

UNIVERSITÉ DE LIÈGE  
Faculté des Sciences  
Département de Géologie  
Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire

Lithostratigraphie, sédimentologie et analyse séquentielle du  
Quartzite du Berlé (Emsien supérieur, Grand Duché de  
Luxembourg)

Jonathan Michel  
Licencié en Sciences Géologiques

Thèse présentée en vue de l'obtention du grade de  
Docteur en Sciences  
Le 4 mai 2012

## Remerciements

---

Mes remerciements les plus sincères vont en premier lieu à mon promoteur Frédéric Boulvain pour m'avoir permis d'entreprendre une thèse au sein de son laboratoire et également pour m'avoir apporté son soutien, ses conseils et ses encouragements tout au long de ces années.

Je remercie mon co-promoteur Simon Filippo sans qui cette thèse n'aurait pas été possible. Son aide lors des nombreuses journées de terrain passées à arpenter le Grand-Duché de Luxembourg ainsi que son soutien et ses conseils m'auront été très précieux.

Merci à Nathalie Fagel d'assumer le rôle de présidente du jury et également de m'avoir permis de réaliser des analyses DRX.

Un grand merci à Philippe Steemans pour m'avoir plus qu'aidé dans l'interprétation des lames palynologiques et l'identification des microfossiles.

Toute ma gratitude va à Eric Goemaere dont les remarques et les conseils ont grandement contribué à l'évolution de mes recherches.

Je tiens à remercier Jean-Marc Baele pour sa gentillesse et sa disponibilité. Sans lui, l'étude diagénétique du Quartzite de Berlé n'aurait pas été possible.

Toute mon amitié à Damien Pas. Nos nombreuses discussions et pauses café auront été le moteur qui m'a permis d'aller jusqu'au bout de cette aventure.

Toute ma gratitude à Anne-Christine da Silva pour ses conseils et ses remarques. Son expertise dans le domaine de la susceptibilité magnétique a été extrêmement précieuse.

Les conseils d'Alain Faber, Christian Franke, Pierre Ghysel et Robert Colbach m'auront été précieux lors de la prospection et du choix des coupes étudiées.

Un merci à Jacqueline Vander Auwera, Olivier Namur et Nicolas Demelle pour leur aide lors des analyses chimiques.

Un tout grand merci à Maxime Baijot et Frédéric Hattert pour leur contribution lors de l'interprétation des diffractogrammes et des analyses à la microsonde. C'est d'ailleurs grâce aux contacts privilégiés de ce dernier avec le Grand-Duché de Luxembourg que j'ai pu travailler sur ce projet.

J'aimerais également remercier Jean-Paul Cullus, Joël Laval et Marcella Giraldo Martin pour la réalisation des nombreuses lames minces utiles à l'étude sédimentologique, diagénétique et palynologique.

Une pensée pour Mariella Guadagnano, Joëlle Schmetz et Viviane Miocque sans qui beaucoup de choses ne seraient pas possibles dans le département.

Finalement, je tiens à remercier tous mes proches (Pim, le 212, etc...) et plus particulièrement mes relecteurs et relectrices préférés: Julie Grandjean, Ludivine Tasseroul, Anne Boxus, Anouk Herbiet et Nicolas Smargiasso.

Le Dévonien inférieur est une période particulièrement intéressante car elle est caractérisée par la première pulsation transgressive de l'océan Rhéique, après l'orogénèse calédonienne, sur les côtes du Continent des Vieux Grès Rouges. Ces transgressions sont marquées, en Ardenne, par le dépôt de sédiments siliciclastiques. Depuis le Lochkovien jusqu'à l'Emsien supérieur, le bassin ardennais a connu de nombreuses phases de développement qui méritent d'être étudiées en détail. L'une de ces phases est enregistrée dans le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel qui est le principal objet d'étude de cette thèse.

Ce travail est le résultat de l'intégration de différentes approches dédiées à un objet sédimentaire: observation sur le terrain, analyse microscopique, palynologie, analyse séquentielle, susceptibilité magnétique et analyse diagénétique. L'étude du contenu en microfossiles de quatre coupes dans la partie luxembourgeoise du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel permet l'identification de 23 espèces de spores et de 11 acritarches. Biostratigraphiquement, les spores confirment l'âge emsien des différentes unités lithologiques étudiées (Couches de Clervaux, Quartzite de Berlé et Schistes de Wiltz).

L'analyse sédimentologique du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel se base sur l'étude de plus de 600 lames minces provenant de 11 coupes se répartissant sur l'ensemble de ce bassin. Cette étude a permis l'identification d'un complexe estuarien divisé en trois types d'environnements différents: un environnement alluvial, un environnement tidal et enfin un environnement marin distal.

La combinaison de l'analyse sédimentologique détaillée et de la stratigraphie séquentielle est à la base de la modélisation des variations verticales et latérales du domaine estuarien du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel. Dans ce modèle, le Quartzite de Berlé correspond à une barre sableuse tidale et passe latéralement aux grès à « flaser bedding » du sommet des Couches de Clervaux. Cette transition latérale de faciès est la preuve de la lenticularité du Quartzite de Berlé et permet d'expliquer sa discontinuité.

La diagenèse permet une meilleure compréhension des mécanismes à l'origine des caractéristiques actuelles du Quartzite de Berlé, grâce à l'identification de différents ciments et minéraux authigènes. Les relations temporelles entre ces différents constituants sont intégrées dans une séquence paragéométrique qui comporte quatre phases distinctes: une phase éogénétique, une phase mésogénétique, une phase métamorphique et enfin une phase télogénétique. La minéralogie des argiles (cristallinité de l'illite) montre que le Quartzite de Berlé a subi des conditions d'enfouissement variables à l'échelle régionale, liées à une phase de rift pré-varisque du Bassin Rhéno-hercynien.

Finalement, l'interprétation du signal de susceptibilité magnétique suggère qu'en domaine détritique proximal, ce signal est principalement contrôlé par les paramètres environnementaux (agitation de l'eau, taux de sédimentation) et par la diagenèse.

The Lower Devonian is a period of interest because it is characterized by the first transgression of the Rheic Ocean, after the Caledonian orogeny, over the coasts of the Old Red Sandstones Continent. In the Ardenne Basin, during this transgression, widespread siliciclastic deposits were deposited. From the Lochkovian to the Upper Emsian, the basin underwent various stages of development. The main object of this PhD thesis was to focus on one of these episodes recorded in the Neufchâteau-Wiltz-Eifel Basin. This work is the result of the integration of different techniques, such as field work, microscopic analyses, biostratigraphy, sequence stratigraphy, magnetic susceptibility and diagenesis.

The analysis of the microfossil content of four sections in Luxembourg led to the identification of 23 species of spores and 11 species of acritarchs. Biostratigraphically, these spores confirmed the Emsian age of the different lithological units (“Couches de Clervaux”, “Quartzite de Berlé” and “Schistes de Wiltz”).

The sedimentological analysis of the Neufchâteau-Wiltz-Eifel Basin is based on the study of more than 600 thin sections from 11 sections covering the entire basin. This study allowed to identify an estuarine setting divided into three types of environments: an alluvial, a tidal and finally a marine distal environment.

Detailed sedimentology associated with sequence stratigraphy of the whole Neufchâteau-Wiltz-Eifel Basin allowed to propose a vertical and lateral succession model of this estuarine setting. In this model, the “Quartzite de Berlé” corresponds to tidal sand ridges and changes laterally to the flaser bedded sandstones of the top of the “Couches de Clervaux”. This lateral facies transition tends to prove that the “Quartzite de Berlé” is a lenticular deposit.

The “Quartzite de Berlé” is a prominent feature in the landscapes and a very resistant rock appreciated as a building material. Diagenesis study allows a better understanding of the mechanisms responsible for these characteristics, through the identification of different cements and authigenic minerals. Temporal relationships between these different components are integrated in a paragenetic modelisation that includes four distinct phases: an eogenetic, a mesogenetic, a metamorphic and a telogenetic phase. The clay mineralogy (illite crystallinity) shows that the “Quartzite de Berlé” underwent variable conditions of burial, depending of the area considered. Our results point out that this variability is related to the pre-orogenic rifting stage of the Rhenohercynian Basin.

Finally, the use of magnetic susceptibility, suggested that in proximal setting, the magnetic susceptibility signal is mainly controlled by environmental parameters (water agitation, sedimentation rates) and diagenesis.

## Table des matières

---

<b>Remerciements</b>	<b>2</b>
<b>Résumé</b>	<b>3</b>
<b>Abstract</b>	<b>4</b>
<b>Chapitre I: Introduction</b>	<b>9</b>
1.1. But du travail.....	9
1.2. Structure du travail.....	10
<b>Chapitre II: Contexte géologique et historique</b>	<b>12</b>
2.1. L'Emsien.....	12
2.1.1. Définitions	12
2.1.2. Paléogéographie	12
2.1.3. Paramètres environnementaux	14
2.2. Lithostratigraphie de l'Emsien « moyen » et supérieur en Belgique, au Luxembourg et en Allemagne.....	14
2.2.1. Le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel	18
2.2.2. Le bord nord du Synclinorium de Dinant	21
2.3. Travaux antérieurs.....	21
2.3.1. Stratigraphie	22
2.3.2. Sédimentologie	22
<b>Chapitre III: Matériels et méthodes</b>	<b>23</b>
3.1. Choix des coupes.....	23
3.2. Faciès et microfaciès.....	23
3.3. Susceptibilité magnétique.....	23
3.4. Cathodoluminescence et diagenèse.....	24
3.5. Diffraction des rayons X.....	25
3.6. Analyses à la microsonde.....	25

---

**Chapitre IV: Informations diverses sur les coupes et affleurements** **26**

---

4.1.	Préambule.....	26
4.2.	L'Oesling.....	27
	4.2.1. Les environs de Wiltz	27
	4.2.2. Les environs de Bockholtz	31
	4.2.3. Les environs de Hosingen	33
	4.2.4. Les environs de Dasbourg	34
4.3.	L'Eifel.....	35
	4.3.1. Coupe de la carrière de Koppen	35
	4.3.2. Affleurement de Heilbach	35
	4.3.3. Coupe de Heilbach	36
4.4.	Les Ardennes belges: le Bassin de Neufchâteau.....	37
	4.4.1. Coupe de Vaux-lez-Chênes	38
	4.4.2. Affleurement de Traimont	38
	4.4.3. Coupe de Traimont	38
	4.4.4. Coupe de Winville	38
4.5.	Les Ardennes belges: le bord nord du Synclinorium de Dinant.....	40

---

**Chapitre V: Description détaillée des coupes** **42**

---

5.1.	Préambule.....	42
5.2.	L'Oesling.....	42
	5.2.1. Les environs de Wiltz	42
	5.2.2. Les environs de Bockholtz	48
	5.2.3. Les environs de Dasbourg	52
5.3.	L'Eifel.....	53
	5.3.1. Coupe de la carrière de Koppen	53
	5.3.2. Coupe de Heilbach	53
5.4.	Les Ardennes belges: le Bassin de Neufchâteau.....	56
	5.4.1. Coupe de Vaux-lez-Chênes	56
	5.4.2. Affleurement de Traimont	56
	5.4.3. Coupe de Winville	56
5.5.	Les Ardennes belges: le bord nord du Synclinorium de Dinant.....	61

---

**Chapitre VI: Palynologie** **63**

---

6.1.	Préambule.....	63
6.2.	Déterminations.....	63
	6.2.1. Spores	63
	6.2.2. Acritarches	67
6.3.	Discussion.....	69
	6.3.1. Biostratigraphie	69
	6.3.2. Altération thermique	69
	6.3.3. Identification de la source des apports	71

---

**Chapitre VII: Microfaciès et modèles sédimentaires** **82**

---

7.1.	Préambule.....	82
7.2.	Le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel.....	82
	7.2.1. Les paléosols	82
	7.2.2. Microfaciès alluviaux	85
	7.2.3. Microfaciès tidaux	89
	7.2.4. Microfaciès marins	102
	7.2.5. Modèle sédimentaire	106
7.3.	Bord nord du Synclinorium de Dinant.....	110
	7.3.1. Les paléosols	110
	7.3.2. Microfaciès de chenaux	112
	7.3.3. Microfaciès de plaine d'inondation	116
	7.3.4. Modèle sédimentaire	118

---

**Chapitre VIII: Susceptibilité magnétique** **119**

---

8.1.	Notions théoriques.....	119
	8.1.1. Principe	119
	8.1.2. Paramètres responsables des variations du signal de susceptibilité magnétique	120
	8.1.3. Applications de la susceptibilité magnétique en sédimentologie	121
8.2.	Evolutions des microfaciès et de la susceptibilité magnétique.....	123
	8.2.1. Coupe de la N26 (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel)	123
	8.2.2. Coupe de la rue des Pêcheurs (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel)	125
	8.2.3. Coupes de la carrière de l'Himmelbaach (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel).....	125
	8.2.4. Coupe de Siebenaler (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel)	129
	8.2.5. Coupe de Neidhausen (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel)	129
	8.2.6. Coupe de Winville (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel)	129
	8.2.7. Coupe de Profondeville (bord nord du Synclinorium de Dinant)	133
8.3.	Paramètres influençant la susceptibilité magnétique dans les coupes étudiées..	135
	8.3.1. Discussion	135
	8.3.2. Conséquences pour les corrélations	142
	8.3.3. Corrélation des coupes de la carrière de l'Himmelbaach	142

---

**Chapitre IX: Stratigraphie séquentielle** **146**

---

9.1.	Préambule.....	146
9.2.	Cortèges de dépôts et surfaces remarquables.....	146
	9.2.1. Notions théoriques	146
	9.2.2. Le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel	149
	9.2.3. Le bord nord du Synclinorium de Dinant: la coupe de Profondeville	153

---

**Chapitre X: Diagenèse** **154**

---

10.1.	Préambule.....	154
10.2.	Méthodes : notions théoriques.....	154
	10.2.1. Cathodoluminescence (CL)	154
	10.2.2. Cristallinité de l'illite (IC)	155
10.3.	Descriptions.....	157
	10.3.1. Composition détritique	157
	10.3.2. Cavités de dissolution de fossiles	161
	10.3.3. Minéraux diagénétiques	162
10.4	Résultats et discussions.....	170
	10.4.1. Compaction	170
	10.4.2. Altération (weathering)	170
	10.4.3. Degrés de métamorphisme	172
	10.4.4. Les mécanismes de néoformation	175
	10.4.5. Dissolution des fossiles	180
	10.4.6. Qu'en est-il des feldspaths ?	181
	10.4.7. Présence de kandite dans les quartzites de la zone métamorphique	181
	10.4.8. Résumé: histoire diagénétique	181

---

**Chapitre XI: Conclusions et perspectives** **183**

---

11.1.	Conclusions générales.....	183
	11.1.1. Etude sédimentologique	183
	11.1.2. Palynologie	184
	11.1.3. Corrélation des différentes coupes étudiées	184
	11.1.4. Diagenèse	185
	11.1.5. Commentaires généraux	186
11.2.	Perspectives.....	186

---

**Chapitre XII: Bibliographie** **187**

---

---

## 1.1. But du travail

---

Le Quartzite de Berlé est une bande discontinue de quartzite de 10 à 15 mètres d'épaisseur. Cette unité, située dans le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel, occupe la base de l'Emsien supérieur. Le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel traverse trois régions différentes: le sud-est de la Belgique (les Ardennes), le nord du Grand-Duché de Luxembourg (l'Oesling) et l'ouest de l'Allemagne (l'Eifel). Dans ce travail, nous nous sommes principalement concentrés sur la partie luxembourgeoise.

Le Quartzite de Berlé recouvre une unité composée principalement de schistes bigarrés, appelée Couches de Clervaux (Emsien moyen), et est recouvert par des schistes gris à nodules, les Schistes de Wiltz (Emsien supérieur). Il est communément décrit comme un quartzite blanc. Cependant, sur le terrain, il apparaît plus volontiers sous la forme d'un quartzite jaunâtre, bleuâtre, grisâtre ou encore gris-vert où des taches de couleur rouille peuvent être observées.

L'intérêt d'une étude approfondie du Quartzite de Berlé réside dans le fait que ce quartzite représente une unité clé dans l'Emsien. Il correspond à l'installation de sédiments détritiques grossiers au sein d'unités dominées par des sédiments pélitiques. Cette sédimentation particulière suppose des conditions environnementales spécifiques, bien différentes de celles responsables de la sédimentation pélitique caractérisant les Couches de Clervaux et les Schistes de Wiltz. Il nous est apparu, dès lors, indispensable de réaliser une étude sédimentologique détaillée du Quartzite de Berlé mais également des Couches de Clervaux et des Schistes de Wiltz. Cette étude permet, par le biais de l'identification des faciès et l'élaboration d'un modèle sédimentaire, de mieux comprendre les conditions de dépôt qui ont mené à un tel changement de sédimentation. Par ailleurs, une étude diagénétique du Quartzite de Berlé permet de mieux comprendre les mécanismes post-dépôt responsables de la formation de ce niveau particulier.

Le Quartzite de Berlé est également intéressant d'un point de vue cartographique et stratigraphique. La lithologie particulière de cette unité, qui caractérise la base de l'Emsien supérieur, tranche par rapport à celle des deux unités qui l'entourent, ce qui la rend très aisément reconnaissable sur le terrain. Cependant, cette unité quartzitique est latéralement discontinue. Comprendre les mécanismes responsables de cette absence de continuité (failles, lacune sédimentaire, passage à un équivalent latéral) permet de mieux contraindre les relations géométriques des différentes unités lithologiques qui composent le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel. Dans ce travail, la corrélation des différentes coupes levées au sein de ce bassin permet d'accéder à ces relations. Les corrélations sont basées sur la reconnaissance des séquences de dépôts (stratigraphie séquentielle) (Van Wagoner et al., 1988) mais également sur des corrélations par mesures quantitatives de la susceptibilité magnétique (Ellwood et al., 1999, 2000) et sur le calage biostratigraphique (palynologie) des différentes coupes levées. De plus, la susceptibilité magnétique ayant principalement été utilisée sur des roches marines carbonatées (Da Silva et al., 2009a, 2010), il est extrêmement intéressant de tester cette technique sur des sédiments détritiques mis en place dans un contexte proximal.

Dans un souci de comparaison, nous étendons notre étude à l'Emsien moyen et supérieur du bord nord du Synclinorium de Dinant. La comparaison de ce dernier avec le

---

Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel permet le passage d'une échelle locale à une échelle plus globale.

---

## 1.2. Structure du travail

---

Cette thèse se compose de 12 chapitres, en ce compris celui-ci.

Le chapitre II renferme le contexte géologique et historique de l'Emsien du Bassin Rhéno-hercynien. Nous y exposons la paléogéographie, les paramètres environnementaux et les travaux antérieurs concernant cette période. La lithostratigraphie se concentre plus particulièrement sur l'Emsien moyen et supérieur du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel et du bord nord du Synclinorium de Dinant.

Le chapitre III est dédié à tous les aspects techniques (matériels, modes et conditions opératoires) des différentes méthodes et analyses que nous avons utilisées pour mener à bien ce projet.

Le chapitre IV rassemble toutes les informations générales concernant les coupes. Ces informations sont la localisation, les formations recoupées, les travaux antérieurs les plus significatifs, le nombre d'échantillons collectés et l'épaisseur. Ce chapitre reprend l'ensemble des affleurements étudiés dans le cadre de ce travail. Ceci inclut également les affleurements de très faible épaisseur, intégrés dans le chapitre X.

Le chapitre V s'intéresse à la description détaillée des 12 coupes ayant servi à l'élaboration des modèles sédimentaires. Les affleurements utilisés dans le chapitre X étant de très faible épaisseur, il n'est pas nécessaire d'en faire une description détaillée. Cette description est présentée coupe par coupe, dans un souci de comparaison. Les différentes unités lithologiques, caractérisant les coupes, sont également définies dans ce chapitre.

Le chapitre VI se concentre sur l'établissement d'un canevas biostratigraphique à partir de l'identification de spores. Dans ce chapitre, sont repris les 35 spores et les 11 acritarches qui ont été identifiés au sein des Couches de Clervaux, du Quartzite de Berlé et des Schistes de Wiltz. S'en suit une discussion sur la biostratigraphie, l'état de conservation des palynomorphes et sur la source des sédiments arrivant dans le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel.

Le chapitre VII est consacré à la description et à l'interprétation des différents microfaciès du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel et du bord nord du Synclinorium de Dinant. Pour chacune de ces deux unités, un modèle de dépôt est proposé.

Le chapitre VIII s'intéresse à la description des courbes de microfaciès et des courbes de susceptibilité magnétique. Il débute par un rappel des différentes notions théoriques et se poursuit par une discussion des résultats de l'analyse de la susceptibilité magnétique en fonction de différents paramètres sédimentologiques.

Le chapitre IX présente l'ensemble des corrélations obtenues entre les coupes grâce aux données bibliographiques et à la stratigraphie séquentielle. Il commence par un rappel des concepts de base de la stratigraphie séquentielle, et se poursuit par l'application de cette méthode sur les coupes du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel et sur la coupe du bord nord du Synclinorium de Dinant.

Le chapitre X est dédié à l'étude diagénétique du Quartzite de Berlé et du « Vorläufer-Quarzit ». Ce chapitre débute par une description des constituants détritiques et authigènes de ces deux quartzites. S'en suit une discussion sur les mécanismes qui ont permis la néoformation des minéraux authigènes et des différentes structures observables dans ces roches. Le degré de métamorphisme qu'ont subi les différents quartzites, obtenu grâce à la mesure de l'indice de cristallinité de l'illite, y est également discuté.

Le chapitre XI correspond à la conclusion. Les différents résultats obtenus y sont intégrés et mis en perspective.

Le chapitre XII rassemble l'ensemble des références bibliographiques sur lesquelles nous nous sommes basés.

---

## 2.1. L'Emsien

---

### 2.1.1. Définitions

A l'heure actuelle, l'Emsien est subdivisé, au Grand-Duché de Luxembourg et en Belgique, en 3 sous-étages: l'Emsien inférieur (E1), l'Emsien moyen (E2) et l'Emsien supérieur (E3) (Asselberghs, 1944 ; Bultynck & Dejonghe, 2001 ; Ziegler, 1979). L'Allemagne a, quant à elle, préféré une division bipartite (Ziegler 1979). Le stratotype de l'Emsien contenant le GSSP est défini en Ouzbékistan (Zinzilban Gorge) (Yolkin et al., 1997a). La base de l'Emsien y correspond à l'apparition du conodonte *Polygnathus excavatus* (Carls et al., 2008).

Différentes datations absolues des limites de l'Emsien ont été proposées (pour plus d'informations voir Kaufmann et al., 2005). Cet auteur propose  $407,7 \pm 0,7$  Ma pour le début de l'Emsien et  $391,8 \pm 0,4$  Ma pour la fin de cet étage. La durée de l'Emsien serait donc d'environ 17 Ma.

### 2.1.2. Paléogéographie

Durant le Dévonien inférieur, le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel se situait entre 20 et 30° de latitudes sud (Scotese & McKerrow, 1990 ; Torsvick & Cocks, 2004) en bordure de la Paléothétys (Heckel & Witzke, 1979) (Fig. II.1.). Ce bassin comprend une partie du sud de la Belgique, une partie du nord du Luxembourg et une partie de l'ouest de l'Allemagne (pour plus de détail voir section 2.2.).

A l'échelle de l'Europe de l'Ouest, le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel se situe sur la bordure nord du Bassin Cornouailllo-Rhénan (Fig. II.2.) dont il est le dépôt-centre (Reijers, 1984 ; Ziegler, 1982). Durant le Dévonien inférieur, il se développe, au sein du Bassin Cornouailllo-Rhénan, un complexe deltaïque, s'étendant de l'Irlande jusqu'au sud de la Pologne, nourri par des rivières originaires du Continent des Vieux Grès Rouges (Ziegler, 1982). On y observe donc le dépôt de sédiments clastiques néritiques (Huckriede et al., 2004).

### 2.1.3. Paramètres environnementaux

Durant le Dévonien inférieur, le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel se situait en conditions arides (Scotese, 2002). Par ailleurs, les températures à la surface de la Terre et à la surface de l'eau à l'Emsien montrent que le climat était globalement chaud (Van Geldern et al., 2006 ; Simon et al., 2007). Selon Van Geldern et al. (2006), la température moyenne de la surface des mers correspondait à des températures typiques des mers tropicales à subtropicales actuelles. De plus, l'Emsien montre une avancée généralisée de la mer sur le continent, excepté pour une partie de l'Emsien supérieur (Johnson et al., 1985 ; Walliser, 1995) (voir Fig. II.3. pour un résumé).

## 2.2. Lithostraphie de l'Emsien "moyen" et supérieur en Belgique, au Luxembourg et en Allemagne

L'Emsien s'observe dans le Bassin Rhéno-hercynien (Fig. II.4.). Le développement de plis majeurs au sein de ce bassin, causé par le mouvement varisque, a permis l'individualisation des différentes structures que l'on rencontre actuellement en Belgique, au Luxembourg et en Allemagne (Reijers, 1984). Ceci inclut donc:

- Le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel, qui débute dans le sud de la Belgique, traverse la région nord du Grand-Duché de Luxembourg que l'on appelle l'Oesling et se termine dans l'ouest de l'Allemagne, en Eifel.
- Le Synclinorium de Dinant.

Ce qui suit est un rappel des connaissances concernant :

- Les formations emsiennes entourant directement le Quartzite de Berlé (ce dernier inclu) dans l'ensemble du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel.
- Leurs homologues du bord nord du Synclinorium de Dinant.

Un récapitulatif est illustré à la Fig. II.5.

### 2.2.1. Le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel

#### ➤ *Les Couches de Clervaux (E2)*

##### Auteurs:

Gosselet, 1888 ; Asselberghs, 1944, 1945, 1946, 1954 ; Lucius, 1950, 1951 ; Faber, 1982.

##### Dénominations:

Le nom de « Schistes de Clervaux » fut, à l'origine, donné aux schistes rouges de l'Emsien inférieur présents aux alentours du village de Clervaux. Par après, Asselberghs et Lucius ont repris cette dénomination pour caractériser les schistes de l'Emsien moyen. Ceci pourrait donc introduire chez certains une confusion. Il a donc été récemment proposé de rebaptiser les schistes de l'Emsien moyen « Couches de Klerf », dénomination qui est déjà en vigueur en Allemagne (pour de plus amples informations voir Franke, 2006).

Dans ce travail, nous avons préféré conserver l'appellation « Couches de Clervaux » (sauf en Allemagne) pour rester cohérent avec la carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg établie par Lucius en 1950.

Description:

Le début de cette unité n'est pas clairement défini. Il est généralement admis que l'apparition de roches de couleur rouge et/ou verte correspond à la limite inférieure de cette unité. En Belgique et dans l'Oesling, ces roches tranchent avec les quartzophyllades gris à gris bleu des Couches de Schuttbourg qui les précèdent. En Eifel, les Couches de Stadtfeld marquent cette limite. Dans l'ensemble du bassin, la limite supérieure des Couches de Clervaux est caractérisée par l'apparition du Quartzite de Berlé (q1) ou, lorsque celui-ci fait défaut, par l'apparition des schistes fins, de couleur grise à bleue, des Schistes de Wiltz (E3).

Cette série est essentiellement composée de schistes de couleur lie de vin, vert clair, gris clair ou bigarrée. Ils renferment des bancs centimétriques à décimétriques de grès foncés ou bleuâtres, quelquefois violacés et rouges. Des bancs centimétriques à décimétriques de quartzite gris à blanchâtre et quelques rares bancs centimétriques de calcaire gréseux bleu, s'altérant en roche friable brune, peuvent également être observés. Les intercalations de bancs de grès et de quartzites sont rares dans la partie inférieure, mais deviennent plus abondantes dans la partie supérieure de l'unité. La partie sommitale de cette succession renferme d'ailleurs une série de bancs décimétriques de quartzite massif appelé « Quartzite précurseur » ou « Vorläufer-Quarzit » (q2) (Dürkoop, 1992 ; Faber, 1982). Les fossiles sont rares dans les parties schisteuses. Néanmoins, des débris de végétaux ainsi que de petits et grands crustacés, des poissons et des traces de reptation peuvent être observés. La faune est plus importante dans les grès calcaires où se côtoient des valves de lamellibranches et de brachiopodes ainsi que des débris de crinoïdes, de tabulés et de stromatopores.

En Belgique, à l'extrémité ouest du bassin, les schistes sont phylladeux. Ces schistes ont une coloration rouge dominante dans la région de Vaux-Sur-Sûre (Belgique), c'est-à-dire au sud de Traimont, au nord de Volaiville et entre cette dernière bourgade et Winville. Plus à l'est, dans l'Oesling et en Eifel, ces schistes phylladeux font place à des schistes fins et des schistes gréseux se débitant en petits fragments anguleux.

Epaisseurs:

L'épaisseur de cette unité diminue d'est en ouest. Elle atteint un maximum d'environ 600 mètres dans l'Eifel. Entre l'Our et la Clerf (Grand-Duché de Luxembourg) elle n'est plus que de 400 mètres et tombe à 200 mètres en Belgique où elle disparaît aux environs d'Ebly.

Age:

Ces schistes sont datés de l'Emsien moyen, ce qui correspond à la partie sommitale de l'Emsien inférieur de l'Allemagne.

➤ **Le Quartzite de Berlé (q1)**

Auteurs:

Gosselet, 1888 ; Leidhold, 1913 ; Heuertz, 1933 ; Asselberghs, 1944, 1945, 1946, 1954 ; Lucius, 1950, 1951 ; Faber, 1982.

Dénominations :

C'est le village de Berlé, au nord-ouest du Grand-Duché de Luxembourg, qui a donné son nom à cette roche. En Belgique, il est appelé Quartzite de Traimont. Son extension dans l'Eifel fut autrefois appelée « Koblenzquarzit » mais c'est la nomenclature luxembourgeoise qui est maintenant de rigueur (e.g. Wehrmann et al., 2005).

Description:

Cette unité tranche nettement avec les schistes rouges et verts des Couches de Clervaux (E2), qui la précèdent, et les schistes foncés des Schistes de Wiltz (E3) qui la recouvrent.

C'est un quartzite de couleur blanchâtre, blanc jaunâtre, gris vert ou bleue se présentant sous forme de bancs décimétriques massifs. Des teintes rougeâtres apparaissent lorsque le quartzite est altéré. Il renferme parfois des macules de schiste vert foncé à bleu et des nodules d'argile rouge. Ce quartzite montre fréquemment des moules de dissolution de gastéropodes, de lamellibranches et de brachiopodes. Ces derniers sont moins abondants que les lamellibranches. On peut également y voir des traces de vers tubicoles: *Sabellarifex eifeliensis*.

Épaisseurs:

L'épaisseur de cette unité se réduit d'est en ouest. Aux environs de Prüm (Allemagne), elle est de  $\pm 60$  mètres tandis qu'à l'ouest de Nims (Allemagne), elle tombe entre 3 et 20 mètres. Dans l'Oesling, son épaisseur moyenne varie de 5 à 15 mètres. En Belgique, ce quartzite disparaît et ne réapparaît qu'entre Ebly et Traimont avec une épaisseur de 5 à 10 mètres.

Age:

Le Quartzite de Berlé appartient à l'Emsien supérieur.

➤ **Les Schistes de Wiltz (E3)**

Auteurs:

Gosselet, 1888 ; Asselberghs, 1944, 1945, 1946, 1954 ; Lucius, 1950, 1951.

Dénominations:

Les Schistes de Wiltz doivent leur nom à la ville de Wiltz (Grand-Duché de Luxembourg). Dans l'Eifel, cette unité a porté le nom de Schistes de Daleiden mais la dénomination de Formation de Wiltz est actuellement d'usage.

Description:

La limite inférieure n'est pas difficile à identifier puisque l'on passe d'un quartzite (Quartzite de Berlé (q1)) à des pélites foncées. Lorsque ce quartzite fait défaut, ce sont les Couches de Clervaux qui précèdent directement les Schistes de Wiltz. En Belgique et dans l'Oesling, la limite lithologique supérieure n'est pas visible. En Eifel, celle-ci est atteinte lorsqu'apparaît le faciès grésocalcaire de la Formation de Wetteldorf. Nous parlons ici de limite lithologique car la découverte de *Spirifera intermedius maturus*, près de Wiltz, a permis d'établir que les Schistes de Wiltz (Oesling) correspondent, dans l'Eifel, à ces mêmes schistes (Formation de Wiltz) ainsi qu'à la Formation de Wetteldorf et à une partie de la Formation d'Heisdorf.

Les Schistes de Wiltz sont composés de schistes fins et de phyllades finement feuilletés de couleur bleu foncé et gris verdâtre avec une très faible teneur en sable. On peut y observer des nodules de sphérosidérite alignés selon la stratification. Des traces d'oxyde de manganèse peuvent être présentes sur les joints des schistes et sur les nodules. A la base de cette série, on trouve des bancs coquilliers formés d'amoncements de lamellibranches et de brachiopodes. Ces derniers sont plus abondants. Ces fossiles se rencontrent également de manière éparse au sein de toute la formation. Ils sont accompagnés d'orthocères, de gastéropodes, de trilobites et de crinoïdes.

A l'est de la Clerf, les couches perdent leur caractère phylladeux et passent à des schistes qui se débitent en petits fragments.

Epaisseur:

En Belgique et dans l'Oesling, les Schistes de Wiltz ont une épaisseur d'environ 200 mètres. Dans l'Eifel, leur épaisseur est moindre.

Age:

Cette formation appartient à l'Emsien supérieur.

### 2.2.2. Le bord nord du Synclinorium de Dinant

➤ **La Formation de Wépion (WEP)**

Auteurs:

Gosselet, 1888 ; Asselberghs, 1946 ; Stainier, 1994a ; Bultynck & Dejonghe, 2001.

Dénomination:

La formation doit son nom au village de Wépion où le stratotype a été défini.

Description:

La formation débute au premier gros banc de grès quartzitique vert surmontant les siltites et grès rouges en bancs minces de la Formation d'Acoz. En outre, la base de cette unité quartzitique est soulignée par un petit conglomérat à galets pisaires, plus rarement nuculaires, de quartz blanc, de grès rouge ou vert et de tourmalinite. Elle se termine au sommet du dernier

gros banc de siltites rouges auquel fait suite la première masse de grès et conglomérats à ciment rouge de la Formation de Burnot (BUR).

Cette formation se caractérise par des masses épaisses de quartzites et de grès plus ou moins pélitiques gris bleu, bleus ou verdâtres. Les bancs gréseux montrent des stratifications croisées et fréquemment des copeaux de shales noirs, verts ou rouges. Ces bancs sont souvent lenticulaires. Les masses gréseuses sont séparées les unes des autres par des bancs souvent épais de shales et de siltites grises, noires ou bigarrées. Ces bancs peuvent contenir localement des trainées de graviers. Ces unités pélitiques contiennent souvent des débris végétaux, plus rarement des débris de poissons, des conchostracés. Elles contiennent également des bancs décimétriques à pluridécimétriques de grès verts et rouges généralement bien stratifiés. On y observe parfois des fentes de dessiccation et des empreintes de gouttes de pluie.

Vers le sommet de la formation, les masses gréseuses vertes se chargent de plus en plus de graviers et de petits galets. Comme les paquets de siltites intercalaires, ils sont cellulés et ferrugineux.

La formation comprend deux membres, de la base au sommet:

- Le Membre de Grand Ri: 260 mètres de grès et quartzites gris bleu, verdâtres ou rougeâtres parfois poudinguiformes, formant des unités épaisses séparées par des masses de shales, siltites et petits bancs de grès gris, vert ou rouge.
- Le Membre du Bois des Collets: 40 mètres de grès vert grossier et poudinguiforme, cellulés et ferrugineux de même que les shales verts intercalaires.

#### Épaisseur:

Sur le bord nord du Synclinorium de Dinant, l'épaisseur de la formation est de 300 mètres.

#### Age:

Cette formation a été datée sur base de l'assemblage de spores. Cet assemblage est caractéristique de la zone d'Oppel AB, ce qui confirme un âge Emsien (Steenmans, 1989).

#### ➤ **La Formation de Burnot (BUR)**

#### Auteurs:

d'Omalius d'Hallo, 1839 ; Gosselet, 1873 ; Asselberghs, 1946 ; Stainier, 1994b ; Bultynck & Dejonghe, 2001.

#### Dénomination:

La Burnot, petit affluent de la Meuse, a prêté son nom à cette formation. Cette rivière rejoint la Meuse près du village de Rivière à proximité de Profondeville en région namuroise.

#### Description:

La formation débute par une masse épaisse de grès grossier et de conglomérats à galets centimétriques et pluricentimétriques où les tourmalinites sont abondantes. Ces conglomérats gris rougeâtre succèdent, dans le stratotype, au sommet du dernier gros banc de siltites rouges

du sommet de la Formation de Wépion (Membre du Bois des Collets). La formation se termine au sommet du dernier gros banc de poudingue rouge, pouvant contenir des galets de grès rouge pluridécimétriques, auquel font suite les siltites et grès rouges, avec des trainées de quartz blanc et des articles de crinoïdes, de la Formation de Rivière (Membre de Rouillon).

La Formation de Burnot est constituée de masses de conglomérats rouges parfois épaisses de plus de 10 mètres, séparées par de larges passées de shales, de siltites et de grès rouges et plus rarement verts. Les shales peuvent contenir des débris de végétaux. Les bancs de poudingues et de grès sont souvent lenticulaires.

Dans la vallée de la Honnelle, la formation montre à son sommet l'important niveau de conglomérat du « Caillou qui Bique », épais de plus de 30 mètres.

#### Épaisseur:

Dans la vallée de la Honnelle, la puissance de la formation peut être estimée à 200 mètres. Au sud d'Acoz, dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, son épaisseur est de 330 mètres. Dans la vallée de la Meuse, à Tailfer, sa puissance est plus importante: 535 mètres ; dans la région de Huy, elle est de 350 mètres.

#### Age:

La formation est présumée d'âge emsien supérieur mais aucun élément biostratigraphique n'a permis, à ce jour, de la dater. Il ne peut être exclu qu'au moins sa partie supérieure soit d'âge eifelien.

---

## 2.3. Travaux antérieurs

---

### 2.3.1. Stratigraphie

Lors de ses travaux en vue de modifier la classification de l'Eodévonien supérieur et du Mésodévonien et s'appuyant sur les études de Dumont (1848), Mourlon (1881) et Gosselet (1888), de Dorlodot (1900) introduisit pour la première fois le terme Emsien. Il venait remplacer le Système Arhien de Dumont (Thoreau, 1962 ; Dejonghe, 2006). Il le subdivisa en deux sous-systèmes: l'Arhien et le Burnotien.

D'autres stratigraphies furent proposées durant les décennies suivantes. La plus notable est celle d'Asselberghs (1912) qui propose, pour la première fois, une division tripartite de l'Emsien en Belgique abandonnant ainsi les termes Ahrien et Burnotien. Lucius (1950), adopta cette nomenclature dans son étude cartographique du Grand-Duché de Luxembourg. En Allemagne, la division bipartite perdure.

Vers la fin des années 60 et pendant les années 70, des études biostratigraphiques furent menées en Allemagne, en Bohême ainsi qu'en Belgique. Ces différents travaux eurent comme résultat la définition de différentes limites emsiennes non-équivalentes entre elles. En Allemagne (division bipartite) (Fig. II.6A.), la base de l'Emsien inférieur fut traditionnellement définie par l'apparition du trilobite *Phacops ferdinandi* et du brachiopode *Arduspirifer arduennensis antecedens* et la disparition des brachiopodes *Acrospirifer primaevus*, *Rhenorensseleeria crassicosta*, *Rhenorensseleeria strigiceps* et *Hysterolites hystericus hystericus* (Solle, 1972 ; Carls et al., 1972 ; Fuchs, 1974). L'« Ulmen Group » débute donc l'Emsien allemand (Mittmeyer, 1974). Comparé à l'Allemagne, l'Emsien commence plus tard en Belgique (division tripartite) (Fig. II.6B.), avec la fin de l'« Ulmen Group » et l'apparition de *Spirifer arduennensis* et de *Spirifer paradoxus* (Godefroid & Stainier, 1982 ; Ziegler, 1979). En ce qui concerne la Bohême (Fig. II.6C.), des corrélations sur base de tentaculites et de conodontes entre cette dernière et l'Allemagne ont montré que la partie supérieure du Siegenien allemand était repris dans l'Emsien défini en Bohême (Weddige, 1977 ; Weddige & Ziegler, 1977 ; Klapper et al., 1978).

Un effort d'homogénéisation fut entrepris par la Sous-commission de Stratigraphie du Dévonien (SSD) en vue de choisir une limite internationale. C'est ainsi qu'en 1989, il fut décidé que la coupe de Zinzilban Gorge en Ouzbékistan représenterait le GSSP de la limite Praguien/Emsien. Cette limite est caractérisée par l'apparition du conodonte *Polygnathus kitabitus* (Yolkin et al., 1997a) (Fig. II.6D.). Néanmoins, ceci ne réglait pas le problème. Ce GSSP étant basé sur l'identification de conodontes, il restait très difficile de placer avec exactitude cette limite en Allemagne ainsi qu'en Belgique. Ceci est dû au fait que, aussi bien en Allemagne qu'en Belgique, les roches emsiennes, principalement celles de l'Emsien inférieur, contiennent peu ou pas de conodontes.

Carls et al. (2008), après leur étude du stratotype Ouzbek, ont proposé un nouveau GSSP. Ils le font correspondre à l'apparition du conodonte *Polygnathus excavatus*, 114 mètres plus haut que la première définition, ce qui correspond à la limite Siegenien/Emsien en Allemagne et facilite ainsi les corrélations (Fig. II.6D.). A l'issue de la réunion de la SSD en février 2010, il fut décidé que l'ancien GSSP (*kitabitus*) définirait la base du Praguien supérieur (Zinzilbanien). Le nouveau GSSP (*excavatus*) a été accepté comme définissant la

base de l'Emsien. A titre informatif, il faut ajouter que la question de la subdivision de l'Emsien en deux ou trois sous-étages reste toujours en suspens.

A Allemagne			B Belgique		C Bohême		D Ouzbékistan			
Emsien inférieur	Vallendar	<i>Phacops ferdinandi</i> <i>Arduspirifer arduennensis antecessens</i>	Emsien inférieur	<i>Spirifer arduennensis</i> <i>Spirifer paradoxus</i>	Emsien inférieur	Zlichovien	<i>gronbergi</i>	Emsien inférieur		
	Singhofen					<i>gronbergi</i>				
	Ulmen		Praguien	<i>Acrospirifer primaevus</i> <i>Rhenorenselaeria crassicastra</i> <i>Rhenorenselaeria strigiceps</i> <i>Hysterolites hystericus hystericus</i>		Emsien inférieur	<i>dehiscens</i>		GSSP 2010 <i>excavatus</i> →	Praguien supérieur Zinzilbanien
Supérieur	<i>dehiscens</i>									
Moyen	GSSP 1989 <i>kitabicus</i> →									
Siegenien	Inférieur	Lochkovien	Lochkovien	Lochkovien	Praguien	<i>kindlei</i>	Praguien			
Gedinnien								Lochkovien	<i>sulcatus</i>	<i>sulcatus</i>
									<i>pesavis</i>	<i>pesavis</i>

**Fig. II.6. Tableau reprenant l'historique de l'établissement de la base de l'Emsien.** (A) limite Siegenien/Emsien en Allemagne sur base de brachiopodes et de trilobites (Carls et al., 1972 ; Solle, 1972 ; Fuchs, 1974) ; (B) limite Praguien/Emsien en Belgique sur base de brachiopodes (Ziegler, 1979 ; Godefroid et Stainier, 1982) ; (C) limite Praguien/Emsien dans le stratotype de Bohême sur base de conodontes (Weddige, 1977 ; Weddige & Ziegler, 1977 ; Klapper et al., 1978) ; (D) Emplacement de l'ancien et du nouveau GSSP et modifications qui en découlent dans le stratotype de l'Ouzbékistan (Yolkin et al., 1997a ; Carls et al., 2008).

### 2.3.2. Sédimentologie

Le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel a été peu étudié au niveau sédimentologique. Dürkoop (1992) a décrit trois coupes dans la région de Wiltz, lors de son mémoire de licence à l'Université Freidrichs-Wilhelm. D'autres travaux plus généraux sont néanmoins intéressants, comme les travaux descriptifs d'Asselberghs (1944, 1945, 1946) et ceux portant sur la faune des Couches de Klerf de Franke (2006).

En ce qui concerne l'Emsien du bord nord du Synclitorium de Dinant, le stratotype de la Formation de Burnot à Profondeville a été étudié par Eric Corteel (Corteel et al., 2004). Quant à la Formation de Wépion, elle a été étudiée en partie lors du mémoire de licence, à l'Université de Liège, de Simon Garzaniti (Garzaniti, 2007).

### 3.1. Choix des coupes

De nombreuses journées de terrain ont été consacrées à la prospection de coupes répondant aux besoins de ce travail, au sein du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel et sur le bord nord du Synclinorium de Dinant. Le facteur limitant fut incontestablement la difficulté de trouver de bons affleurements, c'est-à-dire relativement longs, continus et correspondants à l'intervalle stratigraphique nécessaire à la réalisation de cette étude. De plus, l'intense exploitation des quartzites durant les années 30 a considérablement réduit le nombre d'affleurements où ces derniers sont encore en place.

Dix-sept affleurements ont été levés dans ce travail. Douze sont décrits en détail (voir chapitre V) et les cinq autres sont intégrés au chapitre diagenèse (chapitre X).

### 3.2. Faciès et microfaciès

Le levé des affleurements a été effectué selon la technique du banc par banc. Pour chaque banc, nous avons noté l'épaisseur, la couleur, la lithologie, le type de structure sédimentaire rencontrée, ainsi que le type de macrofaune. Un échantillon orienté a été prélevé lors de chaque changement lithologique. Lorsque l'épaisseur du banc dépassait le mètre, un échantillon fut prélevé tous les mètres. Au total, 985 échantillons furent ainsi prélevés. Tous ces échantillons ont été étudiés en lame mince (microscope polarisant de type Olympus BH-2, Fig. III.1.) pour compléter les observations de terrain et permettre une interprétation sédimentologique. La nomenclature des roches est basée sur Dott (1964), Lundegard & Samuels (1980), Williams et al. (1982), Mount (1985) et Blatt & Tracy (1997). L'estimation visuelle du classement des éléments détritiques se base sur Pettijohn et al. (1972) et Longiaru (1987). Celle de la proportion de ces mêmes éléments provient de Baccelle & Bosellini (1965).



