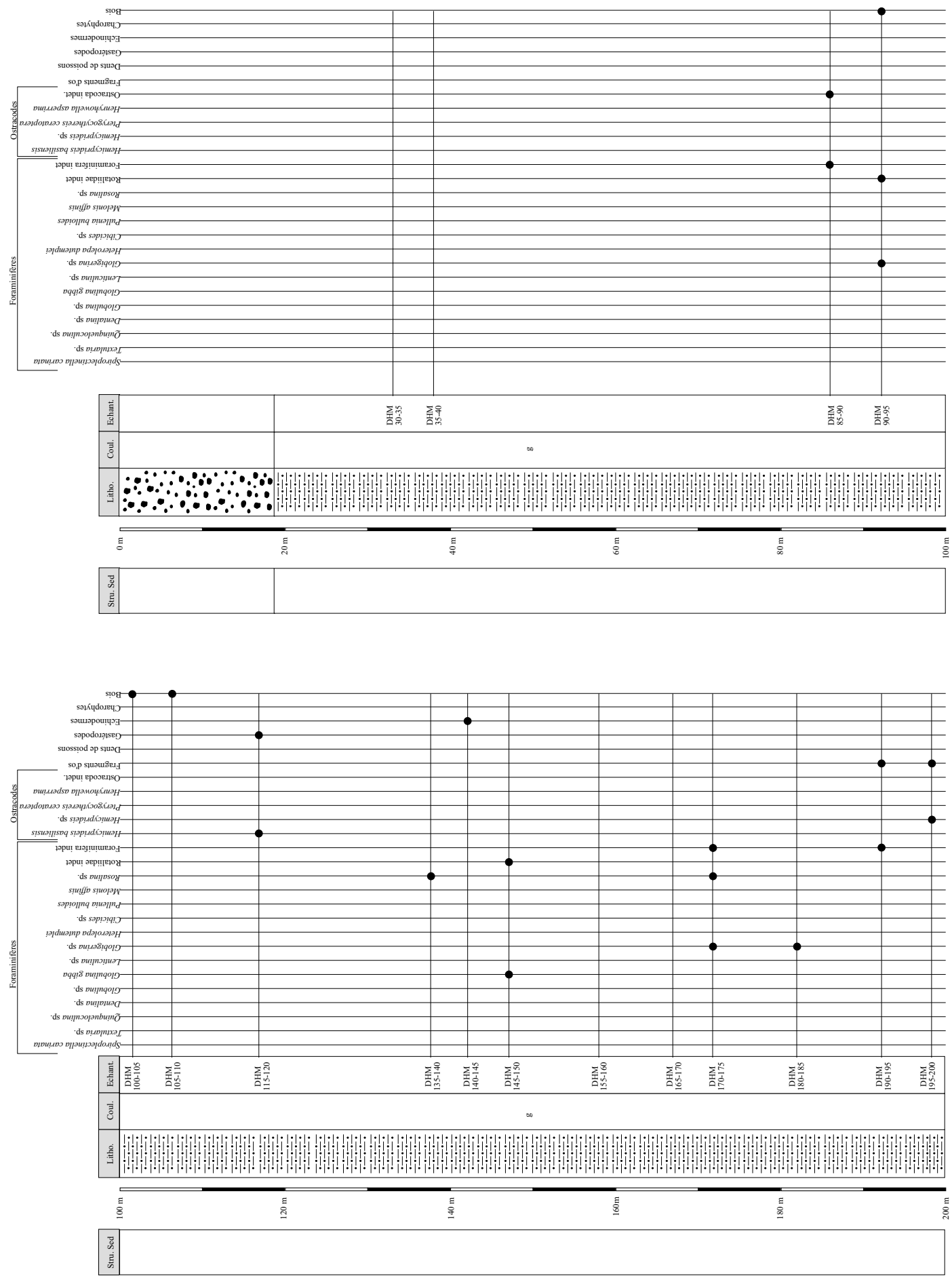


Fig.III-33: Log lithostratigraphique du forage d'Otterbach

De 520 m à 290 m, les assemblages sont dominés par *Heterolepa dutemplei* et *Spirolectinella carinata*. Ces deux espèces sont caractéristiques et cet intervalle peut être corrélé avec la Formation des Foraminifèresmergel du nord du fossé rhénan et du bassin de Mayence, où Grimm (2002) a défini la zone à *Spirolectinella carinata*-*Heterolepa dutemplei*.

Charophytes :

A la base de la coupe, dans l'intervalle entre 520 m et 400 m, les échantillons contiennent des gyrogonites de charophytes. Les espèces présentes sont *Nitellopsis* (*Tectochara*) sp., *Harrisichara* sp., *Harrisichara tuberculata* group (Planche 11 , 2), *Harrisichara vasiformis-tuberculata* group, *Hornichara* sp., *Chara minutissima* group, *Chara* sp. et d'autres charophytes indéterminées.

Bois :

Dans la partie supérieure du forage, les niveaux DHM 200-205, DHM 105-110 et DHM 100-105 contiennent des restes de bois.

4-3-3-Biostratigraphie :

FISCHER (1965) a élaboré la lithostratigraphie suivante pour le sud du fossé rhénan : à la base se trouvent les Foraminifèresmergel puis les Fischschiefer et les Septarienton au sommet. Le forage semble conserver cette lithostratigraphie avec, à la base (490-290 m), des dépôts marneux riches en foraminifères, puis de 290-245 m, les marnes deviennent plus gréseuses avec de nombreux restes de poissons., et enfin le sommet (245 m-18 m), avec toujours des marnes gréseuses mais avec peu de restes de poissons. L'extrême base (519-490 m) correspond à des marnes rouges très riches en charophytes. Il s'agit sans doute d'une autre formation lithostratigraphique continentale que l'on peut rapprocher des Streifige Mergel.

Les charophytes situées à la base du forage entre 519-485m correspondent à la zone à *tuberculata* qui se situe à la limite entre le Priabonien et le Rupélien. D'après les foraminifères, l'intervalle entre 519 m et 290 m, correspond à la zone à *Spiroplectinella carinata*-*Heterolepa dutemplei*, ce qui correspond à la base de la zone à nannoplancton NP23, soit le Rupélien (GRIMM, 2002). Ces données biostratigraphiques sont contradictoires. Cependant la nature destructive du forage peut expliquer cette anomalie. Des foraminifères ont pu être remaniés dans les dépôts sous-jacents, car la tête de forage a pu arracher des sédiments en remontant, ou des sédiments sont tombés dans le trou du forage. On peut ainsi envisager que la base du forage correspond à la zone à *tuberculata* puis est surmontée par la zone à *Spiroplectinella carinata*-*Heterolepa dutemplei*. Décrire une limite exacte dans le forage entre ces deux ensembles semble difficile. Pour les sédiments au-dessus, entre 290 m à 18 m, aucun fossile ne permet de dater exactement cet intervalle.

4-3-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

En raison du caractère destructif du forage, il est très difficile de reconstituer des paléoenvironnements sans informations sédimentologiques. De plus, cette méthode

de forage implique que des faunes et des flores des parties supérieures du forage se retrouvent avec les faunes et flores de la base du forage, car certains morceaux peuvent tomber dans le trou du forage ou être arraché en remontant le trépan. L'intervalle entre 519 m et 410 m se caractérise par des faunes marines et des flores continentales. Il m'est impossible d'interpréter cet intervalle dont les faunes et flores vivent entre le domaine marin, circalittoral à bathyal (ostracodes) et le domaine continental, les lacs et rivières d'eau douce (gyrogonites). Au-dessus de 410 m, les sédiments contiennent uniquement des faunes marines, avec des ostracodes vivant à des paléop profondeurs plus restreintes.

4-4-Les coupes de Bressaucourt et de Courgenay :

4-4-1-La coupe de Bressaucourt UMM :

La coupe de Bressaucourt UMM est un tout petit affleurement temporaire qui se situe à l'ouest de Porrentruy (coord.571.55 / 251.20). Cette mini-coupe, affleurant grâce à la construction d'une route montre à la base 20 cm de marnes grises contenant des petits bivalves (niveau BREU 1), surmontés de 60 cm d'argiles brunes avec quelques passées plus claires (niveau BREU 2). Le remblai de cette excavation a été entreposé non loin de là, et en raison de sa riche macrofaune, il a été échantillonné pour un lavage (BREU remblai).

4-4-1-1-Lithofaciès et sédimentologie :

Peu d'indices sédimentologiques ont été relevés. Il s'agit de dépôts marneux de basse énergie, où s'étendent des fronts d'oxydation le long des petites fractures.

4-4-1-2-Paléontologie :

Les lavages effectués dans les niveaux de la coupe ont révélé une riche faune :

Poissons : L'échantillon BREU remblai a fourni une dent de poisson. Il s'agit d'une dent de Téléostéen. Aucune information spécifique ne peut en être déduite.

Bivalves :

Les deux niveaux de la coupe et l'échantillon provenant du remblai ont tous fournis de petits bivalves, dans toutes les fractions des tamis. Ces bivalves peuvent être séparés en deux groupes : le premier est constitué de petit bivalves à charnière hétérodonte et montre, en vue interne, une empreinte sinupalliée. La taille des bivalves et leur conservation ne permettent pas d'apprécier les empreintes musculaires. En vue externe, la surface de la coquille est lisse et ne laisse apparaître que les stries d'accroissement. Puisque les coquilles montrent des empreintes sinupalliées, il s'agit sans doute d'une espèce endobionte, qui ressemble beaucoup aux Tellines actuelles. Le deuxième groupe est représenté par des valves à charnière hétérodonte. L'état de conservation ne permet pas d'apprécier l'empreinte du manteau, ni l'emplacement des muscles. En vue externe, la coquille porte des côtes perpendiculaires aux stries d'accroissement. La partie distale des côtes porte de petits tubercules. La

morphologie se rapproche de celle des *Cardium*. Cette dernière est une espèce marine.

Gastéropodes :

Les niveaux BREU 1 et Breu remblai ont fourni une riche faune de gastéropodes. Cette faune ne semble être représentée que par une seule espèce : Avec un angle très faible au niveau de l'apex, l'enroulement est rapide (5 spires pour 2mm de longueur environ) et l'ornementation de la coquille consiste en des côtes parallèles aux stries d'accroissement, une côte étant constituée de 4 à 5 petits tubercules successifs. L'ouverture est siphonostome. Cette espèce ressemble aux *Cerithium* actuels, genre saumâtre.

Ostracodes :

Les 3 niveaux échantillonnés renferment une riche faune d'ostracodes. Le niveau BREU 1 contient les espèces *Hammatocythere* cf. *trituberculata*, *Loxoconcha favata*, *Hemicyprideis helvetica* et *Cytheridea pernota*. Le niveau BREU 2 contient les espèces *Hammatocythere* cf. *trituberculata*, *Cytheridea pernota* et *Pseudocandona* sp.1. L'échantillon prélevé dans le remblais (BREU remblai) renferme les espèces *Hammatocythere* cf. *trituberculata*, *Eocytheropteron plicatoreticulatum*, *Cytherella gracilis*, *Ghardaglaia* cf. *pectina*, *Pterygocythereis ceratoptera*, *Loxoconcha favata*, *Hemicyprideis helvetica* et *Cytheridea pernota*.

Les ostracodes récoltés sont majoritairement marins, mais *Hemicyprideis helvetica* peut vivre en conditions saumâtres. *Pseudocandona* sp.1 récoltée dans le niveau BREU 2 est le seul véritable ostracode continental, mais qui peut supporter momentanément des variations de salinité.

Foraminifères :

Les niveaux BREU 1 et BREU remblai ont fourni une faune de foraminifères typiques des Septarienton des synclinaux du Jura. Le niveau BREU 1 a fourni les espèces *Quinqueloculina* sp.1, *Lenticulina* sp.2, *Lagena* sp. et *Bolivina beyrichi*. L'échantillon BREU remblai a fourni les espèces *Quinqueloculina* sp.1, *Quinqueloculina*, sp.2, *Dentalina* sp., *Pyrulina lanceolata*, *Rosalina* sp., *Melonis affinis* et *Astrononion* sp.

Echinodermes :

Les niveaux BREU 1 et BREU remblais ont fourni des radioles d'oursins.

Nannofossiles :

Les nannofossiles du niveau BREU 1 ont été étudiés. Les fossiles présents sont *Chiasmolithus titus*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Rhabdosphaera* sp.? Le niveau contient des espèces remaniées de l'Eocène et du Crétacé. Les espèces indiquent un grand intervalle stratigraphique, soit de l'Eocène moyen (NP-15) à l'Oligocène inférieur (NP 21).

4-4-1-3-Biostratigraphie :

Les nannofossiles indiquent un grand intervalle stratigraphique, soit de l'Eocène moyen (NP-15) à l'Oligocène inférieur (NP 21). Même en considérant l'âge

le plus récent (NP 21), ces sédiments sont plus vieux que leur équivalent à Courgenay, indiquant les niveaux NP 24- NP 25 (BERGER, 1992). Les datations par les nannofossiles, comprises entre les zones NP 21 à NP 23 sont problématiques pour les sédiments où il y a beaucoup de remaniements. Ces problèmes seront discutés dans la synthèse.

4-4-1-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

Les faunes récoltées dans cette mini-coupe permettent de définir un milieu marin de faible énergie, au fond oxique, où se développent des espèces endobiontes comme les bivalves, et les espèces épibiontes comme les ostracodes et les foraminifères benthiques. La présence de *Pseudocandona* sp.1 montre la proximité de la côte avec une influence continentale. La présence de *Pterygocythereis ceratoptera* indiquerait une paléoprofondeur située au-delà de la zone d'action des vagues de tempêtes, soit environ 30 m (Carbonnel, 1998). Situé à près de 200 m au nord des coupes Bressaucourt Bois carré et L'Oiselier Passage, ces marnes grises (Formation des Septarienton) pourraient constituer un faciès distal aux dépôts conglomératiques (Formation des Conglomérats de Porrentry)

4-4-2-La coupe de Courgenay :

Dans le synclinal d'Ajoie, au sud du village de Courgenay, nous avons pu lever une mini-coupe dans un ruisseau (coord. 576.30 /248.95). Cette mini-coupe se compose à la base de 20 cm de marnes grises (niveau CG 3), surmontés de 30 à 40 cm de marnes jaunes contenant une lumachelle d'huîtres (niveau CG 2).

4-4-2-1-Lithofaciès et sédimentologie :

Peu d'indices sédimentologiques ont été observés. Il s'agit de dépôts marneux de basse énergie.

4-4-2-2-Paléontologie :

Les lavages effectués dans les niveaux de la coupe ont révélé une faune abondante :

Poissons :

Une dent de petite taille (entre 250 et 500 µm) a été récoltée dans le niveau CG2. Il s'agit d'une dent de Téléostéen. Aucune détermination spécifique n'est possible.

Bivalves :

Les niveaux CG3 et CG2 contiennent un très grand nombre d'huîtres. Ces bivalves mesurent en moyenne 4 à 5 cm de long et certaines coquilles de lamellibranches servent de point de fixation pour les générations suivantes. Ces huîtres ressemblent beaucoup à celles récoltées dans la coupe de Develier-virage.

Ostracodes :

Le niveau CG2 a fourni les espèces d'ostracodes *Cyamocytheridea punctatella* et *Hemicyprideis helvetica*. Ces espèces sont caractéristiques de dépôts saumâtres.

Echinodermes :

Le niveau CG2 a livré un radiole d'oursin.

Foraminifères :

Le niveau CG3 a fourni *Cibicides* sp. et *Melonis affinis*. Le niveau CG2 a fourni *Melonis affinis*, des Rotalidae indéterminées, ainsi que quelques autres foraminifères indéterminables.

4-4-2-3-Biostratigraphie :

Aucune estimation biostratigraphique précise ne peut être envisagée avec les faunes récoltées. D'après BERGER (1992), grâce au forages POT, ces sédiments appartiennent à l'intervalle nannoplanctonique NP 24- NP 25, soit le Rupélien supérieur et la base du Chattien.

4-4-2-4-Écologie et Paléoenvironnements :

Ces dépôts marneux représentent des dépôts marins côtiers comme l'atteste la présence de faunes marines, dans une zone abritée (dépôt de basse énergie). La salinité semble anormale car, bien que l'on ait trouvé un radiole d'oursin, l'association d'ostracodes *Cyamocytheridea punctatella* et *Hemicyprideis helvetica* indique des conditions saumâtres, conditions favorables à l'installation de colonies d'huîtres.

4-4-3-La coupe de Courgenay-villa :

A la faveur d'une excavation pour la construction d'une villa, aux coordonnées 577.05 / 249.95, nous avons pu prélever une marne jaune qui affleurerait sur 20 cm sous la terre végétale. Le lavage de l'échantillon prélevé (CG 6) a fourni une riche faune.

4-4-3-1-Paléontologie :

Ostracodes :

L'échantillon CG6 fournit les espèces d'ostracodes *Paracypris aerodynamica*, *Pterygocythereis ceratoptera*, *Cyamocytheridea punctatella* et de nombreuses *Cytheridea pernota*.

Foraminifères :

Les nombreuses espèces récoltées sont *Quinqueloculina* sp., *Lenticulina* sp., *Vaginulopsis* sp., *Lagena* sp., *Polymorphina* sp., *Pyulina lanceolata*, *Globulina gibba*, *Globigerina* sp., *Rosalina* sp., *Melonis affinis*, des Rotalidae indéterminées ainsi que quelques foraminifères indéterminables.

Echinodermes :

Le niveau CG6 a livré un très grand nombre de radioles d'oursins.

4-4-3-2-Biostratigraphie :

Aucune estimation biostratigraphique précise ne peut être envisagée avec les faunes récoltées. D'après BERGER (1992), ces sédiments appartiennent à l'intervalle nannoplanctonique NP 24- NP 25, soit le Rupélien supérieur et la base du Chattien.

4-4-3-3-Écologie et Paléoenvironnements :

Cet affleurement, situé au nord de la coupe

Courgenay, montre également des dépôts marins mais beaucoup plus distaux que ceux de la coupe de Courgenay. En effet, l'association d'ostracodes est typiquement marine et la présence de *Pterygocythereis ceratoptera* indique que la paléoprofondeur de dépôt se situe à plus de 30 m, sous la limite d'action des vagues de tempêtes (CARBONNEL, 1998).

4-5-Affleurement de Wynau (UMM) :

Cet affleurement a été découvert par FISCHER (1965) au sud du Jura, dans la région de Wynau, au lieu-dit Kellenboden (coord. 628.490 / 234.520). Ces dépôts ont été trouvés lorsque la rivière l'Aare était très basse. Dans ces sédiments marno-gréseux, des foraminifères tertiaires ont été découverts, ce qui impliquait la présence de la mer à Wynau. Les autres affleurements marins contemporains se situent au nord avec les dépôts d'UMM des synclinaux du nord du Jura (limite sud synclinal de Delémont) et au sud avec les dépôts d'UMM périalpine (dont la limite nord est souvent figurée comme étant la ligne Lausanne-Fribourg-Bern-Zurich). La présence de la mer à Wynau est donc un fait important puisqu'elle se situe loin des deux grands ensembles marins. Cette question a été laissée en suspens par Fischer et, dans les cartes paléogéographiques les plus récentes, personne n'a tenu compte de cette information. Mr FISCHER a bien voulu mettre à ma disposition du sédiment de cet affleurement sur lequel les nannofossiles ont été étudiés. Nous avons fait redéterminer les foraminifères découverts par FISCHER (1965) :

4-5-1-Paléontologie :

Foraminifères :

FISCHER (1965) mentionne la présence de Bolivines, de Globigerines en grande quantité et de rares de Bulimines, de Cibicides, Discorbides, Nonionides, Nodosariés et de Lenticulines. Ces mêmes foraminifères, redéterminés par K. GRIMM sont représentés par *Bolivina* sp. (Planche 10 ; 10), *Bolivina beyrichi*, *Melonis affinis*, *Lagena* sp., *Dentalina* sp.1, *Dentalina* sp.2, *Lenticulina* sp., *Cibicides* sp., *Rotalia* sp., *Globigerina bulloides* (Planche 10 ; 9), *Globigerina* sp. et *Globorotalia* sp., ainsi que des Rotaliidae indéterminées. Ces foraminifères pourraient appartenir au Rupélien, comme à des âges plus vieux. Aucun de ces foraminifères n'appartient à des espèces types de l'UMM du nord du fossé rhénan.

Nannofossiles :

Les nannofossiles déterminés par E. DE KAENEL sont représentés par les espèces : *Chiasmolithus bidens*, *Clausicoccus cribellus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus frequens*, *Cruciplacolithus intermedius*, *Dictyococcites bisectus bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Ericsonia formosa*, *Markalius astroporus*, *Prinsius bisulcus*, *Prinsius martinii*, *Reticulofenestra caucasia*, *Reticulofenestra daviesi*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Reticulofenestra haqii*, *Sphenolithus editus*, *Toweius callosus*, *Transversopontis pulcher*.

Il existe dans ces sédiments des nannofossiles remaniés du Crétacé et du Paléocène. Ces nannofossiles

indiquent des zones nannoplanctoniques allant du sommet de NP 17 à NP 21, soit du Bartonien supérieur au Rupélien inférieur.

4-5-2-Biostratigraphie :

Les foraminifères indiqueraient un âge Rupélien. Les nannofossiles indiquent les zones nannoplanctoniques sommet NP 17 à NP 21, soit du Bartonien supérieur au Rupélien inférieur. Les datations par les nannofossiles, comprises entre les zones NP 21 à NP 23 sont problématiques pour les sédiments où il y a beaucoup de remaniements. Ces problèmes seront discutés dans la synthèse. De plus, d'après FISCHER (1965), cet affleurement devrait se trouver à la base de la Glimmer Molasse, qui recouvre la formation des Calcaires inférieurs datés du niveau mammalien MP 27 (ENGESSER & MÖDDEN, 1987). Même en prenant la limite supérieure de l'intervalle donné par les nannofossiles, cet âge semble trop vieux par rapport à MP 27, qui est d'ailleurs un point de référence dans la charte biostratigraphique mammalienne.

5-GROUPE DE LA MOLASSE ALSACIENNE

5-1-Les Forages de la vallée de Tavannes:

Le bureau MFR de Bienne a entrepris une série de forages dans la vallée de Tavannes. Mr BAPST a mis à notre disposition ces forages que nous avons pu étudier. Ici, seule l'étude des forages ayant fourni des faunes et flores va être développée.

5-1-1-Forage RB 1 (Tavannes) :

Ce forage se situe près de la ville de Tavannes (coord. 582.390 / 229.625). Il montre près de 35 m de Molasse alsacienne (fig III-34), et se caractérise par une extrême pauvreté de fossiles.

5-1-1-1-Lithofaciès et sédimentologie :

De bas en haut, le forage RB1 montre à sa base 20 cm de marnes de couleur sombre surmontées par un petit banc calcaire (niveau RB1 34.2-34.4). Au-dessus, se sont déposés 2 m de marnes gréseuses bariolées. Ensuite, après le dépôt d'un banc conglomératique, un banc de grès de près de 3 m est observable. Puis un banc de marnes gréseuses bariolées est surmonté par deux bancs de marnes sombres et grises. Ensuite, 6 bancs de grès consécutifs sont observables et montrent une puissance de près 6.80 m. Au-dessus, un banc centimétrique de marnes bariolées est surmonté de marnes gréseuses grises et par un banc d'argiles (niveau RB1 19-19.1) Ensuite, après de 20 cm de marnes bariolées, un banc de grès de 2.50 m est observable. Ce grès est recouvert par des marnes gréseuses à la base bariolées, puis par des marnes sombres (niveau RB1 14.65-14.75), elles-mêmes surmontées par des marnes gréseuses qui passent à un véritable grès de 3 m de puissance, interrompu vers le haut par un banc de marnes gréseuses gris-beige. Entre 24 m et 27 m, les dépôts sont constitués d'une alternance d'argiles et de marnes bariolées. Le haut du forage est recouvert par près de 6 m de Quaternaire.

A part le banc calcaire à la base du forage, tous ces

sédiments appartiennent à des dépôts fluviaux, avec les faciès de chenaux constitués de grès passant latéralement à des marnes qui ont tendance à s'oxyder, correspondant à la plaine d'inondation. Dans ce forage, aucune figure sédimentaire n'a pu être observée.

5-1-1-2-Paléontologie :

Débris d'os :

Le niveau RB1 24.00 a fourni des débris d'os, appartenant sans doute à des poissons.

Gastéropodes :

Le niveau RB1 24.00 a fourni des restes de gastéropodes. Ces restes semblent appartenir à un gastéropode terrestre.

Charophytes :

Le niveau RB1 34.2-34.4 a livré une seule gyrogonite de charophyte écrasée. Elle ne peut malheureusement être déterminée.

5-1-1-3-Biostratigraphie :

Aucun fossile ne permet une datation de ces dépôts.

5-1-1-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

A part l'épisode lacustre à la base du forage, ces dépôts constituent un environnement fluvial, avec des chenaux constitués de grès passant latéralement à des marnes oxydées de la plaine d'inondation. L'énergie importante dans les chenaux et la dégradation des tests dans la plaine d'inondation entraînent la très mauvaise conservation ainsi que la rareté des fossiles.

5-1-2-Forage RB2 Tavannes :

Dans le synclinal de Tavannes-Reconvilier-Court, proche de la ville de Tavannes, ce deuxième forage, d'une puissance d'environ 22 m (fig.III-35), est situé aux coordonnées 583.135 / 230.08.

5-1-2-1-Lithofaciès et sédimentologie :

La base du forage est constituée de 5 bancs de marnes, gris vert et sombres à la base et bariolées au sommet. Dans les marnes bariolées, de grands cristaux de gypse sont observés, ainsi que des traces racinaires. Au-dessus, 2.50 m de grès en deux bancs sont observables et à sa base, ils montrent des laminations de 70°. Cette valeur montre que les dépôts du forage ne sont donc pas tabulaires. Le sommet de ces deux bancs de grès montre des traces racinaires. Ensuite 4 bancs de marnes sont observables, de couleur grise à sombre à la base, bariolées au sommet. Le premier banc contient quelques concrétions calcaires (niveau RB2 14.7). Au-dessus, une alternance de petits bancs de grès et de marnes gréseuses de couleur gris-beige s'est déposée, surmontée d'un mètre de grès de la même couleur. Audessus, après 20 cm de marnes gréseuses gris-beige, se dépose 1 m de marnes bariolées avec des concrétions calcaires au sommet. Entre 12 et 14 m, un banc de grès gris à la base devenant bariolé au sommet est observable, surmonté de 3 bancs de marnes

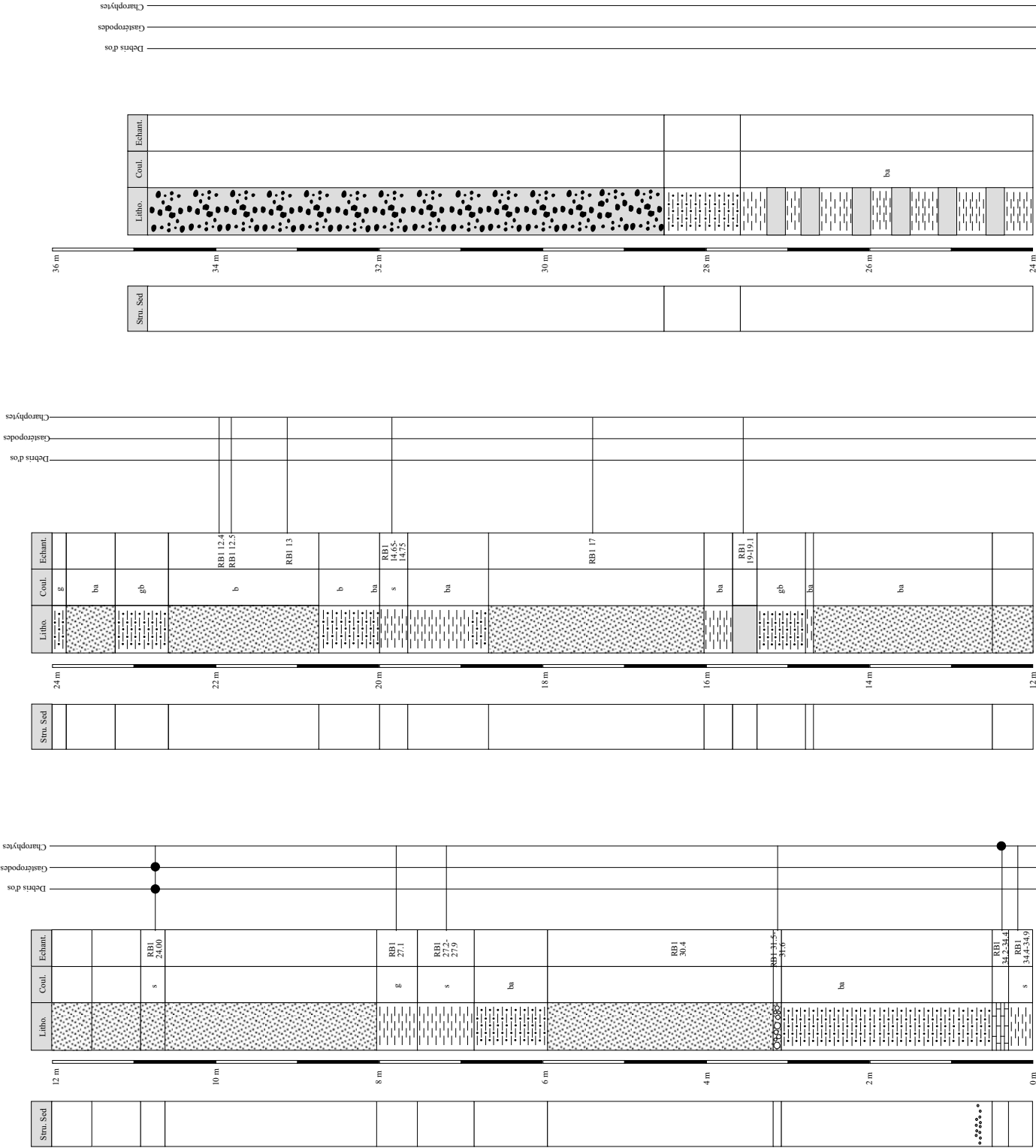


Fig.III-34: Log lithostratigraphique du forage RB1 à Tavannes

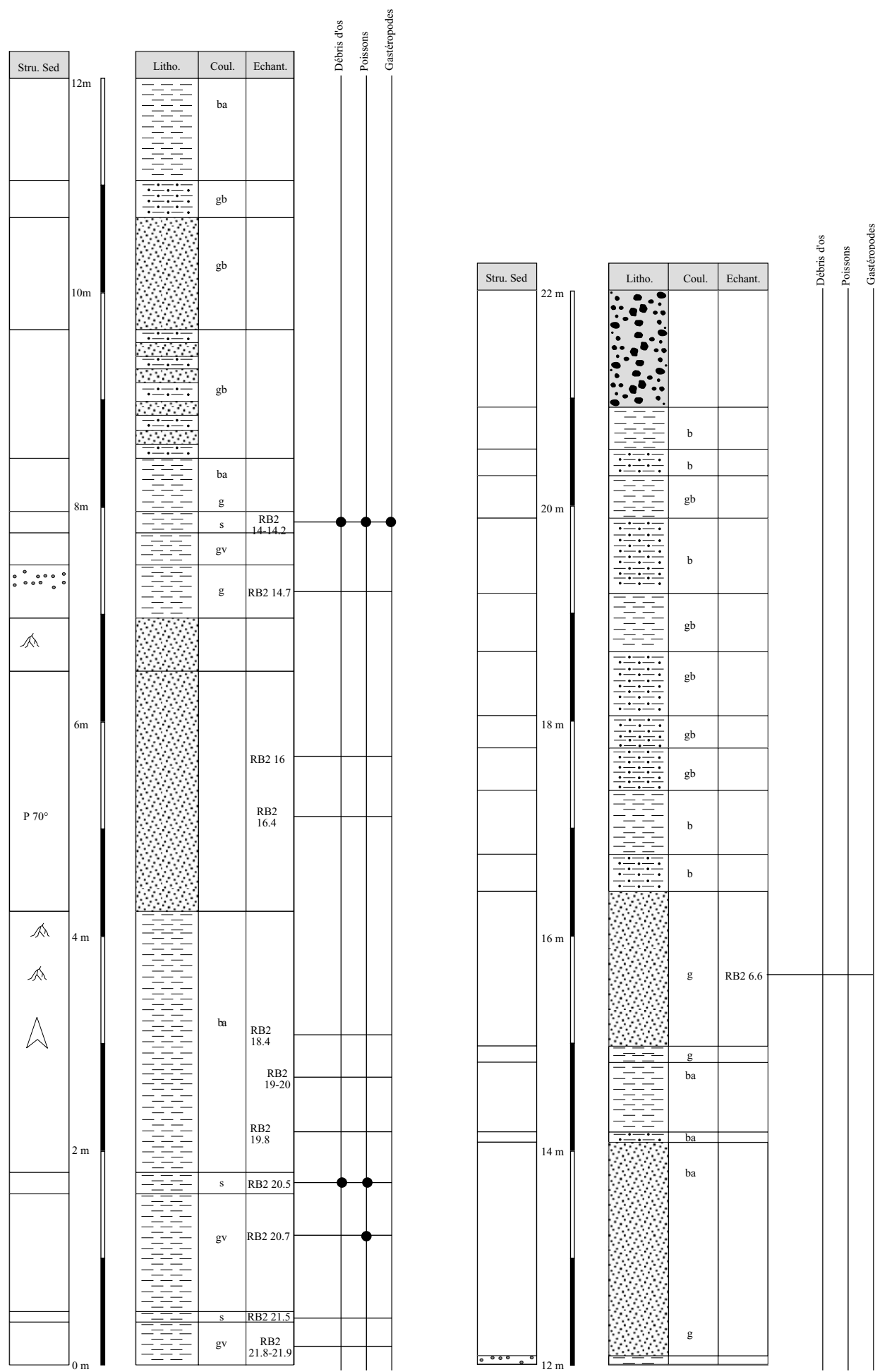


Fig.III-35: Log lithostratigraphique du forage RB2 de Tavannes

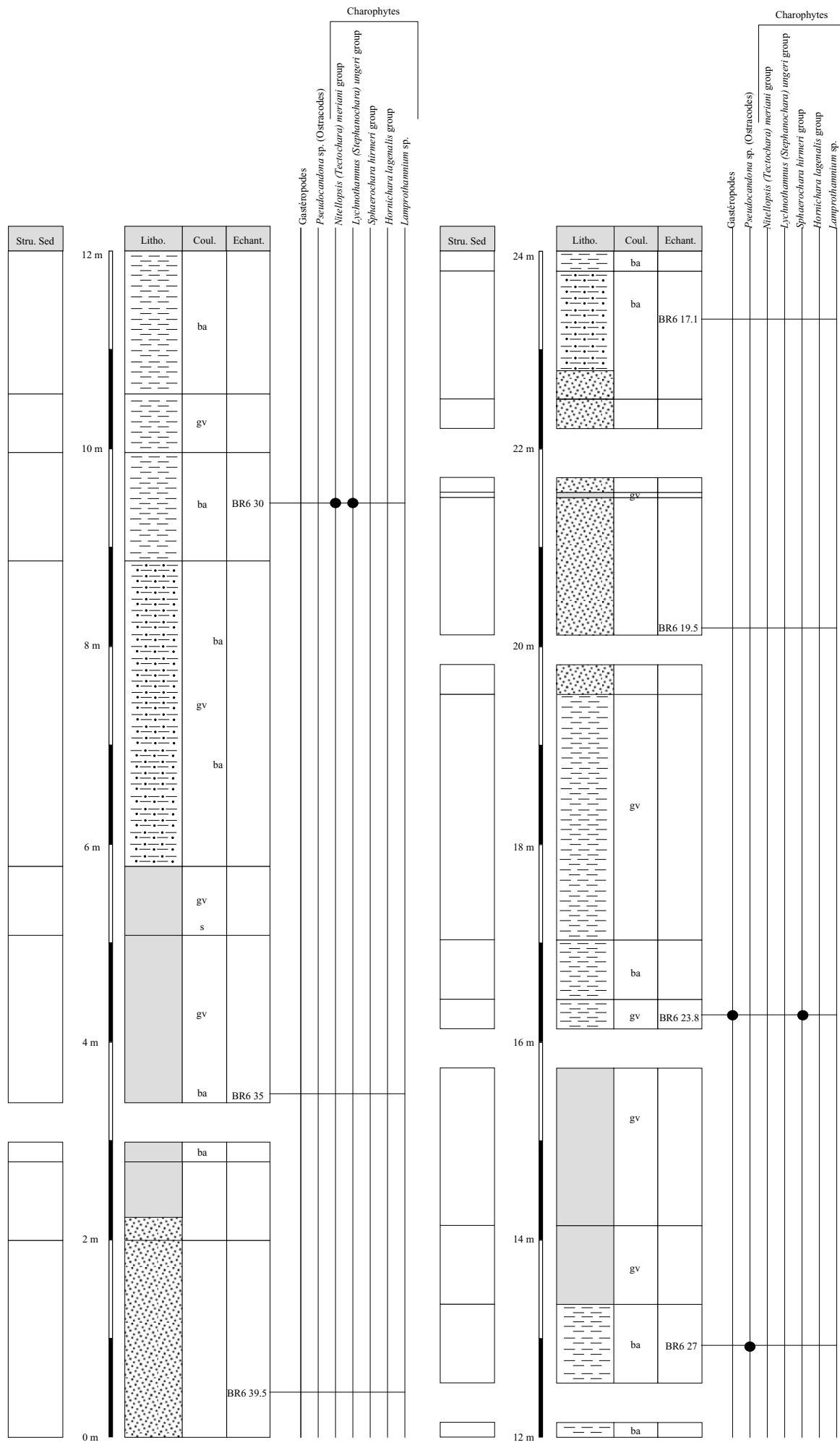


Fig.III-36: Log lithostratigraphique du forage BR6 de Loveresse

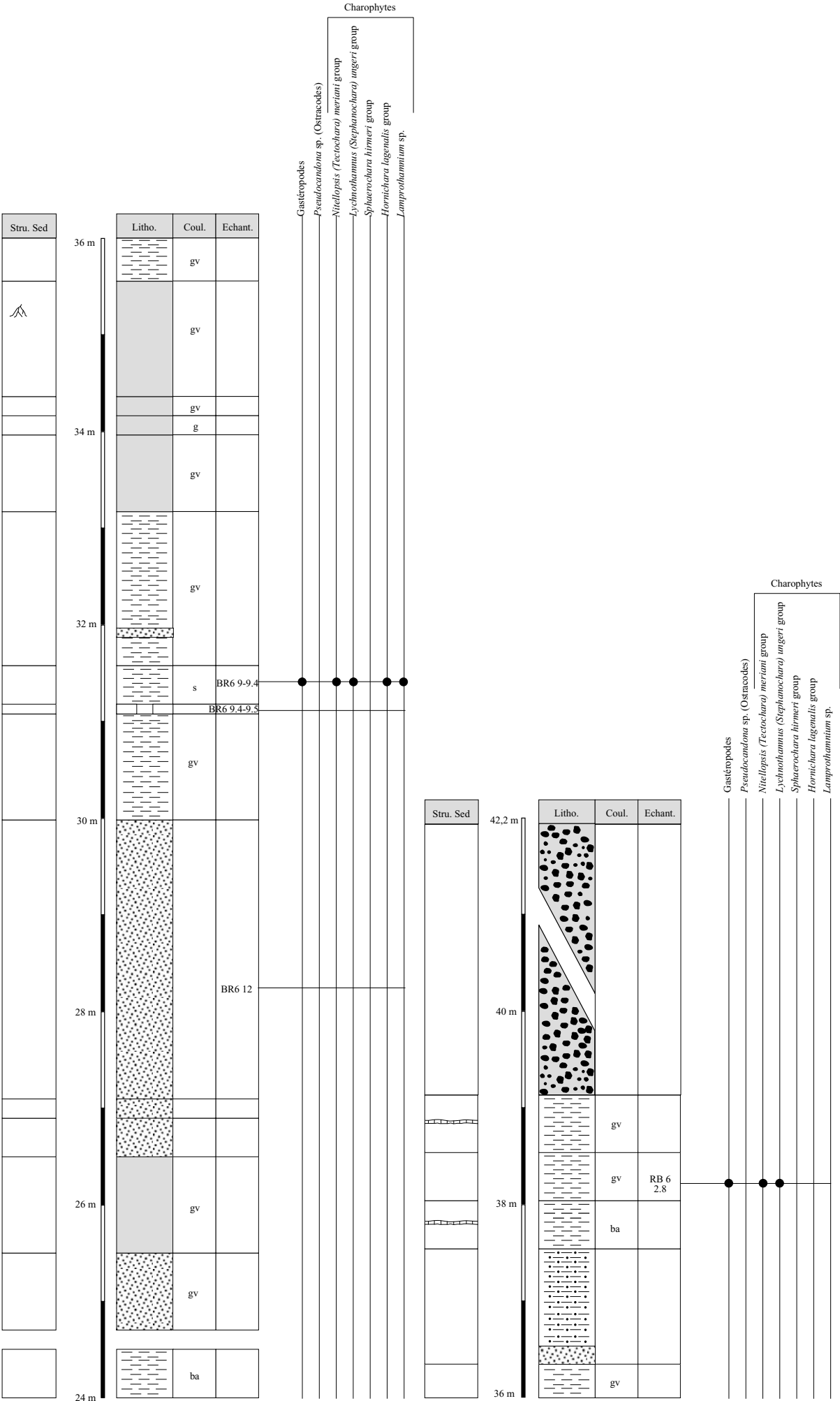


Fig.III-37: Log lithostratigraphique du forage BR6 de Loveresse

gréseuses bariolées à grises. Ensuite on observe un banc de grès (RB2 6.6). Entre 16.50 et 20.90 m se dépose une série de bancs marneux et marno-gréseux de couleur beige à gris-beige. Le sommet du forage est constitué de près d'un mètre de Quaternaire.

5-1-2-2-Paléontologie :

Poissons :

Les niveaux RB2 14-14.2, RB2 20.5 et RB2 20.7 ont livré des dents pharyngiennes de poissons. Aucune détermination spécifique n'a été effectuée. Ces niveaux ont également fourni des éléments ostéologiques de poissons.

Gastéropodes :

Le niveau RB2 14-14.2 contient des gastéropodes, dont une partie sont des planorbes.

5-1-2-3-Biostratigraphie :

Aucun fossile ne permet pas une datation de ces dépôts.

5-1-2-4-Écologie et Paléoenvironnements :

Les sédiments du forage RB2 représentent un environnement fluviatile avec des chenaux de grès, passant latéralement à des marnes plus ou moins gréseuses de la plaine d'inondation qui sont oxydées assez facilement. Dans ce forage, les grès comme les marnes montrent souvent des traces racinaires, synonyme d'émersion. Il est à noter que,

à la base du forage, les marnes contiennent des cristaux de gypse. Ce gypse est malheureusement secondaire.

5-1-3-Le forage BR6-Loveresse :

Dans le synclinal de Tavannes-Court-Reconvilier, près du village de Loveresse, le forage BR 6-Loveresse est situé aux coordonnées 585.500 / 231.450. Ce forage a une puissance de près de 42 m (fig. III-36 et fig. III-37).

5-1-3-1-Lithofaciès et sédimentologie :

La base du forage montre deux bancs de grès atteignant une épaisseur de 2.20 m. Au-dessus, se déposent 4 bancs d'argiles bariolées, sombres et de couleur gris-vert, avec une lacune d'observation. Au-dessus, se déposent 3 m de marnes gréseuses de couleur gris-vert avec des petits niveaux bariolés. Ensuite, une série de 5 bancs de marnes bariolées avec un niveau gris-vert (entre les niveaux BR6 30 et BR6 27) est observable. Au-dessus, deux bancs d'argiles gris-vert atteignent près de 2.20 m d'épaisseur, surmontés par trois bancs de marnes gris-vert et bariolées. Ensuite 4 bancs de grès de 3 m d'épaisseur sont observables, entrecoupés de lacunes d'observation. Ces grès font place à des marnes gréseuses bariolées (BR6 17.1). Au-dessus, après 60 cm de marnes bariolées, se dépose un banc gréseux. Après le dépôt d'un banc argileux gris-vert, 3 bancs de grès atteignent une puissance de 3.20 m (niveau BR6 12). Après 1.20 m de marnes gris-vert, un petit banc calcaire est observable, surmonté par 3 niveaux de marnes sombres à gris-vert et entrecoupé d'un

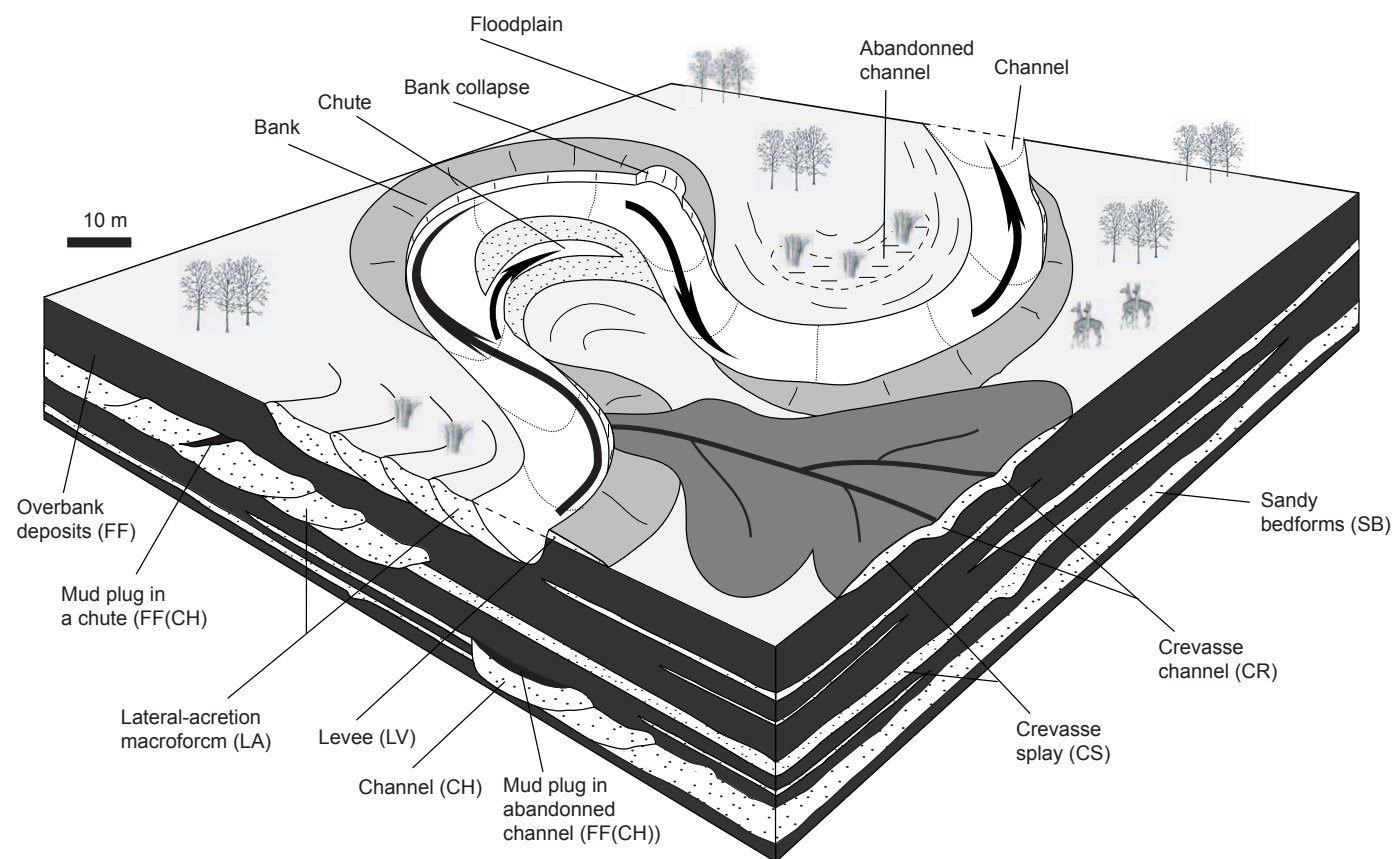


Fig.III-38: Faciès et structure des environnements fluviatiles dans l'USM (Becker *et al.* 2002b)

horizon de grès. Ensuite, une série de 4 bancs d'argiles gris vert montre à son sommet des traces racinaires. Au-dessus, un banc de marnes gris-vert est surmonté d'un horizon de grès, puis par des marnes gréseuses. Ensuite, 3 bancs de marnes bariolées et gris-vert sont observés, dont deux niveaux avec des calcrètes, synonyme d'émersion. Le sommet du forage est constitué de Quaternaire.

5-1-3-2-Paléontologie :

Gastéropodes :

Les niveaux BR6 2.8, BR6 9-9.4 et BR6 23.8 ont livré des gastéropodes, dont une partie est à rapporter au groupe des planorbes.

Ostracodes :

Le niveau BR6 27 a fourni deux carapaces d'ostracodes. Il s'agit de *Pseudocandona* sp., ostracode rampant vivant à des paléoprofondeurs situées entre 0 et 2 m de profondeur.

Charophytes :

Le niveau BR6 2.8 a fourni les espèces *Nitellopsis (Tectochara) meriani* group et *Lychnothamnus (Stephanochara) ungeri* group. Le niveau BR 6 9-9.4 contient les espèces *Nitellopsis (Tectochara) meriani* group (Planche 11 , 3 et 4), *Lychnothamnus (Stephanochara) ungeri* group, *Hornichara lagenalis* group et *Lamprothamnium* sp.. Le niveau BR6 23.8 a livré l'espèce *Sphaerochara hirmeri* group et enfin le niveau BR 6 30 les espèces *Nitellopsis (Tectochara) meriani* group et *Lychnothamnus (Stephanochara) ungeri* group.

Palynologie :

une analyse a été entreprise sur le niveau BR6 9-9.4. Ce niveau contient des phytoclastes fortement oxydés avec des contaminations de pollens actuels.

5-1-3-3-Biostratigraphie :

D'après les charophytes, ces sédiments appartiennent soit à la zone à *ungeri*, soit à la zone à *notata*, ce qui correspond à la partie supérieure du Chattien.

5-1-3-4-Écologie et Paléoenvironnements :

Les dépôts du forage BR6 représentent des environnements fluviaux avec des chenaux gréseux passant latéralement à des marnes se trouvant dans la plaine d'inondation. Ces marnes sont souvent oxydées et montrent des traces racinaires, synonymes d'émersion.

Il est très difficile de réaliser une étude sédimentologique poussée avec des forages car il est difficile d'appréhender les grandes structures et les passages latéraux de faciès. Cependant une étude effectuée sur la coupe de Wallenried, située sur dans la Molasse du Plateau, a mis en évidence ces paléoenvironnements fluviaux (BECKER *et al.*, 2002b), qui pourraient correspondre à ceux de la vallée de Tavannes. Ces différents environnements sont donnés par la fig. III-38.

5-2-La Coupe de Moutier – Belprahon :

Dans le synclinal de Moutier, entre la ville de Moutier et le village de Belprahon, le long de la rivière La Raus, se trouve une coupe dans la Molasse alsacienne (fig. III-39). Près d'une cimenterie, aux coordonnées 597.22 / 236.46, cette coupe a une puissance de près de 15 m.

5-2-1-Lithofaciès et sédimentologie :

La base de la coupe montre un grand chenal de grès de 3 m de puissance devenant de plus en plus en fin en atteignant son sommet. Une lame mince a été effectuée dans ce niveau (MB1) : elle montre de petits cristaux de quartz, de biotite et de muscovite dans une matrice micritique. Latéralement, ce chenal passe à des marnes bariolées. Au-dessus, se déposent 2 m de marnes bariolées puis 2 m de marnes de couleur rouge. Ensuite se dépose 1.20 m de marnes grises contenant des concrétions calcaires. Au-dessus se trouve 1.20 m d'argiles bariolées. Ensuite 1.30 m de calcaires marneux sont observables. Une lame mince a été effectuée dans ce niveau MB6 : elle montre un calcaire micritique contenant de rares cristaux de quartz anguleux et quelques îlots de sparite correspondant sans doute à des bioclastes recristallisés. Ce calcaire est poreux et les pores montrent un ciment drusique sparitique. Après un liséré d'argile de quelques cm, un autre banc de calcaire de 1 m de puissance est visible. Au-dessus se déposent 70 cm de marnes bariolées. Au-dessus, le banc passe progressivement de marnes à des marnes gréseuses et est surmonté par environ 2 m de calcaire marneux.

5-2-2-Paléontologie :

Ostracodes :

Le niveau MB 8 a livré des ostracodes, à savoir les espèces *Pseudocandona fertilis* et *Pseudocandona* sp., ostracode rampant vivant entre 0 et 2 m de profondeur.

Charophytes :

Les niveaux MB 4 et MB 8 contiennent des charophytes. Le niveau MB4 contient les espèces *Nitellopsis (Tectochara) meriani* group, *Lychnothamnus (Rhabdochara) praelangeri-major* group, *Sphaerochara hirmeri* group et *Chara* sp.. Le niveau MB8 contient les espèces *Nitellopsis (Tectochara) meriani* group, *Lychnothamnus (Rhabdochara) praelangeri-major* group.

Fruits :

Le niveau MB4 a fourni un fragment de fruit, appartenant au genre *Celtis*.

5-2-3-Biostratigraphie :

Les espèces de charophytes appartiennent à la zone à *major* ou *microcera*, ce qui correspond à un intervalle allant du Rupélien moyen jusqu'au Chattien moyen.

Les calcaires du sommet de cette coupe n'appartiennent pas à la formation des Calcaires delémontiens, car la coupe Viaduc-Moutier, située un peu plus à l'ouest, se trouve stratigraphiquement au-dessus et est constituée elle-

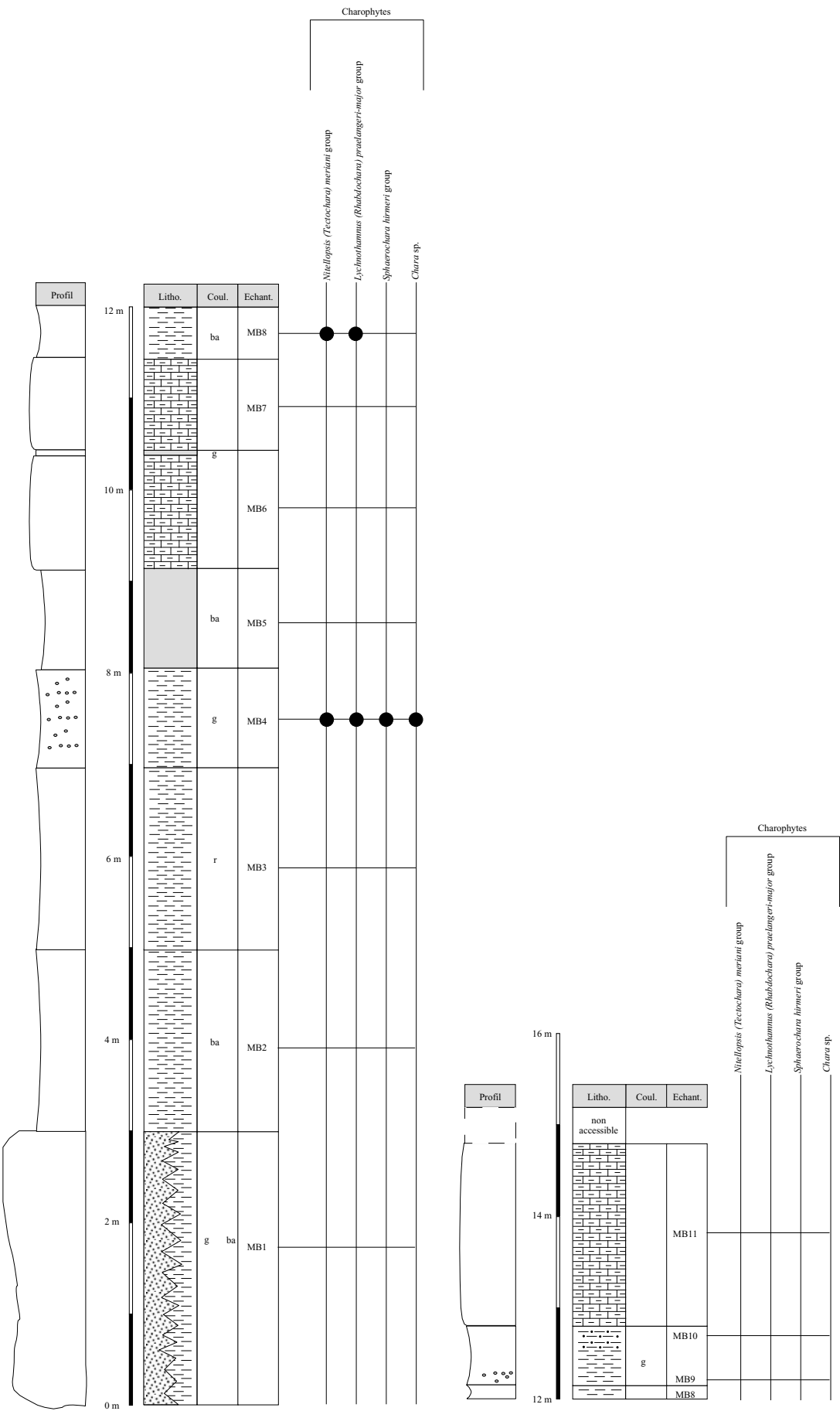


Fig.III-39: Log lithostratigraphique de la coupe Moutier Belprahon

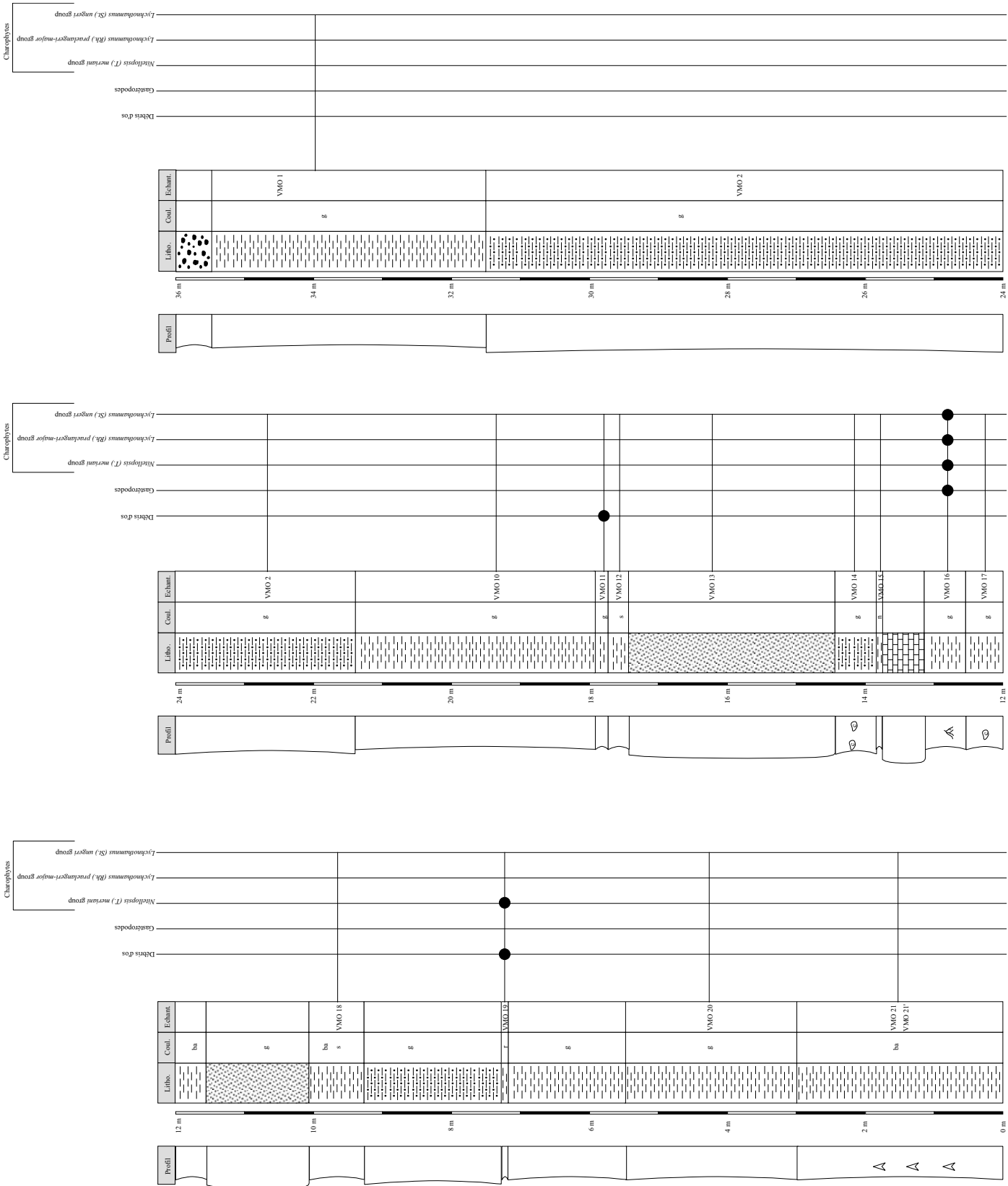


Fig.III-40: Log lithostratigraphique de la coupe Viaduc de Moutier

aussi de Molasse alsacienne. Ces calcaires montrent qu'il peut y avoir des épisodes de calcaire lacustre au sein de la formation de la Molasse alsacienne, comme l'avait déjà signalé BAUMBERGER (1927) pour les Matzendorfalk.

5-2-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

A la base, la coupe de Moutier-Belprahon représente des paléoenvironnements fluviaux avec des chenaux gréseux, lit principal du fleuve, passant latéralement à des marnes de la plaine d'inondation, souvent oxydées et où peuvent vivre momentanément des charophytes (niveau MB 4). Le sommet de la coupe correspond à un environnement lacustre, avec des dépôts carbonatés, peu profonds d'après les ostracodes récoltés.

5-3-La Coupe du Viaduc de Moutier :

Dans le synclinal de Moutier, à l'est de la ville de Moutier, des travaux autoroutiers ont été réalisés en vue de la construction d'un viaduc. Ils ont nécessité l'excavation d'une grande colline aux coordonnées 596.62 / 236.20. Cette excavation a mis à jour une coupe de près de 36 m de haut (fig. III-40), dans la Molasse alsacienne et située stratigraphiquement au-dessus de la coupe Moutier-Belprahon localisée 500 m plus à l'est. Ayant suivi l'excavation et levé la coupe en plusieurs fois, la numérotation des bancs est morcelée. Au sommet de la coupe (niveaux VMO 1 et VMO 2), les sédiments sont plissés et une synforme est observable, l'axe de raccourcissement apparent étant SSW-NNE. Les pendages les plus importants atteignent au maximum 20°. Ces sédiments sont affectés par de petites failles à très faible rejet (2 cm au maximum). Cette synforme n'est plus visible dans les niveaux inférieurs à VMO 2.

5-3-1-Lithofaciès et sédimentologie :

La base de la coupe du Viaduc de Moutier présente 3 m de marnes bariolées contenant de grands cristaux de gypse, et par endroits de véritables lentilles. Ce gypse semble être secondaire. Au-dessus, se trouvent deux bancs de 2.50 m et 1.70 m de marnes grises avec quelques taches ocre. Ensuite, un petit niveau de marnes rouge foncé est observable (VMO 19). Au-dessus, se trouvent 2 m de marnes gréseuses de couleur grise. Ensuite, un banc de marnes sombres et bariolées s'est déposé (80 cm). Au-dessus se trouve un banc de grès d'1.50 m d'épaisseur. Au-dessus, se développe 1 m de marnes grises contenant des concrétions calcaires, puis 60 cm de marnes grises avec des manchons de racines (VMO 16). Ensuite, un banc calcaire de 60 cm d'épaisseur est observable, suivi par un niveau de marnes noires de 10 cm (VMO 15). Ensuite, après 60 cm de marnes gréseuses avec des concrétions calcaires, un grand banc de grès de 3 m d'épaisseur est visible. Ensuite, 3 bancs de marnes sombres et grises de 4 m de puissance sont succédés par plus de 10 m de marnes gréseuses avec par endroits des taches ocre dues à l'oxydation (VMO 2), et enfin par 4 m de marnes grises (VMO 1). Au sommet de la coupe, un peu de Quaternaire est observable.

5-3-2-Paléontologie :

Débris d'os :

Les niveaux VMO 19 et VMO 11 ont livré des fragments d'os, qui appartiennent sans doute à des squelettes de poissons.

Gastéropodes :

Le niveau VMO 16 a fourni des gastéropodes, dont certains sont des planorbes.

Charophytes :

Les niveaux VMO 19 et VMO 16 contenaient des charophytes. Le niveau VMO 19 a livré l'espèce *Nitellopsis (Tectochara) meriani* group. Le niveau VMO 16 a fourni *Nitellopsis (Tectochara) meriani* group, *Lychnothamnus (Rhabdochara) praelangeri-major* group et *Lychnothamnus (Stephanochara) ungeri* (Planche 11 ; 5, 6 et 7).

5-3-3-Biostratigraphie :

Les deux niveaux de charophytes permettent d'estimer que le niveau VMO 19 est dans la zone à *major* ou *microcera*, soit l'intervalle allant du Rupélien moyen au Chattien moyen, alors que le niveau VMO 16 est dans la zone à *ungeri*, soit le Chattien moyen.

5-3-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

Les sédiments de la coupe du Viaduc de Moutier représentent des environnements fluviaux, correspondant majoritairement à des faciès de plaine d'inondation. Curieusement, les bancs de grès sont continus : soit ils appartiennent à des faciès de Crevasse splay (lorsque le fleuve sort de son lit, lors de crues et passe au travers d'un faciès de levée (fig. III-38), soit ils étaient disposés dans le sens de l'écoulement du fleuve.

5-4-Les Coupes de Dornachbrugg et de Biel-Benken

5-4-1-La coupe de Dornachbrugg :

Situé dans le fossé rhénan, cet affleurement se situe le long de la Birse, dans la ville de Dornach, sous le pont qui surplombe la rivière, juste au nord du déversoir (coord. 612.75 / 259.8). Cette coupe (fig. III-41) présente près de 8 m de grès et de marnes gréseuses, où nous avons découvert une faune assez inattendue pour le type de formation mentionnée sur la carte d'Arlesheim (Molasse alsacienne supérieure) (BITTERLI *et al.*, 1988)

5-4-1-1-Lithofaciès et sédimentologie :

La base de la coupe est représentée par 40 cm de marnes gréseuses de couleur grise. Au-dessus s'est déposé 1.20 m de grès gris. Celui-ci est interrompu par un chenal de près de 1.20 m de haut sur une longueur d'environ 25 m, avec une base érosive. Ce grès présente une stratification entrecroisée, avec un angle moyen de 20°. Dans ce chenal, on peut observer de petits slumps, engendrés par la tixotropie des sédiments. Il représente un milieu tidal ou subtidal. Ce chenal est érodé par le chenal sus-jacent d'une puissance de

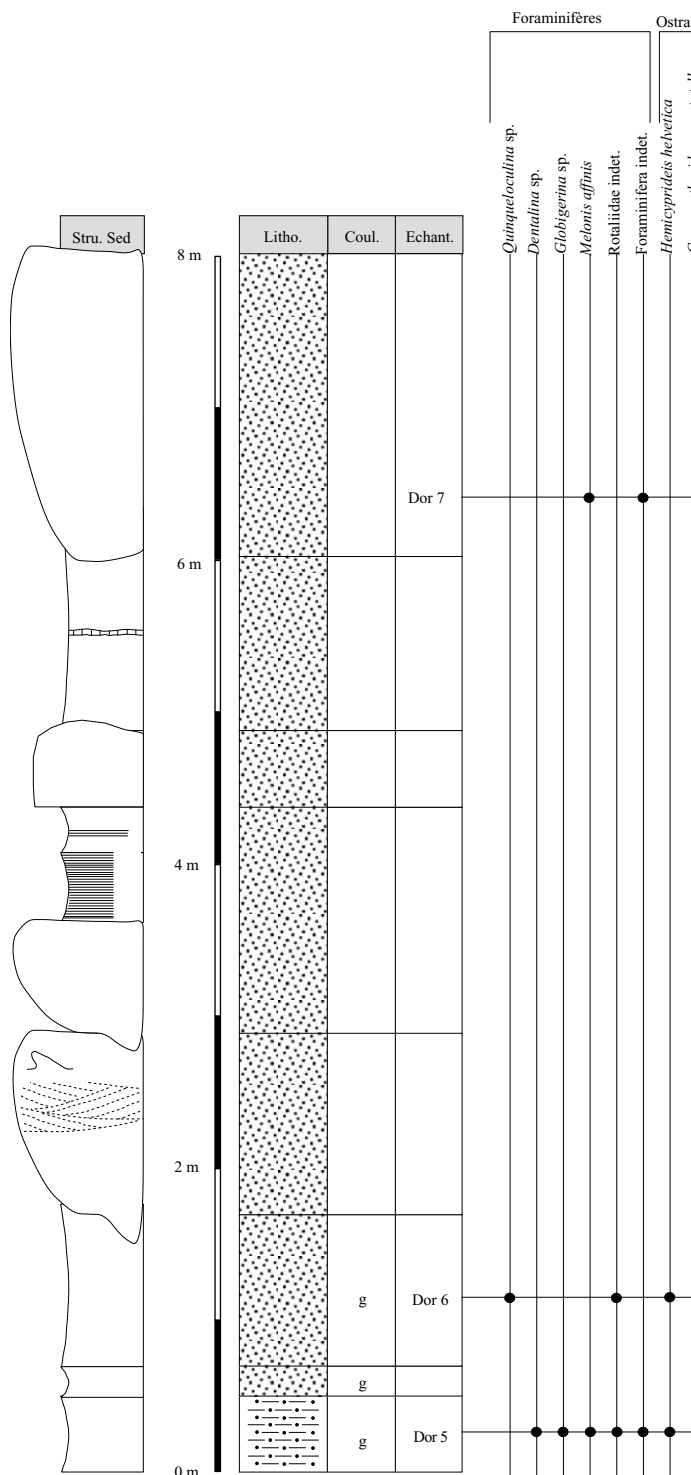


Fig. III-41: Log lithostratigraphique de la coupe de Dornachbrugg

80 cm. Ensuite, 40 cm et 30 cm de grès finement laminé à stratification plane contenant un peu de matière organique plaide pour un milieu intertidal. Ensuite se met en place un sandwave à la surface inférieure plane mais à la surface supérieure ondulée. Ensuite on peut observer un mètre de sables contenant des niveaux horizontaux de concrétions calcaires. Au sommet de la coupe, se trouve un chenal de 2 m de puissance. Tous les chenaux de la coupe ont pour équivalent latéral du sable. Un peu plus au nord sur la Birse, on peut observer une barre d'embouchure avec une progradation vers le nord des petits bancs de grès ayant un pendage d'une vingtaine de degrés. La plupart des chenaux de la coupe de Dornachbrugg contiennent des galets mous gris et du bois.

Une lame mince a été réalisée dans le sédiment de la barre d'embouchure (DOR 8). Cette lame mince présente de nombreux grains anguleux de quartz, de feldspath, de sparite, de grains micritiques, de biotite et de muscovite. La matrice est représentée par de la micrite, recristallisée par endroits (pseudo-micrite) (Planche C, 4).

L'étude sédimentologique a permis d'observer que ces dépôts étaient marins, contrairement aux descriptions de la littérature (BITTERLI *et al.*, 1988).

5-4-1-2-Paléontologie :

Trois niveaux ont été échantillonnés en vue de réaliser des lavages. Ils ont livré une faune inattendue.

Poissons :

Le niveau DOR 5 a fourni des épines hémiales ou dorsales de poissons, ainsi qu'une petite dent (taille entre 250 et 500 μ m). Il s'agit d'une dent de Téléostéens.

Bivalves :

Le niveau DOR 5 a fourni 5 petits bivalves (entre 500 μ m et 1 mm), tous de la même espèce. Leur coquille est usée mais on peut noter que la charnière est dysodonte. Il semble que ces petits bivalves soient des huîtres.

Feuilles :

Le niveau DOR 5 a livré de nombreuses petites feuilles. Elancées, lancéolées, de quelques cm, ces feuilles appartiennent au genre *Cinnamomum*. VISCHER (1933) a récolté les espèces suivantes : *Pinus* sp., *Cyperus chavannesii*, *Sabal major*, *Salix longa*, *Daphogene ungeri*, *Cinnamomum lanceolatum*, *C. polymorphum*, *C. scheuchzeri*, *Leguminostes* sp., *Berchemia multinervis* et *Rhamnus rossmaessleri*. La présence de Palmiers à Dornachbrugg montre le caractère chaud du climat de cette époque.

Ostracodes :

Le niveau DOR 5 a livré les espèces *Hemicypriideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella*. Le niveau DOR 6 a fourni l'espèce *Hemicypriideis helvetica*. Ces ostracodes indiquent que les conditions sont saumâtres.

Foraminifères :

Le niveau DOR 5 a révélé la présence des espèces *Dentalina* sp., *Globigerina* sp., *Melonis affinis*, des Rotaliidae indéterminées et quelques autres foraminifères indéterminables. Le niveau DOR 6 a livré le genre *Quinqueloculina* sp. et des Rotaliidae indéterminées. Enfin au sommet de la coupe, le niveau DOR 7 a fourni *Melonis affinis*, ainsi que des foraminifères indéterminables.

Nannofossiles :

Le niveau DOR 5 a fourni de nombreux nannofossiles. Les espèces présentes sont *Campylosphaera dela*, *Chiasmolithus grandis*, *Clausicoccus subdistichus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Criboecentrum reticulatum*, *Cyclicargo. floridanus*, *Dictyococcites bisectus bisectus*, *Dictyococcites bis. bis. (cir)*, *Dictyococcites hesslandii*, *Dictyococcites stavensis*,

Discoaster deflandrei, *Discoaster strictus*, *Ericsonia formosa*, *Geminolithella bramlettei*, *Helicosphaera compacta*, *Helicosphaera seminulum*, *Lanternithus minutus*, *Reticulofenestra coenura*, *Reticulofenestra daviesi*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Reticulofenestra francofurtana*, *Reticulofenestra hampdenensis*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra pelycomorpha*, *Reticulofenestra samodurovii*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Rhabdosphaera tenuis*, *Sphenolithus moriformis*, *Sphenolithus pseudoradians*.

De nombreux nannofossiles sont remaniés du Crétacé et de l'Eocène. L'association de nannofossiles de Dornachbrugg plaide pour un niveau NP 21 situé à la limite Priabonien-Rupélien (déterminations et datation DE KAENEL).

Palynologie :

Le niveau DOR 6 a livré de nombreux dinoflagellés, des champignons, des algues des pollens et des spores. Les espèces récoltées sont (le chiffre correspond au pourcentage, r pour remanié) :

Samlandia chlamydophora 0
Spiniferites ramosus 8
Xenocodinium conispinum 0
Wetzelialla symmetrica 0
Alisocysta spp. 0r
Circulodinium distinctum 0r
Cribroperidinium edwardsii 0r
Oligosphaeridium complex 0r
 Cretaceous Dinoflagellates 1r
 Foraminiferal linings 0
Pinuspollites spp. 13

Leiotrilites spp. 2
Polypodiaceoisporite gracilis 0
 Bissacate reworked 5r
Classopollis spp. 0
Callialasporites spp. 0r
Gleicheniidites spp. 0r
 Dinocyst indeterminates 8
Systemammatophora placacantha 2
Wetzelialla gochtii 1
 fungal remains 2
 fungal spores 2
Inaperturopollenites hiatus 1
Caryapollenites spp. 1
 Mesozoic sporomorphs 4r
Botryococcus colonies 4
Areoligera spp. 0
Chiropteridium mespilum 1
Cleistosphaeridium spp. 6
Cordosphaeridium inodes 0
Cribroperidinium tenuitabulatum 5
Elytrocysta breva 1
Heteraulacacysta leptalea 0
Histocysta spp. 0
Kallosphaeridium spp. 0
Lingulodinium machaerophorum 1
Membranophoridium aspiratum 0
Operculodinium spp. 1
Palaeocystodinium golzowense 0
 Peridinoid cysts 5
Phthanoperidinium filigranum 1
Paralecaniella indentata 2
Lejeunecysta spp. 0

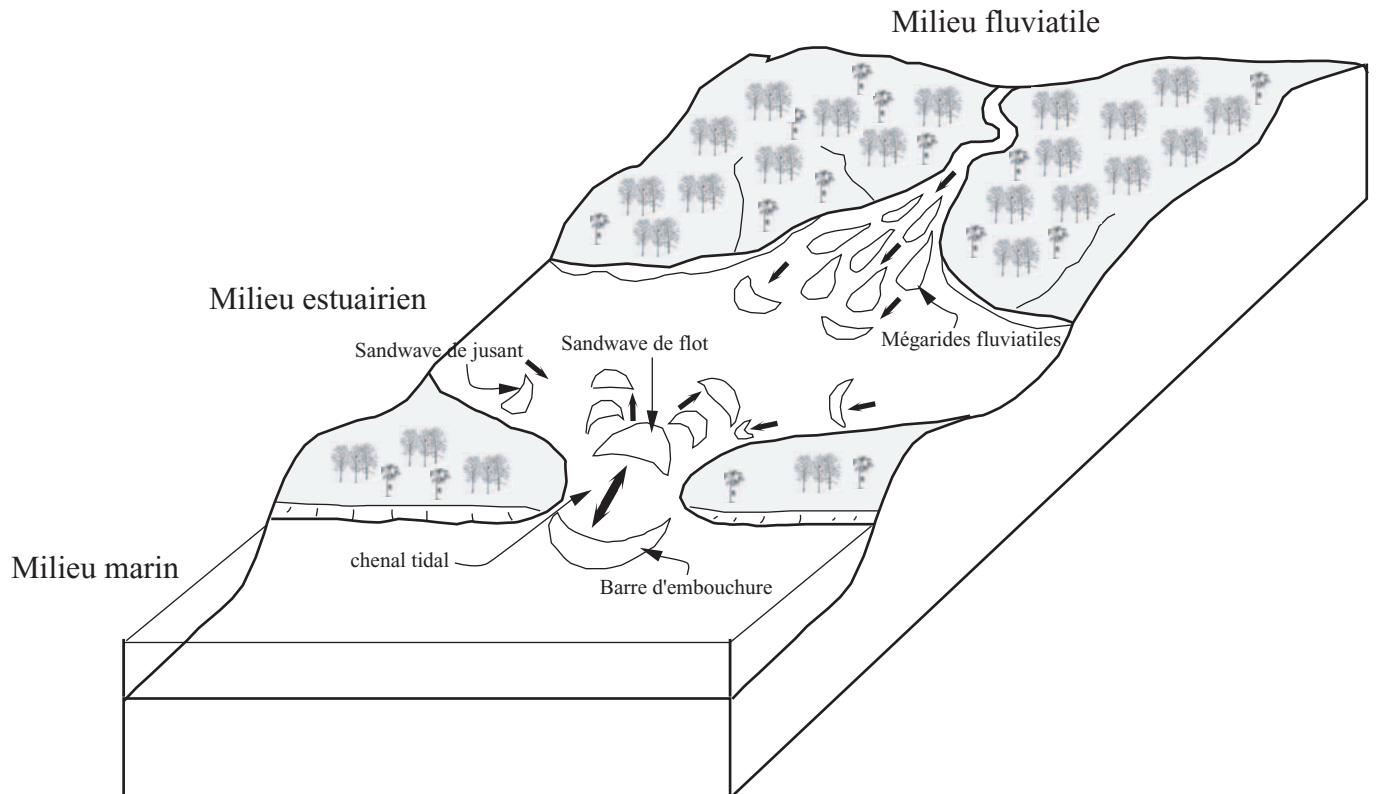


Fig.III-42: Paléoenvironnements de la coupe de Dornachbrugg

Dapsilidinium pseudocolligerum 1
Enneadocysta pectiniformis 1
Achomosphaera spp. 7
Homotryblium tenuispinosum 10
Phthanoperidinium comatum 5
Cyclopsiella spp. 0
Deflandra phosphoritica 0

L'assemblage palynologique du niveau DOR 6 est très proche de ceux de la Carrière de Laufen datés du niveau nannoplanctonique NP 22.

5-4-1-3-Biostratigraphie :

ENGESSER & MÖDDEN (1997) signalent des restes de vertébrés dans les dépôts de Dornachbrugg. Ces restes de macrovertébrés indiquent un niveau mammalien, un peu plus vieux que celui de Balm, soit le niveau mammalien MP 22. Aucune espèce n'est mentionnée sur le cadastre des gisements de mammifères du Muséum de Bâle. Les nannofossiles indiquent un niveau planctonique NP 21, plus vieux que la datation mammalienne. Ces deux datations indiquent la base du Rupélien. Attribuer une priorité et une valeur à la datation d'un groupe sur l'autre n'est pas chose aisée. Cependant, le fait que l'assemblage palynologique soit proche de celui de Laufen daté du niveau nannoplanctonique NP 22, la datation mammalienne semble être la plus vraisemblable car la zone MP 22 se situe dans la zone nannoplanctonique NP 22.

5-4-1-4-Écologie et Paléoenvironnements :

La Molasse alsacienne supérieure est considérée dans la littérature comme des environnements continentaux, fluviaux. La découverte de niveaux sédimentologiques plaçant pour des niveaux tidaux, intertidaux et de faunes marines comme les foraminifères dans ces dépôts, des ostracodes de milieux marins mais qui peuvent s'affranchir de conditions saumâtres, nous permet d'envisager des paléoenvironnements différents.

Les dépôts de Dornachbrugg correspondent à un milieu côtier. L'existence de niveaux tidaux et intertidaux contenant des foraminifères, de barre d'embouchure plaide pour l'existence d'un estuaire. La nature sableuse de ces dépôts indique que nous sommes dans la partie distale de l'estuaire (en position plus proximale, il y aurait beaucoup plus de dépôts marneux, REINSON (1992)). Cet estuaire est bordé par des palmiers, ainsi que par d'autres espèces d'arbres. Les feuilles, ainsi que certains troncs déracinés par des crues du fleuve ou des tempêtes érodant la ligne de cote se retrouvent dans ces sédiments estuariens. Ces dépôts sont soumis à l'influence de la marée qui rentre dans l'estuaire et peut y amener des foraminifères. Les ostracodes, tels que *Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella* s'épanouissent dans ces conditions saumâtres, qui permettent également l'essor des huîtres. Ainsi les dépôts de Dornachbrugg correspondent à la partie distale d'un estuaire, illustrée par la fig. III-42, et non à un environnement strictement fluvial.

5-4-2-La coupe de Biel-Benken :

Dans le fossé rhénan, au nord de Biel-Benken et à

l'est d'Oberwil, se trouve un affleurement dans la Molasse alsacienne supérieure (coord. 606.50 / 262.5). D'après BITTERLI *et al.* (1988), il s'agit de dépôts fluviaux riches en feuilles de *Cinnamomum*.

L'affleurement est représenté par près de 11 m de dépôts sableux, où l'on ne peut pas observer une stratification. Seul un petit chenal de 2 m de large et de 50 cm de haut permet de voir que le dépôt est tabulaire. A la base de ce petit chenal, nous avons pu prélever des galets mous, composés de marnes beiges.

Le lavage de ces niveaux (BB1=galets mous ; BB2=sable renfermant ces galets mous) a fourni une faune de foraminifères : le niveau BB1 a livré les espèces *Globigerina* sp., *Rosalina* sp. et des petits foraminifères indéterminés. Le niveau BB2 a donné les espèces *Globigerina* sp. et des foraminifères indéterminés.

De la même façon que pour la coupe de Dornachbrugg, la découverte de foraminifères dans ces dépôts infirme le fait que la Molasse alsacienne supérieure soit strictement fluviale. L'influence marine est notable, mais l'absence de structures sédimentologiques ne nous permet pas d'attribuer un environnement précis à ces dépôts comme ceux de Dornachbrugg, mais nous devrions être toujours dans un système estuarien.

6-GROUPE DES CALCAIRES DELÉMONTIENS :

6-1-Les forages de Reconvilier :

Le bureau MFR de Bienne a réalisé une série de forages dans le synclinal de Reconvilier-Tavannes, que nous avons pu lever. Le forage RE2 a été effectué à Reconvilier, (coord. 583.8 / 233.8) et il a traversé la Formation des Calcaires delémontiens sur près de 13 m (fig. III-43 et fig. III-44)

6-1-1-Lithofaciès et sédimentologie :

Les sédiments du forage de Reconvilier RE2 sont représentés par trois types de faciès. Majoritairement, ce forage contient des calcaires massifs beiges, poreux, renfermant des coquilles de gastéropodes, souvent de couleur noire ou rose. Aucune lame mince n'a été effectuée dans ces niveaux. Cependant ces calcaires ont le même aspect que ceux de Courfaivre. Le deuxième type de faciès est représenté par des marnes de couleur brune, dont certains niveaux contiennent des concrétions calcaires. Le dernier type de faciès se traduit par des argiles de couleur brune. Certains niveaux d'argiles contiennent des calcrètes, synonymes d'émersion et de pédogénèse. Tous ces dépôts correspondent à des dépôts lacustres, où les émergences sont soulignées par la présence de calcrètes.

6-1-2-Paléontologie :

Poissons :

Les niveaux RE2/ 7.2-7.4 et RE2/4.8-5 contiennent des dents pharyngiennes de poissons. Aucune détermination spécifique n'a été réalisée.