Fig. III.1. Microscope polarisant Olympus BH-2

### 3.3. Susceptibilité magnétique

La valeur de susceptibilité magnétique de chaque échantillon représente la moyenne de trois mesures effectuées grâce à un susceptomètre de type KLY-3 Kappabridge (Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire, ULg, Fig. III.2.). Chaque échantillon, dont le poids devait être d'au moins 10g, a été pesé avec une précision de 0,01g.

La combinaison de ces deux paramètres a permis le calcul de la susceptibilité massique de chaque échantillon et la construction d'une courbe de susceptibilité magnétique pour chaque coupe.

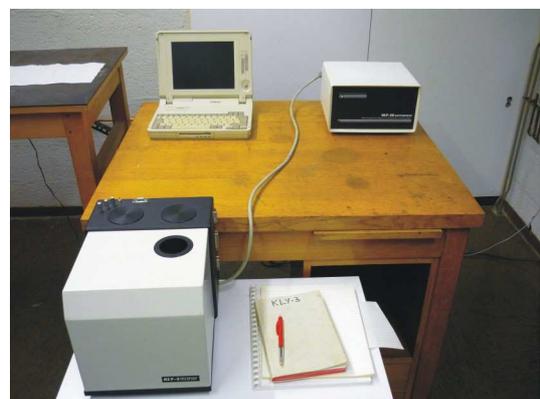


Fig. III.2. Susceptomètre KLY-3 Kappabridge.

Dans ce travail, les courbes de susceptibilité magnétique sont, dans un premier temps, comparées aux courbes d'évolution des microfaciès et donc, indirectement, à la bathymétrie. En effet, en première approximation (voir chapitre VIII), la courbe de susceptibilité magnétique semble corrélée à la bathymétrie par l'intermédiaire du taux d'érosion continentale (Da Silva & Boulvain, 2002). La comparaison entre ces deux courbes permet donc d'avoir accès à des paramètres bathymétriques. De plus, l'analyse du découplage entre courbe de susceptibilité magnétique et courbe de microfaciès permet également d'ouvrir une fenêtre sur des paramètres climatiques et tectoniques (Da Silva & Boulvain, 2002).

La susceptibilité est également employée dans ce travail comme outil de corrélation à très haute résolution (THR) et est utilisée en parallèle aux corrélations THR basées sur le découpage séquentiel (Ellwood et al., 1999, 2000).

### 3.4. Cathodoluminescence et diagenèse

Cinquante-huit lames minces polies "miroir" provenant des coupes de Dasbourg-Pont, Himmelbaach et Seibenaler et des affleurements de Fréng, Heilbach, Huuscht, Leiteschbaach et Traimont, ont été observées sous cathodoluminescence grâce à un microscope polarisant Zeiss de type Universal-R, sur lequel a été installé un appareil de cathodoluminescence à cathode froide CITL modèle Mk5 (15kV, 500 $\mu$ A) (Service de Géologie Fondamentale et Appliquée, Institut Jules Cornet, Université de Mons, Fig. III.3A.). De l'hélium est injecté dans la chambre pour améliorer la stabilité du faisceau électronique.

Les résultats obtenus en cathodoluminescence viennent renforcer les observations sous microscope polarisant et le comptage de points (500 points par lame mince) effectué sur ces 58 lames minces, ainsi que les analyses par diffraction des rayons X et à la microsonde (voir sections suivantes). De plus, les cavités de dissolution de fossiles présentes dans les quartzites ont été observées sous microscope électronique à balayage (MEB) (Jeol Neoscope JCM 5000, Fig. III.3B.) au Muséum National d'Histoire Naturelle de Luxembourg. Leur contenu a été analysé grâce à un EDS (Oxford instruments INCAx-sight, monté sur un MEB Leica Stereoscan 430i (Fig. III.3C.) et installé au Centre de Recherche Public Gabriel Lippmann à Belvaux (Grand-Duché de Luxembourg).



**Fig. III.3. Appareillages de microscopie utilisés lors de l'analyse diagenétique.**

Fig. III.3A. Appareil de cathodoluminescence à cathode froide CITL modèle Mk5 monté sur un microscope polarisant Zeiss Universal-R.

Fig. III.3B. Microscope électronique à balayage Jeol Neoscope JCM 5000.

Fig. III.3C. EDS Oxford instruments INCAx-sight monté sur un microscope électronique à balayage Leica Stereoscan 430i.

### 3.5. Diffraction des rayons X

Des analyses par diffraction des rayons X ont été entreprises sur 22 échantillons de quartzite et leurs schistes concomitants (lorsque ceux-ci étaient présents) provenant des coupes de Dasbourg-Pont, de la carrière de l'Himmelbaach, de Heilbach, de la carrière Koppen et de Seibenaler et des affleurements de Fréng, Heilbach, Huuscht et Traimont, dans le but d'identifier la composition de la fraction argileuse de ces roches et de calculer l'indice de cristallinité de l'illite.

Pour ce faire, 22 agrégats orientés contenant la fraction inférieure à  $2\mu\text{m}$  ont été préparés par sédimentation de la fraction argileuse ( $0,2$  à  $2\mu\text{m}$ ). Ces agrégats ont été séchés à l'air, ensuite traités à l'éthylène glycol pendant 24h et enfin enfournés à  $500^\circ\text{C}$  pendant 4h. Entre chaque étape, ils ont été scannés par un diffractomètre de type Bruker AXS D8 Advance (Fig. III.4.) à tube de Cu et filtre Ni, de  $2$  à  $30^\circ$  ( $2\theta$ ) à une vitesse de  $2^\circ 2\theta/\text{min}$  sous  $40\text{kV}/30\text{mA}$  (Laboratoire d'Argile, Géochimie et Environnements Sédimentaires, ULg). Les spectres sont visibles dans le cd-rom joint à ce travail (Annexe 3 (p 1-13)).



Fig. III.4. Appareil de diffraction des rayons X Bruker AXS D8 Advance.

En ce qui concerne les mesures de la cristallinité de l'illite, elles ont été prises sur les agrégats orientés séchés à l'air. Pour ces mesures, le diffractomètre a été réglé pour scanner de  $2$  à  $10^\circ$  ( $2\theta$ ) à une vitesse de  $0,5^\circ 2\theta/\text{min}$  sous  $40\text{kV}/25\text{mA}$  (Kisch, 1990). La cristallinité de l'illite a été déterminée par l'indice de Kübler (Kübler, 1968). Les recommandations de Kisch (1991) concernant la préparation des échantillons ont été appliquées. Les spectres sont visibles dans le cd-rom joint à ce travail (Annexe 3 (p 14-34)).

### 3.6. Analyses à la microsonde

Les différents feldspaths, micas et chlorites identifiés en lame mince ont fait l'objet d'analyses à la microsonde. Cette analyse a été entreprise dans le but d'identifier avec précision la composition de ces minéraux et de pouvoir les classer suivant la nomenclature en vigueur.

La microsonde utilisée est une microsonde CAMECA modèle SX50 équipée de quatre spectromètres WDS (à dispersion de longueur d'onde) (Fig. III.5.). Elle est installée au Service de Géologie Fondamentale et Appliquée de l'Institut Jules Cornet (Université de Mons). Les échantillons ont été analysés sous une tension de  $15\text{kV}$  et un courant de faisceau de  $20\text{nA}$ . L'analyse a été effectuée par balayage d'une zone de  $2$  à  $5\mu\text{m}$  pour ne pas dégrader les échantillons.



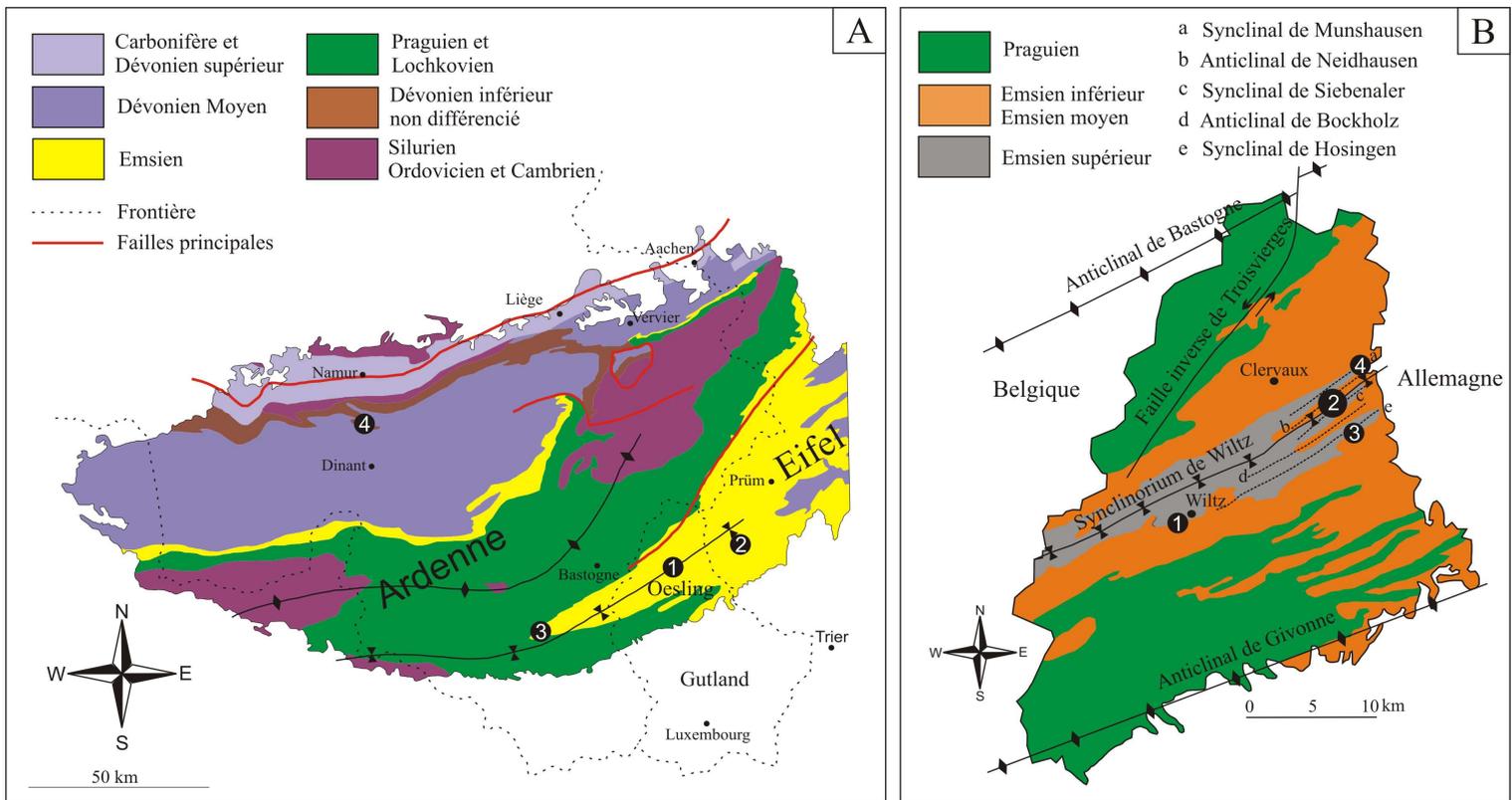
Fig. III.5. Microsonde CAMECA modèle SX50 équipée de quatre spectromètres WDS.

### 4.1. Préambule

Ce chapitre reprend l'ensemble des affleurements étudiés dans le cadre de ce travail ; ceci inclut également les affleurements de très faible épaisseur, intégrés dans le chapitre IX. Dans la suite, le terme « affleurement » leur sera exclusivement réservé. Ceux utilisés lors de la modélisation des environnements sédimentaires seront dénommés « coupe ».

Ces coupes et affleurements sont regroupés en trois grandes régions: l'Oesling, l'Eifel et les Ardennes belges. Cette dernière est scindée en deux parties: le Bassin de Neufchâteau et le bord nord du Synclinorium de Dinant. Ces différentes régions sont localisées à la Fig. IV.1A.

Les colonnes lithologiques de toutes les coupes seront présentées dans le chapitre suivant.



**Fig. IV.1. Localisation générale des coupes et affleurements étudiés (modifié d'après Désiré-Marchand, 1985 ; Walter et al., 1992 ; Bultynck & Dejonghe, 2001 ; Whermann et al., 2005 ; Kenis & Sintubin, 2007 ; Administration des Ponts et Chaussées, 2011).**

Les ronds noirs numérotés correspondent aux différentes régions détaillées dans la suite de ce chapitre:

Fig. IV.1A. Localisation générale des coupes et affleurements étudiés dans l'Ardenne et la partie ouest du Rheinisches Schiefergebirge 1, l'Oesling (Fig. IV.1B). 2, environs de Krautscheid (Fig. IV.7). 3, région de Vaux-sur-Sûre (Fig. IV.8). 4, Profondeville (Fig. IV.9).

Fig. IV.1B. Localisation générale des coupes et affleurement de l'Oesling. 1, environs de Wiltz (Fig. IV.2).

2, environs de Bockholtz (Fig. IV.3). 3, environs d'Hosingen (Fig. IV.4). 4, environs de Dasbourg (Fig. IV.5).

---

## 4.2. L'Oesling

---

Le Luxembourg étant l'objet principal de cette thèse, il intègre une grande partie des levés. Pour cette raison, ils ont été regroupés suivant les localités. Ces localités sont, dans l'ordre: les environs de Wiltz, les environs de Bockholtz, les environs de Hosingen et Dasbourg (Fig. IV.1B.).

### 4.2.1. Les environs de Wiltz

Cette région, située sur le bord sud du Bassin de Wiltz (point 1 sur Fig. IV.1B.), a fait l'objet de quatre levés (Fig. IV.2A.).

#### 4.2.1.1. Coupe de la N26

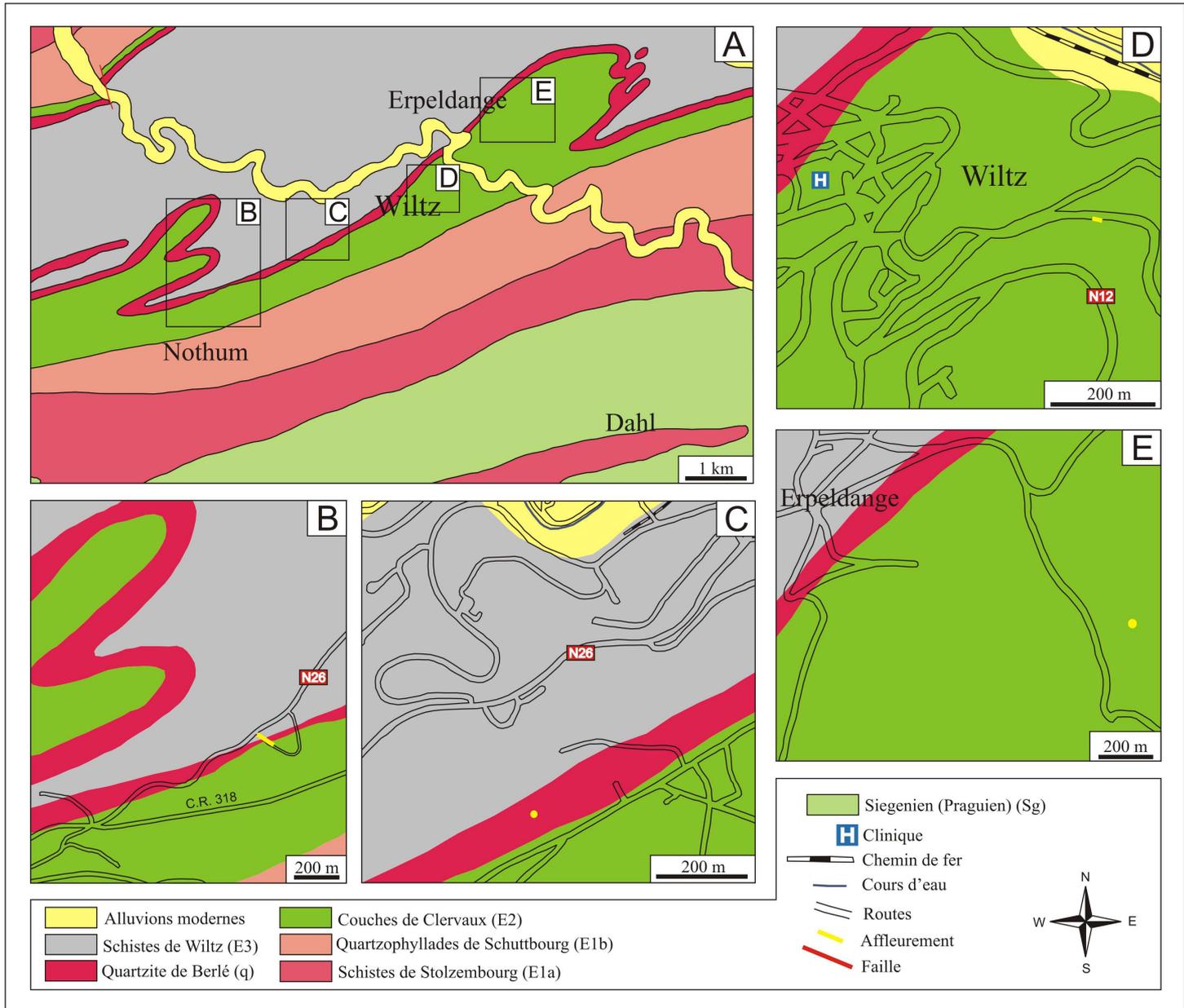
Cette coupe se situe à 2,9 km au sud-ouest de la ville de Wiltz, dans un bras de route abandonné, le long de la N26 (Fig. IV.2B.). Ses coordonnées GPS sont N49° 57'10'' ; E005° 54'02''.

Dans cette coupe, les couches sont inversées. On est situé sur le flanc inverse d'un pli déversé. Les couches possèdent une direction générale de N46°E et un pendage de 80 à 70°S. Mis à part deux petites lacunes d'affleurement, totalisant six mètres d'épaisseur, aucune faille ni accident tectonique ne vient perturber la continuité de cette coupe.

La coupe totalise 46 mètres d'épaisseur et quatre unités lithologiques ont été définies. Les deux premières de ces quatre unités appartiennent au sommet des Couches de Clervaux. Les deux dernières définissent la base des Schistes de Wiltz. Cinquante lames minces ont été étudiées.

#### 4.2.1.2. Affleurement de Leiteschbaach

Cet affleurement se situe à 2 km au sud-ouest de la ville de Wiltz, le long d'un chemin partant de la N26 et s'enfonçant dans les bois vers le sud-est (Fig. IV.2C.). Ses coordonnées GPS sont N49° 57'25'' ; E005° 54'40''. Il est représenté par deux bancs de 50 cm d'épaisseur appartenant au Quartzite de Berlé. Deux lames minces polies ont été étudiées.



**Fig. IV.2. Localisation des coupes dans les environs de Wiltz (modifié d'après Lucius, 1950).**

Fig. IV.2A. Localisation générale des coupes et affleurements des environs de Wiltz.

Fig. IV.2B. Localisation de la coupe de la N26.

Fig. IV.2C. Localisation de l'affleurement de Leiteschbaach.

Fig. IV.2D. Localisation de la coupe de la rue du Pêcheur.

Fig. IV.2E. Localisation des coupes de la carrière de l'Himmelbaach.

#### 4.2.1.3. Coupe de la rue des Pêcheurs

Cette coupe est située à 1 km à l'est de la Clinique Saint-Joseph de Wiltz, le long d'une route prolongeant la rue des Pêcheurs (Fig. IV.2D.). Ses coordonnées GPS sont N49° 57'52'' ; E005° 56'29''.

Les couches possèdent une direction générale de N10°E et un pendage de 60° W. Aucun accident tectonique n'est à remarquer mis à part une petite fracture qui passe au milieu de la coupe. Cette fracture n'induit cependant aucun déplacement des bancs.

Dans cette coupe, totalisant une épaisseur de 28 mètres, deux unités lithologiques ont été définies. Ces unités appartiennent toutes deux aux Couches de Clervaux. Septante-sept lames minces ont été étudiées.

#### **4.2.1.4. Coupes de la carrière de l'Himmelbaach**

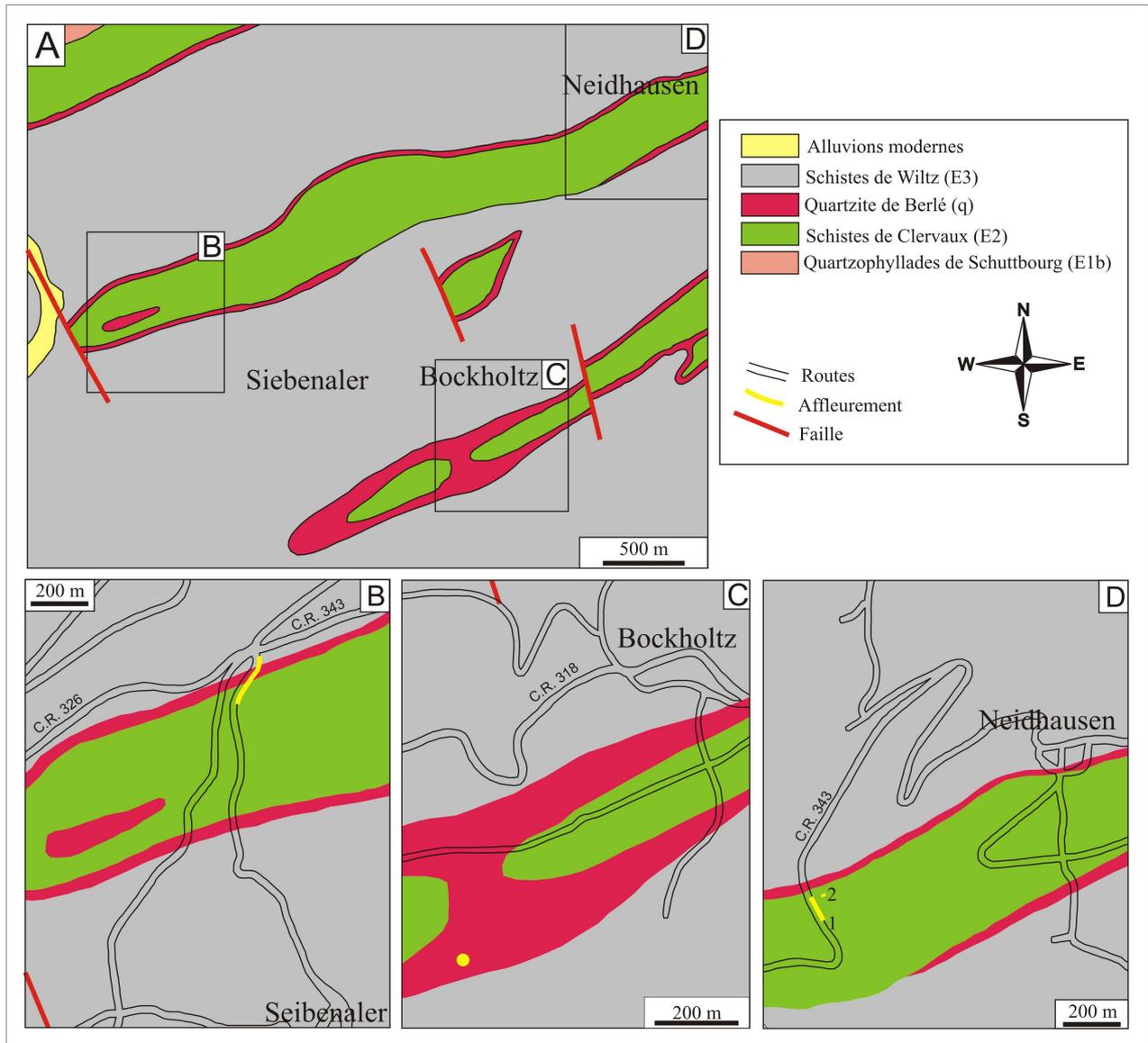
Ces coupes se situent à 1,2 km à l'est du village d'Erpeldange, dans une carrière abandonnée, le long de la rivière Himmelbaach (Fig. IV.2E.). Leurs coordonnées GPS sont N49° 58'26'' ; E005° 57'39''.

L'affleurement ne permettant pas un levé continu vu la présence de nombreux plis et failles, six coupes ont été levées (Fig. IV.3.). Une colonne lithologique composite, d'une épaisseur de 40 mètres et compilant trois de ces coupes, a été établie (pour plus d'informations voir point 8.3.3.). Quatre unités lithologiques ont été définies. Elles appartiennent toutes à la partie supérieure des Couches de Clervaux. La troisième unité lithologique correspond au « Vorläufer-Quarzit » (q2). Cent-nonante-trois lames minces ont été étudiées.

Cette ancienne carrière a fait l'objet de quelques travaux antérieurs. Elle a été décrite dans le mémoire de licence effectué à l'ULB par Alain Faber (Faber, 1982) ainsi que lors d'une excursion organisée par le Service Géologique de Luxembourg en avril 1984 (Maquil et al., 1984). En outre, elle a été intégrée à une étude sédimentologique menée sur la région entourant Wiltz, dans le cadre du mémoire de licence soutenu à l'Université Friedrichs-Wilhelms (Bonn, Allemagne) par Anke Dürkoop (Dürkoop, 1992). De plus, les résultats obtenus dans le présent travail, lors de l'étude de cette carrière, ont fait l'objet d'une publication (Michel et al., 2010).

### 4.2.2. Les environs de Bockholtz

Cette région, incluant le bord sud du synclinal de Munshausen et le synclinal de Siebenaler (point 2 sur Fig. IV.1B.), a fait l'objet de trois levés (Fig. IV.4A.).



**Fig. IV.4. Localisation des coupes et affleurements des environs de Bockholtz (modifié d'après Lucius 1950).**

Fig. IV.4A. Localisation générale des coupes et affleurements des environs de Bockholtz.

Fig. IV.4B. Localisation de la coupe de Siebenaler.

Fig. IV.4C. Localisation de l'affleurement de Fréng.

Fig. IV.4D. Localisation de la coupe de Neidhausen.

#### 4.2.2.1. Coupe de Siebenaler

Cette coupe se situe à 1km au nord du village de Siebenaler, le long de la route perpendiculaire à la C.R. 326 et à la C.R. 343 (Fig. IV.4B.). Ses coordonnées GPS sont N50° 01' 06'' ; E006° 01' 19''.

Dans cette coupe d'environ 54 mètres d'épaisseur, les couches possèdent une direction de N67°E et un pendage de 66°S. La continuité de cette coupe est perturbée par cinq lacunes d'affleurement totalisant 24,5 mètres d'épaisseur. La plus importante se situe dans les Couches de Clervaux. Les autres se positionnent au sein du Quartzite de Berlé et résultent de l'exploitation de ce dernier. La présence de ces lacunes nous interdit de voir le contact entre les Couches de Clervaux et le Quartzite de Berlé ainsi que celui entre le Quartzite de Berlé et les Schistes de Wiltz.

Quatre unités lithologiques ont été décrites. Les deux premières unités appartiennent au sommet des Couches de Clervaux, la suivante correspond au Quartzite de Berlé et la dernière se rapporte à la base des Schistes de Wiltz. Nonante-cinq lames minces ont été étudiées.

Cette coupe a fait l'objet d'une description succincte dans le mémoire de licence de Mohammed Khdayir, présenté à l'Université de Mainz (Allemagne) (Khdayir, 1972).

#### **4.2.2.2. Affleurement de Fréng**

Cet affleurement se situe à 1km au sud-ouest de Bockholtz, dans un ancien trou de carrière au milieu des bois (Fig. IV.4C.). Ses coordonnées GPS sont N50° 00' 21'' ; E006° 02' 42''.

Les couches ont une direction de N85°E, un pendage de 25°N et appartiennent au Quartzite de Berlé. L'épaisseur totale de cet affleurement est d'environ six mètres. Cinq lames minces polies ont été étudiées.

#### **4.2.2.3. Coupe de Neidhausen**

Cette coupe se situe à 2,1km au sud-ouest du village de Neidhausen, le long de la C.R.343 au lieu dit « Naïdeserwald » (Fig. IV.4D.). Ses coordonnées GPS sont N50° 01' 25'' ; E006° 03' 13''.

Les couches possèdent une direction de N250°E et un pendage de 63°S. Cinq lacunes d'affleurement, représentant un total d'environ sept mètres d'épaisseur, interrompent la continuité de ces couches.

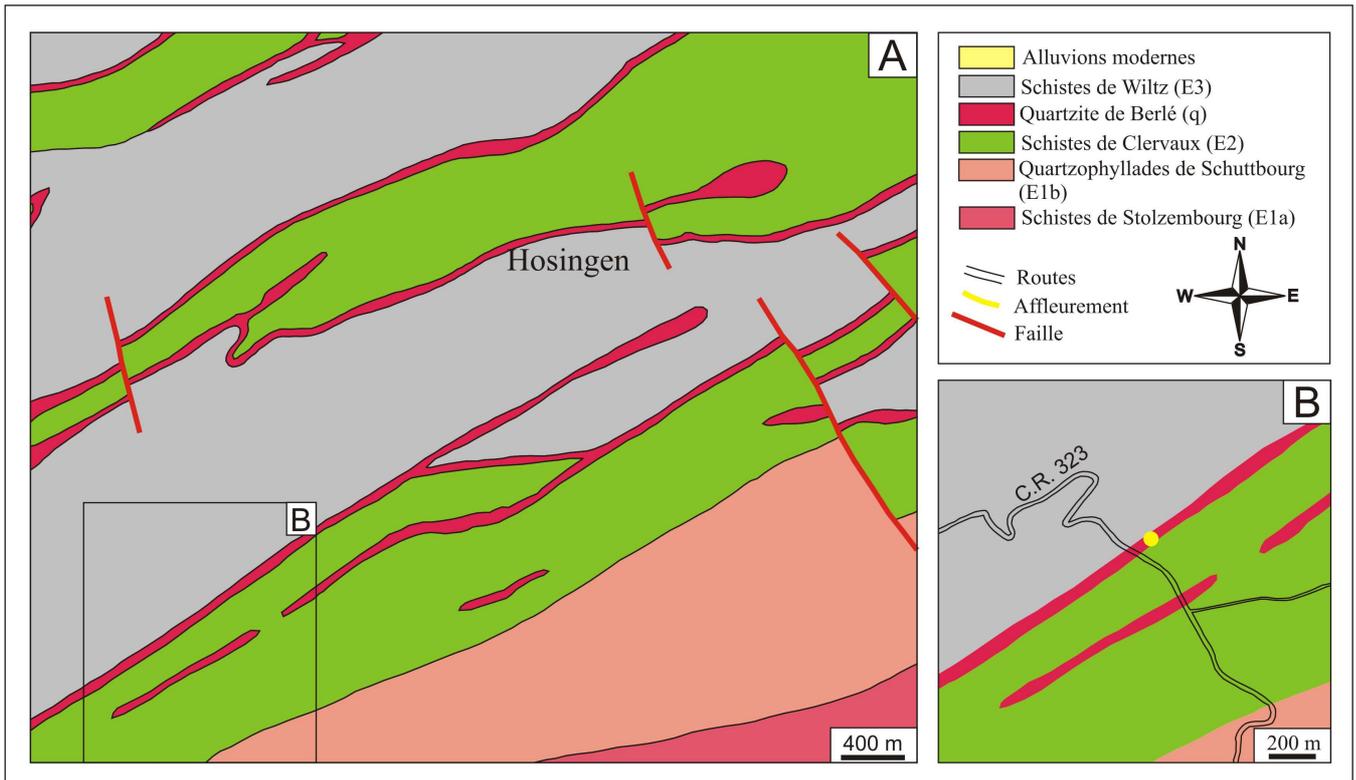
Le levé commence du côté gauche de la route (en venant de Siebenaler, point 1 sur Fig. IV.3D) et se termine dans une petite carrière sur le côté droit (point 2 sur Fig. IV.4D.). Par conséquent, une colonne lithologique composite, d'une épaisseur d'environ 64 mètres, a été construite.

Trois unités lithologiques, appartenant toutes au sommet des Couches de Clervaux, ont été définies et 89 lames minces ont été étudiées.

Cette coupe a été brièvement décrite dans le cadre du mémoire de licence de Mohammed Khdayir (Université de Mainz, Allemagne) (Khdayir, 1972).

#### 4.2.3. Les environs de Hosingen

Cette région, située sur le bord sud du synclinal de Hosingen (point 3 sur Fig. IV.1B.), a fait l'objet d'un seul levé (Fig. IV.5A.).



#### - Affleurement de Huuscht

Cet affleurement se situe à 5km au sud-ouest d'Hosingen et à 2,2km au nord de Bockholtz, le long du cours d'eau « la Léierbech » sur la route de Lelingen (C.R.323) (Fig. IV.5B.). Ses coordonnées GPS sont N49° 59' 54'' ; E006° 03' 54''.

Cet affleurement n'expose que quelques bancs épars de quartzite encore en place. Cinq lames minces polies ont été étudiées.

#### 4.2.4. Les environs de Dasbourg

Cette région, incluant la pointe sud du synclinal de Munshausen (point 4 sur Fig. IV.1B.), a fait l'objet d'un seul levé (Fig. IV.6.).

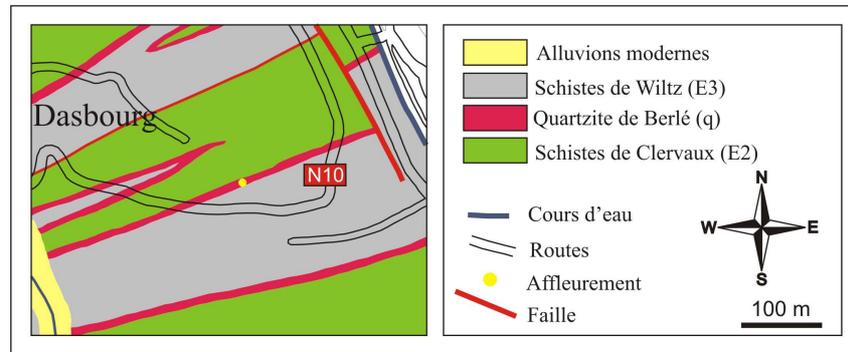


Fig. IV.6. Localisation de la coupe de Dasbourg-Pont (modifié d'après Lucius, 1950).

#### - La coupe de Dasbourg-Pont

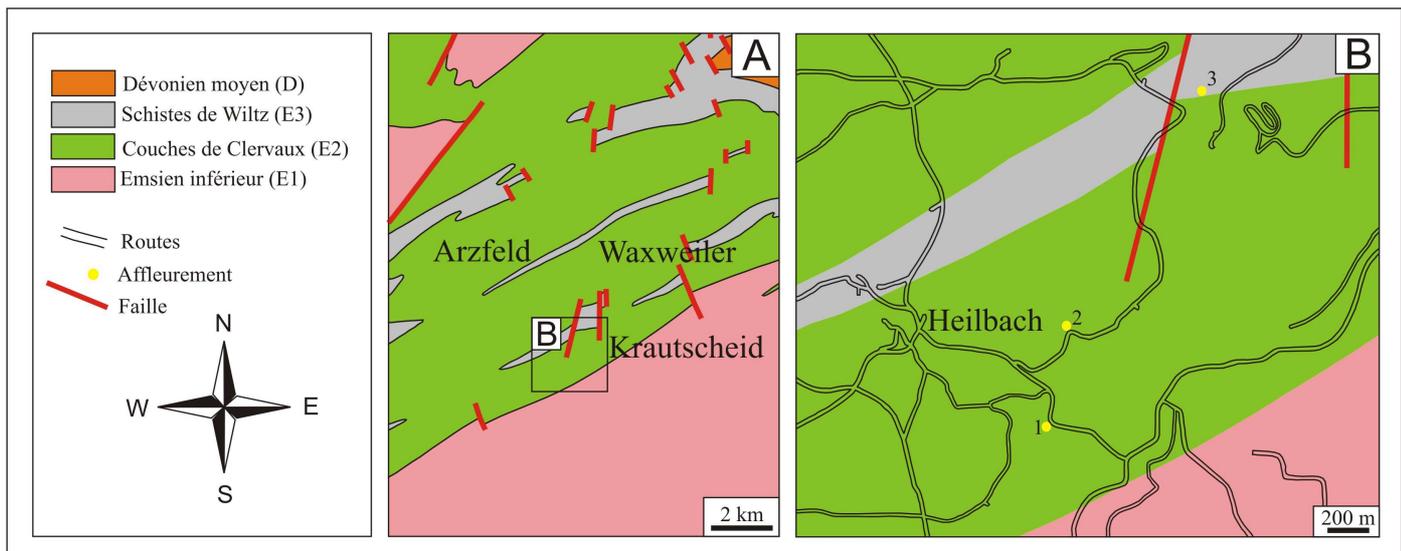
Cette coupe se situe à 1km au sud-ouest du Pont de Dasbourg, dans un renforcement boisé le long de la N10 (Fig. IV.6.). Ses coordonnées GPS sont N50° 02' 44'' ; E006° 06' 30''.

Les couches ont une direction de N180°E et un pendage de 70°S. Elles se présentent sous la forme d'un pli-faille couché. Le levé commence juste après l'axe faillé du pli et se termine au fond d'un trou creusé, par nos soins, verticalement par rapport à la stratification. Cette coupe possède dès lors une épaisseur d'environ cinq mètres.

Une unité lithologique, appartenant au Quartzite de Berlé, a été définie. 27 lames minces ont été étudiées.

### 4.3. L'Eifel

En vue d'une comparaison entre les faciès de l'Oesling et ceux de l'Eifel, l'extension Est du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel a également été étudiée (point 2 sur Fig. IV.1A.). Pour ce faire, trois coupes et affleurements ont été levés aux environs du village de Krautscheid (Fig. IV.7A.).



**Fig. IV.7. Localisation des coupes et affleurements de la région de l'Eifel (modifié d'après Asselberghs, 1954).**

Fig. IV.7A. Localisation générale des coupes et affleurements des environs de Krautscheid.

Fig. IV.7B. Localisation des coupes et affleurements des environs de Krautscheid. 1. coupe de la carrière Koppen. 2. affleurement de Heilbach. 3. coupe de Heilbach.

#### 4.3.1. Coupe de la carrière Koppen

Cette coupe se situe à 3km au sud-ouest du village de Krautscheid, dans la carrière Koppen le long de la Neuerburger Straße (point 1 sur Fig. IV.7B.). Ses coordonnées GPS sont N50° 03' 13'' ; E006° 18' 02''.

Les bancs possèdent une direction de N46°E et un pendage de 85°E. Dans cette coupe, d'une épaisseur de 13,5 mètres, rien ne vient perturber la continuité des couches.

Sept lames minces ont été étudiées et une unité lithologique, appartenant au sommet des Couches de Clervaux, a été définie.

#### 4.3.2. Affleurement de Heilbach

Cet affleurement se situe à 3km au sud-ouest du village de Krautscheid, à proximité du lieu dit « Heilbach », dans un champ au-dessus de la carrière Koppen (point 2 sur Fig. IV.7B.). Ses coordonnées GPS sont N50° 03' 27'' ; E006° 18' 12''.

Aucun banc n'est visible. Les quelques échantillons recueillis proviennent d'un tas de débris provenant du champ et appartenant au Quartzite de Berlé. Cinq lames minces polies ont été étudiées.

### **4.3.3. Coupe de Heilbach**

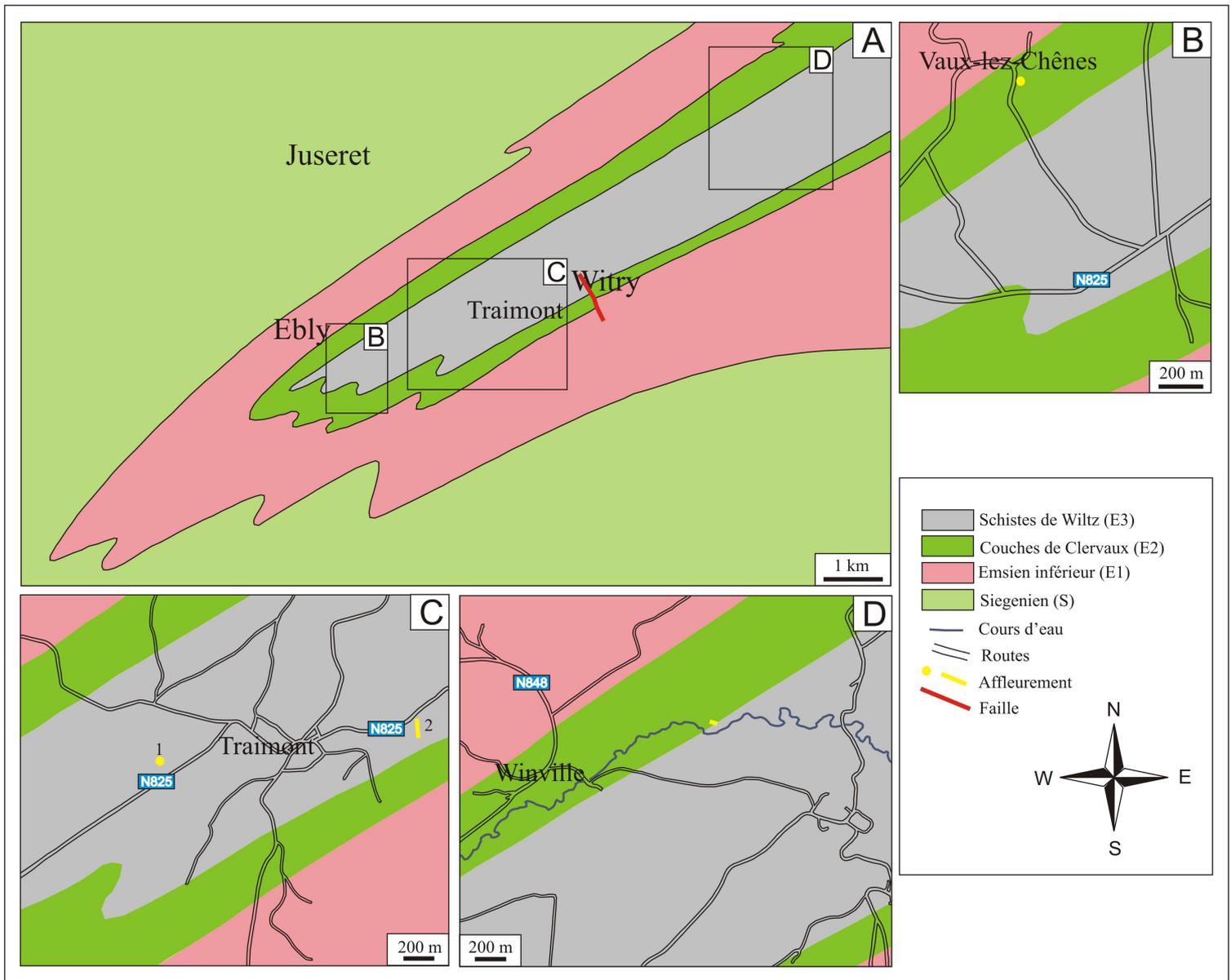
Cette coupe se situe à 1,2km à l'ouest du village de Krautscheid, dans une carrière abandonnée au bout d'un chemin venant de la Neuerburger Straße (point 3 sur Fig. IV.7B.). Ses coordonnées GPS sont N50° 04' 04'' ; E006° 18' 43''.

Les couches ont une direction de N43°W et un pendage de 20°N. Au sein de cette coupe, d'une épaisseur de six mètres, aucune lacune d'affleurement n'est observée.

Sept lames minces ont été étudiées et une unité lithologique, appartenant à la base des Schistes de Wiltz, a été définie.

### 4.4. Les Ardennes belges: Le Bassin de Neufchâteau

Ce travail ne pouvait être complet sans l'étude de la partie Ouest du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel (point 3 sur Fig. IV.1A.). C'est dans cette optique que quatre coupes et affleurements ont été levés dans les environs de Juseret (Fig. IV.8A.).



**Fig. IV.8. Localisation des coupes et affleurements du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel (Ardennes belges) (modifié d'après Asselberghs, 1954).**

Fig. IV.8A. Localisation générale des coupes et affleurements des environs de Juseret.

Fig. IV.8B. Localisation de la coupe de Vaux-lez-Chênes.

Fig. IV.8C. Localisation de la coupe et de l'affleurement de Traimont. 1. affleurement de Traimont. 2. coupe de Traimont.

Fig. IV.8D. Localisation de la coupe de Winville.

#### 4.2.1. Coupe de Vaux-lez-Chênes

Cette coupe se situe à 2km à l'est du village d'Ebly, le long de la route qui va de Vaux-lez-Chênes à la N825 (Fig. IV.8B.). Ses coordonnées GPS sont N49° 51' 11'' ; E005° 33' 24''

Les bancs possèdent une direction de N73°E et un pendage de 73°S. Aucune lacune d'affleurement n'est à déplorer le long de cette section d'une épaisseur totale de 15 mètres.

Une unité lithologique appartenant aux Couches de Clervaux a été définie et sept lames minces ont été étudiées.

#### 4.4.2. Affleurement de Traimont

Cet affleurement se situe à 800 mètres à l'ouest du village de Traimont, le long de la rue des Chasseurs Ardennais (N825) (point 1 sur Fig. IV.8C.). L'affleurement n'est pas visible de la route. Il est localisé dans un ravin de l'autre côté d'une pâture. Ses coordonnées GPS sont N49° 51' 13'' ; E005° 34' 47''.

Le ravin ne comporte plus que quelques blocs épars de quartzite, appartenant au Quartzite de Traimont (équivalent belge du Quartzite de Berlé). C'est le résultat de l'exploitation intense de cette roche dans la région. Cinq lames minces polies ont été étudiées.