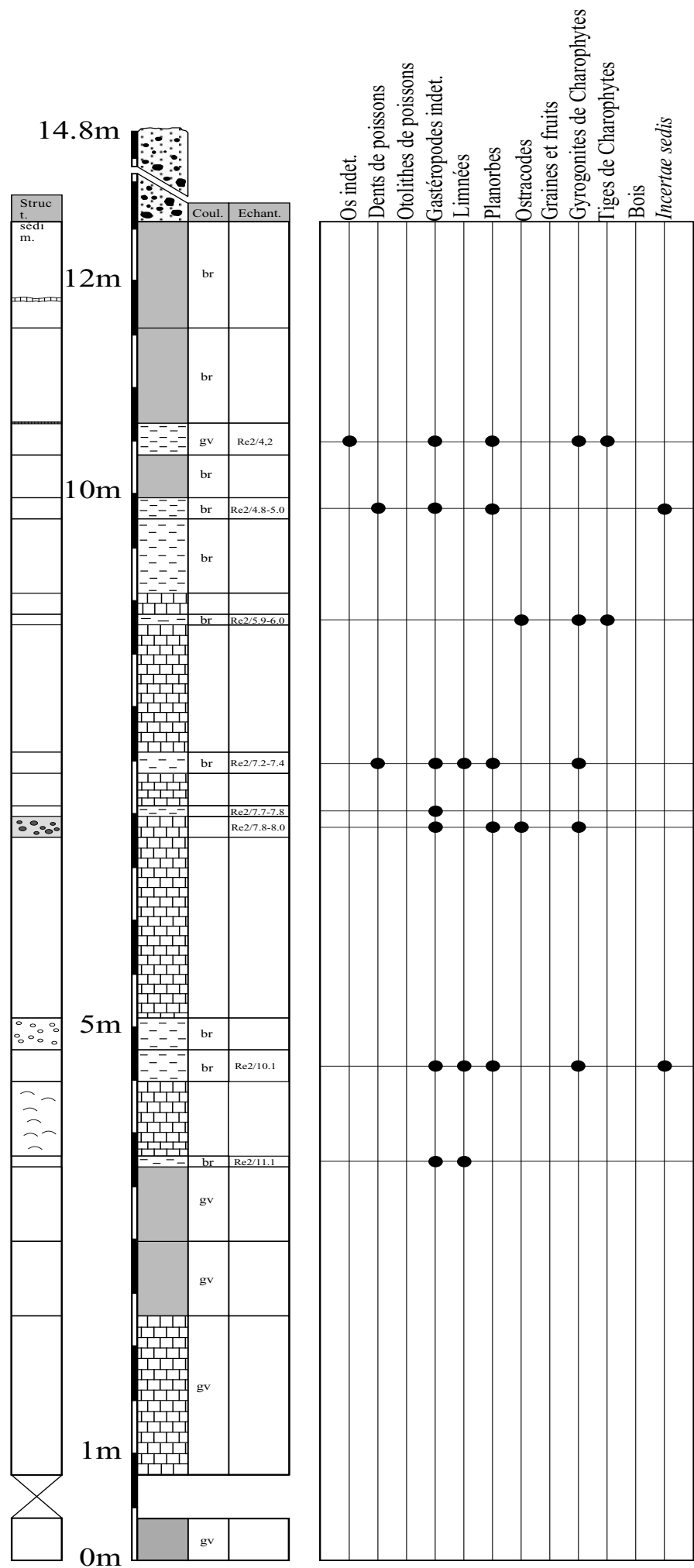


Fig.III-43: Log lithostratigraphique du forage de Reconvilier RE2

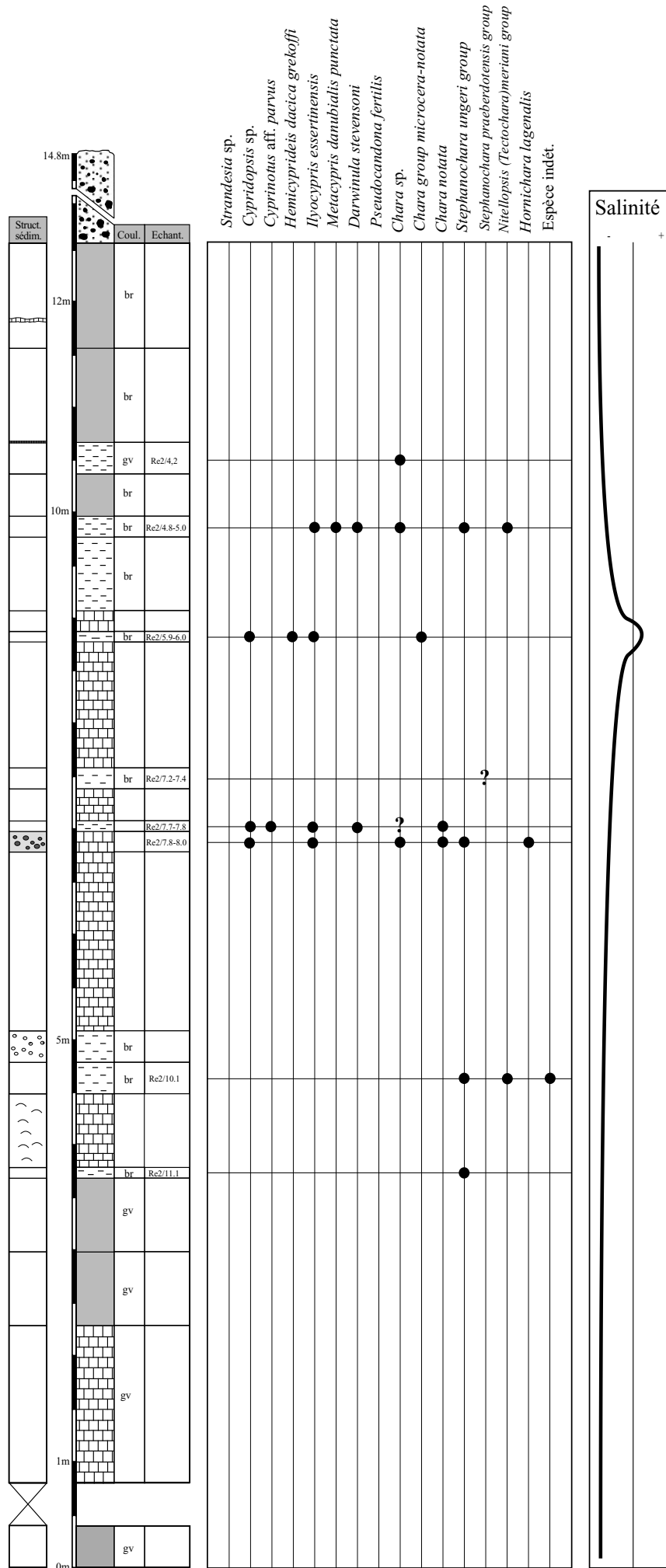


Fig.III-44: Log lithostratigraphique du forage de Reconvilier RE2

Gastéropodes :

Presque tous les niveaux de la coupe renferment des Gastéropodes. L'abondance de Limnées et de Planorbes plaident pour des dépôts de faibles profondeurs. Ces gastéropodes herbivores sont liés aux plantes ou aux algues filamenteuses qui poussent sur celles-ci (Aufwuchs). Ces plantes et ces algues ont besoin de lumière et cela implique des paléop profondeurs faibles, à savoir pas plus de 3 m.

Ostracodes :

Le niveau RE2 7.8-8 a fourni les espèces *Cypridopsis* sp. et *Ilyocypris essertinesensis*. Le niveau RE2 7.7-7.8 a livré *Cypridopsis* sp., *Cyprinotus* aff. *parvus*, *Ilyocypris essertinesensis* et *Darwinula stevensoni*. Le niveau RE2/5.9-6.0 a fourni les espèces *Cypridopsis* sp., *Hemicyprideis dacica grekoffi* et *Ilyocypris essertinesensis*. Enfin le niveau RE2/4.8-5.0 renferme les espèces *Ilyocypris essertinesensis*, *Metacypris danubialis punctata* et *Darwinula stevensoni*. Toutes les espèces découvertes dans le forage RE2 de Reconvilier sont des espèces d'eau douce à l'exception d'*Hemicyprideis dacica grekoffi*, ostracode saumâtre.

Charophytes :

Le niveau RE2 11.1 contient l'espèce *Stephanochara ungeri* group. Le niveau RE2/10.1 a fourni les espèces *Stephanochara ungeri* group, *Nitellopsis (Tectochara) meriani* group et une espèce indéterminée. Le niveau RE2/7.8-8 a livré les espèces *Chara* sp., *Chara notata* et *Stephanochara ungeri* group. Le niveau RE2/7.7-7.8 contient l'espèce *Chara notata*, le niveau RE2/5.9-6, *Chara* group *micocera-notata*. Le niveau RE2/4.8-5 renferme les espèces *Chara* sp., *Stephanochara ungeri* group et *Nittelopsis (Tectochara) meriani* group. Enfin le niveau RE2/ 4.2 contient le genre *Chara* sp..

La répartition des charophytes le long du forage nous permet de mettre en évidence deux zones à charophytes : l'intervalle de la base du forage jusqu'au dessous du niveau RE2 7.8-8 correspond à la zone à *ungeri* ou *notata*. L'intervalle du niveau RE2 7.8-8 inclus jusqu'au sommet du forage appartient à la zone à *notata*. Ces deux zones correspondent au Chattien supérieur.

Palynologie :

Les niveaux RE2 4.8-5, RE2 11.11.1 et RE2 12.4 ont été soumis à une étude palynologique. Ils ne montrent que des phytoclastes fortement oxydés.

***Incertae sedis* :**

Le niveau RE2-10.1 a fourni des débris en forme d'haltères. Ces formes amphicoeliques d'environ 1 mm ont été signalées par BERGER (1985) dans l'USM du Plateau suisse. Il faut sans doute rapprocher ces haltères aux vertèbres de poissons. En effet, en lame mince, les pièces ostéologiques de poissons sont conservées en phosphate mais l'intérieur des pièces est souvent recristallisé en calcite. Une vertèbre amphicoelique dont l'extérieur est constitué de phosphate peut être désagrégée mécaniquement, isolant la partie centrale calcitique qui conserve néanmoins la forme en haltère.

6-1-3-Biostratigraphie :

Le forage de Reconvilier contient à sa base des charophytes de la zone *ungeri* ou *notata* et à son sommet la zone à *notata*. Il se situe donc dans le Chattien supérieur d'après les charophytes.

6-1-4-Ecologie et Paléoenvironnements :

Les dépôts du forage de Reconvilier RE2 correspondent à des dépôts lacustres dont les paléop profondeurs se situent entre 0 et 3 m de profondeur d'après les associations d'ostracodes, la présence de la prairie et Charophytes et les indices sédimentologiques (cf. Chap. Ostracodes). Les eaux de ce lac semblent douces comme le souligne la présence de *Darwinula stevensoni* et les *Metacypris danubialis punctata* (APOSTOLESU & GUERNET, 1992). Cependant au sommet du forage, comme c'est le cas également pour la coupe de Courfaivre, la présence d'*Hemicyprideis dacica grekoffi* montre que les eaux deviennent saumâtres.

6-2-La coupe de Courfaivre :

A la faveur d'une excavation pour la construction d'un centre pour personnes âgées, nous avons pu lever une coupe dans la Formation des Calcaires delémontiens (coord. 588.8 / 242.0). D'une puissance de 12 m, cette coupe est représentée par des dépôts de calcaires lacustres. Ce travail a fait l'objet d'une publication (PICOT *et al.*, 1999).

6-2-1-Lithofaciès et sédimentologie :

Cette coupe (fig.III-45 et fig. III-46) présente majoritairement des lithofaciès carbonatés. Les calcaires massifs lacustres ont des couleurs qui vont du brun au gris clair. Les calcaires marneux sont le plus souvent sombres, tandis que les marnes parfois deviennent blanchâtres. Les argiles sont quelquefois brunes mais le plus souvent gris-vert.

Des lames minces ont été effectuées dans les calcaires de la coupe de Courfaivre. Les calcaires micritiques, à structure péloïdale et micropéloïdale, montrent des fissures courbes, définissant des particules dont les bords sont flous. Cette structure "clotted" (ESTEBAN & KLAPPA, 1983) est synonyme d'un début de pédogénèse. Ces calcaires contiennent des bioclastes représentés par des ostracodes, des tiges de charophytes, ainsi que des gastéropodes (limnées et planorbes) partiellement dissous en raison de leur nature aragonitique. La porosité de ces calcaires est importante. La structure alvéolaire montre des pores hétéromorphes dont la bordure présente un ciment sparitique. Cette porosité peut avoir deux origines: la première résulte de la dissolution des gastéropodes aragonitiques, définissant ainsi une porosité moldique (Planche C, 6 et 7), la deuxième résulte de traces racinaires (Planche C, 4). Les pores issus des traces racinaires ne montrent pas de remplissage classique par un réseau de sparite définissant une rhizoconcrétion (KLAPPA, 1980). Les rhizolithes sont à un stade précoce. Seul subsiste le moulage du rhizome, préservé du remplissage par un ciment vadose sparitique qui se développe à partir de la bordure du pore. Certaines lames minces présentent par

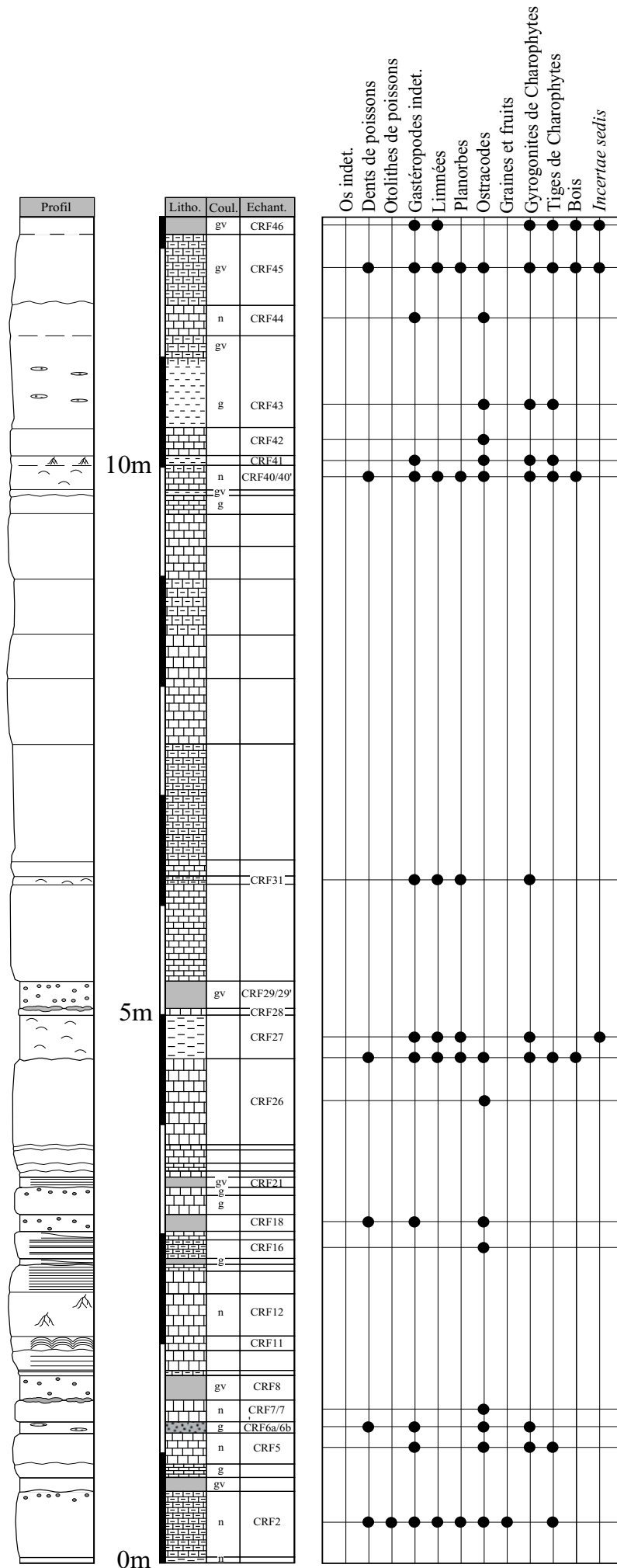


Fig.III-45: Log lithostratigraphique et répartition des faunes et des flores de la coupe de Courfaivre

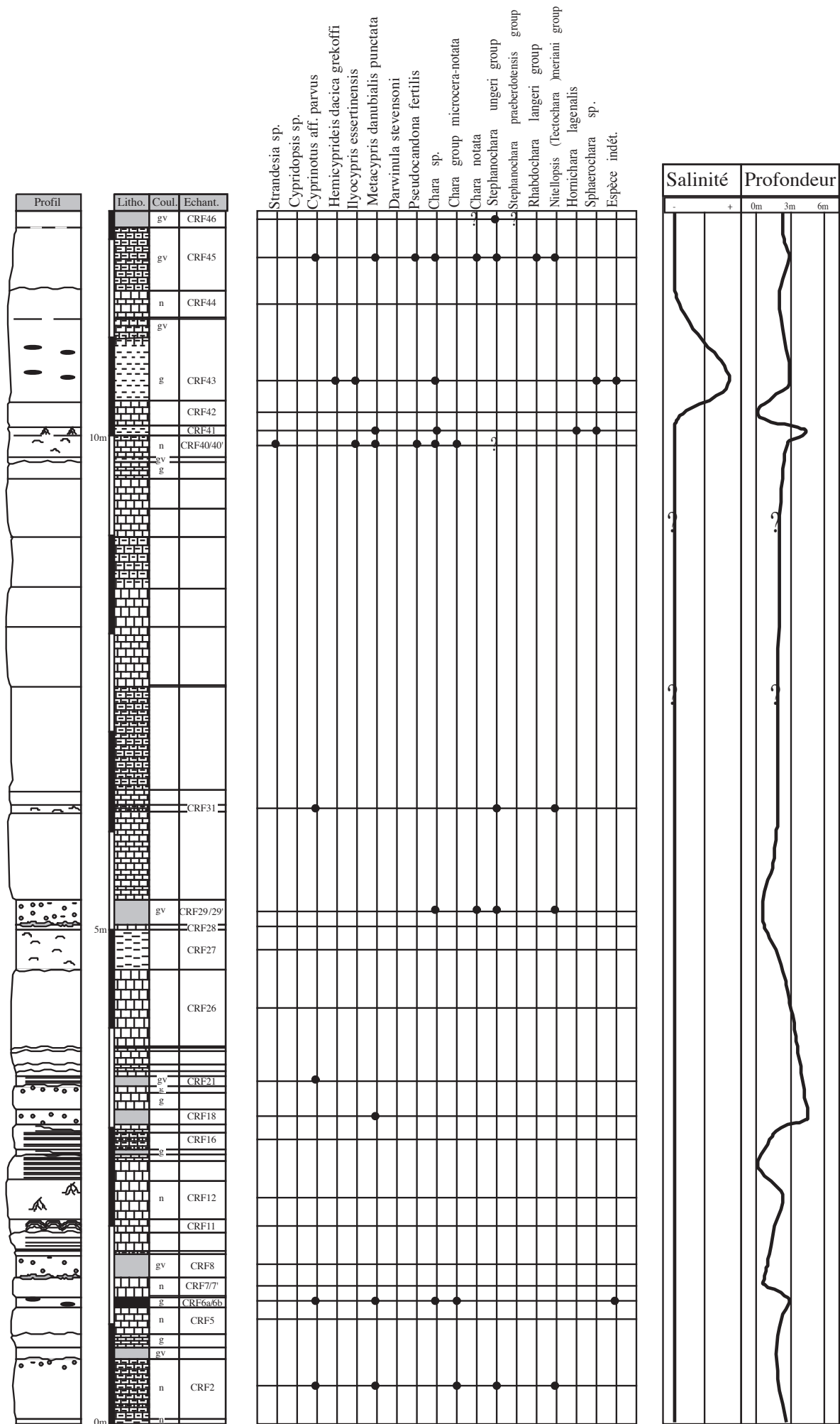


Fig.III-46: Log lithostratigraphique de la coupe de Courfaivre

endroits des voiles microbiens, ainsi que de la pyrite oxydée en hématite montrant une activité bactérienne de dégradation de la matière organique.

La coupe de Courfaivre montre un niveau micritique stromatolitique laminé (CRF 11) (Planche C, 8). En lame mince, la structure stromatolitique montre une alternance de niveaux plus ou moins grossiers. Les bioclastes sont représentés par de rares fragments fins de carapaces d'ostracodes orientées dans le sens des lamines. La croissance des stromatolites est presque columellaire, indiquant des périodes d'émersion (FREYET & PLAZIAT, 1982). Les gastéropodes brouteurs sont absents dans ce niveau, permettant un développement de ces stromatolites. Alors que les calcaires lacustres contiennent des voiles microbiens, ce niveau représente donc un niveau écologique particulier, avec des conditions chimiques particulières permettant la croissance des stromatolites, sans doute par disparition des gastéropodes.

Deux niveaux dans la coupe de Courfaivre (CRF98/29, CRF98/7) présentent la même succession, à savoir des calcaires lacustres surmontés par des argiles vertes stériles. En effet, au contact de ce calcaire et de cette argile, se sont développés des travertins d'environ 5 cm d'épaisseur pouvant être suivis sur plusieurs mètres. Les argiles vertes contiennent des septarias. La surface du calcaire lacustre est ondulée et forme de véritables nodules. Les lames minces effectuées dans ces deux niveaux montrent un calcaire micritique péloïdal, pauvre en bioclastes (ostracodes). Au sommet du banc, une structure septaire montre des pisolites (GUO & RIDING, 1998), contenant de grandes gerbes orientées de sparite maclée (R.F.C.). La croissance des gerbes peut être entrecoupée par de la pyrite et de l'hématite figurant ainsi une activité bactérienne. Les septarias situées à la surface du banc et dans les argiles vertes montrent des craquelures. La croissance des gerbes de sparite entraîne un détachement du travertin, avec la formation de géode. Le détachement peut être total. La genèse de ces travertins nécessite un milieu particulier: il faut une sursaturation en ions du lac, réalisable dans des plans d'eau de faible profondeur (5 à 10 cm d'eau), sans obligatoirement d'évaporation. L'arrivée d'une rivière riche en HCO_3^- dans un lac riche en Ca^{2+} (ou vice versa), provoque la précipitation des carbonates (TUCKER & WRIGHT, 1990). Un apport d'ions alcalins dans le lac augmente le pH et permet la précipitation des calcaires à partir des ions Ca^{2+} et HCO_3^- déjà présents. La précipitation des carbonates est contrôlée par la température et les concentrations de CO_2 . Une augmentation de température des eaux (engendrée par l'hydrothermalisme, le volcanisme ou par un changement climatique abrupt) pourrait provoquer la précipitation de ces travertins.

En résumé, l'étude sédimentologique des lithofaciès de la coupe de Courfaivre montre une prédominance des calcaires lacustres à structure micropéloïdale, avec une porosité moldique et racinaire, contenant préférentiellement des charophytes, des gastéropodes et des ostracodes, et figurant un milieu de faible profondeur et parfois émergé. La chimie des eaux semble fluctuante avec des niveaux stromatolitiques et deux niveaux de travertins.

6-2-2-Paléontologie :

Mammifères :

Au niveau CRF98/2, des débris d'os appartenant à des mammifères ou des reptiles ont été récoltés. Ils ne peuvent être déterminés en raison de leur petite taille et leur mauvais état de conservation.

Poissons :

Les niveaux CRF 98/6, CRF98/27, CRF98/40, CRF98/45 ont livré de nombreuses dents pharyngiennes de poissons. Le niveau CRF98/2 a fourni quelques otolithes appartenant à l'espèce *Palaeolebias triangularis* (REICHENBACHER, Comm. Pers.) qui permet de dater le niveau de la zone OT-06, qui correspond à la zone MP 30.

Gastéropodes :

Pratiquement tous les niveaux de la coupe de Courfaivre contiennent des gastéropodes. De nombreuses limnées et planorbes ont été récoltées.

Les limnées et les planorbes actuelles sont herbivores. Elles ingèrent les algues qui poussent à la surface des végétaux aquatiques. Leur répartition paléobathymétrique étant fonction de l'abondance de nourriture, ces gastéropodes devraient se trouver en quantité dans les zones les plus éclairées, à savoir à la bordure du lac. Ainsi, il convient d'attribuer une paléoprofondeur de 0 à 3 mètres pour les niveaux très riches en limnées et planorbes.

Dulcicoles, les limnées et les planorbes semblent être des gastéropodes halophobes. En effet, bien que leur répartition dans les coupes soit optimale, aucun gastéropode n'a été récolté avec les ostracodes saumâtres (*Hemicyprideis dacica grekoffi*) dans la coupe de Courfaivre ainsi que celle de Reconvilier.

De même, dans la coupe de Courfaivre (niveau CRF98/11), leur absence a permis le développement de stromatolites, indiquant que le milieu est fortement minéralisé (encroûtement des fibres algues par le carbonate). Ce type d'environnement leur semble néfaste.

Ostracodes :

Les niveaux CRF98/2 et CRF 98/6 ont fourni les mêmes espèces lacustres, à savoir *Cyprinotus* aff. *parvus*, *Metacypris danubialis punctata*. Le niveau CRF98/18 a fourni l'espèce dominante de ces dépôts : *Metacypris danubialis punctata*. Le niveau CRF98/21 a livré des *Cyprinotus* aff. *parvus*. Le niveau CRF/40-40' contient le genre thermophile *Strandesia* sp. (Janz, 1997), *Ilyocypris essertinesensis*, *Metacypris danubialis punctata* et *Pseudocandona fertilis*. Le niveau CRF 98/41 contient l'espèce *Metacypris danubialis punctata*. Le niveau CRF98/43 contient l'espèce saumâtre *Hemicyprideis dacica grekoffi* et *Ilyocypris essertinesensis*. Enfin le dernier niveau CRF98/45 contient les espèces *Cyprinotus* aff. *parvus*, *Metacypris danubialis punctata* et *Pseudocandona fertilis*.

A partir des associations d'ostracodes, de la sédimentologie et de la présence de la prairie à charophytes, nous avons élaboré un modèle de paléoprofondeur lacustre en fonction des associations d'ostracodes (cf. Chap. Ostracodes).

Il faut noter que comme pour le forage de Reconvilier RE2, le sommet des coupes se caractérise par un flash écologique avec *Hemicyprideis dacica grekoffi* indiquant des conditions saumâtres dans ce lac.

Charophytes :

Le niveau CRF98/2 a fourni les espèces *Chara* group *micocera-notata*, *Stephanochara ungeri* group, et *Nitellopsis* (*Techtochara*) *meriani* group. Le CRF98/6 a livré les espèces *Chara* sp. et *Chara* group *micocera-notata*. Le niveau CRF98/29 a donné les espèces *Chara* sp., *Chara notata*, *Stephanochara ungeri* group et *Nitellopsis* (*Techtochara*) *meriani* group. Le niveau CRF98/41 a livré les espèces *Stephanochara ungeri* group et *Nitellopsis* (*Techtochara*) *meriani* group. Le niveau CRF98/40 a fourni les espèces *Chara* sp. et *Chara* group *micocera-notata*. Le niveau CRF 41 a donné les espèces *Chara* sp., *Hornichara lagenalis* et *Sphaerochara* sp.. Seuls *Chara* sp. et *Sphaerochara* sp. ont été récoltés dans le niveau CRF 98/43. Très riche, le niveau CRF98/45 a fourni *Chara* sp., *Chara notata*, *Stephanochara ungeri* group, *Rhabdochara langeri* group et *Nitellopsis* (*Techtochara*) *meriani* group. Enfin le niveau CRF98/46 a donné l'espèce *Stephanochara ungeri* group.

Les charophytes de la coupe de Courfaivre nous permettent de subdiviser cette coupe en deux zones biostratigraphiques. De la base de la coupe jusqu'au niveau CRF98/29, cet intervalle appartient à la zone à *ungeri* ou *notata*. Au-dessus du niveau CRF98/29 et jusqu'au sommet de la coupe, cet intervalle appartient à la zone à *notata*.

Palynologie :

Les niveaux CRF98/40 et CRF 98/27 ont été soumis à une étude palynologique. Pauvres en matière organique, ils ne montrent que des phytoclastes fortement oxydés. Ils ne contiennent aucun palynomorphe.

6-2-3-Biostratigraphie :

La coupe de Courfaivre (CRF98) contient à sa base des charophytes de la zone *ungeri* ou *notata* et à son sommet la zone à *notata*. Elle se situe donc dans le Chattien supérieur d'après les charophytes, ce qui est confirmé par les otolithes (zone OT-O6).

6-2-4-Écologie et Paléoenvironnements :

Les dépôts de la coupe de Courfaivre correspondent à un environnement lacustre. À l'aide de notre modèle de paléoprofondeurs en fonction des associations d'ostracodes, nous pouvons en déduire que les paléoprofondeurs de ce lac s'étendent de 4 m de profondeur jusqu'à l'émersion, marquée par les traces racinaires.

L'omniprésence de l'ostracode *Metacypris danubialis punctata* montre que les eaux du lac sont très douces (APOSTOLESCU & GUERNET, 1992) et riches en carbonate car cet ostracode est calciphile d'après CARBONNEL *et al.* (1985).

La présence de travertins dans la coupe de Courfaivre indique que les concentrations en carbonate peuvent être extrêmes, éliminant toutes les faunes.

La coupe de Courfaivre enregistre à son sommet

un épisode saumâtre, signalé par la présence des ostracodes *Hemicyprideis dacica grekoffi*. Ces ostracodes halophiles se développent lorsque les eaux deviennent salées, éliminant les *Metacypris danubialis punctata*. Seuls les *Ilyocypris essertinensis* coexistent avec ces formes saumâtres. Juste avant cet épisode saumâtre, la présence de *Strandesia* sp., ostracode thermophile, montre l'existence de périodes chaudes et sèches, événement également enregistré dans la coupe de la Brochene Fluh (BECKER *et al.*, 2002).

6-3- La coupe de la Brochene Fluh :

Cette coupe a été étudiée par de nombreux spécialistes. Ayant repris nous-même une étude complète de cet affleurement, nous avons exposé et synthétisé tous les résultats sous la forme d'un article consacré aux mesures d'isotopes stables ($\Delta^{13}\text{C}$ et $\Delta^{18}\text{O}$) des gyrogonites de charophytes (BECKER *et al.*, 2002) ainsi qu'un article en anglais qui sera soumis à la revue *Palaeontology*. C'est ce dernier article, traduit en français, qui sera inclus dans ce travail :

Faunes et Flores de la coupe de la Brochene Fluh :
(Formation des Calcaires delémontiens, Oligocène supérieur - base du Miocène,
Synclinal de Waldenburg, Molasse du Jura, Suisse) :
Implications biostratigraphiques et
paléoécologiques

PICOT L., BECKER D., HOCHULI P., KÄELIN D.,
REICHENBACHER B., SCHÄFER P. & BERGER J.-P.

I-Introduction et localisation :

Piégée dans les synclinaux du Jura (fig.III-47), la coupe de la Brochene Fluh est située dans le synclinal de Waldenburg (carte topographique suisse n°1088, 1 / 25 000, Hauenstein, coord. 621.900 / 247.540). Cet affleurement montre près de 60 m. de dépôts fluvio-lacustres âgés de

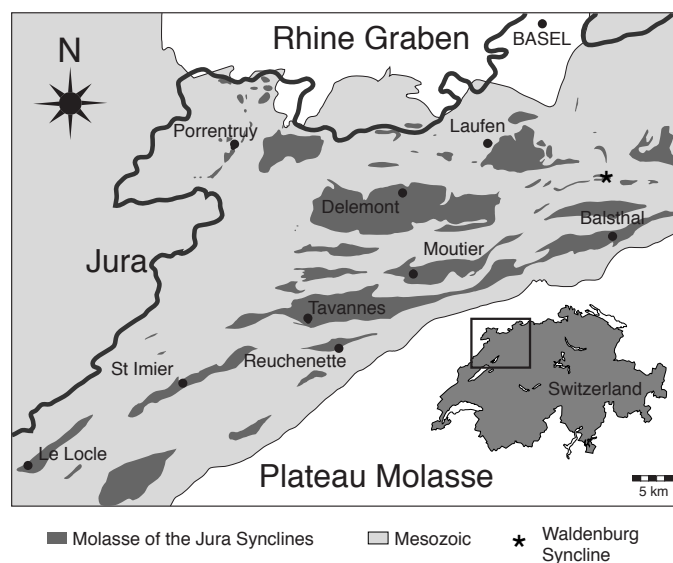


Fig.III-47: Localisation

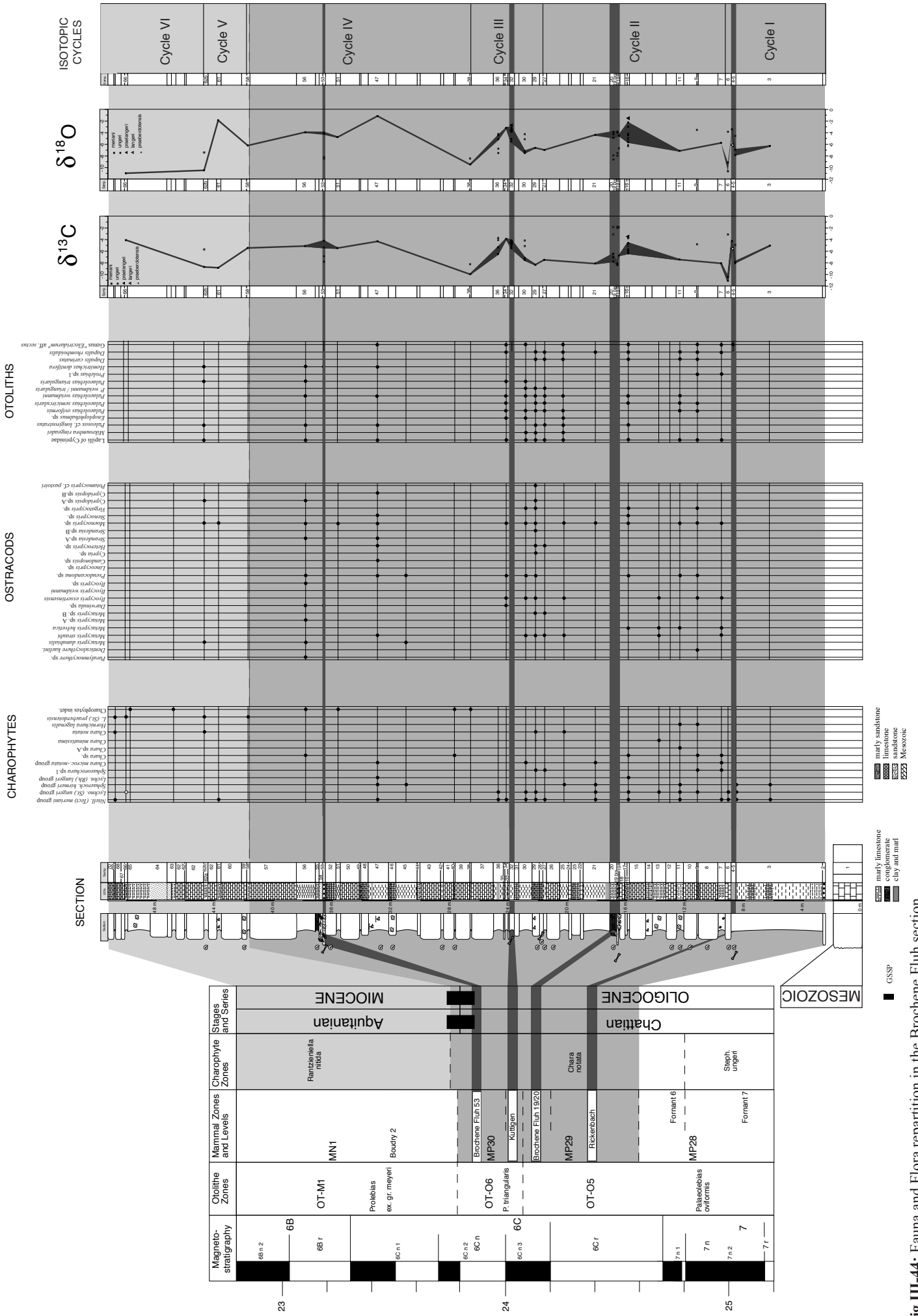


Fig. III-44: Fauna and Flora repartition in the Brochene Fluh section

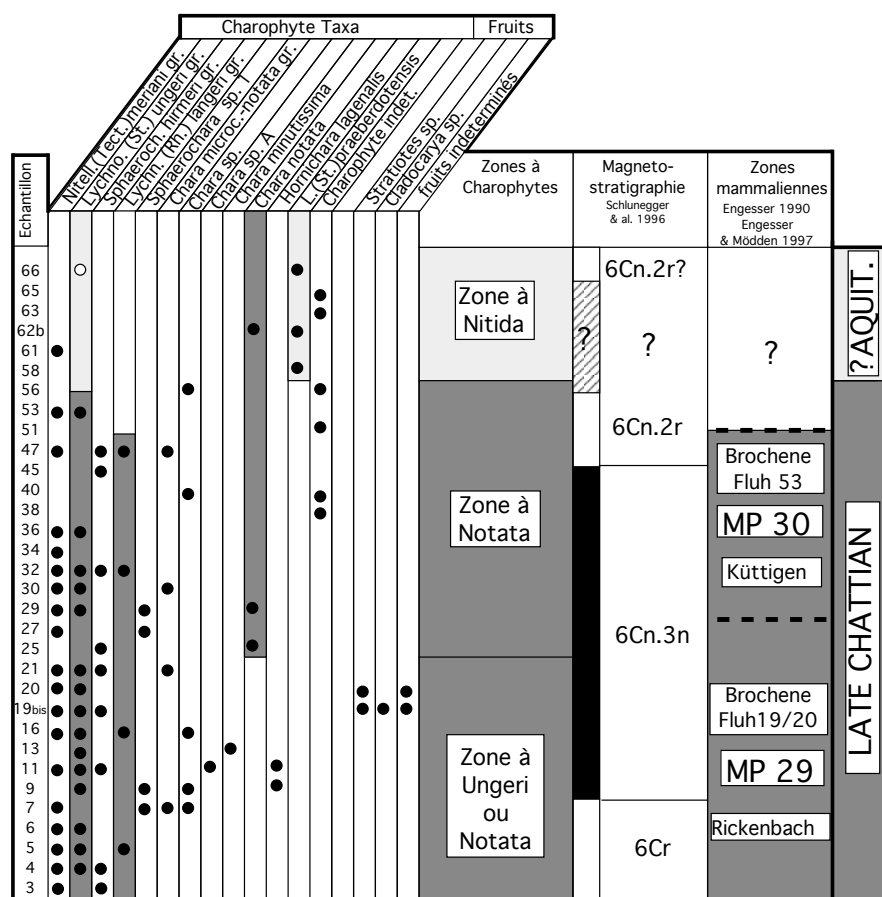


Fig.III-48 bis:Charophytes from the Brochene Fluh Section

l'Oligocène terminal et de la base du Miocène, recouvrant les calcaires jurassiques (Oxfordien).

Découverte par GREPPIN, BAUMBERGER (1923 a) a publié la coupe détaillée attribuée aux « Calcaires delémontiens » (GREPPIN, 1870). Les recherches suivantes sur les « Calcaires delémontiens » considèrent cette coupe de l'Oligocène terminal comme seconde localité-type (ANTENEN, 1973). ENGESSER (1990) y a distingué 4 niveaux mammaliens et BERGER (1992) a étudié les charophytes, permettant une meilleure définition biostratigraphique. SCHLUNEGGER *et al.* (1996) ont examiné la coupe afin de définir les niveaux paléomagnétostratigraphiques dans la Molasse suisse corrélés avec les niveaux mammaliens et ils ont distingué ainsi 3 magnétozones. Cependant, PICOT *et al.* (1999) ont découvert de nouvelles charophytes permettant d'attribuer le sommet de la coupe à la base du Miocène. Enfin, BECKER *et al.* (2002) ont examiné les isotopes stables sur les gyrogonites de charophytes et défini 6 cycles isotopiques liés à des changements climatiques.

Le but de cet article est d'étudier en détail chaque groupe paléontologique en termes de taxinomie, d'écologie et de biostratigraphie, permettant des reconstitutions paléoenvironnementales.

II-Lithofaciès :

Les lithofaciès de la coupe de la Brochene Fluh (fig.III-48) sont représentés par différents faciès : calcaires et grès plus ou moins marneux, argiles et marnes et quelques

microconglomérats.

Les calcaires sont observés tout au long de la coupe. Ces calcaires lacustres sont gris, bruns à blancs et contiennent de nombreux macrofossiles comme des gastéropodes et des feuilles. Ces gastéropodes ont été étudiés par BAUMBERGER (1923 a) qui nomme « Ramondikalke » ce complexe en raison de la découverte de *Helix (Plebecula) ramondi* dans ces calcaires. Certains niveaux montrent des traces racinaires indiquant des émergences.

Les grès marneux sont situés à la base (BF 3) et au sommet (BF64-65) de la coupe. Le niveau BF64-65 montre un grès gris-vert passant progressivement à des marnes silteuses avec de nombreuses caliche. Le niveau BF 54 contient des petites rides de courant.

Les argiles et les marnes sont présentes le long de toute la coupe. Ils sont noirs, bruns, verts et gris, montrant différents degrés d'oxydation de minéraux. Certains niveaux montrent des traces racinaires, synonymes d'émergence.

La coupe de la Brochene Fluh montre 3 niveaux microconglomératiques (niveaux BF2, BF19 bis et BF 53). Dans deux de ces conglomérats (BF 19, BF 53), les sédiments contiennent des galets mous avec du charbon et des fossiles tels que des micromammifères et des bivalves (*Unio*).

Cet affleurement correspond à une grande aire de décantation, avec quelques variations du niveau de l'eau, soulignées par les traces racinaires. Dans ce lac, une influence siliciclastique se fait ressentir avec quelques niveaux de grès, qui correspondent sans doute à des arrivées de rivières.

III-Paléontologie :

III-1 Flores :

a-Charophytes :

De nombreux échantillons ont livré une flore de charophyte abondante. La majorité des espèces présentes (fig.III-48 bis) est bien connue dans l'Oligocène supérieur de la molasse suisse et a fait l'objet de diverses publications (BERGER 1986, 1992, 1998).

Au sommet de la coupe de Brochene Fluh (fig.III-48 bis), plusieurs niveaux ont livré *Lychnothamnus* (*Stephanochara*) groupe *praeberdotensis*. Cette forme a été décrite dans de nombreux niveaux de l'Aquitainien inférieur de la Molasse suisse (BERGER, 1983).

Biostratigraphie : l'association de *Lychnothamnus* (*Stephanochara*) groupe *ungeri*, *Lychnothamnus* (*Rhabdochara*) groupe *langeri* et de *Chara* groupe *notata* permet d'attribuer l'essentiel de la coupe à la zone à *notata*, ce qui correspond aux zones de mammifères MP29-30 (RIVELINE *et al.* 1996). La présence de *Stephanochara* groupe *praeberdotensis* au sommet des coupes de Brochene Fluh permet d'attribuer ces niveaux à la zone à *Nitida*. En effet, comme l'a montré BERGER (1999), le marqueur de cette biozone, *Rantzieniella nitida*, est une espèce très rare. De ce fait, la zone à *nitida* est généralement définie en Suisse par l'apparition du groupe *praeberdotensis*.

b- Palynologie :

Les 5 échantillons étudiés contiennent d'abondants phytoclastes et de palynomorphes. Dans la majorité des échantillons (BF 66, BF 55, BF4-5, BF 62b), la préservation est mauvaise et la plupart des restes organiques (restes de bois et cuticules) montrent des signes d'oxydation et de dégradation biologique. A 2 niveaux (BF 21 et BF 58), la matière organique est mieux préservée, et en conséquence les assemblages de palynomorphes sont plus riches bien que partiellement dégradés. Les palynomorphes connus pour résister à la dégradation sont les plus nombreux. Les pollens bissacates de Pinacées sont les plus abondants des spores-pollens. Les palynomorphes ayant une origine aquatique sont aussi très abondants et communs. Dans l'échantillon BF 21, le groupe des *Pediastrum* représente la forme dominante. Dans l'échantillon BF62b, les colonies de *Botryococcus* sont assez communes.

Spores et pollens :

Des pollens et spores, les conifères et plus particulièrement les Pinacées sont les plus nombreux. Les pollens bissacates les plus communs sont *Pinus* (*Pityosporites labdacus*) et *Pityosporites microalatus* et *P. alatus*, comparables au genre *Cathaya* actuel. Quelques grains de pollens peuvent être attribués à *Picea*. Les grains de pollens attribuables au genre *Tsuga* sont comparativement rares mais néanmoins régulièrement enregistrés : ils sont représentés par quelques espèces comme *Zonalapollenites maximus* (Raatz) Krutzsch 1971 et *Z. spinulosus* Krutzsch 1971 comparables aux espèces actuelles *Tsuga canadensis* (L.) Carr. et *T. diversifolia* (Maxim.) Mast. respectivement.

Les pollens ayant des affinités avec les Taxodiacees comme *Inaperturopollenites* spp. et *Sciadopityspollenites serratus* (Potonié & Venitz) Thiergart 1937 apparaissent également fréquemment.

Les pollens des groupes des Poacées et des Cyperacées sont observés régulièrement. Deux formes distinctes, *Graminidites subtiliglobus* et *G. pseudogramineus* représentent le premier groupe. Le pollen *Cyperaceapollenites neogenicus* est typique pour le deuxième. Cependant, les plus communs et les plus représentatifs de ce groupe sont des pollens ressemblant à ceux du genre récent *Cladium* (ERDTMAN 1971, MENKE 1976).

A l'exception de *Caryapollenites*, les autres angiospermes sont rares. Quelques grains de pollens de ce groupe ont été conservés :

Lonicrapollenites spp. (*Lonicera*)

Momipites punctatus (Potonié) Nagy 1969 (Juglandaceae)

Platycaryapollenites miocaenicus Nagy 1969 (*Platycarya*)

Polyporopollenites undulosus (Wolff) Thomson & Pflug 1953 (*Zelkova*)

Polyvestibulopollenites spp. (*Alnus*)

Sparganiaceapollenites polygonalis Thiergart 1937 (*Sparganiaceae*)

Tetracolporopollenites sapotoides Thomson & Pflug 1953 (*Sapotaceae*)

Tricolporopollenites kruschi (Potonié) Thomson & Pflug 1953 (*Nyssaceae*)

Les spores de Ptéridophytes représentent une petite part des assemblages de palynomorphes ; les plus courantes sont les grandes spores du genre *Leiotriletes* (*L. maxoides* Krutzsch 1962, *Lygodium*) et les formes ornementées du genre *Baculatisporites* (*Osmundaceae*). Les autres formes peuvent être attribuées à *Polypodiaceoisporites* spp. (aux affinités botaniques incertaines), *Muerringerisporites monstruans* Krutzsch 1963 (*Selaginellaceae*) et *Verrucatosporites favus* (Potonié) Thomson & Pflug 1953 (*Polypodiaceae*).

Palynomorphes aquatiques :

Les palynomorphes représentant des environnements d'eau douce sont très communs dans tous les échantillons. *Pediastrum* a été enregistré dans tous les échantillons. Ils constituent une part très importante des restes organiques dans le niveau BF 21. Différentes formes comparables aux espèces récentes *P. simplex*, *P. duplex* et *P. boryanum* sont présentes.

D'autres formes aquatiques comprennent les colonies de *Botryococcus* et des spores d'algues zygnemoidées comme *Schizosporis* et *Ovoidites*. Les dinoflagellés sont assez rares et sont représentés par des formes cavates comparables à *Geiselodinium*. La plupart des dinoflagellés observés sont des espèces d'eau douce. Les formes typiquement marines sont remaniées.

Remaniement :

Dans l'échantillon BF 4-5, la présence de dinoflagellés *Systematophora* aff. *areolata* met en évidence

des remaniements de sédiments jurassiques.

Interprétation environnementale :

La représentation commune de restes algaux d'eau douce reflète l'environnement de ce lac d'eau douce. Les pollens bissacates sont très abondants dans tous les échantillons. Les pollens des autres groupes sont assez rares et probablement sous-représentés. La seule exception semble être les pollens de Poacées (herbes) et de Cyperacées qui sont assez communs et mieux préservés que les autres groupes d'angiospermes. Ils semblent représenter la végétation locale. De la diversité réduite des assemblages de pollens représentant la végétation locale, et également des signes évidents de dégradation biologique, il peut être conclu que la majorité de la matière organique a été dégradée avant son dépôt dans le lac.

Considérations stratigraphiques :

Les fréquentes présences de grains de pollens de Poacées et de Cyperacées sont normalement considérées comme l'indication d'un âge miocène (PLANDEROVA 1990). En Europe centrale, les premières présences importantes de Cyperacées ont été observées à l'Oligocène terminal de la Paratethys centrale (HOCHULI, 1978) et en Slovénie (BRUCH, 1998). Les premiers enregistrements importants de Poacées sont connus au début du Miocène. Leur grande fréquence est normalement associée à un âge miocène terminal. Cet assemblage prouve ainsi que ce groupe peut être présent localement beaucoup plus tôt, à l'Oligocène terminal. La présence régulière et la diversité des *Zonalapollenites* (Tsuga) sont typiques de l'Oligocène terminal et de sections plus jeunes (KRUTZSCH 1971, PLANDEROVA 1990).

La diversité réduite des assemblages de pollens exclut une interprétation stratigraphique plus précise. En supposant que les assemblages préservent un signal climatique, la domination importante des Poacées et des Pinacées suggère que la coupe étudiée se soit déposée durant une phase climatique tempérée. Cependant, la présence de *Lygodium* indiquerait un climat chaud.

Remarques spécifiques des échantillons étudiés :

BF 4-5

L'assemblage de la POM (particulate organic matter) est dominé par les phytoclastes, dont la majeure partie est oxydée (opaque à semi-opaque). Les palynomorphes sont mal préservés et montrent des traces de dégradation biologique et de fragmentation.

BF 21

Dans cet échantillon, la matière organique semble fraîche, majoritairement translucide. Les restes algaux, avec beaucoup de *Pediastrum* et les rares Zygnemataceae, *Botryococcus* et les dinoflagellés sont beaucoup plus abondants. L'assemblage palynologique est assez riche.

BF55

Même palynofaciès que BF 4-5.

BF 58

La matière organique est relativement bien préservée, bien qu'en partie dégradée. Les pollens bissacates dominent l'assemblage. Les Phytoclastes et les restes algaux sont comparativement rares.

BF62b

Même palynofaciès que BF 4-5. Les palynomorphes ayant une origine aquatique, majoritairement représentés par *Botryococcus*, quelques *Pediastrum* et des dinoflagellés, sont bien conservés.

BF66

Même palynofaciès que BF 4-5

III-Faunes :

a-Micromammifères :

Jusqu'à aujourd'hui, 5 niveaux mammaliens différents ont été découverts dans la coupe de la Brochene Fluh (niveaux BF 4-5, BF 19/20, BF 29, BF 32 et BF 53, numérotation élaborée par BAUMBERGER (1927a) et conservée dans ce travail). Les sites mammaliens les plus importants sont BF 4-5, BF 19-20 et BF 53. Les niveaux BF 19/20 et BF 53 ont une très grande importance. Ces faunes sont bien documentées et proposent une grande diversité. En conséquence, elles ont été introduites par ENGESSER & MÖDDEN (1997) comme des faunes suisses de référence pour la biozonation de l'USM de Suisse.

1) liste faunique du niveau Brochene Fluh 53

- didelphidé indet.
- *Paratalpa* sp.
- dimylidé indet.
- carnivore indet.
- sciuridé cf. *Sciurus*
- ? *Plesiospermophilus* sp. («*Allomys*»)
- *Gliravus* sp.
- *Peridyromys* sp.
- *Rhodanomys* aff. *hugueneyae* ENGESSER
- *Eomyodon volkeri* ENGESSER
- *Eucricetodon longidens* HUGUENEY
- *Pseudocricetodon thaleri* (HUGUENEY)
- *Adelomyarion vireti* HUGUENEY
- *Melissiodon* sp.
- *Plesiosminthus winistoerferi* ENGESSER *)
- *Rhizospalax* sp.
- *Steneofiber* sp.
- lagomorphe indet.
- *Caenotherium* sp.

Matériau: approx. 220 dents isolées. *) type pour Brochene Fluh 53

2) liste faunique du niveau Brochene Fluh 32

- *Rhodanomys hugueneyae* ENGESSER

3) liste faunique du niveau Brochene Fluh 29

- *Archaeomys* sp.

4) liste faunique du niveau Brochene Fluh 19/20

- didelphidé indet.
- talpidé indet.
- *Paracitellus* sp.
- *Heteroxerus* cf. *lavocati* HUGUENEY
- *Bransatoglis* cf. *fugax* (HUGUENEY)
- *Vasseuromys* sp.
- *Glirudinus modestus* (DEHM)
- *Gliravus bruijni* HUGUENEY
- *Adelomyarion vireti* HUGUENEY
- *Eucricetodon collatus* (SCHAUB)
- *Eucricetodon* cf. *hochheimensis* (SCHAUB)
- *Pseudocricetodon* cf. *thaleri* (HUGUENEY)
- *Melissiodon* sp.
- *Pseudotheridomys* aff. *rolfoi* ENGESSER
- *Rhodanomys hugueneyae* ENGESSER
- *Eomyodon volkeri* ENGESSER
- *Eomys huerzeleri* ENGESSER
- *Archaeomys* aff. *laurillardi* GERVAIS
- *Issiodoromys pseudanoema* GERVAIS
- *Steneofiber* sp.
- *Rhizospalax* sp.
- carnivore indet.
- *Amphitragulus* sp.
- *Caenotherium* sp.
- artiodactyle indet.

Materiel: approx. 180 dents isolées.

5) liste faunique du niveau Brochene Fluh 4/5

- ? *Peratherium* sp.
- talpidé indet.
- soricidé indet.
- sciuridé indet.
- *Eucricetodon* sp.
- *Eomys huerzeleri* ENGESSER
- *Rhodanomys hugueneyae* ENGESSER
- *Pseudotheridomys schaubi* Lavocat
- *Archaeomys* sp.
- *Issiodoromys* sp.
- ? *Rhizospalax* sp.
- *Plesiosminthus* sp.
- *Glirudinus* cf. *glirulus* (DEHM)
- cainotheriidé indet.

Materiel: approx. 30 dents isolées.

Calibration des faunes mammaliennes Brochene Fluh 4-5, 19-20 et 53.

Le Paléogène d'Europe est subdivisé biostratigraphiquement en 30 niveaux mammaliens paléogènes standards (Mammal Paleogene standard levels), (SCHMIDT-KITTLER ed., 1987), chacun défini par une localité

de référence. Les niveaux mammaliens Brochene Fluh 4-5, 19-20 et 53 représentent des faunes mammaliennes typiques de l'Oligocène terminal. Ils ont été alloués par ENGESSER & MÖDDEN 1997 à MP 29 (niveaux BF 4-5 et BF 19-20) et à MP 30 (niveau BF 53). Dans leur biozonation de l'USM suisse, ENGESSER & MÖDDEN ont subdivisé le niveau européen MP 29 en deux zones d'assemblages locaux, nommées Rickenbach (partie inférieure) et Brochene Fluh 19-20 (partie supérieure). MP 30 était déjà subdivisé en deux zones d'assemblages, Küttingen (partie inférieure) et Brochene Fluh 53 (partie supérieure). Brochene Fluh 53 représente l'Oligocène le plus terminal. ENGESSER & MÖDDEN (1997) ont basé la calibration des faunes mammaliennes de Brochene Fluh 53 sur la présence restreinte du taxon *Plesiosminthus winistoerferi*, sur le stade évolutif de l'Eomyide *Rhodanomys* aff. *hugueneyae* et sur la persistance de genres typiquement oligocènes comme *Adelomyarion*, *Gliravus* et *Rhizospalax*. Une caractéristique supplémentaire à cette zone est la disparition totale des Theridomyidae, une famille de rongeurs typique de la plupart des faunes mammaliennes oligocènes. Les derniers représentants (*Archaeomys*) de cette famille ont été enregistrés dans le bassin molassique suisse dans la zone Küttingen, légèrement plus vieille que Brochene Fluh 53. La zone d'assemblage plus jeune suivant Brochene Fluh 53, Boudry 2, représente la base du Miocène et est caractérisée par une espèce plus évoluée d'Eomydes (*Rhodanomys transiens*), par l'apparition des taxons *Titanomys*, *Plesiosminthus promyaron* et *Piezodus tomerdingensis*. Les genres typiquement oligocènes comme *Adelomyarion*, *Gliravus* et *Rhizospalax* sont absents.

Biostratigraphiquement, le niveau Brochene Fluh 19-20 est caractérisé par l'association typique d'*Eomys* et d'*Issiodoromys* avec *Rhodanomys*. Le niveau Brochene Fluh 4-5 est également caractérisé par la présence d'*Eomys huerzeleri* avec *Rhodanomys*, mais *Pseudotheridomys schaubi* remplace *Pseudotheridomys rolfoi*. C'est pourquoi le niveau BF 4/5 est biostratigraphiquement plus vieux que Brochene Fluh 19-20, mais plus jeune que le niveau Rickenbach. Les faunes de la Molasse proposent les mêmes assemblages de rongeurs (La Cornalle, Perrée, Rances) et sont attribuées à la partie supérieure de la zone d'assemblage de Rickenbach par ENGESSER & MÖDDEN (1997).

La succession faunique, élaborée pour les bassins molassiques de Suisse et de Savoie, est plus ou moins concordante avec celle de France et d'Allemagne du sud (WERNER 1994, FAHLBUSCH & HEISSIG, 1987). Cependant, des différences mineures de premiers et derniers enregistrements sont observables. Une excellente étude concernant ces différences régionales et de la transition Oligocène / Miocène déduite des mammifères est donnée par MÖDDEN (1996).

b-Gastéropodes :

La coupe de la Brochene Fluh contient de nombreux gastéropodes. BAUMBERGER (1923 a) a donné la liste suivante : *Plecula ramondi* Brgt., *Cepea rugulosa* Ziet., *Planorbis* (*Gyraulus*) *trochiformis applanatus* Tho., *Planorbis* (*Coretus*) *cornu* Brgt., *Planorbis* (*Coretus*) *cornu* var. *solidus* Tho., *Limnaea* (*Radix*) *subbullata* Sadbg., *Limnaea* (*Radix*) *subovata* Hartm., *Limnaea* (*Radix*) *pachygaster*

Tho. ; *Limnaea ventricosa* Ziel.

Nous avons récolté des gastéropodes le long de toute la coupe, dans différents lithofaciès (Calcaires, marnes et argiles). Les Planorbidae et Lymnaeidae actuelles sont herbivores. Elles se nourrissent d'algues qui poussent à la surface des plantes aquatiques. Leur répartition bathymétrique est fonction de la source de nourriture. Ces faunes épiphytes se répartissent en fonction des plantes aquatiques, spécialement dans les eaux peu profondes et ensoleillées. Ainsi quand un niveau contient de nombreux gastéropodes, une paléobathymétrie faible doit être attribuée à ces dépôts (maximum 4 m).

c-Bivalves :

Des bivalves ont été récoltés aux niveaux BF 19 bis et BF 53, attribués à la famille des Unionidae. Les *Unio* sont des bivalves qui vivent dans des eaux peu profondes, calmes et oxygénées.

d-Otolithes et Poissons :

La coupe de la Brochene Fluh a été visitée et échantillonnée en 1996 (Avril et Octobre) par BETTINA REICHENBACHER et DANIEL KÄLIN. Des échantillons de 5-8 kg ont été pris dans tous les niveaux accessibles de marnes. Au laboratoire de l'université de Karlsruhe, les échantillons ont été séchés, traités à l'eau oxygénée et tamisés. La fraction supérieure à 0.4 mm a été piquée complètement sous la

binoculaire. Les microfossiles récoltés étaient des otolithes, des dents de poissons, des ostracodes et des charophytes. Les otolithes comprenaient environ 1790 spécimens, dont 277 lapilli.

Résultats :

L'ichtyofaune déduite des otolithes est composée de 14 taxons représentant 7 familles (fig.III-49). 10 espèces ont pu être identifiées. Les otolithes étudiés peuvent être considérés comme autochtones à parautochtones car ils sont assez bien préservés et toutes les espèces montrent majoritairement une même écologie.

Plus de 55 % des otolithes appartiennent aux espèces de *Palaeolebias* (Cyprinodontidae), la plus courante étant *P. weidmanni*. Egalement assez abondants sont les taxons de Cyprinidae (15 %) et d'Ambassidae (13 %) (*Dapalis rhomboidalis*). Ensuite, avec une fréquence décroissante, on rencontre les espèces d'Eleotridés (6 %), les espèces d'Atherinidés *Hemirichas dentifera* (3.5 %) et *Dapalis carinatus* (2 %). Les taxons rares sont les Umbridae (*Mikroumbra ringeadei*, *Palaeoesox* cf. *longirostratus*), les Osméridés *Enoploptalmus* sp. et *Prolebias* sp.1.

La figure III-49 montre la distribution et l'abondance des espèces de poissons dans les échantillons (voir également REICHENBACHER 2002).

Paléoécologie :

La reconstruction paléoécologique se base sur

x = rare (1-9 otoliths)
xx = abondant (10-40 otoliths)

Profil Brochene Fluh	Otolithen-Zone (Reichenbacher 1999)	correlation with other formations	Lapilli von Cypriniden	<i>Mikroumbra ringeadei</i>	<i>Palaeoesox</i> cf. <i>longirostratus</i>	<i>Enoploptalmus</i> sp.	<i>Palaeolebias oviformis</i>	<i>Palaeolebias semicircularis</i>	<i>Palaeolebias weidmanni</i>	<i>P. weidmanni</i> triangularis	<i>Palaeolebias triangularis</i>	<i>Palaeolebias</i> juv.	<i>Prolebias</i> sp. 1	<i>Hemirichas dentifera</i>	<i>Dapalis carinatus</i>	<i>Dapalis rhomboidalis</i>	"genus Eleotridum" aff. <i>sectus</i>
62/Top	OT-06		xx		x												
56/hoch																	
56/Basis			x	x				x		xx				xx			
53														x			
47			x	x					xx					xx		xx	
45																	
34	OT-05		x		x	x	xcf	x	x		x					xx	x
30/Top			x	x		x	x		xx	x	xx						xx
29			xx	x	x		xx	xx	xx	x					x	x	
27			xx		x		x	xx	xx	x					x	xx	
25/Top			xx	x	x	x	xx		xx						x	xx	x
21																x	
16			xx		x			x	xx						x	x	x
11			x				x	xx	xx						x	x	
9			x				x	xx	x				xx	xx	xx	xx	x
7			xx						x				x			xx	xx
BF/4-5					x			x								x	x

Fig.III-49: Repartition of otoliths in the Brochene Fluh Section

une approche actualiste. Les données actualistes ont été développées par LÉVÊQUE *et al.* (1992), NELSON (1994), SMITH & HEEMSTRA (1986), VILLWOCK (1977) et WHITEHEAD *et al.* (1986). En accord avec ces travaux, les taxons récents d'Ambassidae, d'Eleotridae et de Cyprinodontidae apparaissent dans les eaux peu profondes, tropicales à subtropicales, d'eaux douces et euryhalines des milieux côtiers à lacustres. La répartition des Eleotridae est mondiale et ils sont plus fréquents dans les régions tropicales. La distribution des Ambassidae se situe dans l'aire indo-pacifique et les Cyprinodontidae sont représentés en Méditerranée et les lagons environnants.

Dans la partie inférieure de la coupe (niveaux BF 4-5, BF 7), les espèces d'Ambassidae et d'Eleotridae indiquent des lacs peu profonds avec des eaux chaudes avec des conditions dulcicoles ou saumâtres. Durant le dépôt du niveau BF 9, les conditions devaient être les mêmes (présence de *Dapalis* et d'Eleotridae), mais l'eau est douce en raison de la domination de l'espèce dulcicole *P. semicircularis* (REICHENBACHER, 1996). Entre les niveaux BF 9 et BF 21, un lac d'eau douce existait d'après la domination des espèces dulcicoles *P. semicircularis* et *P. oviformis*. Il est possible que l'eau y soit plus froide car les *Dapalis* et les Eleotridae sont rares, peut-être en raison d'influences fluviales. L'intervalle entre BF 25 et BF 30-34, représente d'excellentes conditions écologiques pour l'essor des Cyprinodontidae et des Cyprinidae (fig.III-49), mais également pour les familles d'Ambassidae et d'Eleotridae. Cet intervalle peut être interprété comme un lac peu profond avec des eaux chaudes et bien oxygénées et avec un apport de nourriture important.

Entre BF 47 et BF 56, les otolithes indiquent également un lac peu profond avec des eaux chaudes. La rareté des Cyprinidae et la présence d'*Hemitrichas dentifera* et *Palaeolebias triangularis* pourraient indiquer des eaux saumâtres, car jusqu'à présent la dernière espèce a été décrite comme provenant de dépôts saumâtres (REICHENBACHER & WEIDMANN, 1992). Dans la partie supérieure de la coupe, les otolithes du niveau BF 62 possèdent la même faune que le niveau BF56, mais *Palaeolebias weidmanni* est absent et les Cyprinidae sont très fréquents. Ce niveau semble montrer des conditions écologiques constituées d'un mélange de taxons d'eau douce (Cyprinidae) et d'espèces saumâtres (*Hemitrichas dentifera*, *Palaeolebias triangularis*).

Biostratigraphie :

La coupe peut être attribuée de BF9 à BF 29 à la zone d'otolithe OT-05 sur la base de la présence de *Palaeolebias semicircularis* et *P. oviformis* (REICHENBACHER, 1999). L'apparition et la disparition de *P. triangularis* définit la zone OT-06 correspondant au niveau mammalien MP30 et l'Oligocène terminal. La zone OT-06 correspond à l'intervalle de BF 30 à BF 62.

Paléobiogéographie :

L'ichtyofaune de la Brochene Fluh correspond bien à celle de la Suisse de l'ouest (REICHENBACHER & WEIDMANN 1992, REICHENBACHER 1996). Ainsi, d'un point de vue biogéographique, une ichtyofaune uniforme peut être

postulée pour l'Oligocène terminal du bassin molassique suisse.

En détails, l'ichtyofaune de la partie inférieure de la Brochene Fluh (BF 4-5 à BF 30) est très similaire à celle de la formation des « Calcaires et Dolomies » à l'ouest de la Suisse (présence de *Palaeolebias oviformis*, *P. semicircularis* et *Mikroumbra ringeadei*). Ensuite, l'ichtyofaune de la partie supérieure de la coupe (BF 47 à BF 62) est très similaire à celle de la formation des « Grès et Marnes à gypse » à l'ouest de la Suisse (présence d'*Hemitrichas dentifera* et *Palaeolebias triangularis*, absence de *Mikroumbra ringeadei*). De plus, l'ichtyofaune du niveau BF 34 est intermédiaire aux deux décrites précédemment.

Deux espèces ont été uniquement récoltées dans la coupe de la Brochene Fluh : *Enoplophthalmus* sp. et *Prolebias* sp.1. Elles pourraient indiquer des influences du nord du fossé rhénan.

Aucune donnée ne permet de comparer ces faunes à celle du sud du bassin molassique allemand. La faune décrite par REICHENBACHER & SCHWARZ (1997) et par UHLIG *et al.* (2000) est plus vieille (base de l'Oligocène supérieur) et présente une écologie différente puisque des conditions marines et saumâtres y sont présentes.

Paléogéographie :

Quelques poissons sont connus dans les dépôts oligocènes supérieurs du nord du fossé rhénan (WEILER, 1963 ; GAUDANT & REICHENBACHER 1998 ; REICHENBACHER, 2000). Parmi eux se trouvent le « genre Eleotridarum » *shadi*, *Dapalis* cf. *rhomboidalis*, *Enoplophthalamus rhenanus* et *Prolebias* « *meyeri* ». Sur la base d'une morphologie proche entre les espèces d'Eleotridae *schadi* et *sectus*, et également sur la présence probable de *Dapalis rhomboidalis*, REICHENBACHER (2000) suppose qu'il y a eu une connexion entre le nord du fossé rhénan et la partie est du bassin molassique suisse au début de l'Oligocène supérieur (Chattien). Si cela est avéré, alors les espèces d'*Enoplophthalmus* et *Prolebias* sp.1 de la coupe de la Brochene Fluh pourraient être interprétées comme des restes de cette connexion.

Pour l'Oligocène terminal, comme cela est confirmé par la coupe de la Brochene Fluh, l'ichtyofaune n'indique pas de connexion entre le bassin molassique suisse et la région nord rhénane comme cela a été démontré par BERGER (1996).

e-Ostracodes

Classification :

Les ostracodes ont été étudiés par SCHÄFER (2002). Il décrit 24 espèces dont 4 nouvelles. Leurs positions systématiques sont (voir SCHÄFER 2002 pour les diagnoses et les descriptions) :

Classe Ostracoda Latreille 1806

Ordre Podocopida Müller 1894

Sous-Ordre Podocopina Sars 1866

Super-Famille Darwinuloidea Brady & Norman 1889

Famille Darwinulidae Brady & Norman 1889
 Genre *Darwinula* Brady & Norman 1889
Darwinula sp.

Super-Famille Cytheroidea Baird 1850
 Famille Limnocytheridae Klie 1938
 Genre Limnocytherinae Klie 1938
 Genre *Paralimnocythere* Carbonnel 1965
Paralimnocythere sp.
 Genre *Denticulocythere* Carbonnel 1969
Denticulocythere kaelini Schäfer 2002

Sous-Famille Timiriaseviinae Mandelstam, 1960
 Genre *Metacypris* Brady & Robertson 1870
Metacypris danubialis Straub 1952
Metacypris helvetica Schäfer 2002
Metacypris straubi Schäfer 2002
Metacypris sp.A
Metacypris sp.B

Famille Ilyocyprididae Kaufmann 1900
 Genre *Ilyocypris* Brady & Norman 1889
Ilyocypris essertinesensis Carbonnel 1985
Ilyocypris weidmanni Schäfer 2002
Ilyocypris sp.

Famille Candonidae Kaufmann 1900
 Sous-Famille Candoninae Kaufmann 1900
 Genre *Pseudocandona* Kaufmann 1900
Pseudocandona sp.

Genre *Lineocypris* Zalanýi 1929
Lineocypris sp.

Genre *Candonopsis* Vavár 1891
Candonopsis sp.

Sous-Famille Cyclocypridinae Kaufmann 1900
 Genre *Cypria* Zenker 1854
Cypria sp.

Famille Cyprididae
 Sous-Famille Cyprinotinae Bronstein 1947
 Genre *Heterocypris* Claus 1893
Heterocypris sp.

Sous-Famille Cypricercinae Mc Kenzie 1971
 Genre *Strandesia* Stuhlmann 1888
Strandesia sp.A
Strandesia sp.B

Sous-Famille Eucypridinae Bronstein 1947
 Genre *Moenocypris* Triebel 1959
Moenocypris sp.

Sous-Famille Herpetocypridinae Kaufmann 1900
 Genre *Stenocypris* Sars 1889
Stenocypris sp.

Sous-Famille Cypridinae Baird 1845
 Genre *Virgatocypris* Malz & Moayedpour

Sous-Famille Cypridopsinae Bronstein 1947
 Genre *Cypridopsis* Brady 1868
Cypridopsis sp.A
Cypridopsis sp. B

Genre *Potamocypris* Brady 1870
Potamocypris cf. *pastoiri* Carbonnel 1969

Ecologie de quelques genres de la coupe de la Brochene Fluh :

Paralymnocythere sp. : Les *Paralymnocythere* actuels vivent dans les lacs et des petits plans d'eau qui peuvent s'assécher l'été. Ils vivent dans la zone littorale (MEISCH, 2000).

Metacypris danubialis Straub 1952, *Metacypris helvetica* Schäfer 2002, *Metacypris straubi* Schäfer 2002, *Metacypris* sp.A, *Metacypris* sp.B : MEISCH (2000) considère que l'unique espèce actuelle de *Metacypris* en Europe (*Metacypris cordata*) est photophobique, thermoeuryplastique, oligorhéophile et mésotitanophile. A l'Oligocène, *Metacypris* est calciphile et vit dans la zone sublittorale sous la prairie de charophytes (> 5m) (CARBONNEL *et al.*, 1985). Des découvertes récentes ont montré que les *Metacypris* peuvent être récoltés avec des gyrogonites de charophytes (PICOT *et al.*, 1999). Le nouveau modèle paléoécologique considère que la limite supérieure de la zone à *Metacypris* est d'environ 3 m de profondeur. Dans la coupe de la Brochene Fluh, nous avons récolté des *Metacypris* avec des gyrogonites de charophytes, ce qui confirme le modèle selon quoi les *Metacypris* impliquent une paléoprofondeur minimum de 3 m.

Darwinula sp. : les *Darwinula* actuelles vivent dans des eaux douces à saumâtres (jusqu'à 15 ‰) (MEISCH, 2000), à des profondeurs entre 0 et 12 m. Elles vivent sur des substrats sableux à vaseux (YASSINI, 1966). Les *Darwinula* ne peuvent pas nager et se déplacent en rampant (JANZ, 1997). Ainsi elles ne peuvent pas supporter l'eutrophisation du fond. Dans les dépôts tertiaires de Suisse (CARBONNEL *et al.*, 1985), les *Darwinula* vivent entre quelques cm et 1 m de profondeur.

Ilyocypris essertinesensis Carbonnel 1985, *Ilyocypris weidmanni* Schäfer 2002, *Ilyocypris* sp. : tous les *Ilyocypris* actuels ne sont pas des nageurs (JANZ 1992 & 1997). Ils vivent dans des lacs, des rivières et de petits plans d'eau. Certaines espèces peuvent supporter des conditions saumâtres (HENDERSON, 1990). Ils sont rhéoeuryplastiques (ils peuvent vivre dans des eaux stagnantes ou en mouvement) et titaneuryplastiques (ils peuvent vivre dans des eaux à forte teneur en Ca) (MEISCH, 2000). Les *Ilyocypris* occupent toute la colonne d'eau (KEEN, 1973). Les *Ilyocypris essertinesensis* de l'USM décrits par CARBONNEL *et al.* (1985) montrent différents stades de nodation. Ils attribuent ces différents stades de nodation à des variations de salinité engendrées par des cycles évaporation-remise en eau. Les *Ilyocypris*

essertinesensis peuvent supporter des conditions saumâtres car cette espèce a été récoltée avec *Hemicyprideis dacica grekoffi*, ostracode saumâtre, dans la même formation des Calcaires delémontiens.

Pseudocandona sp. : Les *Pseudocandona* sont des ostracodes qui ne peuvent pas nager. Ils rampent sur le fond et ne peuvent supporter l'eutrophisation. Pour KEEN (1973), les *Pseudocandona* vivent entre 0 et 2 m de profondeur. Il semble que les *Pseudocandona* puissent supporter des eaux un peu saumâtres car APOSTOLESCU & GUERNET (1992) ont récolté des *Hemicyprideis dacica dacica* en leur compagnie et ils estiment les eaux entre 3 et 10 ‰. Dans les dépôts tertiaires de Suisse (CARBONNEL *et al.*, 1985), les *Pseudocandona* vivent entre quelques cm et 1 m de profondeur.

Lineocypris sp. : Les *Lineocypris* sont des formes inféodées au substrat (KEEN, 1973).

Candonopsis sp. : Les *Candonopsis* actuels vivent dans des lacs permanents (Henderson, 1990), dans la zone littorale. Ils peuvent supporter des conditions saumâtres (5 ‰) (MEISCH, 2000). Les *Candonopsis* miocènes semblent préférer les eaux stables avec beaucoup de plantes et peuvent supporter des eaux saumâtres (JANZ, 1997).

Cypria sp. : Les *Cypria* actuelles sont thermoeuryplastiques et mesorhéophiles (MEISCH, 2000). Les *Cypria* sont des ostracodes nageurs et vivent dans toutes les eaux stables (JANZ, 1997). Pour KEEN (1973), les *Cypria* paléogènes vivaient entre quelques cm et 2 m, quelques cm à 1 m de profondeur pour CARBONNEL *et al.* (1985).

Heterocypris sp. : Les *Heterocypris* actuels ont un large spectre écologique. Ces ostracodes nageurs peuvent être récoltés dans les lacs permanents, les plans d'eau temporaires et des eaux saumâtres (JANZ, 1997).

Strandesia sp.A, *Strandesia* sp.B : Les *Strandesia* sont des ostracodes nageurs. Les espèces actuelles vivent dans les régions tropicales. Elles sont récoltées dans des eaux douces à saumâtres, dans des plans d'eau temporaires et des lacs. Elles ont un large spectre écologique (JANZ 1995 et 1997). La découverte de *Strandesia* implique des climats chauds.

Moenocypris sp. : Pour CARBONNEL *et al.* (1985), les *Moenocypris* sont des ostracodes calciphobes. Les *Moenocypris* récoltés dans la coupe de la Brochene Fluh montrent le contraire car les dépôts sont très carbonatés. L'opposition de l'association *Metacypris* (calciphile) et l'association *Moenocypris* (calciphobe) démontrée par CARBONNEL *et al.* (1985) dans les dépôts de l'USM ne peut s'appliquer à la coupe de la Brochene Fluh. Les *Metacypris* et les *Moenocypris* sont récoltés dans les mêmes niveaux. Pour KEEN (1973), les *Moenocypris* sont des formes sublittorales, vivant entre 2 et 10 m de profondeur. Pour CARBONNEL *et al.* (1985), les *Moenocypris* indiquent des paléoprofondeurs supérieures à 5 m. Il semble que cette paléoprofondeur soit trop importante, car nous avons récolté des *Moenocypris*

avec des gyrogonites de charophytes, donc à des profondeurs inférieures à 4 m.

Stenocypris sp. : Les *Stenocypris* seraient des ostracodes qui indiqueraient des climats chauds pour CARBONNEL *et al.* (1985).

Virgatocypris sp. : Les *Virgatocypris* seraient des ostracodes qui indiqueraient des climats chauds pour CARBONNEL *et al.* (1985).

Cypridopsis sp.A, *Cypridopsis* sp.B : Les *Cypridopsis* sont de bons nageurs (JANZ, 1997). Les *Cypridopsis* actuels (le plus connu est *Cypridopsis vidua*) vivent dans des plans d'eau stables et temporaires. Il semble qu'ils aiment les fonds riches en plantes aquatiques (YASSINI, 1966). Pour KEEN (1973), les *Cypridopsis* paléogènes indiquent des paléoprofondeurs situées entre 0 et 2 m. MALZ (1977) indique qu'ils peuvent vivre dans des conditions saumâtres. Dans les dépôts tertiaires de Suisse (CARBONNEL *et al.*, 1985), les *Cypridopsis* vivent entre quelques cm et 1 m de profondeur.

Potamocypris cf. *pastoiri* : Les *Potamocypris* actuels vivent dans les rivières à faible courant, les lacs. Certaines espèces comme *Potamocypris villosa* peuvent vivre dans des eaux saumâtres (HENDERSON, 1990). Il y a des espèces de *Potamocypris* qui peuvent nager et d'autres pas (Janz, 1992). Les *Potamocypris* miocènes sont des formes littorales (JANZ, 1997).

Associations d'ostracodes et implications écologiques :

Association thermophile : 7 niveaux sur 20 (BF 4-5, BF 9, BF 16, BF 25, BF 29, BF 47 et BF 56) contiennent des ostracodes qui indiquent des eaux chaudes. L'association *Strandesia*- *Virgatocypris*-*Stenocypris*, décrite pour la première fois par CARBONNEL *et al.* (1985) est thermophile et est souvent corrélée avec des conditions chaudes déduites de l'étude écologique des otolithes. Cette association est bien distribuée le long de la coupe. Selon l'étude des otolithes et des reconstructions climatiques déduites de l'étude géochimique des gyrogonites de charophytes (BECKER *et al.*, 2002), l'apparition de *Strandesia* sp.B est corrélée avec des conditions d'eau douce et chaudes sous un climat avec une saisonnalité modérée. La présence de *Strandesia* sp.A est corrélée avec des conditions saumâtres et chaudes sous un climat avec de fortes évaporations.

Associations saumâtres : Bien que beaucoup d'ostracodes de la Brochene Fluh puissent supporter des conditions plus saumâtres, il n'y a pas d'association typiquement saumâtre. Même dans l'intervalle saumâtre (BF 47 à BF 46) déduit de l'écologie des poissons, il n'y a pas d'association d'ostracodes saumâtres, alors qu'elles sont rencontrées aux sommets d'autres coupes dans la formation des Calcaires delémontiens (PICOT *et al.*, 1999).

Reconstructions paléobathymétriques : Les reconstructions paléobathymétriques sont difficiles à élaborer, car les associations d'ostracodes ne correspondent pas aux modèles

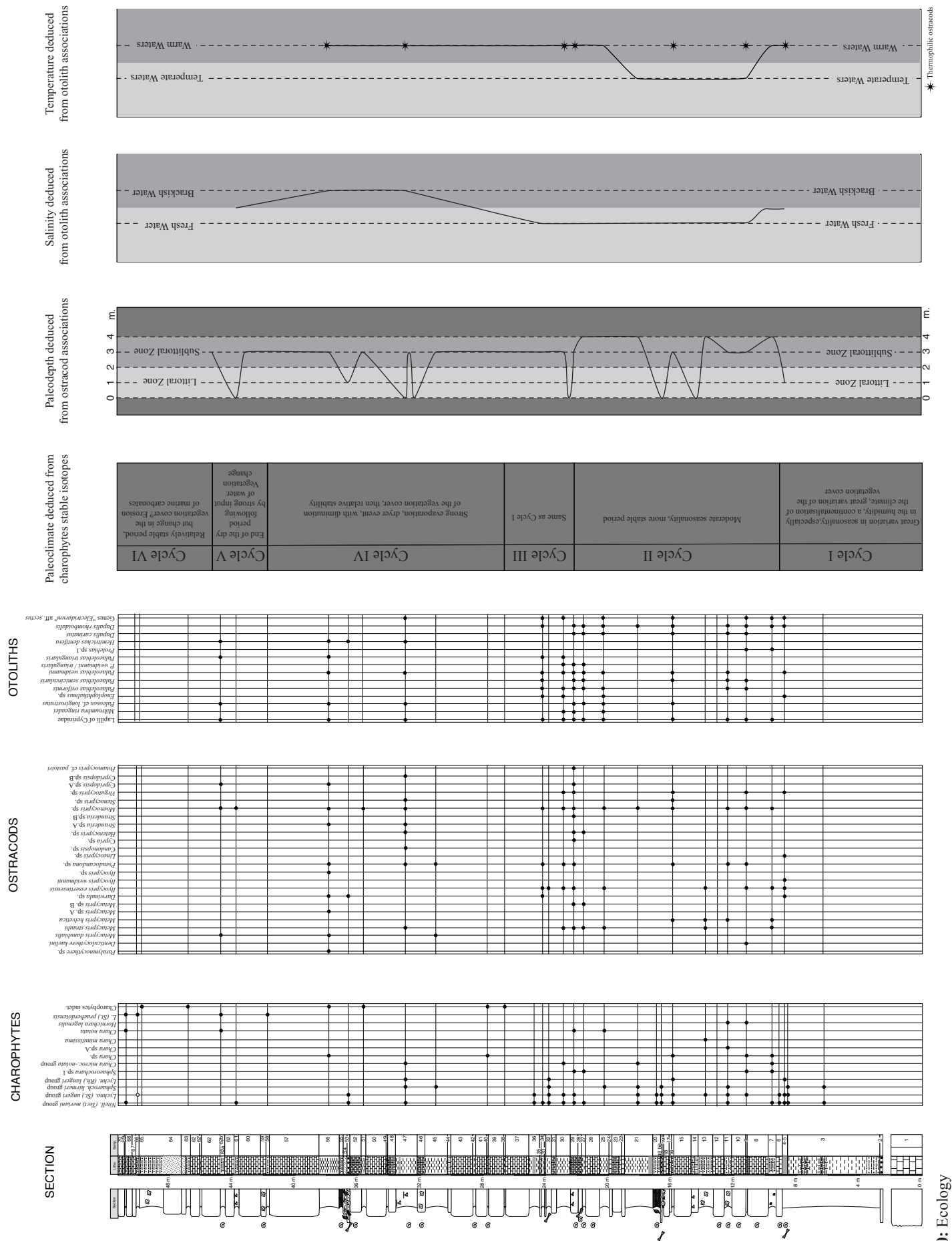


Fig. III-50: Ecology

(KEEN, 1973 ; CARBONNEL *et al.*, 1985 ; PICOT *et al.*, 1999). 10 niveaux sur 20 contiennent des formes littorales (0-2 m de profondeur) comme *Pseudocandona*, *Cypria*, *Darwinula*, *Paralymnocythere*, *Cypridopsis* mélangées avec des formes sublittorales (2 à 10 m) comme *Metacypris* et *Moenocypris*.

Tous les niveaux contenant des ostracodes renferment également des gyrogonites de charophytes, qui montrent ainsi que les paléoprofondeurs se situent entre 0 et 4 m de profondeur (PICOT *et al.*, 2002b). Si l'on considère qu'il est plus aisé de transporter des carapaces d'ostracodes de la zone littorale à la zone sublittorale que le contraire, et que le sédiment de la zone littorale est plus facilement remaniable par l'action des vagues que celui de la zone sublittorale (PICOT *et al.*, 2002b), les associations mélangeant les ostracodes des deux zones peuvent représenter la partie supérieure de la zone sublittorale. Nous pouvons ainsi considérer le modèle suivant pour les reconstitutions paléobathymétriques, basé sur la sédimentologie et d'anciens modèles (KEEN, 1973 ; CARBONNEL *et al.*, 1985 ; PICOT *et al.*, 1999) :

0 m : émergence. Traces racinaires

1 m : association littorale seule.

3 m : mélange des associations littorales et sublittorales.

4 m : association sublittorale seule.

Nous devons être prudent avec ce modèle, car les associations littorales et sublittorales sont difficiles à interpréter. Les associations symmigitiques peuvent être engendrées par du transfert d'ostracodes vivants de la zone littorale à la zone sublittorale par l'action des vagues (événement de tempête). Nous pouvons exclure les glissements sous-lacustres car l'étude sédimentologique n'en montre aucune preuve. Les reconstitutions paléobathymétriques sont données par la figure III-50.

IV-Paléoécologie :

Les études paléoécologiques de chaque groupe permettent de reconstruire les paléoenvironnements successifs de la coupe de la Brochene fluh (fig.III-50).

L'étude des isotopes stables ($\Delta^{13}\text{C}$ et $\Delta^{18}\text{O}$) sur les gyrogonites de charophytes (Fig.III-48) permet d'individualiser 6 cycles isotopiques différents correspondant à différents paléoclimats (fig.III-51) (BECKER *et al.*, 2002). Le premier cycle, de la base au niveau BF6, correspond à une très grande variation de la saisonnalité, et spécialement de l'humidité. Cela correspond également à une continentalisation du climat avec une grande variation de la couverture végétale. Le deuxième cycle, entre BF 7 et BF 27, correspond à un climat avec une saisonnalité modérée, période plus stable. Du niveau BF 29 à BF 38, le cycle III montre les mêmes caractéristiques que le cycle I, c'est-à-dire une grande variation de la saisonnalité, de l'humidité avec une continentalisation du climat avec une variation de la couverture végétale. Le cycle IV, entre BF 39 et BF 58, montre un événement beaucoup plus sec avec une évaporation très importante et une diminution de la couverture végétale. La fin du cycle est plus stable. Le cycle V, de BF 58 à BF 62 b, correspond à la fin de l'événement sec et à des apports

d'eau importants. La couverture végétale change. Au sommet de la coupe, le cycle VI montre une période relativement stable avec probablement des changements de la couverture végétale. La présence de charophytes dans presque tous les niveaux de la Brochene Fluh peut être interprétée par des conditions oligotrophiques. En effet, les hydrophytes pionnières comme les charophytes n'apprécient pas les conditions très mésotrophiques ou eutrophiques (PICOT *et al.*, 2002 b) La présence de gyrogonites de charophyte dans presque tous les niveaux indique que les paléoprofondeurs du lac se situent entre 0 et 4 m.

Une étude palynologique a été effectuée sur 6 niveaux. La représentation courante de restes algaux dulçaquicoles reflète l'environnement lacustre. Les pollens de Poacées et de Cyperacées représentent la végétation locale. Les traces de dégradation biologique des phytoclastes pourraient représenter des conditions oligotrophiques, déjà déduites de la présence de charophytes. La matière organique est rapidement dégradée et elle ne s'accumule donc pas. L'analyse palynologique confirme les conditions dulçaquicoles à deux niveaux (BF 4-5 et BF 21) à la base de la coupe, mais n'enregistre pas les conditions saumâtres déduites de l'étude des otolithes ; cependant il n'y a qu'un seul niveau (BF55) étudié pour la palynologie provenant de l'intervalle du cycle IV, corrélé un événement sec avec une forte évaporation. Les associations polliniques suggèrent que les sédiments de la coupe se soient déposés durant une phase tempérée. Cependant, l'échantillonnage réduit ne permet pas d'observer toutes les variations climatiques déduites de la géochimie sur les charophytes.

L'étude des micromammifères ne donne pas beaucoup d'informations paléoécologiques, mais montre une grande diversité.

Les gastéropodes de la Brochene Fluh montrent de nombreuses espèces herbivores. Cette faune épiphyte se répartit en fonction des charophytes et indique ainsi des paléoprofondeurs entre 0 et 4 m.

La présence de bivalves comme les Unionidae montre que les eaux du lac sont oxygénées pour les deux niveaux où ils ont été découverts (BF 19 bis et BF 53).

L'étude des otolithes montre que l'intervalle de la base de la coupe au niveau BF 34 représente des conditions d'eau douce, à l'exception du petit intervalle BF4-5 à BF 7 qui pourrait correspondre à un mélange d'eau douce et d'eau saumâtre. De BF 47 à BF 56, la rareté des Cyprinidae et la présence d'*Hemitrichas dentifera* et de *Palaeolebias triangularis* pourraient indiquer des eaux saumâtres. Cet intervalle est bien corrélé avec le cycle IV, événement sec avec une forte évaporation, déduit de l'étude isotopique des gyrogonites de charophytes. Nous pouvons ainsi montrer l'influence directe du climat sur les conditions de l'eau. L'importante évaporation engendre des conditions saumâtres. Le niveau le plus haut étudié (BF 62) montre la même ichtyofaune que le niveau BF 56 mais *Palaeolebias weidmanni* est absent et les Cyprinidae sont nombreux. Ce niveau semble écologiquement un mélange de taxons dulçaquicoles et de taxons saumâtres (*Hemitrichas dentifera*, *Palaeolebias triangularis*). Les conditions mélangeant des eaux douces et des eaux saumâtres sont corrélées avec le

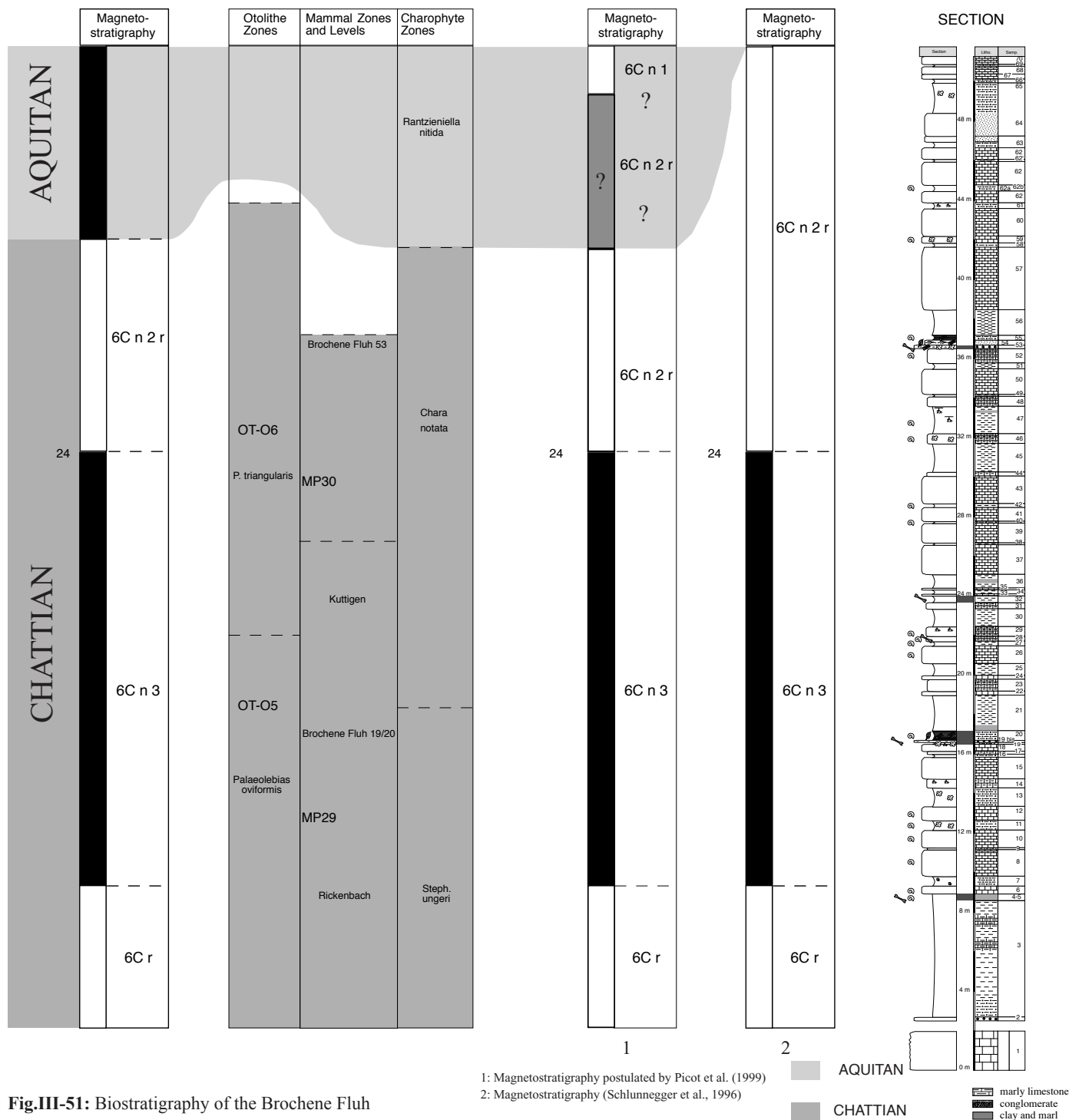


Fig.III-51: Biostratigraphy of the Brochene Fluh

cycle V, qui correspond à la fin de la période sèche et à des apports importants d'eau. Pour la deuxième fois, nous pouvons observer les effets climatiques sur l'ichtyofaune. Les températures déduites de l'étude des otolithes montrent des valeurs élevées le long de toute la coupe. Du niveau BF 4-5 à BF 9, les associations d'otolithes montrent des affinités chaudes, corrélées avec la présence d'ostracodes thermophiles au niveau BF4-5. Entre BF 9 et BF 21, les associations d'otolithes indiquent des températures moins élevées. Elles sont en contradiction avec la présence d'ostracodes thermophiles aux niveaux BF 9 et BF 16. Entre BF 25 et BF 56, les associations d'otolithes montrent que les eaux sont chaudes, corrélées avec la présence d'ostracodes thermophiles (BF47 et BF 56).

L'étude des ostracodes de la Brochene Fluh (SCHÄFER, 2002) montre que beaucoup d'associations

représentent un mélange de formes littorales (0- 2 m de profondeur) et des formes sublittorales (plus de 2 m de profondeur). Pour les reconstructions paléobathymétriques, ces associations mixtes représentent une difficulté majeure. En comparant avec des environnements lacustres actuels, nous avons proposé un petit modèle de paléoprofondeurs (cf. e-ostracodes). De ce modèle, nous pouvons voir que les paléoprofondeurs se situent entre 0 et 4 m de profondeur. Les associations d'ostracodes sont dominées par la présence de *Metacypris*, qui est un genre calciphile. Cette domination est connue également dans d'autres coupes de la même formation (PICOT *et al.*, 1999). De curieuses associations *Metacypris-Moenocypris* le long de toute la coupe sont contradictoires aux travaux de CARBONNEL *et al.* (1985) : les *Metacypris* seraient calciphiles et les *Moenocypris* calciphobes. Il n'y a pas d'associations d'ostracodes typiquement saumâtres dans

la coupe de la Brochene Fluh, alors qu'elles sont connues dans des coupes équivalentes (PICOT *et al.*, 1999). 7 niveaux sur 20 de la coupe de la Brochene Fluh contiennent des ostracodes thermophiles, montrant ainsi que les eaux sont chaudes. 5 niveaux sont corrélés avec une écologie thermophile des poissons et 2 (BF 9 et BF 16) sont en contradiction.

Les études paléoécologiques ont démontré que les paléoenvironnements sont représentés par un lac avec des conditions majoritairement oligotrophiques en raison de la présence de charophycées et des fortes dégradations de la matière organique observées par l'étude palynologique. Les charophytes et les ostracodes montrent que le lac n'est pas profond, avec des paléobathymétries comprises entre 0 et 4 m. La saisonnalité déduite de l'étude isotopique ne semble pas affecter les associations fauniques et floristiques. Les Cycles II et III, avec une grande variation de la saisonnalité, correspondent à des eaux douces ; la température ne peut pas être estimée car les données des associations des otolithes et des ostracodes sont contradictoires. L'événement sec (cycle IV) et l'arrivée importante d'eau (cycle V) influencent les associations. L'événement sec, avec une forte évaporation, est corrélé avec des conditions saumâtres déduites des otolithes et des eaux chaudes déduites des études d'ostracodes et d'otolithes. L'arrivée d'eau (cycle V) dans le lac saumâtre est également bien corrélée avec l'association mixte d'otolithes dulçaquicoles et saumâtres. Cet événement sec à la fin de l'Oligocène (Brochene Fluh 53, MP 30) a été déjà supposé dans le bassin molassique par BERGER (1992) avec une crise de l'humidité. Cette crise engendre des environnements saumâtres dans les lacs de la formation des Calcaires delémontiens, marqués par des associations saumâtres d'ostracodes aux sommets des coupes (PICOT *et al.*, 1999).

V-Biostratigraphie

L'étude de chaque groupe fossile permet une bonne définition biostratigraphique de la coupe de la Brochene Fluh (fig.III-51).

5 niveaux mammaliens sont connus dans la coupe de la Brochene Fluh (niveau BF 4-5, BF 19-20, BF 29, BF 32 et BF 53). Les niveaux mammaliens BF4-5, BF 19-20 et BF 53 représentent des faunes typiques de mammifères pour l'Oligocène supérieur. Ils ont été assignés par ENGESSER & MÖDDEN 1997 aux niveaux MP 29 (niveaux BF4-5 et BF 19-20) et MP 30 (niveau BF 53). Dans leur biozonation de l'USM suisse, Engesser & Mödden ont subdivisé le niveau européen MP 29 en deux zones d'assemblages, nommées Richenbach (partie inférieure) et Brochene Fluh 19/20 (partie supérieure). Le niveau européen MP 30 a été également subdivisé en deux zones d'assemblages, nommées Küttigen (partie inférieure) et Brochene Fluh 53 (partie supérieure). Brochene Fluh 53 représente le dernier niveau de l'Oligocène.

Les associations d'otolithes montrent que l'intervalle de BF 9 à BF 29 peut être attribué à la zone d'otolithe OT-05 sur la base de la présence de *Palaeolebias semicircularis* et *P. oviformis* (REICHENBACHER, 1999). L'apparition et la disparition de *P. triangularis* définissent la zone d'otolithes OT-06, correspondant au niveau mammalien MP 30 et à la

fin de l'Oligocène. L'intervalle de BF 30 à BF 62 peut être attribué à la zone OT-06.

L'étude des charophytes montre que de la base au niveau BF 21, la section correspond à la zone *notata* ou *ungeri*. Du niveau BF 21 au niveau BF 58, la coupe peut être attribuée à la zone à *notata*. Au-dessus du niveau BF 58, en raison de la présence de *L. (St.) praeberdotensis*, la coupe correspond à la zone à *nitida*, qui est la base du Miocène. Le niveau 62 est controversé. En effet, les otolithes montrent qu'il appartient à la zone OT-06 de l'Oligocène, alors que les charophytes montrent que ce niveau est dans le Miocène, dans l'Aquitaniens (zone à *nitida*) (niveau mammalien MN 1).

SCHLUNEGGER *et al.* (1996) ont étudié la coupe de la Brochene Fluh pour calibrer les zones magnétostratigraphiques avec les niveaux mammaliens. Déjà mentionné par PICOT *et al.* (1999), les derniers niveaux de la coupe sont attribués à la magnétozone C6nr. Cette magnétozone est déduite de deux mesures pour les derniers 10 m. Pour résoudre la contradiction stratigraphique entre l'âge aquitanien (déduit des charophytes) et l'âge chattien (déduit de cette magnétozone inverse), la présence d'une magnétozone normale non détectée pourrait être postulée entre les deux derniers points de mesure.

La majorité de la coupe de la Brochene Fluh appartient au Chattien supérieur (sur la base des micromammifères, des otolithes et des charophytes) à l'Oligocène et elle atteint la base de l'Aquitaniens (sur la base des charophytes) au Miocène à partir du niveau BF 58 (fig.III-52). La base de l'Aquitaniens a déjà été observée dans la formation des Calcaires delémontiens par THEILER (1998). La coupe Se Pré Godat près de Recollaine (coord. 598.925 / 243.00) dans les Calcaires delémontiens contient deux niveaux avec *Pseudotheridomys rolfii*. Ceci peut être attribué au niveau mammalien Boudry 2, (MN1), correspondant à la base de l'Aquitaniens.

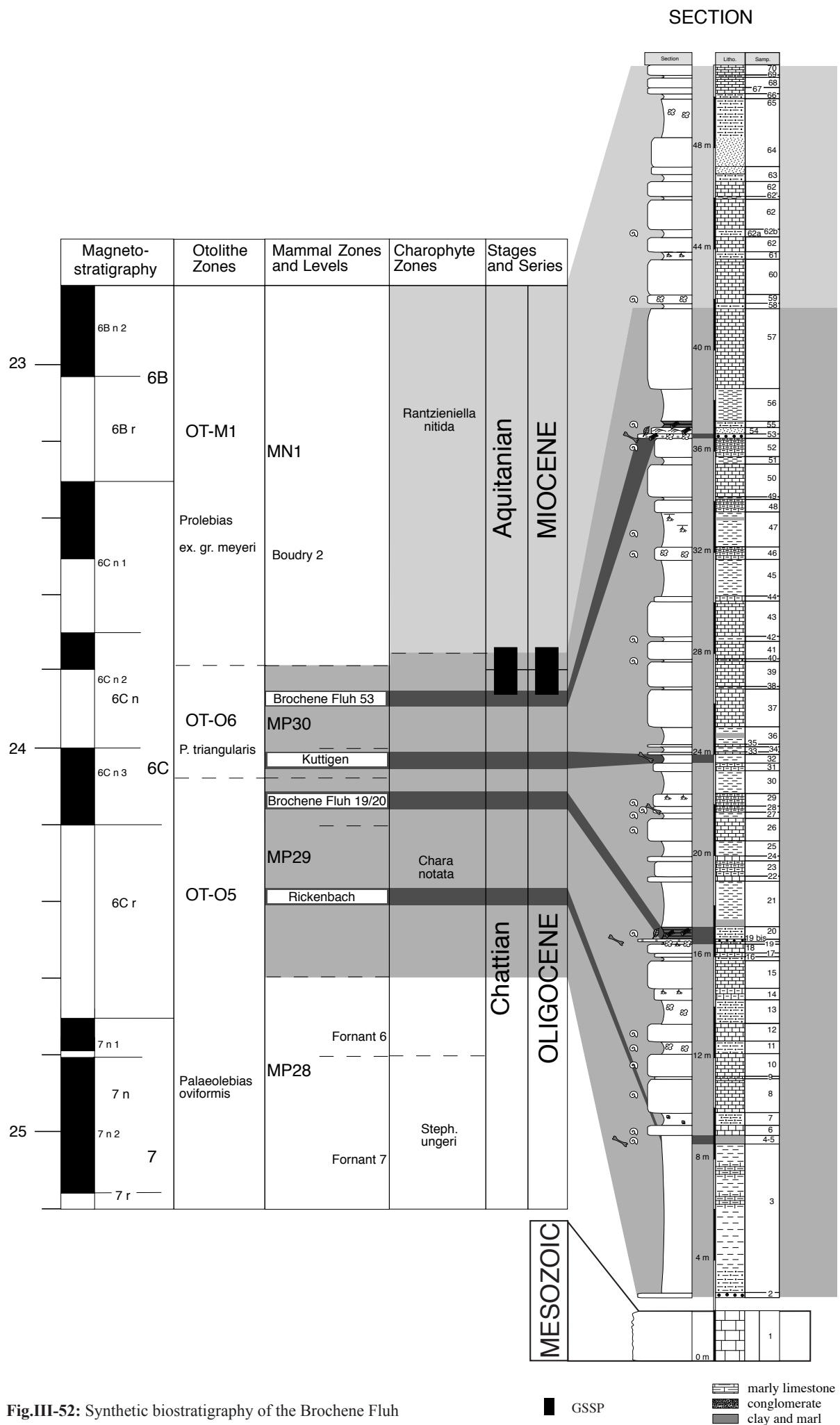


Fig.III-52: Synthetic biostratigraphy of the Brochene Fluh

CHAPITRE 4: LES OSTRACODES

Les ostracodes appartiennent à l'embranchement des Arthropodes, au sous-embranchement des Crustacés. Fossiles très fréquents, les ostracodes ont été récoltés dans des roches et des sédiments allant du Cambrien à l'actuel. Ces animaux appartiennent à la méiofaune, leur taille adulte se situant en général entre 0.5 et 1 mm. Les ostracodes actuels les plus grands mesurent 2 cm et ils appartiennent au genre *Gigantocypris*. Les ostracodes fossiles les plus grands sont d'âge Silurien et atteignaient des tailles de 10 cm. Les milieux de vie des ostracodes sont très variés. Ils s'étendent des fonds abyssaux jusqu'aux côtes, lagons, estuaires et deltas, fleuves et rivières (parfois souterrains), lacs salés et d'eaux douces, sources chaudes. On récolte également des ostracodes dans des habitats terrestres humides (sols composés de mousse) et même dans la retenue d'eau formée entre deux tiges de Broméliacées. Cette large répartition permet aux ostracodes d'être de bons marqueurs de l'écologie. L'étude des ostracodes fossiles permet donc de bonnes reconstitutions paléoécologiques, en raison de leur faculté à répondre rapidement aux variations des paramètres du milieu (disparition et renouvellement rapide des faunes ou adaptation marquée par des différences morphologiques). Leur intérêt s'étend aux études biostratigraphiques.

1-CLASSIFICATION :

Les ostracodes que j'ai récoltés, ont été classés systématiquement sur la base du travail de HARTMANN & PURI (1974). Cette publication décrit l'élaboration d'une classification systématique des ostracodes, regroupant à la fois la classification systématique issue des études paléontologiques et celle issue des études des ostracodes actuels. Une classification plus moderne a été publiée par MEISCH (2000) pour les espèces d'eaux douces, contredisant certaines subdivisions élaborées par HARTMANN & PURI (1974).

Dans ce travail, les espèces d'eaux douces ont été classées en fonction de la classification de MEISCH (2000). Les ostracodes saumâtres et marins ont été classés en fonction du travail d'HARTMANN & PURI (1974) mais dans le contexte de la nouvelle hiérarchie donnée par Meisch (2000). Leurs positions systématiques sont les suivantes :

Classe Ostracoda Latreille, 1806

Ordre Platycopida Sars, 1866
Famille Cytherellidae Sars, 1866

Genre *Cytherella* Jones, 1849
Cytherella gracilis Lienenklaus, 1894
Cytherella sp.1
Cytherella sp.2

Ordre Podocopida Sars, 1866
Sous-Ordre Podocopina Sars, 1866

Super-Famille Darwinuloidae Brady & Norman, 1889
Famille Darwinulidae Brady & Norman, 1889

Genre *Darwinula* Brady & Robertson, 1885
Darwinula stevensoni (Brady & Robertson, 1870)

Super-Famille Cypridoidea Baird, 1845
Famille Candonidae Kaufmann, 1900
Sous-Famille Paracypridinae Sars, 1923

Genre *Paracypris* G.W. Müller, 1912
Paracypris aerodynamica Oertli, 1956
Paracypris sp.

Genre *Ghardaglaia* (Hartmann, 1964)
Ghardaglaia cf. *pectinata* (Héjjas, 1894)

Sous-Famille Candoninae Kaufmann, 1900

Genre *Pseudocandona* Kaufmann, 1900
Pseudocandona fertilis Triebel, 1963
Pseudocandona sp.1
Pseudocandona sp.2

Sous-Famille Cyclocypridinae Kaufmann, 1900

Genre *Cyclocypris* Brady & Norman, 1889
? *Cyclocypris* sp.

Famille Ilyocyprididae Kaufmann, 1900

Genre *Ilyocypris* Brady & Norman, 1889

Ilyocypris essertinesensis Carbonnel, 1985
Ilyocypris sp.

Famille Cyprididae Baird, 1845
Sous-Famille Cypricerinae Mc Kenzie, 1971

Genre *Strandesia* Stuhlmann, 1888
? *Strandesia* sp.

Sous-Famille Cyprinotinae Bronstein, 1947

Genre *Cyprinotus* Brady, 1866
Cyprinotus aff. *parvus* Lienenklaus, 1905

Sous-Famille Cypridopsinae Kaufmann, 1900

Genre *Cypridopsis* Brady, 1867
Cypridopsis sp.

Super-Famille Cytheroidea Baird, 1850
Famille Limnocytheridae Klie, 1938
Sous-Famille Timiriaseviinae mandelstam, 1960

Genre *Metacypris* Brady & Robertson, 1870
Metacypris danubialis punctata Straub, 1952

Famille Cytherideidae Sars, 1925
Sous-Famille Cytherideinae Sars 1925

Genre *Cytheridea* Bosquet, 1852
Cytheridea pernota Oertli & Key, 1955

Genre *Cyamocytheridea* Oertli, 1956
Cyamocytheridea punctatella (Bosquet, 1952)

Genre *Hemicyprideis* Malz & Triebel, 1970
Hemicyprideis helvetica (Lienenklaus, 1895)
Hemicyprideis basiliensis (Oertli, 1955)
Hemicyprideis dacica grekoffi Carbonnel, 1969

Sous-Famille Schulerideinae Mandelstam, 1959

Genre *Schuleridea* Swartz & Swain, 1946
Schuleridea sp.

Famille Trachyleberididae Sylvester-Bradley, 1948
Sous-Famille Trachyleberidinae Sylvester-Bradley, 1948

Genre *Pterygocythereis* Blake, 1933
Pterygocythereis ceratoptera (Bosquet, 1852)
Pterygocythereis volans Oertli, 1956

Genre *Echinocythereis* Puri, 1954
Echinocythereis scabra (Münster, 1830)

Genre *Henryhowella* Puri 1957
Henryhowella asperrima (Reuss, 1849)

Sous-Famille Campylocytherinae Puri, 1960

Genre *Campylocythere* Edwards, 1944
Campylocythere sp.

Genre *Leguminocythereis* Howe & Law, 1936
Leguminocythereis sorneata Oertli, 1956

Famille Hemicytheridae Puri, 1953
Sous-Famille Thaerocytherinae Hazel, 1967

Genre *Hammatocythere* Keen, 1972
Hammatocythere cf. *trituberculata* (Reuss, 1869)

Famille Cytherettidae Triebel, 1972

Genre *Cytheretta* G. W. Müller, 1894
Cytheretta posticalis Triebel, 1952

Famille Loxoconchidae Sars, 1925

Genre *Loxoconcha* Sars, 1866
Loxoconcha favata Kuiper, 1918

Famille Cytheruridae G.W. Müller, 1894
Sous-Famille Cytheropterinae Hanai, 1957

Genre *Eocytheropteron* Alexander 1933
Eocytheropteron plicatoreticulatum Margerie, 1961

2-DESCRIPTION :

Dans les descriptions suivantes, un paragraphe concernant l'écologie de l'ostracode a été développé. Un vocabulaire spécifique aux ostracodes a souvent été utilisé (HILLER 1972 ; HARTMANN & HILLER (1977) ; MARMONIER *et al.*, 1993, MEISCH 2000). Les principaux termes utilisés sont :

Température :

Sténothermes froids : vit uniquement dans les eaux froides.

Oligothermophile : préfère les eaux froides.

Mésothermophile : intermédiaire à oligothermophile et polythermophile

Polythermophile : préfère les eaux chaudes

Sténothermes chauds : vit uniquement dans les eaux chaudes.

Calcium :

Oligotitanophile : vit dans des eaux avec des concentrations de Ca entre 0 et 18 mg Ca/l

Mésotitanophile : vit dans des eaux avec des concentrations de Ca entre 18 et 72 mg Ca/l

Polytitanophile : vit dans des eaux avec des concentrations de Ca >72 mg Ca/l

Titanoeuryplastique : vit indifféremment dans les trois catégories précédentes

Salinité et Chlorinité :

Eaux douces : < 0.5‰

Oligohalin : 0.5‰ à 5 ‰

Mésohalin : 5‰ à 18‰

Polyhalin : 18 ‰ à 30 ‰

Marins : 30 ‰ à 40 ‰

Hyperhalin : > 40 ‰

(la salinité = 1.89655 x Chlorinité ; formule de KNUDSEN)

Courants :

Rhéophobe : ne vit que dans des eaux stagnantes.

Oligorhéophile : vit dans les zones littorales turbulentes des lacs.

Mésorhéophile : vit dans des eaux avec des courants de différentes vitesses

Polyrhéophile : vit uniquement dans les eaux avec de forts courants.

Rhéouryplastique : vit indifféremment dans les eaux stagnantes et des eaux en mouvement.

Les descriptions sont les suivantes :

Classe Ostracoda Latreille, 1806

Ordre Platycoepida Sars, 1866

Famille Cytherellidae Sars, 1866

Genre *Cytherella* Jones, 1849*Cytherella gracilis* Lienenklaus, 1894

Planche 1 ; 1 et 2

Diagnose : Une espèce du genre *Cytherella* avec les particularités suivantes : Carapace au contour elliptique. Le bord dorsal est droit tandis que le bord ventral est légèrement concave au niveau de la mi-longueur de la valve. La surface de la carapace est lisse.

Taille : longueur : 0.65 mm ; hauteur : 0.28 mm ; 5 individus récoltés (juvéniles). UFFENORDE (1981) mentionne une taille adulte de 0.78-0.88 mm alors que Oertli (1956) donne une taille adulte plus faible 0.67-0.71 mm et signale que les 3/4 des *Cytherella gracilis* qu'il a récoltées sont des larves. Les *Cytherella gracilis* récoltées par mes soins sont également des larves.

Description : En vue latérale, la carapace est élancée et les extrémités antérieures et postérieures sont arrondies de façon symétrique. L'extrémité antérieure est légèrement comprimée latéralement. Le bord dorsal reste droit tandis que le bord ventral est légèrement concave à mi-longueur. La valve droite recouvre légèrement la valve gauche.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton, Rupélien

Lieu de récolte : Bressaucourt, niveau BREU remblais.

Autres lieux de récolte en Suisse : Formation des Meeressand de Blauen (bordure sud du fossé rhénan); dans le lit de la

Sorne et une coupe à Près Roses (synclinal de Delémont) ; à Oberwil (fossé rhénan) (OERTLI, 1956 et 1965). Tous ces affleurements sont dans le Rupélien.

Autres lieux de récolte en Europe : Eocène de l'ancienne Allemagne de l'Est (PIETRZENIUK, 1969), Chattien du nord de l'Allemagne (UFFENORDE, 1981), Rupélien du bassin de Mayence (SONNE 1982), Oligocène, Miocène inférieur-Burdigalien d'Aquitaine (France) (MOYES, 1965), Miocène moyen du nord de l'Allemagne (FAUPEL, 1975).

Cytherella sp.1

Planche 1 ; 3.

Taille : longueur : 0.7 mm ; hauteur : 0.38 mm ; 8 individus récoltés.

Description : La carapace est elliptique et trapue. La partie antérieure est plus haute que la partie postérieure. Le bord dorsal est convexe et en position postéro-dorsale, un léger angle est observé au quart de la hauteur. Le bord ventral est marqué rapidement par un angle en position antéro-ventrale puis se poursuit en une courbe très légèrement convexe vers l'arrière. La surface de la valve est lisse.

Les valves ont été récoltées dans des sables et leur conservation est mauvaise car elles ont été sans doute émoussées et usées dans ce faciès de haute-énergie. La détermination spécifique est donc délicate. *Cytherella* sp. 1 possède certaines affinités morphologiques avec *Cytherella confusa* Lienenklaus, 1900 figurée par DUCASSE & CAHUZAC (1996).

Répartition stratigraphique : Formation des Meeressand, Rupélien.

Lieu de récolte : Develier, niveau DEV 5.

Ecologie : Cet ostracode a été récolté dans un faciès marin proximal, ce qui rend son écologie contradictoire avec celle de *Cytherella confusa* Lienenklaus, 1900 figurée par DUCASSE & CAHUZAC (1996), qui est une forme profonde (milieu infralittoral à circalittoral).

Cytherella sp.2

Planche 1 ; 4.

Taille : longueur : 0.55 mm ; hauteur : 0.32 mm, 4 individus récoltés.

Description : la carapace est grossièrement elliptique et trapue. La partie antérieure est beaucoup plus haute que la partie postérieure. Le bord dorsal est convexe et l'angle dorsal se situe au 2/3 de la longueur dans la partie postéro-dorsale. Le bord ventral est légèrement convexe. L'extrémité antérieure montre un bord ventral qui descend très rapidement et un bord dorsal qui monte très rapidement, conférant une hauteur importante à cet extrémité. L'extrémité postérieure montre un bord dorsal et ventral qui s'élève et s'abaisse plus progressivement. La surface de la valve est lisse.

Les valves ont été récoltées dans des sables et leur conservation est mauvaise car elles ont été sans doute émoussées et usées dans ce faciès de haute-énergie. La détermination spécifique est donc délicate. *Cytherella* sp. 2 possède certaines affinités morphologiques avec *Cytherella consueta* Deltel, 1964 figurée par DUCASSE & CAHUZAC (1996).

Répartition stratigraphique : Formation des Meeressand, Rupélien.

Lieu de récolte : Develier, niveau DEV 5.

Ecologie : Cet ostracode a été récolté dans un faciès marin proximal, ce qui rend son écologie contradictoire avec celle de *Cytherella consueta* Deltel 1964 figurée par DUCASSE & CAHUZAC (1996), qui est une forme profonde (milieu épibathyal).

Ordre Podocopida Sars, 1866
Sous-Ordre Podocopina Sars, 1866

Super-Famille Darwinuloidae Brady & Norman, 1889
Famille Darwinulidae Brady & Norman, 1889
Genre *Darwinula* Brady & Robertson, 1885
Darwinula stevensoni (Brady & Robertson 1870)
Planche 1 ; 5.

Taille : longueur : 0.65 mm ; hauteur : 0.23 mm ; 5 individus récoltés.

Description : Carapace très allongée, s'effilant vers l'avant. La plus grande hauteur se situe au 3/4 de la longueur. Le bord dorsal s'élève très progressivement vers l'arrière puis redescend au 3/4 de la longueur. Le bord ventral est légèrement concave dans sa partie antérieure puis légèrement convexe dans sa partie postérieure. L'extrémité antérieure est effilée, l'extrémité postérieure est arrondie. La surface de la carapace est lisse.

Cet ostracode avait été décrit comme ? *Moenocypris* sp. dans PICOT *et al.* (1999).

Répartition stratigraphique : Formation des Calcaires delémontiens, Chattien supérieur.

Lieu de récolte : Reconvilier, forage RE2 , niveau RE2 4.8-5 m.

Autres lieux de récolte en Suisse : Aucune *Darwinula stevensoni* n'a encore été découverte en Suisse jusqu'ici. CARBONNEL *et al.* (1985) signale la présence *Darwinula* sp. dans la Formation des Calcaires et Dolomies à Essertines, aux Côtes de Calamin /Yverdon dans le Chattien supérieur, ainsi que dans la Formation des Grès et marnes gris à gypse à La Morges, sondage NL 116 dans le Chattien supérieur. SCHÄFER (2002) signale cette même espèce dans la Formation des Calcaires delémontiens, à la Brochene Fluh dans le Chattien supérieur.

Autres lieux de récolte en Europe : *Darwinula stevensoni* est connue dans les dépôts du Tertiaire au Quaternaire. Pour le Tertiaire, STRAUB (1952) et REICHENBACHER (1989) signalent cette espèce en Allemagne, dans l'Helvétien-Tortonien (Kirchberger et Sylvana Schichten). JANZ (1997) a récolté cette espèce dans le Miocène de Steinheim (Allemagne), comme l'a fait également WITT (2000) dans les Kirchberger Schichten dans le Miocène du sud de l'Allemagne. APOSTOLESU & GUERNET (1992) la mentionnent dans le Chattien du Bassin de Manosque-Forcalquier (Provence, France).

Ecologie : L'espèce actuelle vit dans des eaux douces à peu saumâtres (jusqu'à 15 ‰ en Angleterre (HENDERSON 1990)), à des profondeurs comprises entre 0 à 10 m. MEISCH (2000) signale *Darwinula stevensoni* dans des salinités allant jusqu'à 15 ‰ (mésohaline) et comme étant thermoeuryplastique (c'est-à-dire pouvant vivre dans des eaux de températures très différentes), oligorhéophile (c'est-à-dire vivant dans les parties du lac où l'eau est en mouvement) et probablement titanoeuryplastique (c'est-à-dire vivant dans des eaux dont la teneur en Ca est très variée). Elle vit indifféremment sur les substrats sableux ou vaseux (YASSINI 1966). Elle est récoltée dans les lacs, ainsi que dans des mares temporaires. GREKOFF (1956) la considère comme rampante, et JANZ (1997) mentionne qu'elle est incapable de nager, se déplaçant sur ses pattes en prenant appui sur le sol sableux ou vaseux. Puisque cette espèce ne peut nager, elle ne peut supporter l'eutrophisation du fond. Enfin CARBONNEL *et al.* (1985) attribuent à *Darwinula* sp. une paléoprofondeur allant de 0 à 2 m., contrairement à YASSINI (1966).

Super-Famille Cypridoidea Baird, 1845
Famille Candonidae Kaufmann, 1900
Sous-Famille Paracypridinae Sars, 1923
Genre *Paracypris* G.W. Müller, 1912
Paracypris aerodynamica Oertli, 1956
Planche 3 ; 2, 3, 4

Diagnose : une espèce du genre *Paracypris* avec les particularités suivantes : contour latéral très hydrodynamique. Bord antérieur arrondi. La hauteur maximale de la valve, située à l'arrière de la partie antérieure, dépasse rarement les 1/3 de la longueur. Le bord ventral est droit dans le tiers médian. Partie postérieure allongée, étirée par une pointe.

Taille : longueur : 1.1 mm ; hauteur : 0.31 mm, 142 individus récoltés (mâles, femelles, juvéniles).

Description : carapace très élancée. Le bord dorsal est convexe dans sa partie antérieure et juste avant l'angle antéro-dorsal situé au 1/4 de la longueur, le bord devient chez certains individus légèrement concave (planche 3, 3). Après l'angle antéro-dorsal, le bord dorsal est droit puis il tombe en ligne droite vers l'extrémité postérieure qui se trouve au 1/5 de la hauteur. Le bord dorsal est aconvexe dans sa partie antérieure puis devient droit au 2/5 de la longueur puis redevient légèrement convexe en rejoignant l'extrémité postérieure qui se termine en pointe. La valve gauche

recouvre la valve droite. La surface des valves est lisse. En vue dorsale, la carapace a une forme de fuseau et sa largeur maximale se situe un peu en avant de la mi-longueur.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton. Rupélien.

Lieux de récolte : Laufen, carrière de Laufen, sondage de Laufen, un très grand nombre de niveaux; Courgenay, fondation d'une maison (coord. 577.05/ 249.95), niveau CG6.

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI (1956 et 1965) mentionne cette espèce dans la Formation des Meeressand de Blauen, dans la Formation des Septarienton du lit de la Sorne, dans une excavation à Près Roses (sud de Delémont), à Bressaucourt et dans un forage dans la marnière d'Oberwil.

Autres lieux de récolte en Europe : *Paracypris aerodynamica* Oertli, 1956 semble une espèce inféodée aux dépôts Rupélien de l'UMM rhénane suisse, mais SONNE (1982) mentionne *Paracypris* cf. *aerodynamica* dans la formation des Meeressand du Rupélien du bassin de Mayence (Allemagne).

Ecologie : Les *Paracypris aerodynamica* Oertli, 1956 sont des ostracodes marins qui semblent ne pas apprécier l'influence de l'eau douce sur leur milieu. A Laufen, où l'environnement devient de plus en plus saumâtre, ils disparaissent progressivement. Les *Paracypris* actuels (*Paracypris polita*) sont récoltés à des profondeurs du littoral allant jusqu'à 70 m. de profondeur (ATHERSUCH *et al.*, 1989).

Paracypris sp.
Planche 3 ;5.

Taille : longueur : 0.65 mm ; hauteur : 0.27 mm ; 1 individu récolté.

Description : Carapace élancée. Le bord dorsal est harmonieusement convexe sans véritable angle dorsal. Le bord ventral est droit à légèrement convexe. L'extrémité antérieure est arrondie. Sa plus grande hauteur se trouve à sa mi-longueur. La surface de la valve est lisse. Cet individu unique est en un très mauvais état de conservation et sa détermination générique repose sur le contour de sa carapace.

Répartition stratigraphique : Meeressand. Rupélien.

Lieu de récolte : Chleinblauen, niveau CB 1-2,3.

Ecologie : L'écologie de cet ostracode est très difficile à définir, car dans ces dépôts marins côtiers se rencontrent aussi des espèces continentales.

Genre *Ghardaglaia* (Hartmann, 1964)
Ghardaglaia cf. *pectinata* (Héjjas, 1894)
Planche 1 ; 6, 7, 8.

Taille : longueur : 0.75 mm ; hauteur : 0.30 mm, 15 individus récoltés (mâles et femelles).

Description : Carapace réniforme assez élancée. Le bord dorsal est harmonieusement convexe et l'angle postéro-dorsal se trouve au 3/4 de la longueur. Le bord dorsal tombe rapidement vers l'extrémité postérieure. Le bord ventral est convexe dans sa partie antérieure puis devient légèrement



Fig.IV-0: Empreintes musculaires

concave à mi-longueur puis redevient convexe en rejoignant l'extrémité postérieure. La surface de la valve est lisse. En vue interne, on peut observer que la lamelle interne est développée. La lamelle interne antérieure atteint 1/8 de la longueur à mi-hauteur puis se poursuit vers le bord ventral. A mi-longueur, la lamelle interne atteint 1/7 de la hauteur. Dans la partie postérieure, la lamelle interne remonte brutalement à 90° vers le haut, et elle constitue 1/10 de la longueur à sa mi-hauteur. Les empreintes musculaires adductrices sont constituées d'une rangée de quatre empreintes verticales et d'une plus grosse derrière à la même hauteur des trois empreintes du bas. Les empreintes de la rangée sont ovales et allongées. La postérieure est beaucoup plus ronde.

Les empreintes musculaires (fig.IV-0) correspondent avec celles de *Ghardaglaia pectinata* (Héjjas 1894) décrite par ZORN (1998).

Les individus oligocènes suisses semblent plus petits que ceux du Miocène autrichien et tchécoslovaque. (0.75 mm. contre 0.85 à 0.99 mm.).

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton. Rupélien.

Lieu de récolte : Bressaucourt (lieu dit de l'étang), niveau BREU remblais.

Autres lieux de récolte en Suisse : Aucune récolte suisse de cette espèce n'a été mentionnée.

Autres lieux de récolte en Europe : L'espèce *Ghardaglaia pectinata* (Héjjas 1894) a été récoltée dans le Miocène d'Autriche et de Tchécoslovaque (ZORN 1998).

Ecologie : *Ghardaglaia* cf. *pectinata* (Héjjas, 1894) est un ostracode marin.

Sous-Famille Candoninae Kaufmann, 1900
 Genre *Pseudocandona* Kaufmann, 1900
Pseudocandona fertilis Triebel, 1963
 Planche 2 ; 5

Diagnose : carapace sub-trapézoïdale à la surface fortement ponctuée.

Taille : longueur : 0.55 mm ; hauteur : 0.27 mm ; 2 individus récoltés (juvéniles).

Description : carapace sub-trapézoïdale. Le bord dorsal est droit. L'angle antéro-dorsal est d'environ 50° et rejoint l'extrémité postérieure arrondie. L'angle postéro-dorsal est de 20° et rejoint l'extrémité postérieure arrondie. Le bord ventral est droit, légèrement concave dans la partie médiane, au niveau de la bouche. La surface de la valve est finement ponctuée. Les ostracodes récoltés correspondent à des stades larvaires.

Répartition stratigraphique : Formation des Calcaires delémontiens. Chattien supérieur.

Lieu de récolte : Courfaivre. Niveaux CRF98/ 40-40' et CRF98/43.

Autres lieux de récolte en Suisse : CARBONNEL *et al.* (1985) signalent la présence de *Pseudocandona fertilis* dans la Formation des Marnes bigarrées inférieures, sondage N31, Boudry/ la Fabrique, Bougy chez Callin, Eclépens, Valeyres / Rances, Yverdon / Vermont dans le Chattien inférieur.

Ils la mentionnent également dans la Formation des Calcaires et Dolomies : Essertines, La Morges, sondages Cossonay/ C04, C05, Côtes de Calamin/ Yverdon dans le Chattien supérieur. On rencontre également cette espèce dans la Formation des Grès et Marnes gris à gypse à Grands Champs / Epautheyres, à Belmont / Yverdon, Essertines, La Morges, Thenières / Massongy dans le Chattien supérieur. Carbonnel *et al.* (1985) la signalent aussi dans la Formation de la Molasse à Charbon à La Paudèze dans le Chattien supérieur, et également dans la formation de la Molasse grise de Lausanne au Flon Morand, dans l'Aquitaniien supérieur.

SCHÄFER (2002) signale la présence du genre *Pseudocandona* dans la formation des Calcaires delémontiens, dans la coupe de la Brochene Fluh (Chattien supérieur).

Autres lieux de récolte en Europe : TRIEBEL (1963) découvre cette espèce dans l'Oligocène supérieur du bassin de Mainz, dans les couches du Pechelbronn, Pechelbronn et dans le Melanienton de Hesse. APOSTOLESCU & GUERNET (1992) la mentionnent dans le Chattien du Bassin de Manosque-Forcalquier (Provence, France).

Ecologie : Les *Pseudocandona* sont des ostracodes qui ne peuvent pas nager. Ces formes se déplacent sur le fond et ne peuvent résister à de fortes eutrophisations du fond. D'après KEEN (1973), les *Pseudocandona* vivent dans la tranche d'eau comprise entre 0 et 2 m. de profondeur. Elles semblent supporter des eaux un peu plus salines car

APOSTOLESCU & GUERNET (1992) en ont récolté en compagnie d'*Hemicyprideis dacica dacica* dans des eaux considérées comme méiomesohalines, soit entre 3 et 10 ‰.

Pseudocandona sp.1
 Planche 2 ; 6

Taille : longueur : 0.5 mm, hauteur : 0.28 mm, 8 individus récoltés (juvéniles).

Description : valve réniforme, de petite taille. Le bord dorsal est convexe, harmonieusement arrondi, l'angle dorsal se trouvant à mi-longueur. Le bord ventral relativement droit est légèrement concave dans sa partie médiane. La surface de la valve est lisse. En vue interne, la lamelle interne est très développée. Cette espèce pourrait appartenir au groupe « *eremita* » des *Pseudocandona* (MEISCH, 2000).

Répartition stratigraphique : Formation des conglomérats de Porrentruy, ? Rupélien.

Lieu de récolte : Bressaucourt, BRE 4, BRE 5, BRE 15.

Pseudocandona sp.2
 Planche 2 ; 7 et 8

Taille : longueur : 0.65 mm, hauteur : 0.35 mm ; 7 individus récoltés (juvéniles).

Description : carapace sub-trapézoïdale. Le bord dorsal est droit, légèrement incurvé vers l'arrière. L'angle antéro-dorsal se situe au 1/3 de la longueur et plonge de 40° vers l'extrémité antérieure arrondie. L'angle postéro dorsal se trouve au 3/4 de la longueur et plonge de 50° vers l'extrémité postérieure. Le bord ventral est droit avec une légère convexité dans la partie antérieure et une légère concavité dans la partie médiane. La surface de la valve est finement ponctuée. En vue dorsale, on peut observer que la valve droite recouvre la valve gauche.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton. Bressaucourt.

Lieu de récolte : Bressaucourt (lieu dit de l'étang), BREU 2.

Ecologie : D'après APOSTOLESCU & GUERNET (1992), les *Pseudocandona* semblent pouvoir supporter des eaux un peu plus salines (ils estiment les eaux méiomesohalines, soit entre 3 et 10 ‰). A Bressaucourt, les *Pseudocandona* sp.2 ont été récoltées en compagnie d'ostracodes marins, des *Cytheridea pernota* et des *Hammatocythere* cf. *triberculata*. La présence de ces *Pseudocandona* sp.2 dans ce faciès marin montre la proximité du rivage et de zones d'eaux douces (lacs côtiers ou fleuves). Elles seraient en position de thanatocénose.

Sous-Famille Cyclocypridinae Kaufmann, 1900

Genre *Cyclocypris* Brady & Norman, 1889

? *Cyclocypris* sp.

Planche 3 ; 1

Taille : longueur : 0.6 mm ; hauteur : 0.35 mm ; 1 individu récolté.

Description : carapace renflée, de forme arrondie à ovale. La plus grande hauteur se situe au milieu. Le bord dorsal est arqué et le bord dorsal semble droit. La surface de la valve est lisse. Cet individu unique est dans un très mauvais état de conservation et son attribution générique ne repose que sur le contour de la valve.

Répartition stratigraphique : Formation des conglomérats de Porrentruy. ? Rupélien.

Lieu de récolte : Bressaucourt, niveau BRE 4.

Ecologie : Les *Cyclocypris* actuels vivent dans les lacs, de petits étangs et dans des mares temporaires susceptibles de s'assécher l'été (HENDERSON 1990). Ce sont des nageurs actifs et semblent avoir des préférences pour les plans d'eaux riches en plantes où ils semblent occuper toutes les profondeurs (JANZ 1992, 1993, 1997). Selon MEISCH (2000), les *Cyclocypris* actuels sont thermoeuryplastiques, c'est-à-dire vivant dans des eaux avec des températures très variées, titano-euryplastiques, c'est-à-dire vivant dans des eaux à teneurs très variées en Ca.

Famille Ilyocyprididae Kaufmann, 1900

Genre *Ilyocypris* Brady & Norman, 1889

Ilyocypris essertinesensis Carbonnel 1985

Planche 2 ; 3 et 4

Diagnose : Une espèce du genre *Ilyocypris* avec les particularités suivantes : réticulation très marquée, présentant une combinaison variable de la position et du nombre de tubercules (1 à 4). De fines épines peuvent apparaître sur les flancs des individus peu tuberculés.

Taille : longueur : 0.85 mm, hauteur : 0.38 mm ; 41 individus récoltés (adultes et juvéniles).

Description : La carapace est compacte, plus ou moins quadrangulaire. De la zone antéro-dorsale partent deux sillons verticaux, le deuxième s'interrompant à mi-hauteur de la valve. Entre ces deux sillons se trouve un tubercule, et chez certains individus un deuxième tubercule se situe à la base du deuxième sillon. La surface de la valve est finement réticulée. Le bord dorsal est relativement droit devenant légèrement concave dans la zone des sillons antéro-dorsaux. Le bord ventral est convexe dans la partie antérieure, puis devient concave dans la région de la bouche puis redevient légèrement convexe en rejoignant l'extrémité postérieure. Chez certains individus, le deuxième tubercule constitue une véritable épine. CARBONNEL *et al.* (1985) décrivent différents

morphotypes en fonction du nombre et de l'emplacement des tubercules.

Répartition stratigraphique : Formation des Calcaires delémontiens. Chattien supérieur.

Lieux de récolte : Reconvilier, forage RE2, niveaux RE2 4.8-5 m., RE2 5.9-6 m. ; Courfaivre, niveaux CRF 98/ 40-40' et CRF 98/ 43.

Autres lieux de récolte en Suisse : CARBONNEL *et al.* (1985) ont récolté cette espèce dans la Formation des Calcaires et Dolomies à Morges, à Essertines, aux Côtes de Calamin / Yverdon dans le Chattien supérieur ; dans la Formation des Grès et Marnes à gypse, à La Morges, sondage NL 116, Talent 17, à Belmont / Yverdon, Essertines, Jamaloup dans le Chattien supérieur ; dans la Formation de la Molasse à Charbon au ruisseau de Saint Amour / Crêt rouge dans le Chattien supérieur ; dans la Formation des marnes bigarrées inférieures à Valeyres / Rances dans le Chattien inférieur.

SCHÄFER (2002) signale également la présence de cette espèce dans la Formation des Calcaires delémontiens dans différents niveaux de la coupe de la Brochene Fluh. Il mentionne également leur présence au Locle, dans la Formation des Calcaires oeningiens au Miocène moyen.

Autres lieux de récolte en Europe : *Ilyocypris essertinesensis* CARBONNEL, 1985 a également été récolté dans le bassin de Limagne (Massif central) en France dans le Chattien supérieur (PICOT 1997, BODERGAT *et al.* 1999).

Ecologie : Les *Ilyocypris* ne sont pas tous des ostracodes nageurs (JANZ, 1997). On les rencontre à des profondeurs très variées (KEEN 1973). Les *Ilyocypris* actuels se rencontrent dans les lacs, dans les rivières et dans de petits étangs. Ils peuvent supporter des eaux saumâtres (HENDERSON, 1990). Sur sept espèces vivant en Europe (MEISCH, 2000), cinq espèces sont polythermophiles (c'est-à-dire vivant dans des eaux chaudes), une seule espèce est sténothermale froide. Ils sont rhéoeuryplastiques, c'est-à-dire vivant dans les eaux stagnantes et en mouvement, titano-euryplastiques, c'est-à-dire vivant dans des eaux dont les teneurs en Ca sont très variées.

Les *Ilyocypris* présentent différents stades de nodation dans les mêmes niveaux. La nodation serait la conséquence d'une variation d'un ou de plusieurs paramètres du milieu (CARBONNEL *et al.* 1988). CARBONNEL *et al.* (1985) attribuent ces différents types de tuberculisation chez *Ilyocypris essertinesensis* à des variations de salinité attribuées à des cycles évaporation-remise en eau. Les individus fortement tuberculés seraient des individus vivants dans des eaux très minéralisées par l'évaporation. Dans la formation des Calcaires delémontiens, à Courfaivre, certains *Ilyocypris* possédaient une véritable épine au niveau du deuxième tubercule (PICOT *et al.*, 1999). Ils ont été récoltés en compagnie d'*Hemicyprideis dacica grekoffi*, ostracode d'affinité saumâtre. Lorsque l'eau devient plus salée, en raison de cycles évaporation-remise en eau, ou d'influences marines, ou de lessivage de roches salines rendant le milieu

saumâtre, les *Ilyocypris essertinesensis* montrent donc effectivement une morphologie nodée.

Ilyocypris sp.
Planche 2 ; 1 et 2

Taille : longueur : 0.70 mm ; hauteur : 0.34 mm ; 13 individus récoltés.

Description : carapace quadrangulaire, compacte. Le bord dorsal est convexe dans sa partie antérieure puis devient légèrement concave dans sa partie médiane, juste derrière le deuxième sillon vertical puis redevient convexe en rejoignant l'extrémité postérieure. Le bord ventral est convexe dans sa partie antérieure, puis devient concave dans la région de la bouche puis redevient convexe dans sa partie postérieure. La surface de la valve est réticulée mais ne possède aucun tubercule. Le premier sillon antéro dorsal se trouve au 1/3 de la longueur et s'interrompt au tiers de la hauteur. Le deuxième sillon antéro-dorsal est beaucoup plus court et plus large.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton, Rupélien.

Lieu de récolte : Laufen. Carrière de Laufen. Niveaux Lau 30, Lau 35, Lau 47, Lau 50, Lau 54, Lau 56, Lau 59, Lau 60, Lau 61.

Ecologie : Les *Ilyocypris* sp. ont été récoltés en compagnie d'ostracodes marins et de foraminifères, dans un environnement marin (un delta sous-marin passant à un delta aérien). Ces *Ilyocypris* sp. sont sans doute fluviatiles, amenés dans cet environnement marin par ce cours d'eau et sédimentés en compagnie de la faune marine. Ils sont en position de thanatocénose (PEYPOUQUET, 1971).

Famille Cyprididae Baird, 1845
Sous-Famille Cypricercinae Mc Kenzie, 1971
Genre *Strandesia* Stuhlmann, 1888
? *Strandesia* sp.
Planche 3 ; 7.

Taille : longueur : 0.8 mm ; hauteur : 0.48 mm ; 1 individu récolté.

Description : carapace de grande taille. Le bord dorsal est légèrement convexe, descendant plus rapidement vers le bord postérieur que vers le bord antérieur. Le bord ventral est relativement droit. Sa plus grande hauteur se trouve un peu avant la mi-longueur. La surface de la carapace est lisse. Ce spécimen ressemble à *Strandesia spinosa* Stchepinsky, bien qu'il ne possède pas l'épine dorsale.

Répartition stratigraphique : Formation des Calcaires delémontiens. Chattien supérieur.

Lieu de récolte : Courfaivre, niveau CRF98/40-40'.

Autres lieux de récolte en Suisse : CARBONNEL *et al.* (1985)

signalent la présence du genre dans la Formation des Calcaires et Dolomies à Valeyres / Rances dans le Chattien supérieur. SCHÄFER (2002) mentionne également le genre dans la Formation des Calcaires delémontiens de la coupe de la Brochene Fluh (Chattien supérieur à la base de l'Aquitanién).

Ecologie : Les *Strandesia* sont des ostracodes nageurs. Actuellement, les *Strandesia* sont réparties dans les régions tropicales. Ils se rencontrent dans des eaux douces à saumâtres, dans des mares temporaires comme dans les lacs, et possèdent un grand spectre écologique (JANZ 1997 et 1995). La découverte de *Strandesia* indiquerait des climats chauds.

Sous-Famille Cyprinotinae Bronstein, 1947
Genre *Cyprinotus* Brady, 1866
Cyprinotus aff. *parvus* Lienenklaus, 1905
Planche 3 ; 6.

Taille : longueur : 0.5 mm ; hauteur : 0.25 mm ; 17 individus récoltés (juvéniles).

Description : Carapace de petite taille. Le bord dorsal est harmonieusement arrondi, l'angle dorsal se trouvant à la mi-longueur. Le bord ventral est relativement droit, légèrement concave dans sa partie médiane. Les extrémités antérieures et postérieures sont arrondies. La surface de la valve est lisse. La faible taille implique un stade larvaire (1mm pour l'adulte). Chose curieuse, CARBONNEL *et al.* (1985) n'ont également pas trouvé d'adultes en Suisse.

Répartition stratigraphique : Formation des Calcaires delémontiens. Chattien supérieur.

Lieux de récolte : Reconvilier, forage RE2, niveau RE2 7.7-7.8 ; Courfaivre, niveaux CRF98/2, CRF98/6a, CRF98/21, CRF98/31, CRF98/45.

Autres lieux de récolte en Suisse : CARBONNEL *et al.* (1985) ont récolté dans la Formation des Grès et Marnes gris à gypse de La Morges dans le Chattien supérieur. Ils citent également la Formation des Hydrobien Schichten d'Allemagne à l'Aquitanién inférieur sans citer leur référence.

SCHÄFER (2002) constate la présence d'*Heterocypris* sp. dans la Formation des Calcaires delémontiens de la coupe de la Brochene Fluh (Chattien supérieur à la base de l'Aquitanién). Je mentionne ce fait car les différences entre *Heterocypris* et *Cyprinotus* sont un sujet à polémique (MALZ 1976).

Ecologie : D'après JANZ (1992), les *Cyprinotus* semblent être des ostracodes nageurs, se reproduisant parthénogénétiquement ou sexuellement.

Sous-Famille Cypridopsinae Kaufmann, 1900

Genre *Cypridopsis* Brady, 1867

Cypridopsis sp.

Planche 3, 8.

Taille : longueur : 0.45 mm ; hauteur : 0.28 mm ; 1 individu récolté.

Description : Carapace sub-triangulaire de petite taille. Le bord dorsal est convexe, l'angle dorsal se situant à mi-longueur. Le bord ventral est droit. Les extrémités antérieures et postérieures sont arrondies. La valve droite recouvre la valve gauche, de façon importante au niveau ventral. La surface de la valve est lisse.

Répartition stratigraphique : Formation des Calcaires delémontiens. Chattien supérieur.

Lieu de récolte : Reconvilier, Sondage de Reconvilier RE2, niveau RE2 7.7-7.8 m.

Autres lieux de récolte en Suisse : CARBONNEL *et al.* (1985) signalent la présence du genre dans la Formation des Calcaires et Dolomies à Essertines, Belmont / Yverdon dans le Chattien supérieur, dans la Formation des Grès et Marnes gris à Gypse à Essertines, La Morges, St-Sulpice, sondage NL 116, Thénières / Massongy, Jamaloup dans le Chattien supérieur. SCHÄFER (2002) mentionne le genre dans la Formation des Calcaires delémontiens de la coupe de la Brochene Fluh (Chattien supérieur à la base de l'Aquitaniens).

Ecologie : Les *Cypridopsis* sont de bons nageurs (JANZ, 1997). Les espèces actuelles, dont l'espèce type est *Cypridopsis vidua*, se rencontrent dans les mares temporaires et permanentes. Ils semblent affectionner les fonds riches en plantes (YASSINI, 1966). D'après KEEN (1973), les *Cypridopsis* paléogènes indiquent des paléoprofondeurs comprises entre 0 et 2m. de profondeur. MALZ (1977) indique également que l'on peut les rencontrer dans des milieux saumâtres.

Super-Famille Cytheroidea Baird, 1850

Famille Limnocytheridae Klie, 1938

Sous-Famille Timiriaseviinae Mandelstam, 1960

Genre *Metacypris* Brady & Robertson, 1870

Metacypris danubialis punctata Straub 1952

Planche 4 ; let 2.

Diagnose : Une espèce du genre *Metacypris* avec les particularités suivantes : Carapace de la femelle arrondie. En vue dorsale, arrondie en forme de cœur. En vue latérale, la hauteur atteint 2/3 de la longueur, le bord antérieur épais et arrondi harmonieusement. La surface de la valve est occupée par une réticulation marquée.

Taille : longueur : 0.4 mm ; hauteur : 0.27 mm ; 109 individus récoltés (adultes et juvéniles). Les tailles des *Metacypris danubialis punctata* correspondent à celles données par STRAUB (1952) pour les ostracodes récoltés dans le Chattien

et l'Aquitaniens d'Allemagne, mais elles sont supérieures à celles mesurées sur les ostracodes suisses par CARBONNEL *et al.* (1985).

Description : Carapace trapue de petite taille. La hauteur atteint 2/3 de la longueur. Le bord dorsal est harmonieusement arrondi tandis que le bord ventral est droit. L'extrémité postérieure est haute et arrondie, tandis que l'extrémité antérieure plonge rapidement vers l'avant. En vue dorsale, la valve gauche recouvre la valve droite. La partie postérieure est très large et atteint 5/7 de la longueur. La surface de la carapace est occupée par une réticulation marquée.

Répartition stratigraphique : Formation des Calcaires delémontiens. Chattien supérieur.

Lieux de récolte : Courfaivre (de nombreux niveaux), Reconvilier, forage RE2, niveau RE2 4.8-5 m.

Autres lieux de récolte en Suisse : CARBONNEL *et al.* (1985) signalent la présence de *Metacypris danubialis* (Ils regroupent sous cette espèce les sous-espèces *Metacypris danubialis danubialis* et *Metacypris danubialis punctata*) dans la Formation des Marnes Bigarrées inférieures à Boudry / Trois Rods, Boudry / La Fabrique dans le Chattien inférieur ; dans la formation des Calcaires et Dolomies à Boudry / village, Essertines, Essert-Pittet, La Morges, Valeyres / Rances, Côtes de Calamin / Yverdon dans le Chattien supérieur ; dans la Formation des Grès et Marnes à gypse à Belmont / Essertines, talent 17 dans le Chattien supérieur ; et dans la Formation de la Molasse à Charbon à la Paudèze dans le Chattien supérieur. SCHÄFER (2002) mentionne *Metacypris danubialis* dans la Formation des Calcaires delémontiens de la coupe de la Brochene Fluh (Chattien supérieur à la base de l'Aquitaniens) et crée de nouvelles espèces, à savoir *Metacypris helvetica* et *Metacypris straubi*. Les *Metacypris danubialis punctata* décrits ci-dessus ont été attribués à *Metacypris straubi* par SCHÄFER (2002).

Autres lieux de récolte en Europe : STRAUB (1952) a récolté cette espèce dans la Formation des Ehinger Schichten du Chattien et dans la Formation des Ulmer Schichten de l'Aquitaniens en Allemagne. KAMMERER (1993) a rencontré l'espèce *Metacypris danubialis* dans la Formation des Cyrenenmergel du bassin de Mayence dans le Chattien (Allemagne). APOSTOLESU & GUERNET (1992) signalent les deux sous-espèces dans l'Oligocène de la région de Manosque-Forcalquier et dans l'Aquitaniens en France sans citer leur référence.

Ecologie : D'après MEISCH (2000), l'unique espèce actuelle de *Metacypris* d'Europe, *Metacypris cordata*, est photophobique, thermoeuryplastique, oligorhéophile et mésotitanophile. D'après APOSTOLESU & GUERNET (1992), les *Metacypris danubialis punctata* vivent dans des eaux très douces. Les *Metacypris* marqueraient une paléoprofondeur supérieure à 5 m, sous la prairie à charophytes (position sub-littorale), et affectionneraient une teneur élevée en carbonate des sédiments du fond (CARBONNEL *et al.*, 1985).

Cependant, l'occurrence des *Metacypris danubialis punctata*, en compagnie de *Pseudocandona fertilis*, synonyme de faible profondeur (KEEN, 1973), ainsi que de nombreuses gyrogonites de charophytes, nous incite à considérer une zonation de moindre profondeur pour cette espèce, soit 3 à 4 mètres environ pour la limite supérieure. En effet, les dépôts lacustres étudiés ne montrent pas une paléopente importante, diminuant la possibilité de transport des carapaces de la zone littorale vers la zone sublittorale. Le caractère calciphile de cette espèce semble confirmé puisqu'elle a été récoltée le plus souvent dans les calcaires marneux et les marnes.

Famille Cytherideidae Sars, 1925
Sous-Famille Cytherideinae Sars 1925
Genre *Cytheridea* Bosquet, 1852
Cytheridea pernota Oertli & Key, 1955
Planche 4 ; 3, 4, 5, 6, 7.

Diagnose : une espèce du genre *Cytheridea* avec les particularités suivantes : Surface occupée densément par des fossettes de taille moyenne. L'extrémité postérieure de la valve droite est élançée (mince), plus ou moins recourbée vers le bas. Denticulations des bords antérieur et postérieur : devant sur les deux valves, 7 épines ou cônes élançés. Derrière, seule la valve droite porte 1-3 ou plus denticules, souvent évolués en 1 seul.

Taille : longueur : 0.8 mm ; hauteur : 0.38 mm ; 872 individus récoltés (adultes et juvéniles, mâles et femelles).

Description : Carapace assez allongée. Le bord dorsal monte régulièrement vers l'angle dorsal, qui se situe un peu avant la mi-longueur, puis redescend progressivement vers l'angle postéro-dorsal puis tombe brusquement vers l'extrémité postérieure. Le bord ventral est convexe dans sa partie antérieure puis devient légèrement concave au 3/4 de la longueur puis à nouveau convexe en rejoignant la partie postérieure. L'extrémité antérieure est arrondie et l'extrémité postérieure forme un angle dirigé vers le bas. Le bord antérieur porte de 6 à 7 denticules et la base de l'extrémité postérieure de la valve droite jusqu'à trois denticules.

La valve gauche recouvre la droite.

En vue dorsale, la carapace est élançée, avec les côtés presque parallèles et des extrémités courtes, pointues à arrondies. La plus grosse épaisseur se situe en général tout à l'arrière, juste avant que se courbent les lignes de contour dans un angle d'environ 45° vers la terminaison.

Les fossettes à la surface des valves sont variables pour leur grosseur et leur ordre, et en général de taille moyenne. Elles sont développées le plus clairement à l'avant, où elles se tiennent plus ou moins clairement en rangées parallèles au bord. Les larves montrent une réticulation très fine et porte 6 denticules sur le bord antérieur.

Les femelles sont plus courtes et plus hautes que les mâles.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton. Rupélien

Lieux de récolte : Laufen, carrière de Laufen, sondage de Laufen, de très nombreux niveaux ; Courgenay, fondation d'une maison (coord. 577.05/ 249.95), niveau CG6, forage POT 63 niveau 35.8 m; Bressaucourt (lieu dit de l'étang), niveau BREU remblais, BREU 1, BREU 2.

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI & KEY (1955) signalent cette espèce dans la Formation des Meeressand de Brislach et celle des Blaue Tone (= Foraminifrenmergel) du lit de la Sorne, de la fosse de Près Roses et La Communance au SW de Delémont, dans le lit de la Birse au Sud de Courroux (synclinal de Delémont), carrière de Laufen, à Bâle, Aesch, Oberwil et Bressaucourt dans le Rupélien. Ils notent également leur présence dans la Formation des Cyrenensande de Therwil dans le Chattien. OERTLI (1956) mentionne en plus Oberwil, Birsfelden dans le Rupélien.

Autres lieux de récolte en Europe : OERTLI & KEY 1955 signalent cette espèce dans le Tongrien inférieur et supérieur et dans le Rupélien inférieur de Belgique. KEEN (1972 a, 1978) indique que cette espèce est connue en France, dans le bassin de Paris dans les marnes vertes d'Artimont, dans les couches de Sannois supérieur à Corneilles ; dans les Marnes à huîtres de Corneilles et de Saint Cloud, dans le Falun de Jeurre à Jeurre et Auvers-St-Georges, dans le Falun de Morigny à Morigny (Sannoisien-Stampien). Elle est présente en Angleterre dans la Formation des Upper Hamstead Beds (Sannoisien-Stampien) sur l'île de Wight, et en Alsace (France / Allemagne) dans la Formation des Marnes à Cyènes. UFFENORDE (1981) indique sa présence dans les dépôts Chattien à Hemmoorien (??) d'Allemagne du nord et SONNE (1982) dans les Meeressand du Rupélien du bassin de Mayence (Allemagne).

Ecologie : Les *Cytheridea pernota* sont des ostracodes marins.

Genre *Cyamocytheridea* Oertli, 1956
Cyamocytheridea punctatella (Bosquet, 1952)
Planche 5 ; 1, 2, 3.

Diagnose : Une espèce du genre *Cyamocytheridea* avec les particularités suivantes : Bord dorsal régulièrement courbe ou aplati à sa moitié. Bord ventral se courbant légèrement vers le haut après sa mi-longueur, dans la même mesure que l'extrémité postérieure arquée. Une partie des larves possède une ornementation en forme de verrues ou de bulles en excroissances proliférantes.

Taille : longueur : 0.75 mm, hauteur : 0.37 mm ; 165 individus récoltés (adultes et juvéniles, mâles et femelles). OERTLI (1956) signale qu'il existe chez cette espèce de grandes variations de longueur. Il donne la longueur 0.57-0.63 mm. pour les populations de petite taille, 0.67-0.78 mm pour les populations de grande taille.

Description : carapace ayant un bord dorsal harmonieusement arrondi ou légèrement aplati à sa moitié. Le bord ventral est légèrement convexe dans sa partie antérieure puis devient

progressivement concave à mi-longueur puis redevient convexe en rejoignant l'extrémité postérieure. Le contour n'est pas constant, on trouve des exemplaires avec des extrémités droitement pointues (mâles ?), d'autres avec des extrémités assez largement arrondies, correspondant peut-être aux femelles.

La surface des valves montre des fossettes arrondies éparées, petites à moyennes, qui correspondent aux ouvertures des canaux de pores normaux. D'après OERTLI (1956), leur nombre fluctue entre 80 et 100. Beaucoup d'individus ont été récoltés dans des dépôts sableux de haute énergie. Ils semblent émoussés et l'ornementation des valves n'est pas toujours visible.

En vue dorsale, la carapace semble en forme de lentille, la plus grande largeur à la mi-longueur et mesurant 2/5 de la longueur.

Les femelles sont aussi grandes que les mâles, mais légèrement plus hautes et l'arrière plus enflé. Leurs extrémités antérieure et postérieure sont plus émoussées. Une séparation des sexes n'est pas toujours possible pour tous les exemplaires.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton, Rupélien. Formation de la Molasse alsacienne (Cyrenenmergel), Rupélien-Chattien.

Lieux de récolte : Laufen, carrière de Laufen, sondage de Laufen, de très nombreux niveaux ; Courgenay, (coord. 576.30 /248.95) niveau CG2 et fondation d'une maison (coord. 577.05/ 249.95), niveau CG6, forage POT 63 niveau 35.8 m; Dornachbrugg, niveau DOR 5.

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI (1956 et 1965) signale la présence de cette espèce dans la Formation des Blaue Tone (= Septarienton) (Rupélien) dans le lit de la Sorne, dans la fosse de Près Roses, à la Communance, dans le lit de la Birse au sud de Courroux (tous ces affleurements étant dans le synclinal de Delémont), dans la marnière de Laufen, à Oberwil, Bâle et Birsfelden. Cette espèce est également présente dans la Formation des Cyrenenmergel et Cyrenensande (Chattien inférieur d'après OERTLI, 1956) de Therwil, Arlesheim et de Bottmingen. Elle a aussi été récoltée dans l'OMM subalpin, à Goldachtobel dans le canton d'Appenzell (CARBONNEL, 1989).

Autres lieux de récolte en Europe : DOEBL & SONNE (1975), SONNE (1982) et KAMMERER (1993) montrent la présence de cette espèce dans le Rupélien et le Chattien du bassin de Mayence en Allemagne. KEEN (1972 a, 1978) mentionne différentes sous-espèces dans le bassin parisien (Sannoisien-Stampien) en France, ainsi qu'en Angleterre à Boulnor. CARBONNEL (1969) la signale dans le Miocène du Bassin de Montpellier et BEKAERT *et al.* (1992) la rencontrent du Stampien au Burdigalien sous différents morphes en Aquitaine (France).

Ecologie : D'après DUCASSE & CAHUZAC (1996 et 1997), *Cyamocytheridea punctatella* est une espèce euryhaline, trouvée dans des milieux à tendance continentale ou de fond

de lagune de type oligohalin à mésohalin.

Genre *Hemicyprideis* Malz & Triebel, 1970

Hemicyprideis helvetica (Lienenklaus 1895)

Planche 5 ; 5, 6, 7, 8.

Diagnose : Une espèce du genre *Hemicyprideis* avec les particularités suivantes : surface de la valve avec des fossettes assez denses, irrégulières et de taille moyenne. Présence de nodes et renflements, discrets (surtout chez les larves) jusqu'à épais. Bord antérieur avec 18-26 petits denticules. Bord postérieur de la valve droite avec jusqu'à 6 denticules courts.

Taille : longueur : 0.75 mm ; hauteur : 0.35 mm ; 1767 individus récoltés (adultes et juvéniles (nodés), mâles et femelles).

Description : carapace élancée dont le bord dorsal est convexe sans angles dorsaux marqués. Le bord ventral est droit chez le mâle et légèrement convexe chez la femelle. L'extrémité antérieure est arrondie alors que l'extrémité postérieure forme un angle dirigé vers le bas. Les deux valves portent sur le bord antérieur une rangée de denticules en forme de cônes ou d'épines : la valve gauche en porte 18-22, la droite 23-26, qui se trouvent sur la crête externe. Sur la valve droite, la totalité du bord antérieur est occupée, alors que sur la gauche c'est seulement la moitié inférieure. Le bord postérieur de la valve droite porte jusqu'à 6 denticules courts. Chez les stades larvaires, les denticules antérieurs sont moins nombreux mais plus larges, en forme de feuille.

La surface de la valve est relativement dense avec des fossettes irrégulières de taille moyenne. Le bord antérieur externe est épaissi par une lèvre en retrait. Devant, ventralement et derrière, se situent plus ou moins clairement 2-3 boursouffures évoluées parallèles au bord. Chez de nombreuses larves, jusqu'à 4 nodes peuvent être observés. Ils se situent : un près du bord postérieur, deux autres ventralement et dorsalement au 2 / 3 de la longueur et le quatrième (souvent non-visible) au dessus du champ musculaire.

Les femelles sont plus trapues que les mâles.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton, Rupélien. Formation de la Molasse alsacienne (Cyrenenmergel), Rupélien-Chattien.

Lieux de récolte : Laufen, carrière de Laufen, sondage de Laufen, de très nombreux niveaux ; Courgenay, (coord. 576.30 /248.95) niveau CG2; Dornachbrugg, niveaux DOR 5 et DOR 6 ; Bressaucourt, (lieu dit de l'étang), niveau BREU remblais, BREU 1.

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI (1956 et 1965) signale la présence d'*Hemicyprideis helvetica* dans la Formation des Blaue Tone (= Septarienton) (Rupélien) dans le lit de la Sorne, dans la fosse de Près Roses, à Lachat / La Communance, dans le lit de la Birse au sud de Courroux, tous

ces affleurements étant dans le synclinal de Delémont, dans la marnière de Laufen, à Oberwil et Bâle. Cette espèce est également présente dans la Formation des Cyrenenmergel et Cyrenensande (Chattien inférieur d'après OERTLI, 1956) de Therwil, Dornachbrugg et de Bottmingen.

Autres lieux de récolte en Europe : SONNE (1982) et KAMMERER (1993) mentionnent l'espèce dans le Rupélien et le Chattien du bassin de Mayence en Allemagne. GOERLICH (1953) signale la présence d'*Hemicyprideis helvetica* dans le Chattien de Bavière. APOSTOLESCU & GUERNET (1992) signalent l'espèce dans l'Oligocène de la région de Manosque-Forcailquier (France). DUCASSE (1995) a récolté l'espèce dans le Stampien du bassin d'Aquitaine (France) et KEY (1957) la mentionne dans l'Oligocène de Belgique.

Ecologie : D'après BEKAERT (1990), les *Hemicyprideis helvetica* seraient témoins en Aquitaine de milieu saumâtre à côtier phytal. En Suisse, ils sont récoltés indifféremment dans les milieux côtiers et deltaïques d'assez haute énergie comme en milieu marin de bassin dont les fonds sont constitués de vases de basse énergie. Certains individus sont nodés et souligneraient des chutes de salinité du milieu (MALZ, 1971 ; KEEN 1971, 1972 a).

Hemicyprideis basiliensis (Oertli 1955)
Planche 5 ; 4.

Diagnose : Une espèce du genre *Hemicyprideis* avec les particularités suivantes : contour bien arrondi ; surface de la valve avec relativement peu de fossettes, circulaires et de taille moyenne. Le reste de la valve est lisse, abstraction faite de fines punctuations occasionnelles.

Taille : longueur : 0.75 mm ; hauteur : 0.45 mm ; 1 individu récolté.

Description : carapace ovale et elliptique. Le bord dorsal est harmonieusement arrondi puis en rejoignant l'extrémité postérieure forme un angle assez marqué. Le bord ventral est convexe sur toute sa longueur. Cet exemplaire unique montre une denticulation très discrète sur le bord antérieur.

Sur la surface de la valve, les fossettes éparpillées régulièrement sont de taille moyenne, circulaires et bien délimitées. Devant et ventralement, elles sont ordonnées en 1-2 rangées. Certains exemplaires montrent des points isolés en coups d'épingle. Près d'eux la surface de la valve est lisse.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton. Rupélien.

Lieu de récolte : Otterbach, Forage DHM 115-120m.

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI (1956) et OERTLI & KEY (1955) mentionnent cette espèce dans la Formation des Blaue Tone (= Septarienton) (Rupélien) d'Allschwil, d'Aesch, de la ville de Bâle, à Birsefelden (station de pompage) et Oberwil. On la récolte également dans le

Chattien inférieur des Formations des Cyrenenmergel et Cyrenensande (Formation de la Molasse alsacienne) à Therwil et Bottmingen. Il faut remarquer que cette espèce n'a jamais été récoltée dans les synclinaux du Jura mais toujours dans le fossé rhénan.

Autres lieux de récolte en Europe : SONNE (1982) mentionne l'espèce dans le Rupélien du bassin de Mayence (Allemagne). Chose curieuse, KAMMERER (1993) considère *Hemicyprideis basiliensis* comme un *Hemicyprideis helvetica*, alors que les deux espèces se laissent facilement différencier l'une de l'autre. Chez *H. helvetica*, la surface de la valve est moins lisse, les approfondissements sont plus nombreux, pas tous arrondis et se touchent en partie latéralement. Les renflements sont plus marqués, prononcés, souvent avec des nodes marqués.

Ecologie : Les *Hemicyprideis basiliensis* sont des ostracodes marins.

Hemicyprideis dacica grekoffi Carbonnel, 1969
Planche 6 ; 1, 2, 3.

Taille : longueur : 0.8 mm ; hauteur : 0.34 mm, 31 individus récoltés (adultes et juvéniles (nodés) ; mâles et femelles).

Description : carapace élancée. Le bord dorsal est arrondi dans sa partie antérieure et atteint un léger angle antéro-dorsal (situé au 1/3 de la longueur) puis redescend progressivement vers l'extrémité postérieure (l'angle de descente est plus important chez la femelle). Le bord ventral est droit chez la femelle et légèrement concave dans la partie médiane pour le mâle. La femelle possède une protubérance postéro-ventrale caractéristique de la sous-espèce. Le bord antérieur porte de nombreux denticules et le bord postérieur des valves droites porte 6 denticules. La surface des valves montre une très légère réticulation. Les larves portent parfois des nodes, souvent 2 dans la partie postérieure ventralement et dorsalement.

Répartition stratigraphique : Formation des Calcaires delémontiens. Chattien supérieur.

Lieux de récolte : Reconvilier, forage RE2, niveaux RE2 7.8-8 m., RE2 7.7-7.8 m., RE2 5.9-6 m., RE2 4.8-5m. ; Courfaivre niveau CRF98/43.

Autres lieux de récolte en Suisse : CARBONNEL *et al.* (1985) ont récolté l'espèce *Hemicyprideis dacica* dans la Formation des Calcaires et Dolomies au Côtes de Calamin / Yverdon dans le Chattien supérieur ; dans la Formation des Grès et Marnes à gypse à Grands Champs / Epautheyres, à Boudry / Viaduc, Essertines, La Morges, Talent 17, Thenières / Massongy et à La Rivière / Valserine dans le Chattien supérieur. La sous-espèce *Hemicyprideis dacica dacica* a été récoltée par RUTSCH *et al.* (1958) dans le Chattien d'Yverdon, d'Oulens, Lonay, La Massolée sous Vaux et Genève, et dans l'« Helvétien » de Plaffeien, Belpberg, Imihubel, Bowil, Gubensee et Kubel-St Gallen, Witenbach NE Eggersriet,

Chaux d'Abel NE Chaux-de-Fonds.

Autres lieux de récolte en Europe : CARBONNEL (1969) a récolté l'espèce *Hemicyprideis dacica grekoffi* dans l'Aquitainien (Miocène inférieur) à Fontcaude-Caunelle dans le bassin de Montpellier (France). DUCASSE (1995) et DUCASSE & CAHUZAC (1996) signalent cette espèce dans le Langhien (Miocène inférieur) d'Aquitaine (France). CARBONNEL *et al.* (1985) mentionnent la répartition de *Hemicyprideis dacica grekoffi* et *Hemicyprideis dacica* au miocène inférieur pour la Téthys au Sarmatien dans la Paratéthys. KOLLMANN (1958) rencontre *Hemicyprideis dacica dacica* dans le Sarmatien d'Autriche.

Ecologie : En Aquitaine, les *Hemicyprideis dacica grekoffi* ont été récoltés dans un milieu saumâtre à influences côtières (BEKAERT, 1990). L'espèce a été récoltée en Suisse dans des niveaux lacustres.

Sous-Famille Schulerideinae Mandelstam, 1959

Genre *Schuleridea* Swartz & Swain, 1946

Schuleridea sp.

Planche 6 ; 4, 5.

Taille : longueur : 0.9 mm ; hauteur : 0.5 mm ; 3 individus récoltés.

Description : Carapace de grande taille dont le bord dorsal est arrondi dans sa partie antérieure puis plongeant rapidement vers l'extrémité postérieure en devenant quelque peu concave sur certaines valves. Le bord ventral est convexe sur toute sa longueur. L'extrémité antérieure est harmonieusement arrondie alors que l'extrémité postérieure est, soit harmonieusement arrondie, soit forme une terminaison courte. La surface de la valve est occupée par des fossettes de petite taille non jointives.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton, Rupélien.

Lieu de récolte : Courgenay, sondage POT 63, niveau 35.8 m.

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI (1956) signale l'espèce *Schuleridea rauracica* Oertli 1956 dans la Formation des Meeressand de Witterswil et dans les Blaue Tone (= Septarienton) du lit de la Sorne, d'une excavation à Près Roses et du lit de la Birse dans le synclinal de Delémont (Rupélien).

Autres lieux de récolte en Europe : A l'Oligocène, le genre *Schuleridea* est connu dans le nord de l'Allemagne (MOOS 1970, FAUPEL 1975, UFFENORDE 1981), dans le fossé rhénan dans le bassin de Mayence (SONNE, 1982), Allemagne. Il est connu dans le Stampien du bassin d'Aquitaine (YASSINI, 1966)

Famille Trachyleberididae Sylvester-Bradley, 1948

Sous-Famille Trachyleberidinae Sylvester-Bradley, 1948

Genre *Pterygocythereis* Blake, 1933

Pterygocythereis ceratoptera (Bosquet, 1852)

Planche 7 ; 7, 8.

Planche 8 ; 1, 2.

Diagnose : Une espèce du genre *Pterygocythereis* avec les particularités suivantes : carène entièrement ou en partie interrompue par des épines plates isolées. Epines semblables en partie liées à la crête, près du bord dorsal. Bord antérieur fortement denté, le reste lisse.

Taille : longueur : 0.95 mm, hauteur : 0.35 mm, 409 individus récoltés (adultes et juvéniles).

Description : Carapace élancée ayant un bord dorsal ayant des angles antéro-dorsal et postéro-dorsal très marqués. Juste derrière l'angle-antéro dorsal, près du tubercule oculaire, le bord dorsal porte des épines assez larges. Juste avant l'angle postéro-dorsal, et parallèlement au bord dorsal se trouvent 3-4 dents. Le bord antérieur porte de larges dents. Le bord ventral porte des dents dans sa partie antérieure puis porte une véritable crête dans sa partie médiane. L'extrémité postérieure porte dans sa partie ventrale jusqu'à 6 épines. En position ventrale, juste au-dessus du bord ventral, se détache une ailette. La bordure de cette ailette présente une petite denticulation.

L'ornementation postéro-dorsale caractéristique de l'espèce présente 3-4 dents, plates et écartées, qui peuvent fusionner à la façon d'une crête dans la partie inférieure. Puis, une autre crête courte et étroite, qui peut être divisée en dents isolées, court le long du bord dorsal depuis le tubercule oculaire jusqu'à la moitié de la valve (Planche 8 ; 2). Le reste de la surface de la valve, à part quelques petites nodosités observables, est lisse.

La vue dorsale de la carapace montre l'habituelle forme de flèche. La largeur atteint 3/5 de la longueur.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton, Rupélien

Lieux de récolte : Laufen, carrière de Laufen, sondage de Laufen, de très nombreux niveaux ; Courgenay, fondation d'une maison (coord. 577.05/ 249.95), niveau CG6 ; Bressaucourt, (lieu dit de l'étang), niveau BREU remblais ; Otterbach, Forage DHM, niveau 290-295 m.

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI (1956 et 1965) a récolté *Pterygocythereis ceratoptera* dans la Formation des BlaueTone (= Septarienton) (Rupélien) du lit de la Sorne, dans le lit de la Birse au sud de Courroux (synclinal de Delémont), dans la marnière de Laufen, à Allschwil et Bâle. Il la signale dans la Formation des Cyrenensande des Cyrenenmergel (Molasse alsacienne) dans le Chattien de Therwil. FREI (1979) signale cette espèce dans l'UMM en position subalpine dans le Rupélien moyen.

Autres lieux de récolte en Europe : SONNE (1982) mentionne

l'espèce dans le Rupélien (Formation des Meeressand) du bassin de Mayence (Allemagne). WITT (1965) a récolté *Pterygocythereis ceratoptera* dans le Rupélien et le Chattien de Bavière (Allemagne). UFFENORDE (1981) le récolte dans le Chattien, l'Hemmorien (?) et dans le Miocène supérieur d'Allemagne du nord. CARBONNEL (1969) le signale dans le Miocène inférieur dans les bassins rhodaniens (France). Enfin, MOYES (1965) le rencontre dans l'Oligocène et le Miocène du Bassin d'Aquitaine et cite sa présence dans le Rupélien dans le bassin parisien (France) et en Belgique.

Ecologie : Les *Pterygocythereis* actuels ont une répartition bathymétrique comprise entre 20 m. et 200 m. (MONTENEGRO *et al.*, 1998). L'étude de la paléobathymétrie des *Pterygocythereis* a fait l'objet de nombreux travaux réalisés par LIEBAU (1980 et 1984), ainsi que par CARBONNEL (1998). Ils démontrent que les *Pterygocythereis* vivent sous la limite d'action des tempêtes. Cette limite est définie comme étant la Pterygocline (LIEBAU 1980). Cette limite est proche des limites supérieures de stabilité thermique (-30 m.) et inférieure du développement des prairies sous-marines et des algues vertes euphotiques (CARBONNEL, 1998). Ainsi, la récolte de *Pterygocythereis* indique un milieu à l'abri de l'action des vagues, situé à une profondeur de plus de 30 m., avec un hydrodynamisme faible.

Pterygocythereis volans Oertli, 1956
Planche 7 ; 3, 4, 5, 6.

Diagnose : une espèce du genre *Pterygocythereis* avec les particularités suivantes : Ailette étroite ininterrompue, se terminant par une grande épine pointue. Postérodorsalement, décollée de la face latérale, une structure en forme de couteau. Le reste de la face latérale est lisse.

Taille : longueur : 1.05 mm ; hauteur : 0.40 mm ; 18 individus récoltés (adultes et juvéniles).

Description : Carapace élancée avec un bord dorsal ayant des angles antéro-dorsal et postéro-dorsal très marqués. Le bord dorsal porte une dent unique dirigée vers le haut juste derrière l'angle antéro-dorsal, puis descend avec un léger angle vers l'extrémité postérieure. Le bord antérieur est arrondi et porte dans sa partie ventrale 4 épines en forme de feuille. Le bord ventral est ondulé sans véritable excroissance en crête comme chez *Pterygocythereis ceratoptera*. Le bord postérieur porte dans sa partie ventrale 4 épines en forme de feuille souvent fusionnées à leur base. En position postéro-dorsale se trouve une ornementation typique de l'espèce en forme de crête très pointue, en forme de couteau ou sabre (Planche 7, 6). Près du bord ventral se détache une ailette de la surface de la carapace. Sa bordure est lisse contrairement à celle de *Pterygocythereis ceratoptera* et se termine par une grande épine pointue visible en vue dorsale. Le reste de la surface de la valve est lisse.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton. Rupélien.

Lieu de récolte : Laufen, carrière de Laufen, niveaux LAU4, LAU5, LAU 6, LAU 7, LAU 8, LAU 16, LAU 19, LAU 20, LAU 27 ; sondage de Laufen, niveaux SLA 18, SLA 14

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI (1956 et 1965) a récolté *Pterygocythereis volans* dans la Formation des BlaueTone (= Septarienton) (Rupélien) du lit de la Sorne (synclinal de Delémont), dans la marnière de Laufen, à Oberwil, à Bressaucourt et Bâle.

Autres lieux de récolte en Europe : *Pterygocythereis volans* semble être une espèce inféodée au Rupélien des synclinaux du Jura suisse et de la bordure sud du fossé rhénan.

Ecologie : voir l'écologie des *Pterygocythereis ceratoptera*.

Genre *Echinocythereis* Puri, 1954
Echinocythereis scabra (Münster 1830)
Planche 8 ; 4.

Taille : longueur : 0.65 mm ; hauteur : 0.35 mm, 1 individu récolté (juvénile).