#### 4.4.3. Coupe de Traimont

Cette coupe se situe à 850 mètres à l'est du village de Traimont, le long d'un chemin de terre perpendiculaire à la N825 (point 2 sur Fig. IV.8C.). Ses coordonnées GPS sont N49° 51' 20'' ; E005° 36' 08''.

Les bancs ont une direction de N235°E et un pendage de 4°N. Deux lacunes d'affleurement, dont l'épaisseur totale est de 12,4 mètres, viennent perturber la continuité de cette coupe de 33 mètres d'épaisseur.

Sept lames minces ont été étudiées et une unité lithologique, appartenant aux Schistes de Wiltz, a été définie.

#### 4.4.4. Coupe de Winville

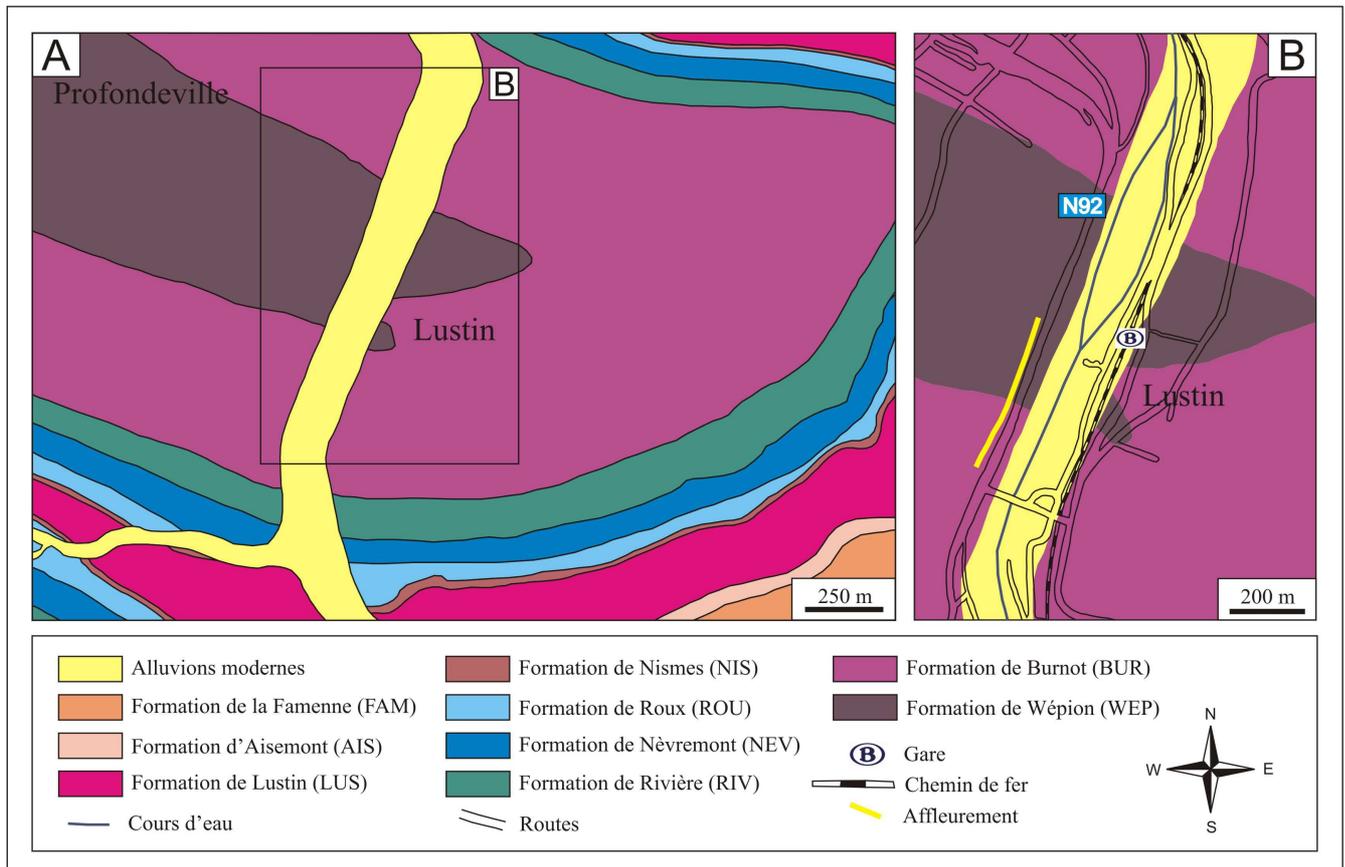
Cette coupe se situe à 1km à l'est du village de Winville, le long d'un chemin privé partant de la rue du Facteur (Fig. IV.8D.). Ses coordonnées GPS sont N49° 53' 10'' ; E005° 38' 48''.

Dans cette coupe d'environ 50 mètres d'épaisseur, les couches possèdent une direction de N59°E et un pendage de 60°S. La continuité de cette coupe est perturbée par trois lacunes d'affleurement totalisant 19 mètres d'épaisseur. Les deux premières sont localisées au sein des Couches de Clervaux, alors que la dernière masque le contact entre les Couches de Clervaux et les Schistes de Wiltz.

Trois unités lithologiques ont été définies. Les unités une et deux appartiennent au sommet des Couches de Clervaux et la troisième correspond à la base des Schistes de Wiltz. Quarante lames minces ont été étudiées.

## 4.5. Les Ardennes belges: Le bord nord du Synclinorium de Dinant

Dans ce travail, une analyse comparative a été entreprise entre le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel et le Synclinorium de Dinant. Pour ce faire, une coupe de référence a été levée dans la région de Profondeville (Point 4 sur Fig. IV.1A. et Fig. IV.9A.).



**Fig. IV.9. Localisation de la coupe de référence du bord nord du Synclinorium de Dinant (modifié d'après Delcambre, 2011 ; Delcambre et Pingot, 2011).**

Fig. IV.9A. Localisation générale de la coupe de Profondeville au sein du bord nord du Synclinorium de Dinant.

Fig. IV.9B. Localisation de la coupe de Profondeville (stratotype de la Formation de Burnot).

### - Coupe de Profondeville (Stratotype de la Formation de Burnot)

Cette coupe se situe à 14km au sud de Namur dans la commune de Profondeville, le long de la chaussée de Dinant (N92), en face du pont de Lustin (Fig. IV.9B.). Ses coordonnées GPS sont N50° 22' 08'' ; E004° 52' 26''.

Les couches possèdent une direction de N95°E et un pendage de 46°W. L'ensemble de l'affleurement se présente sous la forme d'un anticlinal. C'est dans le flanc gauche de cet anticlinal que la coupe, d'une épaisseur d'environ 325 mètres, a été levée. La continuité de celle-ci est perturbée par huit lacunes d'affleurement, dont l'épaisseur totale est de 107,5 mètres. La première de ces lacunes est située dans le Membre de Grand Ri (Formation

de Wépion). La seconde nous interdit d'observer la limite entre ce dernier et le Membre du Bois des Collets (Formation de Wépion). Les deux suivantes résident à l'intérieur de ce dernier. Enfin les quatre dernières sont localisées dans la Formation de Burnot.

Trois unités lithologiques ont été définies. La première s'intègre dans le Membre de Grand Ri (Formation de Wépion). L'unité deux correspond au Membre du Bois du Collet (Formation de Wépion). La dernière des trois unités appartient à la base de la Formation de Burnot. 99 lames minces ont été étudiées.

Stainier (1994a et b) a décrit le stratotype lors de l'étude des formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant. Corteel et al. (2004) ont réétudié cette coupe lors de leur travail sur les tourmalinites de la Formation de Burnot.

---

## 5.1. Préambule

---

Dans ce chapitre, nous allons nous intéresser à la description détaillée des 12 coupes ayant servi à l'élaboration des modèles sédimentaires. Les différentes unités lithologiques seront présentées coupe par coupe, dans un souci de comparaison entre ces dernières. Les colonnes lithologiques détaillées sont visibles dans le cd-rom joint à ce travail (Annexe 1).

---

## 5.2. L'Oesling

---

### 5.2.1. Les environs de Wiltz

#### 5.2.1.1. Coupe de la N26 (Fig. V.1.)

➤ *Unité lithologique N26-1 (Couches de Clervaux)*

La première unité lithologique observée s'étend des bancs 1 à 14, soit sur une épaisseur d'environ 10 mètres.

Elle consiste en une alternance entre des bancs centimétriques à métriques de schistes argileux verts et des bancs décimétriques à métriques de grès et siltites argileux gris-vert. Ces derniers montrent parfois des biseaux (Fig. V.1A.).

➤ *Unité lithologique N26-2 (Couches de Clervaux)*

La deuxième unité commence au banc 15, après un hiatus de cinq mètres, et s'arrête au banc 22. Elle s'étend donc sur une épaisseur de six mètres.

Cette unité est essentiellement représentée par des grès argileux gris-vert en bancs métriques. Ces grès montrent des structures de « flaser bedding » et sont bioturbés (Fig. V.1B.). Dans le banc 21, de petits nodules centimétriques sont observables. Dans le banc 22, on voit l'apparition de brachiopodes et la disparition de la couleur verte.

➤ *Unité lithologique N26-3 (Schistes de Wiltz)*

Cette unité est une unité de schistes argileux gris. Aucun banc n'est reconnaissable. La numérotation s'est effectuée tous les mètres pour les bancs 23 à 32, soit sur 10 mètres. Ces schistes sont bioturbés et contiennent des brachiopodes.

➤ *Unité lithologique N26-4 (Schistes de Wiltz)*

Cette unité débute au banc 33. Ce banc marque l'apparition de schistes argileux gris à noirs. Ces derniers sont caractérisés par la présence de brachiopodes. Ces brachiopodes

peuvent être présents localement en très grand nombre (bancs 36, 39 et 41) et se placer sous forme de lits centimétriques disposés selon la stratification (Fig. V.1C.).

Cette unité est relativement constante jusqu'à la fin, couvrant ainsi environ 16 mètres. Cependant on peut remarquer la présence, au début de l'unité (banc 35), d'une passée gréseuse bioturbée à « flaser bedding ». Au sommet de l'unité, on peut observer la présence de nodules carbonatés décimétriques (Fig. V.1D.).

#### **5.2.1.2. Coupe de la rue des Pêcheurs (Fig. V.2.)**

Cette coupe expose la partie sommitale des Couches de Clervaux, sans pour autant en montrer la limite supérieure. Une unité lithologique est observable (PEC-1). Cette unité est composée de deux lithofaciès différents alternant le long de la coupe (PEC-1a et PEC-1b).

##### ➤ *Unité lithologique PEC-1 lithofaciès a (Couches de Clervaux)*

Cette unité débute au banc numéro 1 et s'interrompt au banc 15 ( $\pm$  six mètres d'épaisseur). Elle reprend au banc 21 et se poursuit jusqu'au banc 41 ( $\pm$  six mètres d'épaisseur) où elle s'interrompt à nouveau. Elle redémarre au banc 47 pour se terminer au banc 72 ( $\pm$  neuf mètres d'épaisseur).

Elle est constituée d'une alternance entre des bancs décimétriques à métriques de grès et siltites argileux gris, gris-vert ou verts et des bancs décimétriques à métriques de schistes argileux verts. Certains bancs de grès montrent des bases érosives (Fig. V.2A.). Les schistes, quant à eux, se caractérisent par la présence, en leur sein, de passées centimétriques de grès induisant des structures en « lenticular » ou « wavy bedding » (Fig. V.2B.). Des débris de végétaux peuvent également être observés dans les parties schisteuses (Fig. V.2C.).

##### ➤ *Unité lithologique PEC-1 lithofaciès b (Couches de Clervaux)*

L'unité commence au banc 16 et s'étend jusqu'au banc 20 ( $\pm$  trois mètres d'épaisseur). Elle se poursuit, après une courte interruption, du banc 42 au banc 46, soit sur environ cinq mètres d'épaisseur.

Cette unité est représentée par des bancs décimétriques à métriques de siltites et grès argileux gris, gris-vert ou verts alternant avec des bancs décimétriques à métriques de schistes argileux verts. Des structures érosives sont observables à la base de certains bancs de grès.

### 5.2.1.3. Coupes de la carrière de l'Himmelbaach

Les unités lithologiques décrites ci-après font référence au log composite (Fig. V.3.). Quatre unités, représentant la partie sommitale des Couches de Clervaux, le caractérisent.

➤ *Unité lithologique HIM-1 (Couches de Clervaux)*

Cette unité s'étend sur environ huit mètres d'épaisseur. A sa base, on rencontre des bancs massifs, décimétriques, de grès verts dont certains montrent des bases érosives (Fig. V.3A.). Dans le reste de l'unité, ces bancs gréseux alternent avec des bancs décimétriques de schistes argileux de couleur verte.

➤ *Unité lithologique HIM-2 (Couches de Clervaux)*

La deuxième unité lithologique, d'une épaisseur d'environ sept mètres, est marquée par l'apparition des structures de « lenticular » et « wavy bedding » (Fig. V.3B.). C'est aussi ici que les premiers indices de bioturbation apparaissent. Cette unité est caractérisée par des bancs décimétriques de schistes argileux gris-vert à passées centimétriques de grès argileux gris-vert ou bruns. Un peu plus haut dans l'unité, les passées gréseuses laissent place à des grès carbonatés dont la base montre des accumulations de coquilles de brachiopodes, et de gastéropodes ainsi que de tiges de crinoïdes (Fig. V.3C.). Au sommet de cette unité, les grès deviennent des grès quartzitiques et des quartzites de couleur jaunâtre.

➤ *Unité lithologique HIM-3 (Couches de Clervaux – « Vorläufer-Quarzit »)*

Cette unité représente un total d'environ huit mètres d'épaisseur. Elle est constituée d'une alternance entre des bancs massifs, décimétriques à métriques, de quartzites et grès quartzitiques jaunâtres ou brunâtres et des bancs centimétriques à décimétriques de schistes argileux gris-vert. Les bancs quartzitiques contiennent quelques rares articles de crinoïdes et quelques moules de coquilles dissoutes. Certains bancs sont également caractérisés par la présence, à leur base, de structures érosives (Fig. V.3D.). Les parties schisteuses, quant à elles, montrent du « lenticular » et du « wavy bedding » sous forme de passées centimétriques de grès quartzitiques et de quartzites brunâtres.

➤ *Unité lithologique HIM-4 (Couches de Clervaux)*

Cette dernière unité n'est pas différente, du point de vue du contenu, de l'unité HIM-3. La dissemblance réside dans les épaisseurs des deux faciès qui alternent. En effet, les bancs quartzitiques deviennent de plus en plus minces, de la base vers le sommet de l'unité, tandis que les bancs pélitiques s'épaississent.

## 5.2.2. Les environs de Bockholtz

### 5.2.2.1. Coupe de Siebenaler (Fig. V.4.)

Dans cette coupe, nous observons trois unités lithologiques différentes. La première appartient au sommet des Couches de Clervaux et, comme dans les coupes décrites précédemment, elle se compose de deux lithofaciès différents qui alternent.

➤ *Unité lithologique SIE-1 lithofaciès a (Couches de Clervaux)*

Cette unité débute au banc 1 et se poursuit jusqu'au banc 30 ( $\pm$  huit mètres d'épaisseur) où elle s'interrompt. On l'observe, à nouveau, du banc 38 au banc 46 ( $\pm$  quatre mètres d'épaisseur) où elle se termine.

Elle est caractérisée par des bancs, décimétriques à métriques, de grès argileux gris-vert ou bigarrés alternant avec des bancs décimétriques à métriques de schistes argileux, de couleur verte, gris-vert, rouge ou bigarrée (Fig. V.4A.).

➤ *Unité lithologique SIE-1 lithofaciès b (Couches de Clervaux)*

Elle commence au banc 31 et s'interrompt au banc 37 ( $\pm$  deux mètres d'épaisseur). Elle redémarre au banc 47 pour disparaître au banc 59 ( $\pm$  trois mètres d'épaisseur). Après 14 mètres de lacune d'affleurement, cette unité est observable une dernière fois du banc 60 au banc 85 ( $\pm$  six mètres d'épaisseur).

Le début de cette unité correspond à la disparition de la couleur rouge et à l'apparition des structures de « lenticular » et « wavy bedding ». Lithologiquement, cette unité est caractérisée par des siltites et grès argileux gris-vert en bancs centimétriques à décimétriques, alternant avec des schistes argileux verts ou gris-vert en bancs décimétriques à métriques. Dans ces schistes, de fines passées de siltites et de grès, formant des structures en « lenticular » et « wavy bedding », sont observables (Fig. V.4B.).

➤ *Unité lithologique SIE-2 (Quartzite de Berlé)*

Cette unité ne s'étend que sur 4,5 mètres d'épaisseur et est extrêmement lacunaire. Il ne reste que quatre bancs (de 86 à 90) encore en place et dépassant à peine du talus. De plus, les contacts entre cette unité et l'unité SEI-2 ainsi que l'unité SEI-4 ne sont pas visibles.

L'unité est constituée de bancs décimétriques de quartzites bruns ou jaunes et de calcaires gréseux gris. Les calcaires contiennent des coquilles de brachiopodes et de gastéropodes, des articles de crinoïdes et des crochets de trilobites. En surface, ces calcaires prennent une teinte rouille et un aspect pulvérulent (Fig. V.4C.).

➤ *Unité lithologique SIE-3 (Schistes de Wiltz)*

Cette unité étant uniquement schisteuse, aucun banc n'a pu être observé. Néanmoins, un échantillon a été pris tous les 50 centimètres. L'unité débute donc au numéro 91 et se termine, tout comme la coupe, au numéro 96 ( $\pm 2,5$  mètres d'épaisseur).

Elle est caractérisée par des schistes argileux gris ou gris foncé contenant des coquilles de brachiopodes et de gastéropodes ainsi que des articles de crinoïdes (Fig. V.4D.).

**5.2.2.2. Coupe de Neidhausen (Fig. V.5.)**

Cette coupe expose la partie sommitale des Couches de Clervaux. Elle compte deux unités lithologiques dont la première est composée de deux lithofaciès différents qui alternent jusqu'à la base de la deuxième unité.

➤ *Unité lithologique NEI-1 lithofaciès a (Couches de Clervaux)*

Cette unité débute au banc 1 et s'interrompt au banc 15 ( $\pm 12$  mètres). Elle recommence au banc 31 et se poursuit jusqu'au banc 48 ( $\pm$  dix mètres). On l'observe une dernière fois du banc 53 au banc 68 ( $\pm 9,5$  mètres).

L'unité est constituée de bancs décimétriques à métriques de siltites et grès argileux gris-vert à verts alternant avec des bancs décimétriques de schistes argileux de couleur rouge, verte ou bigarrée (Fig. V.5A.).

➤ *Unité lithologique NEI-1 lithofaciès b (Couches de Clervaux)*

L'unité commence au banc 16 et se poursuit jusqu'au banc 31 où elle s'interrompt ( $\pm 16$  mètres). On l'observe à nouveau des bancs 49 à 52 ( $\pm$  deux mètres) et des bancs 69 à 76 (4,7 mètres).

Cette unité est marquée par l'apparition des structures en « lenticular » et « wavy bedding » (Fig. V.5B.). Elle est caractérisée par une alternance entre des bancs décimétriques à métriques de siltites et grès argileux gris, gris-vert ou verts et des bancs décimétriques à métriques de schistes argileux verts. Certains bancs de grès montrent des bases érosives. Les schistes, quant à eux, se caractérisent par la présence, en leur sein, de passées centimétriques de grès formant des structures en « lenticular » et « wavy bedding ».

➤ *Unité lithologique NEI-2 (Couches de Clervaux)*

Cette unité débute avec le banc 76 et se termine au banc 78, ce qui représente environ deux mètres d'épaisseur.

Elle est caractérisée par deux bancs décimétriques de grès carbonatés gris.

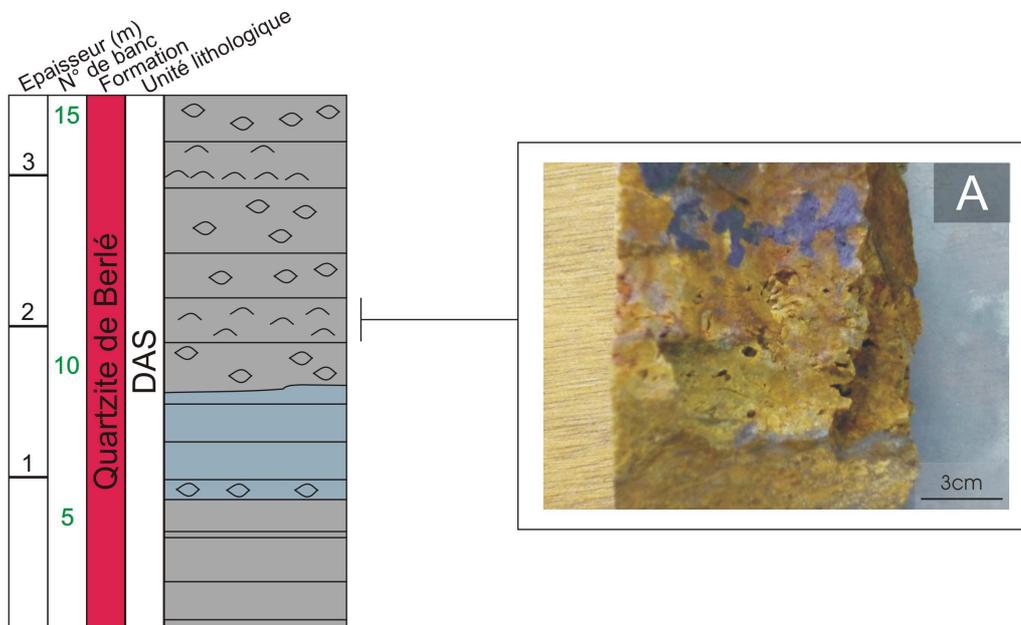
### 5.2.3. Les environs de Dasbourg

#### - Coupe de Dasbourg (Fig. V.6.)

##### ➤ Unité lithologique DAS (Quartzite de Berlé)

Une seule unité lithologique a été définie pour cette coupe. Elle s'étend du banc 1 au banc 15 soit sur une épaisseur d'environ 4m.

Elle est constituée de bancs centimétriques à décimétriques de quartzites gris, gris-vert, rougeâtres ou blancs présentant des traces d'oxydation et de dissolution. On peut y rencontrer sporadiquement des veines de quartz de l'ordre du centimètre (bancs n° 10, 12 et 13). Les moules de dissolution de coquilles de bivalves sont communs dans cette unité (Fig. V.6A.).



**Fig. V.6.** Colonne lithologique simplifiée de la coupe de Dasbourg-Pont. (A) banc à accumulation de coquilles dissoutes.

---

## 5.3. L'Eifel

---

### 5.3.1. Coupe de la carrière Koppen (Fig. V.7.)

➤ *Unité lithologique KOP (Couches de Clervaux)*

Cette unité est la seule définie pour cette coupe. Elle commence au banc 1 et se termine au banc 19. Elle s'étend donc sur une épaisseur de 13,5 mètres.

L'unité est caractérisée par des bancs décimétriques à métriques de grès argileux gris à gris-vert. Ces grès forment d'épaisses unités entrecoupées par des bancs décimétriques de schistes argileux de couleur gris-vert (Fig. V.7A.). Certains bancs schisteux contiennent de la paille hachée (Fig. V.7B.).

### 5.3.2. Coupe de Heilbach (Fig. V.8.)

➤ *Unité lithologique HEB (Schistes de Wiltz)*

Une seule unité lithologique a été définie pour cette coupe. Elle couvre une épaisseur d'environ six mètres.

Cette unité est constituée de shales argileux gris ou gris foncé où les bancs sont indiscernables. La stratification n'est marquée que par la présence de passées centimétriques à décimétriques de shales argileux gris foncé, très riches en bioclastes (Fig. V.8A.). Ces bioclastes sont principalement des moules internes de coquilles, brisées ou entières, de brachiopodes et gastéropodes ainsi que des articles de crinoïdes (Fig. V.8B.).

---

## 5.4. Les Ardennes belges: Le Bassin de Neufchâteau

---

### 5.4.1. Coupe de Vaux-lez-Chênes (Fig. V.9.)

➤ *Unité lithologique VLC (Couches de Clervaux)*

Cette unité est la seule définie pour cette coupe. Elle débute au banc 1 et se termine au banc 20, couvrant ainsi environ 15 mètres d'épaisseur.

Elle est caractérisée par des bancs décimétriques à métriques de schistes argileux verts ou bigarrés (Fig. V.9A.). Ces bancs schisteux forment des unités épaisses entrecoupées par des bancs décimétriques de siltites et grès argileux verts ou gris-vert (Fig. V.9B.).

### 5.4.2. Coupe de Traimont (Fig. V.10.)

➤ *Unité lithologique TRA (Schistes de Wiltz)*

Cette unité est la seule unité lithologique de cette coupe. Elle s'étend sur une épaisseur d'environ 33 mètres.

L'unité est composée de schistes argileux gris ou gris foncé, sans stratification apparente, où l'on peut observer sporadiquement des nodules carbonatés pisaires (Fig. V.10A.). Ces nodules sont les seuls vestiges de la stratification des couches. Les schistes sont également caractérisés par la présence de coquilles de brachiopodes, de gastéropodes et d'articles de crinoïdes (Fig. V.10B.).

### 5.4.3. Coupe de Winville (Fig. V.11.)

➤ *Unité lithologique WIV-1 (Couches de Clervaux)*

L'unité commence au banc 1 et se termine au banc 35, ce qui représente une épaisseur d'environ 34 mètres.

Elle est caractérisée par des bancs décimétriques à métriques de schistes argileux bruns ou gris-vert à « lenticular » et « wavy bedding » centimétriques de siltite et grès argileux (Fig. V.11A.). Ces schistes sont entrecoupés par des bancs décimétriques à métriques de siltite et grès argileux gris-vert ou brun-vert, formant parfois des unités épaisses.

➤ *Unité lithologique WIV-2 (Couches de Clervaux)*

Elle débute au banc 36 et se termine au banc 38, couvrant ainsi trois mètres d'épaisseur.

---

Cette unité est constituée de bancs décimétriques à métriques de grès quartzitiques gris à straticules plurimillimétriques d'argile (Fig. V.11B.).

➤ *Unité lithologique WIV-3 (Schistes de Wiltz)*

Aucun banc n'est discernable au sein de cette unité. La numérotation s'est donc effectuée tous les 50 centimètres. Cette unité commence au numéro 39 et se termine au numéro 42, s'étalant ainsi sur environ deux mètres d'épaisseur.

Elle est composée de schistes argileux gris, gris foncé ou bruns comportant des moules externes de coquilles de brachiopodes et d'articles de crinoïdes (Fig. V.11C.).

---

## 5.5. Les Ardennes belges: Le bord nord du Synclinorium de Dinant

---

### - Coupe de Profondeville (Stratotype de la Formation de Burnot) (Fig. V.12.)

➤ *Unité lithologique PRO-1 (Membre de Grand Ri, Formation de Wépion)*

Cette unité débute au banc 1 et se termine au banc 194, ce qui représente une épaisseur d'environ 164 mètres.

Elle est formée par des bancs décimétriques de grès, localement graveleux (Fig. V.12A.), de couleur rouge, verte, gris-vert, brun-vert ou, parfois, bigarrée. Ces bancs de grès forment des assemblages épais, à structures chenalisantes (Fig. V.12B.), qui sont entrecoupés par des passées décimétriques à métriques de schistes argilo-silteux rouges, verts ou bigarrés. Au sein des masses de grès, on rencontre sporadiquement des conglomérats à galets pisaires de quartz et de grains oxydés.

➤ *Unité lithologique PRO-2 (Membre du Bois des Collets, Formation de Wépion)*

L'unité commence au banc 195 et se termine au banc 215, s'étalant ainsi sur environ 45 mètres.

Cette unité est marquée par la disparition de la couleur rouge. Elle est caractérisée par des bancs de grès grossiers à graveleux verts, gris-vert ou gris, localement ferrugineux (Fig. 12C.), pouvant présenter des structures chenalisantes. On y trouve également des conglomérats gris ou gris-vert à galets pisaires et nuculaires de quartz et de grains millimétriques pulvérulents (Fig. V.12D.). Ces bancs grès-conglomératiques forment des masses épaisses où viennent s'intercaler des passées décimétriques de schistes argilo-silteux verts.

➤ *Unité lithologique PRO-3 (Formation de Burnot)*

Cette unité débute au banc 216 et se termine au banc 283, couvrant ainsi 115 mètres d'épaisseur.

Sa base est marquée par la réapparition de la couleur rouge. L'unité est caractérisée par des bancs décimétriques à métriques de conglomérats rouges ou verts à galets nuculaires et ovaires de quartz, de tourmalinites et de grès rouges, verts ou bigarrés (Fig. V.12E.). Ces conglomérats forment des masses épaisses interrompues par quelques bancs décimétriques de grès argileux et quelques passées décimétriques de schistes argileux.

---

## 6.1. Préambule

---

Les échantillons analysés pour les besoins de ce chapitre proviennent des coupes de la N26, de la rue des Pêcheurs, de la carrière de l'Himmelbaach ainsi que des coupes de Neidhausen, de Dasbourg-Pont et de Winville. Dix-sept échantillons ont été étudiés à la recherche de bons marqueurs biostratigraphiques. L'établissement de ce canevas aurait pu faciliter la compréhension de l'organisation des corps sédimentaires au sein du bassin (phénomènes de diachronisme) et permettre un calage biostratigraphique des courbes de susceptibilité magnétique. Cependant aucun marqueur permettant de différencier l'Emsien inférieur de l'Emsien moyen ou encore de l'Emsien supérieur n'a été observé. Cette étude palynologique n'a donc pas été poursuivie plus avant. Dans ce qui suit, nous allons présenter les résultats obtenus.

L'échelle biostratigraphique utilisée lors de ce travail est celle publiée par Streel et al. (1987).

---

## 6.2. Déterminations

---

Trente-cinq spores et 11 acritarches ont été reconnus. Dans les 35 spores identifiées, nous avons pu attribuer à 23 spores des noms d'espèces. Ce sont ces spores dont nous avons tenu compte pour la biostratigraphie. En ce qui concerne les acritarches, sur les 11 identifiés, trois ont pu être définis au niveau spécifique.

### 6.2.1. Spores

Les 35 spores identifiées au sein des Couches de Clervaux, du Quartzite de Berlé et des Schistes de Wiltz sont listées ci-dessous par ordre alphabétique. L'extension stratigraphique des 23 spores identifiées au niveau spécifique est illustrée aux Fig. VI.1., 2. et 3. respectivement pour les Couches de Clervaux, le Quartzite de Berlé et les Schistes de Wiltz.

*aff. Cymbosporites proteus* McGregor & Camfield, 1976 (Couches de Clervaux, Planche VI.1., photo 1).

*aff. Rugulatisporites* sp. (Couches de Clervaux et Schistes de Wiltz, Planche VI.1., photo 2).

*Ambitisporites* sp. (Couches de Clervaux, Planche VI.1., photos 3 et 4).

*Apiculiretusispora* sp. (Couches de Clervaux et Schistes de Wiltz, Planche VI.1., photos 5 et 6).

*Apiculiretusispora brandtii* Streeel, 1964 (Couches de Clervaux et Quartzite de Berlé, Planche VI.1., photos 7 et 8).

*Apiculiretusispora plicata* (Allen) Streeel, 1967 (Couches de Clervaux, Planche VI.1., photo 9).

*Apiculiretusispora pygmea* McGregor, 1973 (Couches de Clervaux, Planche VI.1., photos 10 et 11).

*Archaeozonotriletes chulus* Richardson & Lister, 1969 (Couches de Clervaux, Planche VI.1., photo 12).

*Biornatispora dubia* McGregor, 1973 (Couches de Clervaux, Planche VI.1., photo 13).

*Brochotriletes bellatulus* Steemans, 1989a (Couches de Clervaux, Planche VI.1., photo 14).

*Chelinospora pseudoreticulata* Dino & Rodrigues, 1995 (Couches de Clervaux, Planche VI.1., photo 15).

*Coronaspora* n. sp. (Couches de Clervaux, Planche VI.2., photos 1 et 2).

*Cymbosporites senex* McGregor & Camfield, 1976 (Couches de Clervaux, Planche VI.2., photo 3).

*Dibolisporites* sp. (Couches de Clervaux, Planche VI.2., photos 4 et 5).

*Dibolisporites eifeliensis* (Lanninger, 1968) McGregor, 1973 (Couches de Clervaux, Planche VI.2., photos 6 et 7).

*Dibolisporites wetteldorfensis* Lanninger, 1968 (Couches de Clervaux et Schistes de Wiltz, Planche VI.2., photos 8 et 9).

*Dictyotriletes* sp. (Schistes de Wiltz, Planche VI.2., photo 10).

*Dictyotriletes subgranifer* McGregor, 1973 (Schistes de Wiltz, Planche VI.2., photo 11).

*Dyadaspora murusattenuata* Strother & Traverse, 1979 (Couches de Clervaux, Planche VI.2., photo 12).

*Emphanisporites* sp. (Couches de Clervaux et Schistes de Wiltz, Planche VI.2., photo 13, 14 et 15 ; Planche VI.3., photo 1).

*Emphanisporites annulatus* McGregor, 1961 (Couches de Clervaux et Schistes de Wiltz, Planche VI.3., photos 2, 3, 4 et 5).

*Emphanisporites cf. biradiatus* Steemans, 1989a (Couches de Clervaux, Planche VI.3., photo 6).

*Emphanisporites mcgregorii* Schultz, 1968 (numen nodem = *Emphanisporites schultzii* McGregor, 1973 (Couches de Clervaux, Planche VI.3., photo 7).

*Emphanisporites multicostatus* Rodriguez, 1978 (Couches de Clervaux, Planche VI.3., photo 8).

*Emphanisporites neglectus* Vigran, 1964 (Couches de Clervaux, Planche VI.3., photo 9).

*Emphanisporites rotatus* McGregor, 1961 (Couches de Clervaux et Schistes de Wiltz, Planche VI.3., photos 10, 11, 12 et 13).

*Gneudnaspora divellomedia* Balme, 1988 (Couches de Clervaux, Planche VI.3., photo 14).

*Grandispora* sp. (Schistes de Wiltz, Planche VI.3., photo 15).

*Krauselispora gaspiensis* McGregor, 1973 (Couches de Clervaux, Planche VI.4., photo 1).

*Latosporites ovalis* Breuer et al., 2007 (Couches de Clervaux, Planche VI.4., photo 2).

*Perotriletes* sp. (Couches de Clervaux, Planche VI.4., photo 3).

*Retusotrilestes* sp. (Planche VI.4., photos 4, 5, 6 et 7).

*Retusotriletes* sp.2 Breuer, 2007 (Couches de Clervaux, Planche VI.4., photo 8).

*Retusotriletes abundo* Rodriguez, 1978 (Schistes de Wiltz, Planche VI.4., photo 9).

*Retusotriletes* cf. *Goensis* Rodriguez, 1978 (Couches de Clervaux, Planche VI.4., photo 10).

### 6.2.2. Acritarches

Les 11 acritarches identifiés au sein des Couches de Clervaux et des Schistes de Wiltz sont listés ci-dessous par ordre alphabétique.

*Coryphidium* sp. (Ordovicien inférieur: Trémadoc supérieur) (Couches de Clervaux, Planche IV.5., photo 1).

*Cymatiogalea cuvillierii* *cuvillierii* Deunff, 1961 (Ordovicien inférieur: Arenig inférieur) (Schistes de Wiltz, Planche VI.5., photo 2).

*Diacrodiscus* sp. (Cambrien inférieur – Ordovicien inférieur) (Couches de Clervaux, Planche VI.5., photo 3).

---

*Ordovicium* sp. (Ordovicien supérieur – Silurien) (Schistes de Wiltz, Planche VI.5., photo 4).

*Stellechinatum sicaforme sicaforme* Molyneux & Rushton, 1988 (Ordovicien inférieur: Trémadoc supérieur) (Schistes de Wiltz, Planche VI.5., photo 5).

*Stelliferidium* sp. (Cambrien supérieur - Ordovicien inférieur) (Couches de Clervaux et Schistes de Wiltz, Planche VI.5., photos 6 et 7).

*Striatotheca* sp. (Ordovicien moyen) (Couches de Clervaux, Planche VI.5., photo 8).

*Timofeevia* sp. (Cambrien supérieur - Ordovicien supérieur) (Couches de Clervaux, Planche VI.5., photo 9).

*Veryhachium* sp. (Ordovicien inférieur) (Schistes de Wiltz, Planche VI.5., photo 10).

*Veryhachium trispinosum groupe* Eisenack, 1938 (Ordovicien inférieur: Trémadoc supérieur) (Couches de Clervaux, Planche VI.5., photo 11).

*Vulcanisphaera* sp. (Ordovicien inférieur - Ordovicien moyen) (Couches de Clervaux, Planche VI.5., photo 12).

---

## 6.3. Discussions

---

### 6.3.1. Biostratigraphie

Comme on peut le voir dans les Fig. VI.1. et 3., l'identification de *Brochotriletes bellatulus*, *Dibolisporites wetteldorfensis* et *Emphanisporites annulatus* indique un âge Emsien pour les Couches de Clervaux et les Schistes de Wiltz. L'observation, bien que limitée à un seul échantillon, de *Grandispora* sp. (Planche VI.3. photo 15) suggèrent cependant que les Schistes de Wiltz appartiennent à l'Emsien supérieur ce qui est en accord avec les précédentes études biostratigraphiques (Stemans & Brasseur, 1999). En ce qui concerne le Quartzite de Berlé, *Apiculiretusispora brandtii* donne un âge Emsien ou plus jeune. Les spores reconnues lors de cette étude ne permettent pas de fournir plus de précision. Dès lors, aucun canevas stratigraphique précis n'a pu être dégagé.

### 6.3.2. Altération thermique

L'indice d'altération thermique est un témoin des températures auxquelles les roches ont été portées. Il est possible d'estimer cet indice en considérant le temps de réoxydation nécessaire pour éclaircir la matière organique (Stemans & Brasseur, 1999). Si l'on reporte la localisation des coupes échantillonnées sur la carte des temps de réoxydation dressée par Stemans & Brasseur (1999) (Fig. VI.4A.), nous pouvons constater que ce temps pour les coupes de la région de Wiltz (coupe de la N26 et de la rue des Pêcheurs) et celles de la carrière de l'Himmelbaach et de Neidhausen, se situe entre 2 et 4 heures. Cela suggère un indice d'altération thermique peu élevé et donc une bonne conservation des microfossiles comme le montrent les planches photos (Planche VI). En ce qui concerne la coupe de Winville, le temps de réoxydation est supérieur à 16 heures ce qui indique une altération thermique importante. Les informations concernant le temps de réoxydation des différents échantillons étudiés sont présentées dans le tableau VI.1.

En comparant la carte des temps de réoxydation avec la carte des zones métamorphiques de Fielitz & Mansy (1999) (Fig. VI.4B.), nous pouvons constater que les coupes de la région de Wiltz et de Neidhausen se trouvent en zone non-métamorphique, ce qui explique la faible altération thermique et des temps de réoxydation courts. La coupe de Winville se situe en zone épimétamorphique, ce qui justifie un indice d'altération thermique élevé et un temps de réoxydation de la matière organique plus long. Cependant, pour des raisons inconnues, les échantillons de la coupe de la carrière de l'Himmelbaach qui se situe en zone anchimétamorphique (voir chapitre X, paragraphe 10.3.3.), n'ont besoin que d'un temps de réoxydation inférieur à 2 heures. Ceci pourrait signifier que d'autres paramètres, en plus de la température, conditionnent la qualité de conservation des microfossiles.

### 6.3.3. Identification de la source des apports

La présence d'acritarches remaniés d'âge cambro-ordovicien dans les sédiments de l'Emsien du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel indique une source de même âge. Ces remaniements dans le Dévonien inférieur de Belgique sont bien connus (Vanguetaine, 1978 ; Steemans, 1989b). Quatre aires géographiques proches du bassin étudié dans ce travail peuvent être la source des sédiments: le Massif du Brabant, le Massif de Rocroi, le Massif de Stavelot et la « Mittledeutsche Schwelle ». Cependant, le Massif de Rocroi n'a probablement été émergé que durant une courte période au Lochkovien inférieur (Meilliez, 1983). Il ne peut donc pas être la source des sédiments emsiens. De plus, l'émergence du Massif de Stavelot n'a vraisemblablement commencé qu'à partir de la fin de l'Emsien (Colbeaux et al., 1977) ce qui l'exclut également de la liste des candidats.

En ce qui concerne le Massif du Brabant, il n'y a pas de réponse univoque quant au moment exact de son soulèvement (Debacker et al., 2005). Selon certains, le dépôt de la Formation de Burnot, datée Emsien supérieur à Eifelien inférieur, correspondrait à la première émergence du Massif (Michot et al., 1973 ; Dewaele et al., 2002 ; Debacker et al., 2005). Dans ce cas, le Massif du Brabant ne peut pas être la source des sédiments du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel. Selon Steemans (1989b) et d'autres données publiées par Dewaele et al. (2002) et Debacker et al. (2005), l'émergence du Massif aurait commencé à la fin du Silurien voire au tout début du Dévonien inférieur. Dans ce cas, le Massif du Brabant pourrait être considéré comme une source possible.

Pour ce qui est de la « Mittledeutsche Schwelle », rien ne nous permet de la rejeter en tant que source des sédiments. Cependant, une étude approfondie portant sur la direction des paléocourants dans le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel est indispensable pour confirmer ou infirmer son implication. Dans les coupes étudiées, la quasi-inexistence de structures dans lesquelles la direction des paléocourants est mesurable nous empêche de tirer des conclusions plus précises.

---

## Spores: planche VI.1.

1. *aff. Cymbosporites proteus*. Echantillon C2-0,45 (lame 65037).
2. *aff. Rugulatisporites* sp. Echantillon C2-0,45 (lame 65037).
3. *Ambitisporites* sp. Echantillon C3-26a (lame 65444).
4. *Ambitisporites* sp. Echantillon C3-28a (lame 65445).
5. *Apiculiretusispora* sp. Echantillon C2-0,45 (lame 65037).
6. *Apiculiretusispora* sp. Echantillon C2-21 (lame 65072).
7. *Apiculiretusispora brandtii*. Echantillon C4-98a (lame 65802).
8. *Apiculiretusispora brandtii*. Echantillon C1-3 (lame 65422).
9. *Apiculiretusispora plicata*. Echantillon C3-10 (lame 65442).
10. *Apiculiretusispora pygmea*. Echantillon C4-47a (lame 65801).
11. *Apiculiretusispora pygmea*. Echantillon C4-28a (lame 65800).
12. *Archaeozonotriletes chulus*. Echantillon C3-26a (lame 65444).
13. *Biornatispora dubia*. Echantillon C2-0,45 (lame 65037).
14. *Brochotriletes bellatulus*. Echantillon C4-47a (lame 65801).
15. *Chelinospora pseudoreticulata*. Echantillon C3-28a (lame 65445).

---

## Spores: planche VI.2.

1. *Coronaspora n. sp.* Echantillon C3-26a (lame 65444).
2. *Coronaspora n. sp.* Echantillon C3-73 (lame 65446).
3. *Cymbosporites senex.* Echantillon C3-73 (lame 65446).
4. *Dibolisporites sp.* Echantillon C2-0,45 (lame 65037).
5. *Dibolisporites sp.* Echantillon C3-10 (lame 65442).
6. *Dibolisporites eifeliensis.* Echantillon C2-0,45 (lame 65037).
7. *Dibolisporites eifeliensis.* Echantillon C3-10 (lame 65442).
8. *Dibolisporites wetteldorfensis.* Echantillon C3-10 (lame 65442).
9. *Dibolisporites wetteldorfensis.* Echantillon C2-21 (lame 65072).
10. *Dictyotriletes sp.* Echantillon C2-21 (lame 65070).
11. *Dictyotriletes subgranifer.* Echantillon C2-21 (lame 65072).
12. *Dyadaspora murusattenuata.* Echantillon C3-10 (lame 65443).
13. *Emphanisporites sp.* Echantillon C2-0,45 (lame 65037).
14. *Emphanisporites sp.* Echantillon C3-26a (lame 65444).
15. *Emphanisporites sp.* Echantillon C3-73 (lame 65446).

---

## Spores: planche VI.3.

1. *Emphanisporites* sp. Echantillon C2-21 (lame 65072).
2. *Emphanisporites annulatus*. Echantillon C3-26a (lame 65444).
3. *Emphanisporites annulatus*. Echantillon C3-73 (lame 65446).
4. *Emphanisporites annulatus*. Echantillon C4-28a (lame 65800).
5. *Emphanisporites annulatus*. Echantillon C2-21 (lame 65072).
6. *Emphanisporites cf. biradiatus*. Echantillon C4-28a (lame 65800).
7. *Emphanisporites mcgregorii*. Echantillon C3-73 (lame 65446).
8. *Emphanisporites multicostatus*. Echantillon C3-10 (lame 65443).
9. *Emphanisporites neglectus*. Echantillon C3-28a (lame 65445).
10. *Emphanisporites rotatus*. Echantillon C2-0,45 (lame 65037).
11. *Emphanisporites rotatus*. Echantillon C3-28a (lame 65445).
12. *Emphanisporites rotatus*. Echantillon C4-98a (lame 65802).
13. *Emphanisporites rotatus*. Echantillon C2-21 (lame 65072).
14. *Gneudnaspora divellomedia*. Echantillon C2-0,45 (lame 65037).
15. *Grandispora* sp. Echantillon C2-21 (lame 65072).

---

## Spores: planche VI.4.

1. *Kraeuselispora gaspiensis*. Echantillon C3-73 (lame 65446).
2. *Latosporites ovalis*. Echantillon C4-98a (lame 65802).
3. *Perotriletes* sp. Echantillon C3-10 (lame 65442).
4. *Retusotrilestes* sp. Echantillon C2-0,45 (lame 65037).
5. *Retusotrilestes* sp. Echantillon C3-73 (lame 65446).
6. *Retusotrilestes* sp. Echantillon C3-73 (lame 65446).
7. *Retusotrilestes* sp. Echantillon C2-21 (lame 65072).
8. *Retusotriletes* sp.2. Echantillon C3-28a (lame 65445).
9. *Retusotriletes abundo*. Echantillon 2-21 (lame 65072).
10. *Retusotriletes cf. Goensis*. Echantillon C3-26a (lame 65444).