Description : Carapace unique de petite taille. Le bord dorsal montre un fort angle antéro-dorsal situé au dessus du tubercule oculaire, au 1/3 de la longueur. Le bord dorsal rejoint en ligne droite l'extrémité postérieure arrondie. Le bord ventral est légèrement convexe sur toute sa longueur. Le bord antérieur est épais et porte, surtout dans sa partie ventrale, une denticulation fine. La surface de la valve montre une ornementation constituée de pentagones et d'hexagones délimités par de très petits tubercules. En raison de sa faible taille, cet ostracode représente un stade larvaire.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton. Rupélien.

Lieu de récolte : Laufen, carrière de Laufen, niveau LAU 50.

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI (1956) signale cette espèce dans la Formation des Meeressands (Rupélien) de Blauen (synclinal de Laufen).

Autres lieux de récolte en Europe : *Echinocythereis scabra* est une espèce très connue avec un champ de répartition géographique et stratigraphique très étendu. SONNE (1982) et KAMMERER (1993) mentionnent *Echinocythereis scabra* dans le Rupélien du bassin de Mayence (Allemagne). FAUPEL (1975) et UFFENORDE (1981) l'ont récolté dans l'Oligocène du nord de l'Allemagne. WITT (1965) le rencontre dans les dépôts du Rupélien et Burdigalien dans la Molasse de Bavière (Allemagne). CARBONNEL (1969) le signale dans les dépôts du Miocène inférieur et propose son extension en Europe de l'Oligocène au Pliocène. KEIJ (1957) mentionne l'espèce de l'Eocène supérieur à l'Oligocène de France et de Hollande et PIETRZENIUK (1969) dans l'Eocène de l'ancienne Allemagne de l'Est. Il est également connu dans l'Oligocène d'Aquitaine (France) (KEEN, 1982).

Ecologie : Les *Echinocythereis scabra* sont des ostracodes marins.

Genre *Henryhowella* Puri, 1957
Henryhowella asperrima (Reuss, 1849)
 Planche 8 ; 5.

Taille : longueur : 0.85 mm ; hauteur : 0.44 mm ; 1 individu récolté.

Description : carapace de grande taille. Le bord dorsal est droit et monte brusquement en rejoignant le bord antérieur très développé. Le bord ventral est relativement droit à légèrement convexe. Le bord antérieur est très développé, arrondi et porte de nombreux denticules. Le bord postérieur, arrondi, est plus court et porte des denticules. La surface de la valve est recouverte de petits nodes, s'arrangeant dans la partie antérieure en 2 rangées parallèles au bord antérieur. Une rangée est également visible parallèlement au bord postérieur.

Répartition stratigraphique : Formation des Foramniferenmergel. Rupélien.

Lieu de récolte : Forage DHM, niveau DHM 430-435 m.

Autres lieux de récolte en Suisse : La récolte de cette unique valve semble être la première en Suisse.

Autres lieux de récolte en Europe : *Henryhowella asperrima* est une espèce très connue avec un champ de répartitions géographique et stratigraphique très étendu. CHAROLLAIS *et al.* (1980) ont récolté cette espèce dans les Schistes à *Meletta* et les Marnes à foraminifères de l'Oligocène inférieur (Haute Savoie, France). FAUPEL (1975) et UFFENORDE (1981) mentionnent sa présence du Chattien au Miocène supérieur dans les dépôts du nord de l'Allemagne. WITT (1965) l'a récoltée dans le Rupélien et le Burdigalien de la Molasse de Bavière (Allemagne). KEMPF & NINK (1993) l'ont redécrite à partir d'échantillons en provenance de dépôts badéniens près de Vienne (Autriche). KUIPER (1918) la cite dans les dépôts oligocènes à miocènes de Hollande et enfin CARBONNEL (1969) la mentionne dans le Burdigalien du bassin du Rhône.

Ecologie : D'après KEMPF & NINK (1993), les *Henryhowella asperrima* sont des ostracodes bathyaux, vivant à une profondeur de plus de 200 m., circalittoraux à épibathyaux pour DUCASSE & CAHUZAC (1997).

Sous-Famille Campylocytherinae Puri, 1960
 Genre *Campylocythere* Edwards, 1944
Campylocythere sp.
 Planche 9 ; 1, 2.

Taille : longueur : 0.65 mm ; hauteur : 0.30 mm ; 4 individus récoltés.

Description : Carapace très élancée. Le bord dorsal montre un angle antéro-dorsal assez marqué, situé au tiers de la

longueur. Juste derrière l'angle antéro-dorsal, le bord dorsal est légèrement concave puis descend régulièrement vers l'extrémité postérieure. Le bord ventral est convexe dans sa partie antérieure puis devient concave à mi-longueur, puis redevient convexe dans sa partie postérieure. L'extrémité antérieure est arrondie et l'extrémité postérieure montre un léger angle émoussé dirigé vers le bas. La surface des valves montre une ponctuation qui correspond à l'ouverture des canaux de pores normaux. Il semble que les individus collectés sont des juvéniles.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton, Rupélien.

Lieu de récolte : Courgenay, sondage POT 63, niveau 35.8 m.

Autres lieux de récolte en Suisse : La récolte de *Campylocythere* sp. semble être la première en Suisse.

Autres lieux de récolte en Europe : WITT (1965) mentionne ce genre dans le Burdigalien de la Molasse de Bavière.

Genre *Leguminocythereis* Howe & Law, 1936
Leguminocythereis sorneata Oertli, 1956
 Planche 9 ; 3.

Diagnose : Une espèce du genre *Leguminocythereis* avec les particularités suivantes : bord antérieur grand, épais, arrondi, s'élargissant vers le bas ; extrémité postérieure étirée postéro-ventralement, montrant deux petites dents arrondies ; surface de la valve occupée par de grandes fossettes arrondies, allongées ventralement avec murs de séparation épais. L'arrangement est grossièrement concentrique.

Taille : longueur : 1 mm ; hauteur : 0.55 mm ; 1 individu récolté (adulte).

Description : Carapace de grande taille. Le bord dorsal montre un angle antéro-dorsal assez marqué, situé au quart antérieur de la longueur. Derrière l'angle antéro-dorsal, le bord dorsal descend régulièrement vers l'extrémité postérieure, qui est étirée ventralement. Le bord ventral est droit. Le bord antérieur est harmonieusement arrondi. La surface de la valve montre de grosses fossettes concentriques (visibles sur les bords antérieur et postérieur), séparées par des murs épais.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton, Rupélien.

Lieu de récolte : Courgenay, sondage POT 63, niveau 35.8 m.

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI (1956 et 1965) a récolté cette espèce dans les Blaue Tone (= Septarienton) du lit de la Sorne, d'une excavation à Près Roses et à Lachat/ La Communance dans le synclinal de Delémont (Rupélien).

Autres lieux de récolte en Europe : SONNE (1982) signale la présence de *Leguminocythereis sorneata* dans le Rupélien du bassin de Mayence (Allemagne).

Famille Hemicytheridae Puri, 1953

Sous-Famille Thaerocytherinae Hazel, 1967

Genre *Hammatocythere* Keen, 1972

Hammatocythere cf. *trituberculata* (Reuss, 1869)

Planche 8 ; 6, 7, 8.

Diagnose : Espèce du genre *Hammatocythere* avec les particularités suivantes : légère ride ventrale en forme d'aile et avec une réticulation entre les rides.

Taille : longueur : 0.9 mm, hauteur : 0.45 mm ; 12 individus récoltés (adultes et juvéniles).

Description : Carapace quadrangulaire de grande taille. Le bord dorsal est relativement droit et remonte brutalement au dessus du tubercule occulaire. Le bord antérieur est légèrement comprimé latéralement et il porte de petits denticules. Le bord ventral est droit puis remonte vers le haut, devient concave en rejoignant l'extrémité postérieure. L'extrémité postérieure est comprimée latéralement et de forme rectangulaire. Le bord postérieur porte de petits denticules, surtout dans la partie basale. En vue latérale, la valve possède trois tubercules, un en position antérieure, à mi-hauteur, puis deux autres en position dorso-postérieure et ventralo-postérieure. Une ride ventrale court le long du bord ventral, avec un angle plus faible que *Hammatocythere trituberculata* figuré par KEEN (1972 a). La surface de la valve est ornée de fossettes.

En vue dorsale, on peut observer les extrémités comprimées latéralement. En position antérieure, la commissure des valves est bordée par deux dépressions de part et d'autre. On observe également la dépression à mi-longueur entre le tubercule antérieur et les deux postérieurs.

Certains ostracodes du genre *Quadracythere* figurés par Moos (1968) ont certaines affinités morphologiques avec mes *Hammatocythere* cf. *trituberculata*.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton. Rupélien.

Lieu de récolte: Bressaucourt, (lieu dit de l'étang), niveaux BREU remblais, BREU 1 et BREU 2.

Autres lieux de récolte en Suisse : La récolte de *Hammatocythere* cf. *trituberculata* semble être la première en Suisse.

Autres lieux de récolte en Europe : KEEN (1972 a) mentionne *Hammatocythere trituberculata* dans le Stampien du bassin d'Aquitaine (France). Le genre *Hammatocythere* semble être polymorphe (DUCASSE *et al.*, 1988 et KEEN, 1982).

Famille Cytherettidae Triebel, 1972

Genre *Cytheretta* G. W. Müller, 1894

Cytheretta posticalis Triebel, 1952

Planche 6 ; 6, 7, 8.

Planche 7 ; 1, 2.

Diagnose : Une espèce du genre *Cytheretta* avec les particularités suivantes : ornementation presque exclusivement limitée à la région postéro-ventrale.

Taille : longueur : 1.1 mm ; hauteur : 0.45 mm ; 114 individus récoltés (adultes et juvéniles).

Description : Carapace massive. Le bord dorsal des valves gauches est droit tandis que le bord ventral, convexe dans sa partie antérieure, remonte en formant un angle de 10° vers l'extrémité postérieure. Le bord antérieur est arrondi et le bord postérieur est comprimé latéralement, formant pratiquement une crête en position postéro-dorsale. La valve droite montre un bord dorsal avec des angles antéro-dorsal et postéro-dorsal plus marqués. Le bord dorsal est droit entre ces deux angles puis devient légèrement concave en rejoignant les bords antérieur et postérieur. Le bord ventral est légèrement concave à sa mi-longueur. La plus grande hauteur se trouve dans le tiers antérieur.

Cytheretta posticalis se distingue des autres espèces par son ornementation : un petit champ à la frontière faiblement anguleuse entre la surface ventrale et latérale du tiers postérieur, montre quelques petites côtes longitudinales ou faiblement obliques. Chez les exemplaires très bien conservés, la surface entière laisse apparaître des fossettes en forme de piqûres d'épingle, et en partie aussi les grands approfondissements des canaux de pores normaux (Planche 7 ; 2).

En vue dorsale, la carapace a une forme de coin, avec sa plus grande largeur dans le tiers antérieur. La valve gauche recouvre la droite.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton. Rupélien

Lieux de récolte : Laufen, carrière de Laufen, sondage de Laufen, de très nombreux niveaux ; Courgenay, forage POT 63 niveau 35.8 m ; Otterbach, Forage DHM, niveau DHM 455-460 m.

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI (1956 et 1965) a récolté cette espèce dans la Formation des Meeressand de Kleinblauen, dans la Formation des Blaue Tone (= Septarienton) (Rupélien) du lit de la Sorne, dans l'excavation de Près Roses, à Lachat / La Communance (synclinal de Delémont), dans la marnière de Laufen, à Aesch, dans la Marnière d'Allschwil et Oberwil. Il la signale dans le Chattien de Therwil.

Autres lieux de récolte en Europe : KAMMERER (1993) et SONNE (1982) mentionnent cette espèce dans le Rupélien du bassin de Mayence (Allemagne). FAUPEL (1975) a récolté *Cytheretta posticalis* dans le Rupélien du nord de l'Allemagne. Enfin,

KEEN (1972b) indique l'existence d'une sous-espèce *Cytheretta posticalis parisiensis* qui a été découverte dans le Stampien du bassin parisien, à Auvers St-Georges et Morigny (France).

Ecologie : KEEN (1972b) , à partir de l'écologie des formes actuelles, propose que le genre *Cytheretta* vit dans la tranche d'eau comprise entre 10 et 30 m sur les côtes dans des eaux propres à salinité normale. Le substrat, constitué de sables ou d'argiles sableuses, est souvent couvert d'algues. Un genre voisin, *Protocytheretta*, semble être susceptible de tolérer des conditions plus saumâtres.

Famille Loxoconchidae Sars, 1925

Genre *Loxoconcha* Sars, 1866

Loxoconcha favata Kuiper, 1918

Planche 9 ; 4, 5, 6.

Diagnose : Une espèce du genre *Loxoconcha* avec les particularités suivantes : rectangulaire en vue latérale. L'extrémité antérieure presque harmonieusement arrondie ; l'extrémité postérieure s'étire en forme de feuille. La surface est densément parsemée par des dépressions cellulaires moyennes à grosses.

Taille : longueur : 0.65 mm ; hauteur : 0.30 mm ; 160 individus récoltés (adultes et juvéniles).

Description : carapace rectangulaire de petite taille. Le bord dorsal est droit et quelquefois légèrement convexe au-dessus du tubercule oculaire. Le bord ventral est convexe dans sa partie antérieure puis concave dans sa partie médiane avant de redevenir convexe en rejoignant le bord postérieur. L'extrémité antérieure est harmonieusement arrondie. L'extrémité postérieure est compressée latéralement, sans ornementation, formant un angle aux 3/4 de la hauteur. La surface est occupée par de nombreuses dépressions cellulaires. En vue dorsale, la carapace montre sa plus grande largeur dans sa partie postérieure et son extrémité postérieure est compressée latéralement. A mi-longueur, la surface des valves montre une petites dépression. Les tubercules oculaire s sont également bien visibles.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton, Rupélien.

Lieu de récolte : Laufen, carrière de Laufen, sondage de Laufen, de très nombreux niveaux ; Bressaucourt (lieu-dit de l'étang), niveaux BREU remblais, BREU 1.

Autres lieux de récolte en Suisse : OERTLI (1956 et 1965) a récolté l'espèce *Loxoconcha favata* dans les Blaue Tone (= Septarienton) du lit de la Sorne, d'une excavation à Près Roses et à Lachat et dans le lit de la Birse au sud de Courroux dans le synclinal de Delémont (Rupélien) ; dans le synclinal de Laufen et dans le synclinal d'Ajoie. Tous ces niveaux sont dans le Rupélien. Cette espèce a été récoltée dans l'UMM subalpine, dans le Rupélien à Grisingen dans le Canton de Luzern (CARBONNEL, 1982)

Autres lieux de récolte en Europe : KUIPER (1918) a décrit cette espèce à partir d'individus provenant de l'Oligocène moyen et le Miocène des Pays-Bas. Curieusement, cette espèce ne semble pas avoir été récoltée dans les bassins tertiaires proches de notre région d'étude.

Ecologie : Le genre *Loxoconcha* est décrit comme étant un ostracode de l'étage infralittoral côtier. (DUCASSE & CAHUZAC, 1996). Les *Loxoconcha* actuelles semblent vivre au voisinage d'algues (ATHERSUCH *et al.* , 1989) et les *Loxoconcha* tertiaires sont phytals. (DUCASSE & CAHUZAC, 1997). De plus, ce genre montre en général une évolution en plusieurs morphes en fonction des milieux de vie (DUCASSE *et al.*, 1991 et BEKAERT *et al.*, 1992).

Famille Cytheruridae G.W. Müller, 1894

Sous-Famille Cytheropterinae Hanai, 1957

Genre *Eocytheropteron* Alexander, 1933

Eocytheropteron plicatoreticulatum Margerie, 1961

Planche 9 ; 7.

Taille : longueur : 0.80 mm ; hauteur : 0.45 mm ; 1 individu récolté.

Description : Carapace de grande taille en forme d'œuf. Le bord dorsal est harmonieusement arrondi rejoignant l'extrémité postérieure composée d'un processus caudal court. Le bord ventral est convexe sur toute sa longueur remontant assez haut en rejoignant l'extrémité postérieure. Le bord antérieur est arrondi, compressé latéralement sur sa bordure surtout dans sa partie dorsale. La surface de la valve est parcourue par quelques côtes parallèles limitées aux bords antérieur et postérieur et par des fossettes arrondies sur l'ensemble de la surface de la valve.

Répartition stratigraphique : Formation des Septarienton, Rupélien.

Lieu de récolte : Bressaucourt, (lieu-dit de l'étang), niveau BREU remblais.

Autres lieux de récolte en Suisse : La récolte de *Eocytheropteron plicatoreticulatum* semble être la première en Suisse.

Autres lieux de récolte en Europe : KEEN (1972 a) mentionne cette espèce dans l'Oligocène du bassin de Paris (France).

3- ECOLOGIE :

L'écologie des ostracodes est un domaine où les études sont nombreuses et riches. Ceci est dû au fait que les ostracodes fossiles sont utiles pour interpréter les environnements anciens. Les associations d'ostracodes se répartissent dans les différentes niches écologiques en fonction de leurs affinités et de leur résistance aux différents facteurs qui définissent ces environnements. Ces différents facteurs sont des paramètres physiques et chimiques. Les plus importants sont la salinité, la température, le Ph, la concentration en oxygène dissous, la température, sans oublier la profondeur, la nature du substrat et sa stabilité, les courants, la présence ou l'absence d'algues... De plus, les associations d'ostracodes ont la faculté de répondre très rapidement aux variations des paramètres du milieu (disparition et renouvellement rapides des faunes ou adaptation marquée par des différences morphologiques). C'est pour ces raisons que les ostracodes constituent un groupe très utile à la reconstitution des paléoenvironnements.

3-1- BATHYMÉTRIE ET ZONATIONS :

Les ostracodes colonisent presque tous les étages bathymétriques. En eau douce, les zonations lacustres se subdivisent entre la zone littorale (entre 0 et 2 m de profondeur) et la zone sublittorale (au delà de 2 m de profondeur), (KEEN, 1973). Pour le milieu marin, l'étagement des différents milieux actuels a fait l'objet d'une classification, utilisée pour les reconstitutions paléocéologiques et paléoenvironnementales réalisées avec les associations d'ostracodes (PEYPOUQUET, 1980). Il convient de définir ces différents étages bathymétriques avec leurs paramètres majeurs :

Le système marin est divisé très schématiquement en trois domaines :

- le système littoral (environ de 0 à -50 m de profondeur environ)
- la plate-forme externe (de -50 m à -150 m de profondeur environ)
- le domaine profond (de -150 m à -4500 m de profondeur environ)

3-1-1- Le système littoral :

Proche du milieu continental, le système littoral est divisé en un étage supralittoral, situé au-dessus de la zone de balancement des marées et dans le domaine continental, un étage intertidal dans la zone des balancements des marées et un étage infralittoral situé sous la zone de balancement des marées jusqu'à l'isobathe - 50 m environ.

3-1-1-1- L'étage supralittoral

Le facteur le plus important de l'étage supralittoral est la salinité. La salinité au sens propre est la concentration ionique totale mais dans les zones marines et les zones

saumâtres bordières, les ions principaux étant le sodium et le chlore et expriment la chlorinité. La chlorinité et la salinité sont souvent mises en synonymie (NEALE, 1988). On peut différencier les espèces d'eau douce, les espèces saumâtres et les espèces marines. Il convient de signaler que le terme « eau douce » comprend les espèces vivant dans les étendues d'eau ayant un large spectre de caractéristiques physico-chimiques. De nos jours, les ostracodologistes semblent utiliser, de plus en plus, le terme d'espèce « non-marin » car il rassemble les espèces vivant dans les lacs, rivières et étangs comme celles vivant dans les lacs salés.

Il existe deux sortes d'ostracodes saumâtres : ce sont soit les ostracodes marins qui résistent ou tolèrent des salinités plus basses, soit des espèces véritablement saumâtres qui ne peuvent vivre que dans des salinités inférieures à celle du milieu marin normal (33 ‰ actuellement). Quelques espèces sont capables de tolérer des salinités très élevées, ce sont des espèces hyperhalines (exemple *Cyprideis torosa* à 120g/l (BODERGAT, 1983)). La figure IV-1 montre la diversité des espèces d'ostracodes en fonction de la salinité (CARBONEL 1988). Entre 0 et 5 ‰, se trouve le domaine des ostracodes d'eau douce. Dans ce domaine, le nombre d'espèces d'ostracodes diminue fortement en s'approchant de 5 ‰. On trouve également une petite part d'ostracodes saumâtres qui supportent ces basses salinités. Entre 18 et 30 ‰, se situe le domaine saumâtre où les espèces d'eau douce euryhalines perdurent un peu et les espèces saumâtres s'épanouissent. Certaines espèces marines euryhalines se rencontrent dans ce domaine dans le pôle élevé de la salinité. Le domaine saumâtre se caractérise par un nombre faible d'espèces. Entre 30 et 40 ‰, se situe l'eau marine, où se développent les ostracodes marins sténohalins et euryhalins dont la diversité est la plus élevée. Entre 40 et 80 ‰, se trouvent les eaux hyperhalines où perdurent certaines espèces marines euryhalines et se développent les espèces hyperhalines. Lorsque la salinité croît, la diversité spécifique chute progressivement.

La densité des populations d'ostracodes varie également. En eau douce, la densité des ostracodes est moyenne à faible, celle des milieux saumâtres est en général très forte, comme celle des milieux hyperhalins, alors que la densité est normale en milieu marin.

D'après PEYPOUQUET (1980), les ostracodes marqueurs de l'étage supralittoral les plus fiables, sont la famille des Cypridae et les sous-familles des Cytherideinae, des Candoninae, des Cyclocypridinae et Ilyocypridinae.

Les sources d'erreurs dans l'interprétation paléobathymétrique résident dans le fait que les courants de marées amènent des ostracodes marins littoraux dans les estuaires. Les tests sont usés et roulés, preuve d'un transport par saltation.

3-1-1-2- L'étage intertidal :

Le facteur le plus important dans la zone de balancement des marées est la résistance à l'émersion. Ce facteur limite l'essor des populations d'ostracodes. Liés à l'émersion, les variations de salinité, l'énergie du milieu et la nature du substrat constituent les facteurs de répartition des ostracodes. La présence d'algues et de plantes marines permet

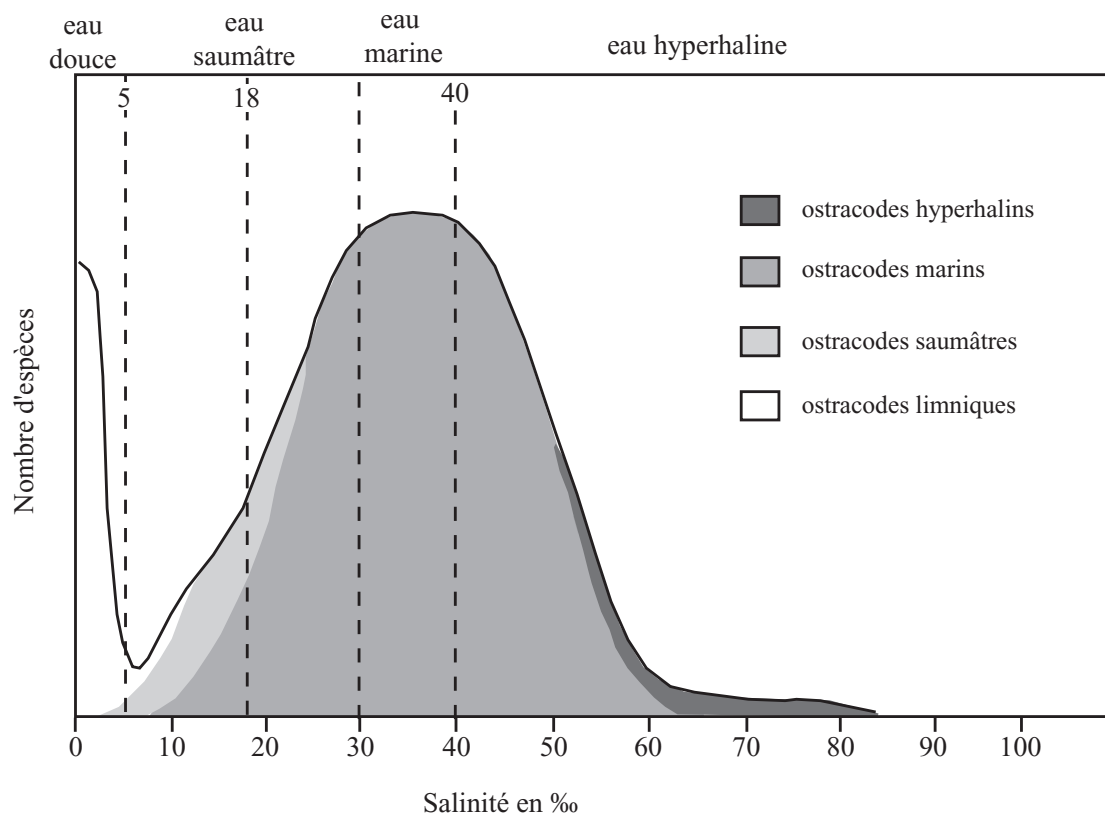


Fig.IV-1: Nombre d'espèces en fonction de la salinité (d'après Carbonel, 1988)

l'essor des ostracodes phytaux. Il en résulte des densités très élevées. Les ostracodes phytaux les plus caractéristiques sont les genres *Loxoconcha* et *Xestoleberis*. Les sources d'erreurs dans l'interprétation paléobathymétrique résident dans la présence des formes infralittorales amenées par les courants marins, et l'apport d'ostracodes supralittoraux par les rivières.

3-1-1-3- L'étage infralittoral :

Affranchis de l'émersion, les ostracodes prennent leur essor dans l'étage infralittoral. Si ce domaine est protégé, les salinités peuvent fluctuer, alors que si celui-ci se trouve en milieu ouvert, la salinité sera normale. La physiographie joue donc un rôle indirect sur la répartition des ostracodes. La nature du substrat, l'existence de prairies alguaires jouent alors sur leur distribution. C'est en général dans le domaine infralittoral que se trouve la limite d'action des vagues de tempêtes. On estime la profondeur d'action comme étant égale à $\sqrt{2}$ x la longueur entre deux trains de houle. Cette énergie de courant influence les ostracodes. LIEBAU (1980) a remarqué que le genre *Pterygocythereis* se développait sous cette limite d'action et a introduit la notion de Pterygocline pour caractériser cette limite. CARBONNEL (1998) estime cette profondeur moyenne à environ 30 mètres. Dans la partie inférieure de l'étage infralittoral des milieux ouverts, la thermocline joue un rôle sur la distribution des ostracodes. Les sources d'erreurs dans l'interprétation paléobathymétrique résident dans la présence des formes intertidales amenées par les courants marins.

3-1-2- La plate-forme externe :

La plate-forme externe est constituée:

- de l'étage « circalittoral » (entre -50 m et -150 m environ)
- du haut du talus (entre -150 m et 200m environ)

3-1-2-1- L'étage circalittoral

Les facteurs de distribution de l'étage « circalittoral » sont la nature du substrat et de la thermocline. Les faunes d'ostracodes se marquent par la disparition progressive des faunes phytales. A la base de l'étage circalittoral, LIEBAU (1984) décrit la « Rhodocline », limite inférieure des algues rouges et brunes, influençant ces ostracodes phytaux. La diversité spécifique et la densité ont tendance à chuter régulièrement lorsque les profondeurs augmentent, influencées par la thermocline. Les sources d'erreurs dans l'interprétation paléobathymétrique résident dans la présence des faunes infralittorales. Cette « pollution » est très répandue sur les plate-formes externes.

3-1-2-2- Le haut du talus :

Les facteurs écologiques de distribution de cette zone sont la nature du substratum, la présence ou non de la thermocline. Cette étage peut être considéré comme une frontière naturelle. La faune y est pauvre et peu diversifiée. Les sources d'erreurs dans l'interprétation paléobathymétrique résident dans la présence des faunes infralittorales et circalittorales, amenées par les courants marins.

3-1-3- Le domaine profond :

Le domaine profond est divisé en trois étages :

- l'étage épibathyal (situé entre -250 m et -1000 m environ)
- l'étage mésobathyal (situé entre -1000 et -4500 m environ)
- l'étage abyssal (situé au delà de -4500 m)

3-1-3-1- L'étage épibathyal :

Les sédiments, à ces profondeurs, sont pratiquement toujours constitués de vase et donc la nature du substratum n'intervient plus dans la distribution des ostracodes. Les facteurs écologiques de cet étage sont les circulations océaniques (courants sous-marins) et les températures de ces masses d'eau. Dans cet étage, LIEBAU (1984) décrit «l'ophthalmocline», limite à laquelle les ostracodes ont des tubercules oculaires réduits en raison de l'absence de lumière. Les sources d'erreurs dans l'interprétation paléobathymétrique résident dans la présence des faunes de la plate-forme continentale amenées par saltation ou décantation, mais également par les turbidites.

3-1-3-2- L'étage mésobathyal :

Les facteurs écologiques influençant la distribution des ostracodes sont les mêmes que ceux de l'étage précédent. Il faut ajouter l'influence de la lysocline (courbe de solubilité des carbonates), délimitant une limite, la CCD (Carbonate Compensation Depth, profondeur de compensation des carbonates), située en général vers la base de l'étage mésobathyal. Les sources d'erreurs dans l'interprétation paléobathymétrique résident dans la présence des faunes de la plate-forme continentale amenées par saltation ou décantation mais également par les turbidites.

3-1-3-3- L'étage abyssal :

Situés sous la CCD, les ostracodes ne peuvent pas se développer à ces profondeurs. Seules subsistent quelques larves de *Krithe*. Les sources d'erreurs dans l'interprétation paléobathymétrique résident dans la présence des faunes de la plate-forme continentale amenées par saltation ou décantation, enfouies très rapidement, se soustrayant à la dissolution des carbonates.

3-2- LES ASSOCIATIONS D'OSTRACODES D'EAUX DOUCES, SAUMÂTRES ET MARINES POUR LA RECONSTITUTION DES PALÉOENVIRONNEMENTS.

Les associations d'ostracodes marqueurs de paléoenvironnements pour ces niveaux oligocènes ont fait l'objet de quelques publications. Nombreuses sont les publications concernant les dépôts d'Aquitaine, mais les faunes aquitaines ont peu d'affinités avec les faunes suisses. KEEN (1989) et KAMMERER (1993) ont défini des associations voisines de celles rencontrées en Suisse, l'un en compilant de nombreuses données et en y ajoutant ses observations

à l'échelle de la Mer du nord, l'autre par une approche mathématique (R-analyse et Q-analyse) sur les dépôts de Mayence.

KEEN (1989) définit 6 biofaciès, associations d'ostracodes caractéristiques de milieux différents (fig IV-2) :

Le biofaciès 1 est caractéristique des plaines alluviales avec des lacs, des baies et des lagons :

-Le biofaciès (1a) : faciès d'eau douce de faible profondeur avec des eaux douces représenté par *Candona fertilis*, *Cypridopsis soyeri*, *Ilyocypris boehli* et *Virgatocypris tenuistriata*.

-Le biofaciès (1b) : faciès d'eau douce de plus grande profondeur avec *Moenocypris forbesi* ou *Moenocypris francofurtana* en fonction de l'âge des sédiments.

-Le biofaciès (1c) : faciès d'eau saumâtre avec *Cladarocythere apostolescui*, *Hemicyprideis montosa*, *Neocyprideis williamsoniana* ou l'association *Hemicyprideis montosa* et *Hemicyprideis rhenana*.

-Le biofaciès (1d) : faciès d'un milieu avec des eaux polyhalines avec *Cyamocytheridea punctatella producta*, *Cytheridea pernota*, *Cytheromorpha zinndorfi*, *Hemicyprideis elongata*, *Loxoconcha nystiana*

Le biofaciès 2 est caractéristique des dépôts marins de faible profondeur (0-25 m), d'assez haute énergie avec des faciès arénacés :

Pour le Rupélien, il contient les espèces : *Cyamocytheridea punctatella*, *Cytherelloidea jonesiana*, *Cytheretta tenuistriata*, *C. tenuipunctata*, *C. minor*, *C. rhenana*, *Cytheridea pernota*, *Hammatocythere hebertiana*, *Leguminocythereis scrobiculata*, *Pokornyella limbata*, *Pterygocythereis fimbriata fimbriata*, *Quadracythere macropora*. Pour le Chattien, il contient les espèces *Cytherella beyrichi*, *Cytherella semipunctata*, *Cytheridea muelleri*, *C. pernota*, *Echinocythereis hispida*, *E. scabra*, *Eucytheridea fissodonta*, *Flexus plicatus*, *Leguminocythereis scrobiculata*, *Muellerina latimarginata*, *Quadracythere confluens*, *Schlueridea gp. perforata*.

Le biofaciès 3 est caractéristique des dépôts marins de faible profondeur (0-25 m), de faible énergie avec des faciès marneux. Pour le Rupélien, il contient les espèces *Cyamocytheridea punctatella punctatella*, *Cytheretta tenuipunctata*, *Cytheridea pernota*, *Echinocythereis hamsteadensis*, *Eocytheropteron plicatoreticulatom*, *Eucytheridea lienenklausii*, *Hammatocythere hebertiana*, *Loxoconcha kuiperi*, *L. nystiana*, *Paracypris bouldnorenensis*, *Pokornyella limbata*, *Pterygocythereis fimbriata fimbriata*. Pour le Chattien, les espèces sont *Cytheridea pernota*, *Echinocythereis hispida*, *Eucytheridea fissodentata*.

Le biofaciès 4 est caractéristique des dépôts marins dont la profondeur varie entre 25 et 75 m, de faible énergie avec des dépôts marneux. Il contient les espèces *Cytherella beyrichi*, *C. compressa*, *Cytheretta semipunctata*, *Cytheridea pernota*, *Echinocythereis hispida*, *Eucytheridea rostrata*, *Paracyprideis rarefistulosa*, *Pterygocythereis fimbriata fimbriata*, *Trachyleberidea hollandica*.

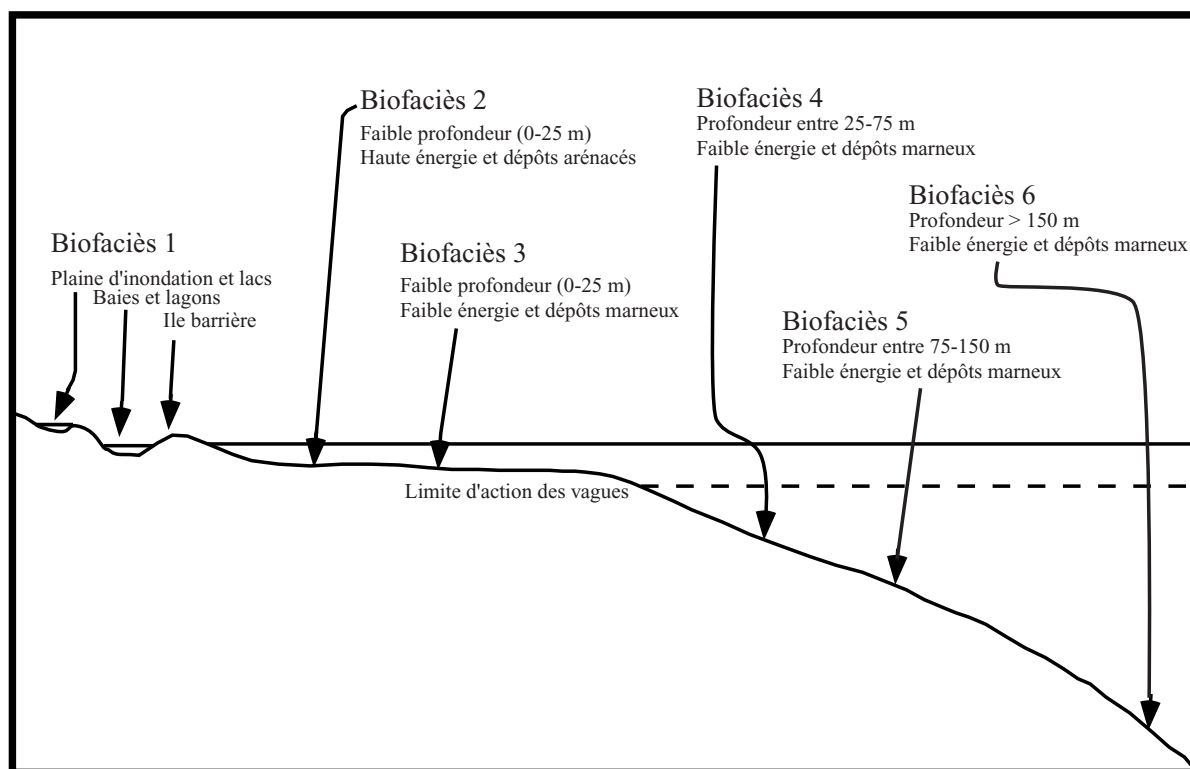


Fig.IV-2: Biofaciès (ostracodes) des dépôts oligocènes de la Mer du Nord (d'après Keen 1989).

Le biofaciès 5 est caractéristique des dépôts marins compris entre 75 m et 150 m, de faible énergie avec des dépôts marneux. Il contient les espèces *Cytherella compressa*, *C. transversa*, *Cytheropteron tricorne*, *Henryhowella asperima*, *Krithe pernoides*, *Pterygocythereis fimbriata* et *Trachyleberidea hollandica*.

Le biofaciès 6 est caractéristique de dépôts marins marneux situés à plus de 150 m de profondeur. Il contient une faible diversité des genres *Henryhowella*, *Argilloecia*, *Cytheropteron*, *Krithe*.

Le travail de KEEN (1989) permet un bon découpage des différents milieux en fonction des associations d'ostracodes. Cependant certains résultats suscitent des interrogations. Par exemple, les *Pterygocythereis fimbriata* mis dans les biofaciès 2 et 3 se trouvent dans des substrats situés au-dessus de la limite d'action des tempêtes. LIEBAU (1980 et 1984) et CARBONNEL (1998) ont montré que les *Pterygocythereis* se développaient sous la limite d'action des vagues de tempête et est estimée par ces auteurs aux environs de -30 m.

De nombreuses espèces caractéristiques de certains biofaciès sont inconnus en Suisse, mais des espèces voisines suisses (du même genre) se rencontrent dans le même type d'environnement. C'est par exemple le cas pour les *Paracypris aerodynamica* suisses et *Paracypris bouldnorenensis* du bassin de Paris et de Belgique de KEEN.

KAMMERER (1993) a appliqué une méthode mathématique (R-analyse et Q-analyse) pour séparer les associations d'ostracodes qu'il rencontrait dans les dépôts rupéliens et chattiens du bassin de Mayence. Il distingue 4 types de biofaciès:

Le biofaciès 1 est composé d'une association d'eau douce où *Metacypris danubialis* domine sur d'autres espèces d'eau douce.

Le biofaciès 2a représente les associations côtières, vivant dans des eaux mésohalines à polyhalines. L'ostracofaune est représentée par des espèces saumâtres et des espèces vivant dans des eaux euryhalines. Ce biofaciès regroupe :

- Les espèces d'une première association *Cytheromorpha zinndorfi*, *Cyamocytheridea punctatella*, *Hemicyprideis helvetica* et *Neocyprideis parallela* (cette association est typiquement saumâtre et certaines espèces comme *Cytheromorpha zinndorfi* et *Cyamocytheridea punctatella* sont également connues dans les eaux polyhalines)

- Une deuxième association avec *Cytheridea sandbergeri* dominant *Cytheretta posticalis* et *Cytherelloidea praesulcata*. Cette association semble insensible à la profondeur et peut supporter des variations de salinité. Cependant d'après Keen (1972b), les *Cytheretta* vivraient entre 10 et 30 m. de profondeur et supporteraient difficilement les différences de salinité.

Le biofaciès 2b représente les associations des zones marines calmes ou polyhalines, où les espèces saumâtres, euryhalines et sténohalines cohabitent. Les espèces dominantes sont *Hemicyprideis helvetica*, *Cytheridea sandbergeri* et *Cytheretta posticalis*. Les *Loxoconcha* (K.) *nystiana*, *Cytherelloidea praesulcata* et *Cytheromorpha zinndorfi* ne sont pas rares.

Le biofaciès 2c représente un faciès de thanatocénose où se déposent des ostracodes d'eaux douces, des gyrogonites de charophytes et où vit *Loxoconcha* (K.) *nystiana*.

Le biofaciès 3 représente les associations des zones marines calmes à salinité normale, proche des côtes. A

côté de *Cytheridea sandbergeri* (30-50 %) se développent *Loxoconcha* (K.) *nystiana*, *Paracyprideis rarefistulosa*, *Cytherella gracilis*, *Pterygocythereis fimbriata*, *Cytheretta posticalis*, *Eucytherura macropora* et *Cytherelloidea praesulcata*.

Le biofaciès 4 représente les associations des zones marines à salinité normale. Les espèces dominantes sont *Paracypris rarefistulosa* et *Loxoconcha* (K.) *nystiana* qui représentent 70 à 95 % de la population, accompagnées des espèces *Cytherella gracilis* et *Pterygocythereis fimbriata*. La récolte des *Argilloecia laevisima* et *Cytheropteron punctulatum* indique des profondeurs plus importantes.

KAMMERER (1993) n'a pas rencontré de faciès plus profond dans le bassin de Mayence ; son travail a permis, grâce à des méthodes mathématiques, de définir des biofaciès permettant d'individualiser les associations d'ostracodes caractéristiques essentiellement basées sur la nature de l'eau (eaux douces, eaux saumâtres, eaux polyhalines et eaux marines). Ce travail permet d'affiner certaines zonations de KEEN (1989), surtout pour les biofaciès côtier. Cependant la valence écologique de certaines espèces me semblent parfois curieuse, à la vue d'autres publications, et il n'est pas toujours facile de distinguer certains biofaciès l'un de l'autre (par exemple le biofaciès 2a et 2b).

Les travaux de KEEN (1989) et KAMMERER (1993) constitueront la base de mes modèles paléocéologiques pour les ostracodes suisses car l'ostracodofaune est proche de celle étudiée par ces auteurs. Je découperai ces modèles en deux parties : la première concerne les dépôts continentaux et plus particulièrement les dépôts lacustres, avec la reconstitution des paléoprofondeurs ; la deuxième concerne les dépôts marins avec les répartitions des ostracodes en fonction de la profondeur, du substrat et de la salinité avec l'utilisation d'une méthode mathématique, à savoir une analyse en composante principale. Il en résulte deux modèles paléocéologiques pour l'ostracodofaune suisse.

3-2-1- Modèle paléocéologique pour les dépôts lacustres de l'USM.

L'étude de nombreuses coupes dans la formation des Calcaires delémontiens, formation lacustre datant de la fin du Chattien à la base de l'Aquitainien a permis de récolter un grand nombre d'espèces lacustres. De plus, les coupes de Reconvilier, Courfaivre et celle de la Brochene Fluh se caractérisent par des dépôts lacustres contenant de nombreux gyrogonites de charophytes. Une étude pluridisciplinaire (sédimentologie, paléontologie des charophytes et des ostracodes) a permis d'élaborer un modèle montrant les associations d'ostracodes en fonction des paléoprofondeurs.

Paléoprofondeurs :

L'obtention des courbes de paléoprofondeurs est un compromis entre:

A. La présence ou non de la prairie à charophytes.

Comme l'avait déjà montré CORILLION (1957), et comme nous en avons nous-mêmes fait l'expérience (PICOT *et al.*, 2002b), les charophytes actuelles se trouvent généralement à une profondeur variant entre 0 et 5 m. Les cas de flores plus profondes représentent soit des environnements exceptionnels, soit des espèces qui ne calcifient pas (*Nitella*, par exemple). De plus, la fructification des charophytes est étroitement liée à la lumière, et les formes fertiles ne se retrouvent jamais en-dessous d'une profondeur de 4 à 6 m. Ces observations ont d'importantes conséquences sur la paléocéologie des espèces fossiles : ainsi, lorsqu'on trouve des gyrogonites en abondance, et en l'absence d'indices de transport, nous pouvons conclure que le milieu était de très faible profondeur (inférieure à 4 m). Dans les cas où seules les tiges sont préservées, nous pouvons envisager une profondeur supérieure, de l'ordre de 4 à 10 m. Ce phénomène explique aussi l'absence de charophytes fossiles dans certaines séries lacustres : la profondeur y était tout simplement trop importante ou alors des phénomènes de compétition y existaient.

B. L'utilisation des associations d'ostracodes comme indicateurs de paléoprofondeurs.

Une compilation bibliographique (YASSINI, 1966 ; MEISCH, 2000 ; JANZ, 1992 et 1997 ; KEEN, 1973 ; CARBONNEL *et al.*, 1985 ; SCHÄFER, 2002 ; HENDERSON, 1990 ; APOSTOLESU & GUERNET, 1992 ; STRAUB, 1952 ; MALZ, 1977) ainsi que nos observations ont permis de proposer une répartition des ostracodes des Calcaires delémontiens en fonction de la profondeur.

On distingue deux zones lacustres, la zone littorale située entre 0 et 2 m de profondeur et la zone sublittorale située à plus de 2 m de profondeur.

Les ostracodes mis classiquement dans la zone littorale sont *Cypridopsis* sp., *Pseudocandona fertilis*, *Pseudocandona* sp., *Darwinula stevensoni*, *Darwinula* sp., *Cypria* sp., *Virgatocypris* sp., *Paralimnocythere* sp..

Les ostracodes mis dans la zone sublittorale (> 2 m) sont les *Metacypris danubialis*, *Metacypris helvetica*, *Metacypris straubi*, *Metacypris* sp. et *Moenocypris* sp.. Les *Metacypris danubialis* vivaient d'après CARBONNEL *et al.* (1985) à une profondeur supérieure à 5 m, donc sous la prairie à charophytes. J'ai pu observer que l'on trouvait souvent dans les sédiments des gyrogonites de charophytes en compagnie de *Metacypris danubialis*. Il faut donc considérer que la limite supérieure de la zone à *Metacypris* se situe à environ 3 m. Les *Moenocypris* sont considérés par CARBONNEL *et al.* (1985) comme des ostracodes vivant à une paléoprofondeur supérieure à 5 m. Nous avons trouvé dans la coupe de la Brochene Fluh des *Moenocypris* sp. en compagnie de gyrogonites de charophytes, ce qui implique, comme pour les *Metacypris*, une limite supérieure de la zone à *Moenocypris* se situant à environ 3 m.

Certains ostracodes, en général bons nageurs, peuvent vivre indifféremment dans les deux zones. Il s'agit par exemple des *Ilyocypris essertinesensis*, *Cyprinotus* aff. *parvus*, *Heterocypris* sp., *Strandesia* sp..

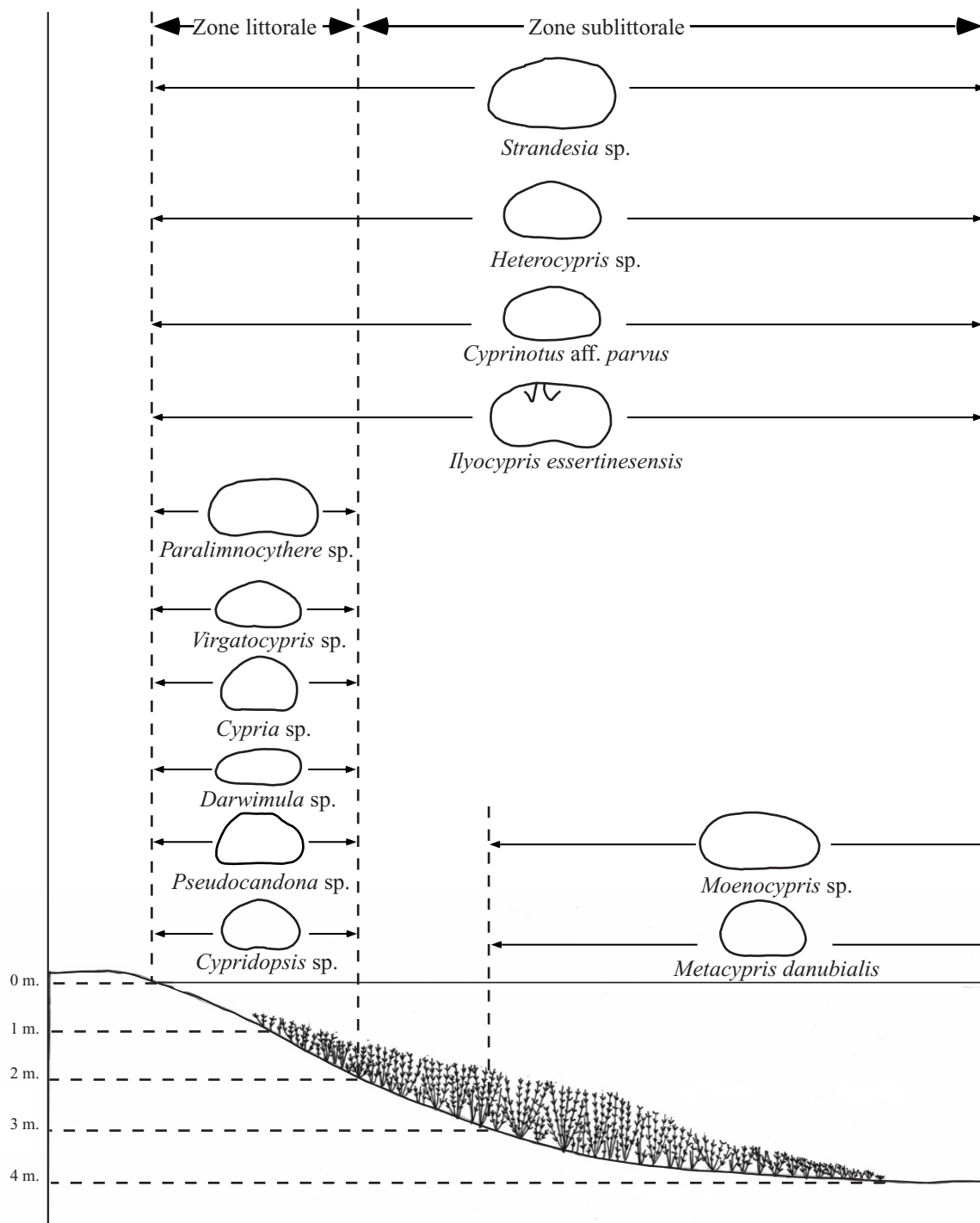


Fig.IV-3: Répartition des ostracodes en fonction des paléop profondeurs pour la Formation des Calcaires delémontiens.

Il est à noter que l'échantillonnage des niveaux (on prélève en général sur 10 cm d'épaisseur) peut engendrer un recouvrement de paléop profondeurs. De nombreux niveaux de la Brochene Fluh ont montré des associations d'ostracodes provenant de la zone littorale et de la zone sublittorale dans le même échantillon. Si on met de côté les problèmes d'échantillonnage, ces associations peuvent être dues aux remaniements des sédiments de la zone littorale par l'action des vagues, qui les redéposent dans la zone sublittorale. Le transport des sédiments n'est jamais très important et on considère alors que la paléop profondeur de ces échantillons mélangeant formes littorales et sublittorales se situe dans la partie supérieure de la zone sublittorale, soit entre 2 et 3 m.

C. L'utilisation des données sédimentologiques.

La nature des lithofacies (calcaires, calcaires marneux, marnes et argiles) n'est pas utilisable pour définir des paléop profondeurs car cette nature ne dépend que de la production primaire et des apports d'ions Ca^{2+} et CO_3^{2-} par des rivières dans le lac. Cependant, la présence de travertins dans la coupe de Courfaivre permet de définir une paléop profondeur très faible (une dizaine de centimètres). Les traces racinaires permettent de mettre en évidence les émergences.

De ces observations, il en résulte le modèle présenté à la figure IV-3.

Températures :

Certaines associations d'ostracodes montrent que les eaux où ils vivaient avaient températures élevées. Des ostracodes marqueurs de chaleur ont été récoltés dans la coupe de la Brochene Fluh. Ces associations se marquent par la présence de *Strandesia* sp., *Virgatocypris* sp. et *Stenocypris* sp. Ces associations, décrites d'abord par CARBONNEL *et al.* (1985) ont été confirmées par les travaux de JANZ (1995, 1997) et par PICOT *et al.* (2002b), où ces conditions chaudes données par les ostracodes sont corrélées avec l'écologie donnée par les otolithes et l'étude isotopique des gyrogonites de charophytes (BECKER *et al.*, 2002).

Conditions saumâtres :

Dans les dépôts lacustres de la Formation des Calcaires delémontiens, la présence de l'espèce *Hemicyprideis dacica grekoffi* dans les coupes de Courfaivre et de Reconvilier montre que les eaux deviennent saumâtres.

Conditions oligotrophiques :

De nombreux ostracodes ne peuvent pas nager et rampent sur le substrat pour se déplacer. Ainsi la récolte de *Darwinula*, *Pseudocandona*, *Lineocypris* montre que le fond où ils évoluaient n'était pas disoxique ou anoxique. Les conditions de disoxie et d'anoxie ont lieu dans les lacs lorsque la matière organique s'accumule et ne peut plus être dégradée par les bactéries aérobies. Des bactéries anaérobies dégradent alors certains produits soufrés et mobilisent l'oxygène du milieu pour leur réaction sulfato-réductrice. Le milieu de vie est donc eutrophe et impropre à la vie des ostracodes non-nageurs. C'est pour cela qu'il faut considérer des conditions oligotrophiques lorsque ces ostracodes rampants sont bien représentés. Ainsi, dans la coupe de la Brochene Fluh, la bonne représentation de ces espèces indique des conditions oligotrophiques, cela étant d'ailleurs confirmé par l'étude palynologique qui montre qu'il y a très peu de matière organique dans les préparations étudiées.

3-2-2- Modèle paléoécologique pour les dépôts marins de l'UMM

Les affleurements de l'UMM étudiés dans le Jura et sur le sud du fossé rhénan sont dans la plupart du temps de faible puissance, ce qui rend difficile l'étude de l'évolution des paléoenvironnements. Les affleurements de Develier, Kleinblauen, Hofsteten, Mertzelen, Bressaucourt et Courgenay n'ont qu'un mètre au maximum d'épaisseur. Le forage destructif d'Otterbach traverse toute la série de l'UMM. Cependant, malgré une récolte importante de foraminifères, ce forage n'a fourni que 6 niveaux avec des ostracodes sur 50 niveaux échantillonnés. Seuls la carrière et le sondage de Laufen se prêtent à une étude détaillée. L'analyse paléoécologique se déroulera en deux phases : la première analyse sera déduite directement de la répartition des ostracodes le long de la coupe dans les différents environnements, la deuxième analyse sera déduite d'une

méthode mathématique, à savoir une analyse en composantes principales (A.C.P.) pour voir d'une part si elle confirme les conclusions déduites de l'analyse subjective et d'autre part si elle apporte une nouvelle information.

3-2-2-1-Etude paléoécologique des ostracodes de la carrière de Laufen :

D'une puissance d'environ 35 m, la carrière de Laufen a été échantillonnée sur 80 niveaux espacés tous les 50 cm sur différentes coupes effectuées dans la marnière. Dans cette marnière, 10 espèces d'ostracodes ont été récoltées : *Paracypris aerodynamica*, *Cytheridea pernota*, *Cytheretta posticalis*, *Pterygocythereis ceratoptera*, *Pterygocythereis volans*, *Loxoconcha favata*, *Hemicyprideis helvetica*, *Cyamocytheridea punctatella*, *Ilyocypris* sp. et *Echinocythereis scabra*. Leur répartition le long des différentes coupes levées est donnée dans le Chap.3, mais ici une figure synthétique de la carrière de Laufen sera utilisée (Fig.IV-4).

Déduit de l'étude sédimentologique, 4 paléoenvironnements sont présents :

-Environnement A : environnement marin côtier de platier (niveau LAU0)

-Environnement B : environnement marin distal (niveaux LAU1 à LAU47)

-Environnement C : environnement marin de delta sous-marin (niveaux LAU48 à LAU62)

-Environnement D : environnement saumâtre de delta aérien. (niveaux LAU62 à LAU75)

L'environnement marin côtier de platier (environnement A) est déduit de la surface du Kimméridgien et des rares faunes (dont des dents de requins) contenus dans les dépressions de la surface. Cet environnement n'est pas documenté par une faune particulière d'ostracodes.

Les sédiments de l'environnement marin distal (environnement B) contiennent une riche faune d'ostracodes. Les espèces représentées sont *Cytheretta posticalis*, *Paracypris aerodynamica*, *Pterygocythereis ceratoptera*, *Pterygocythereis volans*, *Cytheridea pernota*, *Loxoconcha favata* et de rares *Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella*.

Les sédiments de l'environnement marin de delta sous-marin (environnement C) contiennent les espèces *Cytheretta posticalis*, *Pterygocythereis ceratoptera*, *Cytheridea pernota*, *Loxoconcha favata*, *Echinocythereis scabra* (1 seule valve), *Hemicyprideis helvetica*, *Cyamocytheridea punctatella*. Cet intervalle se caractérise par la disparition de *Paracypris aerodynamica* et de *Pterygocythereis volans* et l'apparition d'*Ilyocypris* sp.. Un facteur, tel que la salinité ou la nouvelle nature du substrat, ne correspond pas aux exigences écologiques de ces espèces : le changement de substrat semble être la cause de la disparition de *Paracypris aerodynamica*. En effet, il perdure sur les deux premiers niveaux de l'environnement C. Les *Ilyocypris* sp. sont amenés par le fleuve et se trouvent en position de thanatocénose. Le nombre d'ostracodes

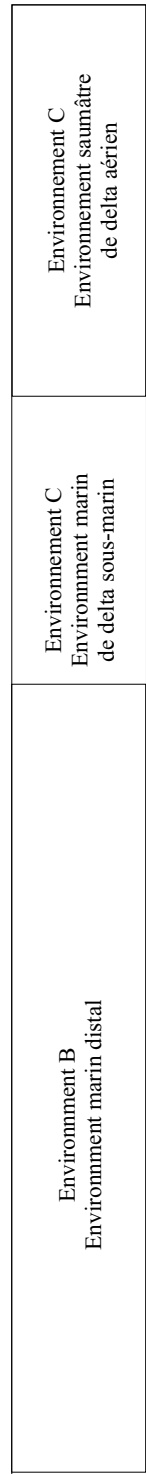


Fig.IV-4: Log lithostratigraphique synthétique de la carrière de Laufen et répartition des ostracodes en fonction des différents environnements.

récoltés des espèces *Cytheretta posticalis*, *Loxoconcha favata* chute drastiquement. Le nombre d'ostracodes des espèces *Cytheridea pernota* et *Pterygocythereis ceratoptera* chute de façon sensible. Au contraire, les espèces comme *Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella* prennent leur essor et le nombre d'individus augmente.

Les sédiments de l'environnement saumâtre de delta aérien (environnement D) se caractérisent par une faune particulière. En effet, ne subsistent dans cet environnement que *Hemicyprideis helvetica*, *Ilyocypris* sp. et *Cyamocytheridea punctatella*, cette dernière disparaissant rapidement. Bien que très euryhalin, cet ostracode marin ne semble pas supporter les conditions de salinité vraiment trop faibles.

Les ostracodes de la carrière de Laufen ne permettent pas de créer des associations très distinctes des unes des autres. Bien qu'il soit facile de distinguer les associations d'ostracodes de l'environnement saumâtre de delta aérien (environnement D) des associations de l'environnement marin distal (environnement B), les variations entre ces extrêmes se font de façon graduelle, par disparition et apparition de nouvelles espèces, mais aussi par des fluctuations du nombre d'individus par espèce.

Sur la fig.IV-4, les pourcentages relatifs entre *Hemicyprideis helvetica* et *Cytheridea pernota*, ainsi qu'entre *Cyamocytheridea punctatella* et *Cytheridea pernota* ont été insérés sous forme de graphique. L'espèce *Cytheridea pernota* a été utilisée car elle est présente entre 0 et 75 m de profondeur d'après KEEN (1989) et c'est donc l'espèce la plus répandue dans les différents environnements. *Hemicyprideis helvetica* est présent tout le long de la coupe mais sa densité varie fortement.

Le graphique montrant les variations de pourcentage entre *Hemicyprideis helvetica* et *Cytheridea pernota* indique :

Dans l'environnement marin distal, les *Cytheridea pernota* dominent les *Hemicyprideis helvetica*, les pourcentages d'*Hemicyprideis* fluctuant entre 0 et 50 %, mais le plus souvent autour de 30%. Au sommet de l'environnement B, alors qu'aucune faune et flore continentales n'a été encore enregistrée (à part *Ilyocypris* sp.), ni que les sédiments soient devenus plus sableux, le pourcentage d'*Hemicyprideis* croît rapidement et atteint 90%. Ce changement drastique du pourcentage semble être dû à l'arrivée d'eau douce, marqué par la présence d'*Ilyocypris*, mais n'ayant pas encore une influence sur le sédiment (les changements de faciès sont postérieurs), permettant l'essor des *Hemicyprideis* et le déclin des *Cytheridea*.

Dans l'environnement marin de delta sous-marin (environnement C), les *Hemicyprideis helvetica* dominent les *Cytheridea pernota*. En plus des chutes de la salinité (soulignées par la présence d'*Ilyocypris* et de gyrogonites de charophytes provenant du continent), la nature du substrat change également, devenant plus sableux. Les pourcentages d'*Hemicyprideis helvetica* atteignent des valeurs comprises entre 90 et 100 %. Bien que la sédimentologie indique une zone intertidale (rides tidales du niveau LAU 61), les

Cytheridea disparaissent au sommet de l'environnement B, en raison d'une salinité trop faible.

Dans l'environnement saumâtre, seuls subsistent les *Hemicyprideis helvetica* dans ce faciès sableux et aux salinités faibles.

Le graphique montrant les variations de pourcentage entre *Cyamocytheridea punctatella* et *Cytheridea pernota* indique :

Dans l'environnement marin distal (environnement B), le pourcentage de *Cytheridea pernota* est optimum car, à part au niveau LAU 8 et LAU 9, les *Cyamocytheridea* sont absents. Les *Cyamocytheridea* ne semblent pas apprécier cet environnement à salinité normale et au substrat meuble. Au sommet de l'environnement B, les *Cyamocytheridea* apparaissent et atteignent au maximum des pourcentages de 40% dans la partie sommitale.

Dans l'environnement marin de delta sous-marin (environnement C), le pourcentage de *Cyamocytheridea* croît rapidement mais reste très fluctuant, entre 16 et 100 %. Au sommet de l'environnement B, il ne subsiste pas de *Cytheridea pernota* et en conséquence, le pourcentage des *Cyamocytheridea* demeure à 100%. Les *Cyamocytheridea* semblent donc apprécier les environnements à salinité plus faible, mais également des substrats beaucoup plus sableux.

Dans l'environnement saumâtre de delta aérien (environnement D), les *Cyamocytheridea punctatella* sont encore présentes à la base, mais ne subsistent pas au-delà. La salinité est alors trop faible pour cet ostracode déjà très euryhalin.

En conclusion, par cette nouvelle approche (rapport *Hemicyprideis helvetica* - *Cytheridea pernota* et *Cyamocytheridea punctatella* - *Cytheridea pernota*), ces deux graphiques confirment le caractère graduel des différentes associations d'ostracodes et permet d'apprécier le passage entre les eaux marines et les eaux saumâtres. Donc, en plus d'une étude qualitative, il est nécessaire d'y associer une étude quantitative lorsque l'on s'intéresse à ces associations. Ainsi, les associations d'ostracodes de l'UMM rhénane dans le Jura ne sont pas aussi facilement distinctes les unes des autres, et c'est pourquoi il est difficile d'y observer les différents gradations de ces associations, correspondant à des environnements différents. Une approche statistique pourrait permettre d'affiner ces associations.

3-2-2- Analyse en composantes principales (A.C.P.) des populations d'ostracodes de la carrière de Laufen:

Pour chaque niveau de la coupe de Laufen, les ostracodes ont été déterminés et comptés. Ce travail est consigné sur la fig.IV-5.

Ces données ont été traitées grâce au programme Statistica par VINCENT LEBRETON (Institut de Paléontologie Humaine, Paris).

L'analyse en composantes principales est l'une des méthodes d'analyse factorielle de données multidimensionnelles les plus courantes. Méthode descriptive, l'analyse en composantes principales (notée

Espèces code espèce	Paracypris aerodynamica PA	Cytheridea pernota CP	Cytheretta postialis CPO	Pterogocythereis ceratoptera PC	Pterogocythereis volans PV	Loxoconcha favata LF	Hemicypriides helvetica HH	Cyamocythereida punctatella CPU	Ilyocypris sp. IS	Echinocythereis scabra ES
Niveaux										
LAU 1	4	7	8	3	0	0	0	0	0	0
LAU 2	4	4	2	3	0	7	2	0	0	0
LAU 3	3	6	3	2	0	1	0	0	0	0
LAU 4	20	14	10	12	1	1	1	0	0	0
LAU 5	1	3	5	8	1	2	0	0	0	0
LAU 6	3	2	4	0	2	1	2	0	0	0
LAU 7	1	3	3	6	1	0	0	0	0	0
LAU 8	3	6	1	4	1	3	4	1	0	0
LAU 9	16	16	2	5	0	4	2	1	0	0
LAU 10	1	10	0	5	0	7	6	0	0	0
LAU 11	6	18	0	9	0	4	1	0	0	0
LAU 12	3	18	3	6	0	1	6	0	0	0
LAU 13	3	5	5	5	0	1	3	0	0	0
LAU 14	3	28	1	3	0	3	3	0	0	0
LAU 15	2	17	1	7	0	3	1	0	0	0
LAU 16	2	13	0	4	4	8	3	0	0	0
LAU 17	2	26	0	12	0	0	0	0	0	0
LAU 18	1	15	0	5	0	0	1	2	0	0
LAU 19	3	26	4	8	3	3	4	0	0	0
LAU 20	1	15	0	7	2	1	5	2	0	0
LAU 21	4	16	1	20	0	4	5	1	0	0
LAU 22	1	12	0	1	0	1	2	0	0	0
LAU 23	1	16	2	4	0	1	10	3	0	0
LAU 24	1	2	0	5	0	0	2	1	0	0
LAU 25	1	10	0	10	0	0	7	3	0	0
LAU 26	3	26	3	12	0	1	38	6	0	0
LAU 27	3	17	4	12	1	1	11	0	0	0
LAU 28	1	17	0	17	0	1	79	3	0	0
LAU 29	0	38	2	3	0	2	24	7	0	0
LAU 30	0	25	0	7	0	0	45	7	4	0
LAU 31	1	11	0	4	0	0	39	10	0	0
LAU 32	0	1	0	5	0	0	9	2	0	0
LAU 33	1	4	0	14	0	0	12	0	0	0
LAU 35	0	6	0	8	0	0	38	9	1	0
LAU 36	0	8	3	6	0	2	7	1	0	0
LAU 37	2	8	5	7	0	0	1	1	0	0
LAU 38	6	11	3	8	0	2	22	2	0	0
LAU 39	1	13	3	6	0	2	15	0	0	0
LAU 40	3	11	0	8	0	0	14	0	0	0
LAU 41	2	8	0	5	0	1	5	2	0	0
LAU 42	1	8	0	1	0	0	6	0	0	0
LAU 43	0	5	0	6	0	1	8	2	0	0
LAU 44	0	0	0	4	0	0	3	0	0	0
LAU 45	0	7	0	5	0	0	2	3	0	0
LAU 46	2	14	4	5	0	0	25	3	0	0
LAU 47	0	4	0	9	0	1	96	3	1	0
LAU 48	2	9	1	7	0	2	33	2	0	0
LAU 49	0	5	0	5	0	2	29	0	0	0
LAU 50	1	6	0	6	0	0	29	2	1	1
LAU 51	0	1	0	6	0	1	50	2	0	0
LAU 52	0	3	1	4	0	3	36	4	0	0
LAU 53	0	2	0	3	0	3	30	0	0	0
LAU 54	0	3	3	7	0	1	45	5	1	0
LAU 55	0	1	0	5	0	1	63	2	0	0
LAU 56	0	0	0	1	0	0	31	5	2	0
LAU 57	0	0	0	1	0	0	12	0	0	0
LAU 58	0	0	0	4	0	0	72	1	0	0
LAU 59	0	0	0	3	0	1	53	10	1	0
LAU 60	0	0	1	2	0	0	56	6	0	0
LAU 61	0	0	1	1	0	0	28	2	1	0
LAU 62	0	0	0	0	0	0	6	2	0	0
LAU 63	0	0	0	0	0	0	20	0	0	0
LAU 65	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0
LAU 66	0	0	0	0	0	0	63	0	0	0
LAU 67	0	1	0	0	0	0	45	4	0	0
LAU 68	0	0	0	0	0	0	7	0	0	0
LAU 71	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
LAU 74	0	0	0	0	0	0	11	0	0	0
LAU 77	0	0	1	0	0	0	23	0	0	0
LAU 78	0	0	0	0	0	0	23	3	0	0
LAU 79	0	0	0	0	0	0	22	0	0	0
LAU 80	0	0	0	0	0	0	17	1	0	0

Fig.IV-5: Espèces et nombre d'ostracodes en fonction des différents niveaux de la carrière de Laufen (matrice utilisée pour les ACP).

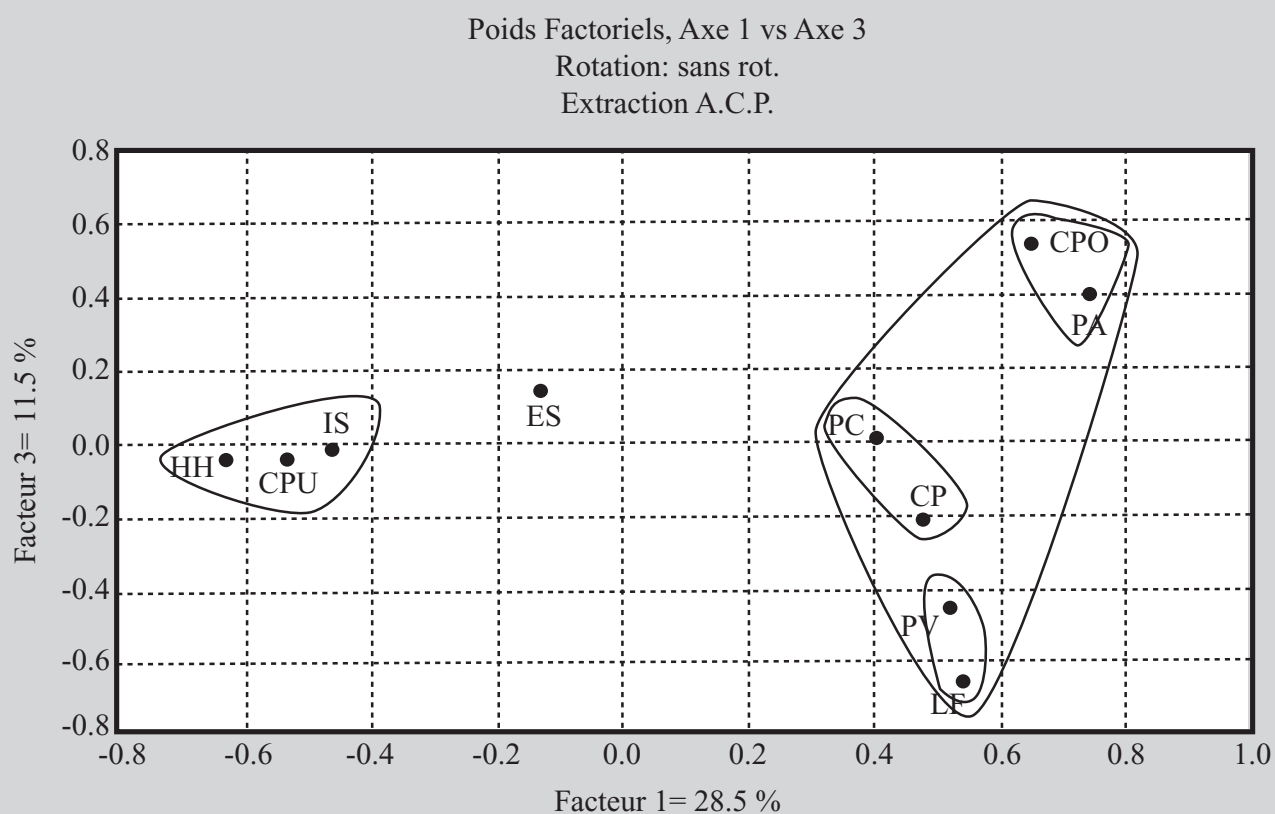
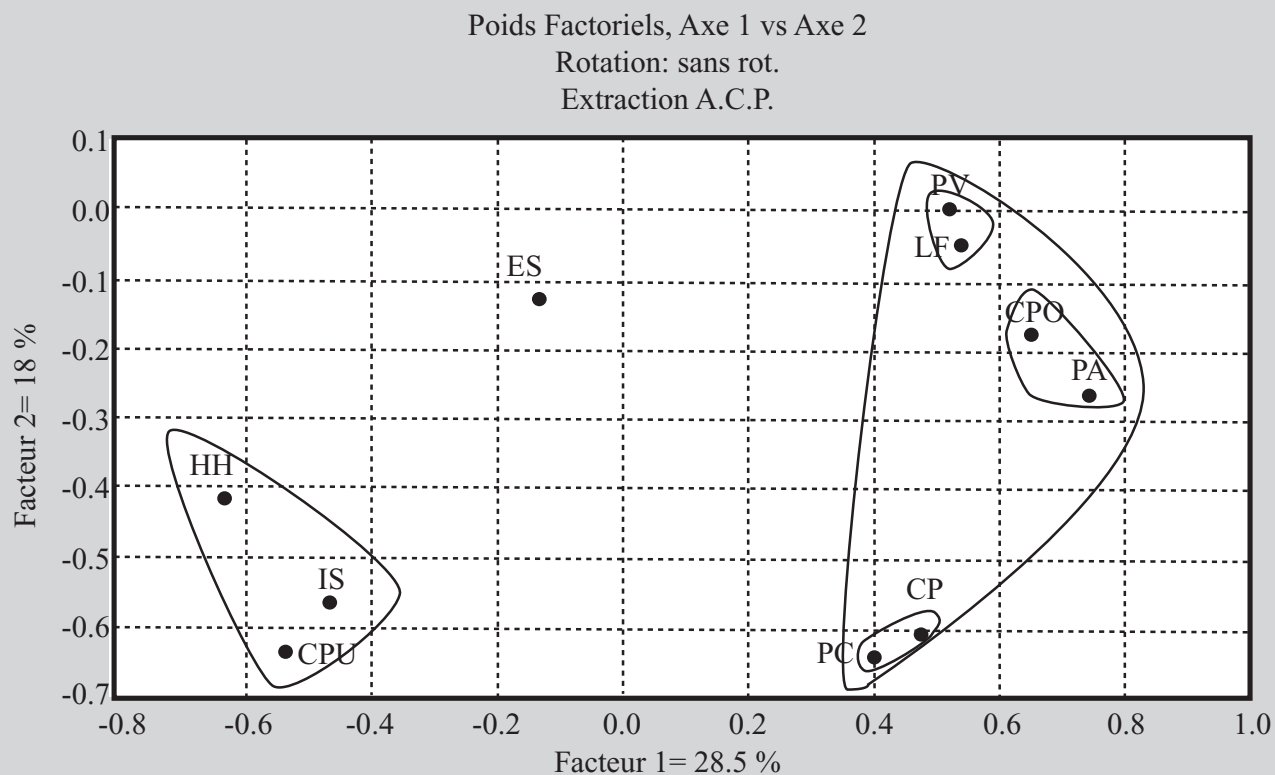
en abrégé A.C.P.) est une méthode d'analyse de données numériques quantitatives. L'objectif des A.C.P. est de former des groupes homogènes d'unités statistiques et d'analyser les liaisons entre les variables (FOUCART, 1997). L'A.C.P. donne des résultats fiables dès lors que le nombre d'unités statistiques est supérieur à 15 et le nombre de variable à 4. Ces variables et ces unités statistiques forment une matrice de données de laquelle est extraite, par l'analyse en composantes principales, les valeurs propres (ou facteurs) définissant les axes factoriels. Ces axes quantifient le niveau de participation d'une variable dans la mise en évidence des groupes. Les premiers facteurs sont alors les plus significatifs en contribuant le plus à la variation totale. La représentation graphique de ces données numériques facilite l'interprétation en visualisant, soit la contribution des variables (les espèces d'ostracodes) aux principaux axes de l'A.C. P., soit la distribution des unités statistiques sur ces mêmes axes principaux, c'est-à-dire la distribution de chaque niveau de prélèvement aux axes principaux. Les graphes les plus utilisés prennent généralement en compte les deux premiers facteurs, car ils restituent la plus grande part de la variation totale. L'A.C.P. est un outil de travail précieux car, en envisageant les degrés de corrélations unissant les variables, elle groupe finalement les ostracodes selon leur similitude écologique.

L'A.C.P. effectuée sur les 80 niveaux a fourni les solutions graphiques données par la fig.IV-6.

L'A.C.P. fait ressortir quatre axes avec des valeurs propres supérieures à 1 et représentent 68 % de la variance totale. (axe 1 : 28 %, axe 2 : 18 %, axe 3 : 11.5 % et axe 4 : 10 %). Le maximum d'information est porté par l'axe 1 (28%) et l'axe 2 (18 %). Les deux premiers axes représentent 46 % de l'information totale concernant les corrélations entre les variables. Les essais graphiques réalisés avec les axes suivants n'apportent pas de renseignements supplémentaires en offrant une image moins nette de la distribution des variables. Cependant, le graphique mettant en relation l'axe 1 et l'axe 3 a été utilisé pour confirmer les sous-groupes pour les ostracodes strictement marins.

Le fait que l'on ait récolté une seule valve d'*Echinocythereis scabra* dans un seul niveau de la coupe permet d'exclure ES des interprétations des A.C.P.. La rareté de cette espèce ne permet pas d'en déduire une relation statistique aux autres espèces.

La distribution des espèces d'ostracodes de la carrière de Laufen sur les deux premiers axes de l'A.C.P. permet de singulariser deux grands ensembles bien discriminés selon l'axe 1. Le premier ensemble se situe dans des valeurs très négatives (< -0.4). Il rassemble les espèces



HH: *Hemicyprideis helvetica*
 CPU: *Cyamocytheridea punctatella*
 IS: *Ilyocypris* sp.
 ES: *Echinocythereis scabra*
 PC: *Pterygocythereis ceratoptera*

CP: *Cytheridea pernota*
 PV: *Pterygocythereis volans*
 LF: *Loxoconcha favata*
 PA: *Paracypris aerodynamica*
 CPO: *Cytheretta posticalis*

Fig.IV-6: Contribution des 10 espèces d'ostracodes de la carrière de Laufen aux trois principaux axes de l'analyse en composantes principales.

Hemicyprideis helvetica (HH), *Cyamocytheridea punctatella* (CPU) et *Ilyocypris* sp. (IS), à savoir des espèces à affinités saumâtres (HH), des espèces marines très euryhalines (CPU) et des espèces continentales (IS). Le deuxième ensemble se situe dans des valeurs positives selon l'axe 1 (> 0.4). Il regroupe les espèces marines *Pterygocythereis ceratoptera* (PC), *Cytheridea pernota* (CP), *Cytheretta posticalis* (CPO), *Paracypris aerodynamica* (PA), *Loxoconcha favata* (LF) et *Pterygocythereis volans* (PV). Ce deuxième ensemble semble constituer trois sous-groupes, à savoir le couple *Pterygocythereis ceratoptera* (PC) et *Cytheridea pernota* (CP), le couple *Cytheretta posticalis* (CPO) et *Paracypris aerodynamica* (PA), et le couple *Loxoconcha favata* (LF) et *Pterygocythereis volans* (PV).

L'axe 1 pourrait représenter la salinité avec d'un côté (valeurs inférieures à -0.4) le groupe des espèces continentales, saumâtres et marines très euryhalines qui prennent leur essor dans les deltas aériens (environnement D de la coupe), et de l'autre côté des espèces marines (valeurs supérieures à 0.4) qui prennent leur essor dans les dépôts marins et les dépôts de deltas sous-marins (environnements B et C de la coupe de Laufen).

La distribution des espèces d'ostracodes de la carrière de Laufen sur le deuxième axe de l'A.C.P. permet de singulariser deux grands ensembles : le premier ensemble se situe dans des valeurs très négatives (entre -0.65 et -0.42) et regroupe les espèces continentales (*Ilyocypris* sp.), les espèces à affinités saumâtres (*Hemicyprideis helvetica*) et les espèces marines très euryhalines comme *Cyamocytheridea punctatella* et les espèces marines un peu moins euryhalines comme *Cytheridea pernota* et *Pterygocythereis ceratoptera*. A l'opposé se détache le deuxième ensemble qui se situe dans un intervalle de valeur entre -0.25 et 0 . Ce deuxième ensemble regroupe les ostracodes marins sténohalins comme *Cytheretta posticalis*, *Pterygocythereis volans* et *Paracypris aerodynamica* accompagnés par *Loxoconcha favata* dont les exigences écologiques vis-à-vis de la salinité ne sont pas connues.

L'axe 2 ne peut représenter la salinité en elle-même car les ostracodes continentaux se situent au même niveau que les ostracodes marins. Cependant, il pourrait représenter l'«euryhalinité» des ostracodes, c'est-à-dire la faculté des ostracodes à supporter les variations de salinité.

D'un côté, se situe l'ensemble des ostracodes continentaux (*Ilyocypris* sp. IS), des ostracodes à affinités saumâtres (*Hemicyprideis helvetica* HH), des ostracodes marins très euryhalins (*Cyamocytheridea punctatella* CPU) dont l'essor commence dans les deltas sous-marins (environnement C de la coupe de Laufen) et atteint son optimum dans le delta aérien (environnement D de la coupe de Laufen) et enfin des ostracodes marins euryhalins dans une moindre mesure comme *Cytheridea pernota* CP et *Pterygocythereis ceratoptera* PC dont l'essor optimum se situe dans l'environnement marin beaucoup plus distal (environnement B de la coupe de Laufen) et qui perdure de façon moins marquée dans l'environnement de delta sous-marin (environnement C de la coupe de Laufen).

De l'autre, se situe l'ensemble des ostracodes marins sténohalins comme *Cytheretta posticalis* CPO,

Pterygocythereis volans PV et *Paracypris aerodynamica* PA accompagnés par *Loxoconcha favata*. Ces espèces ont leur essor optimum dans l'environnement marin plus distal (environnement B de la coupe de Laufen) et disparaissent comme *Paracypris aerodynamica* et *Pterygocythereis volans* ou perdurent difficilement dans l'environnement de delta sous-marin (environnement C de la coupe de Laufen).

L'axe 3 porte 11 % de la variance totale et il est difficile d'en extraire une information claire. Cependant, le graphique mettant en relation l'axe 1 et l'axe 3 montre que les sous-groupes des ostracodes marins agencés en couple sont conservés : *Cytheretta posticalis* CPO et *Paracypris aerodynamica* PA, puis *Cytheridea pernota* CP et *Pterygocythereis ceratoptera* PC, puis le couple *Pterygocythereis volans* PV et *Loxoconcha favata* LF. L'axe 3 pourrait peut-être représenter la nature du substrat, excluant le couple *Cytheretta posticalis* et *Paracypris aerodynamica* dont la dernière espèce ne semble pas affectionner les substrats meubles. (marnes de l'environnement B de la carrière de Laufen: environnement marin distal), s'opposant aux autres ostracodes qui peuvent supporter des substrats plus sableux. Cette hypothèse est difficilement vérifiable.

La contribution des échantillons (différents niveaux de la coupe) aux deux axes 1 et 2 de l'A.C.P. est donnée par la figure IV-7. Pour rappel, l'étude sédimentologique de la carrière de Laufen a permis de distinguer différents environnements :

- Environnement A : environnement marin côtier de platier
- Environnement B : environnement marin distal
- Environnement C : environnement marin de delta sous-marin
- Environnement D : environnement saumâtre de delta aérien.

Tous les échantillons prélevés dans la carrière de Laufen peuvent être répartis dans ces différents environnements grâce à l'étude sédimentologique (cf.chap.III : Carrière de Laufen). Les intervalles LAU 1 à LAU 18, LAU 19 à LAU 27, LAU 36 à LAU 46 appartiennent à l'environnement B. Les intervalles LAU 28 à LAU 35, LAU 47 à LAU 61, les niveaux LAU 66 et LAU 77 appartiennent à l'environnement C. Les intervalles LAU 62 à LAU 65, LAU 67 à LAU 76, LAU 78 à LAU 80 appartiennent à l'environnement D. L'environnement A n'est pas ici utilisé car il est déduit de la surface du Kimméridgien sous-jacent et des rares dépôts très pauvres situés dans des petites dépressions du Mésozoïque.

Ainsi chaque niveau de la carrière de Laufen est rapporté à un environnement différent et est marqué dans le graphique de la contribution de chaque niveau aux axes de l'A.C.P. : un cercle blanc pour l'environnement B, une étoile pour l'environnement C et un cercle noir pour l'environnement D. Il est important de noter que certains niveaux, comme le niveau 4, ont été exclus des ensembles car ils contiennent des espèces surreprésentées (le nombre moyen de *Paracypris aerodynamica* est de 0 à 6. Le niveau Lau 4 en contient 20)

L'A.C.P. montre deux ensembles bien distincts,

à savoir un premier ensemble dont les valeurs sur l'axe 1 varient entre -0.3 et 2.2 et entre -2.2 et 1.1 sur l'axe 2. Ce premier ensemble rassemble tous les niveaux de la coupe attribués à l'environnement B : environnement marin distal (cercle blanc). Le deuxième ensemble bien distinct montre des valeurs entre -1.16 et -0.49 sur l'axe 1 et entre 0.37 et 1.45 sur l'axe 2 et se détache nettement du premier ensemble. Il regroupe également tous les niveaux de la coupe attribués à l'environnement D : environnement saumâtre de delta aérien (cercle noir). Un troisième ensemble se situe entre les valeurs -1.9 et 1.34 sur l'axe 1 et entre -3.75 et 1.1 sur l'axe 2 et regroupe tous les niveaux attribués à l'environnement C : environnement marin de delta sous-marin (étoile). Certains des niveaux appartenant au troisième ensemble se retrouvent dans les deux premiers ensembles décrits, ce qui est logique. En effet, l'environnement marin de delta sous-marin est intermédiaire à l'environnement marin distal et à l'environnement saumâtre de delta aérien. De plus, dans les environnements de delta sous-marin, les chenaux remanient facilement les sédiments marins distaux sous-jacents. Les ostracodes de ces niveaux peuvent donc facilement se retrouver dans les dépôts sus-jacents donnant une signature statistique caractéristique du deuxième ensemble. Malgré ces niveaux atypiques, le remaniement n'est pas assez important puisque l'on peut individualiser trois ensembles, dont deux strictement distincts.

3-2-2-3-Modèle paléoécologique synthétique pour les ostracodes de l'UMM rhénan.

Ce modèle paléoécologique des ostracodes s'appuie sur les travaux de KEEN (1979) et de KAMMERER (1993) et est déduit de l'observation des variations d'associations dans la coupe de Laufen et de l'analyse en composantes principales effectuée sur les ostracodes de cette même coupe. La présence d'une espèce circalittorale comme *Henryhowella asperrima* (DUCASSE & CAHUZAC, 1997) dans le forage d'Otterbach permet d'ajouter un environnement profond à ce modèle.

Ainsi les différentes associations d'ostracodes définissent différents environnements. Cette étude a permis de distinguer :

Association 1-Environnement d'eau douce strictement fluviale : *Ilyocypris* sp.

Association 2-Environnement saumâtre de delta aérien proximal et partie d'estuaire proximale : *-Hemicyprideis helvetica* en grande densité.

Association 3-Environnement saumâtre de delta aérien distal et partie d'estuaire distale : *-Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella* en

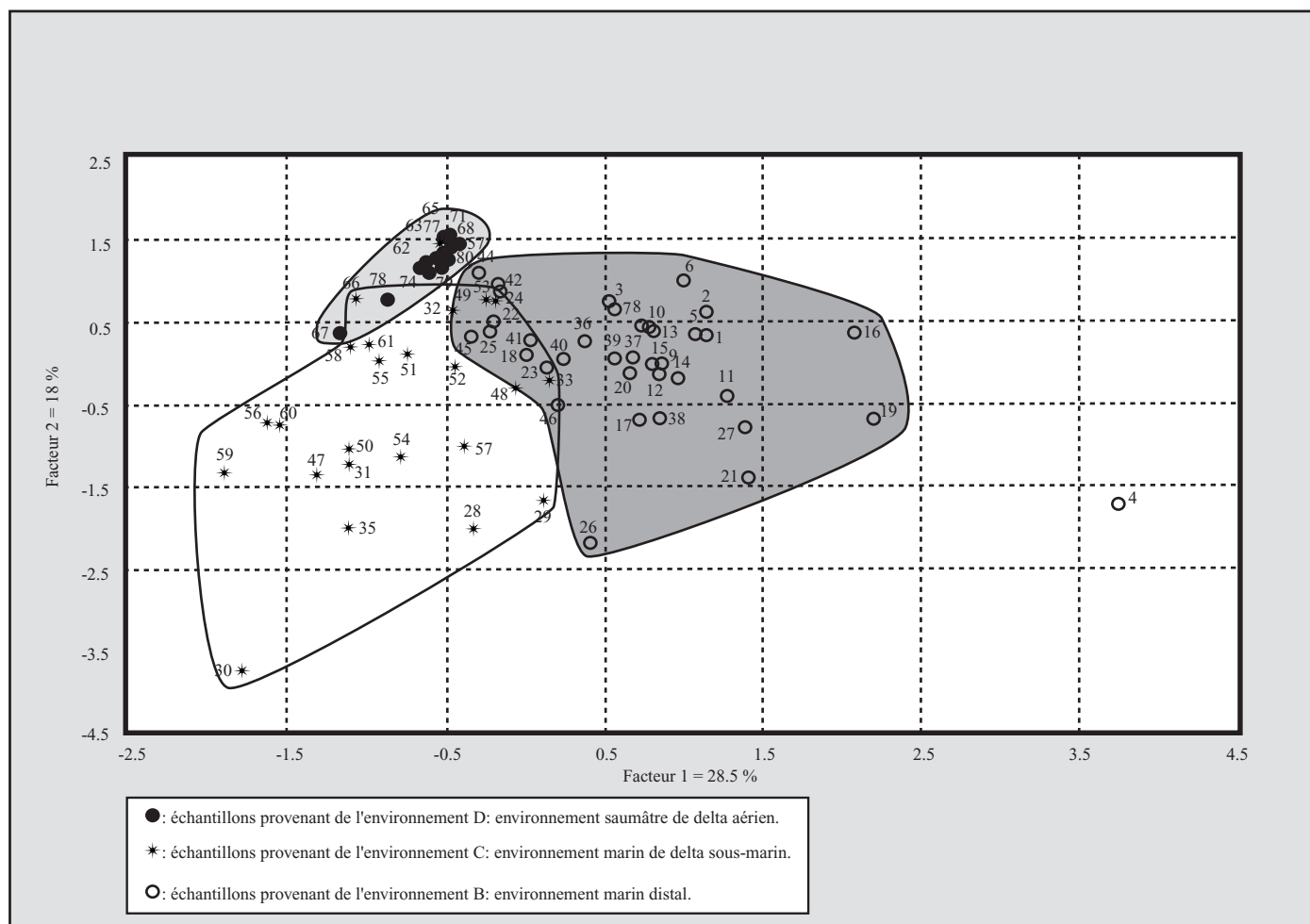


Fig.IV-7: Analyse en composantes principales à partir des 10 espèces d'ostracodes de la carrière de Laufen. Contribution de chaque niveau aux deux axes principaux.

grande densité.

Association 4- Environnement marin de delta sous-marin proximal et embouchure (polyhalin):

-*Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella* en densité moyenne

-*Cytheridea pernota* et *Pterygocythereis ceratoptera* en faible densité

Association 5- Environnement marin de delta sous-marin distal (proche de la salinité normale) :

-*Hemicyprideis helvetica* et *Cyamocytheridea punctatella* en faible densité

-*Cytheridea pernota* et *Pterygocythereis ceratoptera* en densité moyenne

-*Cytheretta posticalis* et *Loxoconcha favata* en faible densité

Association 6-Environnement marin distal (salinité normale)

-*Hemicyprideis helvetica* en très faible densité

-*Cytheridea pernota* et *Pterygocythereis ceratoptera* en densité moyenne

-*Cytheretta posticalis* et *Loxoconcha favata* en densité normale.

-*Paracypris aerodynamica* et *Pterygocythereis volans*

Association 7-Environnement marin distal profond (plus de 75 m) à salinité normale :

- *Henryhowella asperrima*

Ces différents environnements et la position des associations sont synthétisés par la fig.IV-8.

En conclusion, ce modèle paléoécologique des dépôts de l'UMM rhénane permet de distinguer les différents environnements à partir des associations ostracodes. D'autres espèces d'ostracodes récoltées dans les coupes de Bressaucourt UMM, Courgenay (...) n'ont pas pu être incorporées dans ce modèle car elles ont été récoltées dans des coupes de faible puissance, ce qui ne permet pas d'y effectuer une étude qualitative et surtout quantitative, nécessaire à la compréhension des évolutions paléoenvironnementales. L'étude de l'ostracodofaune de nouvelles coupes continues et de puissance importante dans les synclinaux du Jura et dans le sud du fossé rhénan devrait permettre d'affiner ce modèle.

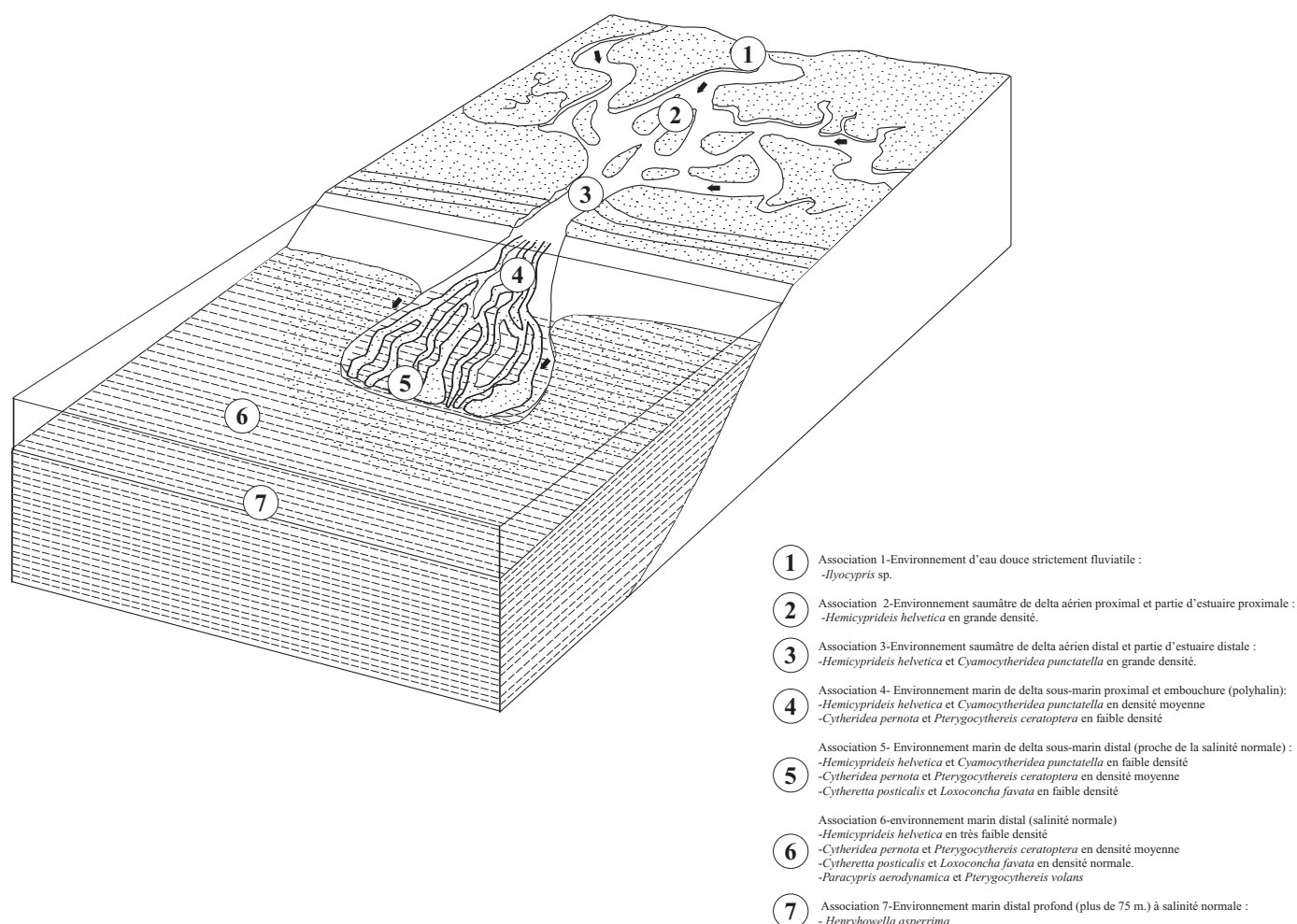


Fig.IV-8: Répartition des différentes associations d'ostracodes en fonction des différents paléoenvironnements de l'UMM jurassien

4-BIOSTRATIGRAPHIE :

En raison de la nature très endémique de nombreux ostracodes et du nombre réduit de coupes continues et de forte puissance, et que cette étude regroupe deux domaines environnementaux très différents (le Rupélien représenté majoritairement par des dépôts marins, le Chattien représenté par des dépôts fluviatiles et lacustres), il est très difficile d'en extraire une synthèse biostratigraphique. De plus, la dernière biostratigraphie des ostracodes effectuée par CARBONNEL *et al.* (1985) sur les ostracodes continentaux et saumâtres en position subalpine et sur le plateau suisse, n'a que peu de points communs avec les ostracodes des synclinaux suisses et n'est donc pas applicable. En ce qui concerne les ostracodes marins, les travaux de SONNE (1982) pour les formations au nord du fossé rhénan, ne permettent pas de mettre en évidence de relations biostratigraphiques entre les synclinaux jurassiens et le nord du fossé rhénan uniquement basés sur les faunes d'ostracodes, bien que les associations d'ostracodes aient certaines affinités.

L'ostracodofaune jurassienne est assez endémique et de multiples études dans le sud du fossé rhénan devraient peut-être permettre d'en extraire une biostratigraphie, pour l'instant pratiquement inexistante.

CHAPITRE 5: ETUDE DE MILIEUX ACTUELS

Lorsque l'on essaye d'appréhender et de comprendre les paléoenvironnements lacustres souvent caractérisés par une flore importante de charophytes et une faune composée majoritairement d'ostracodes, de gastéropodes et de bivalves, il est nécessaire de connaître les environnements actuels qui semblent les plus proches. L'idée première était de savoir si on pouvait différencier les profondeurs d'eau en fonction des faunes et des flores rencontrées en position de vie, mais également avec les flores et faunes sub-fossiles contenus dans le sédiment. A ma connaissance, il n'existe aucun travail ou publication traitant cette problématique. C'est pourquoi j'ai entrepris une étude sur les milieux actuels, afin d'observer les répartitions bathymétriques des faunes et flores en position de vie d'une part et dans le sédiment d'autre part. Mme LAMBERT et Mme GUERLESQUIN, charophytologues, m'ont permis de plonger dans leurs étangs d'étude de la région d'Angers, afin d'y récolter des échantillons. De cette étude, nous avons pu extraire nos premiers résultats. Ceux-ci vont être publiés sous peu à la Revue de Paléobiologie de Genève.

Répartitions bathymétriques des faunes et des flores dans les prairies de charophytes. Relations avec le sédiment et implications pour les dépôts fossiles et la paléoécologie des milieux lacustres

PICOT L., LAMBERT E., BECKER D. & BERGER J.-P.

1-Introduction :

Une étude paléoécologique des milieux lacustres fossiles nécessite une connaissance de l'écologie des milieux actuels. Les dépôts lacustres oligocènes, dominés par l'abondance de prairies à charophytes, nous ont amenés à étudier des milieux actuels ayant cette même caractéristique. Pour cela, nous avons étudié différents étangs et lacs du nord d'Angers (Département de Maine-et-Loire, France).

Le but de ce travail est d'observer la répartition spatiale des différentes faunes et flores susceptibles de se fossiliser, d'une part en position de vie lorsque cela est possible et d'autre part dans le sédiment.

2-Caractéristiques des différents étangs :

Situation générale :

Les différents étangs étudiés se trouvent au nord

d'Angers (Maine-et-Loire, France) (fig.V-1). En raison des accords conclus avec les propriétaires, il nous est impossible de donner certains noms des lieux ni les coordonnées des étangs. Ces étangs ont fait l'objet récemment d'une étude de la dynamique de la végétation (CLÉMENCEAU, 2000).

Le premier site se situe en bordure d'un fleuve, le Loir. Les étangs E, D, A bénéficient de sa présence. En effet, les eaux de surface s'écoulent vers le Loir soit par l'intermédiaire de fossés de drainage, soit par des prairies inondables. Les différents plans d'eau sont alimentés par une nappe d'eau souterraine, permettant le maintien en eau tout au long de l'année.

Les étangs de Malaguet, de Roche Hue, du petit Moulin 1 et 2, et du Mesnil sont des étangs isolés, très éloignés du Loir.

L'étang E

C'est un étang avec des pentes douces, à l'eau très claire. La prairie à charophytes s'étend entre 40 cm et au-delà de 3 m de profondeur avec des gyrogonites fructifiées. La prairie à Charophytes est composée des espèces *Chara globularis* Thuillier, *Chara vulgaris* f. *contraria* R.D.W., *Chara vulgaris* f. *longibracteata* R.D.W. et s'étend au-delà

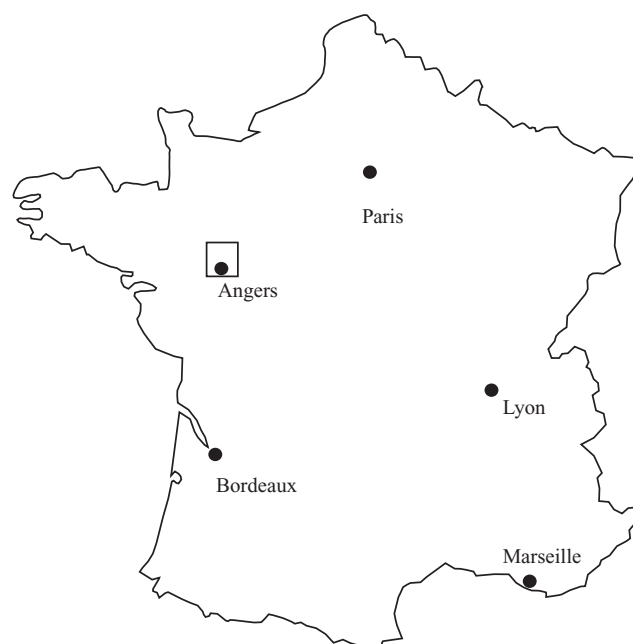


Fig.V-1: Localisation de la zone d'étude

de 3 m de profondeur. Le type de végétation de cet étang est donné par la figure V-2, ainsi que sa répartition dans l'étang.

En bordure (0 - 50 cm de profondeur), on trouve une petite plage sous-lacustre sableuse, parcourue par des gastéropodes, où les perches soleil (*Lepomis gibbosus*) se reproduisent. La végétation est composée de *Chara globularis* Thuillier, de *Potamogeton trichoïdes* Cham. & Schlecht et de *Potamogeton pusillus* L.. Entre 50 cm et 1.70 m de profondeur, le substrat est composé de vase sableuse où se développent *Chara vulgaris* L., *Chara vulgaris* f. *contraria* R.D.W., *Chara vulgaris* f. *longibracteata* R.D.W., *Chara globularis* Thuillier et *Potamogeton pusillus* L.. Entre 1.70 m et 2 m de profondeur, se trouve une zone avec un substrat composé de graviers où vivent *Chara globularis* Thuillier et *Potamogeton pusillus* L.. Entre 2 m et 3 m de profondeur, le sédiment est composé de vase, où poussent *Chara globularis* Thuillier, *Potamogeton pusillus* L. et *Potamogeton trichoïdes* Cham. & Schlecht.

Des analyses physico-chimiques ont été réalisées dans ce plan d'eau. Les concentrations en calcium (Ca) se situent entre 21,4 et 35,6 mg / l. Le phosphore total (P) oscille entre des valeurs inférieures à 0,020 mg / l jusqu'à 0,4 mg / l. L'ammonium (NH_4^+) varie entre 0 et 0,035 mg / l tandis que les nitrites (NO_2^-) entre 0 et 0,045 mg / l. Les nitrates (NO_3^-) ont été mesurés entre des valeurs inférieures à 1 et 2 mg / l. Les concentrations en orthophosphates (P_2O_5) montrent des valeurs inférieures à 0,020 mg / l. Le Ph très basique oscille entre 9,48 et 10,09. La conductivité s'étend de 167 à 169 $\mu\text{S} / \text{cm}$. Les concentrations en oxygène (O_2), montrent des valeurs entre 10,59 et 19,12 mg / l. Enfin, les températures mesurées pendant l'été montrent des valeurs maximales de 27,1 °C en surface à 22,4 °C en profondeur.

Les mesures de turbidité s'étendent entre 3 m et 1,3 m de profondeur.

7 prélèvements de sédiment ont été effectués : à 20 cm, 50 cm, 1m, 1.70 m, 2 m, 2.50 m et 3 m de profondeur. Le prélèvement à 2m de profondeur a été effectué dans une clairière de charophytes.

L'étang D

Attendant à l'étang E, c'est un étang aux rives abruptes (60 %) où l'eau est plus turbide que dans le précédent. Le type de végétation et sa répartition dans cet étang sont donnés par la figure V-3.

La prairie à charophytes se situe entre 1m et 3.50 m de profondeur. La limite inférieure de fructification des charophytes se trouve entre 2.20 m et 2.50 m. Les espèces de charophytes sont *Chara globularis* Thuillier, *Chara vulgaris* f. *contraria* R.D.W., *Chara vulgaris* f. *longibracteata* R.D.W. La pente du lac est rapide entre 0 et 1 m de profondeur et le substrat est constitué de sable où se développe *Potamogeton pusillus* L. Entre 1 m et 1.50 m, se trouvent des vases sableuses où poussent *Chara globularis* Thuillier, *Chara vulgaris* f. *contraria* R.D.W. entre 1.50 m et 3.50 m, le fond est constitué de 10 cm de vase sombre recouvrant des graviers, où se développent *Chara globularis* Thuillier, *Chara vulgaris* f. *contraria* R.D.W., *Chara vulgaris* f. *longibracteata* R.D.W. et *Potamogeton trichoïdes* Cham. & Schlecht. Entre 3.50 m et 4 m, le substrat est en gravier. A 3.50

m de profondeur, la température de l'eau chute brutalement.

Des analyses physico-chimiques ont été réalisées dans ce plan d'eau. Les concentrations en calcium (Ca) se situent entre 28,5 et 31,1 mg / l. Le phosphore total (P) oscille entre des valeurs inférieures à 0,020 mg / l jusqu'à 0,06 mg / l. L'ammonium (NH_4^+) varie entre 0,009 et 0,03 mg / l tandis que les nitrites (NO_2^-) entre 0 et 0,045 mg / l. Les nitrates (NO_3^-) montrent des valeurs inférieures à 1 mg / l. Les concentrations en orthophosphates (P_2O_5) montrent des valeurs inférieures à 0,020 mg / l. Le Ph oscille entre 7,92 et 9. La conductivité s'étend de 192 à 216 $\mu\text{S} / \text{cm}$. Les concentrations en oxygène (O_2), montrent des valeurs entre 6,25 et 16,07 mg / l. Enfin, les températures mesurées pendant l'été montrent des valeurs maximales de 27 °C en surface à 22, °C à 2 m de profondeur.

Les mesures de turbidité s'étendent entre 2 m et 80 cm. de profondeur.

7 prélèvements de sédiment ont été effectués : à 50 cm, 1 m, 1.50 m, 2 m, 2.50 m, 3.20 m et 3.70 m de profondeur.

L'étang A

L'étang A est un grand étang en bordure du Loir. Les prélèvements de sédiment ont été réalisés sur sa bordure sud, à une distance de 40 m de la rive entre 40 et 70 cm de profondeur. La pente est donc extrêmement faible dans sa partie inspectée.

Le sédiment en bordure est constitué de cailloutis recouverts par un peu de vase. Les charophytes se développent vers 20 cm de profondeur. Entre 0 et 20 cm, les cailloutis sont recouverts d'algues filamenteuses vertes.

Malaguet

Malaguet est un très grand étang qui sert de base nautique. Sur la plage sous-lacustre composée de sable, on trouve des charophytes isolées et quelques gastéropodes. Un prélèvement de sédiment à 3 cm de profondeur a été effectué à côté d'un pied de *Chara delicatula*.

Etang de Roche Hue

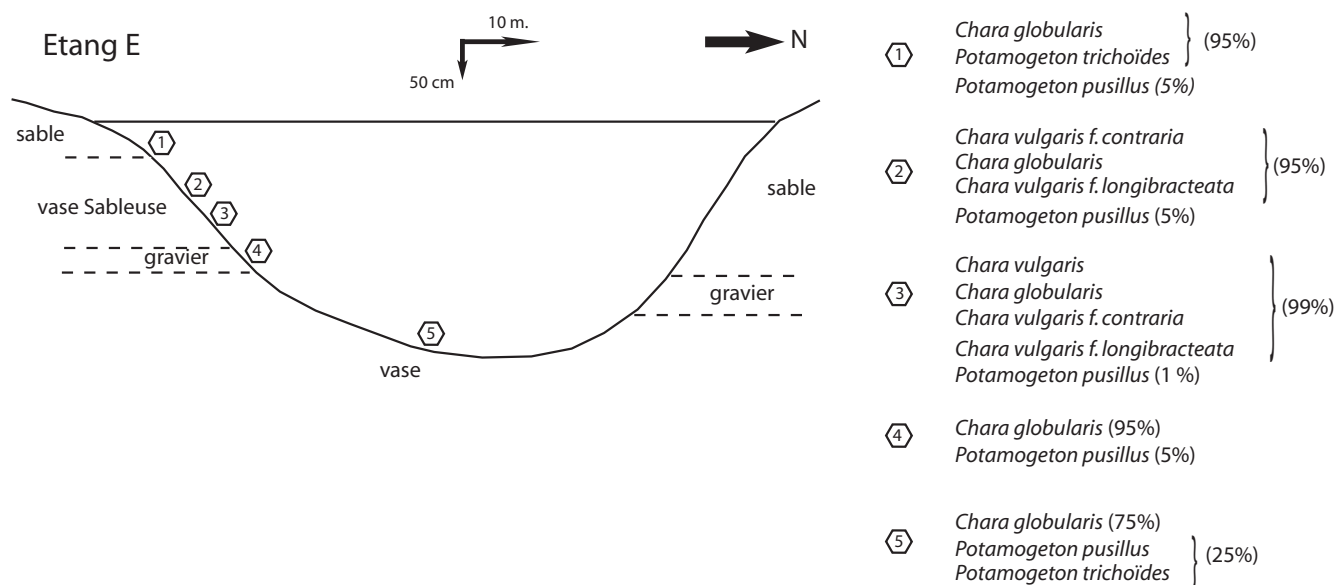
L'étang de Roche Hue est un étang où les charophytes sont rares. Seul un peu de *Nitella* aff. *opaca* a été récolté grâce à un grappin lancé dans l'eau et ramené à l'aide d'une cordelette. Le fond vaseux est recouvert d'algues filamenteuses vertes, interrompues par des bouquets de myriophylles.

Deux prélèvements de sédiment ont été effectués à 40 et 70 cm de profondeur.

Le petit Moulin 1

L'étang du petit Moulin 1 est un étang récent, creusé l'année du prélèvement ou l'année précédente. Il est peu profond (maximum 1 m) et l'eau y est très claire. La prairie à charophytes se développe dès le bord de l'étang et est interrompue par de nombreuses clairières. Les espèces de charophytes sont *Chara hispida* et *Chara globularis*. Les autres végétaux aquatiques tels que les myriophylles ne sont pas représentés.

Deux prélèvements de sédiment ont été effectués à



Répartition de la végétation dans l'étang

Alnus glutinosa Gaertn. (h,i)
Betula pendula Roth
Carex hirta L. (f)
Carex remota L. (a)
Chara globularis Thuillier (a,b,c,d,f,g,h,i)
Chara vulgaris L. (a,c)
Chara vulgaris f. *contraria* R.D.W. (a, b,c,f)
Chara vulgaris f. *hispidula* R.D.W. (a)
Chara vulgaris f. *longibracteata* R.D.W. (b,c)
Digitalis purpurea L. (f)
Eleocharis palustris L. (f)
Fraxinus excelsior L. (a, j)
Hydrodictyon reticulatum Lagerth. (c)
Juncus effusus (a,f,h,i,j,k,l,m,n)
Lycopus europaeus L. (f)
Mentha aquatica L. (a,f,k,l)
Myriophyllum spicatum L. (a,d,f)
Najas marina L. (i)
Orchis laxiflora Lam. (f)
Phalaris arundinacea L. (n)
Potamogeton crispus L. (a, g)
Potamogeton pusillus L. (a,b,d,e,f,g,h,i)
Potamogeton trichoides Cham. & Schlecht (a,g)
Ranunculus trychophyllus Chaix. (a,k,l,m)
Rubus sp.
Salix alba L. (a,i,h)
Salix atrocinerea Brot. (a,f,h,i)
Sarothamnus spoparius Wimmer (a, m)
Spyrogyra sp. (b)
Typha latifolia L. (f)
Veronica beccabunga L. (a, f)
Zanichellia palustris subsp. *palustris* L. (a)
Zygnema sp.

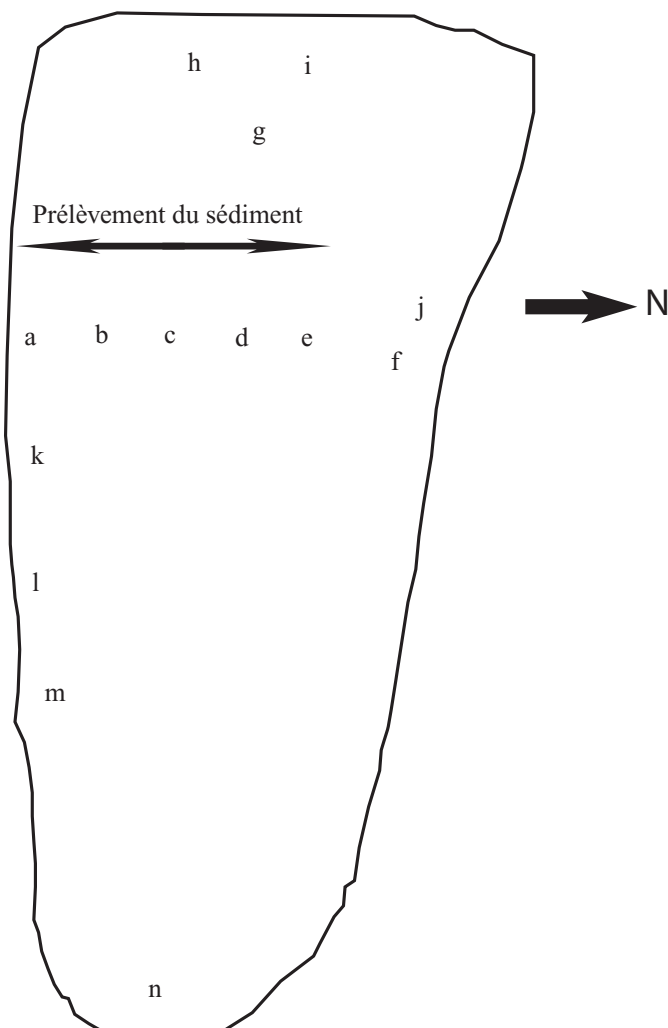
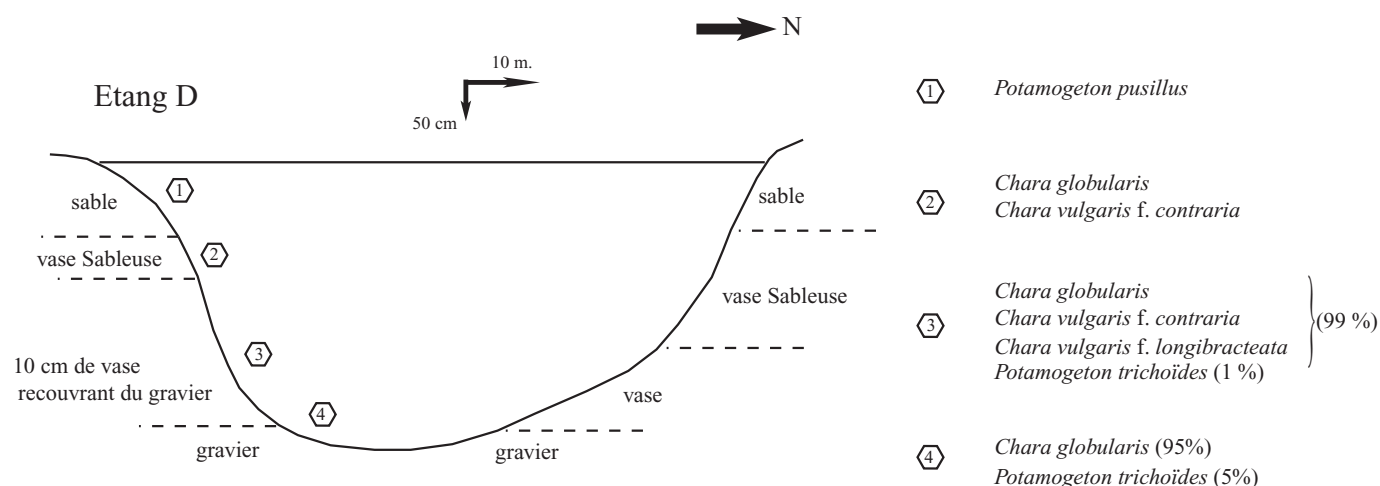


Fig.V-2:Caractéristiques de l'étang E



Répartition de la végétation dans l'étang
<i>Betula pendula</i> Roth
<i>Chara globularis</i> Thuillier (a,b,c,d,e,f,g,i, m)
<i>Chara vulgaris</i> f. <i>contraria</i> R.D.W (a,c,d,e,f,k,l,m)
<i>Chara vulgaris</i> f. <i>longibracteata</i> R.D.W. (c)
<i>Digitalis purpurea</i> L. (a)
<i>Eleocharis palustris</i> L. (j)
<i>Fraxinus excelsior</i> L. (a,n)
<i>Galium uliginosum</i> L. (h, n)
<i>Juncus effusus</i> (g,j,n)
<i>Lycopus europaeus</i> L. (a,j)
<i>Mentha aquatica</i> L. (n,j)
<i>Myriophyllum spicatum</i> L. (d,f,g,h,l)
<i>Oedogonium</i> sp. (j)
<i>Potamogeton pusillus</i> L. (a,b,d,f,g,h,j,k,l)
<i>Potamogeton trichoïdes</i> Cham. & Schlecht (c)
<i>Quercus pyrenaica</i> Wild (h)
<i>Quercus robur</i> L. (a)
<i>Rubus</i> sp.
<i>Salix alba</i> L.
<i>Salix atrocinerea</i> Brot.
<i>Sarothamnus spoparius</i> Wimmer
<i>Spyrogyra</i> sp. (j,k,l)
<i>Typha latifolia</i> L. (n)
<i>Veronica beccabunga</i> L. (j)
<i>Zanichellia palustris</i> subsp. <i>palustris</i> L. (k)

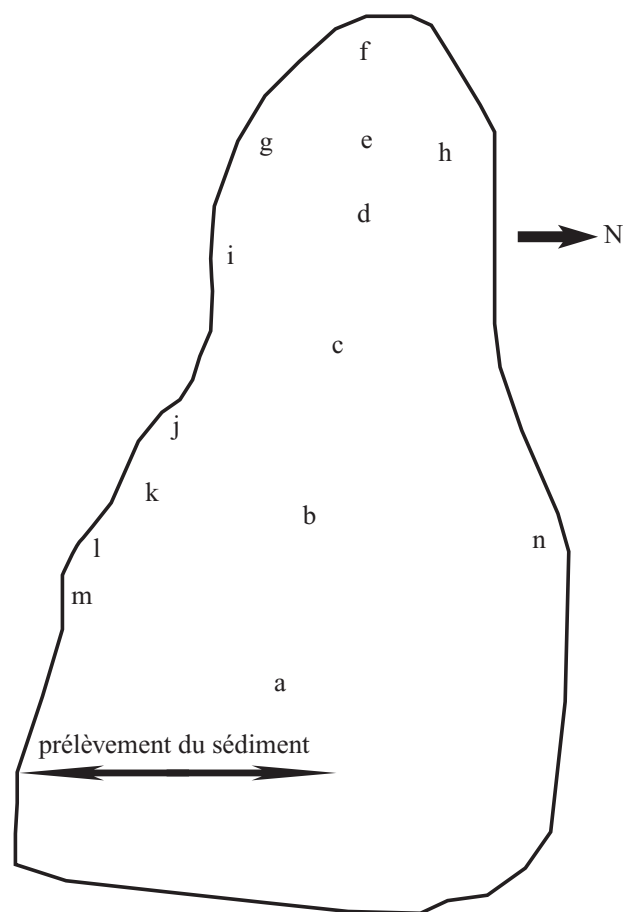


Fig.V-3:Caractéristiques de l'étang D

Etang E	Tamis	Gastéropodes		Ostracodes		Bivalves		Gyrogonites de charophytes	Graines et fruits	Autres
		Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Individus récoltés	Individus récoltés	
Profondeur 20 cm	1mm	1	1	0	0	1	2	0	0	0
	500 µm	1	3	0	0	0	0	0	0	0
	250 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ		4	Σ	0	Σ	2	0	0	
50 cm	1mm	2	14	0	0	1	4	0	2	0
	500 µm	1	5	0	0	1	2	0	3	0
	250 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ		19	Σ	0	Σ	6	0	5	
1m	1mm	1	1	0	0	0	0	0	0	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	0	5	0
	250 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ		1	Σ	0	Σ	0	0	5	
1m70	1mm	2	32	1	1	1	8	1	3	0
	500 µm	2	6	1	6	1	3	91	3	0
	250 µm	1	2	1	56	1	1	6	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ		40	Σ	63	Σ	12	98	6	
2m	1mm	1	2	0	0	0	0	0	0	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	11	1	0
	250 µm	0	0	2	2	0	0	16	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ		2	Σ	2	Σ	0	27	1	
2m50	1mm	1	3	0	0	1	1	2	0	0
	500 µm	0	0	1	1	0	0	197	0	0
	250 µm	0	0	1	14	0	0	80	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ		3	Σ	15	Σ	1	279	0	
3m	1mm	0	0	0	0	0	0	0	1	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	1	0	0
	250 µm	0	0	0	0	0	0	1	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ		0	Σ	0	Σ	0	2	1	

Etang D	Tamis	Gastéropodes		Ostracodes		Bivalves		Gyrogonites de charophytes	Graines et fruits	Autres
		Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Individus récoltés	Individus récoltés	
Profondeur 50 cm	1mm	3	51	0	0	1	2	0	0	insecte
	500 µm	2	12	0	0	1	4	0	2	0
	250 µm	1	11	1	2	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	5	0	0
	Σ		74	Σ	2	Σ	6	5	2	
1m	1mm	3	30	0	0	0	0	0	0	0
	500 µm	1	5	1	2	1	4	0	0	0
	250 µm	1	1	1	1	0	0	1	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	1	0	0
	Σ		36	Σ	3	Σ	4	2	0	
1m50	1mm	3	265	0	0	1	28	0	3	0
	500 µm	2	54	1	4	1	7	36	2	0
	250 µm	1	12	1	1	0	0	18	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	1	0	0
	Σ		331	Σ	5	Σ	35	55	5	
2m	1mm	3	106	1	1	1	3	0	0	poisson
	500 µm	2	111	1	4	0	0	49	0	0
	250 µm	1	73	3	78	0	0	79	0	0
	125 µm	0	0	1	4	0	0	0	0	0
	Σ		290	Σ	87	Σ	3	128	0	
2m50	1mm	3	75	1	1	0	0	0	0	0
	500 µm	1	7	0	0	0	0	14	0	0
	250 µm	1	9	1	9	0	0	24	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ		91	Σ	10	Σ	0	38	0	
3m20	1mm	3	9	1	2	0	0	0	0	0
	500 µm	2	3	0	0	0	0	0	0	0
	250 µm	1	3	1	4	0	0	2	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ		15	Σ	6	Σ	0	2	0	
3m70	1mm	2	10	0	0	0	0	0	0	0
	500 µm	2	3	0	0	0	0	0	0	1
	250 µm	0	0	1	1	0	0	1	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ		13	Σ	1	Σ	0	1	0	

Etang A	Tamis	Gastéropodes		Ostracodes		Bivalves		Gyrogonites de charophytes	Graines et fruits	Autres
		Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Individus récoltés	Individus récoltés	
Profondeur 40 cm	1mm	1	1	0	0	0	0	0	0	0
	500 µm	0	0	1	7	1	2	0	0	0
	250 µm	0	0	3	23	0	0	59	0	0
	125 µm	0	0	3	6	0	0	0	0	0
	Σ		1	Σ	36	Σ	0	59	0	
70 cm	1mm	1	1	0	0	0	0	0	0	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	1	0	0
	250 µm	0	0	3	18	0	0	296	0	0
	125 µm	0	0	2	6	0	0	3	0	0
	Σ		1	Σ	24	Σ	0	300	0	

Le Mesnil	Tamis	Gastéropodes		Ostracodes		Bivalves		Gyrogonites de charophytes	Graines et fruits	Autres
		Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Individus récoltés	Individus récoltés	
Profondeur 40 cm	1mm	0	0	0	0	0	0	0	1	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	250 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ		0	Σ	0	Σ	0	0	1	
80 cm	1mm	0	0	0	0	0	0	0	11	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	250 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	2	0	0
	Σ		0	Σ	0	Σ	0	2	11	

Fig.V-4: Nombre de faunes et flores récoltées en fonction de la profondeur dans les différents étangs.

Roche Hue	Tamis	Gastéropodes		Ostracodes		Bivalves		Gyrogonites de charophytes	Graines et fruits	Autres
		Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Individus récoltés	Individus récoltés	
Profondeur 40 cm	1 mm	0	0	0	0	0	0	0	1	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	250 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ	0	0	Σ	0	Σ	0	0	1	0
70 cm	1 mm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	250 µm	0	0	1	4	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ	0	0	Σ	4	Σ	0	0	0	0

Le petit Moulin1	Tamis	Gastéropodes		Ostracodes		Bivalves		Gyrogonites de charophytes	Graines et fruits	Autres
		Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Individus récoltés	Individus récoltés	
Profondeur 40 cm	1 mm	0	0	0	0	0	0	0	10	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	250 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ	0	0	Σ	0	Σ	0	0	10	0
60 cm	1 mm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	250 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ	0	0	Σ	0	Σ	0	0	0	0

Le petit Moulin2	Tamis	Gastéropodes		Ostracodes		Bivalves		Gyrogonites de charophytes	Graines et fruits	Autres
		Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Individus récoltés	Individus récoltés	
Profondeur 20 cm	1 mm	0	0	0	0	0	0	0	2	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	250 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ	0	0	Σ	0	Σ	0	0	2	0

Malaquet	Tamis	Gastéropodes		Ostracodes		Bivalves		Gyrogonites de charophytes	Graines et fruits	Autres
		Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Nombre d'espèces	Individus récoltés	Individus récoltés	Individus récoltés	
Profondeur 3 cm	1 mm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	500 µm	0	0	0	0	0	0	0	1	0
	250 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	125 µm	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Σ	0	0	Σ	0	Σ	0	0	1	0

Fig.V-4: Nombre de faunes et flores récoltées en fonction de la profondeur dans les différents étangs.

40 et 60 cm de profondeur.

Le petit Moulin 2

Voisin de l'étang du petit Moulin 1, il est plus ancien. Peu profond, les végétaux aquatiques en recouvrent le fond de façon très dense. Les myriophylles, les potamogetons et les charas ont envahi cet étang. De nombreuses racines et des morceaux de bois constituent le fond et retiennent une vase terreuse proche de l'humus. Les charophytes récoltées étaient des *Chara vulgaris* forme *contraria*.

Un prélèvement de sédiment a été effectué à 20 cm de profondeur.

Le Mesnil

L'étang du Mesnil est un plan d'eau étouffé par les myriophylles. De rares charophytes, des *Chara globularis* avec de grands phylloïdes, sont observées. Le sédiment est légèrement terreux, et un humus contenant de nombreuses feuilles de chêne provenant de la haie entourant l'étang, recouvre le fond.

Deux prélèvements de sédiment ont été effectués à 40 et 80 cm de profondeur.

3-Méthodologie :

Le prélèvement de sédiment

Le prélèvement du sédiment est effectué en plongée en apnée, à l'aide d'une boîte en plastique, enfoncée en force dans le sédiment, sur une surface de 56 cm² et sur

une profondeur de 2.5 cm. Les prélèvements sont faits à des profondeurs croissantes, environ tous les 50 cm de profondeur. La nature du sédiment (cailloutis, sable, argile) et la présence des charophytes avec des gyrogonites fructifiées, sont observées.

Le traitement

Les échantillons sont traités à l'eau oxygénée à 10 % afin de déliter les argiles. Ils sont ensuite passés sur quatre tamis de 1mm, 500 µm, 250 µm et 125 µm. Le sédiment séché est ensuite trié sous la binoculaire. Tout le sédiment des fractions 1mm et 500 µm est trié. Pour les fractions 250 µm et 125 µm, 3 plateaux de tri sont effectués.

Les différents échantillons ont donc été triés sous la binoculaire. Les flores et les faunes, prélevées pour chaque maille de tamis, sont comptées et le nombre d'espèces est relevé. Tous ces résultats sont consignés dans les différents tableaux de la figure V-4. Pour chaque groupe susceptible de se fossiliser, tels que les gastéropodes, les ostracodes, les bivalves, les gyrogonites de charophytes ainsi que les graines et les fruits, le nombre d'individus récoltés pour chaque tamis est additionné afin d'obtenir le nombre récolté par échantillon pour une profondeur précise.

Des graphiques ont été réalisés pour les étangs E et D (fig.V-5), avec en abscisse les profondeurs, et en ordonnée le nombre récolté dans le sédiment pour chaque groupe, surmonté par les pourcentages des hydrophytes en position de vie.

4-Résultats :

Pour les étangs D et E, la première remarque importante est que le contenu du sédiment ne représente pas toujours les faunes et les flores en position de vie juste au-dessus. En effet, sur toute la tranche d'eau, des charophytes et des *Potamogeton* en position de vie, on ne trouve dans le sédiment que les gyrogonites de charophytes. Les *Potamogeton* ne sont pas préservés. Le même phénomène s'observe dans la tranche d'eau comprise entre 0 et 1 m de profondeur : ainsi pour l'étang E, malgré l'observation de gastéropodes vivant à la surface de la plage sous-lacustre, leurs coquilles sont rares dans le sédiment. De plus, les échantillons de cette étude, prélevés entre 0 et 1 m de profondeur, dans la prairie à charophytes (fructifiées), ne contiennent pas de gyrogonites, à l'exception des étangs A et D.

Au-delà de 1 mètre de profondeur, le sédiment contient les faunes et les flores vivant sur le sédiment et sur les charophytes. Le nombre des faunes épiphytes tels que les gastéropodes et les ostracodes (qui peuvent être aussi épibiontes) croît régulièrement, ainsi que le nombre de gyrogonites de charophytes. A plus grande profondeur, les abondances des gyrogonites de charophytes, de gastéropodes et d'ostracodes atteignent un optimum (2 m dans le cas de l'étang D) puis décroissent progressivement en atteignant des profondeurs supérieures. La courbe des abondances de l'étang E aurait la même forme que celle de l'étang D, peut-être légèrement à droite, si l'échantillon à 2 m ne s'était pas

montré aussi pauvre. Cet échantillon a été effectué dans une clairière de la prairie à charophytes. Ainsi des prélèvements dans la clairière et dans la prairie à charophytes montrent des abondances vraiment différentes.

Les faunes épibiontes, représentées par les bivalves, ont une distribution aléatoire en fonction de la profondeur. Les apports aériens, comme les graines et les fruits, ont cette même tendance.

5-Interprétation :

La répartition des faunes et des flores en fonction de la profondeur suit grossièrement une courbe de Gauss pour ce qui concerne les gastéropodes, les ostracodes et les gyrogonites de charophytes. Au contraire, les bivalves et les graines et fruits ont des répartitions très aléatoires.

Les faibles abondances de gyrogonites de charophytes, de coquilles de gastéropodes et de carapaces et d'ostracodes entre 0 et 1 m de profondeur, peuvent s'expliquer par les mouvements d'eau en bordure de lac. Ces mouvements d'eau sont dus à la houle, créée par le vent (transport à la surface du sédiment ; swatch et backswatch des vagues). Ces mouvements usent les coquilles, les carapaces et les gyrogonites, ce qui peut expliquer leur faible représentation dans cet intervalle de profondeur.

Lorsque la profondeur augmente, les abondances des gyrogonites de charophytes, des gastéropodes et des ostracodes augmentent jusqu'à un sommet. Cette augmentation peut s'expliquer par une croissance de la hauteur des charophytes

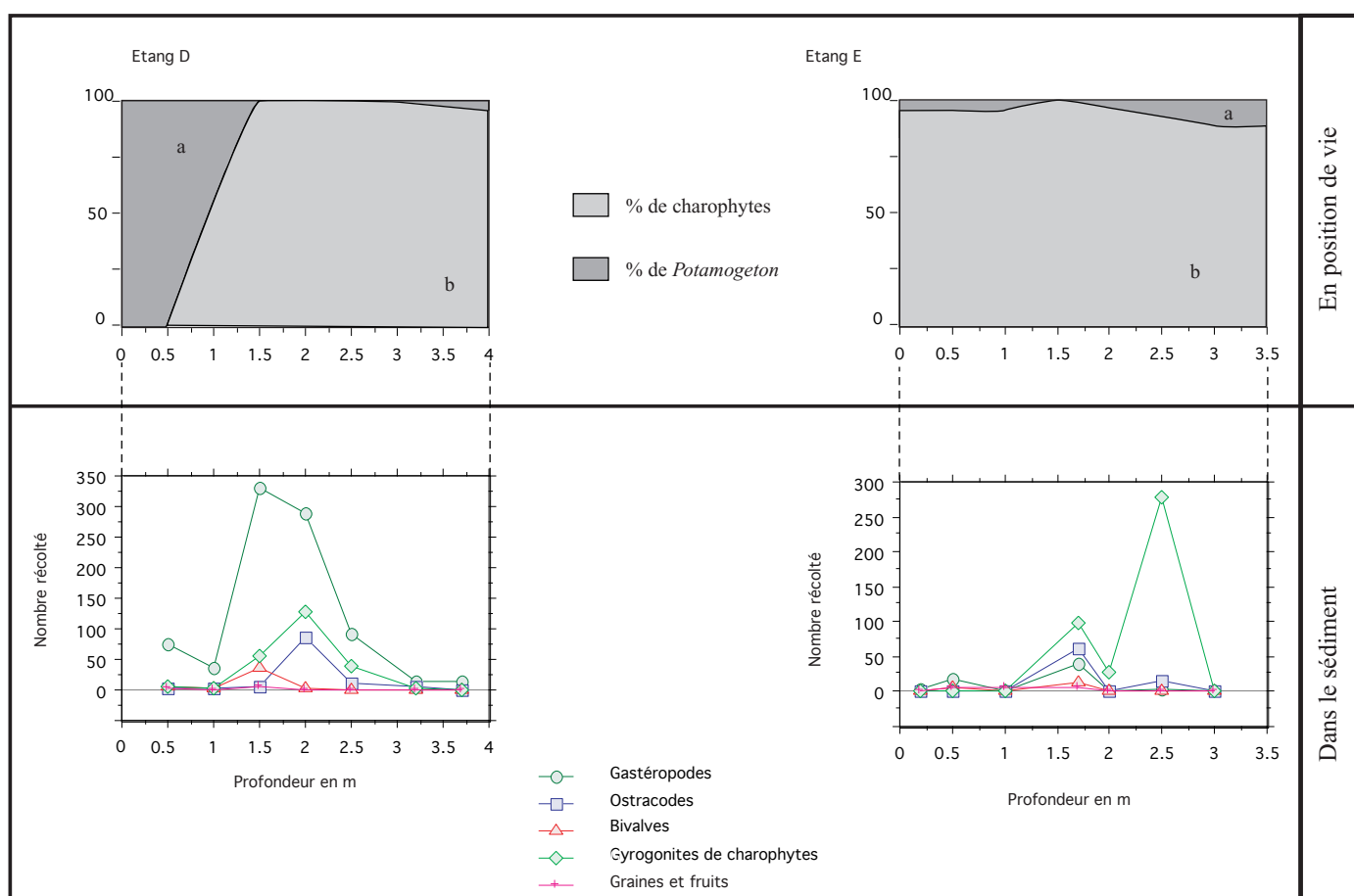


Fig.V-5: Abondances des faunes et des flores dans le sédiment en fonction de la profondeur et relations avec les hydrophytes en position de vie

, permettant un accroissement de la surface de vie des faunes épiphytes. La profondeur augmentant, les charophytes ont tendance à allonger leur tiges pour être plus près de la surface et recevoir beaucoup plus de lumière pour la photosynthèse (cf. *Chara vulgaris* f. *longibracteata*). Les gastéropodes et les ostracodes épiphytes et herbivores peuvent coloniser tout cet espace, entraînant une hausse de leur abondance.

Après ce sommet, les abondances des gyrogonites de charophytes, des gastéropodes et des ostracodes diminuent avec la profondeur. Cela peut être expliqué par une distance trop grande entre la surface et les charophytes. Le développement des charophytes est inhibé par une lumière qui devient trop faible. La hauteur des charophytes décroît avec la profondeur, limitant l'espace de vie des faunes épiphytes, ce qui entraîne la chute de leur abondance. D'autres facteurs tels que la température de l'eau (chute de la température à 3.50 m dans l'étang D) peuvent inhiber les Charophytes. La chute de la lumière et de la température ne permet plus la fructification des charophytes, engendrant une baisse du nombre de gyrogonites.

Ainsi, la répartition « gaussienne » de la courbe d'abondance des gyrogonites de charophytes, des gastéropodes et des ostracodes semble liée à la lumière et à une altération des coquilles et carapaces des faunes et de la structure calcifiée des charophytes par des mouvements d'eau (vagues, houle) en bordure de lac. Ainsi, le sédiment contient une biocénose partielle pour les profondeurs supérieures à 1m : les faunes et flores récoltées dans le sédiment représentent bien les faunes et flores de leur milieu de vie au-dessus. Pour l'intervalle situé entre 0 et 1 m de profondeur, les conditions d'enfouissement sont très mauvaises car ce milieu est soumis à des remaniements réguliers de son sédiment, entraînant la disparition des organismes morts, par altération mécanique.

L'étude des étangs de faible profondeur a permis de mettre en évidence certaines caractéristiques des charophytes. L'étang du petit Moulin 1 créé peu de temps avant son observation, permet de mettre en évidence le caractère pionnier des Charophytes. En effet, les charophytes se sont développées dès la mise en eau et ont colonisé le plan d'eau. Pas ou peu de myriophylles et de potamogeton ont été observés.

Les résultats dans les étangs du petit Moulin 2, le Mesnil et Roche-Hue ont pu mettre en évidence la compétition entre les myriophylles et les charophytes. Lorsqu'il y a beaucoup de charophytes, il y a peu de myriophylles et inversement. De plus, les algues filamenteuses vertes ne permettent pas un développement des charophytes.

L'évolution générale d'un plan d'eau semble montrer un passage progressif d'un étang à charophytes à un étang à myriophylles et algues vertes filamenteuses. Ceci est important pour le contexte fossile car les myriophylles et les algues filamenteuses vertes ne se fossilisent que très rarement. Les Characées sont des hydrophytes pionnières qui par conséquent, conquièrent les nouveaux milieux, où les autres espèces végétales hydrophiles ne sont pas encore installées. Ce comportement peut être expliqué par le fait qu'elles ne se développent que dans les milieux lumineux.

En effet, *Potamogeton* et *Myriophyllum* ont une croissance rapide et occupent toute la hauteur d'eau jusqu'à la surface en formant des populations denses qui empêchent la pénétration des rayons solaires au-delà des premiers centimètres d'eau. Les charophytes peuvent vivre jusqu'à 10 m de profondeur et cette faculté peut représenter un moyen d'éviter les trop fortes compétitions dans les faibles profondeurs et perdurer dans un écosystème.

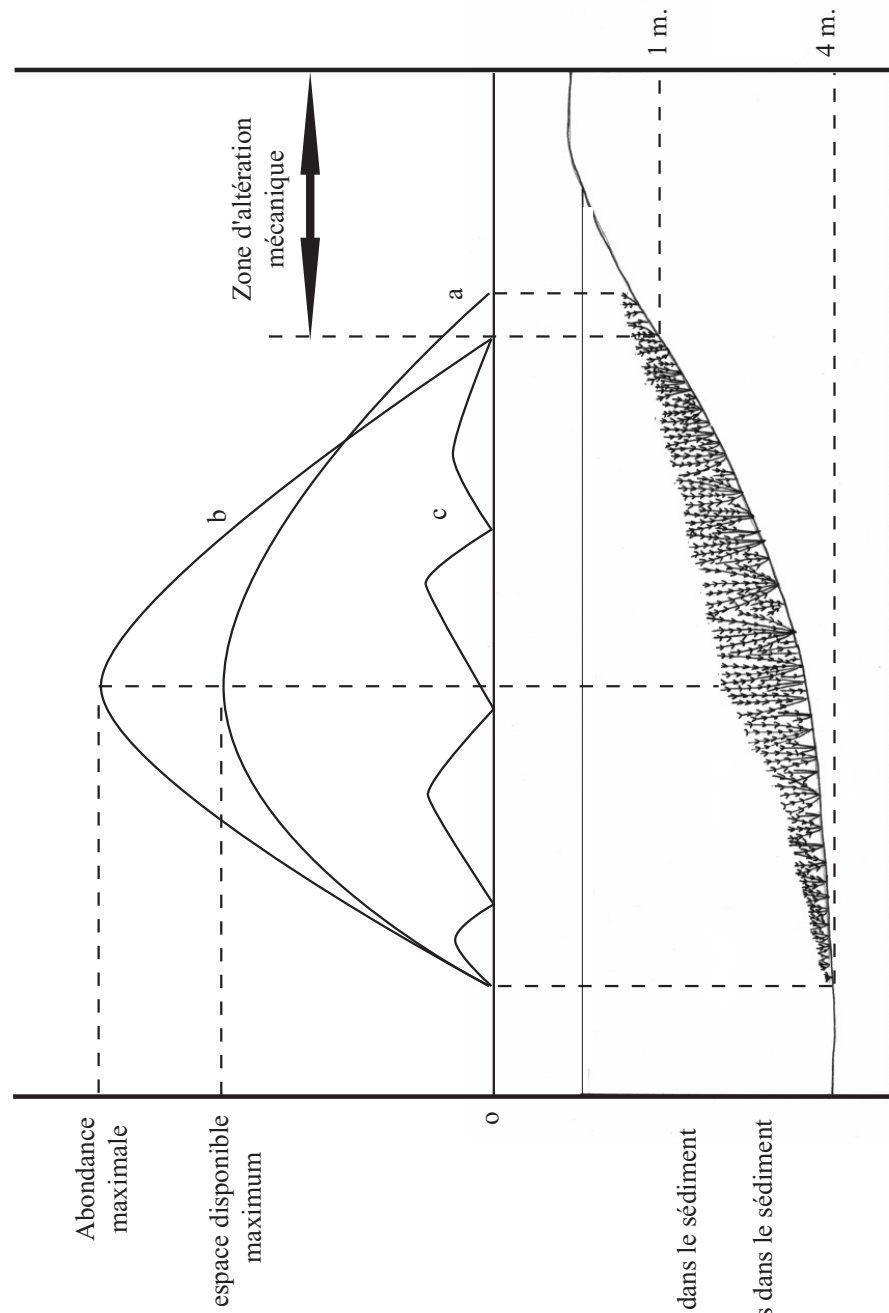
6-Conclusions et implications pour les dépôts lacustres fossiles :

L'étude de ces étangs angevins a montré que la répartition des faunes et des flores en fonction de la profondeur n'est pas aléatoire. Le facteur principal de répartition de la prairie à charophytes semble être la lumière, influencée par des facteurs secondaires tels que la turbidité. Les faunes épiphytes herbivores, comme certains gastéropodes et ostracodes qui se nourrissent des charophytes ou des algues filamenteuses vertes (Aufwuchs) (ROCA & DANIELOPOL, 1991) qui se développent sur ces dernières, se répartissent ensuite en fonction de l'espace disponible créé par les charophytes. L'espace disponible sur les charophytes est faible, en bordure de lac puis croît pour atteindre un optimum puis diminue à plus grande profondeur en raison du manque de lumière. Les abondances des faunes épiphytes suivent ainsi la même répartition (fig.V-6).

Cette même répartition se produit pour les gyrogonites de charophytes, les gastéropodes et les ostracodes contenus dans le sédiment alors que les hydrophytes telles que *Potamogeton* et *Myriophyllum* ne sont pas enregistrées dans le sédiment. Cependant, la bordure de lac, comprise entre 0 et 1m pour notre étude, ne permet pas la conservation des coquilles, des carapaces et des gyrogonites. Les mouvements d'eau créés par le vent les altèrent, les soustrayant à l'enregistrement sédimentaire.

Les phénomènes de compétition entre charophytes, myriophylles et algues vertes filamenteuses modifient également l'enregistrement sédimentaire, en diminuant les abondances. Ces dernières diffèrent selon que le prélèvement s'effectue dans les prairies à charophytes ou dans une clairière de la prairie à charophytes.

La compréhension de ces répartitions permettra de mieux appréhender les dépôts fossiles. L'utilisation des abondances en fonction de la profondeur ne peut être directement appliquée au contexte fossile. Cependant un échantillon, contenant de nombreuses gyrogonites de charophytes, indiquera une paléoprosfondeur relativement faible, comprise entre 1 et 3 m de profondeur. Un sédiment avec un peu ou sans gyrogonites n'indique pas obligatoirement un milieu profond, mais peut-être un milieu entre 0 et 1 m, où les gyrogonites ont été détruites mécaniquement, ou bien un milieu évolué dominé par des myriophylles, qui ne se fossiliseront pas facilement, se soustrayant à l'enregistrement sédimentaire. Une approche qualitative (spécifique et associations), couplée à cette méthode quantitative, permettrait une appréciation des paléoprosfondeurs.



c: abondance et distribution aléatoire des bivalves et des graines dans le sédiment

b: abondance des gyrogonites des ostracodes et des gastéropodes dans le sédiment

a: espace disponible créé par les charophytes

Fig.V-6: Répartition théorique des flores et des faunes en fonction de la profondeur

CHAPITRE 6: SYNTHÈSE

La synthèse de ce travail s'articulera en deux parties :

-La première (ce chapitre) se focalisera sur la possibilité d'une liaison marine entre la mer périalpine et la mer rhénane au Rupélien, les grands événements géologiques et la crise climatique de la fin du Chattien.

-La deuxième partie (Chapitre 7) constituera l'élaboration de cartes paléogéographiques de la zone étudiée, intégrées dans un contexte plus global, s'étendant du domaine subalpin jusqu'au nord du fossé rhénan.

1-L'UMM :

Les relations paléogéographiques entre la mer rhénane et la mer périalpine sont un sujet polémique depuis de nombreuses années. De nombreux spécialistes ont comparé les faunes et les flores des deux domaines, montrant des similitudes ou de grandes différences entre espèces rhénanes et espèces périalpines oligocènes. Les arguments utilisés démontraient selon les auteurs l'existence d'une liaison marine ou d'une différenciation des deux grands domaines marins. D'autre part, les recherches se sont concentrées sur les faunes remaniées des dépôts marins rhénans et périalpins. De ces travaux découlent des conclusions qui alimentèrent les débats. Enfin, les méthodes d'investigation se sont concentrées sur les minéraux lourds et dernièrement sur les traces de fission des zircons. Dans ce travail, les différents arguments pour ou contre une liaison marine entre la mer alpine et la mer rhénane seront repris et confrontés à la fois entre eux et aux nouvelles découvertes :

1-1 : LES ARGUMENTS PALÉONTOLOGIQUES :

La plupart des arguments en faveur ou défaveur d'une liaison entre la mer rhénane et la mer périalpine résident en une comparaison des faunes ou flores trouvées dans chaque domaine. Ces arguments ne tiennent que si les sédiments appartiennent aux mêmes niveaux biostratigraphiques et que si l'on compare des milieux de vie identiques. De plus, les appellations taxinomiques des différents groupes ont évolué et il est parfois difficile de comparer des travaux réalisés à une quarantaine d'années d'écart. De nombreuses conclusions n'ont pas tenu compte de ce fait et il en résulte

certaines erreurs d'interprétation.

1-1-1-FAUNES ET FLORES ÉOCÈNES-OLIGOCÈNES :

Les foraminifères benthiques :

En position subalpine, les récoltes des foraminifères benthiques sont rares en Suisse. Cependant, en France voisine, la formation des Marnes à foraminifères datée de l'Oligocène inférieur a fourni une riche faune (RIGASSI, 1957; CHAROLAIS *et al.*, 1980). Lorsque l'on compare ces faunes périalpines avec les faunes rhénanes de la même période (FISCHER, 1965 ; HUBER 1994 et ce travail), peu d'espèces sont communes. La première raison est que les milieux de vie sont différents : en position subalpine, le milieu est épibathyal (CHAROLAIS *et al.*, 1980) alors que dans le Jura, la formation des Septarienton correspond à des milieux marins de faible profondeur (environ 30 m d'après les associations d'ostracodes). Il en résulte des associations benthiques différentes. Cependant, au sud du fossé rhénan, la formation des Foraminiferenmergel représente des milieux plus profonds (estimés à plus de 400 m de profondeur (selon HUBER & HOTTINGER, 1988). En comparant ces faunes, seules 4 espèces sont communes aux travaux de CHAROLAIS *et al.* (1980) et HUBER (1994) : *Bulimina alsatica*, *Bolivina nobilis*, *Brizalina beyrichi* (anciennement *Bolivina beyrichi*) et *Globulina minuta*. *Brizalina beyrichi*, *Bulimina sculptilis*, *Bulimina alsatica* sont les trois espèces communes aux travaux de FISCHER (1965) et CHAROLAIS *et al.* (1980). *Spiroplectinella carinata*, *Fronicularia budensis*, *Bolivina nobilis* et *Girodinoides girardana* sont les quatre espèces benthiques communes entre les travaux de RIGASSI (1957) et ceux de HUBER (1994). *Spiroplectinella carinata*, *Girodinoides girardana* sont les deux espèces communes aux travaux de RIGASSI (1957) et ceux de FISCHER (1965). Dans ce travail, le forage d'Otterbach a fourni des foraminifères provenant de la Formation des Foraminiferenmergel, qui sont de milieux circalittoraux comme le montre l'ostracode *Henryhowella asperinna*. *Spiroplectinella carinata* est la seule espèce commune à mon travail et à ceux de CHAROLAIS *et al.* (1980) et RIGASSI (1957). Il n'y a donc que 8 espèces de foraminifères benthiques communes au domaine périalpin et rhénan. Ces 8 espèces ont une très grande répartition paléogéographique, puisqu'elles sont récoltées indifféremment dans les dépôts rupéliens de la Mer du nord, du bassin molassique bavarois, de la Téthys à la Paratéthys.

Elles ne peuvent donc pas être utilisées pour mettre en évidence des paléoprovinces et des communications entre celles-ci (GRIMM, comm. écrit.). Ces différences nettes de faunes de foraminifères benthiques entre les deux domaines n'apportent pas d'argument en faveur ou en défaveur de la liaison entre la mer rhénane et la mer périalpine, car ces différences sont sans doute dues à des conditions différentes de milieux.

Les foraminifères planctoniques :

Comme pour les foraminifères benthiques, les découvertes de foraminifères planctoniques subalpines sont rares en Suisse. Cependant, les travaux de RIGASSI (1957) et de CHAROLAIS *et al.* (1980) permettent d'avoir un aperçu des espèces planctoniques en position subalpine dans la formation des Marnes à foraminifères. En raison de l'écologie planctonique de ces foraminifères, les milieux différents de dépôts, en position subalpine (épibathyal) et en position rhénane (faible profondeur dans les synclinaux du Jura jusqu'à des niveaux allant jusqu'à 400 m de profondeur dans le sud du fossé rhénan), affecteront dans une moindre mesure les associations. Aucune espèce planctonique n'est commune aux travaux de CHAROLAIS *et al.* (1980 et RIGASSI (1957) en position subalpine et aux études de FISCHER (1965) et d'HUBER (1994). Cependant, la plupart des déterminations de *Globigerina* découvertes en position rhénane s'arrêtent au genre, même pour les déterminations les plus récentes, ce qui ne permet pas de bonnes comparaisons. Une seule espèce est commune aux dépôts du Jura et aux dépôts périalpins : il s'agit de *Globigerina bulloides* découverte par RIGASSI (1957) et récoltée dans le Jura, dans un niveau marin situé dans la Molasse alsacienne du synclinal de Moutier (REICHENBACHER *et al.*, 1996), mais également au pied du Jura, dans l'affleurement de Kellenboden à Wynau.

Sur la base de la comparaison des faunes de foraminifères planctoniques, il semblerait qu'il n'y ait pas de communication entre la mer rhénane et la mer périalpine.

Les ostracodes :

Arthropodes benthiques et très sensibles aux variations écologiques, les ostracodes périalpins et rhénans sont difficilement comparables en raison des différences de milieux des deux mers. En position subalpine, la présence de *Krithe* indique de grandes profondeurs (épibathyal) (CHAROLAIS *et al.*, 1980), bien que dans la formation de Vulruz, les paléoprofondeurs semblent moindres (présence de dépôts néritiques), (BERGER, 1992). Dans le Jura, les associations d'ostracodes montrent des paléoprofondeurs se situant aux environs de 30 m (ce travail). Au sud du fossé rhénan, la présence d'*Henryhowella asperrima* indique de plus grandes profondeurs, avec des milieux circalittoraux à épibathyal (DUCASSE & CAHUZAC, 1997). Lorsque l'on compare les récoltes effectuées en position subalpine (OERTLI 1956 ; EMMENEGGER, 1962 ; SCHERER, 1964 et 1966 ; FREI, 1979 ; CHAROLAIS *et al.*, 1980 ; BERGER (1992)) et l'ostracofaune des synclinaux du Jura et du sud rhénan (OERTLI, 1956 et 1965 ; BERGER, 1992) six espèces sont communes. Il s'agit des espèces *Henryhowella asperrima*, *Pterygocythereis ceratoptera*, *Loxoconcha delemontensis*, *Cytheromorpha*

zinndorfi, *Cytheropteron erizensis* et *Schuleridea perforata*.

Henryhowella asperrima, *Pterygocythereis ceratoptera* sont deux espèces ayant une très grande répartition géographique, puisqu'on les retrouve jusque dans le nord de l'Allemagne et jusqu'au bassin d'Aquitaine. *Loxoconcha delemontensis*, *Cytheromorpha zinndorfi* vivaient également dans le Bassin d'Aquitaine (DUCASSE & CAHUZAC, 1997).

En résumé, et comme le concluait OERTLI (1956), les ostracodofaunes rhénanes et périalpines ne montrent pas d'affinités, ce qui montrerait l'absence de liaison entre ces deux domaines. L'étude des ostracodes peut-être soumise à la même réserve : est-il pertinent de comparer les associations lorsque les milieux de vie sont si différents ?

BERGER (1995) envisageait une éventuelle liaison entre la mer rhénane et la mer périalpine à l'est de la Suisse (Canton d'Appenzel), sur la base de la présence d'*Hemicyprideis helvetica*, qui ne se rencontre qu'à cet endroit en position subalpine, alors qu'il est présent dans la plupart des affleurements du Jura. Cette hypothèse est difficilement envisageable car *Hemicyprideis helvetica* n'est pas un ostracode strictement marin et, très euryhalin, il peut vivre dans des lacs plus ou moins salés. On ne peut donc pas envisager une liaison marine avec cet ostracode, puisqu'il est parfois continental. De plus, le transport aviaire des ostracodes continentaux est un phénomène assez courant.

Les otolithes et les poissons :

L'idée d'une connection entre la mer rhénane et la mer périalpine a été développée à partir des études de l'ichtyofaune. LERICHE (1927) a noté une certaine affinité entre les espèces de poissons et conclu qu'il y avait une liaison entre la mer qui occupait le nord de la Suisse et celle qui occupait l'emplacement des Carpathes. Le travail de BUXTORF & FRÖHLICHER (1934) constitue la base de la polémique car ils ont bâti la théorie d'une liaison marine entre la mer alpine et la mer rhénane via le célèbre « rauracische Senke » en comparant les faunes. FRÖHLICHER & WEILER (1952) doutent de cette liaison en raison de l'existence de deux espèces *Centriscus* pour chaque mer. WEILER (1953) réaffirme l'existence de la liaison en doutant non pas des déterminations des *Centriscus* mais du synchronisme des espèces, et en montrant également que ces deux espèces ont des affinités méditerranéennes communes.

Des études beaucoup plus récentes de l'ichtyofaune et de leurs otolithes ont été entreprises par REICHENBACHER (2000). Elles mettent en évidence, sur la base des espèces *Dapalis cf. rhomboidalis*, « genus Eleotridarum » *schadi* et *Palaeolebias* sp.1, que l'ichtyofaune rhénane a des affinités avec celle de la Paratethys. Cela montre ainsi qu'une connection marine entre le nord du fossé rhénan et le bassin molassique a eu lieu avant le dépôt de la formation des Cyrenenmergel datée du niveau mammalien MP 24.

Ainsi, sur la base de l'étude de l'ichtyofaune et des otolithes des mers rhénanes et périalpines, une connexion entre ces deux domaines est possible.

Les Mollusques :

BERGER (1992) a synthétisé les listes de gastéropodes

et de bivalves de la mer périalpine et de la mer rhénane trouvés depuis la fin du XIX. De ces listes, six espèces de bivalves sont communes aux deux domaines. Il s'agit des espèces *Cyrena semistriata*, *Cyrena brongniarti*, *Cyrena renevieri*, *Cardium studeri*, *Meretrix incrassata* et *Ostrea cyathula*. Chez les gastéropodes, quatre espèces sont communes : *Cerithium diaboli*, *Cerithium trochleare*, *Cerithium plicatum* et *Natica crassitana*.

D'après l'étude des Bivalves et des Gastéropodes, aucune liaison marine n'est prouvée entre la mer périalpine et la mer rhénane par les mollusques.

Les siréniens :

Les siréniens des domaines périalpin et rhénan ont été étudiés par PILLERI (1987). Le cadastre des mammifères du Museum de Bâle recense près d'une douzaine de localités dans le Jura et dans le sud du fossé rhénan, où des siréniens ont été collectés. La majorité des récoltes dans le Jura et au sud du fossé rhénan, dans la mesure où elles pouvaient être déterminées, appartient à l'espèce *Halitherium schinzi*. Le seul sirénien en position subalpine est celui de Vaulruz, qui appartient au genre *Halitherium* mais ne correspond pas à l'espèce *schinzi*. PILLERI (1987) le place en *Halitherium* sp.. BERGER (1995) conclut que la mer périalpine et la mer rhénane possèdent chacune leur espèce, ce qui montre qu'il n'y a pas eu de connection entre les deux mers. Cette conclusion semble hâtive car il est difficile de raisonner sur une récolte unique, qui de plus, ne permet pas une bonne détermination puisqu'il ne reste que le thorax. Bien que n'appartenant pas à l'espèce *schinzi*, PILLERI (1987) ne peut pas le rapprocher d'*Halitherium cristolii*, espèce parathéthysienne.

D'après BERGER (1995), il n'y aurait pas de communication entre la mer périalpine et la mer rhénane en se basant sur les siréniens. Cependant, de nouvelles récoltes en position subalpine pourraient confirmer ou infirmer ce raisonnement, basé sur un unique spécimen.

Les dinoflagellés :

Lorsque l'on compare les dinoflagellés récoltés par CHAROLAIS *et al.* (1980) en position subalpine avec ceux que l'on a déterminé à Laufen, 22 espèces sont communes. Puisque la liste de CHAROLAIS *et al.* (1980) comporte 47 espèces, environ 47 % des espèces de dinoflagellés sont communs. Sur les 22 espèces communes, seules deux sont remaniées. Les espèces communes sont *Areosphaeridium diktyoplokus*, *Cleistosphaeridium*, *Diphyes colligerum*, *Hystrichokolpoma cinctum*, *Hystrichokolpoma rigaudae*, *Hystrichosphaeridium tubiferum* (remanié), *Membranophoridium aspinatum*, *Oligosphaeridium complex* (remanié), *Systematophora placantha*, *Deflandrea phosphoritica*, *Deflandrea spinulosa*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Wetzeliiella gotchii*, *Wetzeliiella symetrica*, *Achilleodinium biformoides*, *Cordosphaeridium inodes*, *Cordosphaeridium cantharellum*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Pentadinium laticinctum*, *Spiniferites ramosus*, *Tectatodinium pellitum* et *Samlandia chlamydotheca*.

Sur ces 22 espèces communes, 15 espèces sont présentes dans le Rupélien de Belgique (STOVER & HARDENBOL, 1994). 29 espèces sont communes aux dépôts

de Laufen et ceux de Belgique. 20 espèces sont communes aux dépôts subalpins et ceux de Belgique, et 29 aux dépôts de Laufen et de Belgique.

Bien qu'il y ait 47 % d'espèces de dinoflagellés communes entre les domaines périalpin et rhénan, il est difficile d'individualiser des paléoprovinces de dinoflagellés, puisque l'aire de répartition de ces espèces est extrêmement importante.

En conclusion, les dinoflagellés ne permettent pas de mettre en évidence une liaison marine entre la mer périalpine et la mer rhénane, pas plus que son absence.

1-1-2-FAUNES ET FLORES REMANIÉES :

Les nannofossiles :

Dans les sédiments de la mer rhénane, à Laufen, des nannofossiles remaniés du Maastrichien ont été récoltés. Actuellement, les dépôts maastrichiens sont inconnus dans le Jura. Un unique galet de Maastrichien a été trouvé dans une brèche, au pied du Jura, à Alfermée (RENZ, 1936 ; VONDERSCHMITT, 1941). Dans le Jura, la limite supérieure des dépôts crétacés se situe au Cénomaniens-Turonien. Il manque donc toute la partie du Crétacé supérieur allant du Coniacien au Maastrichien. Les dépôts maastrichiens les plus proches se situent dans les Alpes. Ainsi, si des nannofossiles maastrichiens alpins se retrouvent remaniés dans des sédiments de l'UMM rhénane, cela impliquera une liaison marine entre les deux mers. Cependant, l'existence du Crétacé supérieur dans le Jura est envisagé par certains auteurs (ZIEGLER, 1990 ; BERGER, 1995).

Des nannofossiles éocènes remaniés ont été récoltés dans les dépôts de Laufen. Les dépôts marins éocènes les plus proches se trouvent dans les Alpes. Ainsi, si des nannofossiles éocènes remaniés sont retrouvés à Laufen, dans la mer rhénane, c'est qu'une liaison marine entre les deux provinces a dû avoir lieu.

En conclusion, sur la base de l'étude des nannofossiles remaniés, une liaison marine entre la mer périalpine et la mer rhénane est envisageable.

Les dinoflagellés :

Les sédiments de Laufen contiennent des dinoflagellés remaniés du Crétacé terminal. Les espèces comme *Isabelidinium* spp., *Chatangiella* spp. et *Nelsonia* spp. sont régulièrement présentes dans les échantillons. La présence de *Palaeohystrichopora infusorioides* dans la plupart des niveaux indique le remaniement de roches d'âge allant de l'Albien au Campanien. La présence presque continue de *Cannosphaeridium utinensis* montre un remaniement de roches maastrichiennes. La présence de *Cerotium diebelli* et de *Palaeocystodinium bulliforme* dénote un remaniement de roches datées du Campanien au Paléocène terminal.

Puisqu'il n'y a pas de Crétacé terminal dans le Jura, ni de Paléocène marin, et que ces roches existent dans les Alpes, ces dinoflagellés remaniés indiquent une liaison marine entre la mer périalpine et la mer rhénane.

Certains auteurs (ZIEGLER, 1990 ; BERGER 1995) objectent que le Jura était recouvert de dépôts du Crétacé

terminal et qu'ils ont été érodés, permettant le remaniement de ces formes. Cependant, il est difficile de concevoir que de tous les produits de cette érosion, il ne subsiste qu'un seul galet maastrichien connu. Les 32 millions d'années d'érosion dans le Jura, du Maastrichien jusqu'au début de l'Oligocène, ont-elles pu faire disparaître tout le Crétacé supérieur sans laisser de résidus d'érosion ? Le Sidérolithique karstique ne permet pas la conservation de galets calcaires puisqu'il est décarbonaté. Mais pourquoi ne trouve-t-on pas plus systématiquement des galets du Crétacé supérieur dans les rares conglomérats éocènes ? Bien que le dépôt de Crétacé supérieur dans le Jura soit envisageable, l'absence de produits de cette érosion est gênante pour prouver son existence. De plus, même si l'on considère qu'il est très facile de dissoudre le calcaire par les pluies, pourquoi les tests calcaires des foraminifères seraient-ils conservés et la matrice dissoute ? Dans l'état actuel des connaissances, il est très difficile de trancher sur cette problématique.

Cependant, aucune roche appartenant au Paléocène marin n'a été trouvée dans le Jura. Il est donc possible d'envisager cette connection marine sur cette base.

Les foraminifères planctoniques :

FISCHER (1965) a réalisé une étude complète des foraminifères planctoniques crétacés, paléocènes et éocènes remaniés dans les sédiments de l'UMM rhénane. Il distingue trois groupes de foraminifères remaniés originaires des Alpes :

- un groupe de foraminifères cénomano-turonien, qui proviendrait des couches Rouges des Klippendecke.
- un groupe paléocène-éocène, dont l'origine est également dans les Couches rouges des Klippendecke et éventuellement le Klippenfylsch.
- un groupe éocène moyen à supérieur, en provenance principalement des Globigerinenschiefer de l'Helvétique.

Ainsi d'après FISCHER (1965), la présence de ces foraminifères remaniés dans les sédiments de l'UMM rhénan montre qu'une liaison s'est établie entre la mer périalpine et la mer rhénane.

BERGER (1995) émet des doutes quant aux conclusions de Fischer. Evidemment, les foraminifères cénomano-turonien peuvent avoir été éventuellement remaniés des dépôts jurassiens. Cependant les deux derniers groupes ne peuvent avoir qu'une origine alpine.

En conclusion, une liaison marine est envisageable entre la mer périalpine et la mer rhénane sur la base des remaniements des foraminifères planctoniques paléocènes-éocènes.

1-2-LES ARGUMENTS SÉDIMENTOLOGIQUES :

Les minéraux lourds :

Des études de minéraux lourds ont été menées sur des sédiments marins de l'UMM rhénane. BRIANZA *et al.* (1983) ont étudié un forage au sud de Bâle, à Leymen. Ils ont comparé leurs résultats à ceux d'autres localités jurassiennes. Ils concluent que l'étude des minéraux lourds du Rupélien montre que l'origine des minéraux n'est en aucun cas les

Alpes, mais qu'elle correspondrait au Massif central. Au Chattien, les cortèges montrent un mélange de minéraux alpins et de minéraux non-alpins.

Nous avons soumis certains de nos échantillons à une analyse des minéraux lourds. Les résultats sont figurés sur la fig.VII-1. Les échantillons CB1 et CB 2 proviennent des Meeressand de Kleinblauen, les échantillons NEME 5a et HOF 4 ont été récoltés dans les Meeressand de la bordure entre le fossé rhénan et les synclinaux du Jura, à Metzlerlen et Hofsteten. Les échantillons LAU 64, LAU 67 et LAU 73 proviennent du passage entre les Septarienton et la Molasse alsacienne à Laufen.

Nos échantillons dans les Meeressand montrent que les cortèges de minéraux lourds ne sont pas les mêmes s'ils sont prélevés sur la bordure du fossé rhénan ou dans le synclinal de Laufen. Bien qu'échantillonnés au même endroit, CB1 et CB 2 ne montrent pas les mêmes cortèges. Les échantillons des Meeressand en bordure du fossé rhénan, NEME 5a et HOF 4, ont un spectre voisin, à savoir la domination du zircon, de la tourmaline et de la titanite. Lorsque l'on compare ces deux spectres avec ceux de BRIANZA *et al.* (1983), seule la base du forage montre une teneur plus importante en zircon et tourmaline, vers 450 m de profondeur. Malheureusement la titanite n'est pas figurée dans leur étude. Les roches situées à 450 m de profondeur ont été rapportées aux Meeressand. Il semble donc que les spectres des Meeressand de la bordure du fossé rhénan et du fossé rhénan lui-même soient semblables, mais différents des spectres de la même formation dans le synclinal de Laufen. Le drainage pourrait être donc différent de part et d'autre, ce qui montre que, soit l'antiforme qui les sépare existait déjà au Rupélien, soit qu'ils sont diachrones.

Un échantillon BRE 12 de Bressaucourt, de la formation des Gompholithes et Conglomérats (conglomérats de Porrentruy) montre également un spectre voisin de ceux des Meeressand, à savoir des teneurs importantes en zircon, tourmaline et titanite. Cette formation, désormais considérée côtière en raison de la présence de foraminifères dans certains niveaux (cf.chap.3), montre les mêmes caractéristiques minéralogiques que celles des Meeressand.

Trois échantillons ont été prélevés au niveau du passage entre les Septarienton et la Molasse alsacienne s.l. à Laufen. Les spectres des niveaux LAU 64, LAU 67 et LAU 73 montrent un pourcentage important de grenat (50 à 60%). Ensuite, le zircon, la titanite et le spinelle sont les minéraux lourds les plus fréquents. Les spectres ne correspondent pas aux spectres du forage de Leymen, que ce soit dans le Rupélien ou dans le Chattien. Les spectres de Leymen montrent de hauts pourcentages d'épidote et d'apatite. Il n'y a apparemment pas de transport entre ces deux régions, pourtant proches, puisque les spectres sont différents. Malheureusement ANTENEN (1973) n'a pas fait d'analyse de minéraux lourds dans les dépôts de même âge à Delémont.

D'après les conclusions de BRIANZA *et al.* (1983), il ne semble pas qu'il y ait eu une liaison marine entre la mer périalpine et la mer rhénane sur la base de l'étude des minéraux lourds au Rupélien. Nos observations confirment que les spectres des sédiments de Laufen et du sud rhénan

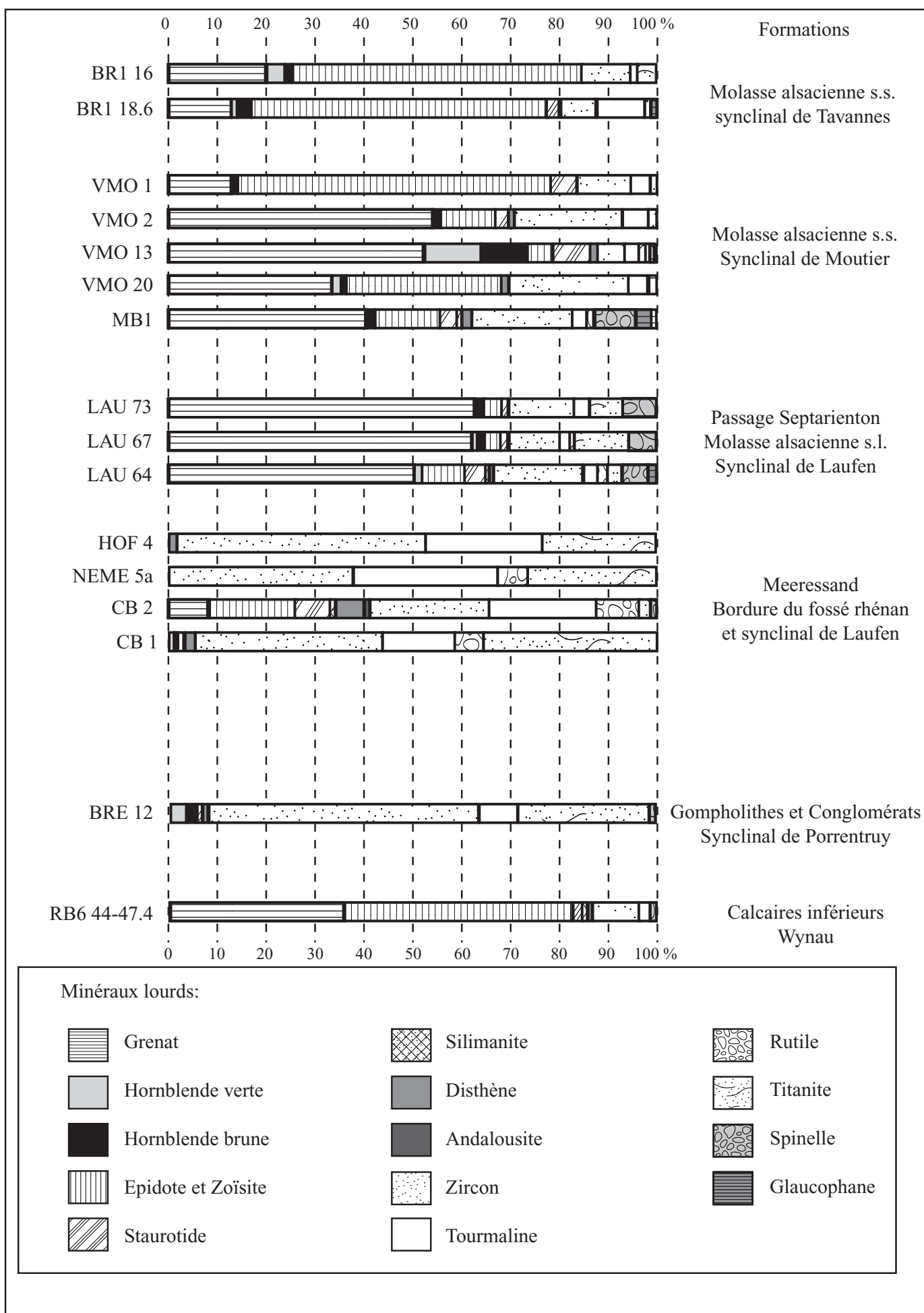


Fig.VI-1:Etude des minéraux lourds de différentes formations du Jura

sont très différents au Rupélien.