---

## Acritarches: planche VI.5.

1. *Coryphidium* sp. Echantillon C2-0,45 (lame 65037).
2. *Cymatiogalea cuvillierii cuvillierii*. Echantillon C2-43,6 (lame 65348).
3. *Diacrodiscus* sp. Echantillon C3-26a (lame 65444).
4. *Ordovicium* sp. Echantillon C2-21 (lame 65072).
5. *Stellechinatum sicaforme sicaforme*. Echantillon C2-21 (lame 65056).
6. *Stelliferidium* sp. Echantillon C3-28a (lame 65445).
7. *Stelliferidium* sp. Echantillon C2-21 (lame 65070).
8. *Striatotheca* sp. Echantillon C3-28a (lame 65445).
9. *Timofeevia* sp. Echantillon C3-10 (lame 65443).
10. *Veryhachium* sp. Echantillon C2-21 (lame 65072).
11. *Veryhachium trispinosum groupe*. Echantillon C3-10 (lame 65442).
12. *Vulcanisphaera* sp. Echantillon C3-10 (lame 65442).

---

## 7.1. Préambule

---

Dans ce chapitre, nous allons présenter les différents modèles de dépôt et leurs microfaciès associés. Nous avons attribué au Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel, ne présentant que très peu de variations latérales, un modèle unique basé sur la définition de neuf microfaciès. Il en va de même en ce qui concerne le bord nord du Synclinorium de Dinant, pour la simple raison qu'une unique coupe y a été levée. Ce deuxième modèle est basé sur la définition de quatre microfaciès.

Les différents modèles proposés ici sont basés sur les modèles anciens et actuels décrits par Reineck & Singh (1973) (modèles généraux des environnements côtiers récents et anciens), Yang (1989) (modèles généraux des dépôts tidaux siliciclastiques récents et anciens), Dalrymple et al. (1992) (modèles généraux d'estuaires récents et anciens), Reading (1996) (modèles généraux des environnements côtiers siliciclastiques récents et anciens), Hori et al. (2001) (Holocène: modèle d'estuaire à influence tidale, Chine), Bonnot-Courtois et al. (2002) (modèle actuel: l'estuaire de la Rance, France), Goemaere & Dejonghe (2005) (Praguien: modèle tidal concernant la Formation de Mirwart, Belgique), Dalrymple & Choi (2007) (modèles généraux des systèmes de dépôt tidaux récents et anciens), Carmona et al. (2009) (Miocène inférieur: modèle de delta à influence tidal, Argentine).

---

## 7.2. Le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel

---

Les neuf microfaciès, définis pour ce bassin, se répartissent en trois grands environnements: alluvial, tidal et marin. Une quatrième catégorie a été créée pour englober les paléosols. En effet, ceux-ci peuvent appartenir aussi bien à des environnements alluviaux que tidaux. Le modèle correspondant à ce bassin est illustré à la Fig. VII.1.

### 7.2.1. Les paléosols

#### ❖ *Microfaciès 1 (MF1): schistes argilo-silteux à traces de rhizoïdes*

Ce microfaciès est illustré à la Fig. VII.2.

##### ➤ *Description:*

Ce microfaciès est représenté par des roches de couleur verte, brunâtre ou bigarrée, composées d'une matrice fine (85 à 100%) et d'une fraction plus grossière (0 à 15%) (Fig. VII.2A.). La matrice contient 90% d'argiles et 10% de grains de quartz d'une taille inférieure à 10 µm. La fraction grossière est composée à 99% de grains de quartz et 1% de grains de feldspaths. Les grains de cette fraction sont mal classés et possèdent une taille moyenne comprise entre 30 et 60 µm mais pouvant parfois atteindre 170 µm. Les grains de

quartz sont anguleux et peuvent être polycristallins. Ces niveaux ne sont visibles que dans la coupe de Neidhausen et de Siebenaler.

Les structures sédimentaires les plus couramment rencontrées sont: les traces de rhizoïdes (Fig. VII.2B.) et la présence de glaebules.

Les traces de rhizoïdes ont une largeur de 1 à 3 mm et sont remplies par du matériel plus grossier que le sédiment encaissant.

Les glaebules, quant à elles, sont de deux natures différentes: l'une siliceuse et l'autre argileuse. Les glaebules siliceuses sont de forme sphérique et possèdent une taille moyenne de 250  $\mu\text{m}$  (Fig. VII.2C.). Les glaebules argileuses se rencontrent à proximité des traces de rhizoïdes. Elles possèdent des contours irréguliers et ont une taille allant de 500  $\mu\text{m}$  à 3 mm. La présence de ces glaebules confère une structure mouchetée (« mottled structure ») à la roche (Fig. VII.2D.).

➤ *Interprétation:*

La présence de traces de rhizoïdes témoigne d'une exposition aérienne et d'une colonisation par de la végétation (Wright, 1989). De plus, la structure mouchetée de la roche, engendrée par la présence de glaebules, est régulièrement observée dans les sols actuels aussi bien qu'anciens (Retallack, 1988 ; 1997).

Toutes les structures précédemment décrites sont pédogénétiques. Nous sommes, par conséquent, en présence de paléosols. Cependant, la faible épaisseur et la rareté des niveaux où ces structures sont visibles ainsi que le faible développement de celles-ci, suggèrent que ces paléosols sont immatures. Les processus pédogénétiques se font sur une profondeur ne dépassant pas quelques mètres et prennent un certain temps pour se développer (Wright, 1989). Ce temps est fonction du climat, de la roche mère, des apports sédimentaires et de l'érosion. Si l'apport sédimentaire est trop important et l'enfouissement trop rapide, la pédogenèse se développe difficilement. Des phénomènes d'érosion de la plaine alluviale peuvent également provoquer la disparition des sols (Wright, 1989 ; Garzaniti, 2007).

### 7.2.2. Microfaciès alluviaux

Les microfaciès alluviaux sont au nombre de deux et sont illustrés à la Fig. VII.3 et VII.4.

#### ❖ *Microfaciès 2 (MF2): grauwackes (grès argileux) et siltites argileuses à faible classement*

##### ➤ *Description:*

Ce microfaciès est représenté par des grauwackes et des siltites argileuses de couleur grise, gris-vert, verte, rouge ou bigarrée. Ces roches sont composées d'une fraction grossière (60 à 85%) et d'une matrice fine (15 à 40%) (Fig. VII.3A.). La matrice contient 80% d'argiles et 20% de grains de quartz d'une taille inférieure à 10  $\mu\text{m}$ . La fraction grossière se compose, quant à elle, de 95% de grains de quartz et 5% de grains de feldspaths. L'ensemble de ces grains possède un classement moyen à mauvais et une taille allant de 20 à 50  $\mu\text{m}$  en ce qui concerne les siltites, et de 70 à 140  $\mu\text{m}$  pour les grès.

Les structures les plus communes sont: les stratifications obliques (Fig. VII.3B.) et la présence de copeaux de boue. Les copeaux possèdent un diamètre moyen de 1 à 2 mm et s'observent généralement à la base des bancs (Fig. VII.3C.). La base des bancs les plus grossiers est également caractérisée par des structures érosives (Fig. VII.3D.).

En outre, nous pouvons observer des séquences granodécroissantes. En effet, les grès les plus grossiers de ce microfaciès passent vers le haut, à des grès fins, des siltites et, finalement, à des schistes argilo-silteux (lorsque ces séquences sont complètes). Les grès les plus fins et les siltites montrent des laminations planes parallèles (Fig. VII.3E.) et des rides de courant asymétriques (Fig. VII.3F.). Les schistes argilo-silteux appartiennent au microfaciès 3 et seront, par conséquent, décrits dans la section suivante.

##### ➤ *Interprétation:*

La taille et le classement des grains de quartz indiquent un milieu moyennement agité. La présence d'une matrice fine démontre cependant qu'il existe des périodes de calme, suffisamment longues pour permettre son dépôt. La présence relativement importante de stratifications obliques indique un transport par charriage (« bedload transport ») (Collinson & Thompson, 1989 ; Reading, 1996 ; Carmona et al., 2009). L'observation de structures macroscopiques telles que des bancs à bases érosives et des séquences granodécroissantes (« fining upward »), suggère un milieu à géométrie chenalante (Collinson & Thompson, 1989 ; Reading, 1996).

Toutes ces structures indiquent une dynamique de comblement de chenaux. De plus, la présence de grès fins et de siltites à laminations planes parallèles et rides de courant asymétriques va également dans ce sens puisqu'ils caractérisent le haut des séries de comblement de chenaux (Allen, 1965 ; Reading, 1996).

Une précision peut être apportée quant à la proximité de cet environnement par rapport au continent. La couleur rouge et/ou verte laisse supposer un environnement subaérien. L'absence de structures tidales confine l'ensemble à un environnement alluvial (Hori et al., 2001). Ce microfaciès caractérise donc une plaine alluviale à chenaux fluviatiles progressivement comblés.

❖ **Microfaciès 3 (MF3): schistes argilo-silteux à rides de courant asymétriques**

➤ *Description:*

Les roches de ce microfaciès sont de couleur verte, vert foncé, rouge ou bigarrée. Elles sont principalement composées d'une matrice fine (70 à 95%) renfermant en faible proportion (5 à 30%) une fraction grossière (Fig. VII.4A.). La matrice est constituée de 90% d'argiles et de 10% de grains de quartz d'une taille inférieure à 10 µm. La fraction grossière est composée à 95% de grains de quartz et à 5% de grains de feldspaths, tous deux moyennement classés. L'ensemble de ces grains possède une taille allant de 20 à 90 µm.

Les structures les plus récurrentes sont les rides de courant asymétriques (Fig. VII.4B.), les stratifications légèrement obliques (Fig. VII.4C.) ainsi que les laminations planes parallèles (Fig. VII.4D.). Ces dernières sont caractérisées par une alternance millimétrique entre des passées sombres (90% de matrice, 10% de fraction grossière) et des passées plus claires (75% de matrice, 25% de fraction grossière) sans pour autant qu'il y ait de différences de granulométrie entre ces deux types de passées (Fig. VII.4E.).

De plus, ce microfaciès représente communément la partie sommitale des séquences granodécroissantes décrites dans le microfaciès précédent.

➤ *Interprétation:*

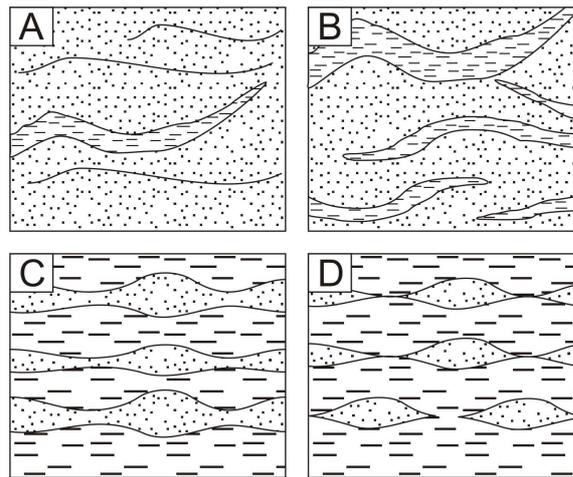
La présence dominante d'argiles indique un milieu calme sans agitation (Préat & Kasimi, 1995). Cette constatation est, par ailleurs, renforcée par l'observation de laminations planes parallèles sans changement de granulométrie (Collinson & Thompson, 1989).

Tout comme le microfaciès précédent, les couleurs dominantes sont le vert et/ou le rouge, ce qui suggère un milieu à influence subaérienne.

Tous ces caractères conduisent à imaginer un environnement de plaine d'inondation. La présence soutenue de laminations planes parallèles, de stratifications légèrement obliques, de rides de courant asymétriques ainsi que la situation de ce microfaciès par rapport au MF2 vont également dans ce sens (Allen, 1965 ; Reading, 1996). Cette plaine d'inondation serait relativement éloignée du domaine marin puisqu'aucune structure tidale, telle que des rythmes sable-boue, n'a été observée (Reading, 1996 ; Hori et al., 2001). Ce microfaciès représente le sommet des séquences de remplissage de chenaux et la plaine d'inondation alluviale. Il faut noter que l'absence de niveaux à granulométrie inverse semble exclure la présence de phénomènes de « crevasse splay » dans cet environnement.

### 7.2.3. Microfaciès tidaux

Ces microfaciès, au nombre de quatre, sont illustrés à la Fig. VII.6., 7., 8. et 9. Dans ce qui suit, nous entendons par drapage de boue, la présence sporadique, dans les roches grossières, de fines passées argileuses. Lorsque nous parlerons de « flaser bedding », nous ferons référence à la structure créée par la présence plus marquée de ces drapages de boue au sein de roches gréseuses. Une représentation de ces structures ainsi que des structures en « lenticular », « lenticular connected » et « wavy bedding » est visible à la Fig. VII.5.



**Fig. VII.5. Dessins des structures tidales observées dans les échantillons.**

Fig. VII.5A. Drapages de boue.

Fig. VII.5B. "Flaser bedding".

Fig. VII.5C. "Wavy bedding".

Fig. VII.5D. "Lenticular connected" et "Lenticular bedding".

#### ❖ *Microfaciès 4 (MF4): Grauwackes (grès argileux) et siltites argileuses bien classés*

##### ➤ *Description:*

Ce microfaciès est caractérisé par des roches de couleur verte ou gris-vert composées d'une matrice fine (15 à 30%) et d'une fraction grossière (70 à 85%) (Fig. VII.6A.). La matrice fine est caractérisée par 80% d'argiles et 20% de grains de quartz possédant une taille inférieure à 10  $\mu\text{m}$ . La fraction grossière est constituée, quant à elle, par 95% de grains de quartz et 5% de grains de feldspaths. Les grains de cette fraction ont un bon classement et possèdent une taille allant de 35 à 40  $\mu\text{m}$  pour les siltites, 60 à 80  $\mu\text{m}$  pour les grès fins et 120 à 140  $\mu\text{m}$  pour les grès les plus grossiers.

Les structures les plus communément rencontrées dans ces roches sont: les stratifications obliques (Fig. VII.6B.), les drapages de boue (Fig. VII.6C.), les laminations planes parallèles (Fig. VII.6D.), et les stratifications entrecroisées. Ces dernières sont de deux types: en arêtes de poisson (« herringbone ») (Fig. VII.6E.) et en auge (Fig. VII.6F.).

A la base des bancs, de nombreux copeaux de boue (Fig. VII.6G.) et des structures érosives (Fig. VII.6H.) peuvent être généralement observés. En outre, ce microfaciès montre des séquences de type « fining upward » commençant par les grès et se terminant par les schistes du microfaciès suivant (MF5).

➤ *Interprétation:*

Le bon classement des grains de quartz indique un milieu bien agité. La présence d'une matrice fine démontre cependant qu'il existe des périodes de calme favorable à son dépôt (Préat & Kasimi, 1995).

Tout comme le microfaciès 2 (MF2), la présence de stratifications obliques, de laminations planes parallèles, de stratifications entrecroisées en auge, ajoutée aux structures macroscopiques telles que les bases érosives et les séquences en « fining upward », définit un mécanisme de comblement de chenaux (Collinson & Thompson, 1989 ; Reading, 1996).

Néanmoins, ce microfaciès est plus distal que le microfaciès 2 (MF2). En effet, la présence de stratifications entrecroisées de type « herringbone », combinée aux drapages de boue indique des variations dans la direction et la vitesse des courants, correspondant à des environnements à influence tidale (Willis et al., 1999 ; Carmona et al., 2009). La présence de copeaux de boue, bien que non exclusive de ces environnements, suggère également une influence tidale (Wehrmann et al., 2005 ; Dalrymple & Choi, 2007 ; Carmona et al., 2009).

Nous sommes donc dans un complexe de chenaux tidaux, progressivement comblés.

❖ **Microfaciès 5 (MF5): schistes argilo-silteux et argilo-gréseux à « lenticular », « lenticular connected » et « wavy bedding » de grauwackes (grès argileux) et arénites quartziques**

➤ *Description:*

Les roches de ce microfaciès sont constituées de deux types de lithologies bien distinctes: l'une fine, composée de schistes argilo-silteux et l'autre, grossière, composée de grès et de siltites argileux. Ces deux types de lithologies s'organisent sous forme d'alternances millimétriques à centimétriques (centimétriques à décimétriques dans la carrière de l'Himmelbaach) à limites ondulantes. Elles forment, de ce fait, des structures de « lenticular » (Fig. VII.7A.), « lenticular connected » (Fig. VII.7C. et E.) et « wavy bedding » (Fig. VII.7D. et E.).

Les schistes argilo-silteux sont de couleur verte, gris-vert ou grise. Ils sont composés d'une matrice fine (70 à 95%) et d'une fraction grossière (5 à 30%) (Fig. VII.7B.). La matrice fine est caractérisée par 80 à 90% d'argiles et 10 à 20% de grains de quartz d'une taille inférieure à 10 µm. La fraction grossière est constituée à 95% de grains de quartz et à 5% de grains de feldspaths. Tous les grains de cette fraction sont bien classés et possèdent une taille allant de 20 à 50 µm pour les schistes argilo-silteux, et de 60 à 80 µm en ce qui concerne les schistes argilo-gréseux.

Les grès argileux exposent des couleurs allant du vert au gris-vert et sont constitués par une proportion relativement faible de matrice fine (15 à 40%) par rapport à la fraction grossière (60 à 85%) (Fig. VII.7B.). La matrice fine est composée de 80% d'argiles et de 20% de grains de quartz de moins de 10 µm. La fraction grossière est caractérisée par 95% de grains de quartz et 5% de grains de feldspaths, tous deux bien classés. L'ensemble des grains de cette fraction possèdent une taille allant de 20 à 50 µm pour les siltites, et de 60 à 80 µm pour les grès. Dans la carrière de l'Himmelbaach, les grès sont plus grossiers (taille moyenne des grains de quartz de 140 à 200 µm) et passent verticalement à des arénites quartziques de couleur jaunâtre ou brunâtre (Fig. VII.7F.).

Des grès carbonatés peuvent être observés sporadiquement dans la carrière de l'Himmelbaach. Ces grès, de couleur grise, sont composés d'une matrice fine (20 à 35%) et d'une fraction grossière (65 à 80%). La matrice fine est composée de 40% d'argiles, 10% de grains de quartz de moins de 10 µm et de 50% de micrite. La fraction grossière est, quant à elle, constituée à 10% par un ciment carbonaté composé de cristaux de dolomite, à 5% par des grains de feldspaths et à 85% par des grains de quartz. L'ensemble de ces grains et cristaux possède des tailles allant de 80 à 120 µm et sont bien classés. Néanmoins, certaines passées carbonatées montrent un mauvais classement avec des grains de quartz pouvant atteindre une taille de 200 µm. Dans ces passées, des coquilles entières de brachiopodes et de mollusques et des articles de crinoïdes ainsi que des bioclastes (taille: 80 à 220 µm) de serpules, de bryozoaires et de crinoïdes sont observables (Fig. VII.7G. et H.).

En plus des structures de « lenticular », « lenticular connected » et « wavy bedding », ce microfaciès expose une bidirectionnalité des courants (Fig. VII.7A., C. et D.), des copeaux de

boue, des petites stratifications obliques et des laminations planes parallèles (Fig. VII.7I.). Les stratifications obliques sont visibles au sein des lamines grossières (Fig. VII.7A.). Les laminations planes parallèles, quant à elles, sont observables dans les schistes et sont caractérisées par une alternance millimétrique entre des passées foncées et des passées plus claires et plus grossières (Fig. VII.7I.).

Ce microfaciès montre également des variations dans l'intensité de la bioturbation, tantôt abondante (Fig. VII.7J.), tantôt faible (Fig. VII.7K.). Les traces fossiles appartiennent principalement à l'ichnofaciès Cruziana et sont caractérisées par des *Thalassinoïdes*, des *Planolites*, des *Palaeophycus*, et des *Spirophyton*. (Fig. VII.7J.). De nombreux *Skolithos*, appartenant à l'ichnofaciès Skolithos, peuvent également être observés (Fig. VII.7L.).

➤ *Interprétation:*

La présence de « lenticular », de « lenticular connected » et de « wavy bedding » indique un environnement dominé par des courants tidaux. Les lamines grossières sont déposées par charriage (« bedload transport ») pendant les périodes de flot et de jusant, tandis que les lamines fines sont déposées par décantation durant l'étal (Tessier et al., 1995 ; Geomaere & Dejonghe, 2005 ; Carmona et al., 2009). La présence de petites stratifications obliques dans les lamines grossières atteste d'ailleurs de ce dépôt par charriage (Collinson & Thompson, 1989). De plus, la présence de laminations planes parallèles de 1 mm, au sein desquelles la granulométrie varie, est caractéristique d'environnements où il existe des fluctuations à court terme dans l'énergie des courants, comme dans les environnements tidaux (Collinson & Thompson, 1989). L'action des courants tidaux est également suggérée par la bidirectionnalité des courants ainsi que par la présence de copeaux de boue (Reading, 1996). Selon Antun (1950), l'identification de *Spirophyton* indique un environnement d'eau marine à saumâtre, correspondant à des milieux littoraux à sublittoraux. De plus, la présence d'un mélange d'ichnofaciès Skolithos et Cruziana est typique d'environnements côtiers (McIlroy, 2004).

La variation d'intensité de la bioturbation peut s'expliquer de plusieurs manières. Pour certains auteurs, cela indique un environnement régulièrement perturbé. Les unités pauvrement bioturbées correspondraient à un environnement à perturbation de salinité, tandis que l'augmentation de la bioturbation indiquerait un retour à des conditions normales (McEachern & Battacharya, 2004 ; McIlroy, 2004 ; Carmona et al., 2009). Pour d'autres, cette variation serait liée à des variations de l'agitation. En effet, les sédiments souvent remaniés par des courants hébergent peu d'organismes car ils n'offrent pas un substrat suffisamment stable à ces derniers (Purser, 1980). Enfin, une variation de la vitesse de sédimentation peut également expliquer cette variation d'intensité de la bioturbation (Purser, 1980). Une sédimentation lente permet le développement d'une endofaune riche et donc de sédiments fortement bioturbés. Lorsque la sédimentation s'accélère, les niveaux déposés sont dépourvus de bioturbation mais comportent des traces verticales (traces de fuite), provoquées par la migration vers le haut des organismes. Ces derniers cherchent à échapper à l'ensevelissement. Cependant, aucune trace de fuite n'a été observée dans les roches étudiées.

Toutes ces caractéristiques suggèrent un environnement de tidal flat. Nous pouvons apporter une précision quant à la localisation de ce microfaciès au sein de la plaine tidale. Les structures en « lenticular bedding » sont plus particulièrement représentatives de la partie supérieure de la plaine tidale et caractérisent les sédiments du slikke (« mud flat »). Les structures en « lenticular connected » et « wavy bedding », quant à elles, sont caractéristiques du « mixed flat » (Reineck & Singh, 1973 ; Dalrymple et al., 1992 ; Reading, 1996). Nous pouvons, par conséquent, séparer ce microfaciès en un microfaciès de slikke (MF5a), plus proximal par rapport au microfaciès de « mixed flat » (MF5b).

La présence de fossiles brisés ainsi que le mauvais classement général des passées carbonatées de la carrière de l'Himmelbaach indiquent que la mise en place de ces niveaux s'est faite par l'action de tempêtes. Une autre particularité de la carrière de l'Himmelbaach est le passage, de grauwackes à des arénites quartziques, que l'on peut observer au sein des lamines grossières. Cette transition suggère une augmentation progressive de l'énergie du milieu. Energie qui est déjà plus importante qu'ailleurs dans le bassin au vu de la granulométrie plus élevée des grauwackes. En outre, l'amplitude des marées semble plus forte dans la zone de la carrière de l'Himmelbaach comme en témoigne l'épaisseur plus importante des lamines grossières.

**Fig. VII.7. Microfaciès tidaux: microfaciès 5 (MF5). Les grandes flèches noires indiquent le bas.**

Fig. VII.7A. Schiste argilo-silteux à "lenticular bedding" de grauwacke. Les flèches blanches montrent la direction du courant. La petite flèche noire montre des stratifications obliques dans les lamines grossières (lame scannée, échantillon C4-164, MF5a, carrière de l'Himmelbaach (Luxembourg)).

Fig. VII.7B. Aperçu général du microfaciès 5a (MF5a): lamines de schiste argilo-silteux et lamines de grauwacke (lumière naturelle, échantillon C4-164, carrière de l'Himmelbaach (Luxembourg)).

Fig. VII.7C. Schiste argilo-silteux à "lenticular connected bedding" de graywacke. Les flèches blanches indiquent le sens du courant (lame scannée, échantillon C6-66, MF5b, coupe de Siebenaler (Luxembourg)).

Fig. VII.7D. Schiste argilo-silteux à "wavy bedding" de grauwacke. Les flèches blanches indiquent le sens du courant (lame scannée, échantillon C3-49, MF5b, coupe de la rue des Pêcheurs (Luxembourg)).

Fig. VII.7E. Bancs à "lenticular connected" et "wavy bedding" (carrière de l'Himmelbaach, MF5b (Luxembourg)).

Fig. VII.7F. Aperçu général du microfaciès 5b (MF5b): arénite quartzitique (lumière naturelle, échantillon C4-121a, carrière de l'Himmelbaach (Luxembourg)).

Fig. VII.7G. Grès carbonaté à accumulation de coquilles de bivalves (lame scannée, échantillon C4-143b, carrière de l'Himmelbaach (Luxembourg)).

Fig. VII.7H. Zoom de la zone encadrée à la Fig. VII.6G. montrant l'accumulation de coquilles de bivalves (lumière naturelle, échantillon C4-143b, carrière de l'Himmelbaach (Luxembourg)).

### ❖ **Microfaciès 6 (MF6): grauwackes (grès argileux) à flaser bedding**

#### ➤ *Description:*

Ce microfaciès est caractérisé par des roches de couleur verte ou olive. Ces roches sont composées d'une matrice fine (15 à 40%) et d'une fraction grossière (60 à 85%) (Fig. VII.8A.). La matrice fine est représentée par 80% d'argiles et par 20% de grains de quartz d'une taille inférieure à 10 µm. La fraction grossière est, quant à elle, constituée par 95% de grains de quartz et seulement 5% de grains de feldspaths. L'ensemble de ces grains possède une taille allant de 90 à 120 µm et un bon classement.

Dans la carrière de l'Himmelbaach, ces grauwackes sont progressivement remplacés par des arénites quartziques de couleur jaunâtre, brunâtre ou grise. Ces arénites sont principalement composées par une fraction grossière (90 à 95%) et, en très faible quantité, par une matrice fine (5 à 10%) (Fig. VII.8B.). La fraction grossière est presque exclusivement constituée de grains de quartz (99%) d'une taille allant de 95 à 125 µm. Le dernier pourcent restant est représenté par des grains de feldspaths.

Les structures les plus couramment rencontrées dans ce microfaciès sont le « flaser bedding » (Fig. VII.8C.), les laminations planes parallèles (Fig. VII.8D.), les stratifications obliques (Fig. VII.8D.) et les drapages de boue (Fig. VII.8E.). On peut encore observer des indices de bidirectionnalité des courants (Fig. VII.8C.). De plus, tout comme dans le microfaciès précédent, la bioturbation est variable, tantôt intense (Fig. VII.8C.), tantôt faible (Fig. VII.8D.). Les traces fossiles appartiennent aux ichnofaciès *Cruziana* et *Skolithos* et sont caractérisées par des *Thalassinoides*, des *Planolites*, des *Palaeophycus* et des *Skolithos*.

Des grès carbonatés à ciment dolomitique (5%), possédant un mauvais classement, peuvent également être observés. Ces grès carbonatés sont plus grossiers (taille des grains: 200 µm) et exposent des boulettes de boue d'une taille allant de 2 à 3 mm (Fig. VII.8F.).

Dans la coupe de la N26, ce microfaciès montre un contact abrupt avec le MF8. Ce contact se caractérise par la présence au sommet du banc marquant cette limite, de boules d'argiles consolidées de 2 à 3mm (Fig. VII.8G.) ainsi que d'une accumulation de coquilles de brachiopodes.

#### ➤ *Interprétation:*

La présence de laminations planes parallèles dans des roches sableuses à granulométrie fine indique un milieu situé dans la zone intertidale inférieure (Reineck & Wunderlich, 1968 ; Reineck & Singh, 1973 ; Dalrymple et al., 1992 ; Reading, 1996). La présence de stratifications obliques ajoutée à celle des drapage de boue et aux structures en « flaser bedding » sont également caractéristiques des environnements tidaux. Le « flaser bedding » est plus particulièrement représentatif des « sand flats » (Reineck & Singh, 1973 ; Reading, 1996).

En ce qui concerne les variations d'intensité de la bioturbation, les mêmes hypothèses que pour le microfaciès précédent peuvent être avancées.

Ce microfaciès représente un « sand flat ». La présence de bioclastes et le mauvais classement de certaines unités de ce microfaciès suggèrent que cet environnement a été soumis, sporadiquement, à des tempêtes.

❖ **Microfaciès 7 (MF7): arénites quartziques (à structure quartzitique) à coquilles de brachiopodes**

➤ *Description:*

Les roches de ce microfaciès, de couleur blanchâtre, jaunâtre, brunâtre ou grise, sont presque exclusivement composées d'une fraction grossière (95 à 99%). La fraction fine est négligeable (1 à 5%) (Fig. VII.9A.). La fraction grossière est caractérisée par 95 à 100% de grains de quartz et 0 à 5% de grains de feldspaths. L'ensemble de ces grains possède une taille allant de 150 à 230  $\mu\text{m}$ , un classement moyen et est cimenté par de la silice (environ 20%) sous forme de croissances syntaxiales (Fig. VII.9B.). Dans la coupe de Seibenaler, ces arénites sont intercalées avec des calcaires gréseux (20% de ciment calcaire, 60% de grains de quartz et 20% d'organismes).

Ce microfaciès est caractérisé par la présence de coquilles de brachiopodes et de mollusques ainsi que d'articles de crinoïdes. On peut encore y rencontrer des crochets de trilobites. Tous ces fossiles sont dissouts (sauf dans les calcaires de la coupe de Seibenaler) (Fig. VII.9C. et D.) et possèdent une taille allant de 2 à 3 cm. Ils peuvent parfois être brisés et possèdent alors une taille de 400  $\mu\text{m}$  à 2 cm. Les autres structures remarquables sont la présence de stratifications obliques (Fig. VII.9E.), de drapages de boue (Fig. VII.9F.) et de stratifications entrecroisées (Fig. VII.9G.). De plus, si l'on se réfère aux corrélations des chapitres VIII (point 8.3.3.) et IX (point 9.2.2.3., Fig. IX.1.), on peut se rendre compte que ce microfaciès passe latéralement aux microfaciès 5 ou 6 (MF5 ou MF6).

➤ *Interprétation:*

La taille des grains de quartz indique un milieu de forte énergie. La quasi inexistence d'une matrice fine va également dans ce sens (Préat & Kasimi, 1995). Néanmoins, la présence de drapages de boue suggère des moments où cette énergie diminue. L'occurrence de stratifications entrecroisées ajoutée à celle de drapages de boue, suggère des variations dans la direction et la vitesse des courants (Willis et al., 1999), correspondant à des environnements à forte influence tidale (Reineck & Singh, 1973 ; Reading, 1996 ; Carmona et al., 2009). La présence de brachiopodes, de mollusques et d'articles de crinoïdes montre, cependant, un environnement ouvert sur le domaine marin (Préat & Kasimi, 1995) et, de ce fait, plus distal que le microfaciès précédent (MF6).

Les variations latérales entre ce microfaciès et les microfaciès 5 et 6 (MF5 et MF6) indiquent que le microfaciès 7 (MF7) possède une géométrie lenticulaire. Cette lenticularité a d'ailleurs été mise précédemment en avant par Dürkoop (1992) et Faber (1982).

Le haut pourcentage de grains de quartz, leur granulométrie grossière, sa position plus distale par rapport au microfaciès 6 (MF6), sa géométrie lenticulaire ainsi que la présence de structures tidales suggèrent que le microfaciès 7 (MF7) représente des barres sableuses tidales (Yang, 1989 ; Dalrymple et al., 1992 ; Dalrymple & Choi, 2007).

#### 7.2.4. Microfaciès marins

Les microfaciès, au nombre de deux, sont illustrés à la Fig. VII.10. et 11.

##### ❖ *Microfaciès 8 (MF8): shales et schistes argilo-silteux bioturbés*

###### ➤ *Description:*

Ce microfaciès est caractérisé par des roches de couleur grise. Elles sont principalement composées d'une matrice fine (85 à 95%) et, dans une proportion négligeable, d'une fraction grossière (5 à 15%) (Fig. VII.10A). La matrice fine est constituée de 90% d'argiles et de 10% de grains de quartz d'une taille de moins de 10 µm. La fraction grossière est exclusivement composée de grains de quartz d'une taille allant de 20 à 30 µm.

Ce microfaciès est caractérisé par de la bioturbation (Fig. VII.10B.). Celle-ci est représentée par les formes *Planolites* et *Thalassinoïdes*. Ces formes appartiennent à l'ichnofaciès *Cruziana*. On peut également observer la présence de coquilles de brachiopodes et de mollusques ainsi que celle d'articles de crinoïdes et de coraux (Fig. VII.10C. et D.).

En Eifel, des passées à accumulations de fossiles sont observables (Fig. VII.10E.). Ces accumulations sont caractérisées par une matrice fine (30%), en tout point identique aux shales et schistes argilo-silteux de ce microfaciès. Les fossiles présents dans ces accumulations sont, pour la plupart, brisés et mal classés et possèdent une taille allant de 300 µm à 3 cm.

Au Luxembourg ainsi que dans les Ardennes belges, les schistes argilo-silteux peuvent présenter des laminations planes parallèles. Ces laminations sont caractérisées par l'alternance inframillimétrique de lamines d'argiles, foncées, (90% de matrice, 10% de grains de quartz d'une taille de 20 à 30 µm), avec des lamines de siltites, plus claires, (70% de grains de quartz d'une taille de 40 à 60 µm, 30% de matrice) (Fig. VII.10F. et G.).

###### ➤ *Interprétation:*

La taille des grains de quartz et la prédominance d'une matrice fine indiquent un milieu de faible énergie où le phénomène principale qui conditionne le dépôt est la décantation (Collinson & Thompson, 1989 ; Prétat & Kasimi, 1995). La présence d'une faune composée de crinoïdes, de brachiopodes, de mollusques et de coraux, va dans le sens d'un milieu marin ouvert. De plus, la bioturbation, exclusivement représentée par l'ichnofaciès *Cruziana* indique que ce domaine marin est situé sous la zone d'action des vagues de beau temps (McIlroy, 2004). Il subsiste cependant une influence côtière, marquée par la présence de grains de quartz de la taille des silts.

Les laminations planes parallèles inframillimétriques à changement de granulométrie indiquent des fluctuations à court terme de l'agitation du milieu, dues à des tempêtes en milieu distal (Guillocheau & Hoffer, 1988 ; Collinson & Thompson, 1989 ; Guillocheau, 1991 ; Prétat & Kasimi, 1995 ; Mohseni & Al-Aasm, 2004). En Eifel, ces tempestites distales

se marquent par la présence des passées à accumulations de coquilles et bioclastes. Bien que les fossiles et bioclastes de ces accumulations soient d'une taille assez importante, la distalité de ces tempestites est marquée par le fait que tous ces fossiles et bioclastes sont noyés dans une matrice fine, où la taille des grains ne dépasse pas la classe des silts.

Le microfaciès 8 (MF8) représente donc un environnement infratidal sous la zone d'action des vagues de beau temps.

❖ **Microfaciès 9 (MF9): schistes argileux purs**

➤ *Description:*

Les roches composant ce microfaciès sont de couleur grise ou brune. Elles sont caractérisées presque exclusivement par une matrice fine (97,5 à 100%). La fraction grossière est négligeable (0 à 2,5%) (Fig. VII.11A.). Cette fraction est constituée de grains de quartz d'une taille allant de 20 à 30  $\mu\text{m}$ . La matrice fine est, quant à elle, composée d'argiles.

Les seules structures présentes dans ce microfaciès sont les laminations planes parallèles (Fig. VII.11B.). Ces laminations, d'une épaisseur allant de 10  $\mu\text{m}$  à 1 mm, sont caractérisées par une alternance entre des lamines d'argile foncée et des lamines d'argile plus claire (Fig. VII.11C.). Il faut noter que ces structures pourraient être le résultat de phénomènes de pression-dissolution (Wanless, 1979).

➤ *Interprétation:*

La présence presque exclusive d'une matrice fine indique un milieu de faible énergie, sans agitation, où le seul phénomène qui conditionne le dépôt est la décantation (Collinson & Thompson, 1989 ; Prétat & Kasimi, 1995). La présence de laminations planes parallèles, ne montrant aucun changement de granulométrie, pourrait aller dans le sens de cette hypothèse. L'absence de bioturbation nous renseigne quant à la profondeur de ce milieu. De plus, la très faible quantité de fraction grossière indique l'absence de toute influence côtière.

Toutes ces caractéristiques placent ce microfaciès sous la zone d'action des vagues de tempêtes (ZAVT).

### 7.2.5. Modèle sédimentaire

#### ❖ Commentaires généraux

Le modèle défini pour l'ensemble du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel comporte trois domaines bien distincts: un domaine alluvial, un domaine tidal et un domaine marin.

Le domaine alluvial, représenté par les Couches de Clervaux, est caractérisé par une plaine d'inondation (MF1 et 3) où serpentent des chenaux (MF2). Le faible développement des séquences de chenaux ajoutés au faible développement des phénomènes de pédogenèse suggèrent un domaine alluvial caractérisé par des chenaux en tresse. En effet, dans ce type d'environnement, la rapide migration des chenaux provoque une érosion répétée de la plaine alluviale empêchant le développement et la maturation des sols (Pettijohn et al., 1972 ; Scholle & Spearing, 1982 ; Wright, 1989).

Le domaine tidal, lui aussi représenté par les Couches de Clervaux, est composé d'une plaine tidale où se succèdent « mud flat » (MF5a), « mixed flat » (MF5b) et « sand flat » (MF6). Cette plaine tidale est parcourue par des chenaux de marée (MF4) et voit l'installation de barres tidales (MF7). Ces barres sableuses correspondent au « Vorläufer-Quarzit » ainsi qu'au Quartzite de Berlé. Elles sont lenticulaires et généralement installées sur le « sand flat » (voir chapitre IX, point 9.2.2.3.), en bordure du domaine marin. Bien que dans le modèle sédimentaire, illustré à la Fig. VII.1., les barres tidales sont orientées perpendiculairement à la côte, puis se disposent parallèlement à celle-ci lorsqu'elles s'en rapprochent, cette disposition n'est que théorique. En effet, si la plupart des modèles généraux (Dalrymple et al., 1992 ; Reading, 1996) placent ces barres perpendiculaires à la côte, l'exemple de la baie du Mont-Saint-Michel et de l'estuaire de la Rance (Bonnot-Courtois et al., 2002) nous indique que ces barres, en avançant vers le continent, peuvent progressivement s'orienter parallèlement à la côte. La quasi-inexistence de structures où les directions de paléocourants sont mesurables nous empêche de vérifier cette hypothèse.

Le domaine marin, représenté par les Schistes de Wiltz, est caractérisé par les microfaciès 8 et 9 (MF8 et MF9). Ces microfaciès sont associés à des environnements « off-shore ». Ceci suggère donc le passage de l'estran (MF5 à 7) vers le large, sans aucune indication de la présence, entre ces deux milieux, d'un environnement d'avant-plage généralement observé dans les modèles classiques (*e.g.* Reineck & Singh, 1973 ; Dalrymple et al., 1992 ; Reading, 1996 ; Bonnot-Courtois et al., 2002). L'absence de ce milieu d'avant-plage peut être expliquée de plusieurs manières. (1) Nous pouvons imaginer que ce milieu a été érodé. La plupart du temps, la limite entre le Quartzite de Berlé (MF de barres tidales) et les Schistes de Wiltz (MF « off-shore ») n'est pas visible à l'affleurement. Cependant, lorsque celle-ci affleure (coupe de la N26), les faciès tidaux passent directement aux faciès « off-shore ». Par contre, le banc à « flaser bedding » soulignant cette limite comporte en son sommet des boules argileuses et des accumulations de coquilles (voir point 7.2.3. MF6). Cette observation n'est néanmoins pas suffisante pour affirmer qu'il y a eu ravinement lors du dépôt des faciès marins « off-shore ». En effet, le sommet de ce banc ne présente ni surface tronquée

ni irrégularité. (2) Nous pouvons également supposer que le faciès d'avant-plage n'a pas été enregistré dans l'histoire du bassin à cause d'une augmentation de la subsidence. Il faut savoir que le Bassin Rheno-hercynien est une marge passive qui est en extension crustale modérée depuis le Silurien supérieur et ce jusqu'au Dévonien moyen (Goffette et al., 1991 ; Meilliez et al., 1991). Cette marge passive est constituée de blocs affaissés de dimension kilométrique formant des demi-grabens (Mansy & Lacquemant, 2006). Nous pouvons donc imaginer que l'affaissement de ces blocs a pu provoquer une brusque augmentation de la subsidence (*i.e.* de l'accommodation) et de ce fait permettre le dépôt de faciès « off-shore » à la place de faciès d'avant-plage. L'identification de la surface représentant cet abrupt changement de faciès pourra peut être nous aider à faire un choix entre l'hypothèse de l'érosion et celle du non-dépôt de ces faciès d'avant-plage (voir chapitre IX).

La succession des domaines indique un environnement côtier où les courants tidaux sont dominants. Asselberghs (1944 et 1946) et Franke (2006) ont tous deux observé la présence concomitante d'une faune marine et d'une faune d'eau douce au sein des Couches de Clervaux. Cette observation vient renforcer l'hypothèse d'un environnement côtier où l'eau douce se mélange à l'eau marine. D'autres exemples d'installation d'environnements côtiers sur la bordure nord du Bassin Rhéno-hercynien existent. Nous citerons ici en exemple le cas du delta siegenien de Stets & Schäfer (2009) ou encore le travail de Wehrmann et al. (2005).

Bien que la succession des faciès nous renvoie à un environnement côtier et que les structures sédimentaires nous indiquent que cet environnement est dominé par les courants tidaux, il est difficile de savoir avec certitude si cet environnement appartient à un delta ou à un estuaire. En effet, tous les faciès décrits précédemment sont visibles dans les deux configurations (Reading, 1996 ; Kasuaki et al., 2001 ; Ta et al., 2002 ; Holland & Elmore, 2008 ; Carmona et al., 2009 ; Pontén & Plink-Björklund, 2009). Cette difficulté a également été rencontrée par Wehrmann et al. (2005) lors de leur étude de la Formation de Nellenkopfchen (équivalent des Couches de Clervaux dans la vallée de la Mosel en Eifel). Néanmoins, nous allons voir dans ce qui suit, qu'il est possible de faire un choix.

#### ❖ *Delta ou estuaire ?*

Traditionnellement, les géomorphologues distinguent les côtes émergées des côtes submergées sur base de la baisse ou de la montée du niveau marin (Johnson, 1919). Fisher et al. (1969) ont mis au point une classification basée sur cette distinction. Cette classification a été retravaillée par de nombreux auteurs depuis Galloway (1975) jusqu'à Dalrymple et al. (1992). Tous ces auteurs suggèrent que l'évolution des côtes, d'un type en un autre, est due à des changements dans les mécanismes de dépôts des sédiments mais aussi à la fluctuation relative du niveau marin (Fig. VII.12.). Suivant cette classification, une tendance transgressive dans l'évolution des faciès est plus favorable au développement d'un estuaire que d'un delta.

Après l'étude de différentes coupes à travers l'ensemble du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel, nous pouvons nous rendre compte que, durant la période étudiée dans ce travail (sommet de l'Emsien moyen à Emsien supérieur), les faciès montrent une tendance

transgressive du domaine alluvial vers le domaine marin (voir la description des courbes lithologiques au chapitre suivant et le modèle de stratigraphie séquentielle au chapitre XI). Cette transgression a également été décrite par Asselberghs (1944). En effet, en comparant les différentes lithologies présentes au sein du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel, il a conclu que les couches les plus anciennes (Praguien supérieur) représentent une phase régressive qui s'est achevée au 2/3 inférieur de l'Emsien moyen (2/3 inférieur des Couches de Clervaux). Il y reconnaît d'ailleurs une surface d'émersion. Selon cet auteur, il s'en suit une transgression qui commence au 1/3 supérieur de l'Emsien moyen (1/3 supérieur des Couches de Clervaux) et se poursuit dans l'Emsien supérieur (Quartzite de Berlé/Traimont et Schistes de Wiltz). En outre, la courbe des fluctuations globales du niveau marin, établie par Johnson et al. (1985), montre une augmentation du niveau global des océans pendant la période d'intérêt de ce travail (Fig. VII.13.). Il est donc raisonnable de penser que l'hypothèse de l'installation d'un estuaire est, dès lors, la plus probable. Dans ce cas, les différents microfaciès étudiés dans le présent travail, pour l'ensemble du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel, se sont mis en place dans un domaine estuarien où les courants tidaux étaient dominants. L'absence d'un milieu protégé (*e.g.* lagune) et la grande extension des domaines tidaux qui caractérise la succession étudiée est, par ailleurs, typique des estuaires où le régime tidal est dominant. En effet, cette configuration a été mainte fois décrite dans les environnements estuariens anciens (Dalrymple et al., 1992 ; Reinson, 1992 ; Schwarz et al., 2011) ainsi que dans les estuaires actuels comme celui de la Rance (Bonnot-Courtois et al., 2002) ou encore celui de la Seine (Tessier et al., 2010).