Les traces de fission sur les zircons :

KUHLEMANN *et al.* (1999) ont étudié les traces de fission sur les zircons détritiques provenant de sédiments de la formation des Meletta-Schichten, près de Mulhouse dans la partie sud du fossé rhénan. Leur étude montre qu'il y a eu un transport de particules de la taille d'un grain de sable des Alpes au Fossé rhénan au Rupélien moyen. Les âges des traces de fission des zircons montrent que ce matériel provient du socle austroalpin, du flysch penniques et du volcanisme périadriatique. Cette méthode montre bien qu'il y a eu un transport entre le domaine alpin et le fossé rhénan. Cependant, des tempêtes ont pu engendrer des transports aériens de ces particules de la taille d'un grain de sable. De nos jours, il arrive même parfois que du sable du Sahara soit transporté jusqu'en Europe lors de grandes tempêtes.

Bien que démontrant un transport, cette étude ne met pas en évidence une liaison marine entre la mer périalpine et la mer rhénane.

1-3-MOUTIER ET WYNAU, JALONS DE LA COMMUNICATION ENTRE LE MER RHÉNANE ET PÉRIALPINE ?

Dans le synclinal de Moutier, REICHENBACHER *et al.* (1996) ont récolté des foraminifères dans le forage TOR 4. Attribué à la formation de la Molasse alsacienne, le niveau TOR 4/9.2-9.45 est représenté par des marnes silteuses, contenant des foraminifères benthiques et planctoniques, ainsi que du nannoplancton. Les foraminifères déterminés par REICHENBACHER *et al.* (1996) sont, pour les benthiques : *Bulimina* spp. et *Cicidites* spp., et pour les planctoniques : *Globotruncana* et des Heteroheliciidae (Crétacé supérieur), *Morozowella subbotinae*?, *Acarinina bullbrooki* (Eocène inférieur à moyen). Certaines formes sont connues jusqu'à l'Oligocène comme *Globigerinita* sp. et *Globigerina officinalis*. Le nannoplancton est caractéristique du Crétacé, du Paléocène, de l'Eocène inférieur et de l'Eocène terminal (NP 20). REICHENBACHER *et al.* (1996) considèrent que les foraminifères sont remaniés. La très bonne conservation des foraminifères ne permet pas de souscrire à cette idée. Dans le synclinal de Moutier, la Molasse alsacienne est une formation fluviatile, où les dépôts ne permettent pas une bonne conservation des fossiles en raison de l'énergie importante présente dans ces environnements. Ainsi la bonne conservation des foraminifères devrait montrer qu'elles sont autochtones. Nous avons récupéré des foraminifères de ce niveau pour les faire redéterminer (K. GRIMM). Les espèces présentes sont *Bolivina* sp., *Globigerina* sp. (éventuellement *Globigerina bulloides*), (Planche 10 ; 8). Malheureusement, aucune position stratigraphique n'est envisageable avec ces espèces. Cependant, ces espèces auraient pu vivre au Rupélien. Aucune véritable affinité avec les foraminifères de l'UMM périalpine et rhénane ne peut être mise en évidence. Si on considère que les foraminifères sont synchrones aux dépôts, ceux-ci peuvent être datés par les charophytes des forages mis en parallèles. Ces charophytes correspondent aux

zones à *major* et *microcera*, soit le Rupélien.

Au pied du Jura, à Wynau, au lieu-dit Kellenboden (wald), FISCHER (1965) a trouvé un affleurement marno-gréseux de couleur grise comme celui de Moutier. Dans ce sédiment, il découvre des foraminifères tertiaires comme des Bolivines, des Globigérines en grande quantité et de rares Bulimines, Cibicidés, Discorbidés, Nonionidés, Nodosariés et Lenticulines. Ces mêmes foraminifères, redéterminés par K. GRIMM sont représentés par *Bolivina* sp. (Planche 10 ; 10), *Bolivina beyrichi*, *Melonis affinis*, *Lagena* sp., *Dentalina* sp.1, *Dentalina* sp.2, *Lenticulina* sp., *Cibicides* sp., *Rotalia* sp., *Globigerina bulloides* (Planche 10 ; 9), *Globigerina* sp. et *Globorotalia* sp., ainsi que des Rotaliidae indéterminées. Ces foraminifères pourraient appartenir au Rupélien, comme à des âges plus vieux. Aucun de ces foraminifères n'appartient à des espèces typiques de l'UMM du nord du fossé rhénan. Cependant, les genres *Bolivina* sp., *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., *Cibicides* sp., *Globigerina* sp. et l'espèce *Melonis affinis* sont rencontrés dans l'UMM rhénane de la formation des Septarienton de Laufen. Cette similitude des foraminifères entre ces deux régions est remarquable. Ayant récupéré du sédiment de ce niveau, nous l'avons soumis à une recherche nannoplanctonique. Les nannofossiles déterminés par E. DE KAENEL sont représentés par les espèces : *Chiasmolithus bidens*, *Clausicoccus cribellus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cruciplacolithus frequens*, *Cruciplacolithus intermedius*, *Dictyococcites bisectus bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Ericsonia formosa*, *Markalius astroporus*, *Prinsius bisulcus*, *Prinsius martinii*, *Reticulofenestra caucasia*, *Reticulofenestra daviesi*, *Reticulofenestra dictyoda*, *Reticulofenestra haqii*, *Sphenolithus editus*, *Toweius callosus*, *Transversopontis pulcher*. Il existe également dans ces sédiments des nannofossiles remaniés du Crétacé et du Paléocène. Ces nannofossiles indiquent des zones nannoplanctoniques allant du sommet de NP 17 à NP 21, soit du Bartonien supérieur au Rupélien inférieur. *Coccolithus pelagicus*, *Dictyococcites bisectus bisectus*, *Ericsonia formosa*, *Reticulofenestra caucasia*, *Reticulofenestra daviesi* et *Reticulofenestra dictyoda* sont des espèces communes aux dépôts de Wynau et de Laufen.

Les dépôts de Wynau contiennent de nombreux genres et espèces de foraminifères et de nannoplanctons qui se retrouvent dans des dépôts plus nordiques comme ceux de Laufen.

On serait tenté de paralléliser les dépôts de Laufen et ceux de Wynau. Les dépôts de Laufen sont datés de l'intervalle NP 21-NP 22 sur la base des nannofossiles et NP 22 par l'étude palynologique et la limite supérieure de l'âge nannoplanctonique de Wynau est NP 21. Il est donc possible d'imaginer une communication à NP 21 entre Laufen, le synclinal de Delémont avec les dépôts marins de Develier datés de la zone à charophytes *tuberculata* (équivalent de NP 21) et Wynau. Cependant la position stratigraphique des dépôts marins de Wynau est problématique. En effet, en étudiant différents forages de la région de Wynau (RB6/95 et RB7/95), nous espérons retrouver ces dépôts marins. Nous n'avons pas eu de succès. Par contre, nous avons observé que la succession des formations montrait d'abord le dépôt d'une série lacustre appartenant à la formation des Calcaires

inférieurs, surmonté de la formation de l'Aarwanger Molasse, équivalent de la Molasse alsacienne. La formation des Calcaires inférieurs est datée du niveau mammalien MP 27 par ENGESSER & MAYO (1987) et également par les charophytes qui appartiennent aux zones *major* ou *microcera* et *ungeri*. L'Aarwanger Molasse est datée des niveaux mammaliens MP 27-MP 29 (ENGESSER, 1990), appelée également Glimmer Molasse par FISCHER (1965). FISCHER (1965) indique que l'affleurement de Kellenbodenwald se situe à la base de la Glimmermolasse. Donc, d'après ENGESSER & MAYO (1987) et ENGESSER (1990), l'affleurement marin de Wynau devrait se trouver daté autour du niveau mammalien MP 27, ce qui est beaucoup plus jeune qu'un niveau nannoplanctonique NP 21. De même, en étudiant les forages de Wynau, il s'avère que le plus proche, RB3/97, situé à 150 m au sud de l'affleurement de Kellenbodenwald présente plus de 75 m de Molasse alsacienne auxquels il faut probablement ajouter quelques mètres de Calcaires inférieurs. Le sommet de ce forage est à 435 m d'altitude alors que l'affleurement de Kellenbodenwald se situe à 405 m d'altitude (niveau de l'Aare). Selon FREI *et al.* (1996), le pendage général des couches est de 5 à 10° vers le NE. Cela laisse supposer que le niveau de Kellenbodenwald se trouve à plus de 100 m au-dessus du Mésozoïque, soit dans la Molasse alsacienne datée entre MP 27 et MP 29. Il est donc difficile de concevoir une datation à NP 21 pour l'affleurement de Wynau. L'existence de grandes failles pourrait éventuellement expliquer ces problèmes de datations. Cependant, les campagnes sismiques (FREI *et al.*, 1996) ne montrent aucun grand accident tectonique.

Les datations par nannofossiles de la base du Rupélien sont problématiques. Dans ce travail, de nombreux niveaux marins comme Laufen, Bressaucourt, Dornachbrugg, Wynau et Bressaucourt ont été datés du niveau NP 21, déduit des nannofossiles. Ces datations ont été fortement mises en doute à Laufen où la palynologie montre un niveau NP 22 et en aucun cas un niveau NP 21, ainsi qu'à Dornachbrugg où les micromammifères indiquent un niveau mammalien MP22 et la palynologie un niveau NP 22, âges plus jeunes que NP 21.

Ces problèmes de datation résident dans le fait que les différentes zones entre NP 21 et NP 24 se caractérisent par des disparitions (cf. Annexe 3). En effet, la limite entre NP 21 et NP 22 est basée sur la disparition de *E. formosa*, et la limite entre NP 22 et NP 23 est basée sur la disparition de *R. umbelica*. La limite entre NP 23 et NP 24 est basée sur l'apparition de *S. ciperoensis* (HARDENBOLD *et al.*, 1998 ; BOLLI *et al.*, 1985 ; BERGER 1992). Ainsi, lorsque l'on étudie des sédiments où les remaniements sont importants, comme c'est le cas la plupart du temps, les datations sont alors problématiques. En effet, l'analyse palynologique a pu démontré que certains niveaux de la coupe de Laufen montraient jusqu'à 40 % de palynomorphes remaniés. En conclusion, la plupart des datations de mes coupes à NP 21 sont basées sur la présence de *E. formosa*, mais en raison des remaniements importants, l'intervalle NP 21-NP 23 devra donc être considéré.

Bien que des problèmes demeurent sur la position stratigraphique des affleurements, il est néanmoins possible de concevoir l'existence d'une communication entre les

dépôts marins rhénans présents d'une façon incontestable dans les synclinaux du nord du Jura, et les affleurements de Moutier et de Wynau. La connexion entre Moutier et Wynau peut s'effectuer soit par le synclinal de Mümliswil, soit par le synclinal de Welchenröhr-Balstahl. Les synclinaux du Jura n'avaient évidemment pas encore leur apparence actuelle, mais les synformes et les reliefs moins accusés devaient déjà être présents, puisque la transgression a été majoritairement contenue dans le synclinal de Delémont, ne laissant que de petits bras de mers empruntant les synformes pour rejoindre la mer périalpine lors du maximum d'inondation ou d'une phase tectonique marquée. Cette connexion entre ces deux mers reste discrète sédimentologiquement. En effet, cette connexion devrait se faire par de petits bras très peu larges et peu profonds, où la sédimentation est de type gréseux, ce qui rend ces faciès difficilement individualisables des dépôts gréseux fluviaux. Pour le jalon de Moutier, tout le forage avait été considéré comme appartenant à la formation de la Molasse alsacienne. Ainsi, dans ces petits bras marins se jetaient les différents fleuves de la formation de la Molasse alsacienne. Les conditions de l'eau dans ces bras devaient être saumâtres, ne permettant que l'extension d'une faune très restreinte, composée majoritairement de foraminifères margino-littoraux et de nannoplanctons. Une communication entre les affleurements de Wynau et la mer périalpine devait également produire une sédimentation marine gréseuse discrète vis-à-vis des dépôts majoritairement fluviaux de la formation de la Molasse alsacienne.

Une autre possibilité d'interprétation serait de considérer les dépôts de Moutier et de Wynau diachrones. Le niveau marin de Moutier serait un jalon de la liaison entre la mer rhénane et la mer périalpine comme décrit dans le paragraphe précédent. Les dépôts marins de Wynau pourraient éventuellement correspondre à un estuaire situé au pied du Jura. La régression de l'UMM périalpine se fait en direction de l'est et la ligne de côte serait située entre le Bodensee et Munich à 24.6 Ma (BERGER, 1996). Si l'on considère que les dépôts marins de Wynau sont datés du niveau mammalien MP 27 (au lieu de NP 21 donné par les nannofossiles), soit à environ 25.6 Ma, il est possible, d'une part que la ligne de côte ait été beaucoup plus à l'ouest, et d'autre part qu'elle pouvait se prolonger vers l'ouest sous la forme d'un estuaire au pied du Jura, lieu de rencontre des fleuves de la Molasse du Plateau dont le drainage se fait d'ouest en est (Genfersee-Schüttung) et de l'UMM périalpine qui régresse en direction de l'est. Cette interprétation s'accorde avec le fait que FISCHER a découvert ce niveau marin sous l'Aarwanger Molasse (équivalent de la Molasse alsacienne), montrant ainsi la progradation des sédiments fluviaux sur les sédiments marins. Cet estuaire aurait une faible extension car le niveau marin n'a pas été découvert dans les forages voisins.

1-4-CONCLUSIONS :

La connection entre la mer périalpine et la mer rhénane au Rupélien demeure un problème épineux. Lorsque les faunes rupéliennes de ces deux domaines sont comparées, afin de voir si leurs affinités permettent d'établir une liaison marine entre ces deux paléoprovinces, les conclusions diffèrent selon les groupes. Les foraminifères benthiques et

les dinoflagellés rupéliens n'apportent pas d'arguments en faveur ou en défaveur de cette liaison. Les foraminifères planctoniques, les ostracodes, les mollusques et les siréniens montrent de grandes différences faunistiques, indiquant ainsi l'absence d'une communication marine. Seules les études des otolithes et des poissons permettent de mettre en évidence une liaison marine entre la mer périalpine et rhénane.

Les études des faunes et flores remaniées (nannofossiles, dinoflagellés, foraminifères planctoniques) apportent toutes des arguments en faveur d'une communication marine entre les deux domaines.

Enfin, les études de minéraux lourds apportent des arguments défavorables à cette liaison.

Bien que l'écologie des faunes rupéliennes, la présence de faunes remaniées du Crétacé supérieur et du Paléocène et les méthodes sédimentologiques puissent être discutées et contestées, la présence physique de passages marins dans les sédiments de Moutier et de Wynau permettent de rapprocher les provinces marines rhénanes et rupéliennes. Bien que l'affleurement de Wynau puisse être indépendant d'une liaison marine entre les deux domaines en constituant un estuaire indépendant au pied du Jura, l'affleurement de Moutier représente un véritable jalon de cette communication marine.

Les synclinaux du Jura n'avaient évidemment pas encore leur apparence actuelle, mais les synformes et les reliefs moins accusés devaient déjà être présents, puisque la transgression a été majoritairement contenue dans le synclinal de Delémont, ne laissant que de petits bras de mer empruntant les synformes pour rejoindre la mer périalpine lors du maximum d'inondation, ou d'activité tectonique engendrant des effondrements. Cette connexion entre ces deux mers reste discrète sédimentologiquement. En effet, cette connexion devait se faire par de petits bras très peu larges, où la sédimentation est de type gréseux, ce qui rend ces faciès difficilement individualisables des dépôts gréseux fluviaux. Pour le jalon de Moutier, tout le forage avait été considéré comme appartenant à la formation de la Molasse alsacienne. De plus, dans ces petits bras se jetaient les différents fleuves de la formation de la Molasse alsacienne. Les conditions de l'eau dans ces bras devaient être saumâtres, ne permettant que l'extension d'une faune très restreinte, composée de foraminifères margino-littoraux et de nannoplanctons.

Les conditions écologiques très spécifiques de ces petits bras de mer, ainsi que leur morphologie très réduite, n'ont pas pu permettre un échange faunistique important entre la mer périalpine et la mer rhénane. La plupart des faunes benthiques ne peuvent pas coloniser ces petits bras de mer et c'est pourquoi les ostracodes et les mollusques montrent des associations très différentes en fonction des deux domaines. En plus d'un endémisme très développé chez les ostracodes, cette différence est même accentuée par les paléoenvironnements subalpins et rhénans différents (majoritairement épibathyal en position périalpine, côtier dans les synclinaux du Jura estimé à - 30 m d'après les ostracodes). Des faunes néctoniques, seuls les poissons ont pu traverser ces bras de mer. Cela pourrait être expliqué par le fait que les poissons possèdent des organes d'osmorégulation,

permettant de résister temporairement à des variations de salinité, comme cela est le cas dans ces petits bras de mer où se jetaient une multitude de petits fleuves (formation de la Molasse alsacienne). De plus, les poissons sont des nageurs actifs et ils peuvent se soustraire rapidement à des conditions défavorables.

Ces petits bras de mer reliant la mer périalpine et la mer rhénane devaient constituer une barrière écologique en raison de leurs conditions spécifiques. Bien que la plupart des faunes marines ne pouvaient s'y développer correctement, les faunes remaniées (foraminifères planctoniques, dinoflagellés et nannofossiles) provenant du front alpin, érodées des roches du Paléocène, ont été transportées jusque dans la mer rhénane. Eléments plus lourds, les différents minéraux arrachés aux roches érodées en position subalpine, auraient été bien plus difficilement transportés jusque dans le domaine rhénan. De plus, les analyses minéralogiques effectuées en position rhénane peuvent être influencées par un éventuel apport provenant de l'ouest, c'est-à-dire du bassin de la Bresse via la faille transformante, comme le suggère BRIANZA *et al.* (1983), pouvant ainsi masquer les spectres alpins.

En conclusion, l'existence d'une communication marine entre la mer périalpine et la mer rhénane est documentée par l'existence de sédiments marins dans les synclinaux du sud du Jura. Cette communication s'est faite par l'intermédiaire de petits bras de mer aux conditions écologiques très particulières qui ont limité les échanges faunistiques. La datation de cette communication reste encore problématique, elle a dû avoir lieu entre 32 et 28 Ma, soit les zones de charophytes *major* à *microcera*. Ainsi, toute étude future dans la Molasse alsacienne des synclinaux de Moutier, Mülliswil, Tavannes et Welchenröhr-Balstahl devra se focaliser sur la recherche de sédiments marins, permettant d'avoir de nouveaux jalons de cette communication marine.

2- L'USM :

2-1-ÉTUDE DES MINÉRAUX LOURDS DE QUELQUES ÉCHANTILLONS DES COUPES CONTINENTALES ÉTUDIÉES :

Nous avons soumis quelques échantillons de l'USM à une analyse des minéraux lourds. Les résultats de cette étude sont donnés par la fig.VI-1.

Un échantillon RB6 44-47.4 provient de la formation des Calcaires inférieurs d'un forage de Wynau. Les niveaux MB1, VMO 20, VMO 13, VMO 2 et VMO 1, disposés de bas en haut stratigraphiquement, des coupes de Moutier-Belprahon et Viaduc-Moutier, proviennent de la formation de la Molasse alsacienne. Dans la même formation, mais dans le synclinal de Tavannes, le forage BR1 a livré deux échantillons soumis à une analyse des minéraux lourds. En raison de l'absence de fossiles, ce forage n'a pas été étudié en détail dans le chapitre III. Cependant, le relevé de ce forage peut être consulté en Annexe 2.

Lorsque l'on compare le spectre des minéraux lourds du niveau RB6 44-47.4 à ceux établis par MAURER *et al.* (1982) pour la formation des Calcaires inférieurs (Wynauerkalk), les

spectres sont très différents. Le niveau RB6 44-47.4 montre de grands pourcentages de grenats et d'épidotes et un peu de zircon. D'après MAURER *et al.* (1982), les minéraux lourds dominants sont le grenat et l'apatite, même dans l'Aarwanger Molasse, la formation qui recouvre les Wynauerkalk. Aucune information ne peut donc être extraite de cette comparaison.

Dans le synclinal de Moutier, la série de spectres de minéraux lourds issue des échantillons de la formation de la Molasse alsacienne (MB 1, VMO 20, VMO 13, VMO 2, VMO 1) montre une prédominance de grenat, variant entre 15 et 55 %. Les minéraux lourds toujours présents, par pourcentages décroissants, sont l'épidote, le zircon, l'hornblende brune et la tourmaline.

Les spectres de BR1 16 et BR1 18.6 issus de la formation de la Molasse alsacienne du synclinal de Tavannes sont proches de ceux du synclinal de Moutier au niveau qualitatif. Cependant, les pourcentages de grenat ne dépassent pas 20 %, alors que l'épidote dépasse 60 % de l'échantillon (dans le synclinal de Moutier, seul le niveau sommital VMO 1 a le même type de spectre). Le zircon, l'hornblende brune et l'hornblende verte et la tourmaline sont présents.

Lorsque l'on compare ces résultats avec ceux d'ANTENEN (1973), seuls les dépôts de Saicourt (synclinal de Tavannes) montrent les mêmes abondances de grenat, d'épidote, de zircon et de tourmaline que le forage RB1. Cependant les spectres d'Antenen montrent une part importante d'apatite, jamais enregistrée dans nos échantillons car la méthode d'analyse détruit ce minéral. Nos échantillons du synclinal de Moutier, malgré des pourcentages plus élevés de grenat, montrent également la prédominance de l'épidote, du zircon, la tourmaline comme les échantillons d'Antenen, l'hornblende brune étant plus abondante dans nos échantillons.

Lorsque que l'on compare nos résultats à ceux de BRIANZA *et al.* (1983), les spectres de la Molasse alsacienne des synclinaux de Moutier et de Tavannes sont voisins de ceux des Cyrenenmergel (Base de la Molasse alsacienne) étudiés dans le forage de Leymen. Les grenats du forage de Leymen, comme ceux des spectres du synclinal de Moutier, montrent des teneurs élevées (40%). Ensuite, comme dans les spectres de Moutier, l'épidote et la tourmaline dominent. Les teneurs en zircon sont plus importantes dans nos échantillons que dans ceux de Brianza *et al.* (1983). Comme pour les spectres d'ANTENEN (1973), le forage de Leymen montre de grands pourcentages d'apatite, absente de nos échantillons car détruite dans le protocole de l'analyse.

A part l'absence d'apatite dans nos échantillons, les minéraux lourds dominants (grenat, épidote, tourmaline et zircon) sont les mêmes que les analyses publiées précédentes.

D'après ANTENEN (1973) et BRIANZA *et al.* (1983), au Chattien, le drainage fluvial principal provient du plateau. Sur le plateau, la Genfersee-Schüttung draine les sédiments vers l'est en direction de la ligne de rivage de l'UMM qui régresse en direction de l'est. D'après ANTENEN (1973), les synclinaux du sud du Jura sont alimentés par la Genfersee-Schüttung et également par la Thunersee-Schüttung, drainage sud-nord, engendrée par le fan delta en position subalpine. Les modèles de drainage du Chattien élaborés par BRIANZA

et al. (1983) confirment les travaux d'Antenen et considèrent que les dépôts chattiens des synclinaux nordiques et le sud du fossé rhénan sont alimentés par du matériel alpin, via la Genfersee-Schüttung. Comme pour les travaux d'ANTENEN (1973) et les nôtres, les spectres de minéraux lourds varient en fonction des synclinaux, non pas d'un point de vue qualitatif, mais quantitatif. Ces variations montrent donc des différences locales, indiquant ainsi que les synclinaux sont bien individualisés et qu'ils se distinguent les uns des autres au Chattien.

2-2-GRANDS ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES ET CRISES CLIMATIQUES :

2-2-1-LA GRANDE COUPURE ET LA T.E.E. (TERMINAL EOCENE EVENT) :

La Grande Coupure est un terme introduit par STEHLIN (1909), désignant les grands changements faunistiques observés aux environs de la limite Eocène-Oligocène dans l'Europe de l'Ouest. Pour les mammifères, cet événement entraînerait la migration (apparemment de régions de l'est) en particulier de nouveaux taxons d'Artiodactyles et de Perrissodactyles et la disparition des genres de l'Eocène (BEHRENSMEYER *et al.*, 1992). A peu près 17 genres ont disparu, 20 sont apparus et 25 sont restés inchangés chez les mammifères (MC KENNA, 1983 ; BRUNET, 1977 ; PROTHERO, 1985).

Les causes de cet événement ont donné lieu à de nombreux travaux. LEGENDRE (1987) a démontré que cette Grande Coupure était due à une détérioration climatique, avec un développement de l'aridité et une baisse des températures. Il montre également que cette crise a eu un caractère mondial et qu'elle est liée à la TEE (Terminal Eocene Event) (VAN COUVERING *et al.*, 1981 ; POMEROL & PREMOLI SILVA, 1986). Bien que la crise soit synchrone à l'échelle de l'Europe, les immigrants arrivent plus rapidement en Allemagne qu'en France, ce qui mettrait en évidence le rôle de barrière du fossé rhénan. Selon STEININGER *et al.* (1985), une des causes importantes de la Grande Coupure résiderait dans la fermeture du détroit de Turgai, permettant l'immigration massive en Europe de l'ouest. Cette cause paléogéographique semble être confirmée par les travaux de RUSSELL & TOBIEN (1986), car la Grande Coupure serait plus marquée par des apparitions que par des disparitions.

D'après BERGER (1992), en Suisse, seuls les sédiments de l'Helvétique (Eocène) et les dépôts du Sidérolithique auraient pu documenter cet événement. De nombreux affleurements situés dans la formation des Calcaires inférieurs et Terres Jaunes sont datés grâce aux charophytes qui appartiennent à la zone *Harrisichara tuberculata*. Cette zone de charophytes correspond à l'intervalle entre la fin du Priabonien et le début du Rupélien, soit la limite entre l'Eocène et l'Oligocène. Bien que pour l'instant, aucun changement de faune ou de flore n'ait été enregistré dans les coupes étudiées, toute nouvelle étude dans ces niveaux devrait s'employer à se concentrer sur ce grand événement géologique.

2-2-2-CRISE CLIMATIQUE DE LA FIN DU CHATTIEN :

Les coupes de Courfaivre, la Brochene Fluh et le forage RE2 se trouvent dans la formation des Calcaires delémontiens. Cette formation a été datée de l'intervalle mammalien MP 29 jusqu'à la base de MN 1. Les coupes étudiées enregistrent, en leur sommet, des événements paléocologiques particuliers, que l'on peut sans doute corréler avec un événement climatique.

Le forage de Reconvilier (RE2), dans le synclinal de Tavannes, montre à son sommet un flash à *Hemicyprideis dacica grekoffi*. Ainsi, bien que tout le long du forage l'ostracodofaune soit représentée par des espèces lacustres typiques, le niveau RE2 5.9-6 contient des ostracodes à affinités saumâtres.

La coupe de Courfaivre (CRF98), située dans le synclinal de Delémont enregistre également à son sommet un flash saumâtre. En effet, bien que les ostracodes soient représentés par des espèces strictement d'eau douce, le niveau CRF98/ 43 contient l'espèce *Hemicyprideis dacica grekoffi*, ostracode saumâtre.

Ces ostracodes ne représentent pas des environnements côtiers saumâtres, soumis à l'influence de la mer, car à cette époque, la ligne de côte la plus proche se trouve à mi-chemin entre le Bodensee et Munich (BERGER, 1996). De plus, l'enregistrement de ce flash écologique n'est pas ponctuel, mais multiple. Il doit donc répondre à un facteur général qui affecte toute la région du Jura. Cet événement saumâtre pourrait être causé par différents événements (PICOT

et al., 1999):

1) Une crise climatique, et plus particulièrement une crise d'humidité, mise en évidence sur le plateau molassique occidental par les études paléobotaniques (BERGER 1992).

2) L'érosion des faciès salifères du Sud Rhénan à la fin de l'Oligocène, liée au soulèvement local du fossé rhénan (SISSINGH 1998).

3) L'érosion de la couverture du massif des Vosges – Forêt-Noire à savoir le Trias évaporitique.

La coupe de la Brochene Fluh dans le synclinal de Waldenburg a focalisé un grand nombre de spécialistes. Récemment BECKER et al. (2002) ont étudié les variations isotopiques des gyrogonites de charophytes le long de cette coupe. Ils ont mis en évidence 6 cycles géochimiques le long de cette coupe. Au sommet de cette coupe, le Cycle IV est interprété comme un événement avec une évaporation importante et avec une diminution de la couverture végétale. Ensuite, le cycle V est interprété comme la fin de cet événement sec avec un retour important des apports d'eau. Ces cycles sont interprétés comme une crise climatique.

Les otolithes ont été étudiés par REICHENBACHER (2002) et les ostracodes par SCHÄFER (2002) pour la taxinomie, et l'écologie par mes soins. Il s'avère que les otolithes montrent que les espèces de poissons ont des affinités

Altitude a2 > Altitude a1

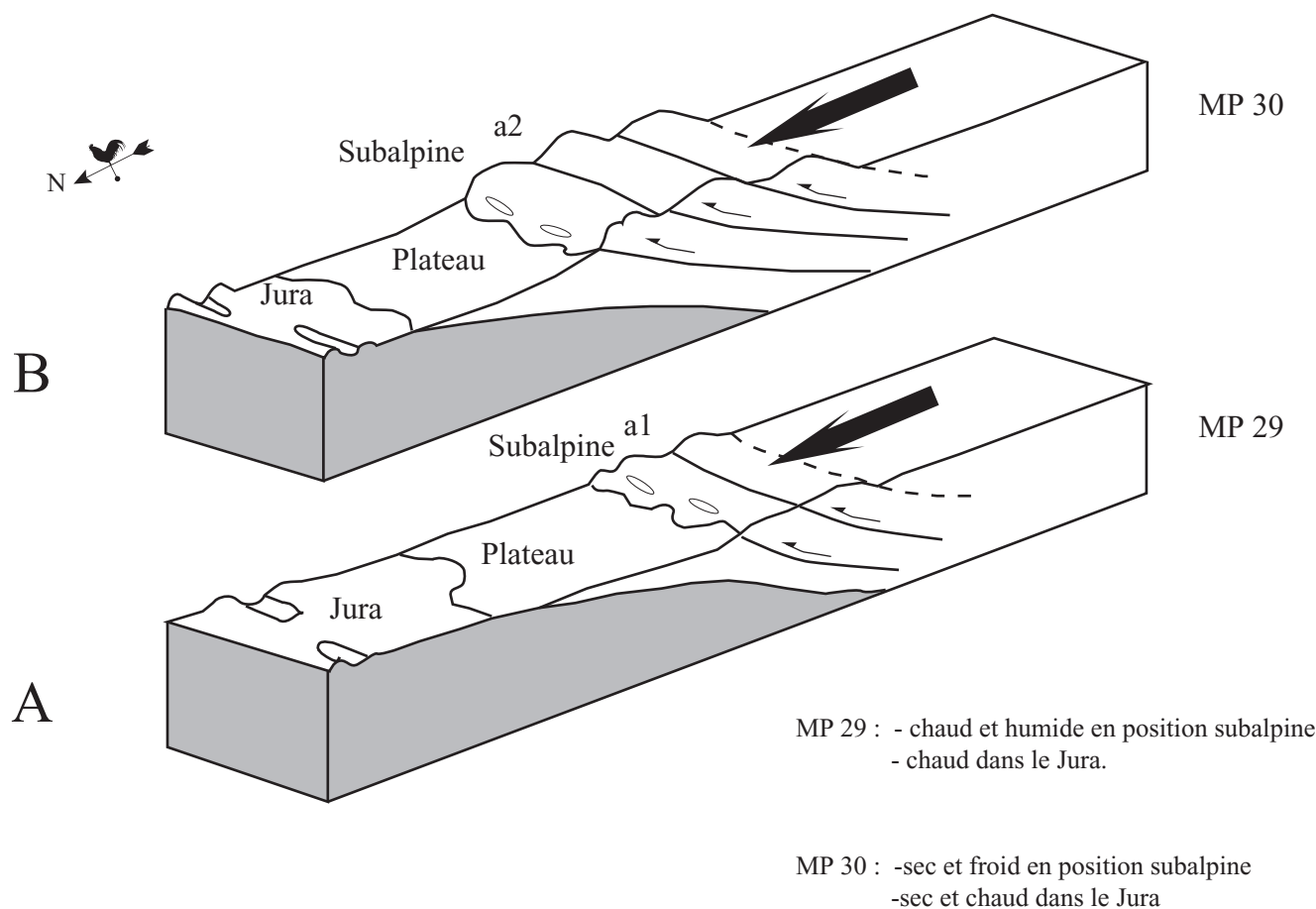


Fig.VI-2:Explication de la différence de température entre le Jura et la subalpine à la fin du Chattien (MP 30).

saumâtres durant l'intervalle du Cycle IV et enregistrent des eaux plus douces lors du cycle V. Ainsi, l'évaporation importante interprétée par BECKER *et al.* (2002) entraînerait le passage à des eaux plus saumâtres du lac de la Brochene Fluh. De plus, l'étude des otolithes montre également que les eaux du lac sont chaudes. Ce fait est d'ailleurs confirmé par la présence d'ostracodes thermophyles comme *Strandesia* sp. et *Stenocypris* sp..

Ainsi, l'événement climatique caractérisé par une évaporation importante est corrélé par des environnements saumâtres qui se marquent par la présence d'ostracodes saumâtres dans certains cas (forage de Reconvilier et coupe de Courfaivre) ou par une ichtyofaune saumâtre (coupe de la Brochene Fluh), mais également des faunes thermophyles (poissons et ostracodes de la Brochene Fluh). Ainsi le climat jurassien montrerait à la fin du Chattien des caractéristiques sèches et chaudes, plus précisément au niveau mammalien MP 30. Cet événement ne perdure pas dans les niveaux supérieurs de la Brochene Fluh, à savoir à la base de l'Aquitaniien (MN1).

Cette « crise de l'humidité » a été enregistrée dans d'autres endroits que dans le Jura. En Suisse, BERGER (1992) conclut qu'à l'Oligocène supérieur, ces courbes isotopiques sont corrélées avec une baisse de la température et de l'humidité soulignée par des changements floristiques dans des dépôts situés en position subalpine. En effet, l'étude de la coupe de Rochette (BERGER, 1998), datée du niveau mammalien MP 29, dans la formation de la Molasse à charbon montre des environnements chauds et humides. Ce climat est déduit de l'étude floristique, de la présence de *Lygodium* et d'anthracothères et de la taille importante des tortues et des crocodiles. Ces niveaux contiennent des Taxodiacées en grande quantité. Ensuite dans les dépôts sus-jacents, correspondant au niveau mammalien MP 30 jusqu'à la base de MN1, dans la formation des Marnes et Grès à gypse, les Taxodiacées disparaissent montrant ainsi une crise de l'humidité. De plus, de nombreux affleurements

contiennent du gypse, montrant sans doute le caractère évaporitique. Cette crise s'accompagne d'une chute des températures déduites de la disparition des palmiers d'après BERGER (1992). Ensuite, à partir du niveau mammalien MN 1, à la base du Miocène, le climat redevient chaud, ceci étant attesté par la présence de palmiers en grande quantité dans les dépôts de la formation de la Molasse grise de Lausanne par exemple, et par la taille importante des tortues comme à Wallenried (BECKER, 1996).

Lorsque l'on compare les climats suisses au niveau mammalien MP 30, la crise de l'humidité semble être enregistrée par les dépôts du Jura et par ceux en position subalpine. Cependant, bien qu'en position subalpine un refroidissement est déduit de la disparition des Taxodiacées, dans le Jura celui-ci n'est pas observé. En effet, d'après l'étude paléoécologique des otolithes et des ostracodes dans la coupe de la Brochene Fluh, ceux-ci sont thermophyles. Une explication de cette différence de température peut-être déduite de la géodynamique. SISSINGH (1998) met en évidence à la fin du Chattien, une phase tectonique. Cette phase sur le front alpin pourrait expliquer cette différence de température entre la Molasse du Jura et la Molasse subalpine. Sur la fig. VI-2, les deux blocs diagrammes allant du front alpin aux synclinaux du Jura sont représentés. Le bloc diagramme A montre qu'au niveau mammalien MP 29, le climat est chaud et humide en position subalpine alors qu'il fait chaud dans le Jura. Le bloc diagramme B pour le niveau mammalien MP 30 montre qu'avec l'avancée du front alpin, la Molasse subalpine peut se retrouver à une altitude plus élevée. Un climat général sec et chaud est rencontré dans le Jura alors que celui-ci est sec et froid en position subalpine. Cette crise d'humidité est donc une crise générale à l'ensemble du bassin d'avant-pays, mais le refroidissement en position subalpine peut être expliqué par une altitude plus élevée des milieux de dépôts, le froid entraînant la disparition des palmiers. L'altitude semble être le facteur déterminant dans cette différence de climat régional.

CHAPITRE 7: CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

La synthèse des informations concernant le Paléogène des synclinaux du Jura a permis de réaliser 5 cartes paléogéographiques. La connaissance plus approfondie des formations et de leur datation en fonction des différents synclinaux permet de concevoir ces cartes sur la base d'une nouvelle lithostratigraphie (chap.2). Ces cartes seront développées en deux temps.

Les premières cartes élaborées se concentreront uniquement sur les synclinaux du Jura. Pour chaque carte, la nature des milieux (marin, fluviatile, lacustre, conglomératique) des différentes coupes datées sera reportée. Lorsque ces cartes comportent des milieux marins, une carte à petite échelle sera ajoutée pour montrer les différentes lignes de côtes, ainsi que les éventuelles connexions.

Dans un deuxième temps, des cartes allant du bassin molassique suisse jusqu'au bassin de Mayence en Allemagne ont été réalisées. Ce travail s'inscrit dans un projet de recherche beaucoup plus vaste. En 1996, BERGER a construit des cartes paléogéographiques détaillées du bassin molassique suisse. Ensuite, dans le cadre du projet URGENT (Upper Rhine Graben Evolution and Neotectonics), et plus particulièrement du groupe « Sub-Project 3.3a: Basin Analysis, Lithostratigraphy, Subsidence, Palaeogeography », nous avons réalisé des cartes paléogéographiques qui s'étendent vers le bassin rhénan allant du début du Paléogène jusqu'au Miocène. Ce groupe rassemble JEAN-PIERRE BERGER (leader), BETTINA REICHENBACHER, DAMIEN BECKER et moi-même. Ces cartes n'ont pas été encore publiées,

	Molasse subalpine	Molasse du Plateau (proximal)	Molasse du Plateau (distal)	Molasse du Jura (sud)	Molasse du Jura (nord)	Fossé rhénan (sud)	Fossé rhénan	Fossé rhénan (nord)
Carte 5b 24.6-23 Ma	Molasse à charbon Conglomérats	Grès et Marnes gris à gypse, Calcaires et Dolomies	Grès et Marnes gris à gypse, Calcaires et Dolomies	Calcaires delémontiens	Calcaires delémontiens	Calcaires delémontiens Cerithium Schichten	Cerithium Schichten	Cerithium Schichten
Carte 4b 26.1-24.6 Ma	Molasse rouge de la Veveyse	Marnes bariolées, Untere Bunte Mergel	Marnes bariolées, Untere Bunte Mergel	Molasse alsacienne	Molasse alsacienne	Cerithium Schichten	Cerithium Schichten	Cerithium Schichten
Carte 3b 29.1-26.1 Ma	Molasse rouge de la Veveyse	Marnes bariolées, Untere Bunte Mergel	Marnes bariolées, Untere Bunte Mergel	Molasse alsacienne, Calcaires inférieurs	Septarienton Molasse alsacienne	Süßwasser Schichten Conglomérats	Süßwasser Schichten	Süßwasser Schichten
Carte 2b 32.5-29.1 Ma	Schistes à Meletta, Grès de Taveyannaz et d'Aldorfer, Formations de Vaulruz et du Val d'Illicz, Grisigermérgel		Calcaires inférieurs	Molasse alsacienne, Calcaires inférieurs	Septarienton Molasse alsacienne	Foraminiferenmergel Meletta Schichten Septarienton Marnes rupéliennes	Foraminiferenmergel Meletta Schichten Septarienton Marnes rupéliennes	Foraminiferenmergel Meletta Schichten Septarienton Marnes rupéliennes
Carte 1b 34.5-33.2 Ma	Schistes à Meletta, Grès de Taveyannaz et d'Aldorfer, Formations de Vaulruz et du Val d'Illicz, Grisigermérgel		Calcaires inférieurs	Calcaires inférieurs et Terres Jaunes	Calcaires inférieurs et Terres Jaunes	Calcaires inférieurs, Gompholites et Conglomérats, Formation saline inférieure	Formation dolomitique Marnes à Lymnées	Formation dolomitique Marnes à Lymnées

Fig.VII-1:Répartition simplifiée des différentes formations de la zone subalpine jusqu'au nord du fossé rhénan pour l'élaboration des cartes paléogéographiques

mais peuvent être consultées sur le site internet: <http://comp1.geol.unibas.ch/>. La nature des milieux (marin, saumâtre, fluviatile, lacustre, conglomératique) a été reportée sur ces cartes. Les lithostratigraphies du fossé rhénan proviennent en majorité du travail de REICHENBACHER (2000). Les cartes paléogènes présentées ici ont été remises à jour avec les nouvelles informations apportées par ce travail. Cependant, élaborer une synthèse très précise des différentes formations de la Molasse subalpine jusqu'au nord du fossé rhénan sort un peu du cadre de ce travail. C'est pour cela que la figure VII-1 propose une répartition simplifiée des différentes formations entre le domaine subalpin et le nord du fossé rhénan, qui sera utilisée pour l'élaboration des cinq cartes paléogéographiques générales.

Les intervalles temporels choisis, calés sur la charte biostratigraphique, pour les différentes cartes sont :

Carte 1 : 34.2-33.2 Ma. Intervalle mammalien MP 20 jusqu'à la base de MP 21. Zone à charophytes : zone à *tuberculata*.

Carte 2 : 32.5-29.1 Ma. Intervalle mammalien sommet MP 21 à MP 24. Zones à charophytes : zone à *tuberculata* et zone à *major*. Zones nannoplanctoniques NP 21 à NP 24.

Carte 3 : 29.1-26.1 Ma. Intervalle mammalien MP 25-MP 26. Zones à charophytes : zone à *microcera* et zone à *ungeri*. Zones nannoplanctoniques NP 24-base de NP 25

Carte 4 : 26.1-24.6 Ma. Intervalle mammalien MP 27-MP 28. Zones à charophytes : zone à *ungeri* et zone à *notata*

Carte 5 : 24.6-23 Ma. Intervalle mammalien MP 28-MN 1. Zones à charophytes : zone à *notata* et base de la zone à *nitida*.

1- CARTE 1 :

Ces cartes (cartes 1a et 1b) figurent l'intervalle mammalien MP20 jusqu'à la base de MP 21 et la zone à Charophytes : zone à *tuberculata*.

Carte des synclinaux du Jura (Carte 1a) :

Cette carte (fig.VII-2) montre majoritairement des dépôts lacustres. Dans le synclinal de Delémont se dépose la série lacustre de la formation Terres Jaunes. Dans le synclinal de Moutier, au nord de la ville et se prolongeant vers l'ouest sur la bordure nord du synclinal, se dépose la formation des Calcaires inférieurs. Dans le sud du fossé rhénan, dans la région d'Otterbach, d'Allschwil, de Riehen, de Reinach et de Leymen, des séries lacustres correspondant à la formation des Streifige Mergel sont observables. Ces différents lacs ont tous été datés par la présence des charophytes *Harrisichara* gr *tuberculata*. En Ajoie, les conglomérats de Porrentruy pourraient déjà se déposer. Bien que cette formation ne soit pas datée exactement, elle pourrait être anté NP 21, soit la base du Rupélien.

Carte du bassin molassique au bassin de Mayence (Carte 1b)

En Suisse, au sud de la carte (fig.VII-3), la mer alpine s'étire le long du front alpin. Les formations les plus connues sont les Schistes à Meletta, la Formation de Vaulruz et du Val d'Illiez, les grès de Taveyannaz et d'Aldorfer et les Grisigermérgel. Dans la partie distale du plateau et à l'ouest de la carte, se dépose la série des Calcaires inférieurs (à Orbe

par exemple). Dans les synclinaux du Jura, la sédimentation est essentiellement lacustre, avec le dépôt de la formation des Calcaires inférieurs et des Terres Jaunes. Dans le sud du fossé rhénan, la sédimentation est lacustre, mais sur les bordures du fossé rhénan, celle-ci est de nature conglomératique. Le centre du fossé rhénan est caractérisé par des milieux saumâtres. Il s'agit de la Formation saline inférieure. Dans la partie centrale et nordique du fossé rhénan, la sédimentation est exclusivement lacustre avec le dépôt de la Formation dolomitique et les Marnes à limnées.

2- CARTE 2 :

Ces cartes (cartes 2a et 2b) figurent l'intervalle mammalien sommet MP21 à MP 24, les zones à Charophytes : zone à *tuberculata* et zone à *major* et les zones nannoplanctoniques NP21 à NP 24.

Carte des synclinaux du Jura (Carte 2a) :

Cette carte (fig.VII-4) montre deux grand types de milieux :

D'une part, dans les synclinaux du nord du Jura et limitée clairement au sud dans la partie centrale du bassin de Delémont, la mer rhénane dépose deux types de faciès, un faciès côtier attribué à la formation des Meeressand et un faciès marin plus distal attribué à la formation des Septarienton. Le début de la transgression semble débiter au plus tôt au niveau nannoplanctonique NP 21, enregistré à Bressaucout notamment. L'affleurement de Develier de Meeressand daté par la présence d'*Harrisichara tuberculata* semble confirmer la présence de dépôt marin dès la fin du niveau NP 21. En raison des problèmes rencontrés pour dater l'intervalle NP21-NP23 par les nannofossiles, un niveau NP22 comme début de transgression dans le Jura est également envisageable (la zone à *Harrisichara tuberculata* se prolonge jusqu'à la base du niveau nannoplanctonique NP 22). Le domaine marin nord jurassien est représenté par une mer peu profonde, d'environ une trentaine de mètres d'après les associations d'ostracodes (Chap.IV).

Dans le synclinal de Moutier et dans le sud du synclinal de Delémont (dans la partie centrale mais aussi dans la partie ouest), les dépôts sont essentiellement fluviatiles.

CLÉMENT (1998) et CLÉMENT & BERGER (1999) ont démontré les fluctuations de la ligne de côte dans le synclinal de Delémont. Une autre ligne de côte a pu être mise en évidence à Dornachbrugg, où les faunes ont des affinités saumâtres et la sédimentologie montre une barre d'embouchure. Egalement en Ajoie, les conglomérats de Porrentruy contiennent de rares foraminifères qui indiquent le caractère côtier de ce type de dépôt. Ainsi la mer rhénane peut être circonscrite, à l'ouest les environs de Porrentruy, au sud par le synclinal de Delémont et à l'est par les dépôts à Dornachbrugg. Bien que ces dépôts ne soient pas absolument synchrones, ils s'inscrivent néanmoins dans un intervalle temporel restreint. L'extension de la mer rhénane dans les synclinaux nordiques est donnée par la petite carte (fig.VII-4).

En ce qui concerne l'existence d'une connexion entre la mer rhénane et la mer alpine, les affleurements de Moutier et de Wynau apportent les premiers éléments de l'affirmation de cette hypothèse. L'existence d'un niveau de foraminifères dans le synclinal de Moutier (forage Tornos, REICHENBACHER *et al.*, 1996) montrerait l'existence d'une liaison marine entre le synclinal de Delémont et celui de Moutier. Le jalon suivant, se trouverait au pied du Jura,

dans la région de Wynau. Il semble que la connexion entre la mer rhénane et la mer périalpine soit très précoce, car les nannofossiles indiquent un niveau nannoplanctonique NP 21. La connexion entre Moutier et Wynau pourrait s'effectuer soit par le synclinal de Mümliswil, soit par le synclinal de Welchenröhr-Balstahl. Cependant, les problèmes de datation par nannofossiles, ainsi que la situation de l'affleurement de Wynau entre les Calcaires inférieurs et la Molasse alsacienne, ne permettent pas de considérer l'âge de Wynau à NP 21 mais à MP 27 (cf. Chap.6). C'est pour cela que cet affleurement est positionné avec un point d'interrogation, mais il est bien plus vraisemblable que ce niveau marin soit beaucoup plus tardif.

Carte du bassin molassique au bassin de Mayence (Carte 2b)

En Suisse, au sud de la carte (fig.VII-5), la mer alpine s'étire toujours le long du front alpin qui a migré vers le nord. Les formations sont toujours les Schistes à Meletta, la Formation de Vulruz et du Val d'Illiez, les grès de Taveyannaz et d'Aldorfer et les Grisigermérgel. La mer périalpine régresse vers l'est, succédée par des dépôts fluviaux dont le drainage s'effectue également vers l'est. Durant, l'intervalle temporel de la carte, la ligne de côte de la mer périalpine migre vers l'est en traversant pratiquement la largeur de la Suisse. La ligne pointillée 1 figurée représente la ligne de côte au niveau mammalien MP21-MP22. La mer se retrouve sur tout le front alpin.

La ligne pointillée 2 représente la ligne de côte à MP 23. En effet, d'après FASEL (1986) et BERGER (1992), le sommet de la formation marine de Vulruz près de Fribourg est daté à MP 22 et le gisement de la Combe dans l'USM subalpine correspond au niveau MP22-MP23. Ainsi la ligne de côte de la mer périalpine à MP23 se situe aux environs de Fribourg. En raison, de la progradation du front alpin, la ligne de côte nord de cette mer a également migré vers le nord.

La ligne pointillée 3 représente la ligne de côte au niveau mammalien MP 24. D'après SCHLUNEGGER *et al.* (1997), le sommet de l'UMM serait daté du niveau mammalien MP 24 dans la région de Lucerne-Zug (zone magnétostratigraphique 11n2). KEMPF & MATTER (1999) mentionnent que le sommet de l'UMM se situe entre MP22-MP23 au sud de la zone subalpine dans la région située entre le lac de Zürich et celui du Bodensee (zone magnétostratigraphique fin 12r). La ligne de côte sud de la mer périalpine a donc fortement migré vers le nord. Dans cette même région, la partie sud du plateau (Goldingertobel), la mer est présente au début de NP 24. En conséquence, à MP 24, la mer périalpine n'occupe plus que l'est de la Suisse.

Sur le plateau et en bordure du Jura, les séries sont fluviales avec la formation des Marnes bariolées et des Untere Bunte Mergel. Des séries lacustres (formation des Calcaires inférieurs) subsistent comme à Orbe.

Dans les synclinaux du sud Jura, la sédimentation est majoritairement fluviale. Les synclinaux du nord du Jura sont envahis par la mer rhénane qui pourrait rejoindre la mer périalpine par une connexion passant à Moutier et éventuellement à Wynau (cf. carte 2a). Tout le fossé rhénan, du nord au sud est envahi par la mer rhénane. Une connexion entre la mer rhénane et la mer du fossé de la Bresse aurait pu avoir lieu à cette époque, via la faille transformante qui sépare ces deux bassins. L'argument qui plaide pour cette connexion est l'étude des minéraux lourds du forage de Leymen (BRIANZA *et al.*, 1983), qui montre de grandes similitudes avec les minéraux lourds du Massif Central, démontrant ainsi un transport venant de l'ouest.

REICHENBACHER (2000) émet également, l'hypothèse d'une connexion sur ses cartes paléogéographiques correspondant à la formation des Cyrenenmergel dont la base est datée dans le bassin de Mainz à MP 24.

Dans le fossé rhénan, du nord au sud, les formations des Foraminiferenmergel, des Meletta Schichten et des Septarienton se déposent.

3- CARTE 3 :

Ces cartes (cartes 3a et 3b) figurent l'intervalle mammalien MP25-MP26, les zones à charophytes : zone à *microcera* et zone à *ungeri* et les zones nannoplanctoniques NP 24 - base de NP 25

Carte des synclinaux du Jura (Carte 3a) :

Cette carte (fig.VII-6) montre, comme la précédente (carte 2a), deux grands types de milieux :

Dans les synclinaux du nord, dans le synclinal de Delémont et celui de Courgenay-Charmoille en Ajoie, la mer est encore présente. La limite sud de cette mer se situe dans le bassin de Delémont. Alors qu'à l'intervalle précédent, la mer rhénane envahissait tous les synclinaux nordiques, il ne semble subsister maintenant qu'un petit bras de mer orienté NW-SE (cf. minicarte fig.VII-6).

Dans les synclinaux du sud du Jura, dans celui de Tavannes, de Moutier et de Mümliswil, la sédimentation est majoritairement fluviale, avec parfois des épisodes lacustres comme à Mümliswil. En effet, la formation Alsacienne s.s., formation fluviale, dans les synclinaux du sud, possède souvent une intercalation calcaire. Au pied du Jura, se dépose toujours la série lacustre de la formation des Calcaires inférieurs.

Carte du bassin molassique au bassin de Mayence (Carte 3b)

Au sud de la carte (fig.VII-7), sur le front alpin, à l'ouest, la sédimentation est exclusivement fluviale. La mer alpine régresse en direction de l'est. D'après SCHLUNEGGER *et al.* (1997) et KEMPF & MATTER (1999), le sommet de la mer périalpine serait daté, dans la partie est de la Suisse, à NP 24. D'après OBERHAUSER (1991), la mer périalpine est présente en Autriche, dans le Voralberg, jusqu'à la moitié de NP 24. D'après DOPPLER *et al.* (2000), la mer périalpine bavaroise se poursuit jusqu'au sommet de NP 24, sa partie ouest devenant fluviale dès le début de NP 25. En conséquence, la ligne de côte de la mer périalpine se situerait entre le lac de Zurich et celui du Bodensee à la fin du niveau NP 24.

Sur le front alpin, de nombreux fans alluviaux montrent une sédimentation conglomératique. Dans le domaine fluviale, les sédiments sont drainés vers l'est, montrant un sens de drainage préférentiel, la Genferseeschüttung.

Au pied du Jura, se dépose toujours la série lacustre de la formation des Calcaires inférieurs. Les synclinaux au sud du Jura montrent une sédimentation essentiellement fluviale avec parfois des intercalations lacustres. La mer rhénane subsiste dans les synclinaux de Delémont et de Courgenay-Charmoille. Une connexion via la faille transformante entre le sud rhénan et les synclinaux du Jura d'une part, et le bassin de la Bresse d'autre part, peut être encore envisagée sur la base des minéraux lourds (BRIANZA *et al.*, 1983) et le fait que la présence d'une mer fermée sur le sud rhénan est difficilement envisageable car les faciès ne montrent pas d'évolution endoréique.

Dans le fossé rhénan, la sédimentation est

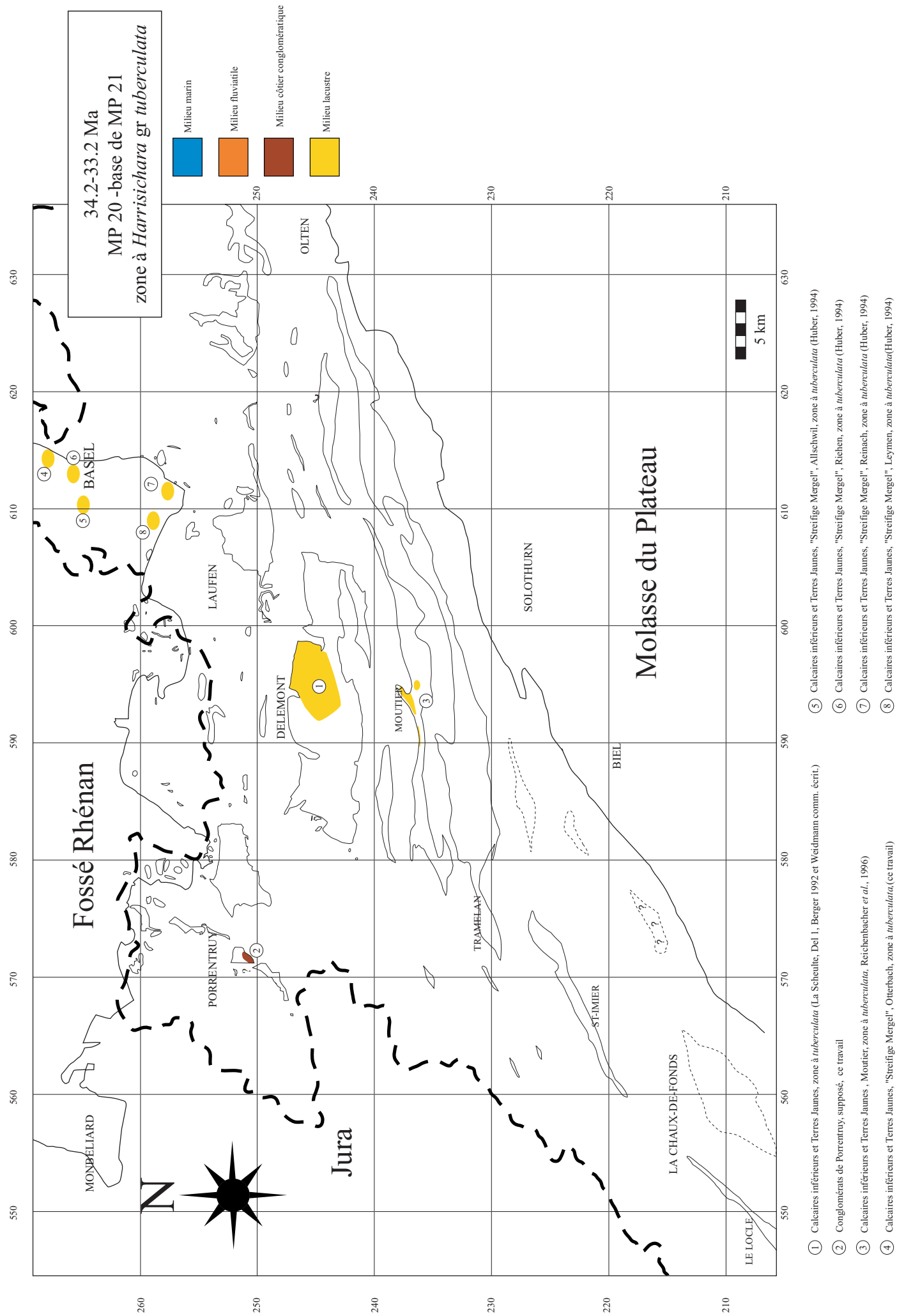


Fig.VII-2: Carte 1a

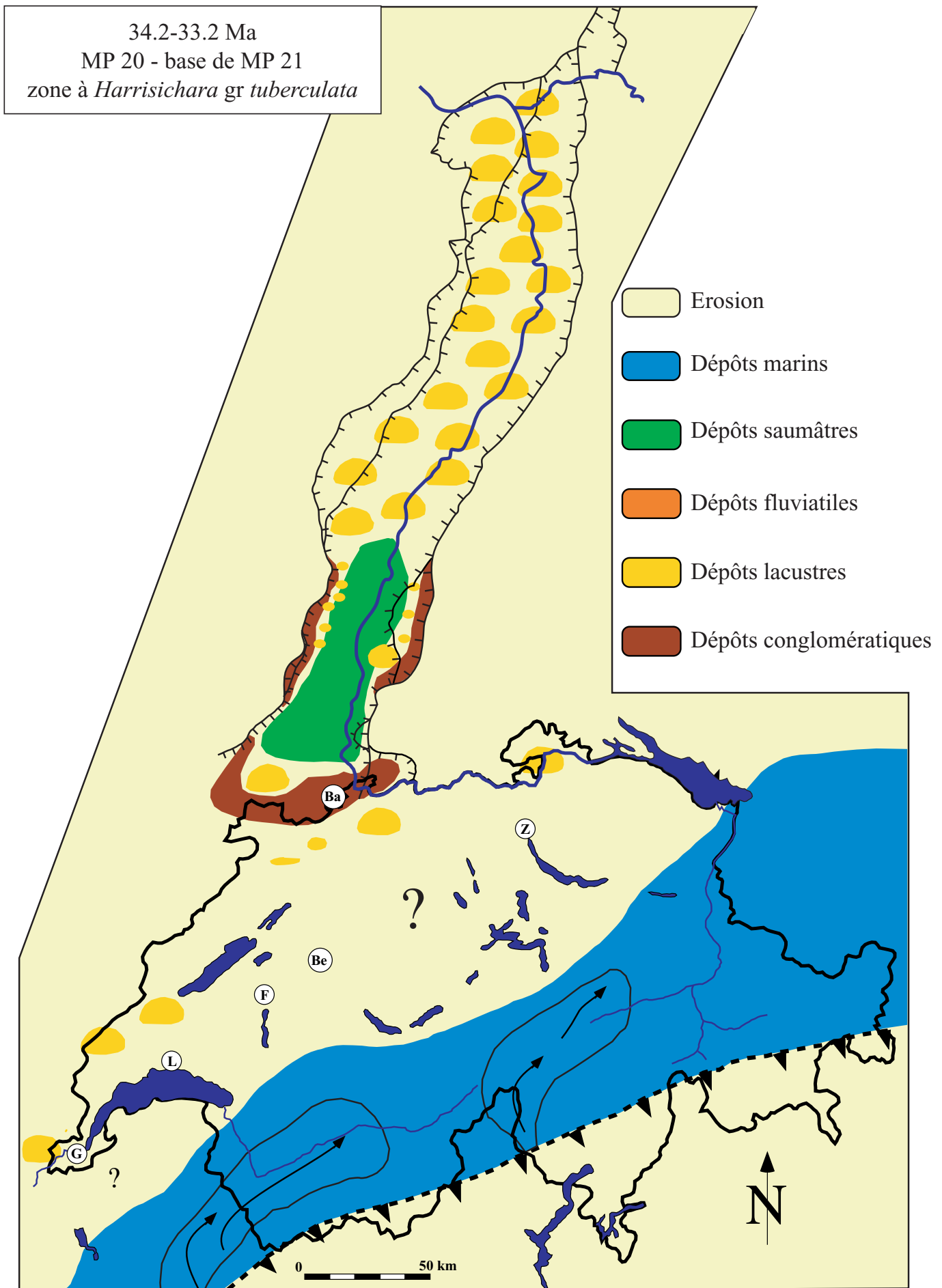


Fig.VII-3: Carte 1b

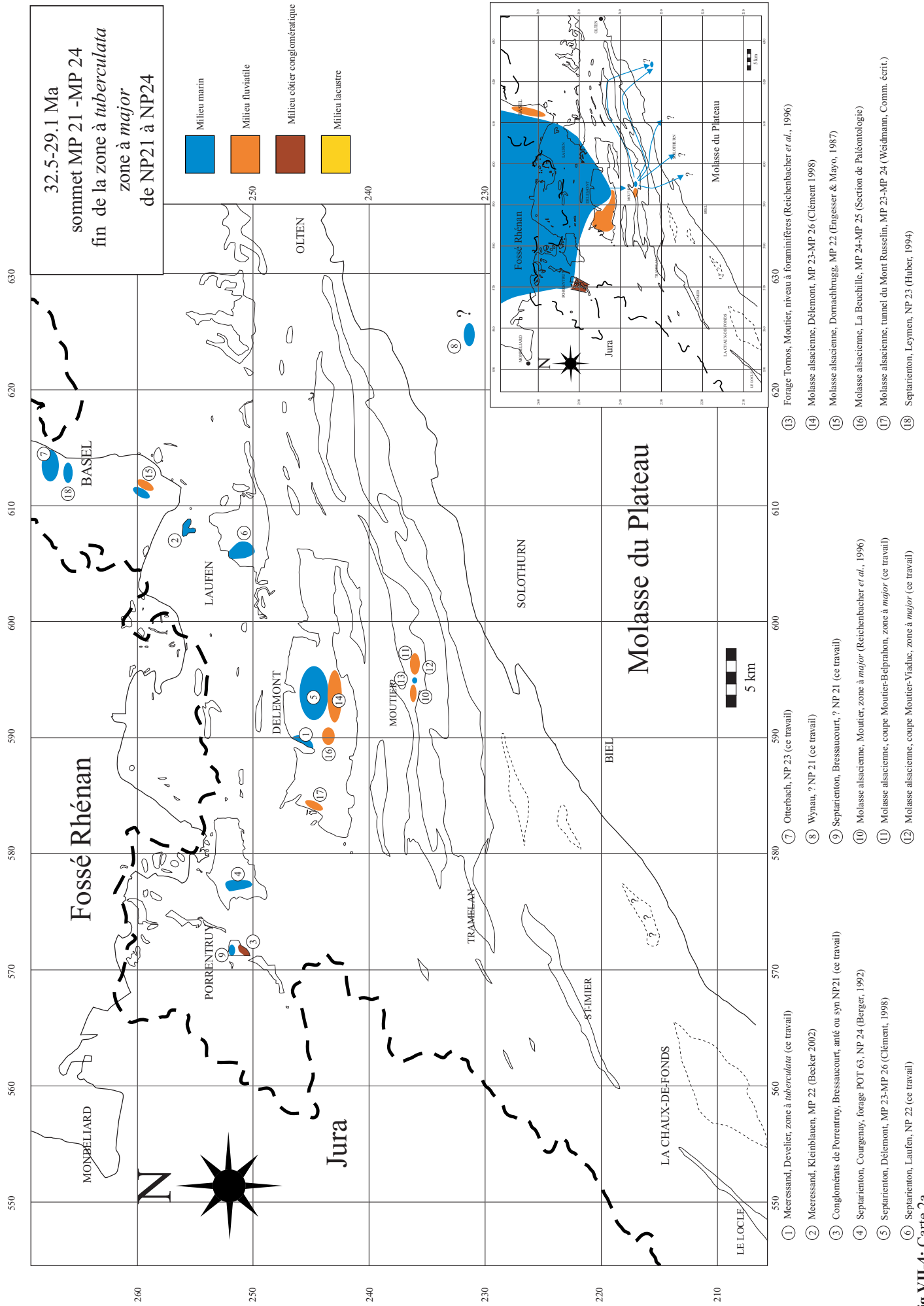


Fig. VII-4: Carte 2a

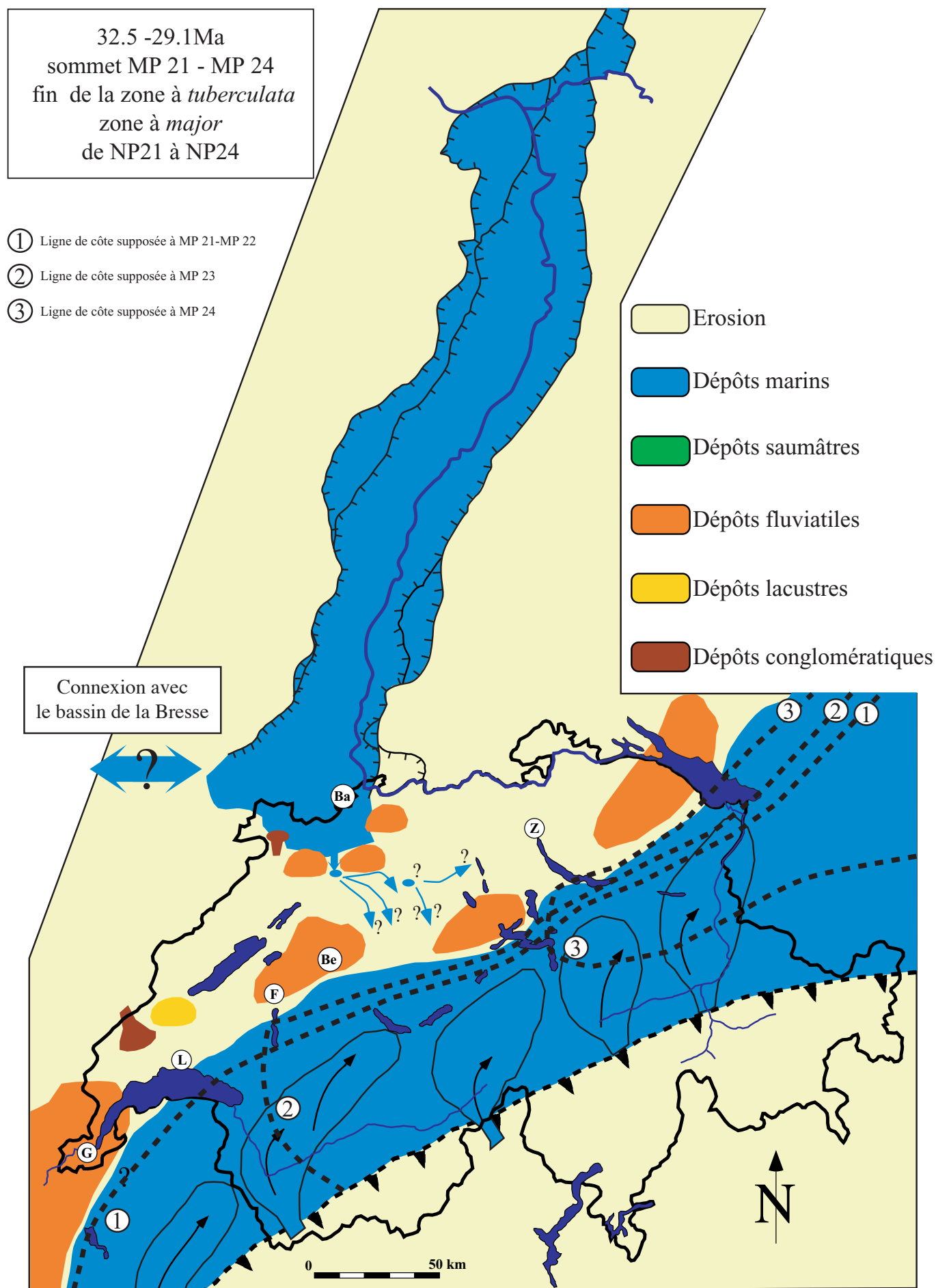
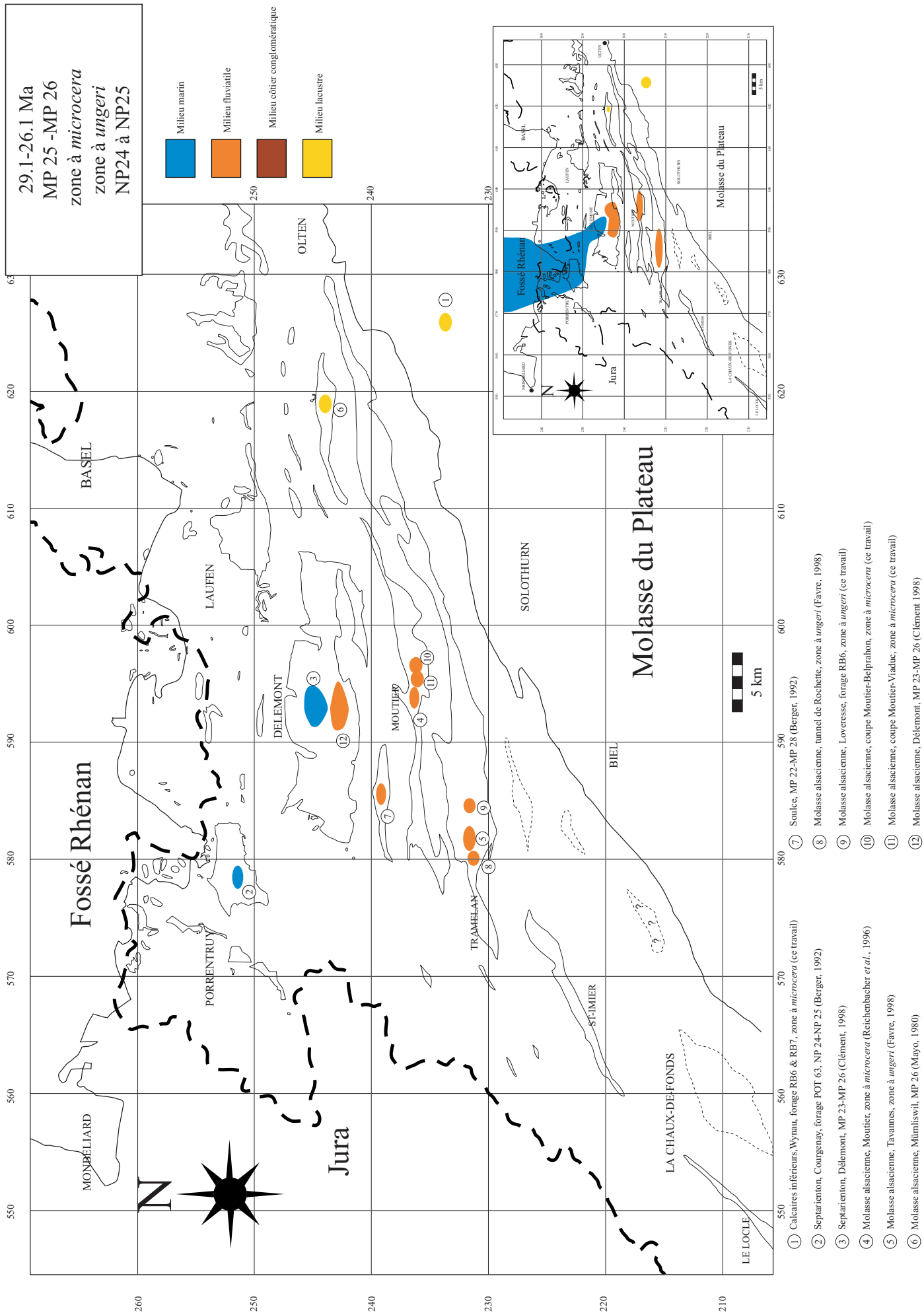


Fig.VII-5: Carte 2b



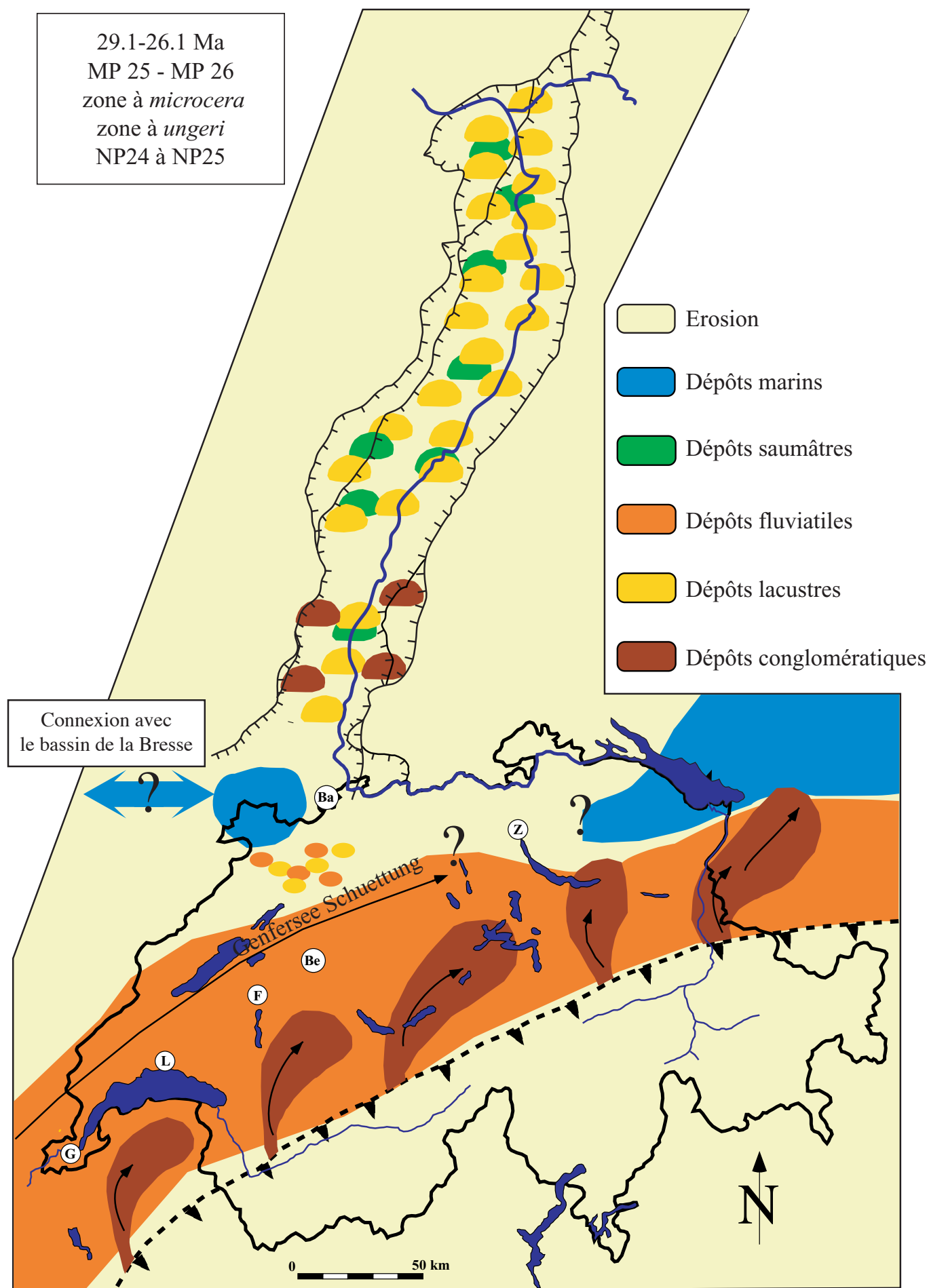


Fig.VII-7: Carte 3b

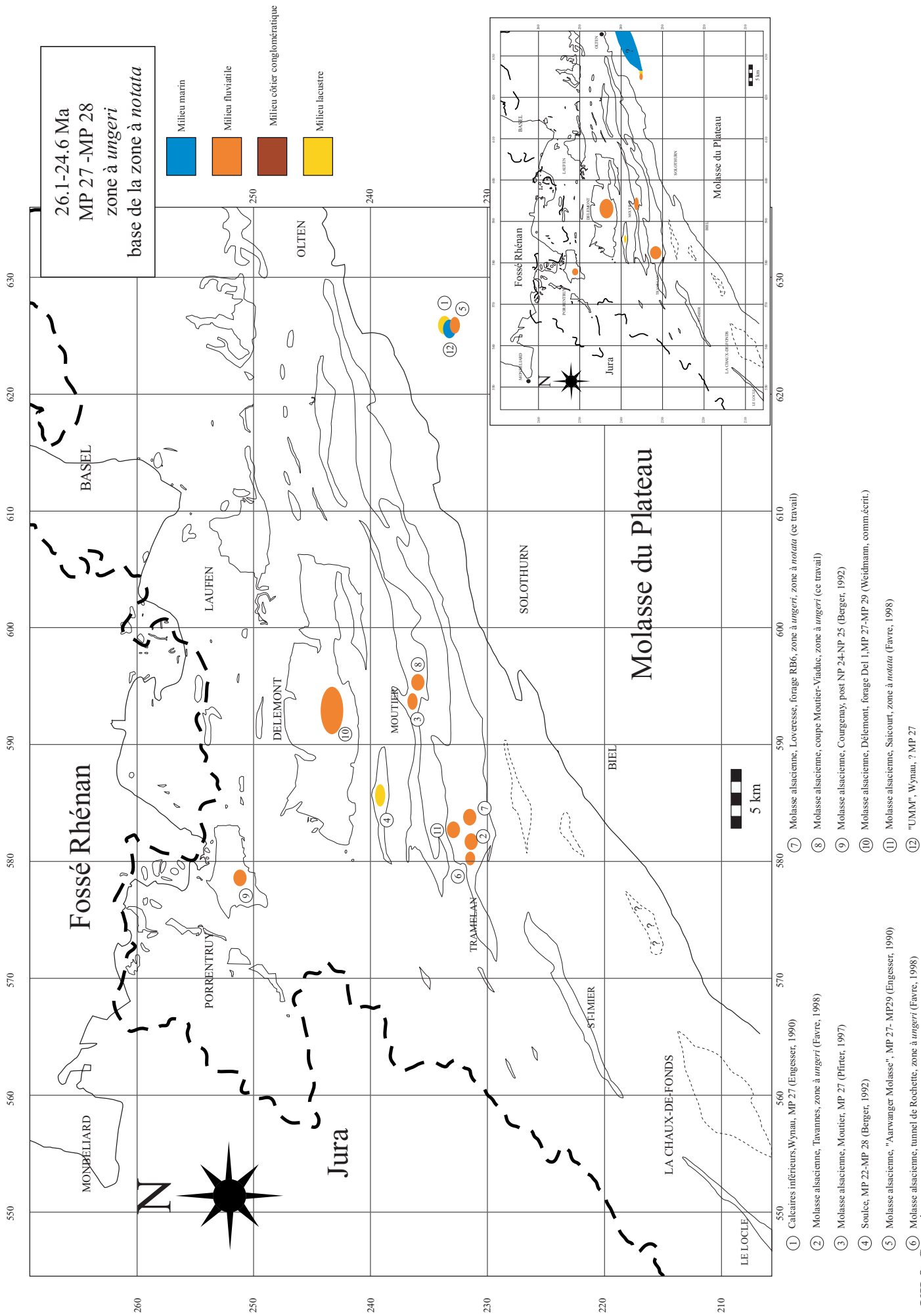


Fig.VII-8: Carte 4a

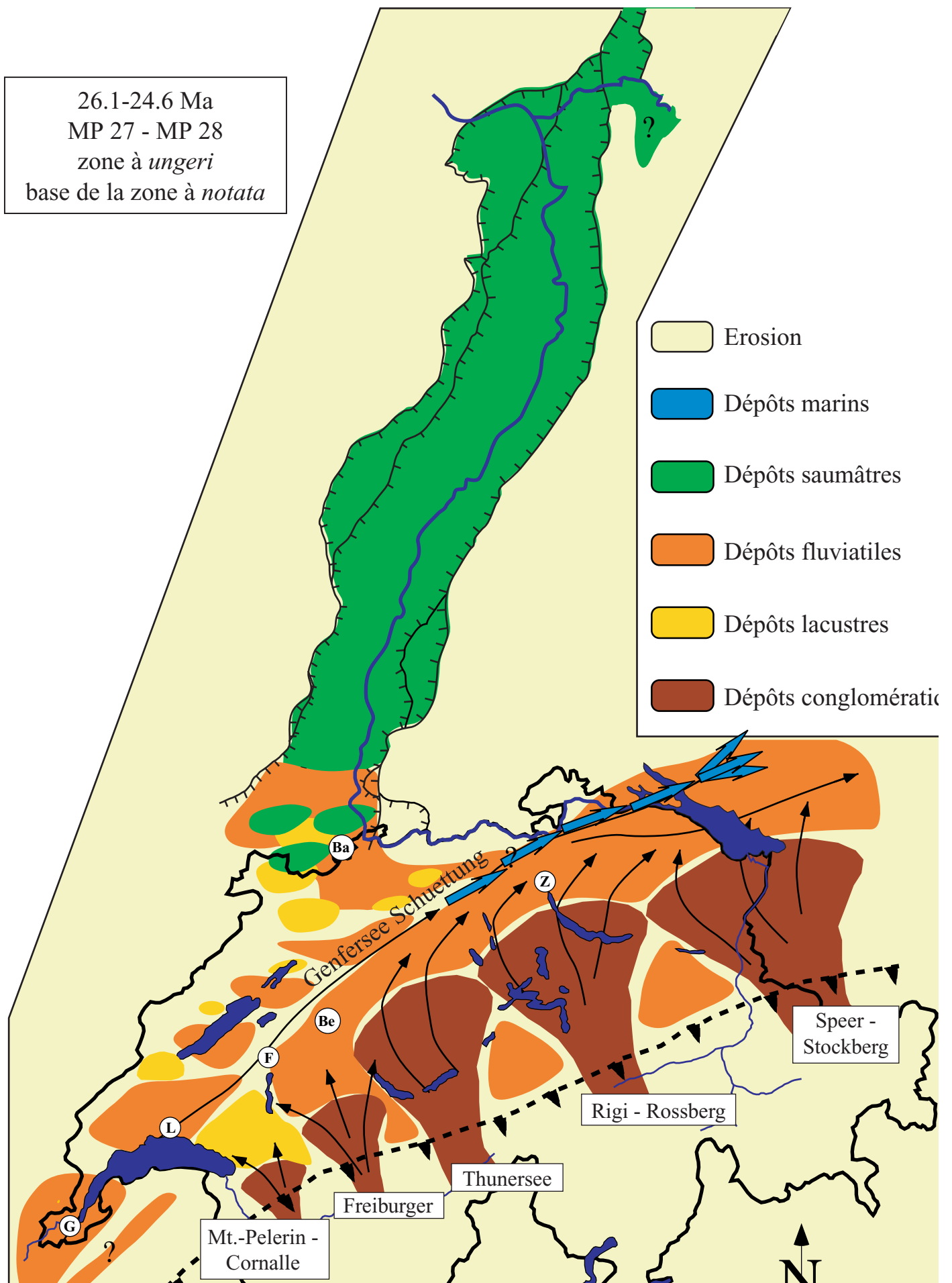


Fig.VII-9: Carte 4b

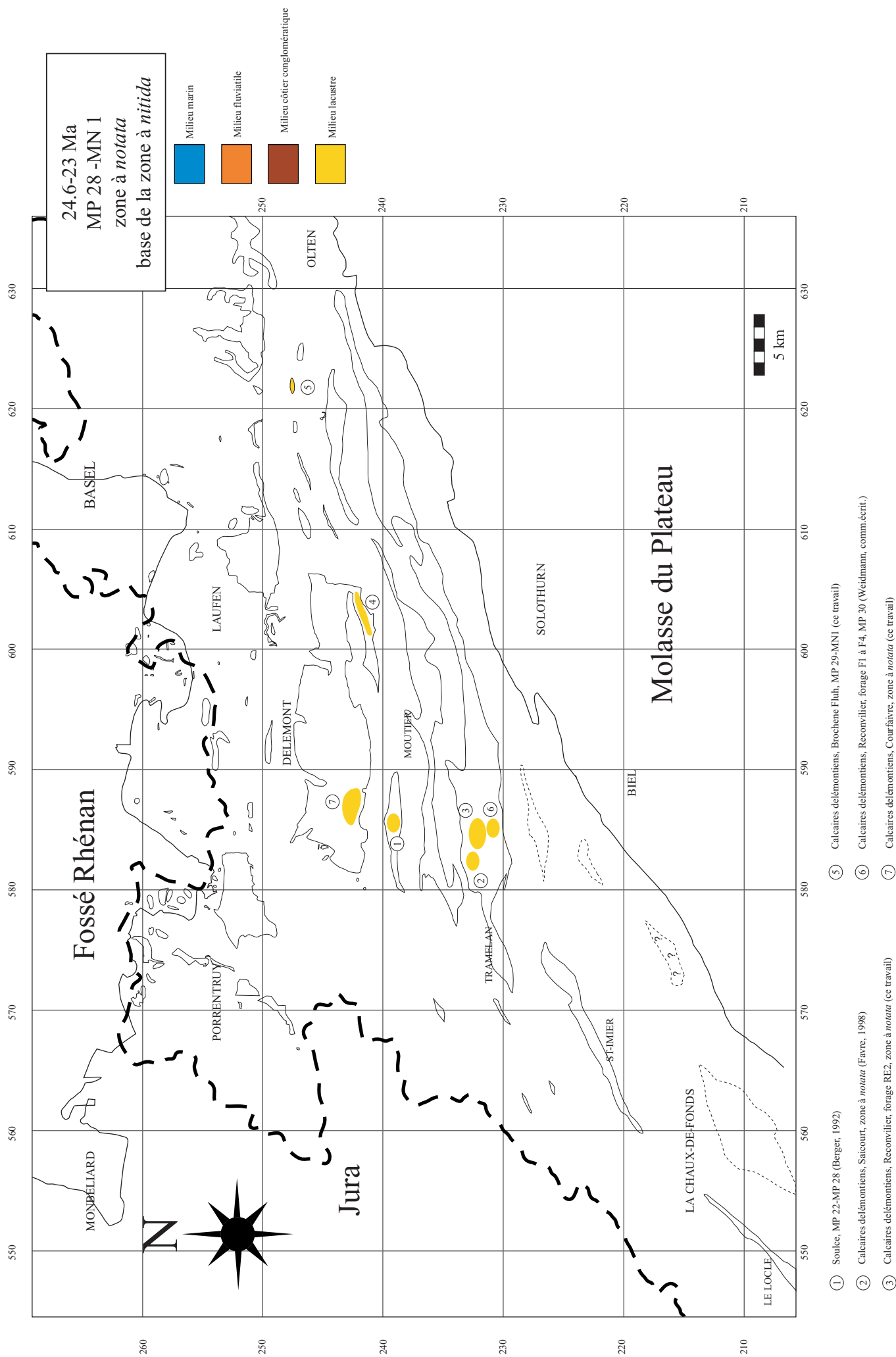


Fig.VII-10: Carte 5a

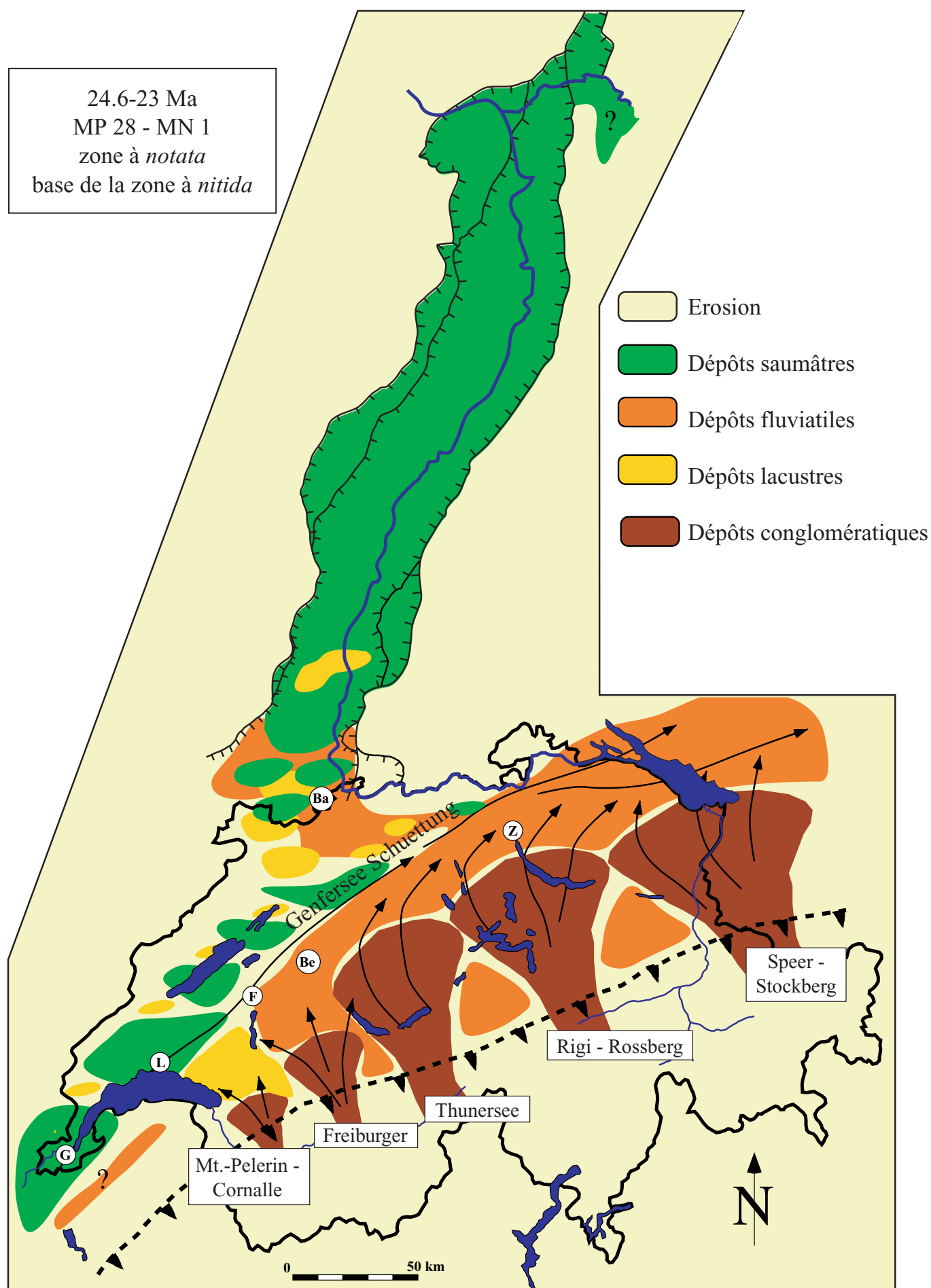


Fig.VII-11: Carte 5b

essentiellement lacustre avec le dépôt de la formation des Süsswasser Schichten devenant légèrement saumâtre au sommet (REICHENBACHER, 2000). Des conglomérats en bordure du fossé subsistent dans la partie sud du fossé rhénan.