---

### 7.3. Bord nord du Synclinorium de Dinant

---

Les quatre microfaciès, définis au sein de ce synclinorium, proviennent de l'étude de la coupe de Profondeville. Ils se répartissent en trois domaines environnementaux différents: paléosols, chenaux, plaine d'inondation. Pour des raisons de facilité de lecture ainsi que dans un souci de comparaison, les microfaciès communs à la Formation de Wépion et à la Formation de Burnot ont été décrits simultanément.

#### 7.3.1. Les paléosols

##### ❖ *Microfaciès 1 (MF1): schistes argilo-silteux à traces de rhizoïdes*

Ce microfaciès est illustré à la Fig. VII.14.

##### ➤ *Description*

Les roches de ce microfaciès, de couleur verte ou bigarrée, sont composées d'une matrice fine (90 à 95%) et d'une fraction grossière (5 à 10%) (Fig. VII.14A.). La matrice est caractérisée par 90% d'argiles et 10% de grains de quartz de moins de 10 µm. La fraction grossière, quant à elle, est uniquement constituée de grains de quartz mal classés ayant une taille allant de 20 à 55 µm.

Les structures sédimentaires les plus couramment rencontrées sont: les traces de rhizoïdes (Fig. VII.14B.) et la présence de glaebules.

Les traces de rhizoïdes ont une largeur de 2 à 5 mm et sont remplies par du matériel plus clair que la matrice et contenant 30% de grains de quartz pouvant atteindre 50 µm.

Les glaebules sont de nature argileuse et possèdent une forme sphérique et des contours nets (Fig. VII.14C.). Leur diamètre va de 1 à 5 mm.

##### ➤ *Interprétation*

La présence de traces de rhizoïdes est la preuve que ce milieu a été exposé à l'air et colonisé par de la végétation (Wright, 1989). La présence de glaebules ajoutée à celle de traces de rhizoïdes permet de supposer que ce microfaciès représente des paléosols. Cependant, la faible épaisseur et la rareté des niveaux où elles sont visibles ainsi que le faible développement de celles-ci, suggèrent que ces paléosols sont immatures. Les processus pédogénétiques se font sur une profondeur ne dépassant pas quelques mètres et prennent un certain temps pour se développer (Wright, 1989). Ce temps est fonction du climat, de la roche mère, des apports sédimentaires et de l'érosion. Si l'apport sédimentaire est trop important et l'enfouissement trop rapide, la pédogenèse se développe difficilement. Des phénomènes d'érosion de la plaine alluviale peuvent également provoquer la disparition des sols (Wright, 1989 ; Garzaniti, 2007)

### 7.3.2. Microfaciès de chenaux

Ces microfaciès, au nombre de deux, sont illustrés à la Fig. VII.15. et 16.

#### ❖ *Microfaciès 2 (MF2): conglomérats et grès conglomératiques*

##### ➤ *Description*

Ce microfaciès est composé de conglomérats et de grès conglomératiques de couleur rouge ou verte. Les conglomérats des deux formations sont constitués de graviers (30 à 40%) nageant dans une matrice (60 à 70%) composée d'un mélange de grains de quartz mal classés (85 à 90%), d'une taille allant de 330 à 920  $\mu\text{m}$ , et d'argiles (10 à 15%) (Fig. VII.15A. et B.). La proportion de gravier peut parfois atteindre 60% dans la Formation de Wépion et 80% dans la Formation de Burnot.

Les graviers de la Formation de Wépion sont composés de schistes argilo-silteux, de grains de quartz ainsi que de grains de couleur rouille non identifiables, d'une taille allant de 2 mm à 3 cm de diamètre (Fig. VII.15C.). Ceux de la Formation de Burnot sont caractérisés par des grès argileux, des argilites gréseuses, des siltites, des tourmalinites et des grains de quartz mono et polycristallin, possédant tous une taille comprise entre 4 mm et 10 cm de diamètre (Fig. VII.15D.). Tous ces graviers sont mal classés et bien arrondis, de forme sphérique.

Les grès conglomératiques des deux formations sont composés de grains de quartz (80 à 95%), d'une matrice argileuse (2,5 à 20%) et d'une faible quantité de graviers (1 à 2,5%). Les grains de quartz sont mal classés et possèdent une taille allant de 350  $\mu\text{m}$  à 1,5 mm. Les graviers ont une taille comprise entre 2 mm et 1,6 cm. Ceux de la Formation de Burnot sont constitués de schistes argilo-silteux, de siltites et de grains de quartz. Ceux de la Formation de Wépion sont, quant à eux, caractérisés par des schistes argileux, des grès argileux, des schistes argilo-silteux, des grains de quartz ainsi que des grains de couleur rouille non identifiables.

Les structures les plus remarquables sont les stratifications obliques (Fig. VII.15E.) et la présence, à la base des bancs, de structures érosives (Fig. VII.15F.). De plus, ce microfaciès représente la base de séquences granodécroissantes où il passe verticalement au microfaciès 3 (MF3) puis, lorsque les séquences sont complètes, au microfaciès 4 (MF4).

##### ➤ *Interprétation*

La présence de galets ainsi que la taille et le mauvais classement des grains de quartz indique un milieu à agitation variable. La présence d'une matrice argileuse est en accord avec cette hypothèse (Préat & Kasimi, 1995). Les stratifications obliques indiquent un transport des sédiments par charriage (Collinson & Thompson, 1989 ; Reading, 1996). De plus, l'observation de structures telles que des bancs conglomératiques à bases érosives suivis de

séquences granodécroissantes suggère un milieu à géométrie chenalisante (Allen, 1965 ; Collinson & Thompson, 1989 ; Reading, 1996).

L'ensemble de ses structures indiquent que ce microfaciès représente la base d'unités de comblement de chenaux (Allen, 1965 ; Reading, 1996 ; Hart & Plint, 2003).

### ❖ *Microfaciès 3 (MF3): Grauwackes (grès argileux) et arénites quartziques*

#### ➤ *Description*

Les roches de ce microfaciès, de couleur rouge ou verte, sont caractérisées par une fraction grossière (60 à 97,5%) ainsi que par une matrice plus fine (2,5 à 40%) (Fig. VII.16A.). La fraction grossière est composée de 95% de grains de quartz et de 5% de grains de feldspaths. Tous ces grains sont mal classés et possèdent une taille allant de 60 à 75 µm pour les grauwackes fins (Fig. VII.16A.), 105 à 190 µm pour les grauwackes grossiers (Fig. VII.16B.) et 210 à 575 µm pour les arénites quartziques (Fig. VII.16C.). La matrice, quant à elle, est composée à 80% par des paillettes de mica et à 20% par des grains de quartz d'une taille inférieure à 10 µm.

On peut observer, au sein même de ce microfaciès, des séquences granodécroissantes où les arénites quartziques font place aux grauwackes grossiers, ces derniers étant suivi par les grauwackes fins. En outre, la base de ces séquences est parfois représentée par le microfaciès 2 (MF2). Lorsque ce n'est pas le cas, la base des bancs les plus grossiers peut être érosive (Fig. VII.16D.).

Des stratifications obliques (Fig. VII.16E.) et des laminations planes parallèles (Fig. VII.16F.) sont également observables dans ce microfaciès. Les laminations sont caractérisées par des passées plus grossières contenant des grains de quartz pouvant atteindre une taille de 1 mm et sont le plus souvent présentes dans les grauwackes fins ou grossiers.

Dans la Formation de Burnot, seul les grauwackes grossiers et les arénites quartziques sont observables.

#### ➤ *Interprétation*

La taille et le classement des grains de quartz indiquent un milieu moyennement agité. La présence d'une matrice fine démontre cependant qu'il existe des périodes de calme, suffisamment longues pour permettre son dépôt. La présence relativement importante de stratifications obliques indique un transport par charriage (« bedload transport ») (Collinson & Thompson, 1989 ; Reading, 1996 ; Carmona et al., 2009). L'observation de structures érosives, généralement à la base des bancs les plus grossiers, ainsi que celle de séquences granodécroissantes (« fining upward ») suggère un milieu à géométrie chenalisante (Collinson & Thompson, 1989 ; Reading, 1996).

Toutes ces structures indiquent un milieu de chenaux progressivement comblés (Allen, 1965 ; Reading, 1996).

### 7.3.3. Microfaciès de plaine d'inondation

Ce microfaciès est illustré à la Fig. VII.17.

#### ❖ *Microfaciès 4 (MF4): schistes argilo-silteux*

##### ➤ *Description*

Les roches de ce microfaciès sont de couleur verte, rouge ou bigarrée. Elles sont principalement composées d'une matrice fine (70 à 100%) renfermant parfois une faible quantité de grains de quartz (2,5 à 30%) (Fig. VII.17A.). La matrice est constituée à 90% par de l'argile et à 10% par des grains de quartz de moins de 10 µm. Les grains de quartz ont une taille allant de 20 à 70 µm.

Des laminations planes parallèles (Fig. VII.17B.) et des rides de courant asymétriques (Fig. VII.17C.) peuvent être observées dans les schistes des deux formations. Les laminations sont caractérisées par une alternance millimétrique entre des passées sombres (90% de matrice, 10% de grains de quartz) et des passées plus claires (75% de matrice, 25% de grains de quartz) n'affichant aucun changement granulométrique. De plus, ce microfaciès représente communément la partie sommitale des séquences granodécroissantes décrites dans le microfaciès précédent.

##### ➤ *Interprétation*

La présence dominante d'argiles indique un milieu calme sans agitation (Préat & Kasimi, 1995). Cette constatation est, par ailleurs, renforcée par l'observation de laminations planes parallèles sans changement de granulométrie (Collinson & Thompson, 1989). La présence de laminations planes parallèles et de rides de courants asymétriques, ainsi que la situation de ce microfaciès par rapport au microfaciès 2 et 3 (MF2 et MF3) suggèrent un environnement de plaine d'inondation ou le sommet des séquences de comblement de chenaux (Allen, 1965 ; Collinson & Thompson, 1989).

### 7.3.4. Modèle sédimentaire

Le modèle proposé ici ne fait référence qu'à la coupe de Profondeville. La succession des faciès observée pour cette coupe indique un domaine alluvial où des chenaux (MF2 et MF3) serpentent dans la plaine d'inondation (MF1 et MF4).

Bien que les microfaciès rencontrés dans la Formation de Burnot ainsi que dans la Formation de Wépion soient attribuables à des séquences de comblement de chenaux, il n'y a que pour la Formation de Wépion que l'on peut, sans hésitation, reconnaître le domaine alluvial. En effet, en plus de la couleur rouge et/ou verte caractéristique d'environnements subaériens, la Formation de Wépion expose tout un panel de débris de plantes vasculaires (Lang, 1937 ; Gerrienne, 1991 ; 1992a ; 1992b ; 1993 ; 1998).

En ce qui concerne la Formation de Burnot, les choses ne sont pas aussi évidentes. Selon Asselberghs (1946, 1954), cette formation se serait déposée en environnement littoral. Corteel et al. (2004) nuancent ces propos en émettant l'hypothèse d'une sédimentation mixte, littorale mais aussi alluviale. Cependant, pour ce qui est de la partie étudiée lors de ce travail (100 premiers mètres de la Formation de Burnot), aucun indice d'une sédimentation littorale n'a été observé. De plus, la présence quasi systématique de séquences granodécroissantes, le mauvais classement et la présence d'une matrice peu classée composée de sable et de boue, suggère un domaine alluvial (Twenhofel, 1947 ; Allen, 1965 ; Hart & Plint, 2003). En outre, les galets de la Formation de Burnot sont, la plupart du temps, sphériques, contrairement à ceux que l'on rencontre dans des faciès littoraux (Bluck, 1967). En conclusion, les microfaciès de la Formation de Wépion et ceux de la Formation de Burnot caractérisent un domaine alluvial.

Au vu de la dominance des faciès sableux et sablo-graveleux dans les deux formations, du faible développement des séquences de chenaux et du faible développement des phénomènes de pédogenèse, nous pouvons envisager que ce domaine alluvial était caractérisé par un système fluviatile à chenaux en tresse (Pettijohn et al., 1972 ; Scholle & Spearing, 1982).

---

## 8.1. Notions théoriques

---

### 8.1.1. Principe

La susceptibilité magnétique (SM) est la réponse d'un matériau soumis à un champ magnétique extérieur (Dunlop, 1995). La méthode est basée sur l'équation suivante:  $K=M/H$ ;  $K$  représentant la susceptibilité volumique ;  $M$  correspondant à l'intensité de la magnétisation induite et  $H$  symbolisant la force du champ magnétique appliqué. Pour des raisons de facilité, la susceptibilité massique ( $k$ ) est généralement utilisée. En effet, il est plus facile de déterminer la masse d'un échantillon que son volume. La susceptibilité massique ( $k$ ) correspond au rapport susceptibilité volumique sur densité et est exprimée en  $m^3/kg$ . Concrètement, la susceptibilité volumique, mesurée par le susceptomètre, est divisée par la masse de l'échantillon et est multipliée par un volume standard de  $10\text{ cm}^3$  (Da Silva, 2004).

Un minéral soumis à un champ magnétique extérieur va, comme nous venons de le voir, émettre un champ magnétique induit proportionnel à sa susceptibilité magnétique. L'intensité et le sens de ce champ magnétique induit est caractéristique de chaque minéral. Trois grands types de comportement magnétique ont été recensés: le diamagnétisme, le paramagnétisme et le ferromagnétisme. Les minéraux diamagnétiques, comme le quartz, la calcite ou encore les feldspaths possèdent une susceptibilité magnétique faible et négative (Rochette et al., 1983 ; Borradaile, 1988), c'est-à-dire qu'ils acquièrent une aimantation induite dans la direction du champ appliqué mais dans un sens opposé. Les minéraux paramagnétiques possèdent des moments magnétiques élémentaires, liés généralement aux ions  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$  et  $Mn^{2+}$ , dont les couches électroniques sont incomplètes, qui s'orienteront dans la direction et dans le sens du champ ambiant. Ils présentent une faible susceptibilité magnétique, positive, dépendante uniquement de la quantité de ces ions par unité de masse (Rochette et Lamarche, 1986 ; Borradaile & Werner, 1994). Ces minéraux sont principalement des phyllosilicates (micas, chlorites, etc...), des silicates ferromagnésiens (olivines, amphiboles, pyroxènes, etc...), des sulfures (pyrite, chalcopryrite) mais aussi des carbonates (sidérite, dolomite). Les minéraux ferromagnétiques possèdent, quant à eux, une forte susceptibilité magnétique et conservent leur aimantation après l'arrêt du champ magnétique appliqué (Robinson, 1993). Ces minéraux sont principalement les oxydes de fer-titane (magnétite, titanomagnétites, maghémite, titanomaghémite, hématite, titanohématites, etc...), les hydroxydes (goethite et lépidocrite), ainsi que certains sulfures (pyrrhotite, greigite).

Potentiellement, la fraction lithogénique (*i.e.* liée à l'érosion des roches continentales) est susceptible d'inclure des minéraux para- et ferromagnétiques qui seront porteur d'un signal de susceptibilité magnétique positif. Les minéraux diamagnétiques (*i.e.* possédant une faible magnétisation négative), quant à eux, représentent habituellement la fraction biogénique (liée aux organismes) et le quartz.

## **8.1.2. Paramètres responsables des variations du signal de susceptibilité magnétique**

### ***8.1.2.1. Les paramètres liés à l'introduction de la fraction lithogénique dans le milieu marin***

Dans une roche sédimentaire, les variations des valeurs de susceptibilité magnétique représentent donc potentiellement le rapport entre le taux de fraction lithogénique et le taux de fraction biogénique contenu dans la roche (Robinson, 1993). Lors des périodes de bas niveau marin, le taux d'accumulation de la fraction lithogénique est plus important, notamment grâce à l'érosion (Worsley & Davies, 1979). La concentration des minéraux porteurs du signal de susceptibilité magnétique dans l'océan est, par conséquent, plus importante lors de ces périodes (Ellwood et al., 2000). A l'inverse, en période de haut niveau marin, le taux d'accumulation de la fraction lithogénique est faible. De ce fait, la concentration des minéraux porteurs du signal de SM l'est également. Les variations des valeurs de susceptibilité magnétique sont donc théoriquement en lien direct avec les variations du niveau marin (*e.g.* Crick et al., 1994, 1997, 2000, 2001). En conséquence, un parallélisme entre les courbes de microfaciès et celles de susceptibilité magnétique est en théorie observable (*e.g.* Da Silva & Boulvain, 2006). Cependant, l'incorporation des minéraux porteurs du signal de susceptibilité magnétique est également influencée par d'autres paramètres que les variations eustatiques. Ces différents paramètres sont (Crick et al., 1997 ; Da Silva, 2004): la pluviosité, les glaciations, la pédogenèse et la tectonique.

L'augmentation de la pluviosité, une glaciation et la surrection d'une chaîne de montagne entraînent une augmentation de l'érosion et par conséquent une augmentation des apports lithogéniques. De ce fait, les valeurs de susceptibilité magnétique augmentent. La pédogenèse, quant à elle, provoque la formation de minéraux magnétiques dans les sols. Lorsque ces sols sont érodés, les minéraux magnétiques sont transportés vers le bassin océanique, ce qui tend à augmenter les valeurs de susceptibilité magnétique.

### ***8.1.2.2. Les paramètres perturbateurs***

Selon Crick et al. (1994, 1997), plusieurs paramètres viennent perturber le signal de susceptibilité magnétique. Ces paramètres sont la formation de minéraux ferromagnétiques par des bactéries, la pyritisation, la formation d'enduits hématitiques, les impacts météoritiques, la bioturbation, la diagenèse et le métamorphisme.

Le rôle des minéraux ferromagnétiques d'origine bactérienne, de la pyritisation, des enduits hématitiques, des impacts météoritiques et des éruptions volcaniques est considéré comme négligeable. En effet, selon Crick et al. (1997) le fer utilisé par les bactéries provient du sédiment et des eaux connées, ce qui ne modifie pas la concentration totale en fer. Borradaile & Lagroix (2000) considèrent cependant que l'influence des bactéries est non négligeable. En ce qui concerne la pyritisation et les enduits hématitiques, Da Silva (2004, p.28) considère que, comme les valeurs de susceptibilité magnétique de la pyrite et de

l'hématite sont faibles par rapport à celles de la magnétite, même en concentrations élevées, ces deux phénomènes pourraient influencer relativement peu le signal de susceptibilité magnétique. Enfin, les impacts météoritiques étant des phénomènes géologiquement instantanés, ils sont concentrés sur une très faible épaisseur (d'échelle centimétrique) et provoquent uniquement un pic isolé dans la courbe des valeurs de susceptibilité magnétique.

La bioturbation dilue le signal de susceptibilité magnétique. Cette dilution est fonction du taux de sédimentation, du degré de résolution de l'analyse et de l'échantillonnage ainsi que de l'intensité de la bioturbation (Da Silva, 2004).

La diagenèse, qu'elle soit précoce ou tardive, induit une diminution ou une augmentation du signal de susceptibilité magnétique. La diminution du signal est provoquée par la dissolution des minéraux magnétique tandis que l'augmentation du signal résulte de la formation de nouveaux minéraux magnétiques. Ce dernier phénomène, appelé remagnétisation chimique, a été abondamment observé dans les roches carbonatées paléozoïques (*e.g.* Jackson, 1990 ; Elmore et al., 1993 ; McCabe & Channell, 1994 ; Szaniawski et al., 2003 ; Zegers et al., 2003, Zwing et al., 2005). Celui-ci se traduit par la précipitation de minéraux ferromagnétiques tels que la magnétite, la pyrrhotite ou encore la greigite, et provoque donc une altération du signal de susceptibilité magnétique primaire (*i.e.* lié à la fraction lithogénique) (Katz et al., 1998 ; Tribovillard et al., 2002 ; Riquier et al., 2010 ; Da Silva et al., 2012). L'un des processus de remagnétisation chimique le plus communément rencontré est la transformation de la smectite en illite entre deux et quatre kilomètres de profondeur (Jackson et al., 1988 ; Katz et al., 1998). L'illite contient moins de fer que la smectite. Le fer libéré lors de cette transformation servira donc à former de la magnétite.

Selon Rochette (1987), le métamorphisme provoque une diminution de la proportion de magnétite dans les roches à partir de la limite anchizone/épizone. Ce phénomène peut donc perturber aussi le signal de susceptibilité magnétique.

### 8.1.3. Application de la susceptibilité magnétique en sédimentologie

Dans les sédiments quaternaires, la susceptibilité magnétique est utilisée comme un outil de corrélation et certains auteurs attribuent les variations des valeurs de susceptibilité magnétique aux variations climatiques et aux cycles de Milankovitch (*e.g.* Robinson, 1993 ; Curry et al., 1995 ; Arai et al., 1997 ; Lean & McCave, 1998 ; Vanderaverroet et al., 1999).

Crick et al. (1994) sont les premiers à étudier le signal de susceptibilité magnétique dans les roches paléozoïques, plus particulièrement les roches carbonatées. Ils font le postulat qu'il existe un lien entre la susceptibilité magnétique et les variations du niveau marin. Ils utilisent ce lien pour établir des corrélations à très haute résolution sur des séries condensées (*e.g.* Crick et al., 1997, 2000, 2001 ; Ellwood et al., 1999, 2006). Cette technique est ensuite appliquée à des séries non condensées (*e.g.* Hladil, 2002 ; Da Silva et al., 2009a, b, 2010 ; Boulvain et al., 2010 ; Hladil et al., 2010).

Depuis la fin des années nonantes, de nombreuses études ont exploité le lien théorique entre susceptibilité magnétique et apports lithogéniques, proposé par Crick et al. (1994), pour souligner des changements paléoenvironnementaux dans les roches paléozoïques carbonatées (*e.g.* Devleeschouwer, 1999 ; Zhang et al., 2000 ; Da Silva & Boulvain, 2002, 2003, 2006).

## 8.2. Evolutions des microfaciès et de la susceptibilité magnétique

Dans cette partie, nous allons décrire les courbes d'évolution des microfaciès, coupe par coupe et les comparer aux courbes de susceptibilité magnétique. Ceci nous permettra de nous faire une première idée des relations qui pourraient exister entre ces deux courbes. Les données associant un microfaciès à une valeur de susceptibilité magnétique pour chaque échantillon sont reprises dans le cd-rom joint à ce travail (Annexe 2). Pour information, la valeur standard de susceptibilité magnétique des roches sédimentaires marines (valeur moyenne calculée sur plus de 11000 échantillons de siltites, shales, marnes et calcaires) est de  $5,5 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  (Elwood et al., 2011). Dans notre travail, la valeur moyenne, calculée pour l'ensemble des échantillons récoltés (*i.e.* roches sédimentaires continentales et côtières) est de  $8,2 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

### 8.2.1. Coupe de la N26 (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel)

La courbe d'évolution des microfaciès montre deux tendances transgressives (Fig. VIII.1).

La première des deux tendances (1 sur la Fig. VIII.1.) caractérise les Couches de Clervaux. Au sein de celle-ci, les microfaciès évoluent de la plaine tidale supérieure (« mud flat ») vers la plaine tidale inférieure (« sand flat ») (MF4, MF5a, MF5b et MF6). La seconde tendance dans la courbe d'évolution des microfaciès (2 sur la Fig. VIII.1.) marque l'apparition du domaine marin et se caractérise par le développement de faciès de plus en plus distaux (MF8 et MF9) au sein des Schistes de Wiltz.

La courbe de susceptibilité magnétique associée à la tendance 1 de la courbe d'évolution des microfaciès montre une évolution en deux temps (respectivement A et B sur la Fig. VIII.1.). (A) La SM montre une évolution opposée à celle de la courbe des microfaciès, où les valeurs de SM augmentent de  $7,14 \cdot 10^{-8}$  à  $14,34 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . (B) La SM montre une évolution parallèle à la courbe des microfaciès où les valeurs diminuent de  $14,34 \cdot 10^{-8}$  à  $6,61 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

La courbe de susceptibilité magnétique associée à la tendance 2 de la courbe des microfaciès montre également une évolution en deux temps (respectivement C et D sur la Fig. VIII.1.). (C) La SM montre une évolution parallèle à celle de la courbe des microfaciès. Les valeurs de SM diminuent de  $12,36 \cdot 10^{-8}$  à  $5,98 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . (D) La SM montre une évolution opposée à celle de la courbe des microfaciès, caractérisée par une augmentation des valeurs de  $5,98 \cdot 10^{-8}$  à  $13,96 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

### 8.2.2. Coupe de la rue des Pêcheurs (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel)

La courbe d'évolution des microfaciès de la coupe de la rue des Pêcheurs montre une tendance générale aggradante (Fig. VIII.2.). Cependant, cette aggradation peut se découper en trois sous tendances (respectivement 1, 2 et 3 sur la Fig. VIII.2.).

La première tendance (1 sur la Fig. VIII.2.) est régressive et montre une évolution des microfaciès de la plaine tidale (MF4, MF5a et MF5b) vers la plaine alluviale (MF2 et MF3). La seconde tendance de la courbe d'évolution des microfaciès (2 sur la Fig. VIII.2.) est similaire à la précédente. Elle est donc régressive. La troisième tendance (3 sur la Fig. VIII.2.) est aggradante. Elle est caractérisée par le développement des microfaciès tidaux (MF4, MF5a, MF5b).

La courbe de susceptibilité magnétique associée à la tendance 1 de la courbe des microfaciès (A sur la Fig. VIII.2.) se caractérise par une évolution opposée à cette dernière. Les valeurs de susceptibilité magnétique diminuent de  $5,28 \cdot 10^{-8}$  à  $3,75 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg avec des valeurs extrêmes atteignant les  $11,19 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. L'évolution de la courbe de susceptibilité magnétique associée à la tendance 2 de la courbe des microfaciès (B sur la Fig. VIII.2.) se caractérise par une évolution parallèle à cette dernière. Les valeurs augmentent de  $6,51 \cdot 10^{-8}$  à  $9,85 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. La courbe de susceptibilité magnétique associée à la tendance 3 de la courbe des microfaciès (C sur la Fig. VIII.2.) montre une diminution des valeurs de SM de  $10,69 \cdot 10^{-8}$  à  $4,96 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg.

### 8.2.3. Coupes de la carrière de l'Himmelbaach (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel)

#### - Coupe A:

La courbe d'évolution des microfaciès montre une tendance transgressive (1 sur la Fig. VIII.3A.). De la base vers le sommet, les microfaciès évoluent de la plaine tidale supérieure (« mud flat » et « mixed flat »: MF4, MF5a et MF5b) vers la plaine tidale inférieure (« sand flat » et barres tidales sableuses: MF6 et MF7).

La courbe d'évolution de la susceptibilité magnétique est caractérisée par une évolution en trois temps (respectivement A, B et C sur la Fig. VIII.3A.). (A) La SM montre une évolution opposée à celle de la courbe des microfaciès, où les valeurs de SM augmentent de  $6,25 \cdot 10^{-8}$  à  $18,76 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. Au sein de cette évolution, deux valeurs extrêmes ont été observées: (a)  $16,47 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg et (b)  $18,76 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. (B) La SM montre également une évolution opposée à la courbe des microfaciès. Les valeurs de SM pour cette portion augmentent de  $8,03 \cdot 10^{-8}$  à  $15,62 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. Au sein de cette tendance deux valeurs extrêmes ont été identifiées: (c)  $8,02 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg et (d)  $15,62 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. (C) La SM se caractérise par une évolution parallèle à celle de la courbe des microfaciès. Les valeurs diminuent de  $15,62 \cdot 10^{-8}$  à  $3,35 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. Deux valeurs extrêmes ont été observées: (e)  $0,33 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg et (f)  $0,51 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg.

**- Coupe B:**

La courbe d'évolution des microfaciès montre une tendance aggradante (1 sur la Fig. VIII.3B.) où se développe uniquement les microfaciès de la plaine tidale supérieure (MF4 et MF5a).

La courbe d'évolution de la SM montre une évolution en deux temps (respectivement A et B sur la Fig. VIII.3B.). (A) La première montre une augmentation des valeurs de SM de  $6,65 \cdot 10^{-8}$  à  $9,44 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. Deux valeurs extrêmes y ont été observées: (a)  $9,27 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg et (b)  $9,44 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. (B) La seconde se caractérise également par une augmentation des valeurs de SM. Ces dernières vont de  $5,86 \cdot 10^{-8}$  à  $9,23 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. Au sein de cette tendance, une valeur extrême a été observée: (c)  $5,86 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg.

**- Coupe C:**

La courbe d'évolution des microfaciès se divise en deux tendances (respectivement 1 et 2 sur la Fig. VIII.3C.). La première tendance est aggradante. De la base au sommet, les microfaciès de « mixed flat » (MF5b), de « sand flat » (MF6) et les barres tidales sableuses (MF7) se succèdent. La seconde tendance dans l'évolution des microfaciès est légèrement régressive (Fig. VIII.3C.). Cette régression se marque par le développement, de plus en plus marqué, du mixed flat (MF5b) et la disparition progressive du « sand flat » et des barres tidales sableuses (respectivement MF6 et MF7).

La courbe d'évolution de la SM associée à la tendance 1 de la courbe des microfaciès montre une évolution en deux temps (respectivement A et B sur la Fig. VIII.3C.). (A) La première est caractérisée par une diminution des valeurs de SM de  $9,24 \cdot 10^{-8}$  à  $6,46 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. Deux valeurs extrêmes y ont été observées: (d)  $14,95 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg et (e)  $0,65 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. (B) La seconde montre une augmentation des valeurs de SM de  $6,46 \cdot 10^{-8}$  à  $10 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg. Une valeur extrême y a été observée: (f)  $0,81 \cdot 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/kg.

La courbe de SM associée à la tendance 2 de la courbe des microfaciès couvre uniquement la base de cette portion (Fig. VIII.3C.). Nous avons préféré ne pas mesurer la SM des échantillons du sommet de la coupe C car le pas d'échantillonnage (tous les 50 centimètres) n'a pas pu être respecté et ce à cause de la difficulté d'accès de cette partie de la coupe. En conséquence, aucune tendance ne peut être observée.

**- Coupes D, E et F:**

L'épaisseur de ces coupes est extrêmement réduite, ce qui ne permet pas de dégager de tendance, que ce soit dans la courbe d'évolution des microfaciès ou dans celle de la SM (Fig. VIII.3D., E. et F.).

#### 8.2.4. Coupe de Siebenaler (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel)

La courbe d'évolution des microfaciès de la coupe de Siebenaler expose une tendance générale transgressive (1 sur la Fig. VIII.4.). De la base au sommet, nous pouvons observer une évolution des microfaciès fluviatiles (MF2 et MF3) vers des microfaciès marins distaux (MF8) en passant par des microfaciès tidaux (MF4, MF5a, MF5b et MF7).

La courbe d'évolution de la SM étant très lacunaire, aucune tendance n'a pu être dégagée de cette courbe (Fig. VIII.4.). A la base de la coupe, la courbe est oscillante et est caractérisée par des valeurs de SM comprise entre  $5,52 \cdot 10^{-8}$  et  $13,69 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

#### 8.2.5. Coupe de Neidhausen (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel)

La courbe d'évolution des microfaciès de la coupe de Neidhausen se divise en deux tendances (respectivement 1 et 2 sur la Fig. VIII.5.). La première des deux tendances est aggradante et se traduit par le développement des microfaciès tidaux (MF4 et MF5a) entrecoupés par des microfaciès fluviatiles (MF2 et MF3) (Fig. VIII.5.). La deuxième tendance dans la courbe d'évolution des microfaciès est transgressive et se caractérise par l'apparition en son sommet du microfaciès 6 (MF6 « sand flat ») (Fig. VIII.5.).

La courbe d'évolution de la SM associée à la tendance 1 de la courbe des microfaciès montre une évolution en deux temps (respectivement A et B sur la Fig. VIII.5.). (A) La première montre une diminution des valeurs de SM de  $9,57 \cdot 10^{-8}$  à  $1,58 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . (B) La seconde tendance se caractérise par une augmentation des valeurs de SM de  $1,58 \cdot 10^{-8}$  à  $13,20 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . La courbe de SM associée à la tendance 2 de la courbe des microfaciès montre une évolution parallèle à cette dernière. Les valeurs de SM diminuent de  $11,84 \cdot 10^{-8}$  à  $9,10 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

#### 8.2.6. Coupe de Winville (Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel)

La courbe d'évolution des microfaciès de la coupe de Winville se caractérise par une tendance générale transgressive (1 sur la Fig. VIII.6.). De la base au sommet, les microfaciès évoluent de la plaine tidale (MF4, MF5a, MF5b et MF6) vers le milieu marin (MF8).

La courbe de SM montre une évolution en deux temps (respectivement A et B sur la Fig. VIII.6.). (A) La première est opposée à celle de la courbe des microfaciès. Les valeurs de SM augmentent de  $5,77 \cdot 10^{-8}$  à  $12,45 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ . (B) La seconde est parallèle à la courbe des microfaciès. Cela se traduit par une diminution des valeurs de SM de  $14 \cdot 10^{-8}$  à  $5,13 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

### **8.2.7. Coupe de Profondeville (bord nord du Synclinorium de Dinant)**

La courbe des microfaciès de la coupe de Profondeville montre une évolution aggradante (1 sur la Fig. VIII.7.). Cette aggradation se traduit par l'accumulation de plus de 300 mètres de sédiments appartenant au milieu fluvatile où se succèdent paléosols (MF1), plaine alluviale (MF4) et chenaux (MF2 et MF3).

La courbe de SM est oscillante et aucune tendance ne se dégage de son évolution (Fig. VIII.7.). Les valeurs sont comprises entre  $2 \cdot 10^{-8}$  et  $14,69 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ .

---

## 8.3. Paramètres influençant la susceptibilité magnétique (SM) des coupes étudiées

---

### 8.3.1. Discussion

La complexité des relations entre la courbe d'évolution des microfaciès et la courbe de susceptibilité magnétique nous mène à penser que, contrairement à la théorie avancée par Crick et al. (1994, 1997, 2000, 2001), les variations de la susceptibilité magnétique dans les différentes coupes étudiées ne sont pas en lien direct avec les variations du niveau marin. Comme nous venons de le voir, une tendance transgressive dans la courbe d'évolution des microfaciès n'entraîne pas systématiquement une diminution des valeurs de susceptibilité magnétique, comme ces auteurs le proposent. De plus, si l'on regarde l'évolution des valeurs moyennes de susceptibilité magnétique de chaque microfaciès suivant un transect proximal-distal (Fig. VIII.8.), nous observons tantôt une augmentation générale des valeurs de SM (Fig. VIII.8A.), tantôt une diminution générale de ces valeurs (Fig. VIII.8C. et E.), tantôt une oscillation de ces valeurs (Fig. VIII.8B., D., F. et G.). Or, si les variations du niveau marin (*i.e.* les variations de l'apport lithogénique (voir point 8.1.1.)) sont, comme admis généralement, le facteur principal qui contrôle les variations des valeurs de SM (Ellwood et al., 2000) nous devrions observer une diminution des valeurs moyennes de SM des faciès les plus proximaux vers les faciès les plus distaux (Da Silva et al., 2009a) et ce quelque soit la coupe considérée. Cela suggère qu'il existe d'autres paramètres contrôlant les variations de la SM (*e.g.* Da Silva et al, 2009 a,b ; Mabile, 2008).

Si l'on s'intéresse de plus près aux valeurs extrêmes de la courbe de SM de n'importe quelle coupe et à la lithologie qui y est associée, nous pouvons constater que les valeurs de susceptibilité magnétique les plus hautes correspondent, le plus souvent, à des roches argileuses. Inversement, les valeurs les plus basses sont enregistrées pour des roches gréseuses (plus particulièrement pour les quartzites). Pour vérifier la dépendance (ou l'indépendance) lithologique du signal de susceptibilité magnétique, nous avons calculé les valeurs moyennes des proportions en fraction argileuse de chaque microfaciès (au sein desquels nous avons distingué les différentes lithologies) pour chaque coupe. Nous avons ensuite comparé la courbe obtenue avec celle de la SM (Fig. VIII.9.). Nous pouvons constater que, sur l'ensemble des coupes, les deux courbes suivent une évolution relativement parallèle. Les valeurs moyennes de SM les plus élevées correspondent aux roches contenant une grande proportion en fraction argileuse et inversement ; exception faite des grès carbonatés (MF5b et MF6) de la carrière de l'Himmelbaach (Fig. VIII.9C.) et des grès du MF1 de la coupe de Neidhausen (Fig. VIII.9D.). Ces deux exceptions seront abordées un peu plus tard. Pour confirmer le lien entre SM et fraction argileuse, nous nous sommes également intéressés à l'évolution des valeurs moyennes de SM en fonction de la proportion en fraction argileuse contenue dans les roches des différentes coupes étudiées (Fig. VIII.10.). On remarque que, sur l'ensemble des coupes, plus la proportion en fraction argileuse augmente, plus les valeurs

moyennes de SM augmentent. Cela suggère que les minéraux porteurs du signal de SM sont liés à cette fraction.

Le signal de susceptibilité magnétique est donc lié à la fraction argileuse et est fortement influencé par la lithologie. Or les variations lithologiques, en particulier dans les milieux proximaux, ne sont pas forcément liées à des variations du niveau marin. Dans le « mixed flat » (MF5b), par exemple, les variations lithologiques (alternance argile/grès) sont liées à l'agitation (Reading, 1996). Les lamines grossières sont déposées pendant les périodes de flot et de jusant (forte agitation), tandis que les lamines fines sont déposées durant l'étal (faible agitation). Nous pouvons donc supposer que, dans les différentes coupes étudiées, les variations des valeurs moyennes de SM entre les lamines argileuses du MF5b et les lamines gréseuses ou quartzitiques de ce même faciès (Fig. VIII. 9C.) sont aussi influencées par l'agitation. La diminution des valeurs moyennes de SM dans les sédiments grossiers peut être expliquée par le fait qu'une forte agitation empêche le dépôt des particules magnétiques fines (Da Silva et al., 2009a). De plus, il ne faut pas négliger les phénomènes de dilution du signal de SM par les minéraux diamagnétiques. Plus leur concentration est importante dans le sédiment, plus ces phénomènes sont significatifs. Dans les carbonates, la dilution par la production carbonatée est communément invoquée pour expliquer les faibles valeurs de SM dans les faciès bioconstruits (*e.g.* Mabilille & Boulvain, 2007a, b ; Da Silva et al., 2009a, b). Nous pouvons donc logiquement penser que la présence dominante de quartz (diamagnétique) dans les roches grossières étudiées agit de la même façon que la production carbonatée (diamagnétique) dans les faciès récifaux. Par conséquent, l'association de l'agitation et de la dilution par le quartz permet d'expliquer l'enregistrement de valeurs de SM élevées pour les roches argileuses.

Comme nous l'avons vu au point 8.1.2.2., la diagenèse peut également influencer le signal de susceptibilité magnétique en induisant une remagnétisation chimique. Cette remagnétisation se traduit communément par la transformation des phyllites (généralement de la smectite) en illite. La quantité d'illite ainsi formée dépend bien évidemment du taux de phyllite présent initialement dans la roche. On peut donc imaginer que ce phénomène est plus développé dans les roches argileuses. Cette transformation permet la formation de minéraux magnétiques (principalement celle de la magnétite) (Riquier et al., 2010). Ce phénomène permet donc également le renforcement des valeurs de SM, spécialement dans les sédiments argileux.

L'action, individuelle ou commune, des trois paramètres précédemment cités (agitation, dilution par le quartz, diagenèse) permet de rendre compte de l'enregistrement de valeurs de SM élevées pour l'ensemble des roches argileuses étudiées (Fig. VIII.9A., B., D., E. et F.).

L'influence du métamorphisme sur le signal de SM doit également être prise en compte. La magnétite se transforme en pyrite et pyrrhotite (minéraux moins magnétique) à des températures qui correspondent à la transition anchizone/épizone (Rochette, 1987). Le métamorphisme épizonal provoque donc une diminution des valeurs de SM des échantillons. Or, si l'on se réfère à la carte des zones métamorphiques de l'Ardenne dressée par Fielitz & Mansy (1999) et aux mesures de cristallinité de l'illite (voir chapitre X, point 10.4.3.), la

coupe de Winville (région de Traimont) et la coupe de Siebenaler se situent dans l'épizone. Cependant, les valeurs moyennes de SM de chaque microfaciès de ces coupes ne montrent pas de différences significatives comparées à celles des autres coupes étudiées (Fig. VIII.9F.). Il semblerait donc que l'influence du métamorphisme sur le signal de SM de ces coupes soit négligeable.

Revenons maintenant sur les deux exceptions citées précédemment, à savoir (1) les grès carbonatés du MF5b et du MF6 et (2) les grès du MF1. Tous ces grès possèdent des valeurs moyennes de SM élevées par rapport aux autres grès alors que leur proportion en fraction argileuse est généralement plus faible (Fig. VIII.9C. et D.). Ceci peut s'expliquer de la façon suivante: (1) Les valeurs moyennes élevées de SM enregistrées pour les grès carbonatés peuvent être mises en relation avec la dolomitisation observée dans ces grès (voir chapitre VII, point 7.2.3.) (*e.g.* Bityukova et al., 1998 ; Shogenova, 1999). (2) Les grès du MF1 représentent des paléosols (voir chapitre VII, point 7.2.1.). L'enregistrement de valeurs moyennes élevées de SM dans ces grès peut dès lors s'expliquer par la pédogenèse. En effet, selon Tile & Lington (1975), des minéraux magnétiques sont formés durant la genèse des sols.

Agitation, dilution par le quartz, pédogenèse et diagenèse (formation d'illite et dolomitisation) sont autant de paramètres qui permettent d'expliquer les variations des valeurs de SM dans les coupes du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel ainsi que dans la coupe de Profondeville. L'influence de ces trois paramètres sur le signal de SM semble masquer le signal lié aux apports lithogéniques (*i.e.* lié aux variations du niveau marin). Ceci explique probablement la complexité des relations entre la courbe d'évolution des microfaciès et celle de la SM.

### 8.3.2. Conséquences pour les corrélations

Comme nous venons de le voir, la valeur de SM d'un échantillon donné résulte de l'action de différents paramètres tels que l'agitation, la dilution par le quartz et la diagenèse. L'agitation conditionne la lithologie (et donc la proportion de fraction grossière) dont la diagenèse est fortement dépendante. Les variations des valeurs de SM sont donc essentiellement influencées par la lithologie. Cette dépendance lithologique du signal de SM est par ailleurs mise en évidence par l'analyse de la Fig. VIII.9. et de la Fig. VIII.10. (voir point 8.3.1.).

Les différents milieux de dépôts décrits dans le chapitre VII sont soumis à d'importantes variations latérales de faciès. Au sein des milieux fluviatiles par exemple, la plaine d'inondation (MF1 et MF3 dans le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel, MF1 et MF4 dans la coupe de Profondeville) s'interdigite latéralement avec les chenaux (MF2 dans le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel, MF2 et 3 dans la coupe de Profondeville). Dans un autre contexte, les grès argileux du « sand flat » (MF6) peuvent être remplacés par les quartzites des barres sableuses tidales (MF7) dans le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel. Ces variations latérales étant souvent locales, elles influencent le signal de SM qui devient un signal local. Le signal de SM ne peut donc pas être utilisé pour des corrélations à moyenne (1 km) ou grande distance (plus de 100 km). Cependant, comme nous allons le voir dans l'exemple qui suit, la SM peut être utilisée pour des corrélations à courte distance (quelques dizaines de mètres).

### 8.3.3. Corrélations des coupes de la carrière de l'Himmelbaach

L'analyse des courbes de SM des six coupes levées dans la carrière de l'Himmelbaach (Fig. VIII.11.) a mené à l'identification de plusieurs tendances et valeurs extrêmes (pics) au sein des coupes 4a, 4b et 4c. Ces tendances et valeurs extrêmes, décrites au point 8.2.3., nous ont permis de faire les corrélations suivantes (Fig. VIII.12.): (1) les tendances 1 et 2 et les pics a, b et c, caractéristiques de la base de la coupe 4a, ont été reconnus au sein de la coupe 4b. (2) la tendance 3 et les pics d, e et f du sommet de la coupe 4a ont, quant à eux, été reconnus à la base de la coupe 4c.

Parallèlement à la corrélation sur base de la SM et pour vérifier celle-ci, une autre corrélation, faite sur base de l'analyse des faciès présents dans les différentes coupes, a été entreprise. L'analyse des faciès nous a permis d'identifier trois bancs marqueurs (Fig. VIII.12.). Le premier banc marqueur est représenté par le dernier banc gréseux de l'unité lithologique HIM-1 (B.m.1). Ce banc marqueur a été identifié dans les coupes 4a et 4b et a servi à leur corrélation. Le second banc marqueur correspond au grès carbonaté à accumulation de bioclastes appartenant à l'unité lithologique HIM-2 (B.m.2). Ce banc marqueur est observable dans les coupes 4a et 4c et a permis leur corrélation. Le troisième banc marqueur est représenté, quant à lui, par le premier banc de quartzite caractérisant la base de l'unité lithologique HIM-3 (B.m.3). Ce banc est identifiable dans les coupes 4a et 4c et permet, tout comme le B.m.2, la corrélation de ces deux coupes.

L'utilisation conjuguée de ces deux techniques a permis la corrélation des coupes 4a, 4b et 4c. De plus, cet exemple nous montre que, lorsque les différentes coupes envisagées se sont formées dans les mêmes conditions diagénétiques et environnementales, et que les variations latérales sont extrêmement limitées, nous pouvons utiliser la SM comme outil de corrélation.

---

## 9.1. Préambule

---

Dans ce chapitre, nous allons présenter les corrélations que nous avons pu établir entre les coupes du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel. Ces corrélations sont basées sur l'élaboration d'un modèle de stratigraphie séquentielle. Ce modèle tient compte des données sédimentologiques recueillies dans ce travail ainsi que des données lithostratigraphiques, tectoniques et eustatiques provenant de la littérature. Pour mener à bien cette étude nous avons utilisé les coupes présentant les extensions stratigraphiques les plus grandes (coupe de Winville, coupe de la N26, coupe de Siebenaler, coupe de Neidhausen, coupe de la carrière de l'Himmelbaach et coupe de la rue des Pêcheurs).

Avant de nous lancer dans l'application de la stratigraphie séquentielle, il convient de rappeler certains faits importants. Les coupes étudiées lors de ce travail sont lacunaires et peu épaisses, ce qui complique l'identification de paraséquences éventuelles et de cortèges de dépôts. De plus, elles sont peu étendues latéralement ce qui nous donne une vision principalement verticale de ces dépôts. Ceci implique que les relations géométriques entre les dépôts étudiés nous sont difficilement accessibles. En outre, ces relations géométriques sont compliquées par la structuration tectonique de la zone Rhéno-hercynienne. Malgré ces difficultés, nous sommes parvenus à élaborer un modèle de stratigraphie séquentielle cohérent.

---

## 9.2. Cortèges de dépôts et surfaces remarquables

---

Le modèle de stratigraphie séquentielle proposé dans ce travail est illustré à la Fig. IX.1. (un agrandissement est fourni dans le cd-rom qui accompagne cette thèse).

### 9.2.1. Notions théoriques

La stratigraphie séquentielle se concentre sur les relations géométriques qui peuvent exister au sein des ensembles sédimentaires ainsi que sur l'identification de surfaces clés. Cette approche permet de déterminer les relations d'ordre chronologique au sein d'un bassin sédimentaire en identifiant des unités sédimentaires ou séquences, limitées par des surfaces à valeur temporelle. Ces surfaces correspondent à des périodes particulières de variation du niveau marin relatif (Boulvain, 2011). Les plus petites séquences corrélables à l'échelle du bassin sont appelées paraséquences. Elles sont délimitées par des surfaces d'inondation. Ces surfaces représentent un changement abrupt des faciès correspondant à une augmentation du niveau de l'eau ou à une baisse des apports sédimentaires (Van Wagoner et al., 1988 ; 1990). Les paraséquences sont définies communément comme étant des unités sédimentaires progradantes (*i.e.* en translation vers le milieu marin) (Mulholland, 1998). L'empilement des paraséquences montre des tendances progradante mais aussi rétrogradante (*i.e.* en translation vers le domaine continental) ou encore aggradante (*i.e.* stable). Ces empilements sont appelés cortèges de dépôts et définissent une séquence de dépôt.

Il n'existe aucun canevas commun au sujet des cortèges qui composent les séquences, que ce soit en termes de nombres ou au niveau de leurs définitions (Catuneanu et al., 2009). Dans ce travail, nous définissons une séquence de dépôt comme étant la succession de trois cortèges de dépôts différents. Le cortège de bas niveau (défini entre le « downward shift » et la surface de transgression), le cortège transgressif (défini entre la surface de transgression et la surface d'inondation maximale) et le cortège de haut niveau (défini entre la surface d'inondation maximale et le « downward shift »). Le « downward shift » représente la surface d'accommodation minimale. Cette surface correspond à une érosion en domaine continental et à un brusque déplacement des faciès continentaux vers la mer. La surface de transgression (de première inondation) est le point d'inversion entre une tendance à la progradation et une tendance à la rétrogradation. La surface d'inondation maximale représente le point d'inversion entre une tendance à la rétrogradation et une tendance à la progradation (Vail et al., 1977 ; Boulvain, 2011).

D'autres surfaces identifiables dans les cortèges peuvent également être définies. Ces surfaces sont les surfaces de ravinements et les surfaces de contact entre des faciès différents au sein d'une même tendance (« within-trend facies contact ») (Cattaneo & Steel, 2003). Toutes ces surfaces sont généralement très diachroniques (Catuneanu, 2002 ; Catuneanu et al., 2009).

Les surfaces de ravinements sont causées par l'affouillement des vagues mais aussi des courants tidaux durant la transgression de la ligne de rivage (Bruun, 1962 ; Swift et al., 1972 ; Swift, 1975 ; Dominguez & Wanless, 1991 ; Catuneanu, 2002). Ce type d'érosion peut causer la disparition de 10 à 20m de sédiments (Demarest & Kraft, 1987). Habituellement, les surfaces de ravinement de vagues séparent les faciès côtiers des faciès plus profonds. Celles de ravinements tidaux sont principalement visibles lors de l'installation des barres tidales (*e.g.* Dalrymple, 2006 ; Schwarz et al., 2011). Ces surfaces ont généralement une extension locale (Cattaneo & Steel, 2003). Cependant elles peuvent être très étendues si elles correspondent à une limite de cortège (*e.g.* Embry, 1995 ; Catuneanu, 2002 ; Féliès & Lericolais, 2005).

Au sein des surfaces de contact de faciès différents appartenant à une même tendance (« within-trend facies contact »), on distingue deux catégories: la surface de contact au sein d'une tendance régressive et la surface d'inondation marine (tendance transgressive) (Catuneanu, 2002 ; Cattaneo & Steel, 2003). La surface de contact de faciès au sein d'une tendance régressive se développe au sommet des faciès de plage ou de front de delta durant une régression et est habituellement recouverte par les dépôts alluviaux. Cette surface est observable à l'intérieur du cortège de bas niveau ou dans le cortège de haut niveau (Catuneanu, 2002). La surface d'inondation marine représente le contact entre les dépôts côtiers (sableux) transgressifs et les dépôts marins (argileux). Des bancs à accumulation de coquilles peuvent être présent juste en dessous de cette surface (Cattaneo & Steel, 2003). La surface d'inondation marine se développe à l'intérieur même du cortège transgressif (Catuneanu, 2002).

## 9.2.2. Le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel

### 9.2.2.1. Empilement vertical des faciès et paraséquences

L'étude sédimentologique du chapitre VII nous a permis d'identifier trois environnements principaux : un environnement alluvial (MF2 et 3), un environnement tidal (MF5, 6 et 7) et un environnement marin distal (MF8 et 9). L'étude des courbes d'évolution des microfaciès (Chapitre VIII, point 8.2.) nous indique que les différents microfaciès évoluent verticalement du milieu alluvial (Couches de Clervaux) vers le milieu marin distal (Schistes de Wiltz) (Fig. IX.2.). Ces deux études montrent également qu'au milieu tidal (sommet des Couches de Clervaux et Quartzite de Berlé) se superpose directement le milieu marin distal (Schistes de Wiltz) sans développement des faciès d'avant-plage (Fig. IX.2.). Il semble que ce changement abrupt de faciès représente un événement important dans l'histoire du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel, caractérisé par ce que nous allons appeler une surface clé. Avant de nous intéresser à cette surface clé, intéressons-nous d'abord aux paraséquences présentes en dessous de celle-ci.

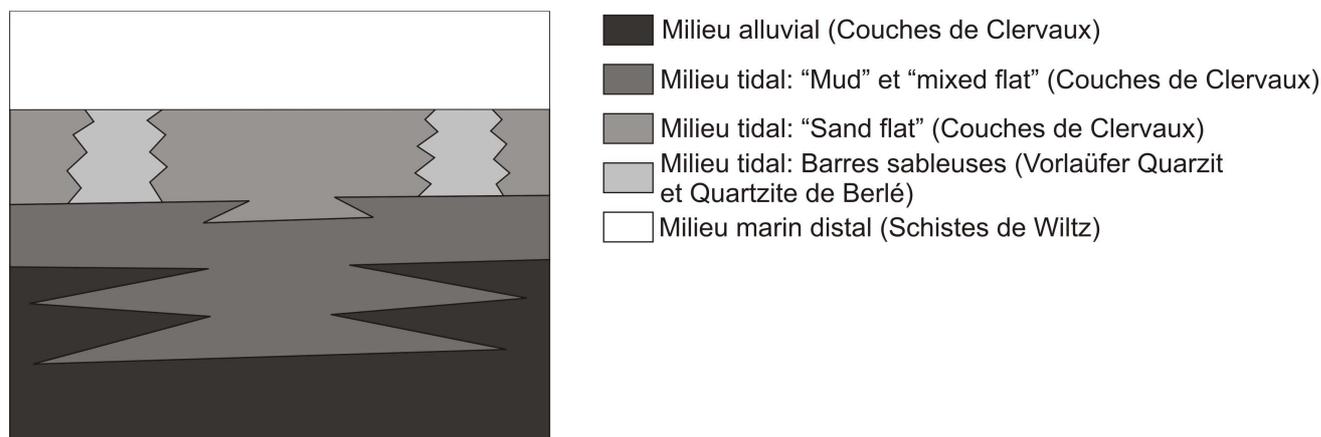


Fig. IX.2. Représentation synthétique de l'empilement vertical des différents milieux de dépôt du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel. Cette représentation n'est pas figurée à l'échelle.

Les paraséquences ne sont pas toujours identifiables ou complètes et ce à cause de la présence récurrente de lacunes d'affleurement. Cependant, nous pouvons constater que l'empilement des faciès montre une tendance à la rétrogradation dans les coupes de Winville, de la N26 et de Siebenaler (Fig. IX.1.). En ce qui concerne la coupe de Siebenaler, on remarque lorsque l'on regarde l'empilement vertical des faciès, que les faciès tidaux (MF4, 5a, 5b et 6) tendent à être de plus en plus présents à mesure que l'on s'élève tandis que les faciès alluviaux (MF2 et 3) s'effacent. Dès lors, cet empilement montre, lui aussi, une tendance rétrogradante. Cette tendance rétrogradante implique que nous sommes en cortège transgressif (Vail et al., 1977 ; Van Wagoner et al., 1990 ; Catuneanu, 2002).

Bien que la tendance générale soit à la rétrogradation, la coupe de Neidhausen montre une tendance aggradante, exception faite des cinq derniers mètres où la tendance est rétrogradante (Fig. IX.1). Au sein de cette tendance aggradante, on peut identifier deux unités progradantes que nous appellerons paraséquences. Ces paraséquences ont une épaisseur de 15 à 20 mètres. Elles sont caractérisées par le passage des faciès tidaux (MF4 et 5) vers les

faciès alluviaux (MF2 et 3). Selon Galloway (1989), une transgression peut être ponctuée par des termes aggradants ou régressifs de courte durée. Cet auteur pense que cette ponctuation est due au fait que, pour une courte période, le flux sédimentaire compense ou surpasse l'augmentation du taux d'accommodation.

La coupe virtuelle de la carrière de l'Himmelbaach montre deux tendances, l'une rétrogradante et l'autre progradante. La coupe de la rue des Pêcheurs montre, quant à elle, une tendance aggradante où deux paraséquences ont pu être identifiées. Ces paraséquences ont une épaisseur d'environ cinq mètres et se caractérisent par le passage des faciès tidaux (MF4 et 5) vers les faciès alluviaux (MF2 et 3). L'absence d'informations complémentaires due au manque de coupes intercalaires entre la coupe de la N26 et les coupes de l'Himmelbaach et de la rue des Pêcheurs nous interdit d'identifier le cortège dans lequel se mettent en place ces empilements de faciès et ces paraséquences.

### **9.2.2.2. Identification de la surface clé**

Pour rappel, cette surface caractérise la transition abrupte entre les Couches de Clervaux ou, lorsque celui-ci est présent, le Quartzite de Berlé (faciès tidaux) et les Schistes de Wiltz (faciès marins distaux). L'empilement des faciès présents sous cette surface est rétrogradant. Comme nous l'avons dit au point 9.2.2.1., cette rétrogradation des faciès nous place en cortège transgressif (Van Wagoner et al., 1990). Cependant plusieurs questions se posent: Les faciès marins distaux font-ils partie intégrante de ce cortège transgressif ou appartiennent-ils à un autre cortège ? Que signifie l'absence des faciès d'avant-plage ?

Considérons tout d'abord que les Schistes de Wiltz ne font pas partie du cortège transgressif. Deux solutions s'offrent à nous quant à la signification de cette surface clé. La première est que la surface correspond à une surface d'inondation maximale. Dans ce cas de figure, cette surface est suivie par le cortège de haut niveau. Ce dernier est habituellement caractérisé par une diminution de la montée du niveau de base. De ce fait, le taux d'augmentation du niveau de base tombe en dessous du taux d'apport sédimentaire (Catuneanu, 2002). Ce phénomène se traduit par le développement de faciès aggradants puis rétrogradants, moins profonds que ceux développés lors du cortège transgressif. En milieu côtier, se sont des faciès alluviaux qui se développent généralement (Shanley et al., 1992). Ce n'est pas le cas ici puisque les faciès présents au-dessus de la surface clé représentent des faciès profonds. De plus, dans la coupe de la N26, les faciès marins s'approfondissent encore (passage de MF8 à MF9). Or, la surface d'inondation maximum est définie comme marquant la fin de la transgression de la ligne de rivage (Van Wagoner et al., 1988 ; Galloway, 1989 ; Catuneanu, 2002). Cette surface ne peut donc pas être une surface d'inondation maximale.

Les Schistes de Wiltz ne peuvent pas non plus représenter un cortège de bas niveau puisqu'ils représentent les faciès les plus distaux (MF8 et 9) de la succession étudiée (Fig. IX.2.). Par contre ils pourraient correspondre au développement d'un second cortège transgressif. Dans ce cas, la surface correspondrait à une surface de transgression, ce qui est notre deuxième solution. Cependant, comment expliquer l'absence des cortèges de haut niveau et de bas niveau ?

En milieu côtier, les cortèges régressifs et de haut niveau ont généralement un faible potentiel de conservation (Catuneanu, 2002). Le cortège de haut niveau peut être érodé par des phénomènes subaériens dûs à la baisse du niveau de base qui suit le développement de ce cortège (Catuneanu, 2002). Le cortège de bas niveau, quant à lui, peut être érodé suite au phénomène de ravinement provoqué par la montée du niveau de base (*i.e.* le développement du cortège transgressif) (Catuneanu, 2002). Dans le cas qui nous occupe, aucune surface d'émersion ou d'érosion n'a été observée à proximité de la surface clé. Il semble donc peu probable que les cortèges de haut niveau et de bas niveau aient été érodés. Ceci plaide en défaveur de l'hypothèse du développement d'un second cortège transgressif et de ce fait de celle d'une surface de transgression. Nous pouvons donc raisonnablement en déduire que la succession étudiée (en ce compris les Schistes de Wiltz) représente un seul et même cortège transgressif.

Par conséquent, la surface clé correspond soit à une surface de ravinement, soit à une surface d'inondation marine. L'hypothèse d'une surface de ravinement peut d'emblée être éliminée. En effet, comme dit précédemment, aucune surface d'érosion n'a été observée. De plus, le ravinement, que ce soit par des vagues ou par des courants tidaux, est un phénomène local (Cattanea & Steel, 2003 ; Dalrymple, 2006 ; Schwarz et al., 2011). Ce phénomène n'est donc pas suffisant pour expliquer l'absence, à travers l'ensemble du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel, des faciès d'avant-plage.

De ce fait, la solution la plus adaptée à notre situation est que la surface clé correspond à une surface d'inondation marine. En effet, la surface identifiée dans ce travail, représente la transition entre des faciès côtiers (tidaux) et des faciès marins (« off-shore »), ce qui est conforme à la définition faite par Cattaneo & Steel (2003) d'une surface d'inondation marine. Cette surface est régulièrement observée lors du remplissage d'une vallée avec installation d'un estuaire. Elle représente généralement le contact entre l'estuaire et l'avant-plage ou encore celui entre l'avant-plage et les faciès marins profonds (*e.g.* Dalrymple, 2006 ; Schwarz et al., 2011). Cet approfondissement des faciès peut être considéré comme le résultat d'une accélération de l'augmentation du niveau marin relatif (en admettant que l'apport sédimentaire soit constant) (Schwarz et al., 2011). Dans notre cas, cette accélération peut être mise en relation avec une augmentation du niveau marin de base mais également avec une augmentation de la subsidence au vu du contexte tectonique dans lequel s'est mis en place cet estuaire.

Si l'on se réfère aux courbes eustatiques du Dévonien (Johnson et al, 1985 ; Karaulov & Gretschnikova, 1997 ; Tsien & Fong, 1997 ; Yolkin et al., 1997b ; Yunusov et al., 1997) nous remarquons que durant l'Emsien, le niveau de base est en augmentation de la base vers le sommet. En outre, le Bassin Rheno-hercynien est une marge passive qui est en extension crustale modérée depuis le Silurien supérieur et ce jusqu'au Dévonien moyen (Goffette et al., 1991 ; Meilliez et al., 1991). Cette marge passive est constituée de blocs affaissés de dimension kilométrique formant des demi-grabens auxquels sont associées des failles synsédimentaires (Mansy & Lacquemant, 2006). Nous pouvons donc imaginer que l'activation de l'une ou l'autre de ces failles durant le début de l'Emsien supérieur a pu entraîner un approfondissement brusque du bassin. Ce phénomène, couplé à une augmentation

du niveau de base, a pu engendrer le dépôt direct de faciès marins profonds (Schistes de Wiltz) sur les faciès tidaux sans que ne se développent les faciès d'avant-plage.

### 9.2.2.3. *Corrélations et implications pour les formations*

Les surfaces d'inondation marine sont généralement très diachroniques (Catuneanu, 2002 ; Cattaneo & Steel, 2003 ; Schwarz et al., 2011). Cependant, ce diachronisme est principalement dû au relief et à la pente du milieu sur lequel se développent les faciès en transgression (Cattaneo & Steel, 2003). Schwarz et al. (2011) affirment d'ailleurs que comme le taux de transgression augmente lorsqu'une surface à faible relief est inondée, les surfaces d'inondation marine peuvent être considérées comme peu diachroniques par rapport aux autres surfaces visibles au sein d'un cortège transgressif estuarien.

Dans ce travail, la succession étudiée au sein du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel représente un estuaire. Or, la formation et la préservation d'un tel milieu dépendent, entre autre, de la topographie du rivage (Catuneanu, 2002). Une topographie plus marquée (*e.g.* une rampe) induit une érosion côtière due principalement à du ravinement et à des instabilités de pente (Catuneanu, 2002). A l'inverse, une aggradation côtière est favorisée notamment par peu ou pas de ravinement et une topographie faible (*e.g.* une plateforme). Nous pouvons donc raisonnablement supposer, puisque le milieu estuarien est conservé, que la topographie du milieu sur lequel il s'est déposé est peu accentuée. Nous pouvons également ajouter que la présence de faciès marins directement sur le tidal flat (« sand flat »), sans indices de ravinement, suggère que c'est ce dernier qui a été inondé durant l'épisode transgressif souligné par la surface d'inondation marine. Or, les tidals flats représentent des étendues planes à faible relief (Reading, 1996 ; Goemaere & Dejonghe, 2005 ; Boulvain, 2010). Nous pouvons donc en conclure que les faciès distaux, représentés par les Schistes de Wiltz, se développent sur une surface à faible relief et faible pente, ce qui suggère que la surface d'inondation marine est peu ou pas diachronique.

L'identification de cette surface d'inondation marine peu ou pas diachronique, a permis l'établissement d'une corrélation entre les coupes de Winville, de la N26 et de Siebenaler (Fig. IX.1). Nous pouvons d'ailleurs remarquer, dans la Fig. IX.1, que le Quartzite de Berlé (MF7: barres tidales) passe latéralement au grès à « flaser bedding » du sommet des Couches de Clervaux (MF6: « sand flat ») (dans la suite du texte nous appellerons ces grès: GFB). Cette corrélation implique que le dépôt de ces deux lithologies est synchrone et que le quartzite est lenticulaire. Là où le Quartzite de Berlé est absent, ce sont les GFB qui se déposent. Asselberghs (1944, p. 77) avait déjà émis cette hypothèse pour expliquer la disparition du quartzite en Belgique: « *On peut admettre que le faciès des schistes de Clervaux monte plus haut et remplace le quartzite de Berlé là où celui-ci n'existe pas.* ». Les Couches de Clervaux sont généralement considérées comme appartenant à l'Emsien moyen (voir chapitre II, point 2.2.1.). Cependant, le Quartzite de Berlé est d'âge emsien supérieur (chapitre II, point 2.2.1.). Il semble donc que les GFB, qui remplacent le Quartzite de Berlé lorsque celui-ci est absent, appartiennent également à l'Emsien supérieur. Comme le fait remarquer Asselberghs (1944), une erreur est donc introduite lorsque, en l'absence du Quartzite de Berlé, on place la base de l'Emsien supérieur à la transition entre les Couches de

Clervaux et les Schistes de Wiltz (Fig. IX.1.). Cependant, au vu de la faible épaisseur du Quartzite de Berlé, l'erreur introduite est minime (Asselberghs, 1944).

Selon la carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg (Lucius, 1950) et le travail de Khdayir (1972), la coupe de Neidhausen correspond au sommet des Couches des Clervaux. Nous nous sommes donc basé sur cette affirmation pour corréler cette coupe avec les coupes de Winville, de la N26 et de Siebenaler. De plus, dans les coupes de Winville et de la N26, le MF6 est exclusivement caractéristique du sommet des Couches de Clervaux. L'apparition des grès carbonatés (MF6) au sommet de la coupe de Neidhausen renforce donc cette corrélation (Fig. IX.1.). La position de la coupe virtuelle de la carrière de l'Himmelbaach, par rapport à la coupe de la N26, se base uniquement sur les épaisseurs des différentes formations référencées par les travaux de Faber (1982) et Dürkoop (1992) (Fig. IX.1.). En ce qui concerne la coupe de la rue des Pêcheurs, la carte géologique (Lucius, 1950) indique qu'elle se positionne latéralement à la coupe de la carrière de l'Himmelbaach.

Etant données les importantes lacunes d'affleurement et le manque de précision des corrélations faites sur base de la carte géologique (failles non répertoriées, imprécision dans l'établissement de la carte, etc...) nous ne ferons aucun commentaire quant à la corrélation entre la coupe de la rue des Pêcheurs et la coupe virtuelle de la carrière de l'Himmelbaach.

### **9.2.3. Le bord nord du Synclinorium de Dinant: la coupe de Profondeville**

Cette coupe couvre la majeure partie de l'Emsien du bord nord du Synclinorium de Dinant. Elle est caractérisée par l'aggradation de faciès alluviaux. Aucune paraséquence n'a été définie pour cette coupe car le concept de surface d'inondation (surfaces qui délimitent les paraséquences) est difficilement applicable en milieu alluvial (Posamentier & Allen, 1999). En outre, aucune surface clé n'est visible. Nous ne pouvons donc émettre aucune hypothèse quand au cortège de dépôt pendant lequel ces faciès se sont mis en place.

Néanmoins, nous pouvons faire quelques commentaires quant aux mécanismes qui ont permis l'aggradation de ces faciès alluviaux. Le développement de plus de 300 m de sédiments alluviaux dans la coupe de Profondeville suggère une subsidence continue du bassin sédimentaire combinée à un important flux sédimentaire. L'extension crustale du Bassin Rhéno-hercynien (Meilliez et al., 1991), qui se poursuit durant l'Emsien (Goffette et al., 1991), a induit une augmentation de l'espace d'accommodation et peut donc expliquer l'aggradation, sur plus de 300 m des faciès alluviaux de la coupe de Profondeville.

Nous pouvons également constater que toutes corrélations ou comparaisons entre la coupe de Profondeville et les coupes étudiées dans le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel est impossible. Ceci suggère que le bord nord du Synclinorium de Dinant et le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel ont évolué différemment. Cette évolution différente peut être expliquée par le jeu des failles synsédimentaires mises en place durant l'extension crustale du Bassin Rhéno-hercynien (Mansy & Lacquement, 2006). En effet, ces failles morcellent ce dernier en un damier complexe (Meilliez, 1989 ; Meilliez et al., 1991 ; Lacquement, 2001).

---

## 10.1. Préambule

---

L'étude sédimentologique n'aurait pas été complète sans une analyse diagénétique du Quartzite de Berlé ainsi que du « Vorläufer-Quarzit ». Les échantillons étudiés proviennent des affleurements de Fréng, Heilbach, Huuscht, Leiteschbaach et Traimont et des coupes de Dasbourg-Pont, Himmelbaach et Siebenaler (voir chapitre IV pour leur localisation). Ce chapitre intègre les résultats recueillis grâce à l'analyse de ces quartzites sous microscope optique, microscope électronique à balayage (MEB), cathodoluminescence, diffraction des rayons X (routine et cristallinité de l'illite), analyse dispersive en énergie des rayons X (EDS) et microsonde.

---

## 10.2. Méthodes : notions théoriques

---

### 10.2.1. Cathodoluminescence (CL)

Dans un cristal, les états d'énergie discrets associés aux orbitales des électrons de chaque atome interagissent ensemble pour former des bandes d'énergie. Ces bandes d'énergie sont appelées la « bande de valence » et la « bande de conduction ». Dans les minéraux isolants et semi-conducteurs, il existe une bande intermédiaire (« band gap ») entre les deux autres bandes d'énergie. Dans le cas de la cathodoluminescence (CL), un bombardement électronique d'énergie suffisamment élevée permet la migration des électrons de la bande de valence vers la bande de conduction en laissant un vide à leur place. Les électrons excités et envoyés vers la bande de conduction n'y resteront que temporairement, le temps de perdre la quantité d'énergie reçue lors du bombardement. Ils retourneront ensuite à leur état d'origine (*i.e.* vers la bande de valence). Dans les cristaux des minéraux, des défauts sont présents et occupent des niveaux d'énergie discrets dans la « band gap ». Ces défauts constitueront des pièges pour capter les électrons qui retournent vers la bande de valence. Les électrons ainsi piégés dans la « band gap » n'y resteront pas longtemps et émettront des photons dans le spectre du visible avant de retourner dans la bande de valence. C'est ce phénomène qu'on appelle cathodoluminescence (Marshall, 1988 ; Götze, 2002 ; Devleeschouwer, 2008).

Les pièges ou défauts présents dans la « band gap », qui servent à l'émission de photons, correspondent à des centres de luminescence subdivisés en deux catégories : les centres d'impuretés (« extrinsic center ») et les centres de défauts (« intrinsic center »). Les premiers correspondent à des impuretés introduites pendant la cristallisation du minéral à partir d'un fluide. Ces impuretés sont des cations tels que les terres rares ( $\text{REE}^{2+/3+}$ ),  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Sn}^{2+}$  ou encore les actinides ( $\text{UO}_2^{2+}$ ) qui peuvent se substituer aux cations présents dans les cristaux (Götze, 2002). Les centres de défauts, quant à eux, résultent d'imperfections dans le réseau cristallographique.

La luminescence du quartz est principalement due aux centres de défauts. L'activation par des éléments en traces (*e.g.* Ti, Fe) est minoritaire (Stevens Kalceff et al., 2000 ; Götze et al., 2001). Certains défauts sont associés à une position vacante d'un atome d'oxygène ou de silicium (Richter et al., 2003).

Depuis plus de cinquante ans, la CL est utilisée dans le domaine de la sédimentologie. Ce sont les travaux de Sippel (Sippel, 1965 ; 1968 ; Sippel & Glover, 1965) qui mirent en avant les nombreuses applications de la CL (*e.g.* propriété CL des carbonates et du quartz, diagenèse des roches sédimentaires, etc...). Dans les grès, la CL est principalement utilisée pour déterminer la provenance des grains détritiques de quartz mais elle est également utile pour identifier les différentes phases de cimentation de la roche.

La détermination de la provenance des grains de quartz détritiques est basée sur les « shifts » de couleurs (*i.e.* l'observation de la couleur initiale des grains de quartz et celle après bombardement de ces mêmes grains pendant un temps donné) que les grains de quartz détritiques peuvent arborer (*e.g.* Götze & Zimmerle, 2000 ; Götze et al., 2001 ; Götze & Richter, 2006). Cependant, des grains de quartz formés dans des environnements différents peuvent posséder des propriétés CL identiques et de ce fait, arborer les mêmes couleurs (Boggs et al., 2002). Ceci rend donc la technique peu fiable.

Dans ce travail, nous nous sommes concentrés sur l'identification des phases de cimentation. Nous avons également utilisé la CL pour renforcer les observations faites au microscope optique.

### 10.2.2. Cristallinité de l'illite (IC)

Durant les années soixantes, des études régionales, portant sur les minéraux des argiles et ayant pour objet le métamorphisme de faible degré, ont mené au développement de différentes techniques de mesure de la cristallinité. Toutes ces techniques utilisaient la diffraction des rayons X comme moyen d'analyse (pour plus d'explications voir Kübler, 1969). Le terme « cristallinité » est souvent appliqué à l'illite bien que la cristallinité d'autres phyllites (*e.g.* chlorite et kaolinite) peut également être déterminée.

Le premier champ d'utilisation de l'indice de cristallinité de l'illite a été l'exploration pétrolière. La cristallinité de l'illite (IC) a été utilisée pour détecter la transition entre la diagenèse profonde et l'anchizone (*i.e.* la transition entre les roches contenant du gaz naturel et les roches stériles). Si on considère un gradient géothermique « normal » (25 à 30°C/Km), la transition entre zone de diagenèse profonde/anchizone et entre anchizone/épizone se situe respectivement à des températures de 200°C et 300°C (Merriman & Frey, 1999).

La méthode la plus communément utilisée pour déterminer le degré de métamorphisme des roches est l'indice de cristallinité de l'illite de Kübler (Kübler, 1967). Cet indice est défini comme la largeur à mi-hauteur du pic de diffraction à 10Å de l'illite (FWHM). En domaine

métamorphique ou de diagenèse profonde, l'indice de cristallinité de l'illite diminue de la zone de diagenèse profonde à l'épizone.

La mesure de l'indice de Kübler est simple et facile. Cependant, l'utilisation de ce dernier pour délimiter les zones métamorphiques est sujette à controverse. En effet, les valeurs de cristallinité de l'illite sont influencées par de nombreuses variables comme la méthode de préparation des échantillons, le choix des conditions instrumentales, la présence de micas détritiques, etc... (Frey, 1987).

L'IGCP 294 et notamment le travail de Kisch (1991) a permis de fournir un canevas unique quant à la méthode de préparation des échantillons. Cette uniformisation minimise donc les variations des valeurs de cristallinité de l'illite engendrées par les différentes méthodes de préparation. Kisch (1991) recommande, par exemple, pour le broyage des roches d'utiliser dans un premier temps un broyeur à mâchoire ou un marteau et de terminer le broyage dans un mortier en agate en tamisant le contenu toutes les 30 secondes. Cet auteur déconseille un broyage mécanique trop intensif (*e.g.* pulvérisation) car cela peut provoquer une diminution des valeurs de cristallinité qui n'ont aucun rapport avec les conditions métamorphiques que la roche a endurées. Dans ce travail, nous nous sommes conformés aux recommandations faites dans cet article.

Comme nous l'avons dit plus haut, l'indice de cristallinité de l'illite est influencé par la manière dont on configure le diffractomètre à rayons X (choix de la vitesse de scan, de la largeur des fenêtres, du filtre, de la tension, etc...). Les effets de ces différents facteurs ont été étudiés par Kisch (1990). Dans ce travail, nous avons mesuré la cristallinité de l'illite selon les conditions expérimentales de Kisch (1990). De ce fait, l'anchizone est caractérisée par des valeurs d'IC comprises entre 0,37 et 0,21  $\Delta^{\circ}2\theta$ .

La présence de micas détritiques dans les roches analysées peut également affecter les valeurs de cristallinité de l'illite. En effet, en pratique leur présence influence la forme du pic à 10Å de l'illite et provoque donc une distorsion des valeurs de cristallinité. Cependant, le fait de travailler uniquement avec la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  réduit grandement ces effets. En outre, ces distorsions diminuent avec l'enfouissement et disparaissent presque complètement aux alentours de l'anchizone (Kübler & Jaboyedoff, 2000). De plus, dans les quartzites étudiés la présence de micas détritiques ainsi que de lithoclastes pouvant contenir des illites détritiques est négligeable (< 2% du volume total de la roche). D'autre part, la forte agitation, qui règne au sein de l'environnement de dépôt de ces roches (voir chapitre VII, point 7.2.3.), ne favorise pas le dépôt d'argiles allogénétiques et donc d'illites détritiques autour des grains détritiques (Wilson & Pittman, 1977 ; Matlack et al., 1989).

En conclusion, moyennant toutes ces précautions, l'indice de cristallinité de l'illite est un moyen rapide et facile d'évaluer le degré de métamorphisme d'une roche.

---

## 10.3. Descriptions

---

### 10.3.1. Composition détritique

Le Quartzite de Berlé et le « Vorläufer-Quarzit » sont à classer tous deux dans les arénites quartziques et plus particulièrement dans les orthoquartzites (Pettijohn, 1957 ; Folk, 1968) (Tab. X.1.). Les échantillons des affleurements de Fréng, Heilbach, Huuscht, Leiteschbaach et Traimont ainsi que ceux de la coupe de Siebenaler possèdent une composition Q:F:L de 99:0:1. Ceux de la coupe de Dasbourg-Pont sont légèrement plus lithiques (composition Q:F:L = 98:0:2). Les échantillons prélevés dans la carrière de l'Himmelbaach et correspondant au « Vorläufer-Quarzit » montrent la présence de feldspaths (Q:F:L = 97:2:1) mais restent, eux aussi, caractéristiques des orthoquartzites.

Les grains détritiques de quartz sont monocristallins et possèdent une taille allant de 150 à 230µm ainsi qu'un classement et un arrondi moyen (Fig. X.1A.). En CL, différentes populations de grains peuvent être distinguées suivant leurs couleurs (Fig. X.1A.). La majorité des grains sont bleus ou brunâtres. Les grains de couleur jaune ou rouge sont accessoires.

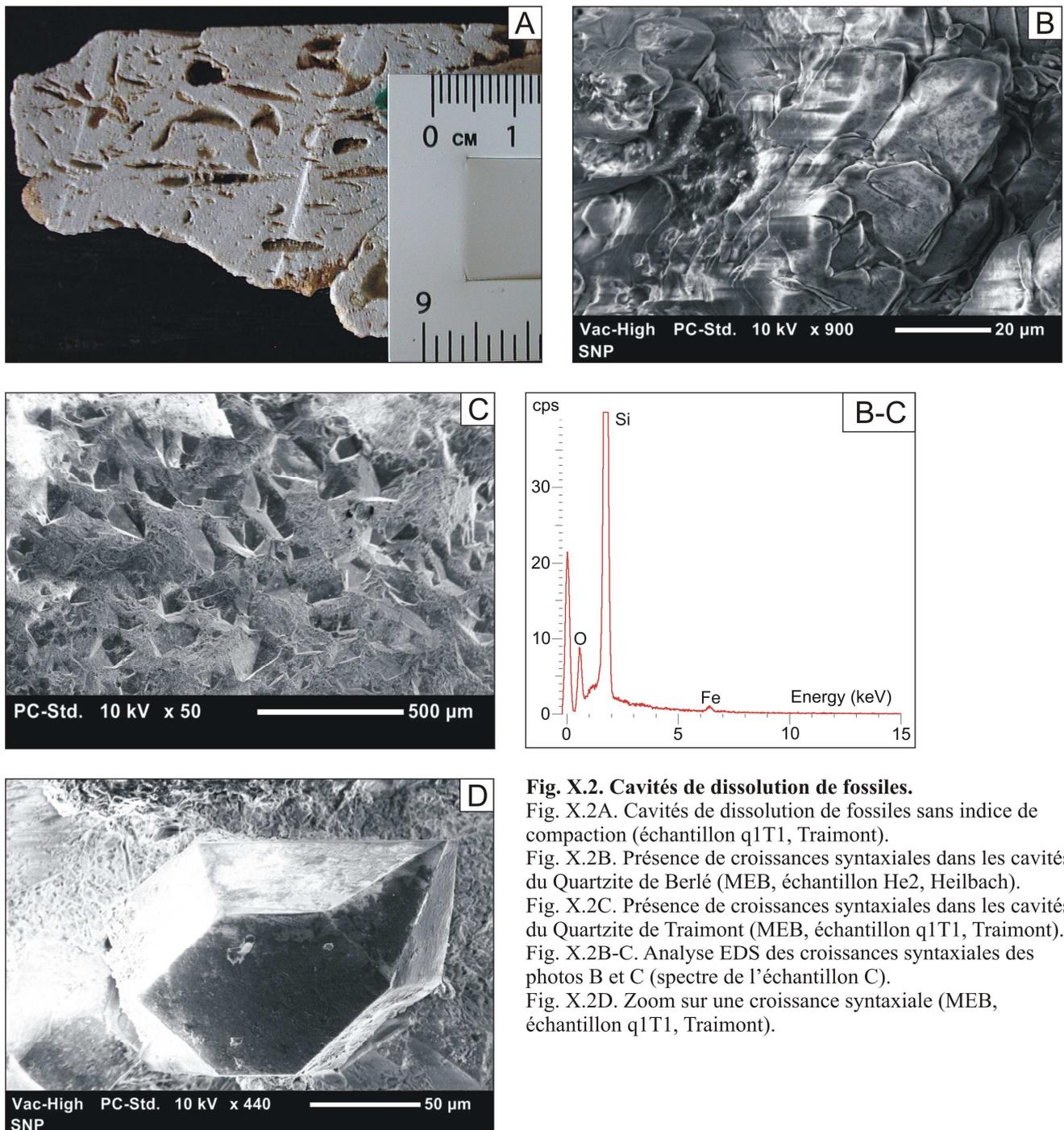
Les grains de feldspaths sont uniquement observables dans le « Vorläufer-Quarzit ». Ils ont tous une composition albitique (Tab. X.2.) et sont partiellement dissouts (Fig. X.1B).

Les grains lithiques sont constitués de fragments de roche sédimentaire (schistes argilo-silteux). Les fragments de chert sont accessoires.

En plus de ces trois constituants, de la tourmaline (Fig. X.1C.), du zircon (Fig. X.1D.), de l'apatite (Fig. X.1E.), des baguettes de mica (Fig. X.1F.) et des micas sandwiches (muscovite-chlorite) de type I (Fig. X.1G.) (voir Dandois, 1985) peuvent être présents en proportion négligeable (voir Tab. X.3. pour la composition de ces micas). L'hypothèse de l'origine détritique des micas blancs au sein de ces sandwiches a été avancée par Williams (1972), Beutner (1978), Roy (1978), Weber (1981), Van der Pluijm & Kaars-Sijpesteijn (1984), et confirmée par Dandois (1985). Les chlorites composant ces sandwiches sont, quant à elles, considérées comme des chlorites de néoformation (voir point 10.4.5.1.).

### 10.3.2. Cavités de dissolution de fossiles

Au sein du Quartzite de Berlé et du « Vorläufer-Quarzit », des cavités de dissolution de fossiles carbonatés sont fréquemment visibles. Les fossiles sont principalement représentés par des coquilles de brachiopodes. Les cavités possèdent généralement une longueur de 2 à 3 cm et une hauteur de 0,2 à 0,5 cm. Elles ne sont ni écrasées, ni déformées (Fig. X.2A.). Le carbonate étant dissout, ces cavités exposent les grains détritiques de quartz qui les tapissent. Ces grains détritiques arborent des croissances syntaxiales qui pénètrent vers l'intérieur des cavités, sans pour autant les combler (Fig. X.2B., C., D. et Fig. X.3B.). Ce phénomène est plus prononcé au sein des échantillons de l'affleurement de Traimont.



**Fig. X.2. Cavités de dissolution de fossiles.**

Fig. X.2A. Cavités de dissolution de fossiles sans indice de compaction (échantillon q1T1, Traimont).

Fig. X.2B. Présence de croissances syntaxiales dans les cavités du Quartzite de Berlé (MEB, échantillon He2, Heilbach).

Fig. X.2C. Présence de croissances syntaxiales dans les cavités du Quartzite de Traimont (MEB, échantillon q1T1, Traimont).

Fig. X.2B-C. Analyse EDS des croissances syntaxiales des photos B et C (spectre de l'échantillon C).

Fig. X.2D. Zoom sur une croissance syntaxiale (MEB, échantillon q1T1, Traimont).

### 10.3.3. Minéraux diagénétiques

➤ **Quartz.** Le quartz authigène est principalement présent sous forme de croissance syntaxiale autour des grains détritiques de quartz (Fig. X.3A.). Il constitue en moyenne 20% du volume total de la roche. Il peut atteindre 30% dans les échantillons de l’affleurement de Traimont. Sous cathodoluminescence, deux types de croissance syntaxiale différents peuvent être reconnus: une croissance non-luminescente (ciment syntaxial de type I) et une croissance bleutée à brunâtre (ciment syntaxial de type II) (Fig. X.3B.). Le ciment syntaxial de type I est systématiquement en contact direct avec les grains détritiques de quartz. Ce ciment ressoude également les grains de quartz fracturés (Fig. X.3B.). Le ciment syntaxial de type II (bleuté en CL) est généralement en contact avec le ciment syntaxial de type I (non-luminescent en CL) sauf lorsque celui-ci est absent. La cimentation de type II remplit également les fractures qui ne se limitent pas aux grains (Fig. X.3C.).

Du quartz authigène peut également être sporadiquement présent sous forme de cristaux biterminés d’une longueur avoisinant les 100  $\mu\text{m}$  (type III) (Fig. X.3D.). Ces quelques cristaux ne sont visibles que dans le quartzite que l’on trouve à Traimont, au sein des cavités laissées vides par la dissolution des fossiles.

➤ **Phyllites.** L’illite est présente dans tous les échantillons étudiés avec une proportion moyenne de 3 à 4%, pouvant aller jusqu’à 6% dans la région de Traimont. Deux types d’illite ont été reconnus : (1) une illite entourant partiellement les grains détritiques de quartz (illite de type I) (Fig. X.4A.). (2) une illite présente sur les cristaux de kandite (illite de type II) (Fig. X.4B. et C.). L’illite de type II est plus abondante dans les échantillons des coupes de Dasbourg-Pont et dans les affleurements de Heilbach et de Traimont.

De la chlorite peut être observée dans l’affleurement de Heilbach et dans les coupes de Dasbourg-Pont, de la carrière de l’Himmelbaach et de Siebenaler. Elle n’apparaît pas clairement sur les spectres DRX (Annexe 2). Cependant, elle a été reconnue en lame mince (observation sous microscope optique) et son identification a été confirmée par des analyses EDS et par des analyses à la microsonde (Tab. X.4.). Trois types de chlorite ont été observés : (1) une chlorite remplissant les pores de la roche (chlorite de type I). D’une abondance moyenne de 2 à 4%, la chlorite de type I se présente sous la forme de cristaux radiaires, d’une taille de 50 à 150  $\mu\text{m}$ , ou d’amas irréguliers de la même taille (Fig. X.5A.). (2) une chlorite pseudomorphosant les micas blancs et formant ce que l’on nomme des micas sandwiches (chlorite de type II) (Fig. X.5B.). (3) une chlorite présente dans des veines de quartz (chlorite de type III) (Fig. X.5C.). Les chlorites de types II et III sont accessoires. Le rapport Fe/Fe+Mg de toutes ces chlorites (types I, II et III) se situe entre 0,56 et 0,72 (Tab. X.4.). Ce sont donc des chamosites (Bayliss, 1975).

Echantillons	C4-187 (1) (Type III)	C4-187 (2) (Type III)	C6-89 (1) (Type II)	C6-89 (2) (Type II)	C6-89 (3) (Type I)	C1-10 (Type I)
SiO <sub>2</sub>	24,29	23,94	24,94	24,95	25,22	28,4
TiO <sub>2</sub>	0	0	0	0	0	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,13	21,73	23,29	23,02	24,34	24,83
FeO	28,06	27,85	25,17	25,56	28,49	24
MgO	9,27	9,66	10,74	11,18	6,28	8,87
MnO	0,11	0,05	0,05	0,12	0,04	0
CaO	0	0,08	0	0,02	0,14	0,29
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,12	0,11	0,1	0,13	0,15
K <sub>2</sub> O	0	0	0,35	0,02	0	0,09
BaO	0,09	0,01	0	0,04	0	0,26
Total	85,04	83,44	84,65	85,01	84,64	86,92
Si	2,73	2,73	2,77	2,76	2,88	3,09
Al total	3,06	2,92	3,04	3	3,28	3,19
Al (IV)	1,27	1,27	1,23	1,24	1,12	0,81
Al (VI)	1,79	1,65	1,81	1,76	2,16	2,38
Fe	2,63	2,66	2,33	2,36	2,72	2,19
Mg	1,55	1,64	1,78	1,84	1,07	1,44
Mn	0,01	0	0	0,01	0	0
Fe/Fe+Mg	0,63	0,62	0,57	0,56	0,72	0,6

**Tab. X.4. Données de microsonde pour six chlorites.** Chaque formule est calculée sur base de dix cations.

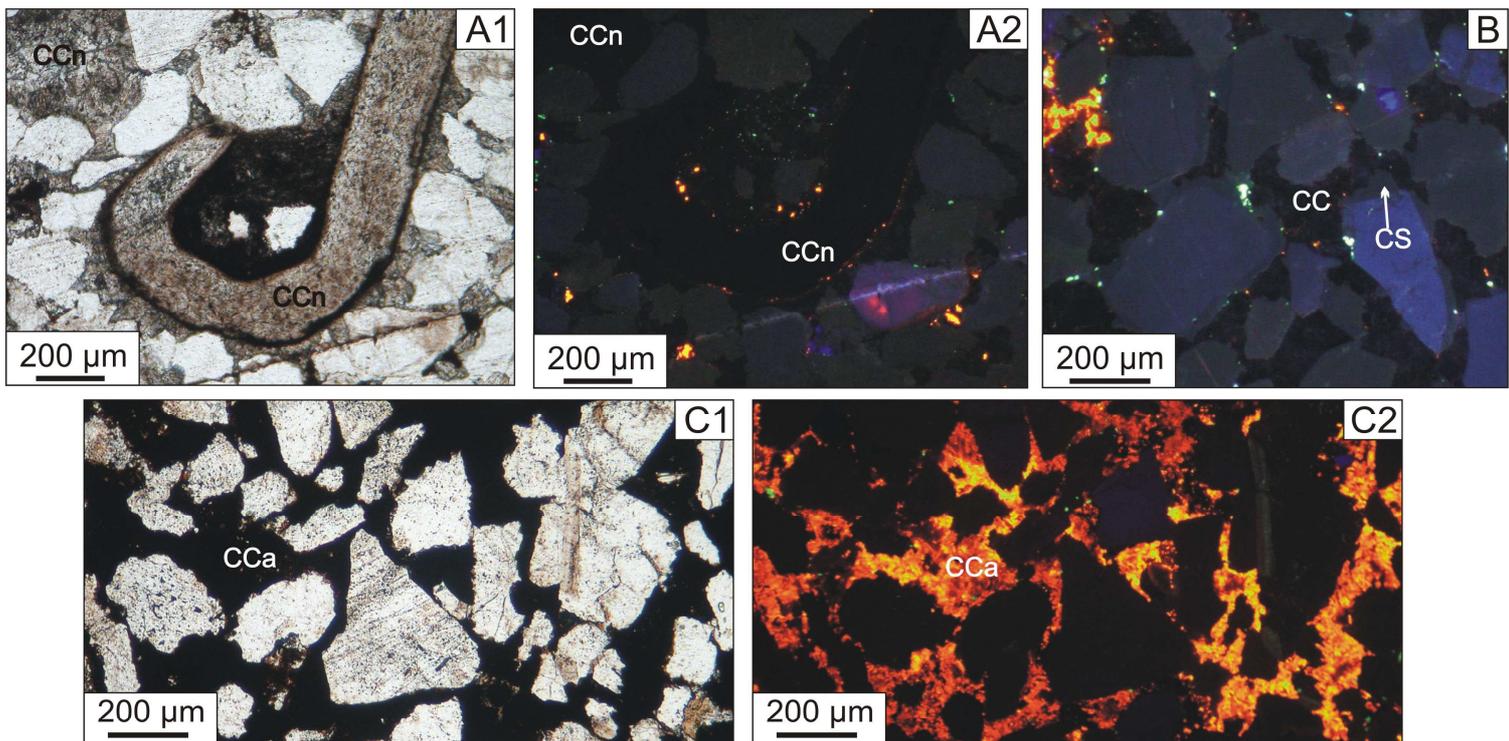
De la kandite (groupe réunissant l'halloysite, la kaolinite, la dickite et la nacrite) est également observable dans tous les échantillons. Son abondance est d'environ 2 à 3% dans les affleurements de Fréng, Heilbach, Huuscht, Leitesbaach et Traimont et d'environ 1% dans les coupes de Dasbourg-Pont, de la carrière de l'Himmelbaach et de Siebenaler. Quatre types de kandite peuvent être observés (composition au Tab. X.5.) : (1) une kandite qui se met en place dans les interstices entre les grains détritiques (kandite de type I) (Fig. X.6A.). Elle se présente sous la forme d'agrégats de grains orientés aléatoirement d'une taille de 50 à 200  $\mu\text{m}$ . (2) une kandite pseudomorphosant les baguettes de micas (kandite de type II) (Fig. X.6B.). (3) une kandite pseudomorphosant les chlorites de types I, II et III (kandite de type III) (respectivement Fig. X.6C., D. et E.). Cette kandite est accessoire. (4) une kandite présente dans les fractures (Fig. X.6F.) et les joints stylolitiques (kandite de type IV) (Fig. X.6G.). En cathodoluminescence, toutes ces kandites montrent une intense et typique luminescence bleue ce qui les rend facilement identifiables (*e.g.* Götze et al., 2002) (Fig. X.6A3., B1., C1., D1., E1., F. et G.). Les kandites de type I montrent une illitisation partielle (*e.g.* Ruiz Cruz & Andreo, 1996) (Fig. X.4C.) tandis que les kandites de type IV ne sont pas affectées (pour plus d'explications sur les mécanismes d'illitisation de la kandite voir point 10.4.5.3.).