4- CARTE 4 :

Ces cartes (cartes 4a et 4b) figurent l'intervalle mammalien MP 27-MP 28 et les zones à charophytes : zone à *ungeri* et zone à *notata*.

Carte des synclinaux du Jura (Carte 4a) :

Cette carte (fig.VII-8) montre une sédimentation essentiellement continentale. Dans les synclinaux de Courgenay, de Delémont, de Moutier et de Tavannes, les dépôts sont majoritairement fluviatiles, avec quelques intercalations lacustres. Au pied du Jura, à Wynau, la sédimentation qui était exclusivement lacustre (formation des Calcaires inférieurs) devient progressivement fluviatile (formation de l'« Aarwanger Molasse », équivalente de la Molasse alsacienne). Si l'on considère que l'âge de l'affleurement de Kellenboden à Wynau n'est pas NP21 en raison des problèmes de datation par nannofossiles, ces sédiments devraient correspondre au niveau mammalien MP27, car ceux-ci se trouvent intercalés entre la formation des Calcaires inférieurs (MP27) et celle de l'Aarwanger Molasse, équivalent de la Molasse alsacienne (MP 27-MP29). Un bras marin a donc été figuré au pied du Jura (cf. minicarte).

Carte du bassin molassique au bassin de Mayence (Carte 4b)

Sur le front alpin, de grands fans alluviaux entraînent le dépôt de grandes séries conglomératiques (fig.VII-9). La sédimentation sur le plateau est essentiellement fluviatile avec un sens de drainage des alluvions qui se dirige vers l'est. C'est la Genferseeschüttung. Dans la partie distale du plateau, la série lacustre de la formation des « Calcaires inférieurs » atteint son sommet à Wynau et passe à une sédimentation fluviatile (Aarwanger Molasse). Intercalés entre ces formations, les sédiments de Kellenbodenwald de Wynau sont marins. Ainsi, il faut considérer qu'au pied du Jura se situe peut-être un estuaire, lieu de rencontre des sédiments fluviatiles drainés vers l'est (Genfersee Schüttung) et des eaux marines provenant de l'UMM périalpine située

beaucoup plus à l'est. Ce niveau marin pourrait avoir été engendré par un effondrement au pied du Jura, dû à une phase tectonique, permettant à la mer périalpine allemande de remonter momentanément vers l'ouest.

Dans les synclinaux du Jura, la sédimentation est également essentiellement fluviatile avec le dépôt de la Molasse alsacienne.

Dans le fossé rhénan, la sédimentation devient, du sud au nord, saumâtre avec le dépôt de la formation des Cerithium Schichten.

5- CARTE 5 :

Ces cartes (cartes 5a et 5b) figurent l'intervalle mammalien MP 28-MN1, les zones à charophytes : zone à *notata* et la base de la zone à *nitida*.

Carte des synclinaux du Jura (Carte 5a) :

Comme pour la carte précédente, cette carte paléogéographique du Jura (fig.VII-10) ne montre que des environnements continentaux, représentés par de nombreux lacs que l'on retrouve dans le synclinal de Tavannes, dans le synclinal de Delémont et dans le synclinal de Waldenburg. Il n'y a plus de sédiments fluviatiles.

Carte du bassin molassique au bassin de Mayence (Carte 5b)

Sur le front alpin, les fans alluviaux entraînent le dépôt de grandes séries conglomératiques (fig.VII-11). Sur le plateau molassique, la sédimentation est presque exclusivement fluviatile avec la Genferseeschüttung qui draine les sédiments vers l'est du bassin. Sur la bordure nord, au pied du Jura, la sédimentation est constituée de dépôts saumâtres (formation des Grès et Marnes gris à gypse) mais aussi des séries lacustres avec la formation des Calcaires et Dolomies.

Dans le Jura et au sud du fossé rhénan, la sédimentation est lacustre avec le dépôt de la formation des Calcaires delémontiens (Jura) et la formation des Tullingerkalk (sud rhénan). Certaines formations du sud rhénan sont saumâtres avec le dépôt de la formation des Marnes à gypse. Le fossé rhénan est toujours caractérisé par une sédimentation saumâtre avec la formation des Cerithium Schichten.

CHAPITRE 8: CONCLUSIONS

Ce travail a permis de hiérarchiser toutes les formations paléogènes décrites dans la littérature et d'en déduire une lithostratigraphie calée sur la charte biostratigraphique. Cette nouvelle lithostratigraphie a constitué la base de l'élaboration de la carte géologique du Jura.

L'étude d'une trentaine de coupes situées dans les synclinaux du Jura jusqu'au sud du fossé rhénan a été menée. Des analyses sédimentologiques, paléontologiques, paléoécologiques et biostratigraphiques ont permis de reconstituer les différents paléoenvironnements fluviaux, lacustres et marins rencontrés dans le Jura et de les remettre dans leur contexte temporel.

Un intérêt particulier a été apporté au groupe des ostracodes. Toute l'ostracofaune récoltée a fait l'épreuve d'une étude taxinomique précise, où les diagnoses, les descriptions, leur biostratigraphie ainsi que leur (paléo)écologie ont été développées. L'étude des ostracodes continentaux oligocènes a permis de réaliser des modèles paléoécologiques de paléop profondeurs à partir des associations d'ostracodes. Il est désormais possible d'identifier les associations caractéristiques des zones littorale et sublittorale. Les associations d'ostracodes marins ont fait l'objet d'une analyse poussée dont les résultats ont été confirmés par une méthode mathématique, une analyse en composantes principales. Il en résulte un modèle paléoécologique où les associations d'ostracodes rupéliens de la mer rhénane des synclinaux du Jura permettent de reconstituer différents paléoenvironnements.

Afin de mieux appréhender les paléoenvironnements lacustres oligocènes, une étude sur des milieux lacustres actuels a été entreprise afin de les comparer. Les premiers résultats obtenus montrent que les répartitions bathymétriques des faunes et flores ne sont pas aléatoires et il est désormais possible d'en extraire certaines observations qui sont applicables aux dépôts fossiles. Ainsi, la présence de gyrogonites de charophytes fructifiées indique des profondeurs entre 0 et 4 m. De plus, les faunes épiphytes, comme les gastéropodes ou les ostracodes, ont des abondances qui correspondent à l'espace disponible sur les charophytes. L'évolution des plans d'eau et les concurrences entre Potamogeton, Myriophylles et Characées permettent de mettre en évidence une dynamique de ces étangs, colonisés

par les hydrophytes pionnières (characées) puis envahis progressivement par les Myriophylles et les Potamogetons qui entraînent la régression et éventuellement la disparition des charophytes.

La synthèse de ce travail a mis en évidence les modalités d'une liaison marine entre la mer périalpine et la mer rhénane au Rupélien. Les faunes et flores rupéliennes, ainsi que les faunes et flores remaniées du Crétacé au Paléocène ont été comparées afin de mettre en évidence leurs affinités. Malheureusement, cette comparaison est faussée en raison de la différence de paléoenvironnements entre la mer périalpine (majoritairement épibathyal) et la mer rhénane dans le Jura (néritique avec 30 m de profondeur environ d'après les ostracodes) et dans le sud du fossé rhénan (circalittoral d'après les ostracodes à plus profond). Néanmoins, la présence de jalons comme à Moutier permet de confirmer l'existence d'une communication marine, sous la forme de petits bras de mer peu étendus avec une faune restreinte. Ces niveaux marins sont discrets sédimentologiquement car ces niveaux gréseux sont difficilement individualisables des dépôts gréseux continentaux de la Molasse alsacienne qu'ils traversent. Les études de minéraux lourds ont confirmé les études antérieures. Ainsi, au Rupélien, les synclinaux sont compartimentés et les drainages sont minimes. Cependant au Chattien, le drainage se fait du sud au nord dans le Jura par l'intermédiaire de la Genferseeschüttung et la Thunerseeschüttung identifiées par ANTENEN (1973) et MAURER *et al.* (1982) dans les synclinaux sud-jurassiens et au pied du Jura. BRIANZA *et al.* (1983) confirment l'influence alpine au Chattien qui s'étend jusqu'au sud du fossé rhénan. Ce travail a également mis en évidence l'existence d'une crise climatique à la fin du Chattien, avec une crise d'humidité enregistrée de la Subalpine jusqu'au Jura.

La synthèse de ce travail a permis l'élaboration de cartes paléogéographiques, les premières centrées sur le Jura, les secondes rassemblant l'aire située entre le domaine subalpin et le nord du fossé rhénan. Ces cartes paléogéographiques permettent de mettre en évidence :

- les modalités et le « timing » de la régression vers l'est de l'UMM périalpine.
- l'existence d'une liaison marine entre la mer périalpine et la mer rhénane au Rupélien.
- la possibilité d'une communication marine entre le sud

du Fossé rhénan et le bassin de la Bresse via la faille transformante qui les sépare.

L'étude des sédiments paléogènes de la Molasse des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane permet d'apporter de nouveaux éléments à la compréhension de l'orogénèse alpine et à la distension du fossé rhénan. Les études tectoniques menées directement sur les synclinaux du Jura ont été principalement menées par différents auteurs qui réalisaient les cartes géologiques (tous ces travaux ont été publiés dans les Matériaux pour la carte géologique de la Suisse), auxquelles s'ajoutent les publications de LAUBSCHER 1971 et 1998, SUTER 1978, LARROQUE & LAURENT 1988. Des travaux sur un contexte beaucoup plus général, s'étendant du front alpin jusqu'au fossé rhénan, ont été développés (BURKHARD & SOMMARUGA, 1998 ; SCHLUNEGGER *et al.*, 1998). Enfin, SISSINGH (1997 et 1998) a corrélé et synthétisé les différents cycles de dépôts avec les phases orogéniques.

Les synclinaux du Jura proposent deux styles tectoniques différents :

- au nord de la cote 240.00, les synclinaux comme Delémont, Laufen, Charmoille-Courgenay montrent une extension ouest-est moyenne et une extension nord-sud importante.

- au sud de la cote 240.00 les synclinaux comme ceux de Moutier, Tavannes, Mümliswil, Welchenrhor ont une extension ouest-est très importante et une extension nord-sud très faible.

Ces différences morphologiques peuvent être expliquées par les différences d'influence de la distension rhénane et de la compression alpine. Au nord de la cote 240.00, la distension rhénane a été prépondérante, permettant la création de grands bassins, souvent compartimentés en horst et graben comme Delémont, avec une partie centrale effondrée et deux parties latérales un peu plus élevées, séparées par des failles normales (SUTER, 1978). Ces structures distensives ont été également compressées par l'orogénèse alpine. Au sud de la cote 240.00 la distension rhénane a été moindre et la compression alpine très importante, créant ainsi des synclinaux de très grande extension ouest-est et une très faible extension nord-sud. Certaines zones semblent avoir été pincées et chevauchés, morcelant les grandes synformes en de plus petits synclinaux. En effet, le synclinal de Pery-Reuchenette semble être la continuité du synclinal de Saint-Imier, le synclinal de Welchenrörh-Balstahl la continuité du synclinal de Tavannes, et les synclinaux de Tramelan, Moutier et Mümliswil semblent avoir constitué une et une seule synforme.

De l'étude des sédiments paléogènes des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane, plusieurs implications géodynamiques peuvent être mises en évidence :

- la distension rhénane est enregistrée dans le Jura dès la limite éocène-oligocène. En effet, la formation des Terres Jaunes, uniquement déposée dans la partie centrale du bassin de Delémont, est datée grâce aux charophytes de la zone à *Harrisichara tuberculata*, indiquant la limite Priabonien-Rupélien. L'effondrement de la partie centrale, permettant jusqu'à plus de 140 m de sédiment continentaux de se déposer, est donc daté de la limite éocène-oligocène.

- Des synformes sont déjà présentes avec des reliefs dans le Jura dès la base Rupélien. En effet, lors de l'invasion du Jura par la mer rhénane, le maximum de la transgression est majoritairement contenu au sud dans le synclinal de Delémont, ne laissant que quelques petits bras de mers rejoindre la mer périalpine. S'il n'y avait pas eu de synformes et de reliefs, la liaison entre la mer rhénane et la mer périalpine se serait effectuée par l'intermédiaire d'une mer dont les sédiments auraient été retrouvés facilement sur une très grande aire. Au contraire, la liaison marine est discrète sédimentologiquement et se limite à certains synclinaux particuliers.

- D'après SISSINGH (1997 et 1998), les massifs des Vosges et de la Forêt-Noire sont mis à l'érosion à l'Aquitainien, lorsque le sud du fossé rhénan se soulève. La présence de galets d'amphibolite, de métaclastites, de métavulcanites et de quartzite dont l'origine correspond à ces massifs dans les dépôts de Bressaucourt (formation des Conglomérats de Porrentruy), permet de mettre en évidence que l'érosion de ces massifs est beaucoup plus précoce. DURINGER (1988) a également constaté la présence de ce type de galets dans les conglomérats sud-rhéniens. Ce fait ne met pas en évidence une érosion accrue de ces massifs, mais les failles normales d'effondrement du bassin rhénan ont pu mettre à l'air libre les dépôts des Vosges et de la Forêt-Noire, les exposant à l'érosion. Ainsi, transportées sous forme de galets par la mer rhénane par l'intermédiaire d'une dérive littorale, ces roches se sont déposées dans le Jura, à Bressaucourt. La datation des sédiments de Bressaucourt est problématique en raison des remaniements très importants de nannofossiles et des difficultés de datation par des disparitions. Cependant, ces failles mettant à l'érosion certaines roches des massifs des Vosges et de la Forêt-Noire, peuvent être indirectement datées entre les zones nannoplanctoniques NP 21 à NP 23.

Comme de nombreuses études de ce type, et bien que résolvant certaines problématiques, ce travail en soulève beaucoup d'autres. Afin de les résoudre et de confirmer certaines conclusions, la poursuite de ce travail offre de nombreuses perspectives :

- Une étude des ostracodes actuels évoluant dans les prairies de characées peut être menée afin d'affiner les modèles paléoécologiques lacustres élaborés pour l'Oligocène.

- Ce travail devra être poursuivi par des analyses systématiques (sédimentologie, paléontologie, biostratigraphie) de nouvelles coupes du sud du fossé rhénan afin de reconstituer les paléoenvironnements. Il faudra également s'employer à découvrir les niveaux marins contenus dans la Molasse alsacienne des synclinaux du sud du Jura, afin d'affiner les modalités et la paléogéographie de la liaison marine entre la mer périalpine et la mer rhénane.

- Une étude des sédiments paléogènes le long de la transformante séparant le sud du bassin rhénan et le bassin de la Bresse devra être entreprise pour observer si la connexion marine suspectée entre la mer rhénane et la Tethys via le bassin de la Bresse est effective.

BIBLIOGRAPHIE

- AGUILAR J.-P., LEGENDRE S. & MICHAUX J. (Eds) (1997) : - Actes du Congrès Biochron'97, Montpellier, 14-17 Avril. Biochronologie mammalienne du Cénozoïque en Europe et Domaines reliés. Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier, 21, 818 p.
- ANDREAE A. (1883) : - Beitrag zur Kenntnis des Elsässer Tertiärs. Die älteren Tertiärschichten. I. der Buchweiler-Kalk und gleichaltrige Bildungen am Oberrhein. Inaug. Diss. Math. Nat. Fak. Kaiser-Wilhelms Univ Strassbourg.
- ANTENEN M. A. (1973) : -Geologie der Montoz-Kette, unter besonderer Berücksichtigung des Tertiärs in den angrenzenden Mulden von Péry und Tavannes (Berner Jura). Inaug. Diss. Univ. Bern, 167 p.
- ATHERSUCH J., HORNE D. J. & WHITTAKER J. E : (1989) : -Marine and Brackish Water Ostracods. Synopses of the British Fauna (New Series), Kermack & Barnes Eds., 43, 343 p.
- APOSTOLESKU V. & GUERNET C. (1992) : - Les Ostracodes oligocènes de la région de Forcalquier-Manosque (bassin continental d'Apt, Haute Provence), *Rev. Micropal.*, 35,2, p. 91-115.
- AUBER D. (1943) : - Monographie géologique de la Vallée de Joux (Jura vaudois). *Mat. Carte Géol. Suisse*, 78.
- BAUMBERGER E. (1923 a) : - Die Transgression des Vindobonien in den Tertiärmulden von Moutier und Balsthal. *Eclogae Geol. helv.*, 17, 5, p. 457-466
- BAUMBERGER E. (1923 b) : - Das Bohnertzt im Juragebirge. In Eisen- und Manganerze der Schweiz.1. *Beitr. Zur Geologie der Schweiz*, geotech. Serie, 13, 1, 8 p.
- BAUMBERGER E. (1927) : - Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachgebiete mit besonder Berücksichtigung der Molluskenfauna. *Eclogae Geol. Helv.*, 20, 4, p.539-550
- BAUMBERGER E. (1928) : - Die Tongruben von Allswil. *Eclogae geol. Helv.*, 21, 1, p.96-101
- BAUMBERGER E. (1934) : - Geologischer Führer des Schweiz. Fasc.I. Die Molasse des Schweizerischen Mittellandes und Jura Gebietes. *Schweiz. Geol. Ges. Basel*, 57 p.
- BECKER D. (1996) : - géologie de la région de Cornaux (Jura/ NE) et des marnières de Cornaux et Wallenried (USM). *Dipl. Uni. Fribourg* (unpublished), 166 p.
- BECKER D. (2002) : - Evolution paléocéologique et paléoclimatologique de la Molasse du Jura et sud-rhénane : utilisation des Périssodactyles (Mammalia) et des Minéraux argileux. *Thes. Univ. Fribourg, Geofocus*, (in prep.)
- BECKER, D., PICOT, L. & BERGER J.-P. (2002) -Stable isotopes ($\Delta^{13}\text{C}$ and $\Delta^{18}\text{O}$) on charophyte gyrogonites : example from the Brochene Fluh section (Late oligocene-Early Miocene, Switzerland). *Geobios*. (in press).
- BECKER D., RÖSSNER G., BERGER J.-P. & PICOT L. (2002 b) : -Early Miocene ruminants from Wallenried (USM, Aquitanian/Switzerland) : biostratigraphy and paleoecology. *Eclogae geol. Hel.*, (in press)
- BEHRENSMEYER A.K., DAMUTH J.D., DiMICHELE W.A., POTTS R., SUES H.-D. & WING S.L. (1992) : -Terrestrial Ecosystems through Time. Evolutionary Paleoecology of Terrestrial Plants and Animals. The University of Chicago Press, 568 p.
- BEKAERT O. (1990) : - Les ostracodes à la limite oligo-miocène en Aquitaine : associations, modalités adaptatives, évolution, stratigraphie. *Thèse Fac. Scien. Univ. Bordeaux*, n°437, 364 p.
- 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, p. 97-103
- BERGER J.-P. (1983) : -Charophytes de l'« Aquitanien » de Suisse occidentale. Essai de taxonomie et biostratigraphique. *Geobios*, 16, 1, p.5-37

- BERGER J.-P. (1985) : - La transgression de la Molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. *Münchn. Geowiss. Abh.*, Reihe A, 5, 207 p.
- BERGER J.-P. (1986) : - Biozonation préliminaire des charophytes oligocènes de Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.*, 79, 3, p.897-912
- BERGER J.-P. (1989) : - Paleogeographic evolution of the Swiss Molasse basin : a short review. *Geologica carpathica*, 40, 1, p. 9-16
- BERGER J.-P. (1992) : - Paléontologie de la Molasse Suisse occidentale. Thèse d'habilitation, Univ. Fribourg, 25.5.1992, 600p.
- BERGER J.-P. (1992 b) : - Correlative chart of the European Oligocene and Miocene : Application to the Swiss Molasse Basin. *Eclogae geol. Helv.*, 85, 3, p. 573-609
- BERGER J.-P. (1995) : - Des Nannofossiles calcaires aux rhinocéros : déplacés ou remaniés ?. *Eclogae geol. helv.*, 88, 3, p. 657-680
- BERGER J.-P. (1996) : - Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur-Miocène moyen). *N. Jb. Min. Geol. Pal. Abh.*, 202, 1, p. 1-44
- BERGER J.-P. (1998) : - « Rochette » (Upper Oligocene, Swiss Molasse) : a strange example of a fossil assemblage. *Rev. Palaeobot. Palyn.*, 101, p. 95-110
- BERGER J.-P. (1999) : - Redefinition of European Oligo-Miocene Charophyte Biozonation. *Aust. J. Bot.*, 47, 3, p. 283-296.
- BIRKAÜSER M. (1925) : - Geologie des Kettenjura der Umgebung von Undervelier (Berner Jura). *Verh. Natf. Ges. Basel*, 36, p. 233-296
- BITTERLI-BRUNNER P. (1945) : - Geologie der Blauen und Landskronkette südlich von Basel. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 81.
- BITTERLI-BRUNNER P. (1987) : - Geologischer Führer der Region Basel. -Birkhäuser, Basel, Boston.
- BITTERLI-BRUNNER P., FISCHER H. & HERZOG P. (1984) : - Notice explicative de la carte d'Arlesheim, Atlas géologique de la Suisse feuille 88, 1067 Arlesheim, 66 p.
- BODERGAT A. -M. (1983) : -Les Ostracodes, témoins de leur environnement : approche chimique et écologie en milieu lagunaire et océanique. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 88,246 p.
- BODERGAT A.-M., BRIOT D., HUGUENEY M., POIDEVIN J.-L., PICOT L., GIRAUD F., BERGER J.-P., LEVY A. & POIGNANT A. (1999) : -Incursions marines dans l'environnement lacustre du rift oligocène de Limagne (Massif central, France): apports des organismes halophiles et des isotopes du strontium; datation par les mammifères. *Bull. Soc. Geol. France*, 170, 4, p. 449-511.
- BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K. (Eds) (1985) : -Plankton Stratigraphy. Planktic foraminifera, calcareous nannofossils and calpionellids. Cambridge Earth Science series. Cambridge University Press, 1, 599 p.
- BOURQUIN P., SUTER H. & BUXTORF A. (1946) : - Notice explicative, feuille 15 St-Imier de l'Atlas géologique de la Suisse, 1:25'000. *Comm. géol. suisse*, 56 p.
- BOURQUIN P., BUXTORF R., FREI E., LÜTHI E., MUHLTAHLER C., RYNAKER K. & SUTER H. (1968) :- Carte géologique 1144 val de Ruz au 1 : 25000. Atlas géologique de la Suisse.
- BRIANZA M., HAUBER L., HOTTINGER L. & MAURER H. (1983) : - Die geologischen Resultate der Thermalwasserbohrung von Leymen (Haut-Rhin, Frankreich) südlich von Basel, unter besonder Berücksichtigung der Schwerminerale. *Eclogae geol. Helv.*, 76, 1, p. 253-279
- BRUNET M. (1977) : - Les mammifères et le problème de la limite Eocene-Oligocène en Europe. *Geobios*, Mem. Spec., 1, p.11-27
- BRUCH, A. (1998) : -Palynologische Untersuchungen im Oligozän Sloweniens – Paläo-Umwelt und Paläoklima im Ostalpenraum. *Tübinger Mikropaläontologische Mitt.* , 18, 193 p.
- BRUNET M., HUGUENEY M. & JEHENNE Y. (1981) : - Cournon-les-Soumèroux : un nouveau site à vertébrés d'Auvergne ; sa place parmi les faunes de l'Oligocène supérieur d'Europe. *Geobios*, 14, 3, p.323-359
- BRUNET M. & SUDRE J. (1987) : -Evolution et systématique du genre *Lophiomeryx* Pomel 1853 (Mammalia, Artiodactyla) In SCHMIDT-KITTLER N. (Ed.) : International Symposium on Mammalian biostratigraphy and Paleoecology of the European Paleogene, Mainz, February, 18th-21st 1987. *Münchn. Geowiss Abh.*, A, vol. 10, p.225-243
- BÜCHI U.-P. & SCHLANKE S. (1977) : - Zur palaeogeographie der Schweizerischen Molasse. *Erdöl-Gas-Zeitschr.*, Sonderausgabe, 93, p.57-69
- BURKHARD M. & SOMMARUGA A. (1998) : - Evolution of the western swiss Molasse basin : structural relations with the Alps and the Jura belt. In Luterbacher H.P & Fernandez M. (Eds). Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geological society Special Publication, 134, p.279-298
- BUXTORF A. & FRÖHLICHER H. (1934) :- Zur Frage des Zusammenhanges des subalpinen Unter-Stanpienmeeres mit dem Rheintalgraben. *Eclogae geol. Helv.*, 26, 2, p.208

- CARBONEL P. (1988) : - Ostracods and the transition between fresh and saline waters. *In* Ostracoda in the Earth Sciences (De Deckker p., Colin J.-P. Peypouquet J.-P. Eds) Elsevier, XII, p. 157-173
- CARBONEL P., COLIN J.-P., DANIELOPOL D.-L., LÖFFLER H. & NEUSTRUEVA I. (1988) : - Paleocology of limnic ostracodes : a review of some major topics. *Palaeogeogr., Palaeoecol., palaeoclimat.*, 62, 1-4, p. 413-462.
- CARBONNEL G. (1969) : - Les Ostracodes du Miocène rhodanien, systématique, biostratigraphie écologique, paléobiologie. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 32, 1, 228 p.
- CARBONNEL G. (1982) : -Ostracodes *In* Jung (Coord.) Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, depuis le vorarlberg jusqu'en Haute Savoie. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, H. S. 7, 47-59
- CARBONNEL G. (1998) : - Les niveaux à *Pterygocythereis* dans le Miocène rhodanien : épisode hydrodynamique privilégié. *Geologie Méditerranéenne*, XXV, 1, p.19-31
- CARBONNEL G., WEIDMANN M., BERGER J.-P. (1985) : - Les ostracodes lacustres et saumâtres de la Molasse de Suisse occidentale. *Rev. Paléobiol.*, 4, 2, p. 215-251
- CARTIER R. (1874) : - Geologischen Notizen über Langenbruck und seine Umgebung. Schultze, Basel.
- CHAROLLAIS J., HOCHULI P.A., OERTLI H. J., PERCH-NIELSEN K., TOURMAKINE M., RÖGL F. & PAIRIS J.-L. (1980) : -Les Marnes à Foraminifères et les Schistes à *Meletta* des chaînes subalpines septentrionales. (Haute Savoie, France). *Eclogae geol. Helv.*, 73, 1, p. 9-69
- CHOFFAT P. (1877) : -Notes sur le soi-disant calcaires alpins du Purbeckien. *Bull. Soc. Géol France*, 5, 3 p. 564-566
- CLÉMENCEAU G. (2000) : - Etude de la dynamique de la végétation d'anciennes gravières remises en eau dans le Maine-et Loire. Mémoire de Maîtrise de Biologie des Populations et des Ecosystèmes. IEA/ UCO-IRFA/ département des Sciences de la vie et de la Terre. 36 p.
- CLÉMENT I. (1998). – Géologie de la Région de Delémont (Ju) avec étude particulière de la Molasse et du synclinal molassique de Foradrai. *Dipl. Uni. Fribourg* (unpublished), 129 p.
- 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). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 214, 3, p.463-485
- CLOOS H. (1910) : -Tafel- und Kettenland im Basler Jura und ihre tektonischen Beziehungen nebst Beiträgen zur Kenntnis des Tertiärs. *Neues Jb. Mineral., Geol. & Paläont.*, BB, 30, 97 p.
- CORILLION R. (1957) : - Les Charophyceae de France et d'Europe occidentale. *Trav. Lab. Botanique Fac.Sc. Angers*, 11-12, 499 p.
- COUVERING J. (VAN), AUBRY M.O., BERGGREN W.A, BUJAK J.P., NAESER C.W. & WIESER T. (1981) : the terminal Eocene event and the Polish connection. *Palaeogeogr., Palaeoecol., palaeoclimat*, 36, p.321-362
- CUSTER W. (1928) : -Etude géologique du pied du Jura vaudois. *Mat. Carte. Géol. Suisse*, 59.
- DIEBOLD P. (1960) : - Geologie des gebietes von siegfriedblatt Ocourt (Berner Jura). *Matér. Carte géol. suisse*, N.S., 111, 60 p.
- DIEBOLD P., LAUBSCHER H.-P., SCHNEIDER A. & TSCHOPP R. (1963) : - Carte géologique de 1085 Saint-Ursanne au 1 : 25 000 (feuille 40). Atlas géologique de la Suisse. *Com. géol. Suisse*.
- DOEBL F. & SONNE V. (1975) : - Mikrofauna und Flora des Unteren Meeressandes (Rupel).1.Sandgrube am Steigerberg bei Wendelsheim (mainzer Becken). C. Ostrakoden. *Mainzer Geowiss. Mitt.*, 4, p.139-157
- DOPPLER G., PÜRNER T. & SEIDEL M. (2000) : - Zur Gliederung und Kartierung der bayerischen Vorlandmolasse. *Geologica Bavarica*, 105, p.217-241.
- DREYFUSS M. (1926) : - Contribution à l'étude de l'Oligocène inférieur de la Haute-Saône. *Bull. Soc. Géol France*, 26, 4.
- DUCASSE O. (1995) : - Ostracodes saumâtres à la limite oligo-miocène en aquitaine. *Rev. Micropal.*, 38, 2, p.113-130
- DUCASSE O., LÉTÉ C. & ROUSSELLE L. (1988) : -Polymorphism and Speciation. Medoc Ostracods at the Eocene / Oligocene Boundary (Aquitaine, France) *In* Evolutionary biology of Ostracoda. Its fundamentals and applications (HANAI, IKEYA & ISHIRAZI Eds).Developments in Palaeontology and Stratigraphy 11, p. 939-947
- DUCASSE O., BEKAERT O. & ROUSSELLE L. (1991) : - Les populations de Loxoconchidae (Ostracodes) à la limite oligo-miocène en Aquitaine : évolution, adptation et intérêt stratigraphique. *Geobios*, 24, 4, p. 435-461
- DUCASSE O. & CAHUZAC B. (1996) : - Evolution de la faune d'ostracodes dans un cadre paléogéographique et interprétation des paléoenvironnements au Langhien en Aquitaine. *Rev. Micropal.*, 39, 4, p. 247-260.
- DUCASSE O. & CAHUZAC B. (1997) : - Les ostracodes indicateurs des paléoenvironnements au Miocène moyen (Serravalien) en Aquitaine (sud-ouest de la France). *Rev. Micropal.*, 40, 42, p. 141-166.

- DURINGER P. (1988) : - Les conglomérats des bordures du rift cénozoïques rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique. *Thèse d'Etat Univ. Strasbourg*, 278 p.
- DURINGER P. & GALL J.-C. (1994) : - Morphologie des constructions microbiennes en contexte de fan-delta oligocène. Exemple du rift rhénan. *Palaeogeogr., Palaeoecol., palaeoclimat.*, 107, p. 35-47.
- ELBER R. (1920) : - Geologie der Raimeux-und Velleratkette im Gebiet der Durchbruchtäler von Birs und gabiare (Berner Jura). *Verh. Natf. Ges. Basel*, 32.
- EMMENEGER C. (1962) : - Géologie de la région sud de Fribourg. *Bull. Soc. Fribourg Sci nat.*, 21, 167 p.
- ENGESSER B. (1990) : - Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und savoyens. Systematik und biostratigraphie. *Mem. Suisses Paléont.*, 112, 144 p.
- ENGESSER B. & HUGUENEY M. (1982) : - Les mammifères de l'Oligocène et du Miocène inférieur des profils de la Findreuse et du Fornant en Haute-Savoie et de la Paudèze près de Lausanne. In Jung P. (ed.) : Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique depuis le Voralberg jusqu'en Haute-Savoie. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, H.S, 7, p.59-75
- ENGESSER B., MAYO N. & WEIDMANN M. (1984) : - Nouveaux gisements de mammifères dans la Molasse subalpine vaudoise et fribourgeoise. *Mém. Sui. Paléont.*, 107, p. 1-39
- ENGESSER B. & MAYO A. (1987) : - A Biozonation of the Lower freshwater Molasse (Oligocene and Agenian) of Switzerland and savoy on the basis of fossils Mammals In SCHMIDT-KITTLER N. (Ed.) : International Symposium on Mammalian biostratigraphy and Paleoecology of the European Paleogene, Mainz, February, 18th-21st 1987. *Münchn. Geowiss Abh.*, A, vol. 10, p.67-84
- 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 fossils Mammals. In AGUILAR J.-P., LEGENDRE S. & MICHAUX J. (Eds): - Actes du Congrès Biochron'97, Montpellier, 14-17 Avril. Biochronologie mammalienne du Cénozoïque en Europe et Domaines reliés. Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier, 21, p.475-499
- ERDTMAN, G. (1971) : - Pollen morphology and plant taxonomy – Angiosperms (An introduction to palynology. I) Hafner Publishing Company, New York, 553 p.
- ERNI A. & KELTERBORN P. (1948) : - Oelgeologische Untersuchungen im Molassegebiet südlich Wangen a.d.Aare-Aarburg In : Erdölgeologische untersuchungen in der Schweiz. *Beitr. Geol Schweiz, Geotech.*, 26, II.
- ESTEBAN M. & KLAPPA C. F. (1983) : - Subaerial exposure environment. In Scholle P.A., Bedout D. G. & Moore C. H : (Eds.) : Carbonate depositional environments.- *A.A.P.G. Memoir*, 33, p.1-95
- FAHLBUSCH, V. & HEISSIG, K. (1987) : -Rodents at the Oligocene/Miocene boundary near Rottenbuch (Southern Bavaria). *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, 10, p.85-92
- FASEL J.M. (1986) : - Sédimentologie de la Molasse d'eau douce subalpine entre le Léman et la Gruyère. *Thèse Univ. Fribourg*, no 907, 142 p.
- FAUPEL M. (1975) : -Die Ostrakoden des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) in Nordhessen. *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 17, 77 p.
- FAVRE I. (1998) : - Géologie de la région de Tavannes (Jura bernois) avec reconstitution paléogéographique de l'USM. . *Dipl. Uni. Fribourg* (unpublished), 94 p.
- FEIST M., ANADON P., CABRERA L. & CHOI S.J. (1994) : Upper Eocene-Lowermost Miocene charophyte succession in the Ebro Basin (Spain). Contribution to the charophyte biozonation in Western Europe. *Newsl. Stratigr.*, 30, 1, p. 1-32
- FISCHER H. (1965 a) : - Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura (SW Basel) mit einem mikropaläontologischen und einem paläogeographischen Beitrag. *Mat. Carte géol. Suisse*, 122, 106 p.
- FISCHER H. (1965 b) : -Notice explicative de la carte de Rodersdorf, Atlas géologique de la Suisse feuille 49, 1066 Rodersdorf, 24 p.
- FISCHER H. (1965 c) : - Oberes Rupélien (Septarienton) des Südlicheb Rheintalsgrabens : Tongrube von Allschwil bei Basel. *Bull. Ver. Schweiz petroleum-Geol. u. -Ing.*, 31, 81.p.7-16
- FISCHER H. (1969) : - Geologischer Ueberblick über den südlichen Oberrheingraben und seine weitere Umgebung (mit mehrfarbiger Kartenskizze 1 : 500000). *Regio basiliensis*, 10, 1.
- FISCHER H. (1969 b) : - Einige Bemerkungen zur « Übersichtstabelle zur geologie der weiteren Umgebung von Basel ». *Regio Basiliensis*, X, 2, p.234-238
- FISCHER H., LAUBER L. & WITTMANN O. (1971) : - Notice explicative de la feuille de Basel. Atlas géologique de la Suisse, feuille 59, 1047 Basel, 55 p.
- FLEURY E. (1909) : - Le Sidérolithique suisse. *Mém. Soc. Fribourgeoise Sc. Nat., ser. Geol. Geogr.*, 6, 110-112
- FOUCART T. (1997) : - L'analyse des données. Mode d'emploi. Méthodes et études de cas. Presses universitaires de Rennes. 198 p.

- FREI H.-P. (1979): -Stratigraphische Untersuchungen in der Subalpinen Molasse der Nordost Schweiz, zwischen Waegitaler Aa und Urnaesch. *Thèse Univ. Zürich*, 219 p.
- FREI W., DE HAAS S., HÄBERLE J. & STEIGER H. (1996): - Neue Erkenntnisse über die Lage der Verkarsteten Malmoberfläche im Bereich der Antiklinale von Wynau. *Bull. angew. Geol.*, 1, 1, p. 65-75
- FREYTET, P. & PLAZIAT, J.-C. (1982): - Continental carbonate sedimentation and pedogenesis- Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. - Contributions to sedimentology (FÜCHTBAUER H., LISITZYN A. P., MILLIMAN J. D. & SEIBOLD E. Eds), 12, 213 p.
- FRÖHLICHER H. & WEILER W. (1952): -Die Fischfauna der unterstampischen Molasse des Entlebuch, Kt Luzern und ihre Paläontologische Bedeutung. *Eclogae geol. Helv.*, 45, 1, p. 1-35
- GAUDANT, J. & REICHENBACHER, B. (1998): -Skelette der Gattung *Enoplophthalmus* Sauvage 1880 (Teleostei, Osmeridae) mit Otolithen in situ aus dem Unter-Miozän des Mainzer Beckens. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 210, (2), p. 237-266
- GILLIÉRON V. (1887): -Sur le Calcaire d'eau douce de Moutier attribué au Puberckien. *Verh. Naturf. Ges. Basel.*, p.486-508
- GOERLICH F. (1955): - Ostrakoden der Cytherideinae aus der Tertiären Molasse Bayerns. *Senckenbergiana*, 34, 1/3, p. 117-148
- GREKOFF N. (1956): - Guide pratique pour la détermination des ostracodes post-paléozoïques. *Institut Français du Pétrole*, 95 p.
- GREPPIN J. B. (1855): - Notes géologiques sur les terrains modernes, quaternaires et tertiaires du Jura bernois et en particulier du Val de Delémont. Compléments aux notes géologiques. *Neue Denkschriften d. Schweiz. Nat. Ges.*, 14, 52 p.
- GREPPIN J. B. (1867): - Essai géologique sur le Jura suisse. Delémont (Librairie Georg, Bâle)
- GREPPIN J. B. (1870): - Description géologique du Jura bernois et quelques districts adjacents. *Mat. Carte. Géol. Suisse*, 8, 154 p.
- GREPPIN E. (1908): - Geologische Karte des Blauenberges südlich Basel au 1 : 25 000. Cartes spéciales n°49.
- GRIMM K. I. (2002): - Foraminiferal zonation of early Oligocene deposits (selztal Group, Latfordian-Rupelian) in the Mainz Basin, Germany. *J. Micropal.*, (in press)
- GUO L. & RIDING R. (1998): - Hot spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano terme, Italy. *Sedimentology*, 45, p. 163-180
- GUTZWILLER A. (1890): - Beitrag zur Kenntnis der Tertiärbildungen der Umgebung von Basel. *Verh.natf. Ges. Basel*, 9, 1, 182 p.
- GUTZWILLER A. (1906): - Die eocänen Süsswasserkalke im Plateaujura bei Basel. *Abh. Schweiz. Paläont.*, (1905), 32, 35 p.
- GUTZWILLER A. (1914): - Uebersicht über die Tertiärbildungen in der Umgebung von Basel. *Eclogae Geol. Helv.*, 13, 3, p. 352.
- GUTZWILLER A. (1915): - Das Oligocän in der Umgebung von Basel. *Verh. natf. Ges. Basel*, 26, 96 p.
- GUTZWILLER A. (1917): - Erläuterungen zur geologischen Karte von Basel.II. Teil: SW Hügelland mit Birsigtal (spezialkarte n°83), 19.
- GUTZWILLER A. & GREPPIN E. (1915): - Geologische Karte von Basel. 1 : 25 000. Cartes spéciales n°77.
- HABICHT J.K.A. (1987): -Lexique stratigraphique international, Plateau suisse, Molasse 1/76-*Comm.géol. Suisse*. 528 p.
- HARDENBOLD J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.-C. & VAIL P. (1998): - mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European basins. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication, 60, 786 p.
- HARTMANN G. & PURI H. S. (1974): - Summary of Neontological and Paleontological Classification of Ostracoda. *Mitt. Hamburg Zool. Mus. Inst.*, 70, p. 7-73.
- HARTMANN G. & HILLER D. (1977): - Beitrag zur Kenntnis der ostracodenfauna des Harzes und seines nördlichen vorlandes (unetr besonder berècksichtigung des Männchens von Candona candida. 125 jahre Naturwissen. Ver. Goslar, p. 99-116
- HEIM A. (1919): - Geologie der Schweiz. . Tauchnitz, Leipzig, I.
- HEIM A. & HARTMANN A. (1919): - Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotech*, 6.
- HENDERSON P.A. (1990): - Freshwater ostracods. Keys and notes for identification of the species. Synopses of the British fauna (New Series), Kermack & Barnes Eds., 42, 228 p.
- HESS H. & WEILER W. (1955): - Untersuchungen an Fischen aus dem Alttertiär der Umgebung von Basel. *Eclogae Geol. Helv.*, 48, 2, p. 427-447

- HERZOG P. (1956) : -Rheingraben südlich von Basel (Dorneck) und Adlerhofgewölbe bei Eggisgraben (SW Pratteln). In HERZOG P. et al. : geologische und petrographische Exkursion in die Umrandung des Rheintalgrabens der Umgebung von Basel. *Eclogae geol. Helv.*, 48, 2.
- HEUSSER H. (1926) : - Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel (mit besonderer Berücksichtigung der Rheinrinne). *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 57.
- HILLER D. (1972) : -Untersuchungen zur Biologie und zur Ökologie limnischer Ostracoden aus der Umgebung von Hamburg. *Arch. Hydrobiol.*, 40, 4, p.400-497
- HOCHULI P.A. (1978) : - Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der zentralen und Westlichen Paratethys. *Beitr. Paläont. Osterr.*, 4, 1. 132 p.
- HOFMANN F. (1968) : - Zur Sedimentpetrographie der Molasse in den Bohrungen Pfaffnau-Süd 1, 2, 4 und 5, Boswil 1 und hünenberg 1. *Bull. Ver. Schweiz Petroleum-geol. u. Ing.*, 35, 87, p. 35
- HOMEWOOD P. (1986) : - Geodynamics and Palaeogeography of the Western Molasse basin : a review. *G.Geol.*, 48, 3, 1-2, p.275-284
- HOMEWOOD P., ALLEN P. & WILLIAMS G.D. (1986) : - Dynamics of the Molasse Basin of Switzerland. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, 8, p.199-217
- HOMEWOOD P., RIGASSI D. & WEIDMANN M. (1989) : - Le bassin molassique suisse. In *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*, Assoc. Sedim.franç.Ed, Technip., p. 299-314
- HOOKE J.J. & WEIDMANN M. (2000) : - The Eocene mammal faunas of Mormont, Switzerland. Systematic revision and resolution of dating problems. *Mem. Suisses Paléont.*, 120, 143 p.
- HUBER B. (1994) : -Rupelian foraminifera in the southern Rhine Graben and their paleoecological significance. *These Univ. Basel.*, 92 p.
- HUBER B. & HOTTINGER L. (1988) : -Bentische Mikrofauna des Oligozäns im südlichen Rheingraben. *Jg.Soc.Paléont.suisse*, 22-29.5 *Tagungsheft*, p. 67
- HUG A. W. (1996) : - Geologie und Sedimentologie der Pichoux Klus und der Klus von Undervelier. *Dipl. Uni. Fribourg* (unpublished), 117 p.
- JACCART A. (1869) : - Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. *Mat.Carte Géol. Suisse*, 6.
- JANZ H. (1992) : - Die miozänen Süßwasserostrakoden des Steinheimer Beckens (Schwäbische Alb, Süddeutschland), *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, B, 183, 117 p.
- JANZ H. (1993) : - Die Bedeutung der Ostrakoden (Crustacea) des Steinheimer Beckens für Diskussion um die Gesteinsveränderungen der Planorbidae (Gastropoda) im Laufe der Seegeschichte. *Jh. Ges. Naturk. Württemberg*, 148, p. 33-51
- JANZ H. (1995) : - Neubeschreibung von *Strandesia risgoviensis* nov. comb. (Sieber 1905) (Crustacea, Ostracoda) aus dem Nördlinger Ries (Miozän, Süddeutschland). *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, B, 233, 17 p.
- JANZ H. (1997) : -Die Ostrakoden der *kleini*-Schichten des miozänen Kratersees von Steinheim am Albuch (Süddeutschland). *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, B, 251, 101 p.
- JENNY F. (1928) : - Die Fauna des Süßwasserkalkes von Diegten (Baselland). *Eclogae Geol.Helv.*, 21, 2, p. 417
- JODOT P. (1955) : -Dimensions réduites des Limnées oligocènes du Jura suisse. C.R. Somm. Soc. Fr., séance du 6 juin 1955, 11, p.213-215
- KAMMERER T. (1993) : - Ostracoden aus dem oberen Rupelton, schleichsand und Cyrenenmergel (Zwischenschichten, Rupelium bis unteres Chattium des Mainzer Beckens. *Doctorarbeit Univ. Mainz* (unpublished), 113 p.
- KÄLIN D. (1993) : - Stratigraphie und Säugetierfaunen der oberen Süßwassermolasse der Nordwestschweiz, Diss. ETH. N°10152, 238 p.
- KÄLIN D. (1994) : Fiche 1087/9, Cadastre des mammifères, Basel.
- KAUFMANN F. J. (1872) : - Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. *Beitr.geol. Karte Schweiz*, 11.
- KEEN M. C. (1971) : - A Palaeoecological Study of the Ostracod *Hemicyprideis montosa* (Jones & Sherbon) from the Sannoisian of NW Europe In *Paléoécologie des Ostracodes Pau 1970* (Oertli Ed.). *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 5 suppl., p. 523-543
- KEEN M. C. (1972 a) : - The Sannoisian and some other Upper Palaeogene ostracoda from north-west Europe. *Palaeontology*, 15, 2,p. 267-325
- KEEN M.C. (1972 b) : - Mid-Tertiary Cytherettinae of North-West Europe. *Bull. British Museum (Nat. Hist.)*, 21, 6, p.259-400
- KEEN M. C. (1973) : - The palaeobiology of some upper palaeogene fresh-water ostracods. *Bull. American Paleont.*, 65, p.271-283
- KEEN M. C. (1978) : - The Tertiary-Palaeogene In A stratigraphical index of British Ostracoda. Special publications of the British Micropalaeontological Society.

(Bate & Robinson Eds). p. 385-450

KEEN M. C. (1982) : - Intraspecific variation in Tertiary ostracods *In* Fossil and Recent Ostracods. British Micropalaeontological Society. (Bate, Robinson & Sheppard Eds). p. 380-405

KEEN M. C. (1989) : - Oligocene ostracod biofacies from onshore areas of the North Sea Basin. *In* Batten D.J. & Keen M.C. (Eds.) : - Northwest European Micropalaeontology and Palynology , ch.11, p.248-264

KELLER B. (1989) : - Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse zwischen Napf und Bodensee. *Thèse Univ. Bern*, 302 p.

KELLER W. T (1922) : - Geologische Beschreibung des Ketten Jura zwischen Delsbergbecken und Oberrheinischer Tiefebene. *Eclogae Geol. Helv.*, 17, 1, p.1-75.

KELLER W. T. & Liniger H. (1930) : - Atlas géologique de la Suisse 1:25'000. 92 Movelier, 93 Soyhières, 94 Delémont, 95 Courrendlin (Feuille no 1)

KEMPF E. K. & NINK C. (1993) : - *Henryhowella asperrina* (Ostracoda) aus der typusregion (Miozän : Badenian ; Wiener Becken). *Sonder veröff. Geol. Insti. Univ. Köln*, 70, p. 95-114.

KEMPF O. & MATTER A. (1999) : -Magnetostatigraphy and depositional history of the Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. *Eclogae geol.Helv.*, 92, 1, p. 97-103

KEY A. J. (1957) : -Eocene and Oligocene ostracoda of belgium. *Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique*, mémoire 136, 210 p.

KISSLING D. (1974) : -L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. *These Univ. Genève*, 94 p.

KISSLING E. (1896) : - Die Fauna des Mittel-oligocäns im Berner-Jura. *Abh. Schweiz. Paläont. Ges.*, 22, 74 p.

KISSLING E. (1903) : -Die Schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss. *Beitr. Geol. Schweiz, geotech*, 2.

KLAPPA C. F. (1980) : - Rhizoliths in terrestrial carbonates : classification, recognition genesis and significance. *Sedimentology*, 27, p.613-629

KOCH R. (1923) : - Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen in berner Jura. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 48, II, 61 p.

KOCH R., LEHNER E., WAIBEL A. & MÜHLBERG M. (1936) : - Carte géologique feuilles 96 Laufen, 97 Bretzwil, 98 Erschwil, 99 Mümliswil au 1 : 25 000. Atlas géologique de la Suisse. *Comm. géol. Suisse*

KOLLMANN K. (1958) : - Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östl. Oesterreich. *Mitt. Geol. Gesell. Wien*, 51, p.89-195.

KRUTZSCH, W. (1971) : -Atlas der mittel- und jungtertiären Sporen- und Pollen – sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropa. Lieferung VI: Coniferenpollen. VEB G. Fischer Verlag, Jena, 234 p.

KUHLEMANN J., SPIEGEL C., DUNKL I & FRISCH W. (1999) : -A contribution to the middle Oligocene paleogeography of central Europe. New evidence from fission track ages of the southern Rhine-Graben. *N.Jb.Geol.Paläont.Abh.*, 214, 3, p.415-432.

KUIPER W. N : (1918) : - Oligocäne und Miocäne ostracoden aus Niederlanden. *Doctorarbeit Univ Groningen*. 91 p.

LARROQUE J.M. & LAURENT P. (1988) : -Evolution of the stress field pattern in the south of the Rhine Graben from Eocene to the Present. *Tectonophysics*, 148, p.41-58

LAUBSCHER H. (1948) : - Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt St. Ursanne (Berner Jura) . *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 92.

LAUBSCHER H. (1963) : - Notice explicative Feuille 1085 St. Ursanne (feuille 40 de l'Atlas) *Commission géol. suisse*.

LAUBSCHER H. (1971) : - Das problem von Rheintalflexur und Tafeljura. *Eclogae geol.Helv.*, 64, 1, p. 157-162

LAUBSCHER H. (1998) : - Der Ostrand des laufenbeckens und der Knoten von Grellingen :Die verwickelte begegnung von Rheingraben und Jura. *Eclogae geol.Helv.*, 91, p. 275-291

LEGENDRE S. (1987) : - Les immigrations de la « Grande Coupure » sont-elles contemporaines en Europe occidentale ?. *Münchn.geowiss.Abh.*, A, 10, p. 141-148

LEHNER E. (1920) : - Geologie der Umgebung von Bretzwil im nordschweizerischen Juragebirge. *Beitr. Geol. Karte schweiz*, 47.

LERICHE M. (1927) : -Poissons de la Molasse suisse. *Mém.Soc.Paléont..Suisse*, XLVI et XLVII

LÉVÊQUE, C., PAUGY, D. & TEUGELS, G.G. (ed.) 1990. Faune des poissons d'eaux douces et saumâtres de l'Afrique de l'Ouest. Paris (Orstom). Tomes 1-2., 902 p.

LIEBAU A. (1980) : -Paläobathymetrie und Okofaktoren : Flachmeer-Zonierungen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160, 2, p.173-216

LIEBAU A. (1984) : - Grundlagen der Okobathymetrie-IV Luterbacher, H.-P. (Hrsg.). Paläobathymetrie.- Paläontologische Kursbècher, 2, p. 149-184

- LINIGER H. (1925): -Geologie des Delsberger Beckens und Umgebung von Movelier. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 55, 71 p.
- Liniger H. (1969): - Carte géologique 1065 Bonfol, feuille 55 au 1 : 25 000. Atlas géologique de la Suisse. *Comm. Géol. Suisse*
- MALZ H. (1971): - A Paleocological review of the Chattian / Aquitanian Boundary in the Mainz Basin by means of Ostracoda. In *Paléocéologie des Ostracodes Pau 1970* (Oertli Ed.). *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 5 suppl., p. 515-522
- MALZ H. (1976): - *Heterocypris* vel *Cyprinotus*? ist die Morphologie des Gehäuses entscheidend für die Bestimmung rezenter Ostracoden-Gattungen?, *Senckenb. Lethaea*, 57, 2/3, p.185-199
- MALZ H. (1977): - Cypridopsine Ostracoden aus dem Tertiär des Mainzer Beckens. *Senckenb. Lethaea*, 58, 4/5, p.219-261
- MARMONIER P., VERVIER J., GIBERT J. & DOLE-OLIVIER M.J. (1993): - Biodiversity in ground waters. *Trends Ecol. and Evol.*, 8, 11, p.392-395
- MARTIN R. (1906): - Die untere Süsswassermolasse in der Umgebung von Aarwangen. *Eclogae geol. Helv.*, 6, p.77
- MATTER A., HOMEWOOD P., CARON C., RIGASSI D., VAN STUIJVENBERG J. WEIDMANN M. & WINKLER W. (1980): -Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. In Trömpy R. (ed.): *geology of Switzerland*, part. A, Wepef &Co, Basel, p. 261-293
- MAURER H., GERBER M. E. & NABHOLZ W. K. (1982): - Sedimentpetrographie und Lithostratigraphie der Molasse im Einzugsgebiet der Langete (Aarwangen-Napf, Oberaargau). *Eclogae geol. Helv.*, 75, 2, 381-413
- MAYO N.A. (1980): - Die Archaeomyninae Lavocat 1952 (Rodentia, Mammalia) von oensingen und Mümliswil (Oberoligozän) im Zusammenhang mit der stratigraphischen Einstufung dieser beiden Fundstellen. *Eclogae Geol. Helv.*, 73, 3, p.1095-1108
- MAYO N.A. (1987): - New Theridomyidae (Rodentia, Mammalia) in the Oligocene Molasse of Switzerland and Savoy. *Eclogae geol. Helv.*, 80, 3, p. 995-1085
- MC KENNA M.C. (1983): - Holoartic landmass rearrangement, cosmic events and Cenozoic terrestrial organisms. *Ann. Missouri Bota. Gard.*, 70, p.459-489
- MEISCH C. (2000): - Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe. Süsswasserfauna von Mitteleuropa. Spectrum Akad. Verlag, 8, Crustacea 1. H.3 Ostracoda, 522 p.
- MENKE, B. (1976): -Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. *Geol. Jb. A*, 26, p. 3-151.
- MERIAN P. (1821): - Beiträge zur Geognosie. 1. Band: Uebersicht der Beschaffenheit der Gebirgsbildungen in den Umgebungen von Basel mit besonderer Hinsicht auf das Juragebirge im Allgemeinen. Basel (Schweighauser'sche Buchhandlung).
- MERIAN P. (1836): -Über die Verbreitung einer tertiären marinen Formation im Kanton Basel. *Verh.Naturforsch. Ges.Basel*, II, p. 44-46
- MICHEL R. C. (1965): - Les calcaires oligocènes de Grilly (Ain, France). *Arch. Sci. Genève*, 18, 3, p. 706-711
- MÖDDEN, C. (1996): - Mammal Biostratigraphy in Europe and its Magnetostratigraphic Correlation with the GSSP of the base of the Neogene (resp. the Paleogene / Neogene and the Oligocene / Miocene Boundary. *Giornale di Geologia*, ser. 3a, 58, 1-2, p.181-187.
- MOJON P. O. (1988): -Les charophytes du Purbeckien dans le Jura suisse occidental. Certificat de Botanique, Univ. Neuchâtel, 114 p.
- MONTENEGRO M. E., PUGLIESE N. & BONADUCE G. (1998): - Shelf Ostracods distribution in the Italian Seas.-What about Ostracoda! Actes du 3^e Congrès européen des Ostracodologues, 1996. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, mém. 20, p. 91-101
- MOOS B. (1968): - zur Ostracoden-Fauna (Crust.) des Unteroligozäns von Latdorf. *Geol. Jb.*, 87, p. 1-40
- MOOS B. (1970): - Die Ostracoden-Fauna des Unteroligozäns von Brand horst bei Bünde (Bl. Herford-West, 3817). III. Schulerideinae Mandelstam 1959 und Cytherideinae Sars 1925. *Geol. Jb.*, 88, p. 289-320
- MOYES J. (1965): - Les Ostracodes du Miocène aquitain: essai de paléocéologie stratigraphique et de Paléogéographie. *Thèse Fac. Scien. Univ. Bordeaux*, 340 p.
- MÜHLBERG F. (1907): - Geologische Karte der Umgebung von Aarau 1 : 25 000. Cartes spéciales n°45
- MÜHLBERG F. (1914): - Geologische Karte des Hauensteingebietes. 1 : 25 000. Cartes spéciales n°73.
- MÜHLBERG F. (1915): - Erläuterungen zu den geologischen Karten des Grenzgebietes zwischen dem Ketten- und Tafeljura im Masstab 1 / 25000. III. Teil: geologische Karte des Hauensteingebietes (Waldenburg-Olten). Spezialkarte N°73. *Erläut. Geol. Karte Schweiz*, 16, 31 p..
- NEALE J. W. (1988): - Ostracods and Palaeosalinity Reconstruction. In *Ostracoda in the Earth Sciences* (De Deckker p., Colin J.-P. Peypouquet J.-P. Eds) Elsevier, XII,

p. 126-155

NELSON, J.S. (1994) : -Fishes of the world. New York (John Wiley & Sons), 3, 600 p.

NIGGLI P. (1912) : - Erläuterungen Nr°12 : Geologische Karte von Zofingen 1 :25 000 (Spezial Karte n°65)

OBERHAUSER R. (1991) : - Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. *Geol. B.-A.*, Wien, 72 p.

OERTLI H.-J. (1956) : - Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. *Schweiz. Paläont. Abh.*, 74, 120 p.

OERTLI H.-J. (1965) : - Das Rupélien des Delsberger Beckens. *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing.*, 31, 81, p. 37-40

OERTLI H. J. & KEY A. J. (1955) : - Drei neue Ostrakoden-Arten aus dem Oligozän Westeuropas. *Bull. Ver. Schweizer. Petrol. Geol. u. Ing.*, 22, 62, p. 19-28

PEYPOUQUET J.-P. (1971) : - La distinction des biocénoses, thanatocénoses, paléothanatocénoses : problème fondamental sur une plateforme continentale. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 11, 1, p.191-208

PEYPOUQUET J.-P. (1980) : - Les relations Ostracodes-Profondeur. Principes applicables pendant le Cénozoïque. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, Bordeaux*, 28, p. 13-28

PFIRTER U. (1997) : - Notice explicative de la feuille de Moutier, Atlas géologique de la Suisse feuille 96, 1106 Moutier, 71 p.

PFIRTER U., ANTENEN M., HECKENDORN W., BURKHALTER R. M., GÜRLER B. & KREBST D. (1996) : -Carte géologique de Moutier (n°1106), feuille 96, Atlas géologique de la Suisse.

PICOT L. (1997) : - Lacustrine and fluvial environments and marine incursion in the Limagne's basin (French Massif Central) : paleontological and geochemical approaches. *DEA-thesis*. Université de Lyon. (unpublished). 52 p.

PICOT L., BECKER D. & BERGER J.-P. (1999) : - Nouvelles données paléocéologiques et biostratigraphiques sur la formation des Calcaires delémontiens (« Delsberger Kalke », Oligocène terminal, Jura Suisse). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 214, 3, p. 433-462

PICOT L., BECKER D., HOCHULI P., KÄELIN D., REICHENBACHER B., SCHÄFER P. & BERGER J.-P. (2002) : Fauna and Flora from the Brochene Fluh section : {« Calcaires delémontiens » Formation, Late Oligocene – Early Miocene. Syncline of Waldenburg, Jura Molasse, Switzerland} : Biostratigraphical and Paleoecological Implications. *Paleontology*

PICOT L., LAMBERT E., BECKER D. & BERGER J.-P. (2002b.)

: Répartitions bathymétriques des faunes et flores dans les prairies de charophytes. Relations avec le sédiment et implications pour les dépôts fossiles et la paléocéologie des milieux lacustres. *Rev. Paléobiol.*

PIETRZENIUK E. (1969) : -Taxinomische und biostratigraphische Untersuchungen an Ostracoden des Eozäns 5 im Norden der Deutschen Demokratischen Republik.. *Paläontol. Abh. A*, 4, 1, 162 p.

PILLERI G. (1987) : -the Sirenia of the Swiss Molasse. Vammalan Kirjagino Oy, Finland, 114 p.

PITET B. (1991) : - Géologie de la région de Saint-Imier (Jura bernois). *Dipl. Uni. Fribourg* (unpublished), 147 p.

PLANDEROVA, E. (1990) : -Miocene microflora of Slovak Central Paratethys and its biostratigraphical significance. Dionys Stur Institute of Geology, Bratislava, 144 p.

POMEROL C. & PREMOLI SILVA I (1986) : - Terminal Eocene Event. *Dev. Palaeontol. Stratigr.*, Elsevier, 9, 414 p.:

PROTHERO D.R. (1985) : - North American mammalian diversity and Eocene-oligocene extinctions. *Paleobiology*, 11, p. 389-405

REICHENBACHER B. (1989) : - Feinstratigraphische Gliederung der Kirchberger Schichten (Unter Miozän) an der Typuslokalität Illerkirchberg bei Ulm. *Geologica Bavarica*, 94, p. 135-177

REICHENBACHER, B. (1996) : - Biostratigraphie aufgrund von Fisch-Otolithen im Ober-Oligozän und Unter-Miozän des Molassebeckens der West-Schweiz und Haute-Savoie und des Mainzer Beckens. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 202, 1, p. 45-61

REICHENBACHER, B. (1999) : -Preliminary otolith-zonation in continental Tertiary deposits of the Paratethys and adjacent areas. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 214, 3, p. 375-390

REICHENBACHER, B. (2000) : -Das brackisch-lakustrine Oligozän und Unter-Miozän im Mainzer Becken und Hanauer Becken: Fischfaunen, Paläoökologie, Biostratigraphie, Paläogeographie. *Courier Forschungsinst. Senckenberg*, 222, 143 p.

REICHENBACHER, B. (2002) : - Fish otoliths from the Lower Freshwater Molasse of the Brochene-Fluh Section (Swiss Jura, Late Oligocene). *Courier Forschungsinst. Senckenberg, Martini-Festschrift, Frankfurt am Main* [in prep.].

REICHENBACHER, B. & WEIDMANN, M. (1992) : - Fisch-Otolithen aus der oligo-/miozänen Molasse der West-Schweiz und der Haute-Savoie (Frankreich). *Stuttgarter Beitr. Naturkde.*, B, 184, 83 p.

REICHENBACHER B., BERGER J.-P. & WEIDMANN M. (1996) : -

- Charophytes et otolithes de la Molasse d'eau douce inférieure oligocène de Moutier (Jura Suisse). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 202, 1, p. 63-93
- REICHENBACHER, B. & SCHWARZ, J. (1997) : - Charophyten und Otolithen aus den Cyrenen-Schichten des nördlichen Alpenvorlandes. *Paläont. Z.*, 71, 3/4, p. 173-188
- REINSON G.-E. (1992) : -Transgressive Barrier island and Estuarine Systems. In Walker R.-G. & James N. P. (Eds). *Facies Models. Response to sea level change. Geological Association of Canada. P.* 179-194
- RENZ O. (1936) : -Ueber ein Maestrichien-Cénomanienvorkommen bei Alfermée am Bielersee. *Eclogae geol. Helv.*, 29, 2, p. 545-566
- RIVELINE J., BERGER J.-P., FEIST M., MARIN-CLOSAS C., SCHUDACK M. & SOULIÉ-MARSCHÉ I. : -European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bull. Soc. géol. France*, 167/3, p. 453-468
- ROCA J. R. & DANIELOPOL D.L. (1991) : - Exploration of interstitial habitats by the phytophilous Ostracod *Cypridopsis vidua* (O.F. Müller) : experimental evidence. *Annls Limnol.*, 27, 3, p. 243-252
- ROLLIER L. (1892) : - Etude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois. *Eclogae Geol. Helv.*, 3, p. 43-83.
- RIGASSI D. (1957) : -Faune sannoisienne du Pont de Naves (Haute-Savoie). *Arch. Scien. Genève*, 10, 2 p. 171-184
- ROLLIER L. (1893) : -Structure et histoire géologiques de la partie du Jura central comprise entre le Doubs (Chaux-de-Fonds), le val de Delémont, le lac de Neuchâtel et le Weissenstein. *Mat. Carte géol. Suisse*, 8.
- ROLLIER L. (1893 b) : - Etude stratigraphique sur les terrains tertiaires du Jura bernois (partie septentrionale). *Eclogae Geol. Helv.*, 4, 1.
- ROLLIER L. (1894) : - Carte géologique des environs de Saint-Imier. Carte structurale au 1 : 25 000. Cartes spéciales n°4 b
- ROLLIER L. (1898) : - Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse au 1/100 000. *Mat. Carte Géol. Suisse*, 8.
- ROLLIER L. (1901) : -Carte tectonique des environs de Bellelay au 1 : 25 000. Cartes spéciales n°24
- ROLLIER L. (1904) : - Carte tectonique d'Envelier et du Weissenstein au 1 : 25 000. Cartes spéciales n° 32
- ROLLIER L. (1910) : -Troisième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000. Première partie : Nouvelles observations sur le Sidérolithique et la Molasse oligocène du Jura central et méridional. *Mat. Carte Géol. Suisse*, 25, 148 p.
- ROLLIER L. (1911) : - Révision de la stratigraphie et de la tectonique de la Molasse du nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine en particulier. *Nouv. Mém. Soc. Helv. Sci. Natur.*, 46, 1, 88 p.
- ROLLIER L. & FAVRE J. (1910) : - Carte géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds au 1 : 25 000. Cartes spéciales n°59
- ROTHPLETZ W. (1933) : - Geologische Beschreibung der Umgebung von Tavannes im Berner Jura. *Verh. natf. Ges. Basel*, 43, p. 12-150
- ROTTGARD D. (1952) : - Die Ostracoden in der Schicht 3, Kirchener Schwelle im Oberen Oberrhein (km 175,900). *Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br.*, 42, 2.
- RUSSEL D. & TOBIEN H. (1986) : -Mammalian evidence concerning the Eocene-Oligocene transition in Europe, North America and Asia. In Pomerol C. & Premoli Silva I (Eds) : *Terminal Eocene Events. Dev. Paleont. Stratigr.*, Elsevier, 9, p. 299-309
- RUTSCH R.F., DROOGER C. W. & OERTLI H. J. : (1958) : - Neue Helvétien-Faunen aus der Molasse zwischen Aare und Emme (Kt. Bern) (Foraminifera, Mollusca, Ostracoda). *Mitt. natur. Gesel. Bern*, 16, p. 1-38
- SAUSSURE, H.-B. (de) (1779-1796) : -Voyages dans les Alpes précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève, 1, 540 p.
- SCHÄFER P. (2002) : - Beiträge zur Ostracoden- und Foraminiferen-Fauna der unteren Süsswassermolasse in der Schweiz und in Savoyen (Frankreich). 1. Das profil Brochene Fluh (Kanton Basel, Schweiz). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, (in press).
- SCHÄR U. (1971) : -Erläuterung für das Blatt 1145 Bielersee 1:25'000 (n° 60), geologisches Atlas der Schweiz. *Schweiz. geol. Komm.*
- SCHÄR U., RYNIKER K., SCHMIDT K., HÄFELI C. & RUTSCH R.F. (1971) : - Blatt 1145 Bielersee (n° 60), geologisches Atlas der Schweiz. *Comm. géol. suisse*.
- SCHARDT H. (1880) : -Notice géologique sur la Molasse rouge et le terrain sidérolithique du pied du Jura. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, XVI, 83, p. 609-640
- SCHERER F. (1964) : -Ostrakoden aus der subalpinen Oligozän-Molasse der Schweiz. *Bull. ver. Schweiz Petroleum-Geol. u. Ing.*, 31, 80, p. 10-25
- SCHERER F. (1966) : -Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz. *Matér. Carte géol. Suisse*, 127, 115 p.

- SCHLUNEGGER F., BURBANK D. W., MATTER A., ENGESSER B., & MÖDDEN C. (1996): Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30-15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse basin. *Eclogae Geol. Helv.*, 89, 2, p. 753-788.
- SCHLUNEGGER F., MATTER A., BURBANK D. W. & KLAPER E. M. (1997): - Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse Basin and Alpine orogenic events. *GSA Bull.*, 109, 2, p. 225-241.
- SCHLUNEGGER F., SLINGERLAND R. & MATTER A. (1998): -Crustal thickening and crustal extension as controls on the evolution of the drainage network of the central Swiss Alps between 30 Ma and the present: constraints from the stratigraphy of the North Alpine foreland Basin and the structural evolution of the Alps. *Basin Research*, 10, p. 197-212
- SCHMIDT C., BRAUN L., PALTZER G., MÜHLBERG M., CHRIST P. & JACOB F. (1924): -Die Bohrungen von Buix bei Pruntrut und Allschwil bei Basel. *Beit. Geol. Schweiz, Geotech. Serie*, 10, 74 p.
- SCHMIDT-KITTLER N. (Ed.) (1987): International Symposium on Mammalian biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene, Mainz, February, 18th-21st 1987. *Münchn. Geowiss Abh.*, A, vol. 10, 312 p.
- SCHNEIDER A. (1960): - Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Porrentruy (Berner Jura). *Mat. Carte géol. Suisse*, 109, 72 p.
- SISSINGH W. (1997): -Tectonostratigraphy of the North Alpine Foreland Basin: correlation of Tertiary depositional cycles and orogenic phases. *Tectonophysics*, 282, p.223-256
- SISSINGH W. (1998): - Comparative tertiary stratigraphy of the Rhine Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine forelands events. *Tectonophysics*, 300, p. 249-284
- SMITH, M.M. & HEEMSTRA, P.C. (ed.) 1986. *Smiths' Sea Fishes*. Berlin (Springer). 1047 p.
- SONNE V. (1982): - Bestandsaufnahme der Foraminiferen und Ostrakoden im « prä-aquitane » Tertiär des Mainzer Beckens. *Mainzer Geowiss. Mitt.*, 10 p. 37-82
- STEHLIN H. G. (1903-1916): - Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens. Kritischer Katalog der Materialien. *Abh. Schweiz Paläont. Ges.*, 1903 (vol. XXX, p. 1-153); 1904 (XXXI, p. 155-258); 1905 (XXXII, p.259-595); 1906 (XXXIII, p.597-690); 1908 (XXXV, p.691-837); 1910 (XXXVI, p.839-1164); 1912 (XXXVIII, 1165-1298); 1916 (XLI, p.1299-1552)
- STEHLIN H.G. (1909): - Remarques sur les faunules de mammifères de couches eocènes et oligocènes du bassin de Paris. *Bull.Soc.géol.France*, 9, 4, p. 488-520
- STEHLIN H. G. (1922): - Säugetier-paläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse. *Eclogae geol. Helv.*, 16, 2, p.575-581
- STEINNINGER F.F., RABEDER G. & RÖGL F. (1985): -Land mammal distribution in the Mediterranean Neogene: a consequence of geokinematic and climatic events: In Stanley D.J. & Wezel F.C. (Eds): Geological evolution of Mediterranean basin. Springer Verlag, p. 559-571
- STOVER L.E. & HARDENBOL J. (1994): -Dinoflagellates and depositional sequences in the lower Oligocene (Rupelian) Boom Clay Formation, Belgium. *Bull.Soc.belge Géol.*, 102, 1-2, p.5-77
- STUDER B. (1825): - Beiträge zu einer Monographie der Molasse. *C.A Jenni*, bern, 426 p.
- STRAUB E. W. (1952): -Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm A. d. Donau. *Geol. Jb.*, 66, p. 433-524
- SUTER H. (1936): -Geologische Beschreibung der Kartengebiete Les Bois und St-Imier im Berner Jura. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 72 ; 39 p.
- SUTER M. (1978): -Geologische Interpretation eines reflexionsseismischen W-E profils durch das delserberger becken (FaltenJura). *Eclogae geol.Helv.*, 71, 2, p. 267-275
- THEILER E. (1998): - Geologie im Gebiet der Tiergartenantiklinale (JU) mit besonderer Berücksichtigung der Molasseeinheiten. *Dipl. Univ. Fribourg* (Unpublished), 93 p.
- TOBLER A. (1897): -Ueber fossilführende Quartzite aus der eocänen Hupperde von Lausen (Ctn: Baselland). Bericht über die 30. Vers. Des Oberrhein.geol. Vereins zu Mühlhauen i.E am 22 april 1897
- TRIEBEL E. (1963): - Ostracoden aus dem Sannois und jüngeren Schichten des Mainzer Beckens: 1 Cyprididae. *Senck Leth.*, 44, 3,p. 157-207
- TSCHOPP R. (1960): - Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Miécourt (Berner Jura). *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 110, 62 p.
- TUCKER E.M. & WRIGHT V. P. (1990): - Carbonate Sedimentology.- Blackwell Scientific Publications.
- UFFENORDE H. (1981): - Ostracoden aus dem Oberoligozän und Miozän des unteren Elbe-Gebietes (Niedersachsen und Hamburg, NW-deutsches Tertiärbecken). *Palaeontographica*, Abt. A, 172, p.103-198.
- UHLIG, U., REICHENBACHER, B. & BASSLER, B. (2000): - Säugetiere, Fisch-Otolithen und Charophyten aus den

- Unteren Cyrenen-Schichten (Oligozän) der bayerischen Faltenmolasse (Murnauer Mulde). *Eclogae geol. Helv.*, 93, p.503-516
- VILLWOCK, W. (1977) : -Das Genus *Aphanius* Nardo, 1827. - *Dtsch. Killifisch Gem. Journ.*, 9, 11, p. 165-185
- VISCHER W. (1933): - Über das Vorkommen von Palmenstämmen (*Sabal major* Ung.) im Stampien von Dornachbrugg bei Basel. *Verh. Natf. Ges. Basel*, 46, 1, p. 303-307
- VOGEL H. (1934) : - Geologie des Graubünden und Grenchenbergs im Jura-Gebirge. Inaugural-Dissertation. *Thes. Univ. Basel*, 73 p.
- VONDERSCHMIDT L. (1941) : - Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im nordschweizerischen Jura. *Eclogae Geol. Helv.*, 34, 2.
- WAIBEL A. (1925) : - Geologie der Umgegend von Erschwil (Gebiet der Hohen Winde). *Beit.geol. Karte Schweiz*, 55, II.
- WAIBEL A. & BURRI F. (1961) : - Lexique stratigraphique international, Jura et Rheintalgraben, CNRS, I Europe, 7 et 7a, 314 p.
- WEIDMANN M. (1982) : - Situation et description des coupes visitées In Jung P. (ed.) : Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique depuis le Voralberg jusqu'en Haute-Savoie. Doc. Lab. Géol.Fac. Sci. Lyon, H.S, 7, p. 11-24
- WEIDMANN M. (1984) : - Le Sidérolithique et la molasse basale d'Orbe (VD). *Bull.Soc. vaud.Sci.nat.*, 77, 366, p. 135-141
- WEILER W. (1952) : - Die Verbindung des mitteloligozänen Rheintalgrabens mit dem Mittelmeer. *Jber.u.Mitt.Oberrh.geol.ver.*, 34, p. 21-29
- WEILER W. (1963) : - Die Fischfauna des Tertiärs im oberrheinischen Graben, des Mainzer Beckens, des unteren Maintales und der Wetterau, unter besonderer Berücksichtigung des Untermiozäns. *Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges.*, 504, 75 p.
- WERNER, J. (1994) : -Beiträge zur Biostratigraphie der Unteren Süßwassermolasse Süddeutschlands - Rodentia und Lagomorpha (Mammalia) aus den Fundstellen der Ulmer Gegend. *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, B, 200, 263 p.
- WITT W. (1965) : - Ostracoden der bayerischen Molasse (unter besonderer Berücksichtigung der Cytherinae, Leptocytherinae, Trachyleberidinae, Hemicytherinae und Cytherettinae). *Doctor-Arbeit. Univ. München*, 134 p.
- WITT W. (2000) : -Süßwasserostracoden der miozänen Vorlandmolasse Süddeutschlands. *Mitt.Bayer.Staatsslg.Paläont.hist.Geol.*, 40, p. 109-151
- WITTMANN O., HAUBER L., FISCHER H., RIESER A. & STÄHELIN P. (1970) : - Carte géologique 1047 Basel au 1 : 25 000, feuille 59, Atlas géologique de la Suisse. *Comm.géol. Suisse*.
- WHITEHEAD, P.J.P., BAUCHOT, M.-L., HUREAU, J.-C., NIELSEN, J. & TORTONESE, E. (1986) : - Fishes of the North-eastern Atlantic and the Mediterranean, Bungal (The Chaucer Press). I-III, p. 7-1473
- YASSINI I. (1966) : -Ecologie des associations d'ostracodes du bassin d'Arcachon et du littoral atlantique. Application à l'interprétation de quelques populations du Tertiaire aquitain. *Thèse Fac. Scien. Univ. Bordeaux*, 288 p.
- ZIEGLER P. (1956) : - Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura) S.A. Blatt 118, Gebiet nördlicher Suze und Stratigraphie des Sequanien im Zentralen Schweizer Jura. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, 102.
- ZIEGLER P.A (1990) : - Geologic Atlas of Western and Central Europe. Second and completely revisited edition. *Shell Intern.Petrol. maatschappij*, 239 p.
- ZORN I. (1998) : - Ostracoda aus dem Karpat (Unter-Miozän) des Korneuburger Beckens (Niederösterreich). *Beitr. Paläont.*, 23, p. 175-271

ANNEXES ET PLANCHES

Lithologie:



Calcaire



Argile



Calcaire marneux



Conglomérat



Marnes gréseuses



Sables



Marnes



Grès

Couleur:

r: rouge

s: sombre

g: gris

ba: bariolé

v: vert

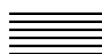
b: beige

j: jaune

gv: gris vert

n: noir

Figures sédimentaires:



Lamination horizontale



Stratification entrecroisée



Slump

b&p: figure de charge: ball and pillow

wb: weavy bedding

rt: rides tidales

① : direction de progadation

Divers:



Stromatolithe



Traces racinaires



Manchon de racines



Concrétions



Lumachelle



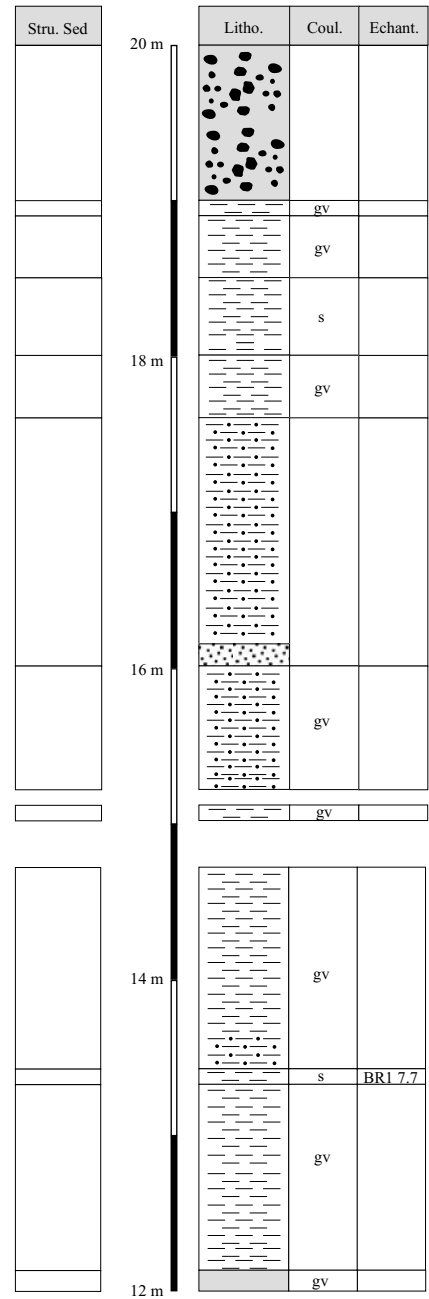
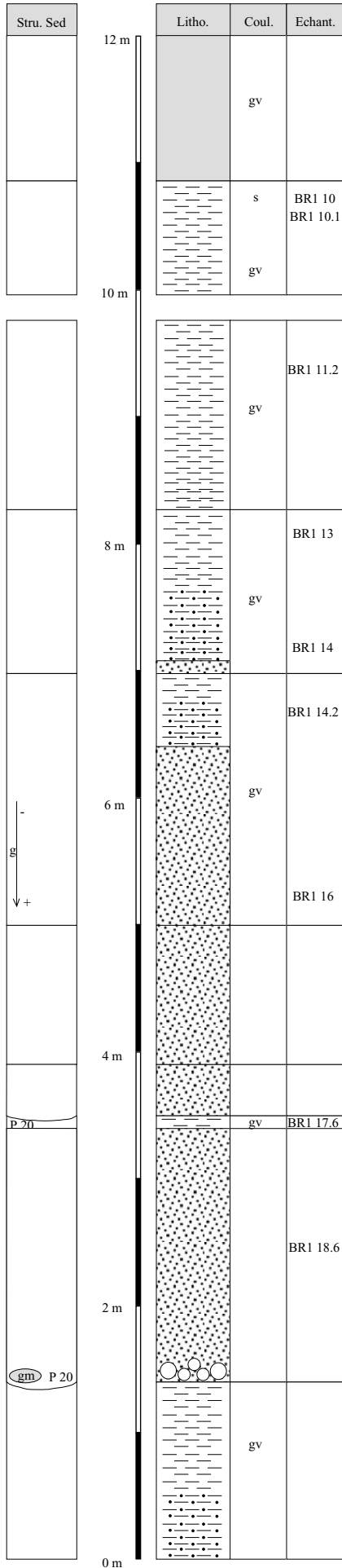
Brèche



Gypse

Bevilard-Forage BR1

588.9/231.205



0 m
Annexe 2: Forage de Bévillard BR 1

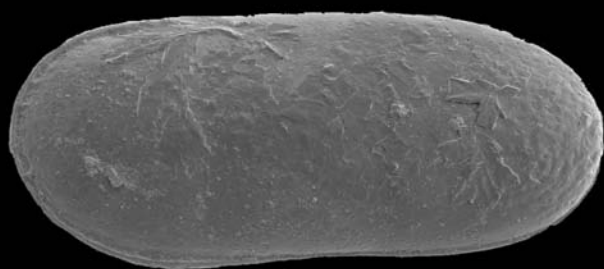
		Nannofossiles	Dinoflagellés FAD	Dinoflagellés LAD	
	23.8 Ma	23.9 NN1		23.67 H.tenuispinosum	
Oligocène	Chattien	R.bisecta	24.62 F.filifera		
		NP25	25.7 A. tectarum		
		27.5		26.3 D.ellipticum	
	Rupélien	S.distensus		27.14 S.cornuta	
		28.5 Ma	NP24		
		29.9 S. ciproensis			E.pectiformis
Eocène	Priabonien	NP23 (Antarctique)	30.7 H.vallum; H.obscura	29.3 G.conopeum	
		(Latitude moyenne)	31.30 R.umbelica	30.24 R.draco	
		NP22		A? semicirculata	
		32.3		P.filigranum	
		32.8 R.umbelica		A.biformoides	
		32.80 E.formosa		F.axialis ; P.comatum 30.70	
	33.7 Ma	NP21	32.80 P.filigranum; W.gotchtii	S.chlamydophora	
		34.2	33.73 ?A. semicirculata; C.galea	E.arcurata	
		D.saipanensis	G.conopeum	E.peniculata ; W.gotchtii	
		NP19-NP20		C.incompositum	
		36 I.recurvus		31.34	
				32.94 R.perforatum	
				33.50 A.diktyoplokus	
				W.simplex ; O.divergens	
				33.64 H.porosa	

Annexe 3: Charte biostratigraphique des nannofossiles et des dinoflagellés pour la fin de l'Eocène et l'Oligocène (d'après Hardenbold *et al.*, 1998)

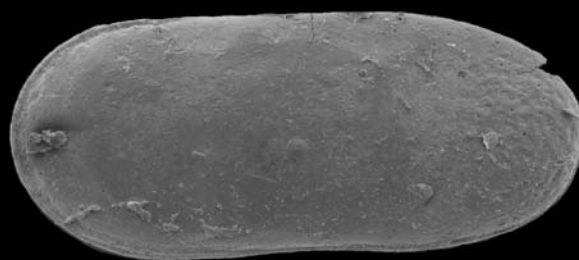
Planche 1 :

- 1- *Cytherella gracilis* (Lienenklaus 1894), valve gauche, Bressaucourt, niveau BREU remblais.
- 2- *Cytherella gracilis* (Lienenklaus 1894), valve gauche, Bressaucourt, niveau BREU remblais.
- 3- *Cytherella* sp.1, valve droite, Develier, niveau DEV 5.
- 4- *Cytherella* sp.2, valve gauche, Develier, niveau DEV 5.
- 5- *Darwinula stevensoni* (Brady & Robertson 1870), valve gauche, Reconvilier, niveau RE2 4,8-5 m.
- 6- *Ghardaglaia* cf. *pectinata* (Héjjas 1894), valve droite, Bressaucourt, niveau BREU remblais.
- 7- *Ghardaglaia* cf. *pectinata* (Héjjas 1894), valve droite, Bressaucourt, niveau BREU remblais.
- 8- *Ghardaglaia* cf. *pectinata* (Héjjas 1894), valve gauche, vue interne, Bressaucourt, niveau BREU remblais.