Echantillons	C4-187 (1) (Type III)	C4-187 (2) (Type III)	C6-89 (1) (Type III)	C6-89 (2) (Type III)	C6-87 (Type II)
SiO <sub>2</sub>	45,07	44,88	44,96	43,74	46,4
TiO <sub>2</sub>	0	0	0,01	0,1	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,93	36,19	35,63	33,67	35,13
FeO	1,55	0,61	1,25	3,18	0,33
MgO	0,33	0,09	0,13	0,16	0,32
MnO	0	0	0	0,03	0
CaO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,14	0,13	0,19	0,24
K <sub>2</sub> O	0	0,02	0,95	2,14	3,37
BaO	0	0	0,08	0,03	0,13
Total	82,99	81,96	83,18	83,27	85,98

**Tab. X.5. Données de microsonde pour cinq kandites.**

➤ **Carbonate.** Episodiquement (deux échantillons à Siebenaler sur les 58 échantillons analysés), un ciment carbonaté est observable dans le Quartzite de Berlé. D'une abondance de 42 à 44%, ce ciment est présent sous forme de cristaux xénomorphes d'une taille moyenne de 100 µm remplissant les pores de la roche et remplaçant les fossiles (Fig. X.7A.). Ce ciment corrode les ciments syntaxiaux siliceux de types I et II (Fig. X.7B.). Après analyse par diffraction des rayons X sur une partie fraîche, il apparaît que les carbonates qui composent le ciment sont de l'ankérite et de la dolomite (Annexe 2, p 34 et 35).

A la surface des bancs de quartzite de la coupe de Siebenaler, les minéraux d'ankérite et de dolomite prennent une teinte rouille qui est due à la démixion du fer incorporé dans leur réseau cristallin. Ce phénomène est visible en cathodoluminescence. Lorsque les carbonates ne sont pas altérés, ils possèdent typiquement une teinte brunâtre en lumière naturelle et sont non-luminescents (CL) (Fig. X.7A1. et 7A2.). Cette non-luminescence est expliquée par la présence de  $Fe^{2+}$  dans le réseau cristallin de ces carbonates. En effet, le  $Fe^{2+}$  agit comme inhibiteur du signal de cathodoluminescence (*e.g.* Marshall, 1988). Lorsque les carbonates sont altérés (*i.e.* lorsqu'ils prennent une teinte rouille et donc qu'il y a démixion du  $Fe^{2+}$  de leur réseau cristallin), ils possèdent une couleur jaune-orange à orange-rouge en cathodoluminescence (Fig. X.7C1. et 7C2.). Cette couleur est typique de la calcite voire de la dolomite (*e.g.* Richter et al., 2003) et est généralement attribuée à la présence de  $Mn^{2+}$  (*e.g.* Füchtbauer & Richter, 1988 ; Marshall, 1988 ; Pagel et al., 2000).



**Fig. X.7. Ciment carbonaté.**

Fig. X.7A. Ciment carbonaté non altéré (CCn) remplissant les pores de la roche et remplaçant les fossiles (ici un crochet de trilobite) (lumière naturelle (A1) ; cathodoluminescence (A2), échantillon C6-90, Siebenaler).

Fig. X.7B. Ciment carbonaté (CC) corrodant le ciment siliceux (CS) (cathodoluminescence, échantillon C6-88, Siebenaler).

Fig. X.7C. Ciment carbonaté altéré (CCa) (lumière naturelle (C1) ; cathodoluminescence (C2), échantillon C6-88, Siebenaler).

---

## 10.4. Résultats et discussions

---

### 10.4.1. Compaction

Dès le début de l'enfouissement des sédiments, les phénomènes de compaction se manifestent. La compaction mécanique représente le premier stade de réorganisation des grains dans les sédiments. Avant cette phase, le contact entre les grains est exclusivement tangentiel (un point de contact). Au cours de la compaction mécanique, les contacts entre les grains passent de tangentiels à longitudinaux (Taylor, 1950). Lors de ce processus de compaction, les grains plus ductiles sont soumis à des déformations plastiques alors que les grains plus résistants subissent des déformations cassantes. Lorsque l'enfouissement est suffisant (entre 1500 et 2000 mètres ; Taylor, 1950 ; Bjorlykke et al., 1989), ce sont les phénomènes de compaction chimique ou « pression-dissolution » qui entrent en jeu. Les contacts sont alors concavo-convexes voire suturés et l'on peut voir le développement de stylolites (Taylor, 1950 ; Delitsin, 1979 ; Boggs, 2001).

Au sein du Quartzite de Berlé et du « Vorläufer-Quarzit », de nombreux contacts tangentiels sont observables (Fig. X.8A.). Néanmoins, la présence de paillettes de micas pliées (Fig. X.8B.) ainsi que celle de grains fracturés (Fig. X.8C.) indiquent que ces quartzites ont subi de la compaction mécanique. En outre, la présence, bien que limitée, de contacts concavo-convexes entre les grains détritiques de quartz (Fig. X.8D.) et celle de joints stylolitiques (Fig. X.8E.) suggèrent un enfouissement plus profond où les phénomènes de pression-dissolution sont dominants.

### 10.4.2. Altération (weathering)

Les marqueurs de l'altération sont communs à tous les quartzites du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel. Celle-ci se manifeste par le gonflement des feuillettes composant les paillettes de mica (Fig. X.8F.), par la présence d'oxydes et d'hydroxydes de fer provenant de l'hydrolyse des phyllites, dans les joints stylolitiques et les fractures associées (Fig. X.8G.) (*e.g.* Poncet, 1962) et, enfin, par la teinte rouille, due à la démixion du  $\text{Fe}^{2+}$  contenu dans les cristaux d'ankérite et de dolomite, observée à la surface des bancs de quartzite de la coupe de Siebenaler.

### 10.4.3. Degrés de métamorphisme

Dans le Quartzite de Berlé et le « Vorläufer-Quarzit », les valeurs de cristallinité de l'illite varient suivant la région étudiée (Tab. X.6.). Les échantillons de l'affleurement de Traimont et de la coupe de Siebenaler montrent les plus faibles valeurs d'indice de Kübler (0,21 à 0,14  $\Delta^{\circ}2\Theta$ ) et se placent dans l'épizone. Ceux des coupes de Dasbourg-Pont et de la carrière de l'Himmelbaach ainsi que ceux de l'affleurement de Hielbach se situent dans l'anchizone (0,28 à 0,23  $\Delta^{\circ}2\Theta$ ). Enfin, les échantillons des affleurements de Fréng et de Huscht appartiennent à la zone de diagenèse profonde (0,45 à 0,38  $\Delta^{\circ}2\Theta$ ).

Echantillons	Lithologie	Indice de Kübler	Degré de métamorphisme
Siebenaler (Lux)			
C6-3	Schiste argileux	0,171	épimétamorphisme
C6-80	Schiste argileux	0,186	épimétamorphisme
C6-85	Quartzite	-	
C6-86	Quartzite	-	
C6-94	Schiste argileux	0,206	épimétamorphisme
C6-95	Schiste argileux	0,187	épimétamorphisme
Fréng (Lux)			
F3	Quartzite	0,37	diagenèse profonde
F4	Quartzite	0,359	diagenèse profonde
Huscht (Lux)			
H4	Quartzite	0,446	diagenèse profonde
H5	Quartzite	0,437	diagenèse profonde
Dasbourg-Pont (Lux)			
C1-10	Quartzite	0,254	anchimétamorphisme
C1-12	Quartzite	0,265	anchimétamorphisme
Heilbach (All)			
K4	Schiste argileux	0,268	anchimétamorphisme
K7	Schiste argileux	0,174	anchimétamorphisme
HE1	Quartzite	0,296	anchimétamorphisme
HE5	Quartzite	0,276	anchimétamorphisme
W2	Schiste argileux	0,264	anchimétamorphisme
W6	Schiste argileux	0,208	anchimétamorphisme
Traimont (Bel)			
q1T1	Quartzite	0,142	épimétamorphisme
q1T5	Quartzite	0,171	épimétamorphisme
Himmelbaach (Lux)			
C4-112	Quartzite	-	
C4-118	Schiste argileux	0,229	anchimétamorphisme
C4-187	Quartzite	0,27	anchimétamorphisme

**Tab. X.6. Indice de cristallinité de l'illite des différents quartzites étudiés et de leurs schistes associés.**

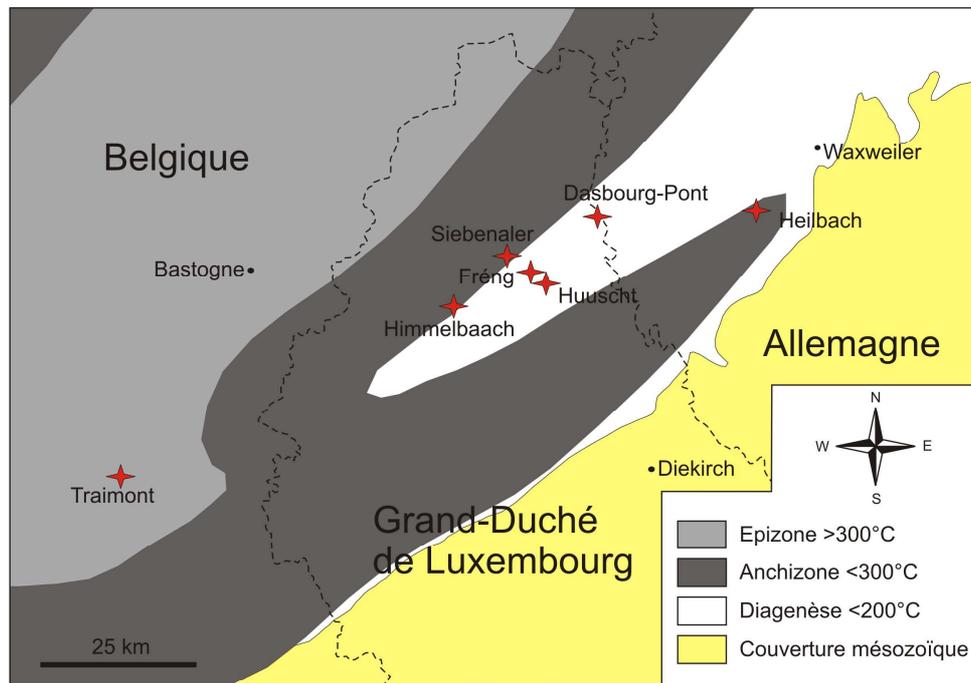
La cristallinité de l'illite a été mesurée sur la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  (voir chapitre III pour le mode opératoire). Comme le montrent les spectres de diffraction des rayons X (Annexe 3), une quantité non négligeable de quartz est incorporée à cette fraction. Selon Dandois (1985), cela s'explique par le fait qu'une fraction artificielle inférieure à 2  $\mu\text{m}$ , correspondant à la désagrégation mécanique de particules d'une taille supérieure est ajoutée à la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  réelle. Cet auteur dit également que: « la part de cette fraction artificielle risque, par ailleurs, d'être différente d'un échantillon à l'autre suivant les caractéristiques physiques et minéralogiques des roches qui conditionnent leur mode de

désagrégation. » (Dandois, 1985 p. 59). Nos roches étant des quartzites, il est donc inévitable qu'une quantité non négligeable de quartz soit incorporée à la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$ . La présence dans les spectres de diffraction des pics à 4,25 et 3,33 Å du quartz provoque une diminution dans l'intensité des pics de diffraction des minéraux argileux. Nous pouvons, dès lors, nous interroger sur la fiabilité des mesures de l'indice de cristallinité de l'illite des quartzites. Pour vérifier nos valeurs, nous avons mesuré l'indice de cristallinité de l'illite sur les schistes argileux entourant les différentes unités quartzitiques (Tab. X.6.). Cela n'a pas été possible pour tous les quartzites étudiés car les schistes n'affleuraient pas toujours. Cependant, lorsque ces derniers affleurent, leur indice de cristallinité de l'illite tombe dans la même gamme de valeur que les indices mesurés sur les quartzites associés. Les valeurs de cristallinité de l'illite mesurées sur les quartzites sont donc fiables. Pour renforcer cette affirmation, nous avons confronté nos résultats aux travaux antérieurs menés sur la zonation métamorphique de l'Ardenne et des pays voisins.

La localisation des différents quartzites étudiés a été reportée sur la carte des zonations métamorphiques de l'Ardenne et des régions voisines établie par Fielitz & Mansy (1999) (Fig. X.9). Deux points seulement ne correspondent pas aux zones définies par ces auteurs (Dasbourg-Pont et Siebenaler). Les échantillons de la coupe de Dasbourg-Pont sont situés sur la carte en zone de diagenèse alors que les valeurs d'IC obtenues dans ce travail sont caractéristiques de l'anchizone. Ceux de la coupe de Siebenaler, quant à eux, sont localisés dans l'anchizone bien que leurs valeurs d'indice de Kübler correspondent à l'épizone. La différence entre nos données et les zones métamorphiques de Fielitz & Mansy (1999), est très probablement due au fait que la carte des zonations métamorphiques a été dressée sur base de la compilation de données provenant de différents travaux. Or, la comparaison entre des données de cristallinité de l'illite provenant de différentes sources est de validité très limitée. Les auteurs n'ont donc pas pris en compte les valeurs absolues de cristallinité de l'illite mais bien la signification de ces valeurs en termes de degré de métamorphisme (*i.e.* diagenèse profonde, anchizone ou épizone). Par conséquent, les limites fixées par la carte ne doivent pas être considérées comme les contours exacts des zones métamorphiques (Fielitz & Mansy, 1999). Elles doivent être vues comme la représentation d'une tendance dans le degré de métamorphisme d'une région donnée.

Les données de cristallinité de l'illite, obtenues lors de l'étude diagénétique du Quartzite de Berlé et du « Vorläufer-Quarzit », nous indiquent que ces derniers ont enduré des degrés de métamorphisme variant selon la région considérée. Fielitz & Mansy (1999) lient cette zonation métamorphique de l'Ardenne et de l'Eifel à une phase de rift pré-varisque du Bassin Rhéno-hercynien. Ils considèrent que cette phase de rift a permis, par le jeu de failles synsédimentaires, la formation de différents blocs structuraux dont l'affaissement varie selon le bloc considéré. Cette variation dans l'affaissement des blocs a induit une variation d'épaisseur de la charge sédimentaire recouvrant les roches dévoniennes. Le métamorphisme de l'Ardenne et de l'Eifel est donc un métamorphisme de type régional lié à la charge sédimentaire (Beugnies, 1963 ; de Bethune, 1977 ; Kramm, 1982 ; Dandois, 1985).

En conclusion, cette phase de rift pré-varisque a joué un rôle prépondérant dans l'histoire diagenétique des quartzites du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel en provoquant des conditions métamorphiques régionalement variables.



**Fig. X.9. Localisation des différents quartzites étudiés reportée sur la carte des zonations métamorphiques de l'Ardenne et des régions voisines (modifié d'après Fielitz & Mansy, 1999; Kenis et al., 2005).**

Les étoiles représentent les points d'échantillonnage.

#### 10.4.4. Les mécanismes de néoformation

Dans ce paragraphe, le ciment d'ankérite n'est pas envisagé car il n'est présent que dans deux échantillons.

##### 10.4.4.1. Néoformation de chlorite

➤ *Chlorite de type I :*

La néoformation de chlorite dans les pores de la roche (chlorite de type I) peut se faire à partir de deux sources : la berthierine (chlorite-Fe 7Å) et les kandites.

La formation de berthierine, mieux connue dans les sédiments récents, est due à des échanges chimiques entre l'eau de mer et les sédiments à l'interface eau/sédiments (Rohrlich et al., 1969 ; Giresse & Odin, 1973). Ces réactions se produisent à très faibles profondeurs (< 80 m) dans des conditions salines ou estuariennes. Selon Frey (1970), Velde et al. (1974), Mitsui (1975), la néoformation de chamosite (chlorite-Fe 14Å) à partir de berthierine est une transformation diagénétique qui débute à une température avoisinant les 100°C.

La chlorite remplissant les pores peut également être néoformée à partir de kandite quand l'apport de potassium est limité dans le système. Cette néoformation se passerait entre 140 et 200°C selon Muffler & White (1969), entre 165 et 200°C selon Burley & Worden (2003), ou entre 170 et 210°C selon Boles & Franks (1979).

**Dans les quartzites étudiés:** Dans le Quartzite de Berlé et le « Vorläufer-Quarzit », les chlorites de type I sont uniquement présentes dans les échantillons ayant enduré des températures d'enfouissement de plus de 200°C (zone métamorphique). Cet état de fait invalide l'hypothèse d'une néoformation de chlorite à partir de berthierine. La chlorite de type I s'est donc probablement formée au détriment des kandites. Nous pouvons supposer que, les feldspaths K étant complètement dissouts lors de la néoformation d'illite et de kandite (voir point 10.3.5.2. et point 10.3.5.3.), le système se retrouve appauvri en potassium. Ceci permet la conservation des kandites à des températures d'enfouissement supérieur à 140°C et la néoformation de chlorite à partir de cette kandite lorsque les quartzites atteignent une température d'enfouissement proche de 200°C.

➤ *Chlorite de type II :*

Le mécanisme de formation et de développement des sandwiches micas-chlorite décrit dans le Quartzite de Berlé et le « Vorläufer-Quarzit » consisterait en la néoformation de chlorite (chlorite de type II) sur les lamelles de micas détritiques (Dandois, 1985). Le caractère néoformé de ces chlorites a déjà été avancé par Kramm (1971), Williams (1972), Flehmig & Langheinrich (1974), Roy (1978), Weber (1981).

➤ *Chlorite de type III :*

La chlorite de type III est probablement à mettre en relation avec des fluides métamorphiques introduits dans la roche lors de la formation des veines de quartz renfermant ces chlorites.

#### 10.4.4.2. Néof ormation des minéraux du groupe des kaolins (i.e. kandite)

➤ *Kandites de type I :*

En général, deux types de minéraux appartenant au groupe des kandites peuvent cimenter les pores des grès: la kaolinite et son polytype de haute température, la dickite (e.g. Bjorlykke, 1994, 1998 ; Bjorlykke et al., 1989, Burley & Worden, 2003).

**Kaolinite:** Elle serait un produit de la dissolution des feldspaths (Bjorlykke et al., 1989 ; Burley & Worden, 2003). La kaolinite ne remplace pas les feldspaths *in situ* mais précipite dans les pores voisins (Boles, 1984). Elle est surtout caractéristique des environnements fluviaux, deltaïques et estuariens, pour lesquels l'infiltration précoce d'eaux météoriques est aisée (Burley & Worden, 2003). Pour de nombreux auteurs, en effet, la formation de kaolinite associée à la dissolution des feldspaths a une origine météorique (Hurst & Irwin, 1982 ; Houseknecht & Ross, 1992 ; Bjorlykke, 1994, 1998). Cependant, pour d'autres auteurs, la dissolution des feldspaths et la néof ormation de kaolinite résulteraient de l'infiltration précoce d'eaux marines acides (Curtis, 1983a, 1983b). La décarboxylation de la matière organique des niveaux argileux adjacents et la production d'acides organiques fourniraient une eau acide qui dissolverait les feldspaths en s'infiltrant dans les grès. Ben Baccar & Fritz (1993) ont réalisé des essais en laboratoire sur l'interaction entre un grès et une eau de mer à différentes températures. Ils ont observé la néof ormation de kaolinite à 25 et 40°C au détriment des feldspaths (plagioclases et feldspaths K). Selon Stonecipher et al. (1984), Bjorlykke et al. (1989) et Hayes & Boles (1992), les deux phénomènes peuvent se combiner pour expliquer la néof ormation précoce de kaolinite. Dans les sédiments fluviaux, l'influence météorique serait exclusive. Dans les sédiments marins, l'eau expulsée des argiles jouerait un grand rôle dans la dissolution des feldspaths et la néof ormation de kaolinite.

**Dickite:** Le mécanisme le plus connu pour néof ormer de la dickite est la reprécipitation de celle-ci à partir de la kaolinite. Cette reprécipitation se passe en milieu acide, à des températures de 90 à 130°C (Burley & Worden, 2003). Selon Lanson et al. (2002), la décarboxylation de la matière organique des niveaux argileux et la production d'acides organiques, déjà invoquées pour néof ormer de la kaolinite (voir plus haut), peuvent également expliquer la néof ormation de dickite en profondeur à partir des feldspaths. En effet, le taux d'expulsion de ces fluides acides est maximum à des températures avoisinant les 100°C (Hunt, 1979 ; Platt, 1993) ce qui correspond à la température de précipitation de la dickite (Staub & Cohen, 1978 ; Cookenboo & Bustin, 1999 ; Lanson et al., 2002).

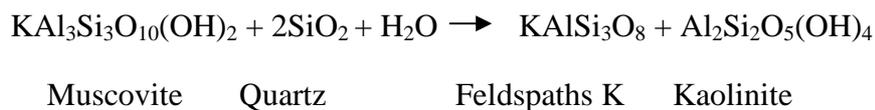
**Dans les quartzites étudiés:** Les différents quartzites se mettent en place dans un estuaire (voir chapitre VII). De plus, en ce qui concerne le « Vorläufer-Quarzit », des niveaux schisteux s'intercalent dans les bancs de quartzites. La néof ormation des kandites de type I

peut donc être due à des phénomènes précoces et associée à des eaux météoriques et/ou des eaux acides provenant des niveaux schisteux adjacents. Cependant, comme nous ne savons pas si les kandites de nos échantillons sont des kaolinites ou des dickites, nous ne pouvons pas exclure l'hypothèse d'une néoformation plus tardive de dickite dans les pores des quartzites. Cette néoformation se ferait soit à partir de kaolinite, soit par néoformation directe de dickite à partir de la décarboxylation des Couches de Clervaux. En effet, une fois compactées, ces dernières pourraient rejeter des fluides acides vers le haut au travers des quartzites, créant ainsi des conditions favorables à la précipitation de la dickite.

➤ *Kandites de types II, III et IV*

Les kandites de types II et III (respectivement pseudomorphoses de muscovite et de chlorite) se forment par remplacement *in situ* (Osborne et al., 1994) des micas et de la chlorite par de la kandite (généralement de la kaolinite).

Le lessivage de la muscovite et son remplacement par de la kaolinite sont généralement considérés comme des événements diagénétiques précoces, réalisés à faible température (< 50°C) avant la compaction et favorisés par des eaux météoriques (Glasmann et al., 1989). Cette transformation se fait selon l'équation (Bjorkum & Gjelsvik, 1988):



Selon Longstaffe (1989) et Barbier (2011), la néoformation de kandite à partir de micas et de chlorite peut également être le résultat de l'injection d'eaux météoriques lors de la phase télogénétique (phase de remontée et d'altération de la roche), via l'ouverture de fractures, de diaclases et de joints stylolitiques. Lors de cette phase, ce sont surtout la biotite et la chlorite qui sont transformées. Les fluides riches en acide carbonique dissolvent la chlorite et permettent, au sein de celle-ci, la création d'interstratifiés. Ces interstratifiés sont ensuite altérés en kaolinite. Ce phénomène est notamment observable lors de l'altération des roches du Massif du Brabant (Barbier, 2011) et se fait selon l'équation :

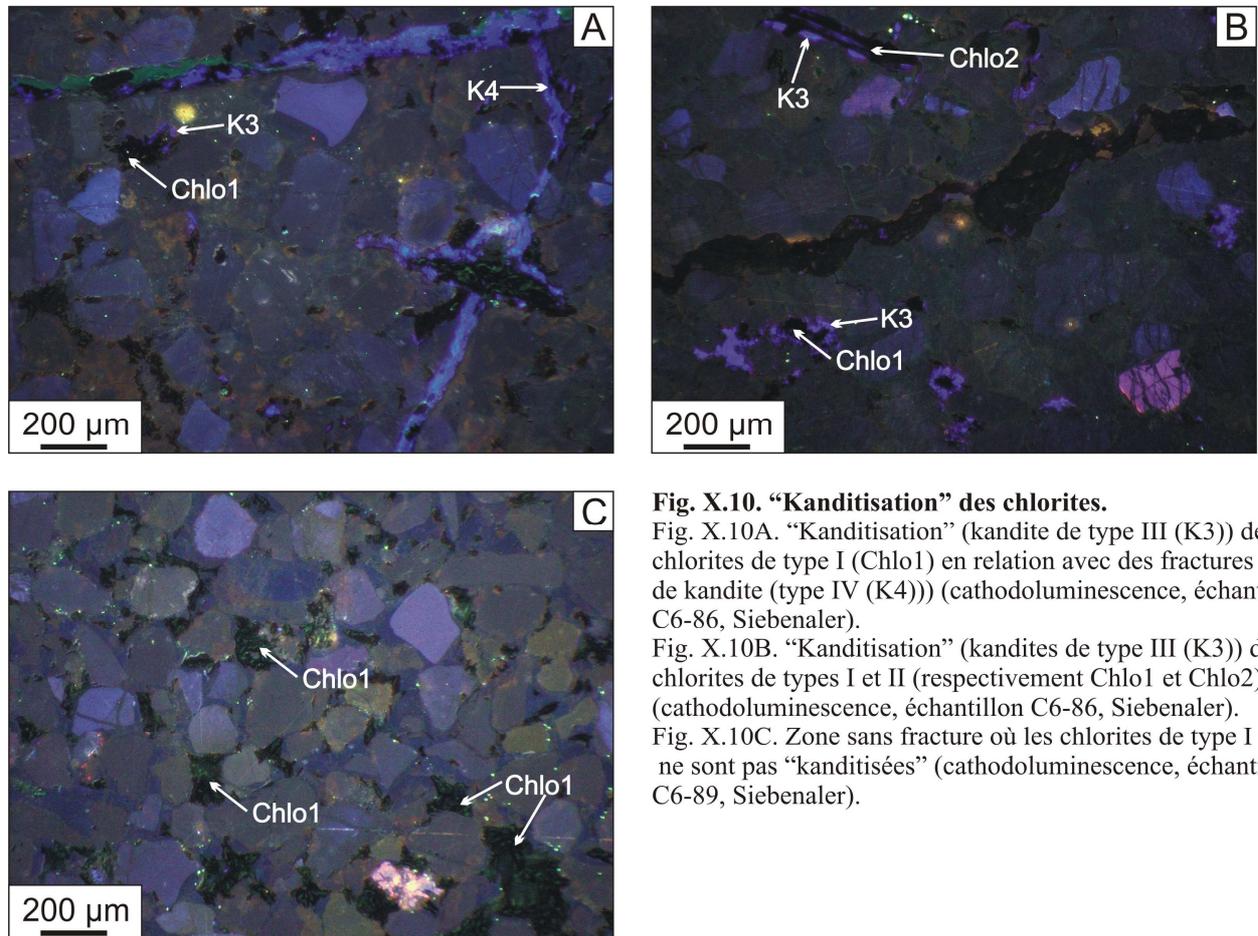


L'infiltration d'eaux météoriques permet également la néoformation de kandite (généralement de la kaolinite) au sein même des fractures, des diaclases et des joints stylolitiques (Longstaffe, 1989 ; Burley & Worden, 2003).

**Dans les quartzites étudiés:** La néoformation de kandite dans les stylolites et les fractures associées (kandite de type IV) est probablement liée à la percolation d'eaux météoriques lors de l'ouverture de ces structures pendant la phase télogénétique.

En ce qui concerne la néoformation de kandite à partir des chlorites (kandite de type III ; dans la suite du texte nous parlerons de « kanditisation »), deux arguments nous poussent à penser qu'elle s'est également produite pendant cette phase: (1) la « kanditisation » n'affecte que les chlorites de types I, II et III en relation avec des fractures

(Fig. X.10A. et B.), laissant les chlorites des zones non fracturées intactes (Fig. X.10C.). Cela suggère que ces dernières n'étaient pas en contact avec les fluides responsables de la « kanditisation » des autres chlorites. (2) Les chlorites s'étant probablement formées en condition métamorphique (voir point 10.4.5.1.), la « kanditisation » de celles-ci s'est donc produite après la phase métamorphique.



**Fig. X.10. «Kanditisation» des chlorites.**

Fig. X.10A. «Kanditisation» (kandite de type III (K3)) des chlorites de type I (Chlo1) en relation avec des fractures (remplies de kandite (type IV (K4))) (cathodoluminescence, échantillon C6-86, Siebenaler).

Fig. X.10B. «Kanditisation» (kandites de type III (K3)) des chlorites de types I et II (respectivement Chlo1 et Chlo2) (cathodoluminescence, échantillon C6-86, Siebenaler).

Fig. X.10C. Zone sans fracture où les chlorites de type I (Chlo1) ne sont pas «kanditisées» (cathodoluminescence, échantillon C6-89, Siebenaler).

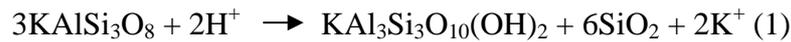
En ce qui concerne la kandite de type II (*i.e.* pseudomorphosant la muscovite), l'hypothèse d'une néoformation précoce sera donc préférée. En effet, la muscovite n'est généralement pas affectée par l'altération (Barbier, 2011).

#### 10.4.4.3. Néoformation d'illite

##### ➤ Illite de type I

L'illite de type I (*i.e.* entourant partiellement les grains de quartz originaux) n'est pas considérée comme détritique, mais comme une illite authigène. En effet, elle est absente des points de contact entre les grains détritiques (Fig. X.4A.), ce qui est caractéristique des minéraux authigènes (Wilson & Pittmann, 1977). De plus, l'environnement de dépôt des quartzites est un environnement fortement agité qui n'est donc pas propice au dépôt ou à l'infiltration d'argiles, avant ou pendant la sédimentation (Wilson & Pittmann, 1977 ; Matlack et al., 1989).

Dans le Quartzite de Berlé et le « Vorläufer-Quarzit », l'illite de type I précède la compaction mécanique et souligne les ciments syntaxiaux (ciments syntaxiaux de types I et II) (Fig. X.4A.). Elle est donc considérée comme ayant précipité très tôt. La néoformation précoce d'illite peut se faire en système ouvert, par l'introduction d'eaux météoriques acides ou par des réactions biogènes ou thermiques provoquant la transformation de la matière organique menant à une acidification du milieu (Marechal, 2000). Les ions  $H^+$  ainsi introduits dans le système vont permettre la dissolution des feldspaths K et la néoformation d'illite suivant la réaction (Giles, 1987):



Feldspaths K

Illite

Quartz

La néoformation précoce d'illite peut également se faire en système fermé. Dans ce cas, ce sont les feldspaths K et la kaolinite qui servent à la formation de l'illite. Cette néoformation se fait suivant l'équation (Giles, 1987):



Feldspaths K

Kaolinite

Illite

Quartz

L'association feldspaths K/kaolinite est instable (*e.g.* Boles & Franke, 1979 ; Bjorlykke et al., 1989 ; Lanson et al., 2002 ; Burley & Worden, 2003). Cependant, à des températures inférieures à 100°C et dans les systèmes sursaturés en silice, ces deux minéraux sont co-stables. De plus, en dessous de 100°C, les réactions de dissolution des feldspaths K et de la kaolinite sont extrêmement lentes (Giles, 1987). C'est donc l'équation (1) qui sera préférée pour expliquer la néoformation de cette illite précoce (illite de type I).

#### ➤ *Illite de type II*

L'illite de type II (*i.e.* présente sur les kandites de type I) indique un phénomène d'illitisation de ces kandites (*e.g.* Boyd & Lewis, 1995 ; Bjorlykke et al., 1989). L'illitisation des kandites (kaolinite et dickite) est généralement considérée comme la conséquence de la déstabilisation thermodynamique des feldspaths K et des kandites, en système fermé, dans un intervalle de température de 120 à 140°C (Lanson et al., 2002 ; Ruiz Cruz, 2007). En effet, à cette température, pour n'importe quelle activité en silice, l'association feldspaths K/kandite est instable. Dès lors, nous pouvons envisager la réaction (2) pour expliquer la néoformation de l'illite de type II dans les quartzites étudiés.

#### **10.4.4.4. Néoformation de quartz**

Dans les grès, la précipitation d'un ciment syntaxial est généralement considérée comme étant contemporaine à la néoformation d'illite (Hoggs, 1989 ; Giles et al., 1992). Cependant, si l'on effectue le bilan volumique de la silice formée lors de la néoformation de l'illite, nous nous apercevons que les surcroissances de quartz ainsi formées ne peuvent pas excéder 2 % du volume total de la roche (Al-Aboud, 2003). Or, le volume de ciment siliceux se situe entre 20 et 30 % du volume total des quartzites étudiés (Tab. X.1.). La néoformation

d'illite ne suffit donc pas à expliquer entièrement la néoformation de la silice (*e.g.* Hassouta, 1999). Un autre mécanisme pouvant être responsable de la précipitation de silice dans le Quartzite de Berlé et le « Vorläufer-Quarzit » est la pression-dissolution. En effet, l'augmentation de pression due à l'enfouissement entraîne une augmentation de la solubilité au point de contact entre les grains (Taylor, 1950). Les grains détritiques de quartz s'imbriquent les uns dans les autres provoquant une dissolution de la silice qui les compose. La silice ainsi mise en solution va précipiter ailleurs dans le sédiment.

#### ➤ *Chronologie des ciments siliceux*

Le ciment syntaxial de type I (non-luminescent (CL)) précède la compaction mécanique puisqu'il préserve les contacts tangentiels entre les grains détritiques (Fig. X.8A.). Le ciment syntaxial de type II (bleuté (CL)) précipite après le ciment syntaxial de type I puisqu'il est presque systématiquement en contact avec ce dernier. Il n'y a que lorsque le ciment syntaxial de type I fait défaut que le ciment syntaxial de type II est en contact direct avec les grains de quartz (Fig. X.3B.). Cette hypothèse est renforcée par les couleurs des deux ciments en cathodoluminescence. En effet, selon Sedat (1992), Bruhn (1995) et Bruhn et al. (1996), les ciments siliceux précoces (*i.e.* éogénétique) sont non-luminescents (CL) alors que les ciments plus tardifs (*i.e.* mésogénétique) arborent une luminescence bleutée (CL) qui vire au brun après une période de bombardement relativement prolongée.

Dans les différents quartzites étudiés, le ciment syntaxial de type I est probablement lié à la néoformation d'illite de type I. Le ciment syntaxial de type II (plus tardif) est, quant à lui, vraisemblablement lié à la néoformation de l'illite de type II et aux phénomènes de pression-dissolution comme l'atteste la présence de contacts concavo-convexes entre les grains détritiques de quartz ainsi que la présence de microstylolites (*e.g.* Taylor, 1950 ; Delitsin, 1979) (voir section 10.4.1.).

#### **10.4.5. Dissolution des fossiles**

Le départ du carbonate composant les fossiles des quartzites est postérieur à la phase de compaction mécanique puisque les cavités conservent leur forme d'origine. Néanmoins, un point d'ombre subsiste : à quel moment ces carbonates ont-ils commencé à se dissoudre ? Dans le point 10.3.2., nous avons constaté la présence de croissance syntaxiale autour des grains détritiques de quartz tapissant le fond des cavités (Fig. X.2B. et C.). Ces croissances sont à associer au ciment syntaxial de type II (bleuté (CL)) décrit précédemment. En effet, seulement deux ciments syntaxiaux ont été observés dans les différents échantillons analysés. Le premier ayant précipité avant la compaction mécanique, il est donc logique de penser que c'est le second ciment qui est venu occuper les cavités. L'absence d'imbrication de carbonates ou de toutes autres impuretés dans les surcroissances (Fig. X.2D.) suggère que les cavités devaient être vides lors de la précipitation de ce ciment syntaxial (ciment syntaxial de type II). Par conséquent, la dissolution des carbonates s'est probablement produite après le début de la phase de compaction chimique mais avant le développement du ciment siliceux tardif (type II) dans les cavités.

#### 10.4.6. Qu'en est-il des feldspaths ?

Comme nous l'avons vu au point 10.3.1., les feldspaths sont uniquement observables dans le « Vorläufer-Quarzit » (carrière de l'Himmelbaach). L'absence de feldspaths dans le Quartzite de Berlé est probablement due à la dissolution totale de ces derniers. En effet, la néoformation d'illite et de kandite dans les différents quartzites témoigne de la présence d'une source de potassium et d'aluminium. Or, la principale source de ces éléments, dans les grès, sont les feldspaths (*e.g.* Bjorlykke et al., 1989 ; Lanson et al., 2002 ; Burley & Worden, 2003 ; Kim et al., 2010). Nous pouvons donc supposer qu'il y en avait dans le Quartzite de Berlé mais qu'ils ont tous été dissouts. La dissolution intensive voire totale de ces feldspaths lors de la diagenèse nous permet de classer ces quartzites dans les arénites quartziques diagénétiques (Harris, 1989). En outre, la structure quartzitique de ces roches est également due à des phénomènes diagénétiques. Le Quartzite de Berlé et le « Vorläufer-Quarzit » se sont formés par diagenèse d'un grès et sont, par conséquent, des quartzites diagénétiques et non métamorphiques.

#### 10.4.7. Présence de kandite dans les quartzites de la zone métamorphique

La persistance de kandite dans les quartzites ayant enduré des températures d'enfouissements de plus de 200 voire 300°C peut s'expliquer de la manière suivante: nous pouvons supposer que la néoformation de chlorite à partir de kandite est incomplète due à une limitation de l'apport de fer et de magnésium dans le système. De plus, il ne faut pas oublier que lors de la phase télogénétique, il y a néoformation de kandite (voir point 10.4.5.2.).

#### 10.4.8. Résumé: histoire diagénétique (Fig. X.11.)

Le Quartzite de Berlé et le « Vorläufer-Quarzit » sont en tous points pareils, exception faite de la persistance de feldspaths dans ce dernier. Ils ont tous deux évolués de la même manière. Il est donc inutile de décrire séparément l'histoire diagénétique de ces deux quartzites.

La diagenèse est divisée en trois régimes distincts: l'éogénèse, la mésogénèse et la télogénèse (Schmidt & McDonald, 1979). L'éogénèse est la phase la plus précoce et précède la compaction. Elle est synchronisée avec le dépôt et l'enfouissement précoce et regroupe tous les processus de subsurface (Burley & Worden, 2003). L'illite de type I (entourant les grains de quartz détritiques), le ciment syntaxial de type I (non-luminescent (CL)) et les kandites de type II se sont développés lors de cette phase. La mésogénèse représente la phase d'enfouissement. Elle est marquée par la compaction et la maturation. Dans le Quartzite de Berlé et le « Vorläufer-Quarzit », cette phase est caractérisée par la précipitation du ciment syntaxial de type II (bleuté (CL)), le départ des carbonates composant les fossiles et la formation d'illite de type II au détriment des kandites de type I. Une incertitude subsiste quant

au moment de formation de ces kandites. Elles peuvent soit avoir été formées durant la phase éogénétique, soit durant la phase mésogénétique.

Lorsque la pression et la température augmentent fortement, nous entrons dans la zone des processus métamorphiques (anchimétamorphisme puis épimétamorphisme). L'augmentation de la charge de sédiments au-dessus des roches dévoniennes provoquée par une phase de rift pré-varisque du Bassin Rhénohercynien, est à l'origine d'une augmentation régionale de pression et de température. Ces conditions favorisent la formation de chlorite dans les échantillons de la coupe de Dasbourg-Pont, Himmelbaach et Siebenaler et dans ceux de l'affleurement de Heilbach.

Une fois que la roche remonte vers la surface, nous entrons dans la phase télogénétique. La télogénèse suit le soulèvement et permet aux eaux météoriques de pénétrer dans le sédiment (Fairbridge, 1983). Dans les quartzites étudiés, la suppression des contraintes permet l'ouverture des fractures, des diaclases et des stylolites et donc la percolation d'eaux météoriques. Ce phénomène crée un environnement favorable à la formation des kandites de types III et IV. De plus, la percolation des eaux météoriques favorise également l'hydrolyse des phyllites et l'altération de l'ankérite et de la dolomite (*e.g.* Poncet, 1962).

	Eogenèse	Mésogenèse	Métamorphisme	Télogénèse
Illite type I	<b>X</b>			
Illite type II		<b>X</b>		
Ciment syntaxial type I	<b>X</b>			
Ciment syntaxial type II		<b>X</b>		
Dissolution des fossiles		<b>X</b>		
Kandite type I	?	?		
Kandite type II	<b>X</b>			
Kandite type III				<b>X</b>
Kandite type IV				<b>X</b>
Chlorite type I			<b>X</b>	
Chlorite type II			<b>X</b>	
Chlorite type III			<b>X</b>	
Hydrolyse				<b>X</b>

Fig. X.11. Tableau résumant l'histoire diagénétique des quartzites étudiés.

---

## 11.1. Conclusions générales

---

Le Dévonien inférieur est une période particulièrement intéressante car elle est caractérisée par la première pulsation transgressive de l'océan Rhéique, après l'orogénèse calédonienne, sur les côtes du Continent des Vieux Grès Rouges. Ces transgressions sont marquées, en Ardenne, par le dépôt de sédiments siliciclastiques. Depuis le Lochkovien jusqu'à l'Emsien supérieur, le bassin ardennais a connu de nombreuses phases de développement. L'une de ces phases est enregistrée dans le Synclinorium de Neufchâteau-Wiltz-Eifel mais également dans le Synclinorium de Dinant.

L'élaboration d'un modèle de dépôt complet et cohérent du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel est difficile. Le facteur limitant est incontestablement le manque de bons affleurements, c'est-à-dire relativement longs et continus. De plus, l'intense exploitation du quartzite de Berlé (objet de cette étude), dans le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel durant les années trente, a considérablement réduit le nombre d'affleurements où ce dernier est encore en place. En outre, lorsque le quartzite affleure, les contacts entre celui-ci et les formations qui l'entourent ne sont que très rarement visibles.

Malgré les difficultés rencontrées, nous avons pu, grâce à la combinaison de techniques, telles que l'étude sédimentologique, la palynologie, la stratigraphie séquentielle, la susceptibilité magnétique et la diagenèse, obtenir des résultats originaux et intéressants. Ces résultats permettent de mieux comprendre l'ensemble des mécanismes responsables, notamment, de la formation de cette unité quartzitique qui fait la particularité du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel: le Quartzite de Berlé.

### 11.1.1. Etude sédimentologique

Un modèle estuarien est proposé pour expliquer le dépôt du Quartzite de Berlé, des Couches de Clervaux et des Schistes de Wiltz. Ce modèle se base sur l'étude de plus de 600 lames minces provenant de 11 coupes se répartissant sur l'ensemble du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel. Cette étude a permis l'identification de neuf microfaciès qui se répartissent en trois types d'environnements différents: un environnement alluvial composé d'une plaine d'inondation parcourue par des chenaux ; un environnement tidal comportant une plaine tidale, des chenaux et des barres sableuses ; et enfin un environnement marin distal où se développe une sédimentation fine.

En ce qui concerne le bord nord du Synclinorium de Dinant, l'étude de la coupe de Profondeville (340 échantillons, 99 lames minces) permet l'identification d'un environnement alluvial à chenaux en tresses.