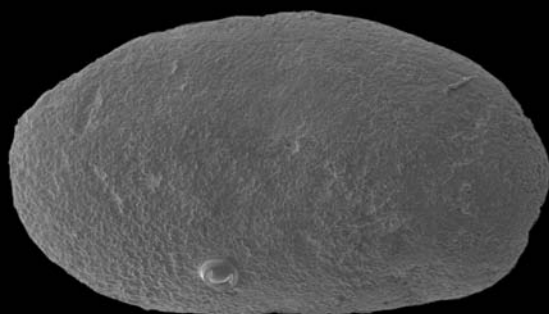
Planche 1



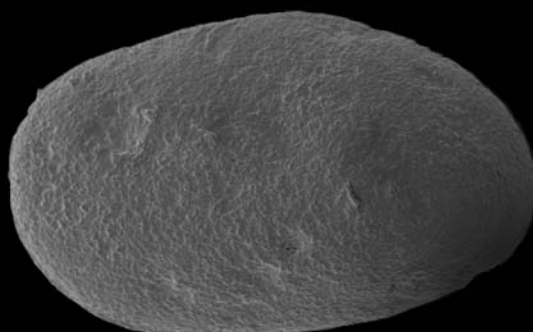
1



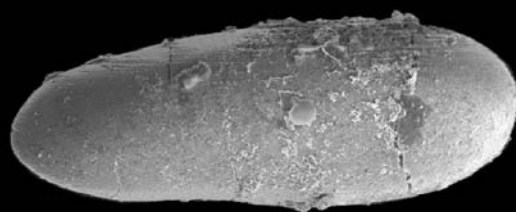
2



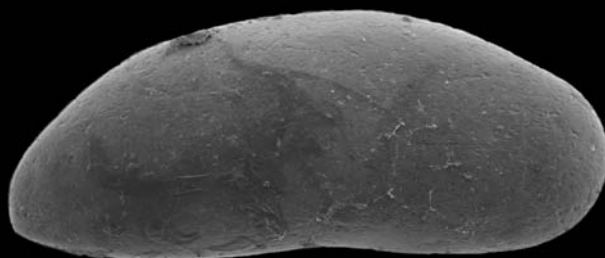
3



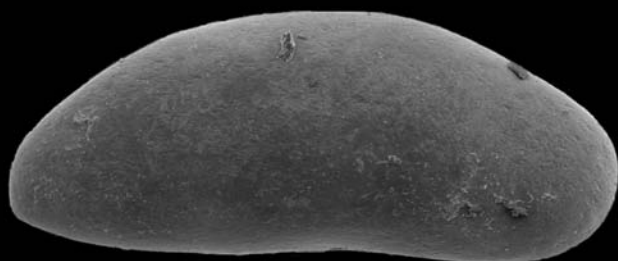
4



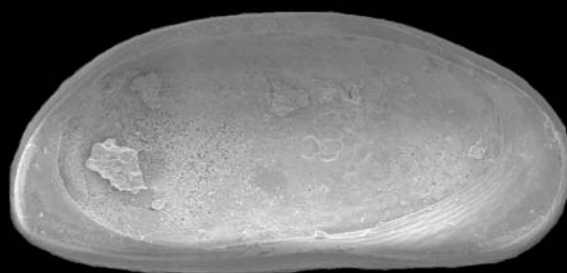
5



6



7



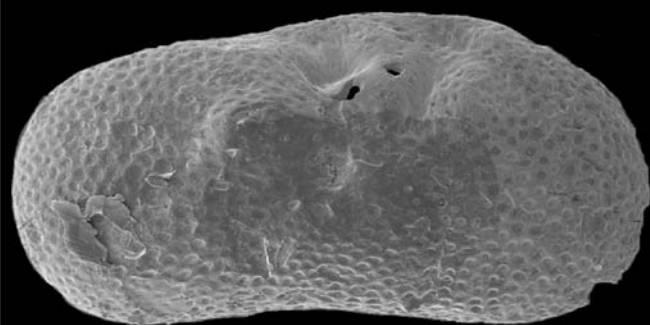
8

 100 m

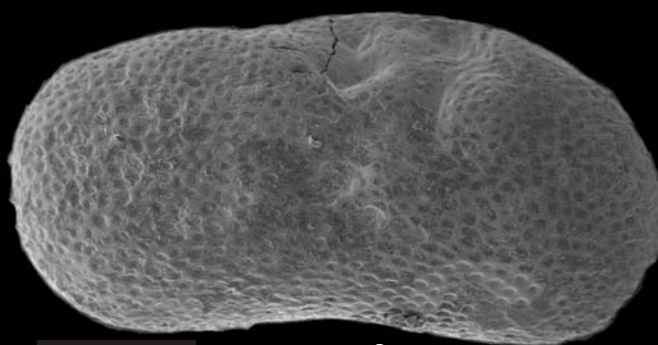
Planche 2 :

- 1- *Ilyocypris* sp., valve droite , carrière de Laufen, niveau LAU 54
- 2- *Ilyocypris* sp., valve droite, carrière de Laufen, niveau LAU 56
- 3- *Ilyocypris essertinesensis* (Carbonnel 1985), valve gauche, Reconvilier, niveau RE2 4,8-5 m.
- 4- *Ilyocypris essertinesensis* (Carbonnel 1985), vue dorsale, Reconvilier, niveau RE2 4,8-5 m.
- 5- *Pseudocandona fertilis* (Triebel 1963), valve gauche, Reconvilier, niveau RE2 4,8-5 m.
- 6- *Pseudocandona* sp.1, valve droite, Bressaucourt, niveau BRE 4.
- 7- *Pseudocandona* sp.2, valve droite , Bressaucourt, niveau BREU 2.
- 8- *Pseudocandona* sp.2, vue dorsale, Bressaucourt, niveau BREU 2.

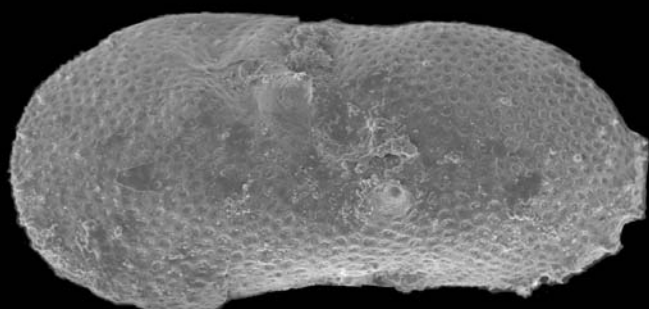
Planche 2



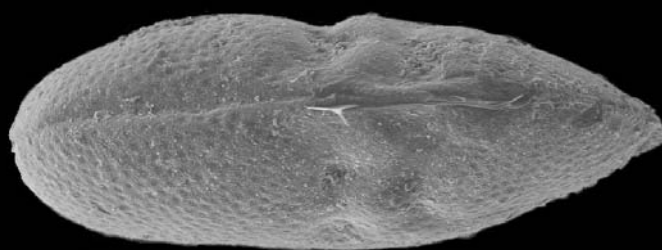
1



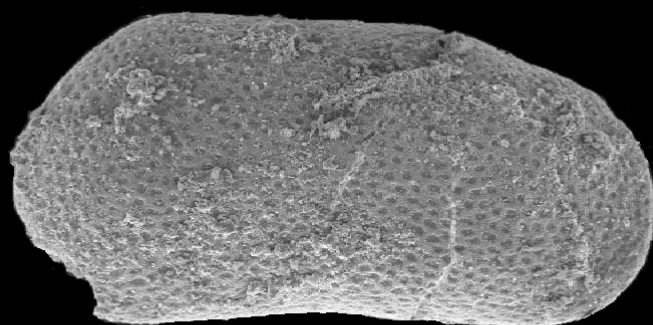
2



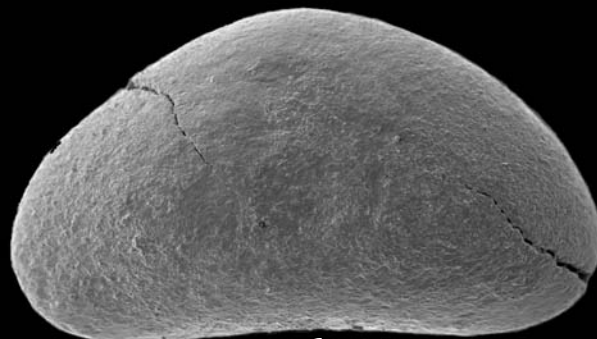
3



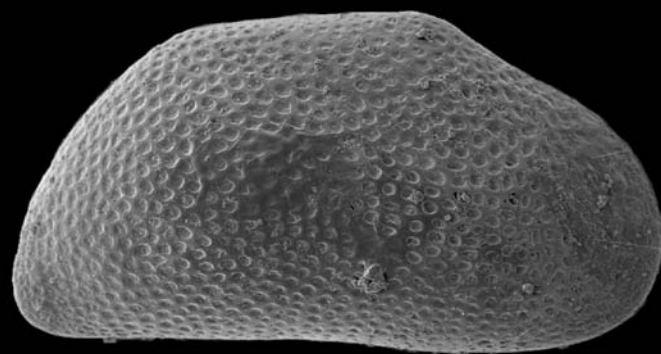
4



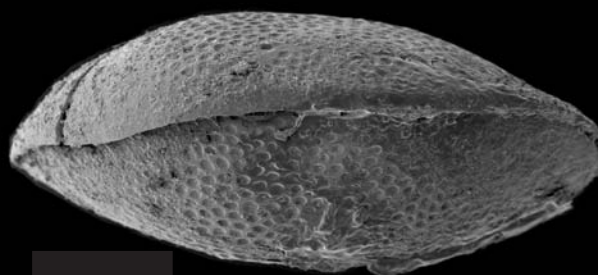
5



6



7



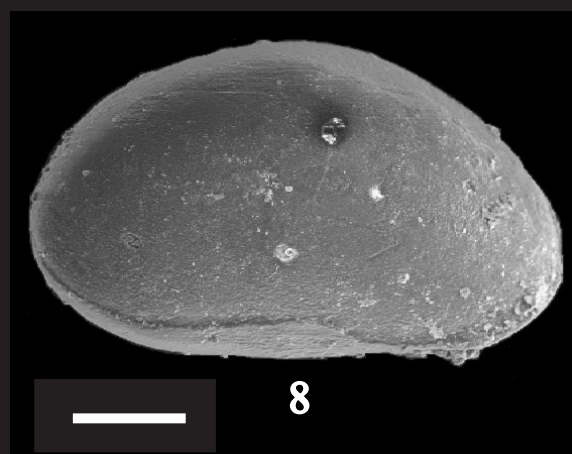
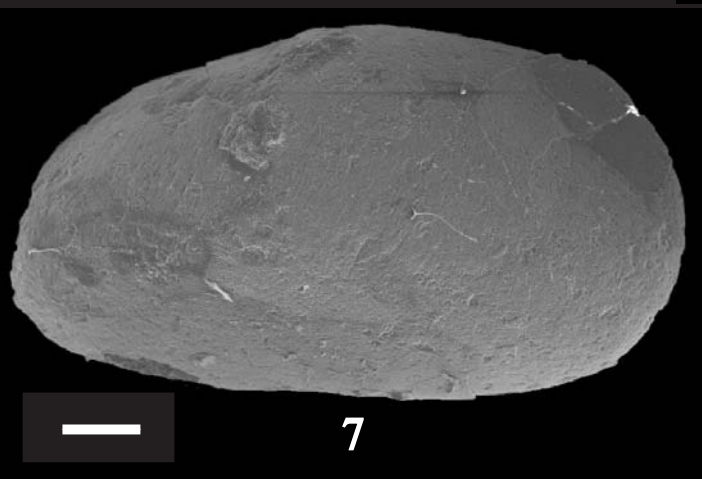
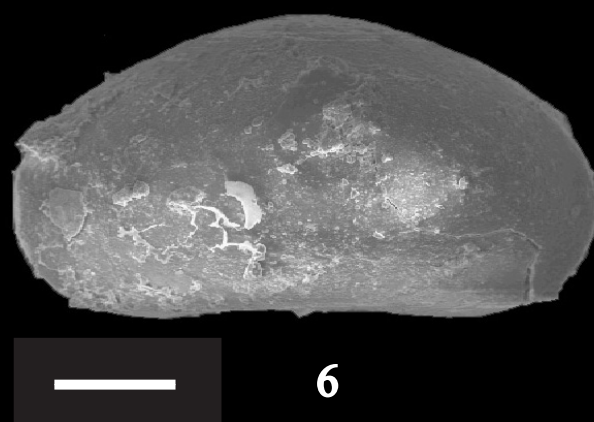
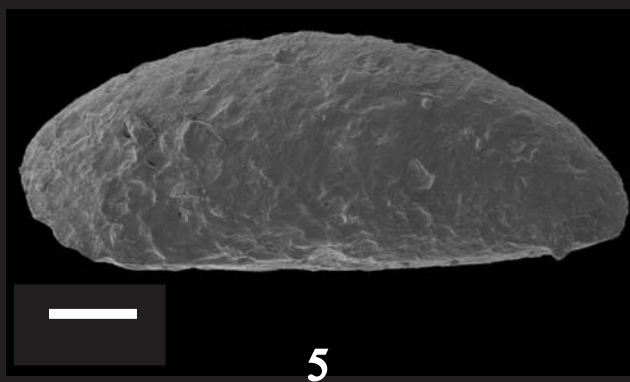
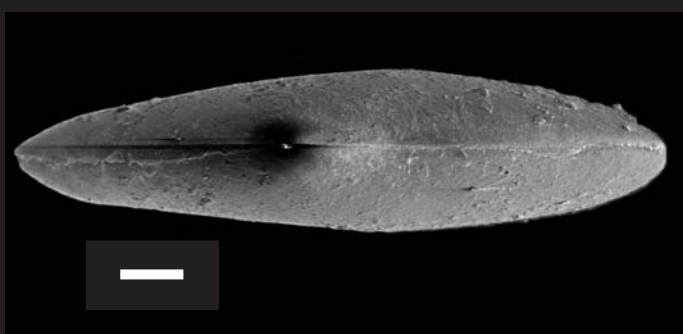
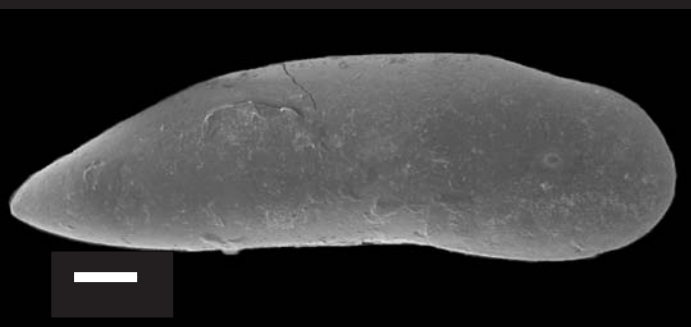
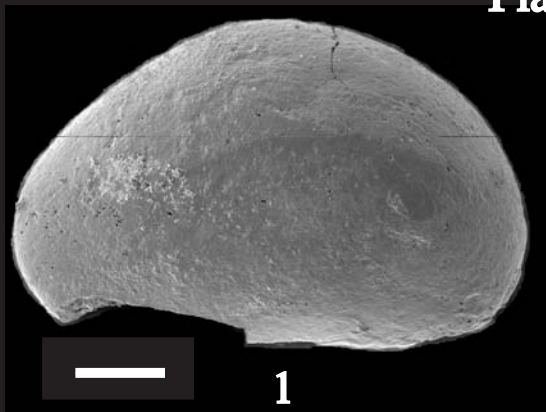
8

100 m

Planche 3 :

- 1-? *Cyclocypris* sp., valve droite, Bressaucourt, niveau BRE 4.
- 2- *Paracypris aerodynamica* (Oertli 1956), valve droite , carrière de Laufen, niveau LAU 4.
- 3- *Paracypris aerodynamica* (Oertli 1956), valve droite , carrière de Laufen, niveau LAU 19.
- 4- *Paracypris aerodynamica* (Oertli 1956), vue dorsale, carrière de Laufen, niveau LAU 4.
- 5- *Paracypris* sp., valve gauche, Chleinblauen, niveau CB 1-2,3.
- 6- *Cyprinotus* aff. *parvus* (Lienenklaus 1905), valve droite , Reconvilier, niveau RE2 7,7-7,8 m.
- 7-? *Strandesia* sp., valve droite , Courfaivre, niveau CRF 98/40.
- 8- *Cypridopsis* sp., valve droite , Reconvilier, niveau RE2 7,7-7,8 m.

Planche 3

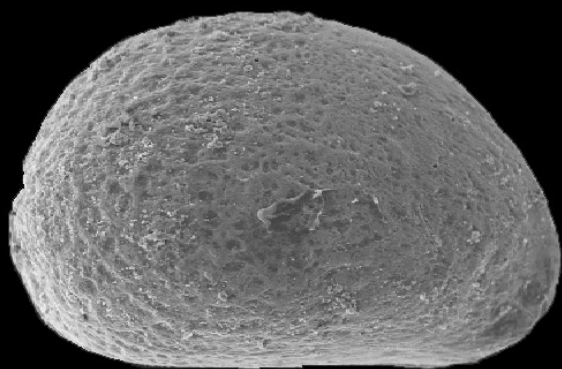


— 100 m

Planche 4 :

- 1- *Metacypris danubialis punctata* (Straub 1952), valve droite ,Reconvilier, niveau RE2 4,8-5 m.
- 2- *Metacypris danubialis punctata* (Straub 1952), vue dorsale, Reconvilier, niveau RE2 4,8-5 m.
- 3- *Cytheridea pernota* (Oertli & Key 1955), valve droite, carrière de Laufen, niveau LAU 2.
- 4- *Cytheridea pernota* (Oertli & Key 1955), valve droite, sondage de Laufen, niveau SLA 20.
- 5- *Cytheridea pernota* (Oertli & Key 1955), valve gauche, larve, carrière de Laufen, niveau LAU 6.
- 6- *Cytheridea pernota* (Oertli & Key 1955), valve gauche, larve, carrière de Laufen, niveau LAU 25.
- 7- *Cytheridea pernota* (Oertli & Key 1955), vue dorsale, carrière de Laufen, niveau LAU 2-3.

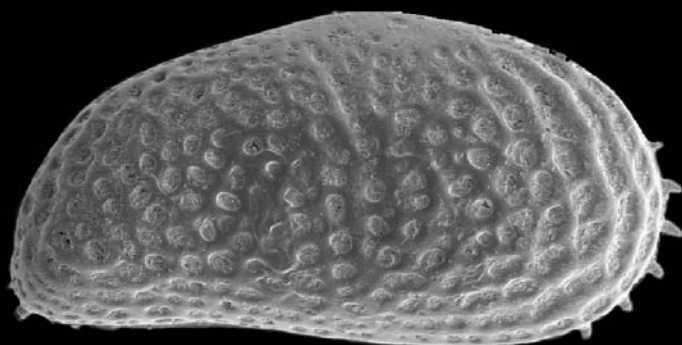
Planche 4



1



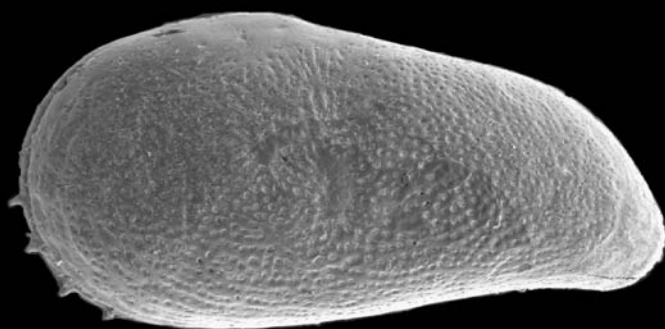
2



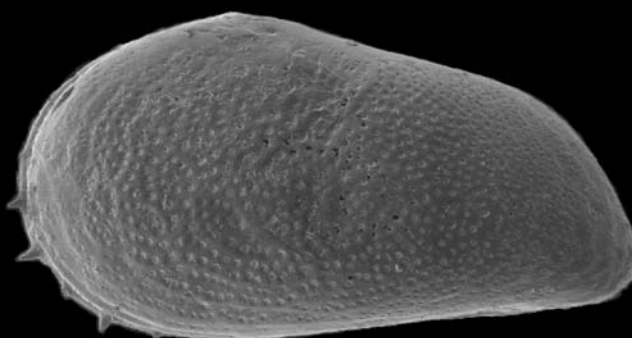
3



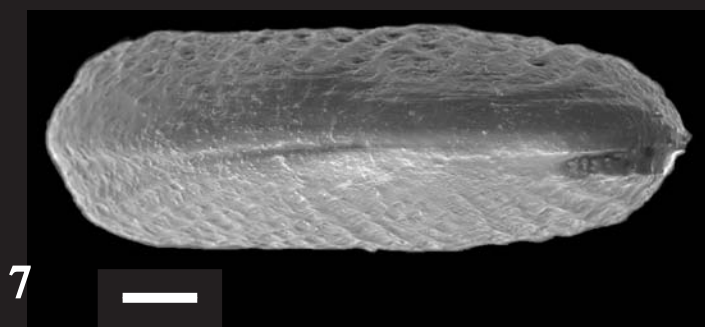
4



5



6



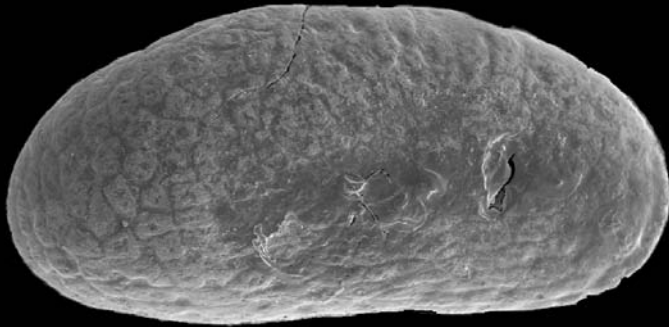
7

 100 m

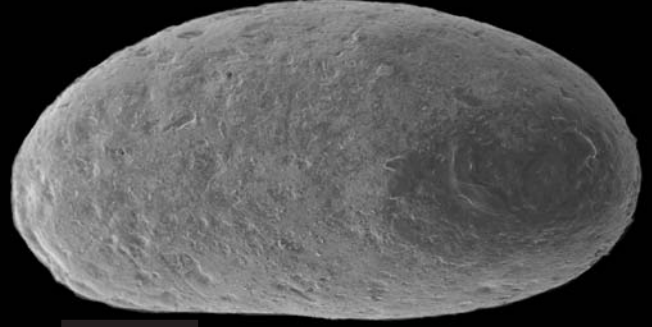
Planche 5 :

- 1- *Cyamocytheridea punctatella* (Bosquet 1952), valve gauche, carrière de Laufen, niveau LAU 9.
- 2- *Cyamocytheridea punctatella* (Bosquet 1952), valve droite, carrière de Laufen, niveau LAU 23.
- 3- *Cyamocytheridea punctatella* (Bosquet 1952), vue dorsale, Dornachbrugg, niveau DOR 5.
- 4- *Hemicyprideis basiliensis* (Oertli 1955), valve gauche, forage d'Otterbach, niveau DHM 115-120 m.
- 5- *Hemicyprideis helvetica* (Lienenklaus 1895), valve droite, carrière de Laufen, niveau LAU 56.
- 6- *Hemicyprideis helvetica* (Lienenklaus 1895), valve droite, carrière de Laufen, niveau LAU 1.
- 7- *Hemicyprideis helvetica* (Lienenklaus 1895), valve droite, larve, carrière de Laufen, niveau LAU 25.
- 8- *Hemicyprideis helvetica* (Lienenklaus 1895), valve droite, larve, carrière de Laufen, niveau LAU 6.

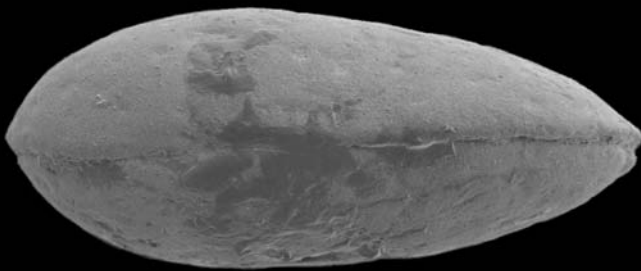
Planche 5



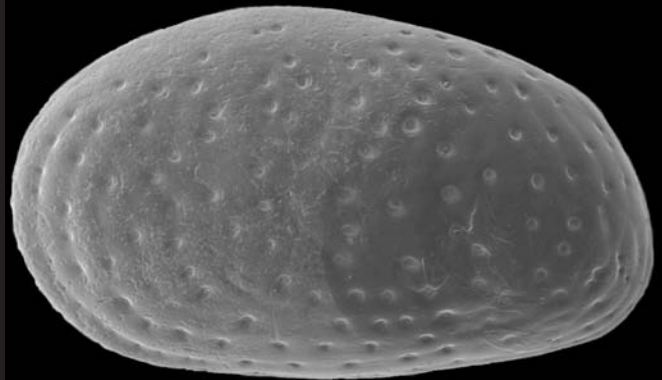
1



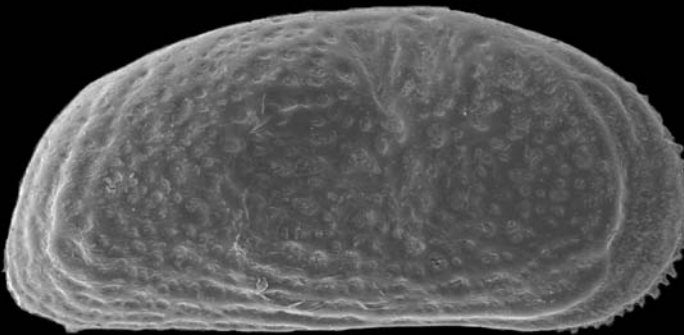
2



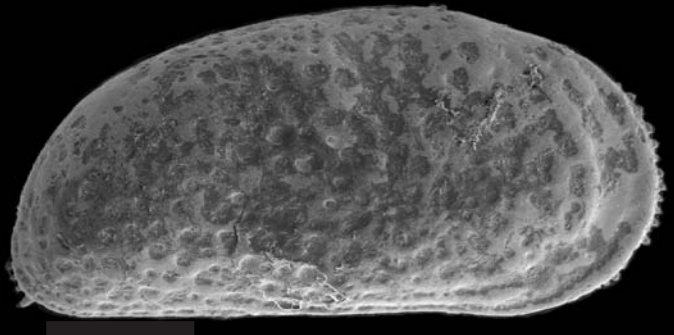
3



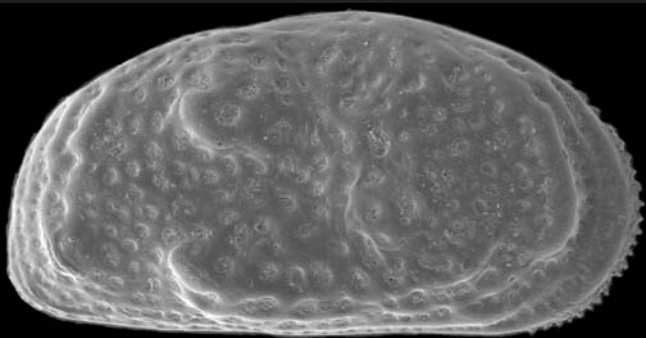
4



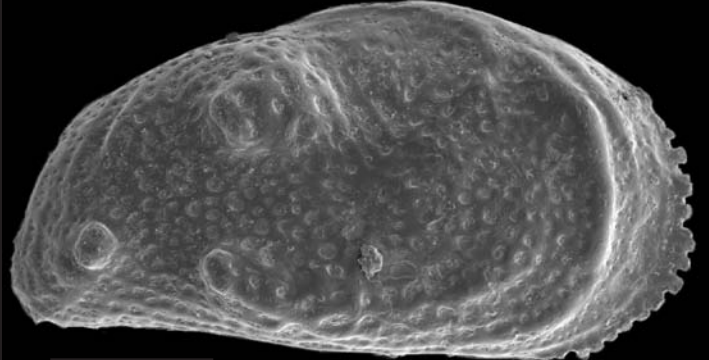
5



6



7



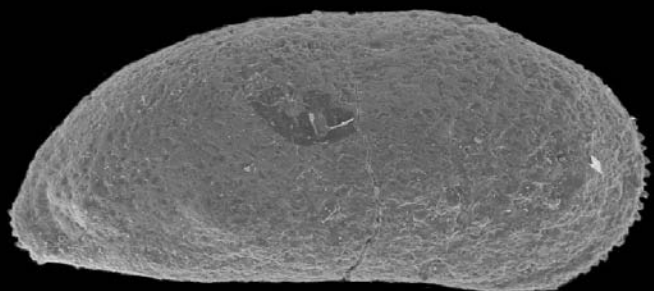
8

100 m

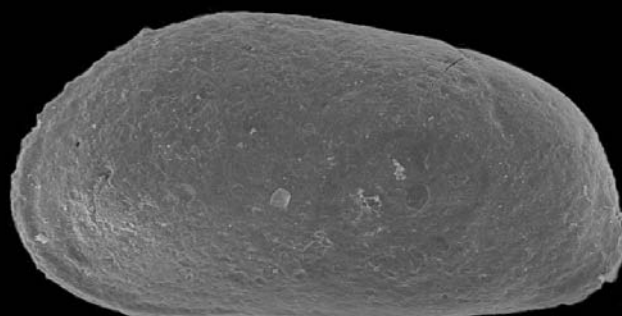
Planche 6 :

- 1- *Hemicyprideis dacica grekoffi* (Carbonnel 1969), valve droite, Reconvilier, niveau RE2 5,9-6 m.
- 2- *Hemicyprideis dacica grekoffi* (Carbonnel 1969), valve gauche, Reconvilier, niveau RE2 5,9-6 m.
- 3- *Hemicyprideis dacica grekoffi* (Carbonnel 1969), valve gauche, larve, Reconvilier, niveau RE2 5,9-6 m.
- 4- *Schuleridea* sp., valve gauche, Courgenay, forage POT63, niveau POT 63-35.8.
- 5- *Schuleridea* sp., valve gauche, Courgenay, forage POT63, niveau POT 63-35.8.
- 6- *Cytheretta posticalis* (Triebel 1952), valve gauche, carrière de Laufen, niveau LAU 2.
- 7- *Cytheretta posticalis* (Triebel 1952), valve gauche, carrière de Laufen, niveau LAU 5.
- 8- *Cytheretta posticalis* (Triebel 1952), vue dorsale, carrière de Laufen, niveau LAU 4.

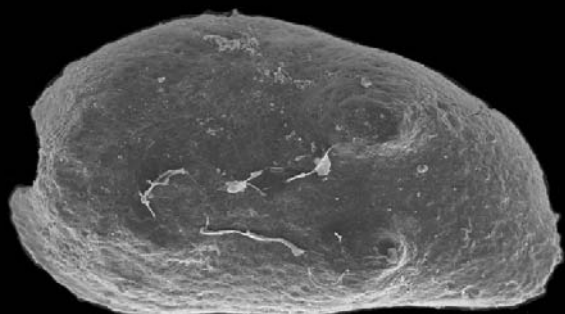
Planche 6



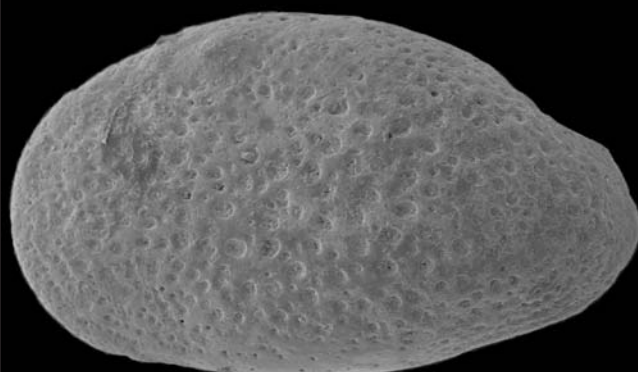
1



2



3



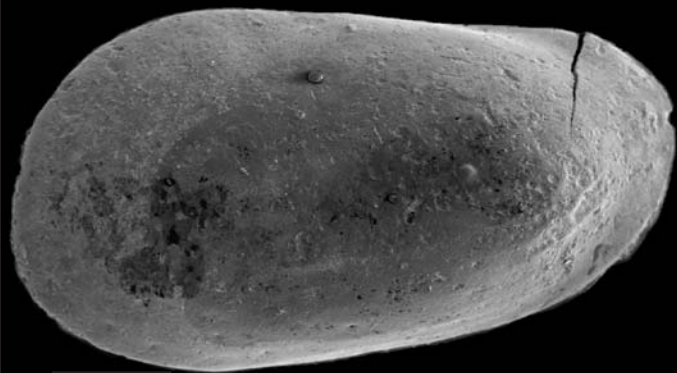
4



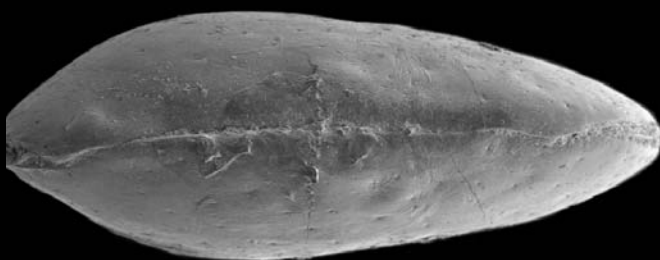
5



6



7



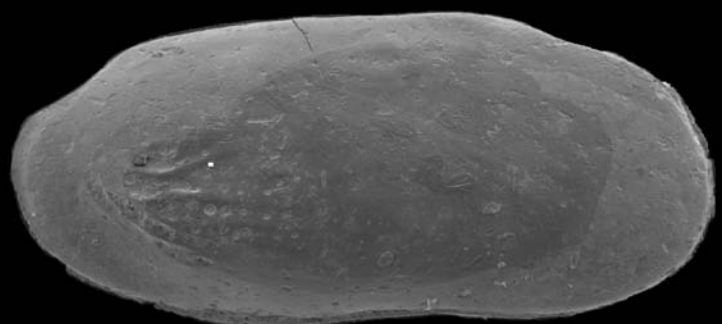
8

100 m

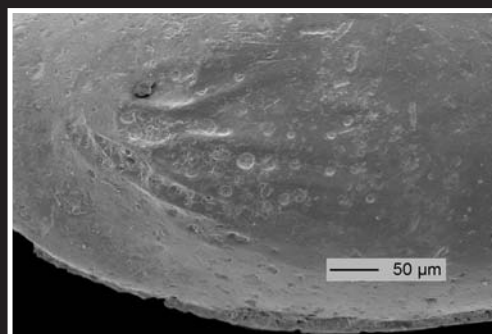
Planche 7 :

- 1- *Cytheretta posticalis* (Triebl 1952), valve droite, carrière de Laufen, niveau LAU 46.
- 2- *Cytheretta posticalis* (Triebl 1952), détail de l'ornementation postéro-ventrale, carrière de Laufen, niveau LAU 46.
- 3- *Pterygocythereis volans* (Oertli 1956), valve gauche, carrière de Laufen, niveau LAU 4.
- 4- *Pterygocythereis volans* (Oertli 1956), valve droite, carrière de Laufen, niveau LAU 8.
- 5- *Pterygocythereis volans* (Oertli 1956), valve droite, vue dorsale, carrière de Laufen, niveau LAU 19.
- 6- *Pterygocythereis volans* (Oertli 1956), détail de l'ornementation postéro-dorsale, carrière de Laufen, niveau LAU 8.
- 7- *Pterygocythereis ceratoptera* (Bosquet 1852), valve droite, carrière de Laufen, niveau LAU 48.
- 8- *Pterygocythereis ceratoptera* (Bosquet 1852), vue dorsale, carrière de Laufen, niveau LAU 32.

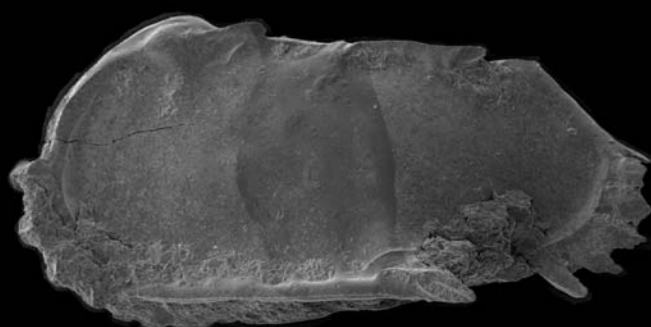
Planche 7



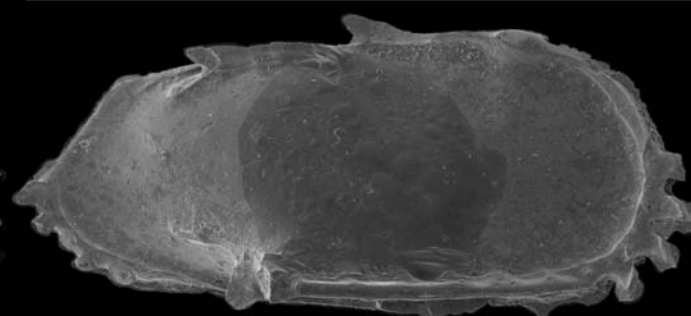
1



2



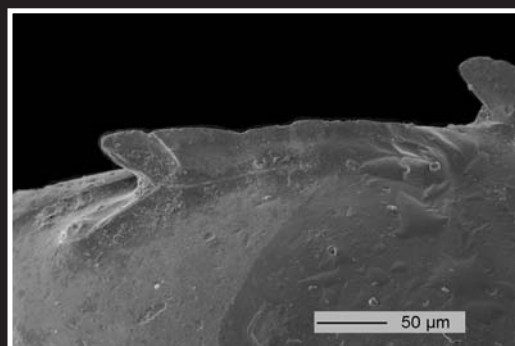
3



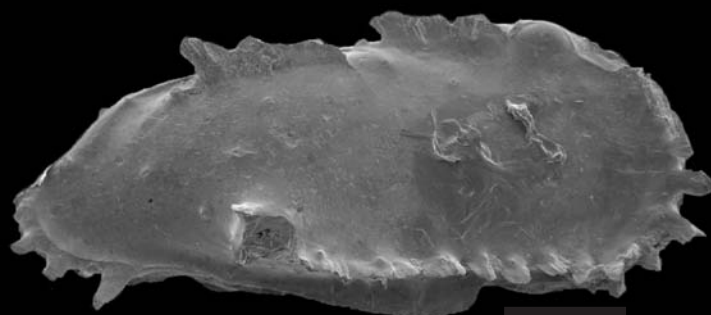
4



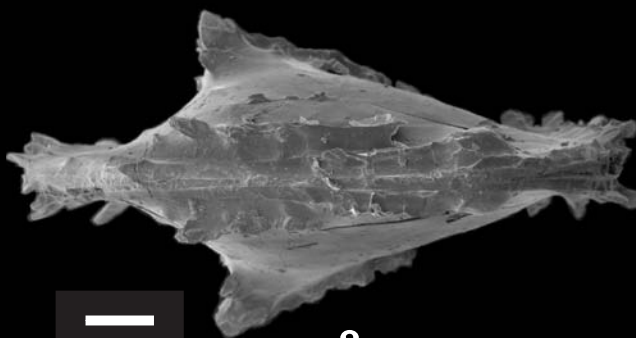
5



6



7



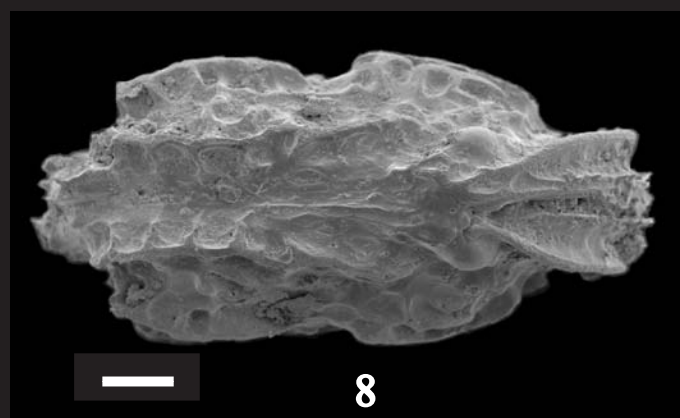
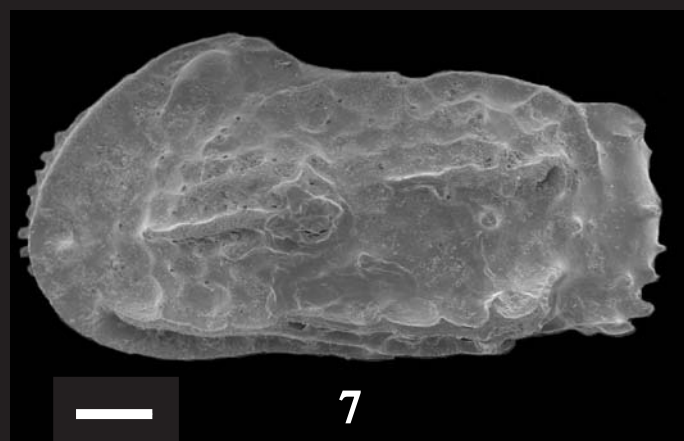
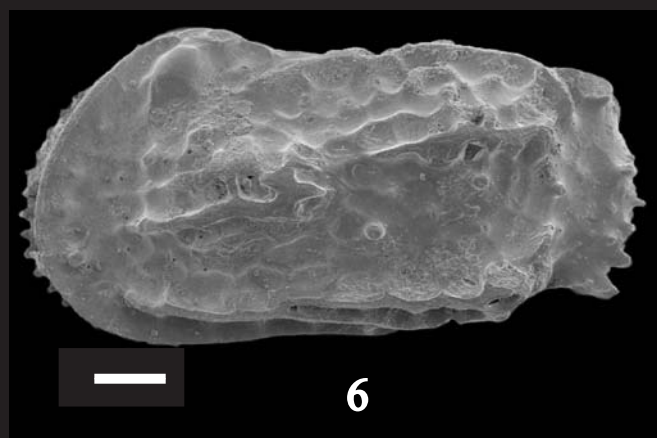
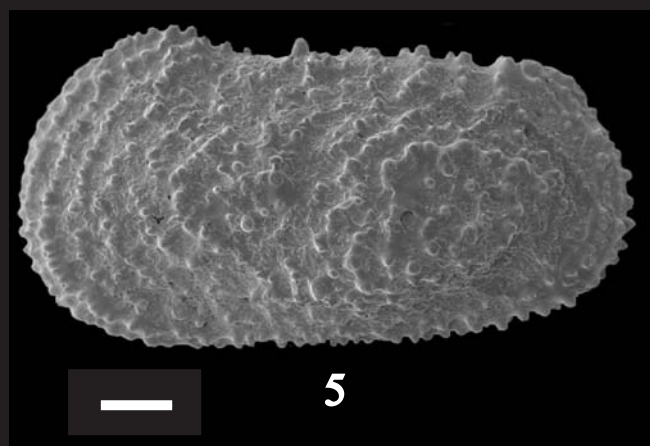
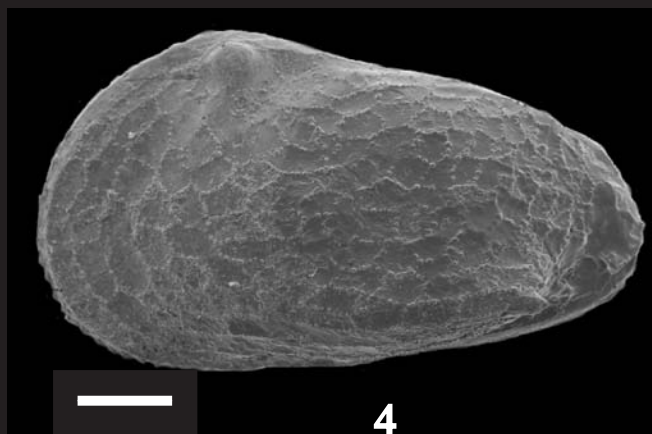
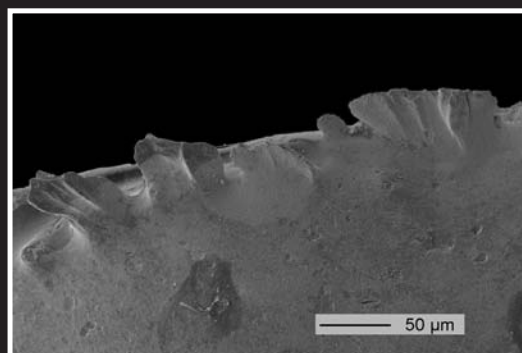
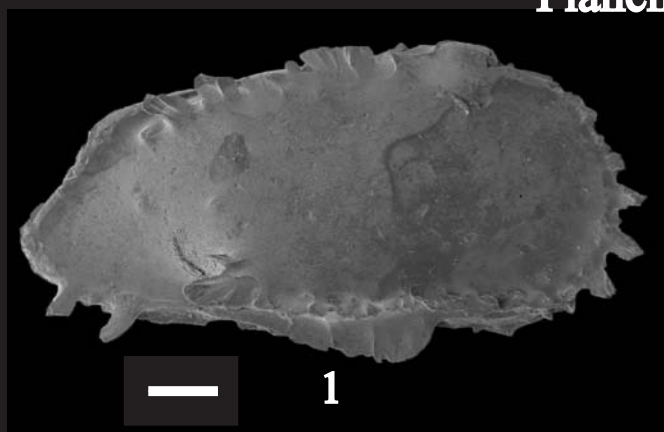
8

100 m

Planche 8 :

- 1- *Pterygocythereis ceratoptera* (Bosquet 1852), valve droite, carrière de Laufen, niveau LAU 35.
- 2- *Pterygocythereis ceratoptera* (Bosquet 1852), détail de l'ornementation postéro-dorsale, carrière de Laufen, niveau LAU 35.
- 3- *Pterygocythereis ceratoptera* (Bosquet 1852), valve gauche, carrière de Laufen, niveau LAU 30.
- 4- *Echynocythereis scabra* (Münster 1830), valve gauche, carrière de Laufen, niveau LAU 50.
- 5- *Henryhowella asperrima* (Reuss 1849), valve gauche, forage d'Otterbach, niveau DHM 430-435 m.
- 6- *Hammatocythere* cf. *trituberculata* (Reuss 1869), valve gauche, Bressaucourt, niveau BREU remblais.
- 7- *Hammatocythere* cf. *trituberculata* (Reuss 1869), valve gauche, Bressaucourt, niveau BREU remblais.
- 8- *Hammatocythere* cf. *trituberculata* (Reuss 1869), vue dorsale, Bressaucourt, niveau BREU remblais.

Planche 8

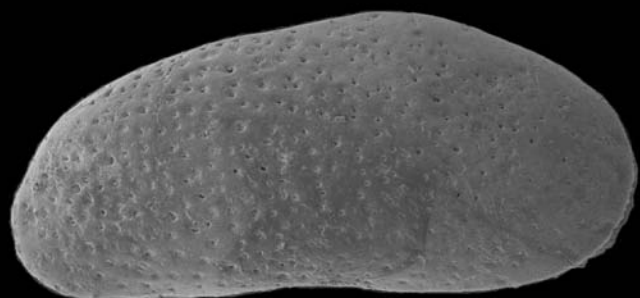


— 100 μ m

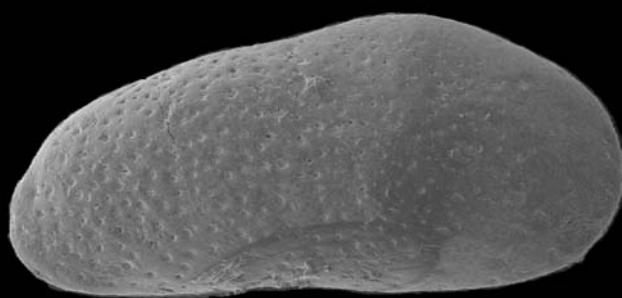
Planche 9 :

- 1- *Campylocythere* sp., valve droite, Courgenay, forage POT63, niveau POT 63-35.8.
- 2- *Campylocythere* sp., valve droite, Courgenay, forage POT63, niveau POT 63-35.8.
- 3- *Leguminocythereis sorneata* (Oertli 1956), valve droite, Courgenay, forage POT63, niveau POT 63-35.8.
- 4- *Loxoconcha favata* (Kuiper 1918), valve gauche, carrière de Laufen, niveau LAU 8.
- 5- *Loxoconcha favata* (Kuiper 1918), valve droite, carrière de Laufen, niveau LAU 19.
- 6- *Loxoconcha favata* (Kuiper 1918), vue dorsale, carrière de Laufen, niveau LAU 16.
- 7- *Eocytheropteron plicatoreticulatum* (Margerie 1961), valve gauche, Bressaucourt, niveau BREU remblais.

Planche 9



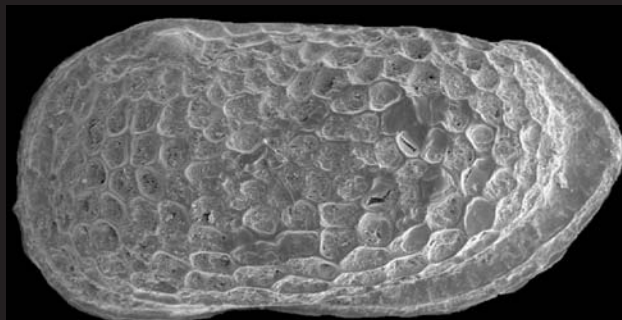
1



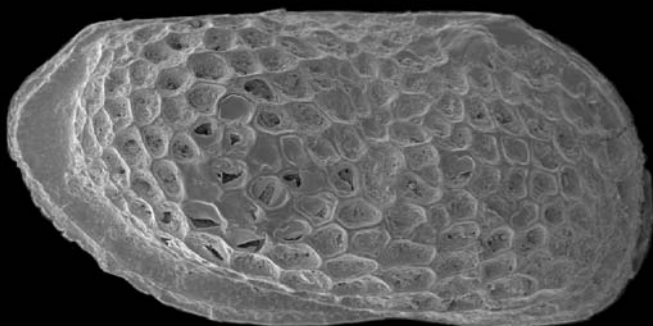
2



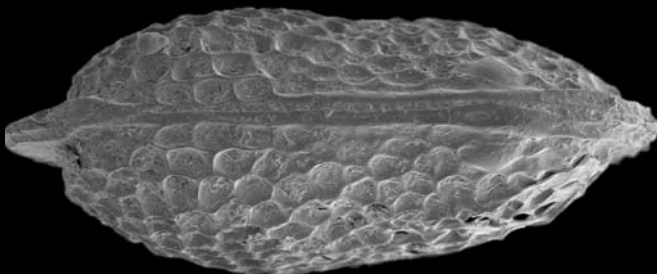
3



4



5



6



7

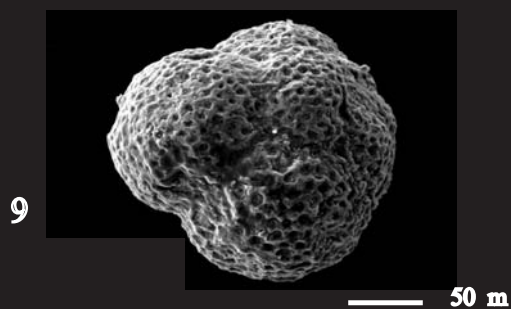
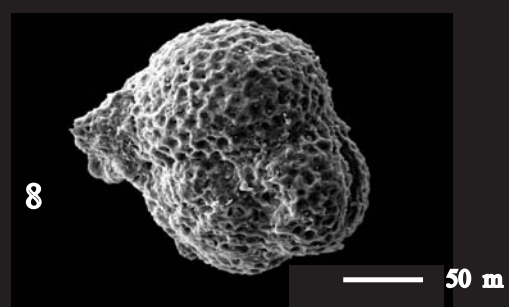
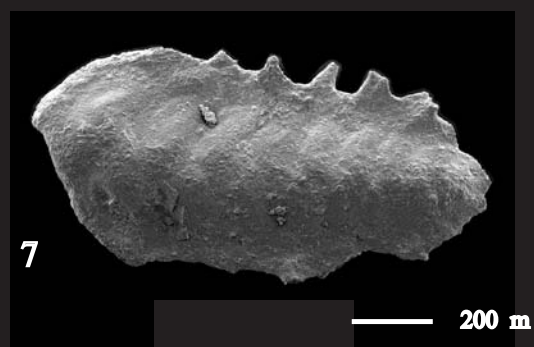
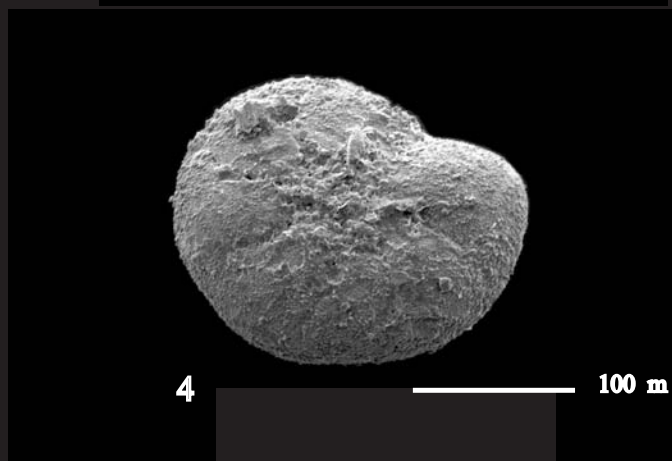
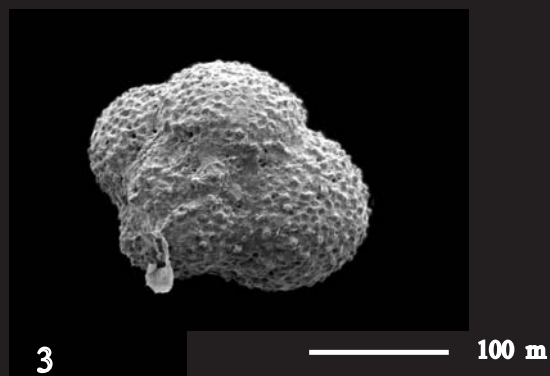
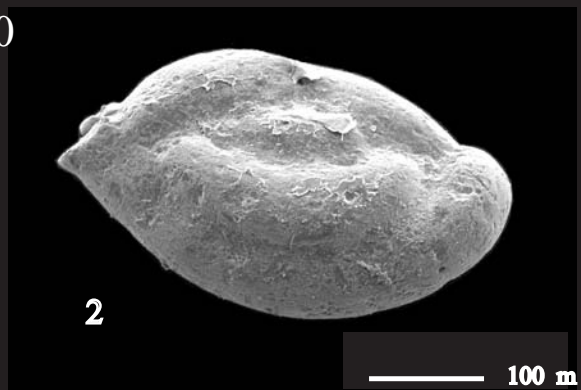
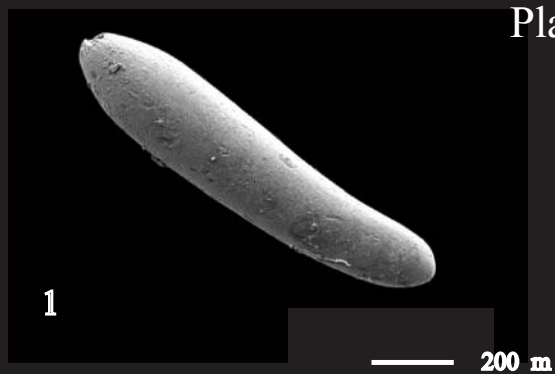
100 m

Planche 10 :

Foraminifères :

- 1- *Pyrulina lanceolata* (Reuss, 1851), carrière de Laufen, niveau LAU 8
- 2- *Quinqueloculina* sp., carrière de Laufen, niveau LAU 50.
- 3- *Globigerina* sp., carrière de Laufen, niveau LAU 50.
- 4- *Elphidium* sp., carrière de Laufen, niveau LAU 50.
- 5- *Elphidium* sp., sondage de Laufen, niveau SLA 10.
- 6- *Heterolepa dutemplei* (D'Orbigny, 1846), forage Otterbach, niveau DHM 285 m.
- 7- *Spiroplectinella carinata* (D'Orbigny, 1846), forage Otterbach, niveau DHM 285 m.
- 8- *Globigerina bulloides* (D'Orbigny, 1826), forage Moutier TOR4, niveau TOR 9.20-9.45 m.
- 9- *Globigerina bulloides* (D'Orbigny, 1826), Wynau UMM, lieu-dit Kellenbodenwald.
- 10- *Bolivina* sp., Wynau UMM, lieu-dit Kellenbodenwald.

Planche 10

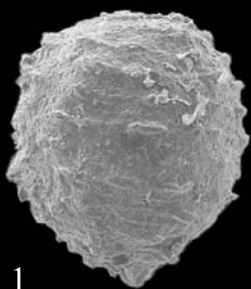


Charophytes :

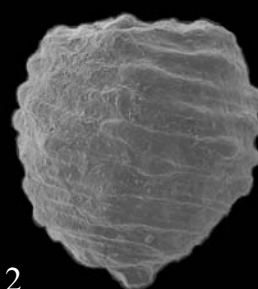
Planche 11 :

- 1- *Harrisichara* group *tuberculata*, Develier, niveau DEV 3
- 2- *Harrisichara* group *tuberculata*, Otterbach, forage DHM1, niveau DHM 517-519 m.
- 3- *Nitellopsis* (*Tectochara*) *meriani* group, apex, Loveresse, forage BR6, niveau BR6 9-9.4 m
- 4- *Nitellopsis* (*Tectochara*) *meriani* group, Loveresse, forage BR6, niveau BR6 9-9.4 m
- 5- *Lychnothamnus* (*Stephanochara*) *ungeri* group, Moutier, coupe Viaduc-Moutier, niveau VMO16.
- 6- *Lychnothamnus* (*Stephanochara*) *ungeri* group, apex, Moutier, coupe Viaduc-Moutier, niveau VMO16.
- 7- *Lychnothamnus* (*Stephanochara*) *ungeri* group, Moutier, coupe Viaduc-Moutier, niveau VMO16.
- 8- *Lychnothamnus* (*Rhabdochara*) *praelangeri-major* group, Wynau, forage RB7, niveau RB7 10.9-12 m.
- 9- *Lychnothamnus* (*Rhabdochara*) *praelangeri-major* group, apex, Wynau, forage RB6, niveau RB6 39-40 m.
- 10- *Lychnothamnus* (*Rhabdochara*) *praelangeri-major* group, Wynau, forage RB6, niveau RB6 39-40 m.
- 11- *Hornichara* *lagenalis* group, Wynau, forage RB6, niveau RB6 9-9.4 m.
- 12- *Hornichara* *lagenalis* group, Wynau, forage RB7, niveau RB7 18.9-19.4 m.

Planche 11



1



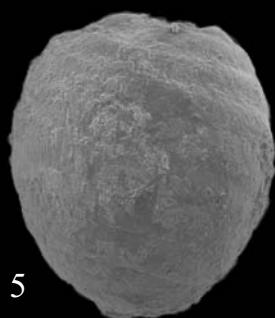
2



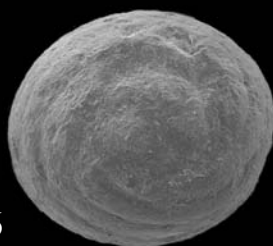
3



4



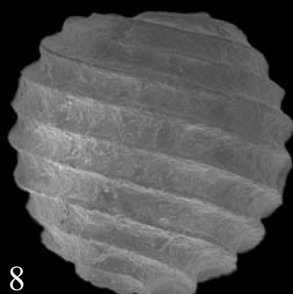
5



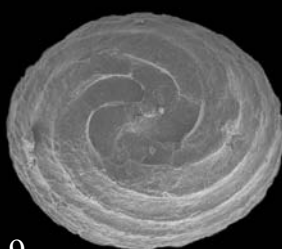
6



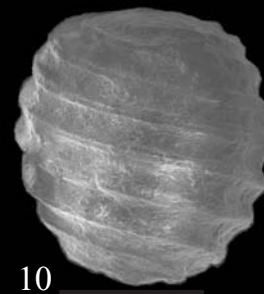
7



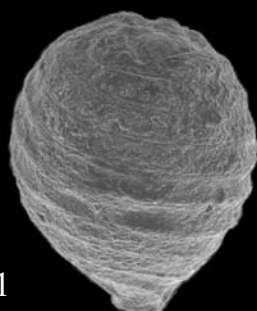
8



9



10



11



12


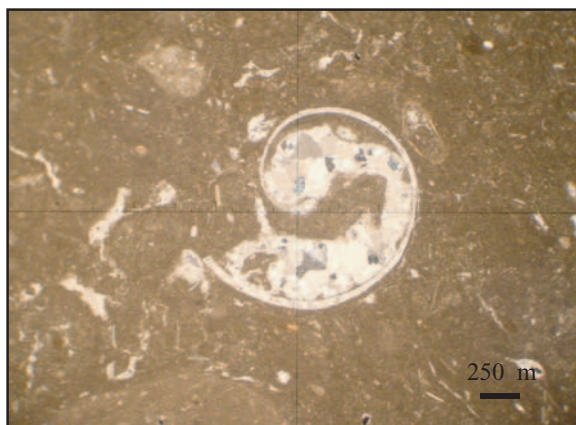
 100 m

Planche A :

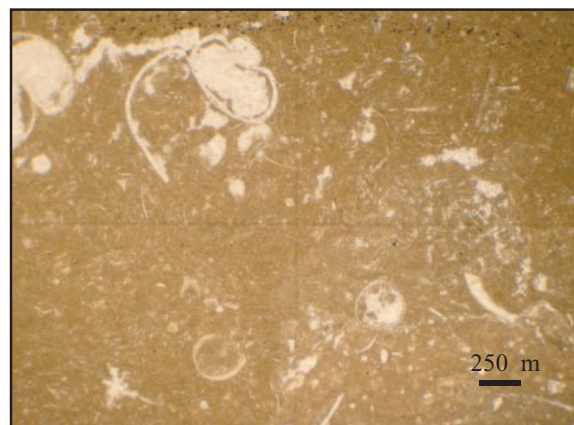
Lames minces :

- 1- Calcaires inférieurs, Wynau, forage RB6 47.8-48, calcaire micritique avec un gastéropode recristalisé en sparite, x4, lumière polarisée analysée.
- 2- Calcaires inférieurs, Wynau, forage RB6 21.5-21.7, calcaire micritique avec gastéropodes et ostracodes, x4, lumière polarisée analysée.
- 3- Gompholithes et conglomérats, Bressaucourt Bois carré, BRE 0, croissance globulaire, travertin, x4, lumière polarisée analysée.
- 4- Gompholithes et conglomérats, Bressaucourt Bois carré, BRE 0, croissance globulaire, travertin, x4, lumière polarisée analysée.
- 5- Gompholithes et conglomérats, Bressaucourt l'Oiselier, galet d'amphibolithe, x4, lumière polarisée analysée.
- 6- Gompholithes et conglomérats, Bressaucourt l'Oiselier, galet de métavulcanite, x4, lumière polarisée analysée.
- 7- Gompholithes et conglomérats, Bressaucourt l'Oiselier, galet de granitoïde, x4, lumière polarisée analysée.
- 8- Gompholithes et conglomérats, Bressaucourt l'Oiselier, galet de métaclastite, x4, lumière polarisée analysée.

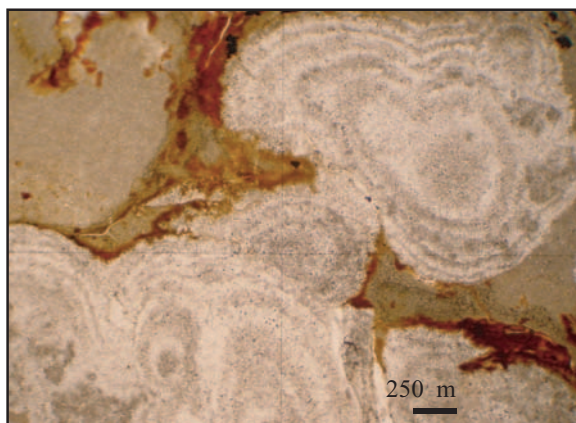
Planche A



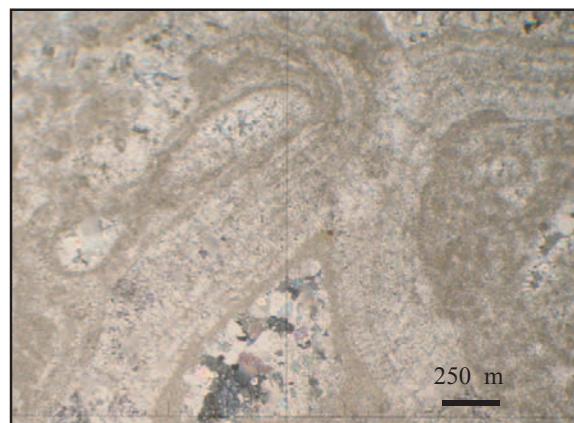
1



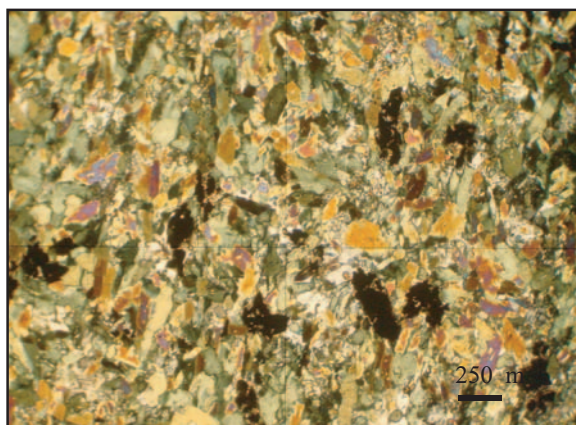
2



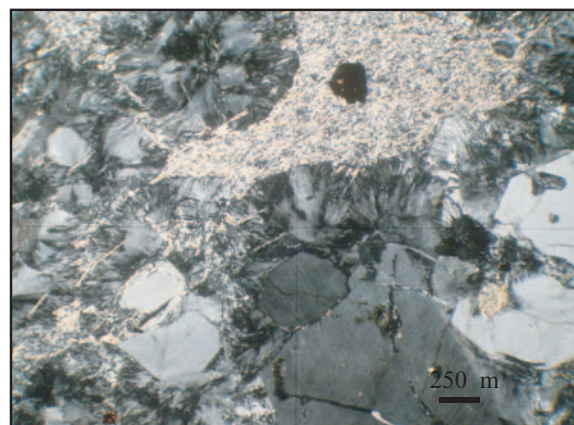
3



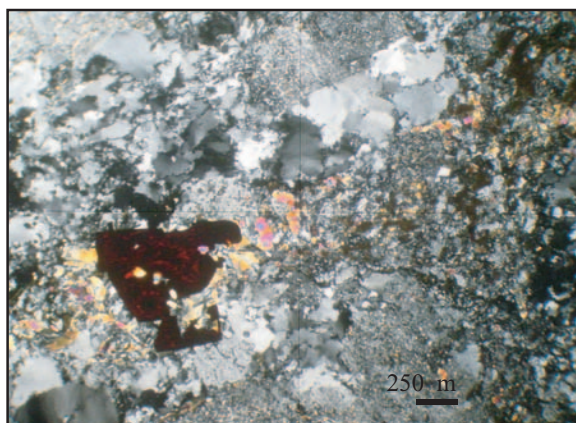
4



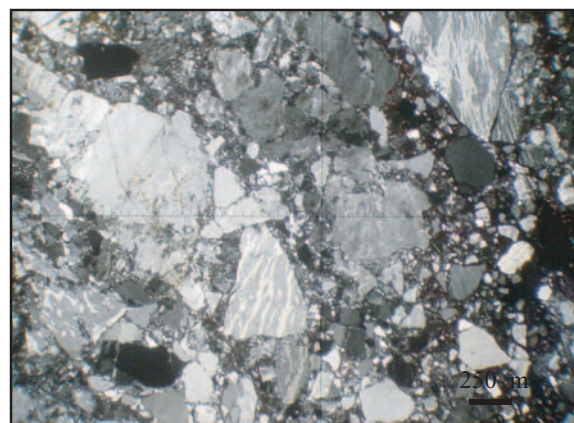
5



6



7



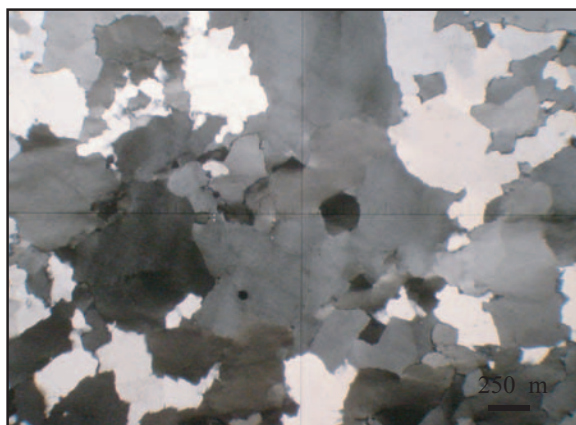
8

Planche B :

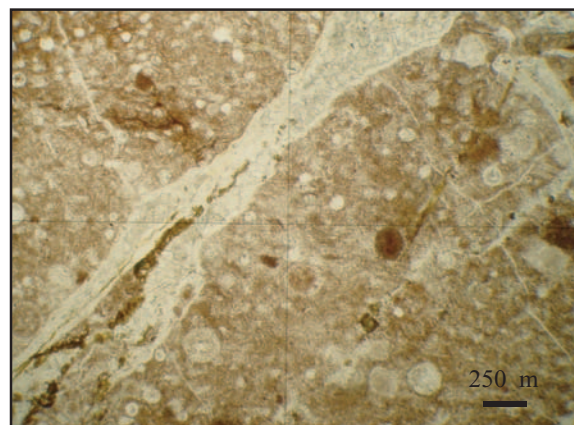
Lames minces :

- 1- Gompholithes et conglomérats, Bressaucourt l'Oiselier, galet de quartzite, x4, lumière polarisée analysée.
- 2- Gompholithes et conglomérats, Bressaucourt l'Oiselier, galet de calcaire à radiolaires, x4, lumière polarisée non analysée.
- 3- Meeressand, Develier villa, DEV 7', conglomérat, x4, lumière polarisée analysée.
- 4- Meeressand, Develier villa, DEV 7', conglomérat avec foraminifères , x4, lumière polarisée non analysée.
- 5- Meeressand, Develier villa, DEV 4, grès avec foraminifères, x 4, lumière polarisée non analysée.
- 6- Meeressand, Develier virage, DEV 10, lumachelle à huîtres, x4, lumière polarisée analysée.
- 7- Meeressand, Hofsteten, HOF 2-3, grès calcaire, x4, lumière polarisée analysée.
- 8- Meeressand, Hofsteten, HOF 2-3, grès calcaire avec dent de requin en bas à gauche, x4, lumière polarisée non analysée.

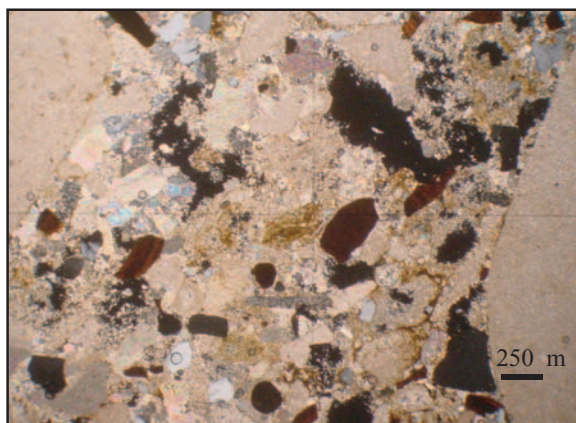
Planche B



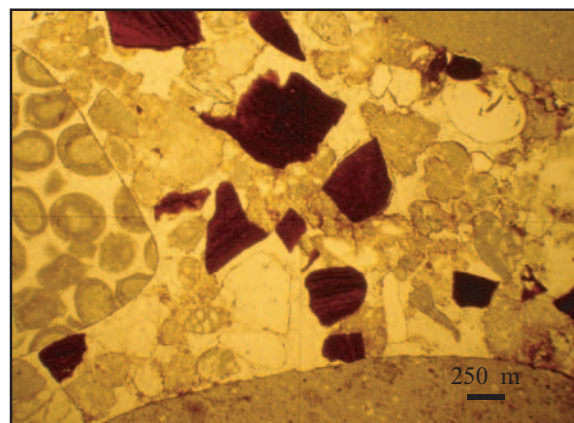
1



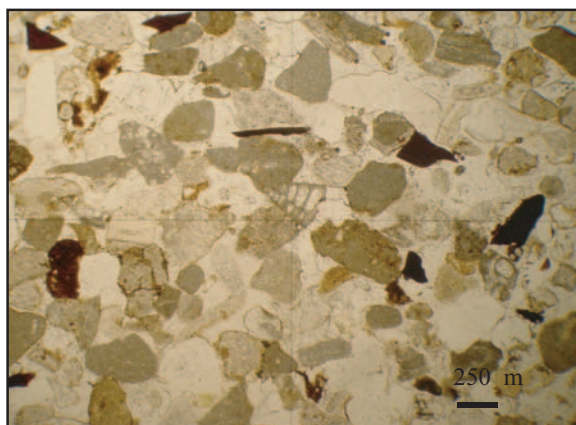
2



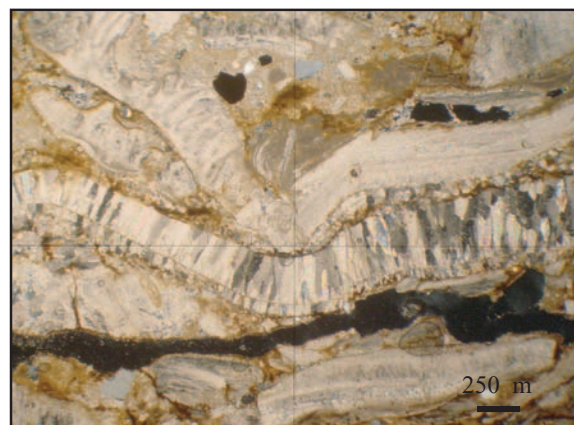
3



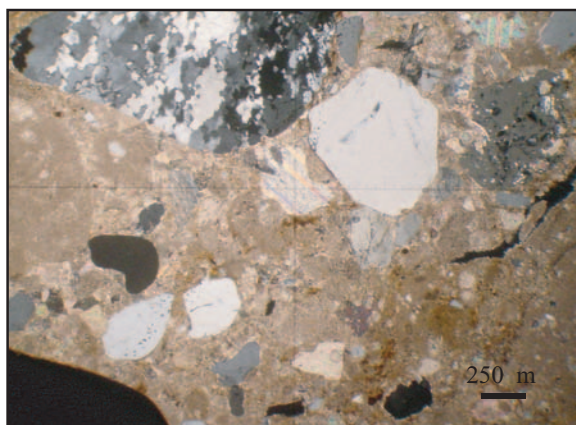
4



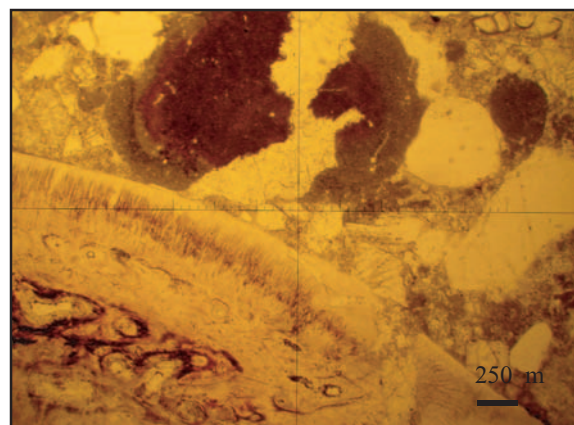
5



6



7



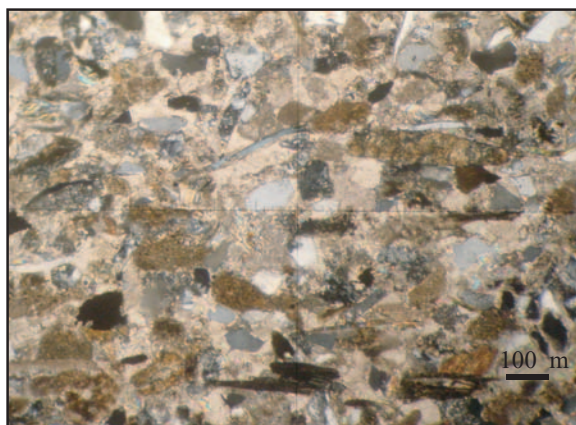
8

Planche C

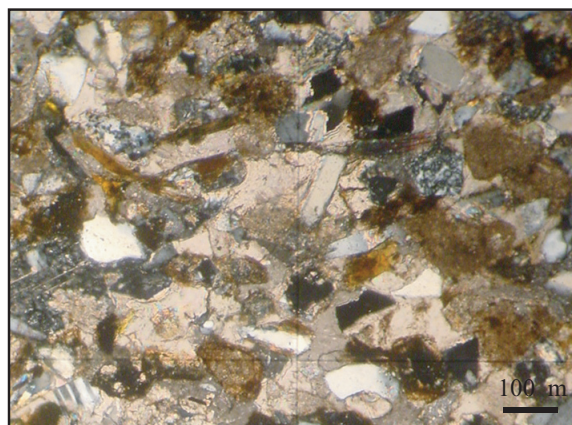
Lames minces :

- 1- Septarienton, carrière de Laufen, LAU 34, grès, x 10, lumière polarisée analysée.
- 2- Septarienton, carrière de Laufen, LAU 73, grès, x 10, lumière polarisée analysée.
- 3- Septarienton, carrière de Laufen, LAU 75 bis, concrétion calcaire dans le grès, x 4, lumière polarisée analysée.
- 4- Molasse alsacienne, Dornachbrugg, DOR 8, grès calcaire, x4, lumière polarisée analysée.
- 5- Calcaires delémontiens, Courfaivre, CRF 98/5, porosité dûe aux traces racinaires, x4, lumière polarisée analysée.
- 6- Calcaires delémontiens, Courfaivre, CRF 98/5, porosité moldique dûe à la dissolution d'un gastéropode, x4, lumière polarisée analysée.
- 7- Calcaires delémontiens, Courfaivre, CRF 98/44, porosité moldique. Ciment drusique à l'intérieur des carapaces d'ostracodes, x10, lumière polarisée analysée.
- 8- Calcaires delémontiens, Courfaivre, CRF 98/11, calcaire stromatolithique, x 4, lumière polarisée analysée.

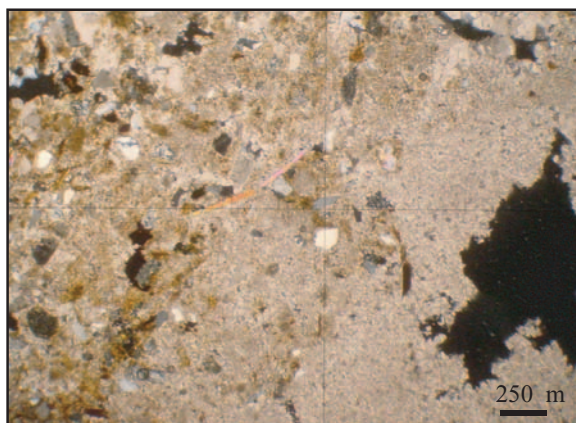
Planche C



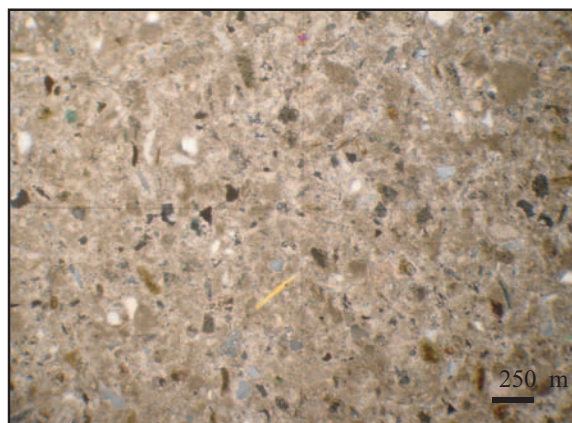
1



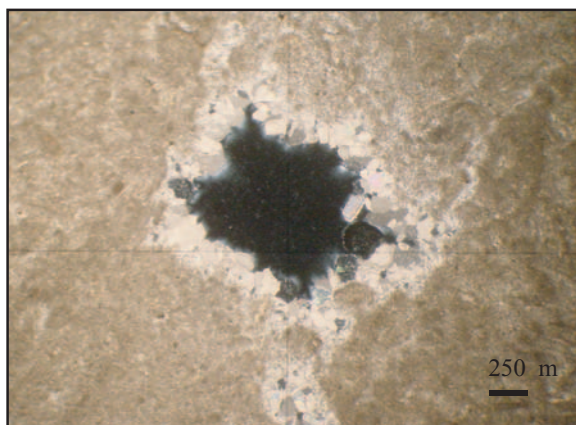
2



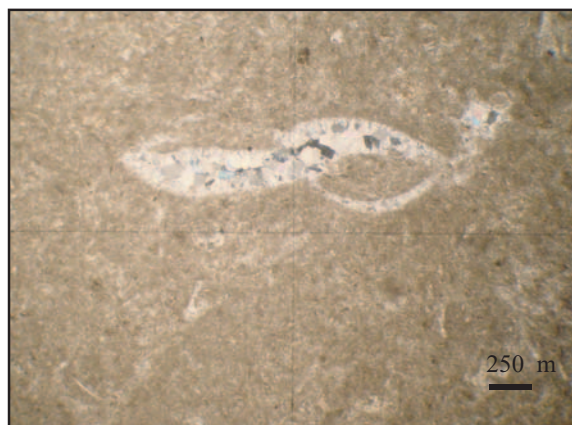
3



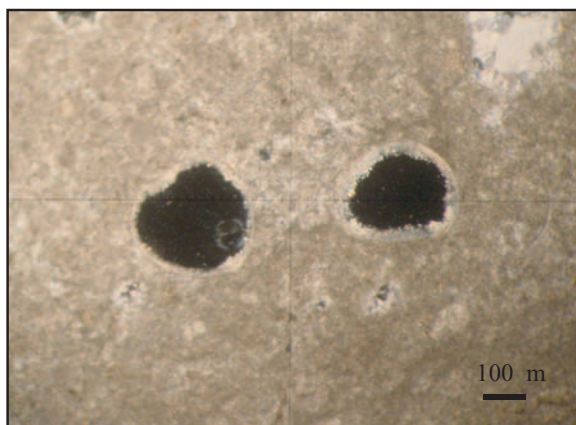
4



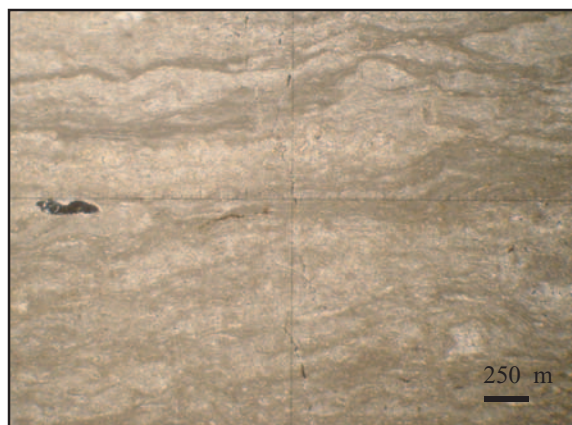
5



6



7



8

CURRICULUM VITAE

Né le 18 avril 1970 à Aunay-sur-Odon (Calvados, France), j'ai passé mon enfance à Granville. J'obtiens mon baccalauréat en 1989 à Granville et ensuite, entreprends des études de Sciences naturelles puis de Géologie à l'Université de Caen où j'obtiens successivement un DEUG de Sciences Naturelles, une Licence et une Maîtrise de Géologie. Durant la Licence et la Maîtrise, je réalise un mémoire sur les Poissons du Jurassique normand, sous la direction de Dr Michel Rioult (CNRS). En 1997, j'obtiens un DEA "Sédimentation-Paléontologie" à l'Université de Lyon (France) et je réalise un mémoire sur les environnements lacustres et fluviatiles et sur les incursions marines dans le bassin de Limagne (Massif central, France) sous la direction de Dr Marguerite Huguency et Dr Anne-Marie Boderгат (CNRS). En avril 1998, je débute ma thèse à Fribourg (Suisse) sous la direction du Prof. Dr Jean-Pierre Berger.

GeoFocus volume 1:

HILLGÄRTNER, Heiko (1999) The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing (203 pp.).

GeoFocus volume 2:

DUPRAZ, Christophe (1999) Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français) (247 pp.).

GeoFocus volume 3:

BASSANT, Philip (1999) The high-resolution stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey (278 pp.).

GeoFocus volume 4:

COLOMBIÉ, Claude (2002) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants (198 pp.).

GeoFocus is the publication series of the Department of Geosciences, Geology and Palaeontology, University of Fribourg, Switzerland, and can be ordered at:

Department of Geosciences - Geology and Palaeontology
University of Fribourg
1700 Fribourg, Switzerland
or by e-mail through francoise.mauroux@unifr.ch.