### 11.1.2. Palynologie

L'analyse du contenu en microfossiles de quatre coupes dans la partie luxembourgeoise du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel a permis l'identification de 23 espèces de spores et de 11 acritarches. Biostratigraphiquement, ces spores confirment l'âge emsien des Couches de Clervaux, du Quartzite de Berlé et des Schistes de Wiltz. La présence combinée de *Apiculiretusispora brandtii*, *Dibolisporites wetteldorfensis*, *Emphanisporites annulatus* et

*Retusotriletes* sp.2 in Breuer 2007 situe les coupes étudiées entre la fin de la zone d'Oppel AP et la fin de la zone d'Oppel AB (*i.e.* Emsien). Les 11 acritarches identifiés sont remaniés et tous datés Cambro-ordovicien.

### 11.1.3. Corrélation des différentes coupes étudiées

La corrélation des différentes coupes étudiées est un résultat important car il permet de se faire une meilleure idée de la géométrie du Quartzite de Berlé, de ses variations latérales de faciès et finalement de comprendre les raisons de la discontinuité de ce quartzite.

*Stratigraphie séquentielle:* L'analyse des courbes d'évolution des microfaciès des différentes coupes étudiées au sein du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel indique que ces microfaciès évoluent selon une tendance transgressive depuis le domaine alluvial jusqu'au domaine marin distal. Ces microfaciès se sont donc mis en place au sein d'un cortège de dépôt transgressif. A l'intérieur même de ce cortège de dépôt, une surface d'inondation marine a été identifiée. Cette surface est caractérisée par une transition abrupte entre le domaine tidal et le domaine marin distal. L'identification de cette surface permet la corrélation de quatre coupes dans le Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel. Elle permet également de mieux comprendre la géométrie des dépôts et les variations latérales de faciès du Quartzite de Berlé. En effet, il ressort de cette corrélation que le Quartzite de Berlé, quand il n'est pas observé, peut être remplacé par le sommet des Couches de Clervaux, composé de grès à « flaser bedding » (ces grès seront appelés dans la suite du texte GFB). Cette transition latérale du Quartzite de Berlé vers les GFB indique que le quartzite de Berlé est une unité lenticulaire. Ceci prouve que la disparition de cette unité n'est pas uniquement due à la présence de failles, comme le suggère la carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg. Cette corrélation indique également que les GFB du sommet des Couches de Clervaux se sont déposés au même moment que le Quartzite de Berlé. Ce dernier étant daté Emsien supérieur, cela indique que le sommet des Couches de Clervaux (*i.e.* les GFB), généralement considéré comme faisant partie de l'Emsien moyen, appartient en réalité à l'Emsien supérieur. Dès lors, une erreur est introduite lorsque, en l'absence du Quartzite de Berlé, on place la limite Emsien moyen/Emsien supérieur à la base des Schistes de Wiltz.

Aucune corrélation ou comparaison entre la coupe du bord nord du Synclinorium de Dinant et les coupes du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel n'a pu être proposée. Cette absence de corrélation peut être expliquée par le fait que ces deux structures ont évolué séparément. Cette évolution distincte est probablement à mettre en relation avec la présence de failles synsédimentaires. Ces failles se sont mises en place lors de l'extension crustale du Bassin Rhéno-hercynien, et provoquent une tectonique de bloc.

*Susceptibilité magnétique (SM):* Dans la carrière de l'Himmelbaach, trois des six coupes levées ont été corrélées grâce à l'identification de comportements similaires dans la courbe de SM de ces coupes. Cependant, à l'échelle du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel, aucune corrélation basée sur les courbes de SM n'a pu être proposée. Ceci est dû aux importantes variations de lithologie qui existent dans ce bassin. Nous avons pu montrer que dans notre modèle littoral, les variations des valeurs de SM sont grandement influencées par des changements dans les conditions environnementales (agitation de l'eau, dilution par le quartz) ou par la diagenèse. Il apparaît donc qu'à petite échelle, dans des faciès similaires, la SM peut être utilisée pour des corrélations. Néanmoins, à l'échelle d'un bassin où les conditions environnementales changent fortement (que ce soit verticalement ou latéralement), les paramètres influençant les valeurs de SM sont trop différents, ce qui entraîne des problèmes

lors de l'utilisation de la SM comme outil de corrélation. Comme nous venons de le dire, les variations des valeurs de SM sont grandement influencées par des changements dans les conditions environnementales. Ces changements n'étant pas liés aux variations du niveau marin (*i.e.* à l'eustatisme), les variations des valeurs de SM dans les coupes étudiées ne le sont pas non plus.

#### 11.1.4. Diagenèse

*Histoire diagénétique:* Au sein du Quartzite de Berlé et du « Vorläufer-Quarzit », les constituants suivants ont pu être identifiés, grâce notamment à des analyses microscopiques (microscope polarisant et MEB), des analyses EDS, de la microsondes et des analyses par diffraction des rayons X: (1) matériel détritique (tourmalines, apatites, zircons, quartz, feldspaths (uniquement pour le « Vorläufer-Quarzit ») et muscovites); (2) minéraux authigènes (illite, kandite, chlorite, silice, et exceptionnellement un ciment carbonaté). L'identification de ces différents constituants nous a permis d'élaborer la séquence paragénetique suivante:

- (1) Eogenèse: formation d'illite autour des grains détritiques de quartz ; développement d'une première phase de croissance syntaxiale autour des grains de quartz ; formation de kandite au détriment de la muscovite (et peut être dans les pores libres de la roche).
- (2) Mésogenèse: développement d'une seconde phase de croissance syntaxiale ; dissolution des fossiles ; possible formation de kandite dans les pores de la roche ; illitisation de la kandite présente dans les pores.
- (3) Métamorphisme: développement de chlorite dans les pores, les veines de quartz et sur les baguettes de muscovite.
- (4) Téligenèse: développement de kandite au détriment des chlorites présentes à proximité des stylolites et des fractures ; développement de kandite dans les stylolites et les fractures ; altération en subsurface du ciment carbonaté, lorsque celui-ci est présent.

*Degrés de métamorphisme:* Les valeurs de cristallinité de l'illite (IC) mesurées sur les différents échantillons du Quartzite de Berlé et du « Vorläufer-quarzit » indiquent que, selon la région considérée, ces quartzites ont enduré des paléotempératures différentes. Chacune de ces paléotempératures correspondent à différentes conditions d'enfouissement, allant de la zone de diagenèse profonde (< 200°C) à l'épizone (> 300°C). Ces variations dans les conditions d'enfouissement sont liées à une phase de rift pré-varisque du Bassin Rhéno-hercynien. Cette phase de rift a permis, par le jeu de failles synsédimentaires, la formation de différents blocs structuraux dont l'affaissement varie selon le bloc considéré. Cette variation dans l'affaissement des blocs a induit une variation d'épaisseur de la charge sédimentaire recouvrant les roches dévoniennes, ce qui provoque des conditions d'enfouissement régionalement variables.

### 11.1.5. Commentaires généraux

Ce travail montre à quel point il est intéressant de mener une recherche multidisciplinaire combinant travail sur le terrain, analyse microscopique, palynologie, analyse séquentielle, susceptibilité magnétique et diagenèse. La reconstitution sédimentologique du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel conduit à la mise en évidence d'un cadre général de type estuarien. La combinaison de l'analyse sédimentologique détaillée et de la stratigraphie séquentielle est à la base de la modélisation des variations verticales et latérales du domaine estuarien du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel. Dans ce modèle, le Quartzite de Berlé correspond à une barre sableuse tidale et passe latéralement aux grès à « flaser bedding » du sommet des Couches de Clervaux. Cette transition latérale de faciès est la preuve de la lenticularité du Quartzite de Berlé et permet d'expliquer sa discontinuité. La diagenèse permet une meilleure compréhension des mécanismes à l'origine des caractéristiques actuelles du Quartzite de Berlé. La minéralogie des argiles (cristallinité de l'illite) montre que le Quartzite de Berlé a subi des conditions d'enfouissement variables à l'échelle régionale, liées à une phase de rift pré-varisque du Bassin Rhéno-hercynien. Finalement, l'interprétation du signal de susceptibilité magnétique démontre qu'en domaine détritique proximal, ce signal est principalement contrôlé par les paramètres environnementaux (agitation de l'eau, taux de sédimentation) et par la diagenèse.

## 11.2. Perspectives

Dans ce travail, une seule coupe a été investiguée sur le bord nord du Synclinorium de Dinant ; il serait donc intéressant d'en analyser d'autres afin d'avoir une vue d'ensemble du bord nord de ce synclinorium.

L'étude sédimentologique proposée dans ce travail devrait être étendue à la totalité de l'Emsien du Bassin de Neufchâteau-Wiltz-Eifel. Cela permettrait, entre autre, d'avoir un aperçu plus global de la dynamique sédimentaire de ce bassin à cette période.

En ce qui concerne la susceptibilité magnétique, des analyses d'hystérésis permettraient de connaître la nature des minéraux magnétiques et de mieux contraindre les mécanismes à l'origine de l'intégration de ces minéraux dans les sédiments proximaux.

L'étude diagénétique proposée dans ce travail pourrait être complétée par des analyses isotopiques sur les différents ciments ainsi que sur les kandites.

---

**A**

---

**Al-Aboud, N., 2003.** Observation et quantification des mécanismes de pression-dissolution dans un réservoir gréseux. Thèse Inédite, Université des Sciences et Technologie de Lille, Lille, 175 p.

**Allen, J.R.L., 1965.** A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5: 89-191.

**Antun, P., 1950.** Sur les Spirophyton de l'Emsien de l'Oesling (grand-duché de Luxembourg). *Société Géologique de Belgique*, 73 (8-10): 241-259.

**Arai, K., Sakai, H. & Konishi, K. 1997.** High-resolution rock-magnetic variability in shallow marine sediment: a sensitive paleoclimatic metronome. *Sedimentary Geology*, 110: 7-23.

**Asselberghs, E., 1912.** Contribution à l'étude du Dévonien inférieur du Grand-Duché de Luxembourg. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 39: 25-112.

**Asselberghs, E., 1944.** Emsien et Koblenzschichten en Ardenne, dans l'Oesling et dans l'Eifel. *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, 13: 61-89.

**Asselberghs, E., 1945.** La Belgique aux temps éodévoniens. *Bulletin de la Classe des Sciences, Académie Royale de Belgique*, 31 (12): 711-720.

**Asselberghs, E., 1946.** L'éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain, 14: 598 p.

**Asselberghs, E., 1954.** L'éodévonien de l'Ardenne. In: P. Fourmarier (éd.): Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Vaillant-Carmanne, Liège, 826 p.

**Administration des Ponts et Chaussées, 2011.** Carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg,  
[http://www.pch.public.lu/publications/cartes/publ\\_SGL\\_cartes\\_geol/publ\\_SGL\\_cartes\\_postales/cp\\_1996\\_geol\\_schem\\_pdf.pdf](http://www.pch.public.lu/publications/cartes/publ_SGL_cartes_geol/publ_SGL_cartes_postales/cp_1996_geol_schem_pdf.pdf), consulté le 07/10/2011.

---

**B**

---

**Baccelle, L. & Bosellini, A., 1965.** Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. *Annali Dell Università Di Ferrara*, 9 (4): 59-62.

**Balme, B.E., 1988.** Miospores from Late Devonian (early Frasnian) strata, Carnarvon Basin, Western Australia. *Palaeontographica. Abteilung B: Palaeophytologie*, 209 (4-6): 109-166.

**Barbier, F., 2011.** Etude de l'altération météorique sur substrats silicoclastiques hétérogènes en Région Wallonne (Belgique). Contribution à la caractérisation des altérites de l'Allochtone Ardennais (Transinne-Villance-Morialmé) et du Parautochtone Brabançon (Ottignies) ; cartographie des altérites dans la région de la Haute-Lesse (Ardenne). Thèse Inédite, Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix, Namur, 417p.

**Ben Baccar, M. & Fritz, D., 2003.** Geochemical modeling of sandstone diagenesis and its consequences on the evolution of porosity. *Applied Geochemistry*, 8: 285-295.

- Beugnies, A., 1963.** Essai d'interprétation géodynamique du magmatisme de l'Ardenne. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 83 (3): 171-193.
- Beutner, E.C., 1978.** Slaty cleavage and related strain in Martinsburg Slate, Delaware Water Gap, New Jersey. *American Journal of Science*, 278 (1): 1-23.
- Bitjukova, L., Shogenova, A. & Goetze, H.J., 1998.** Influence of chemical composition on petrophysical properties of early Paleozoic carbonate rocks in Estonia. In: Goetze, H.J. & Schmidt, S. (Eds.): Modeling Techniques in Geology and Geophysics by the Aids of Geoscientific Information Systems (GIS). *Physics and Chemistry of the Earth*, 23: 309-316.
- Blatt, H. & Tracy, R.J. (Eds.), 1997.** *Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic*. W.H. Freeman and Company, New York, 529 p.
- Bluck, B., 1967.** Sedimentation of beach gravels; examples from South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37 (1): 128-156.
- Bjorkum, P.A. & Gjelsvik, N., 1988.** An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, k-feldspar and illite in sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 506-511.
- Bjorlykke, K., 1994.** Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins. In: Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. & Brown, S. (Eds.): Geology of the Brent Group. *Geological Society Special Publication*, 78: 127-140.
- Bjorlykke, K., 1998.** Clay mineral diagenesis in sedimentary basins – a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin. *Clay Minerals*, 33: 15-34.
- Bjorlykke, K., Ramm, M. & Saigal, G.C., 1989.** Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geologische Rundschau*, 78 (1): 243-268.
- Boggs, S. Jr (éd.), 2001.** *Principles of Sedimentology and Stratigraphy, 3rd edition*. Prentice Hall, New Jersey, 726 p.
- Boggs, S. Jr., Kwon, Y.I., Goles, G.G., Rusk, B.G., Krinsley, D. & Seyedolali, A., 2002.** Is quartz cathodoluminescence color a reliable provenance tool? A quantitative examination. *Journal of Sedimentary Research*, 72 (3): 408-415.
- Boles, J.R., 1984.** Secondary porosity reactions in the Stevens Sandstone, San Joaquin Valley, California. In: McDonald & Surdam, R.C. (Eds.): Clastic Diagenesis. *AAPG Memoir*, 37: 217-224.
- Boles, J.R. & Franks, S.G., 1979.** Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas; implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 (1): 55-70.
- Bonnot-Courtois, C., Caline, B., L'Homer, A. & Le Vot, M., 2002.** La Baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance; environnements sédimentaires, aménagements et évolution récente. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production*, 26: 256 p.
- Borradaile, G.J., 1988.** Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156 (1-2): 1-20.

- Borradaile, G.J. & Lagroix, F., 2000.** Magnetic characterization using a three-dimensional hysteresis projection, illustrated with a study of limestones. *Geophysical Journal International*, 141: 213-226.
- Borradaile, G.J. & Werner, T., 1994.** Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. *Tectonophysics*, 235 (3): 223-248.
- Boulvain, F., 2011.** Diagenèse et dynamique de bassins sédimentaires. [http://www2.ulg.ac.be/geosed/sedim/compl\\_sedim.htm](http://www2.ulg.ac.be/geosed/sedim/compl_sedim.htm), consulté le 18/12/2011.
- Boulvain, F., Da Silva, A.C., Mabilie, C., Hladil, J., Gerls, M., Koptikova, L. & Schnabl, P., 2010.** Magnetic susceptibility correlation of km-thick Eifelian-Frasnian sections (Ardennes and Moravia). In: Da Silva, A.C. & Boulvain, F. (Eds.): Magnetic susceptibility, correlations and Palaeozoic environments. *Geologica Belgica*, 13 (4): 309-318.
- Boyd, R.J. & Lewis, D.W., 1995.** Sandstone diagenesis related to varying burial depth and temperature in Greymouth Coalfield, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 38 (3): 333-348.
- Breuer, P., Al-Ghazi, A., Al-Ruwaili, M.H., Higgs, K.T., Steemans, P. & Wellman, C.H., 2007.** Early to Middle Devonian miospores from northern Saudi Arabia. *Revue de Micropaléontologie*, 50 (1): 27-57.
- Bruhn, F., 1995.** Kombinierte Spurenelement-Mikroanalysen und Kathodolumineszenz-Untersuchungen: Entwicklung einer Meßmethodik für die Bochumer Protonenmikrosonde (PIXE) und Fallstudien aus der Sedimentologie. Thèse Inédite, Ruhr-University Bochum, 171 p.
- Bruhn, F., Bruckschen, P., Meijer, J., Stephan, A., Richter, D.K. & Veizer, J., 1996.** Cathodoluminescence investigations and trace-element analysis of quartz by micro-PIXE: implications for diagenetic and provenance studies in sandstone. *Canadian Mineralogist*, 34: 1223-1232.
- Bruun, P., 1962.** Sea-level rise as a cause of shore erosion. *American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of the Waterways and Harbors Division*, 88: 117-130.
- Bultynck, P. (éd.) & Dejonghe, L. (éd.), 2001.** *Lithostratigraphic scale of Belgium*. Bruxelles, Geologica Belgica, 4 (1-2): 164 p.
- Burley, S.D., & Worden, R.H., 2003.** *Sandstone Diagenesis: recent and ancient. Reprint series volume 4 of the International Association of Sedimentologists*. Blackwell Publishing, Oxford, 649 p.

---

**C**

- Carls, P., Gandl, J., Groos-Uffenorde, H., Jahnke, H. & Walliser, O.H., 1972.** Neue daten zur grenze unter-/mittel-devon. *Newsletters on Stratigraphy*, 2 (3): 115-147.
- Carls, P., Slavik, L. & Valenzuela-Rios, J.I., 2008.** Comments on the GSSP for the basal Emsian stage boundary; the need for its redefinition. *Bulletin of Geosciences*, 83 (4): 383-390.

- Carmona, N.B., Buatois, L.A., Ponce, J.J. & Mangano, M.G., 2009.** Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina; trace-fossil distribution and response to environmental stresses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273 (1-2): 75-86.
- Cattaneo, A. & Steel, R.J., 2003.** Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62: 187-228.
- Catuneanu, O., 2002.** Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 1-43.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pornar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. & Winker, C., 2009.** Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1-33.
- Colbeaux, J.P., Beugnies, A., Dupuis, C., Robaszynski, F. & Somme, J., 1977.** Tectonique de blocs dans le sud de la Belgique et le nord de la France. *Annales de la Société Géologique de Nord*, 97 (3): 191-222.
- Collinson, J.D. & Thompson, D.B. (Eds.), 1989.** *Sedimentary structures*, Unwin- Hyman, London, 207 p.
- Cookenboo, H.O., & Bustin, R.M., 1999.** Pore water evolution in sandstones of the Groundhog Coalfield, northern Bowser Basin, British Columbia. *Sedimentary Geology*, 123 (1-2): 129-146.
- Corteel, C., van den Haute, P. & Verniers, J., 2004.** New sedimentological and petrographical observations on the Devonian Burnot Formation in the Belgian Rhenohercynian Basin. *Geologica Belgica*, 7 (1-2): 41-53.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B. & El Hassani, A., 1994.** Integration of biostratigraphy, magnetic susceptibility and relative sea-level change: A new look at high resolution correlation. *Subcommission on Devonian Stratigraphy, newsletter*, 11: 59-66.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A., Feist, R. & Hladil, J., 1997.** Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the Eifelian-Givetian GSSP and associated boundary sequences in North Africa and Europe. *Episodes*, 20 (3): 167-175.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A. & Feist, R., 2000.** Proposed magnetostratigraphy susceptibility magnetostratotype for the Eifelian-Givetian GSSP (Anti-Atlas, Morocco). *Episodes*, 23 (2): 93-101.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., Hladil, J., El Hassani, A., Hroudá, F. & Chlupac, I., 2001.** Magnetostratigraphy susceptibility of the Pridolian-Lochkovian (Silurian-Devonian) GSSP (Klonk, Czech Republic) and coeval sequence in Anti-Atlas Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167: 73-100.
- Curry, W.B., Schneider, D.A. & Party, L.S., 1995.** Ceara Rise sediments document ancient climate change. *EOS*, 76 (5): 41-45.

**Curtis, C.D., 1983a.** Geochemistry of porosity enhancement and reduction in clastic sediments. *Geological Society Special Publication*, 12: 113-125.

**Curtis, C.D., 1983b.** Link between aluminium mobility and destruction of secondary porosity. *Bulletin of the American Association of Petroleum*, 67: 380-393.

---

**D**

**d'Omalius d'Halloy, J.J. (éd.), 1839.** *Eléments de géologie ou seconde partie des éléments d'inorganomie particulière*. F.G. Levrault, Strasbourg, 759 p.

**Da Silva, A.C., 2004.** Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge. Thèse Inédite, Université de Liège, Liège, 253 p.

**Da Silva, A.C. & Boulvain, F., 2002.** Sedimentology, magnetic susceptibility and isotopes of a Middle Frasnian carbonate platform: Tailfer section, Belgium. *Facies*, 46: 89-102.

**Da Silva, A.C. & Boulvain, F., 2003.** Sedimentology, magnetic susceptibility and correlations of Middle Frasnian platform limestone (Tailfer and Aywaille sections, Belgium). *Geologica Belgica*, 6 (3-4): 81-96.

**Da Silva, A.C. & Boulvain, F., 2006.** Upper Devonian carbonate platform correlation and sea-level variations recorded in magnetic susceptibility. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 240: 373-388.

**Da Silva, A.C., Mabile, C. & Boulvain, F., 2009a.** Influence of sedimentary setting on the use of magnetic susceptibility: examples from the Devonian of Belgium. *Sedimentology*, 56: 1292-1306.

**Da Silva, A.C., Potma, K., Weissenberger, J.A.W., Whalen, M.T., Humblet, M., Mabile, C. & Boulvain, F., 2009b.** Magnetic susceptibility evolution and sedimentary environments on carbonate platform sediments and atolls, comparison of the Frasnian from Belgium and Alberta, Canada. *Sedimentary Geology*, 214: 3-18.

**Da Silva, A.C., Yans, J. & Boulvain, F., 2010.** Early-Middle Frasnian (early Late Devonian) sedimentology and magnetic susceptibility of the Ardennes area (Belgium): identification of severe and rapid sea-level fluctuations. In: Da Silva, A.C. & Boulvain, F. (Eds.): Magnetic susceptibility, correlations and Palaeozoic environments. *Geologica Belgica*, 13 (4): 319-332.

**Da Silva, A.C., Dekkers, M., Mabile, C. & Boulvain, F., 2012.** Magnetic susceptibility and its relationship with paleoenvironments, diagenesis and remagnetization – examples from the Devonian carbonates of Belgium. *Studia Geophysica & Geodaetica*, 56 (2): sous presse.

**de Bethune, S., 1977.** Les minéraux de la zone métamorphique de Libramont. *Professional Paper- Service Géologique de Belgique- Administration des mines*, 5: 42 p.

**de Dorlodot, H., 1900.** Compte-rendu des excursions sur les deux flancs de la crête du Condroz. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 14 (15): 113-192.

**Dalrymple, R.W., 2006.** Incised valleys in time and space: introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling. *SEPM, Special Publication*, 85: 5-12.

- Dalrymple, R.W., & Choi, K., 2007.** Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems; a schematic framework for environmental and sequence stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81 (3-4): 135-174.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. & Boyd, R., 1992.** Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62 (6): 1130-1146.
- Dandois, P., 1985.** Le métamorphisme des terrains paléozoïques de la partie médio-occidentale de l'Ardenne. Thèse Inédite, Université Catholique de Louvain, Louvain, 197p.
- Debacker, T.N., Dewaele, S., Sintubin, M., Verniers, J., Muchez, P. & Boven, A., 2005.** Timing and duration of the progressive deformation of the Brabant Massif, Belgium. *Geologica Belgica*, 8 (4): 20-34.
- Dejonghe, L., 2006.** Disused Palaeozoic regional stages from Belgium; Devillian, Revinian, Salmian, Geddinian and Burnotian. *Geologica Belgica*, 9 (1-2): 191-197.
- Delcambre, B., 2011.** Carte géologique de Wallonie: Malonne-Naninne, version provisoire. *SPW-DGARNE*.
- Delcambre, B. & Pingot, J.L., 2011.** Carte géologique de Wallonie: Bioul-Yvoir, version provisoire. *SPW-DGARNE*.
- Delitsin, I.S., 1979.** Textures generated in quartzitic sandstones by dissolution under pressure. *Doklady. Earth Science Sections*, 248 (1-6): 124-126.
- Demarest, J.M. & Kraft, J.C., 1987.** Stratigraphic record of Quaternary sea levels: implications for more ancient strata. *SEPM, Special Publication*, 41: 223-239.
- Désiré-Marchand, J., 1985.** Notice de la carte géomorphologique du Grand-Duché de Luxembourg. *Ministère des travaux publics, Service Géologique du Luxembourg*, Bulletin, 13: 47 p.
- Deunff, J., 1961.** Un microplancton à hystrichosphères dans le tremadoc du Sahara. *Revue de Micropaléontologie*, 1: 37-52.
- Deutsche Stratigraphische Kommission, 2002.** Stratigraphische Tabelle von Deutschland, [http://www.stratigraphie.de/std2002/download/STD2002\\_large.pdf](http://www.stratigraphie.de/std2002/download/STD2002_large.pdf), consulté le 08/10/2011.
- Devleeschouwer, X., 1999.** *La transition Frasnien-Famennien (Dévonien Supérieur) en Europe: Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et susceptibilité magnétique.* Thèse Inédite, Université Libre de Bruxelles, Bruxelles, 411 p.
- Devleeschouwer, X., 2008.** Cathodoluminescence appliqué aux roches sédimentaires: Sédimentologie approfondie (GEOL-F-421). [http://www.ulb.ac.be/sciences/dste/sediment/sedimento/notes/sedim\\_approf/SedimApprof\\_cathodolum\\_part1\\_2008\\_09.pdf](http://www.ulb.ac.be/sciences/dste/sediment/sedimento/notes/sedim_approf/SedimApprof_cathodolum_part1_2008_09.pdf), consulté le 18/12/2011.
- Dewaele, S., Boven, A. & Muchez, P., 2002.** (super 40) Ar/ (super 39) Ar dating of mesothermal, orogenic mineralization in a low-angle reverse shear zone in the lower Palaeozoic of the Anglo-Brabant fold belt, Belgium. *Transactions – Institution of Mining and Metallurgy. Section B: Applied Earth Science*, 111: 215-220.

- Dino, R. & Rodrigues, M.A.C., 1995.** Early Devonian palynomorphs of the Furnas Formation, Parana Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, 67 (1): 107-116.
- Dominguez, J.M.L. & Wanless, H.R., 1991.** Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce River coast, Brazil. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 14: 259-281.
- Dumont, A., 1848.** Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. II. Terrains rhénan. *Mémoires de l'Académie royale de Belgique, Classes des sciences*, 22: 451 p.
- Dunlop, D.J., 1995.** Magnetism in rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100: 2161-2174.
- Dürkoop, A., 1992.** *Geologie im Raum Wiltz (Lux.) unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie und des Sedimentpetrographie der bunten Schichten von Klerf (Unter-Ems) und des Quarzits von Berle (Ober-Ems)*. Friedrichs-Wilhelms Universität, Bonn, Diplomarbeit, 104 p.

---

**E**

- Eisenack, A., 1938.** Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs, IV. *Palaeontologische Zeitschrift*, 19 (3-4): 217-243.
- Ellwood, B.B., Crick, R.E. & El Hassani, A., 1999.** Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) method used in geological correlation of Devonian rocks from Anti-Atlas Morocco. *AAPG Bulletin*, 83 (7): 1119-1134.
- Ellwood, B.B., Crick, R.E., El Hassani, A., Benoist, S.L. & Young, R.H., 2000.** Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, 28 (12): 1135-1138.
- Ellwood, B.B., Garcia Alcalde, J.L., El Hassani, A., Hladil, J., Soto, F.M., Truyols Massoni, M., Weddige, K. & Koptikova, L., 2006.** Stratigraphy of the Middle Devonian boundary: Formal definition of the susceptibility magnetostratotype in Germany with comparisons to sections in the Czech Republic; Morocco & Spain. *Tectonophysics*, 418: 31-49.
- Ellwood, B.B., Tornkin, J.H., El Hassani, A., Bultynck, P., Brett, C., Schindler, E., Feist, R. & Bartholomew, A.J., 2011.** A climate-driven model and development of a floating point time scale for the entire Middle Devonian Givetian Stage: A test using magnetostratigraphy susceptibility as a climate proxy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304: 85-95.
- Elmore, R.D., London, D., Bagley, D., Fruit, D.J. & Gao, G., 1993.** Remagnetization by basinal fluids; testing the hypothesis in the Viola Limestone, southern Oklahoma. *Journal of Geophysical Research*, 98 (B4): 6237-6254.
- Embry, A.F., 1995.** Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. *Norwegian Petroleum Society, Special Publication*, 15: 1-11.

---

**F**

---

- Faber, A., 1982.** *Contribution à la géologie du flanc méridional du synclinal de Wiltz.* Université Libre de Bruxelles, mémoire de licence, 58 p.
- Fairbridge, R.W., 1983.** Syndiagenesis-anadiagenesis-epidiagenesis; phases in lithogenesis. *In: G. Larsen & G.V. Chilingar (Eds.): Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2.* Elsevier, Amsterdam, 17-113.
- Féniès, H. & Lericolais, G., 2005.** Architecture interne d'une vallée incisée sur une côte à forte énergie de houle et de marée (vallée de la Leyre, côte aquitaine, France). *C.R. Geoscience*, 337:1257-1266.
- Fielitz, W. & Mansy, J.L., 1999.** Pre- and synorogenic burial metamorphism in the Ardenne and neighbouring areas (Rhenohercynian Zone, Central European Variscides). *Tectonophysics*, 309 (1-4): 227-256.
- Fisher, W.L., Brown, L.F., Scott, A.J. & McGowen, J.H. (Eds.), 1969.** *Delta systems in the exploration for oil and gas; a research colloquium.* American Geological Institute, Austin, 345 p.
- Flehmig, W. & Langheinrich, G., 1974.** Beziehung zwischen tektonischer Deformation und Illit-Kristallinität. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie*, 146 (3): 325-346.
- Folk, R.L. (éd.), 1968.** *Petrology of sedimentary rocks.* University of Texas, Austin, 170 p.
- Franke, C., 2006.** Die Klerf-Schichten (Unter-Devon) im Grossherzogtum Luxemburg, in der Westeifel (Deutschland) und im Gebiet von Burg Reuland (Belgien) : fazielle und biostratigraphische Deutungen. *In : C. Franke (Hrsg.): Beiträge zur Paläontologie des Unterdevons Luxemburgs (1).* Ferrantia, 46: 42-96.
- Frey, M., 1970.** The step from diagenesis to metamorphism in polydeformed rocks during Alpine orogenesis. *Sedimentology*, 15: 261-279.
- Frey, M. (éd.), 1987.** *Low temperature metamorphism.* Blackie and Son Ltd, Glasgow, 351 p.
- Fuchs, G., 1974.** Das Unterdevon am Ostrand der Eifeler Nordsued-Zone; Stratigraphie, Fazies und Tektonik des Ober-Siegen und Unter-Ems im Raum zwischen der Ahr und der Linie Daun-Ulmen. *Beitraege zur Naturkundlichen Forschung in Suedwestdeutschland, Beihefte*, 2: 163 p.
- Füchtbauer, H. & Richter, D.K., 1988.** Karbonatgesteine. *In: Fuechtbauer, H. (éd.): Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie; Teil II*, 2 (4): 233-434.

---

**G**

---

- Galloway, W.E., 1975.** Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Deltaic Depositional Systems. *In: M.L. Broussard (éd.): Deltas: models for exploration.* Houston, Houston Geological Society, 87-98.
- Galloway, W.E., 1989.** Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 125-142.

- Garzaniti, S., 2007.** *Etude sédimentologique détaillée du sommet de la Formation d'Acoz et de la Formation de Wépion dans la vallée du Hoyoux.* Université de Liège, mémoire de licence, 96 p.
- Gerrienne, P., 1991.** Les Plantes emsiennes de Fooz-Wepion (bord nord du synclitorium de Dinant, Belgique); I, Anisophyton cf. Gothanii Remy, Schultka & Haas. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 100 (1-2): 135-145.
- Gerrienne, P., 1992a.** Les plantes emsiennes de Fooz-Wepion (bord nord du Synclitorium de Dinant, Belgique); II, Urpicalis steemansii gen. et sp. nov. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 314 (8): 851-857.
- Gerrienne, P., 1992b.** The Emsian plants from Fooz-Wepion (Belgium); III; Foozia minuta gen. et spec. nov., a new taxon with probable cladoxylalean affinities. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 74 (1-2): 139-157.
- Gerrienne, P., 1993.** Inventaire des végétaux éodévoniens de Belgique. *Annales de la société géologique de Belgique*, 116 (1): 105-117.
- Gerrienne, P., 1998.** Deuterophyton stockmansii gen. et sp. nov. du Devonien inférieur de Belgique et identification d'un nouveau groupe de plantes vasculaires primitives. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes*, 326 (5): 369-375.
- Giles, M.R. (éd.), 1987.** *Diagenesis: a quantitative perspective. Implications for basin modeling and rock property prediction.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Norwell, 544p.
- Giles, M.R., Stevenson, S., Martin, S.V., Cannon, S.J.C., Hamilton, P.J., Marshall, J.D. & Samways, G.M., 1992.** The reservoir properties and diagenesis of the Brent Group: a regional perspective. In: Morton, A.C., Haszeldine, R.S., Giles, M.R. & Brown, S., (Eds.): *Geology of the Brent Group. Geological Society Special Publication*, 61: 289-327.
- Giresse, P. & Odin, G.S., 1973.** Nature minéralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo. *Sedimentology*, 20 (4): 457-488.
- Glasmann, J.R., Lundegard, P.D., Clark, R.A., Penny, B.K. & Collins, I.D., 1989.** Geochemical evidence for the history of diagenesis and fluid migration: Brent sandstone, Heather Field, North Sea. *Clay Minerals*, 24: 255-284.
- Godefroid, J. & Stainier, P., 1982.** Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Belgian Siegenian on the south and southeast borders of the Dinant Synclitorium. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 55: 139-163.
- Goemaere, E. & Dejonghe, L., 2005.** Paléoenvironnemental reconstruction of the Mirwart Formation (Pragian) in the Lambert quarry (Flamierge, Ardenne, Belgique). *Geologica Belgica*, 8 (3): 37-52.
- Goffette, O., Liegeois, J.P. & Ance, L., 1991.** Age, U-Pb sur zircon dévonien moyen à supérieur du magmatisme du Massif de Rocroi (Ardenne, France): implications géodynamiques, géochimie et géochronologie isotopiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de France, Série 2, 3/2* (10): 1155-1161.

- Gosselet, J., 1873.** Le système du Poudingue de Burnot. *Annales des Sciences Géologiques*, 4: 1-32.
- Gosselet, J. (éd.), 1888.** *L'Ardenne. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*. Paris, 881 p.
- Götte, T. & Richter, D.K., 2006.** Cathodoluminescence characterization of quartz particles in mature arenites. *Sedimentology*, 1-13.
- Götte, T., Neuser, R.D. & Richter, D.K., 2001.** New parameters of quartz in sandstone-petrography: cathodoluminescence (CL)-investigation of mature sands and sandstones of north-western Germany. *CL2001 in Freiberg/Sachsen, Abstracts*, 38-39.
- Götze, J., 2002.** Potential of cathodoluminescence (CL) microscopy and spectroscopy for the analysis of minerals and materials. *Analytical and Bioanalytical Chemistry*, 374: 703-708.
- Götze, J. & Zimmerle, W., 2000.** Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. *Contributions to Sedimentary Geology*, 12: 91 p.
- Götze, J., Plötze, M. & Habermann, D., 2001.** Cathodoluminescence of quartz: origin, spectral characteristics and practical applications. *Mineralogy and Petrology*, 141: 225-250.
- Götze, J., Plötze, M., Götte, T., Neuser, R.D. & Richter, D.K., 2002.** Cathodoluminescence (CL) of clay minerals. *Mineralogy and Petrology*, 176: 195-212.
- Guillocheau, F., 1991.** Zonation des dépôts de tempêtes en milieu marin ouvert (offshore, shoreface), baie et replats sableux (sand-flats); visite de quelques affleurements ordoviciens armoricains au presqu'île de Crozon. *Association des Sédimentologistes Français*, 16: 39-66.
- Guillocheau, F. & Hoffer, M., 1988.** Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme; le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 307 (18): 1909-1916.

---

**H**

- Harris, N.B., 1989.** Diagenetic quartz arenite and destruction of secondary porosity: an example from the Middle Jurassic Brent Sandstone of northwest Europe. *Geology*, 17: 361-364.
- Hart, B.S. & Plint, A.G., 2003.** Stratigraphy and sedimentology of shoreface and fluvial conglomerates; insights from the Cardium Formation in NW Alberta and adjacent British Columbia. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 51 (4): 437-464.
- Hassouta, L., 1999.** La comparaison de grès cimentés et de grès non cimentés par de la calcite du groupe du Brent (zone d'Alwyn, Mer du Nord). Une clé pour l'établissement de bilans de matière et la compréhension des processus de formation du quartz et des argiles (illite, kaolinite, dickite). Thèse Inédite, Université des Sciences et Technologies de Lille, Lille, 140p.

- Hayes, M.J. & Boles, J.R., 1992.** Volumetric relations between dissolved plagioclase and kaolinite in sandstones: implications for aluminium mass transfer in the San Joaquin Basin, California. *In: Houseknecht, D.W., Pittman, E.D. (Eds.): Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones. SEPM Special Publication, 47: 111-123.*
- Heckel, P.H. & Witzke, B.J., 1979.** Devonian world palaeogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators. *Special Papers in Palaeontology, 23: 99-123.*
- Heuertz, F., 1933.** Der Quarzit von Berle. *Bulletin de la Société des Naturalistes Luxembourgeois, 3: 74-76.*
- Hladil, J., 2002.** Geophysical records of dispersed weathering products on the Frasnian carbonate platform and early Famennian ramps in Moravia, Czech Republic: proxies for eustasy and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181: 213-250.*
- Hladil, J., Vondra, M., Cejchan, P., Vich, R., Koptikova, L. & Slavik, L., 2010.** The dynamic time-warping approach to comparison of magnetic-susceptibility logs and application to Lower Devonian calciturbidites (Prague Synform, Bohemian Massif). *In: Da Silva, A.C. & Boulvain, F. (Eds.): Magnetic susceptibility, correlations and Palaeozoic environments, Geologica Belgica, 13 (4): 385-406.*
- Hoggs, A.J.C., 1989.** Petrographic and isotopic constraints on the diagenesis and reservoir properties of Brent group sandstones, Alwyn south, Northern UK North Sea. Thèse Inédite, University of Aberdeen, Aberdeen, 414 p.
- Holland, K.T. & Elmore, P.A., 2008.** A review of heterogeneous sediments in coastal environments. *Earth-Science Reviews, 89: 116-134.*
- Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q., Cheng, X., Wang, P., Sato, Y. & Li, C., 2001.** Sedimentary facies of the tide-dominated paleo-Changjiang (Yangtze) estuary during the last transgression. *Marine Geology, 177 (3-4): 331-351.*
- Houseknecht, D.W. & Ross, JR L.M., 1992.** Clay minerals in Atokan deep-water sandstone facies, Arkoma basin: origins and influence on diagenesis and reservoir quality. *In: Houseknecht, D.W. & Pittman, E.D. (Eds.): Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones. SEPM Special Publication, 47: 227-240.*
- Huckriede, H., Wemmer, K. & Ahrendt, H., 2004.** Palaeogeography and tectonic structure of allochthonous units in the German part of the Rheno-Hercynian Belt; central European Variscides. *International Journal of Earth Sciences, 93 (3): 414-431.*
- Hunt, J.H., 1979.** *Petroleum Geochemistry and Geology.* Freeman & Company, San Francisco, 617 p.
- Hurst, A. & Irwin, H., 1982.** Geological modeling of clay diagenesis in sandstones. *Clay Minerals, 17: 5-22.*

## J

- Jackson, M., 1990.** Diagenetic source of stable remanence in remagnetized Paleozoic cratonic carbonates: a rock magnetic study. *Journal of Geophysical Research*, 95: 2753-2761.
- Jackson, M., McCabe, C., Ballard, M.M. & Van Der Voo, R., 1988.** Magnetite authigenesis and diagenetic paleotemperatures across the northern Appalachian basin. *Geology*, 16: 592-595.
- Johnson, D.W. (ed.), 1919.** *Shore processes and shore line development*. John Wiley and Sons, New York, 584 p.
- Johnson, J.G., Klapper, G. & Sandberg, C.A., 1985.** Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 567-587.

## K

- Karaulov, V.B. & Gretschnikova, I.A., 1997.** Devonian eustatic fluctuations in North Eurasia. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 199: 13-24.
- Kasuaki, H., Yoshiki, S., Quanhong, Z., Xinrong, C., Pinxian, W., Yoshio, S. & Congxian, L., 2001.** Sedimentary facies of the tide-dominated paleo-Changjiang (Yangtze) estuary during the last transgression. *Marine Geology*, 177: 331-351.
- Katz, B., Elmore, R.D., Cogoini, M. & Ferry, S., 1998.** Widespread chemical remagnetization: orogenic fluids or burial diagenesis of clay? *Geology*, 26: 603-606.
- Kaufmann, B., Trapp, E., Mezger, K. & Weddige, K., 2005.** Two new Emsian (Early Devonian) U-Pb zircon ages from volcanic rocks of the Renish Massif (Germany); implications for the Devonian time scale. *Journal of the Geological Society of London*, 162 (2): 363-371.
- Kenis, I. & Sintubin, M., 2007.** About boudins and mullions in the Ardenne-Eifel area (Belgium, Germany). *Geologica Belgica*, 10 (1-2): 79-91.
- Khdayir, M., 1972.** *Zur geologie des unterdevons (Ems) im bereich der Wiltzer-mulde zwischen Holzthum und Neidhausen*. Mainz Universität, Mainz, 37 p.
- Kim, J.C., Lee, Y.L. & Hisada, K.I., 2007.** Depositional and compositional controls on sandstone diagenesis, the Tetori Group (Middle Jurassic-Early Cretaceous), central Japan. *Sedimentary Geology*, 195 (3-4): 183-202.
- Kisch, H.J., 1990.** Calibration of the anchizone; a critical comparison of illite 'crystallinity' scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, 8 (1): 31-46.
- Kisch, H.J., 1991.** Illite crystallinity; recommendation on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. *Journal of Metamorphic Geology*, 9 (6): 665-670.
- Klapper, G., Ziegler, W. & Mashkova, T.V., 1978.** Conodonts and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia. *Geologica et Palaeontologica*, 12: 103-116.

**Kramm, U., 1982.** Die metamorphose des Venn-Stavelot-Massivs, nordwestliches Rheinisches Schiefergebirge: Grad, Alter und Ursache. *Decheniana (Bonn)*, 135: 121-178.

**Kübler, B., 1967.** La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Etages tectoniques – Colloque de Neufchatel, 18-21 avril 1966*, 105-122.

**Kübler, B., 1968.** Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bulletin du Centre de Recherches de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine*, 2: 385-397.

**Kübler, B., 1969.** Crystallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal part of the Alps. *Fortschritte Der Mineralogie*, 47: 39-40.

**Kübler, B. & Jaboyedoff, M., 2000.** Illite cristallinity. *Earth and Planetary Sciences*, 331: 75-89.

---

**L**

**Lacquement, F., 2001.** L'ardenne varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire pré-structuré, de l'affleurement au modèle de chaîne. *Société Géologique du Nord*, 29: 285 p.

**Lanninger, E.P., 1968.** Sporen-Gesellschaften aus dem Ems der SW-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). *Palaeontographica. Abteilung B: Palaeophytologie*, 122 (4-6): 95-168.

**Lang, W.H., 1937.** A specimen of Sporogonites from the 'grès de Wepion' (lower Devonian, Belgium). *Bulletin du Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique*, 13 (29): 7 p.

**Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Bauer, A., Cassagnabere, A. & Meunier, A., 2002.** Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones; a review. *Clay Minerals*, 37 (1): 1-22.

**Lean, C.M.B. & McCave, I.N., 1998.** Glacial to interglacial mineral magnetic and palaeoceanographic changes at Catham Rise, SW Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 163: 247-260.

**Leidhold, C., 1913.** Die Quartzite von Berlé in Luxembourg, ihre Verbreitung und stratigraphische Stellung. *Neues Jahrbuch für Minerale, Geologie und Paläontologie*, 36 (2): 232-369.

**Longiaru, S., 1987.** Visual comparators for estimating the degree of sorting from plane and thin sections. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 792-794.

**Longstaffe, F.J., 1998.** Stable isotope as tracers in clastic diagenesis. In: Hutcheon, I.E. (éd.): Short course in burial diagenesis. *Mineralogical Association of Canada*, 15: 201-278.

**Lucius, M. (ed.), 1950.** *Erläuterungen zu der geologischen spezialkarte Luxemburgs. Geologie Luxemburgs. Das Oesling.* Ministère des travaux publics. Service Géologique de Luxembourg, 6: 174 p.

**Lucius, M. (ed.), 1951.** *Les traits fondamentaux de l'histoire géologique du sol luxembourgeois.* Pont et Chaussée, Luxembourg, 80 p.

---

**Lundegard, P.D. & Samuels, N.D., 1980.** Field classification of fine-grained sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 781-786.

---

**M**

---

**Mabille, C., 2008.** *Dynamique sédimentaire de l'Eifelien et de la base du Givétien en Belgique et dans les régions limitrophes*. Thèse Inédite, Université de Liège, Liège, 185 p.

**Mabille, C. & Boulvain, F., 2007a.** Sedimentology and magnetic susceptibility of the Couvin Formation (Eifelian, south western Belgium): carbonate platform initiation in a hostile world. *Geologica Belgica*, 10: 47-67.

**Mabille, C. & Boulvain, F., 2007b.** Sedimentology and magnetic susceptibility of the Upper Eifelian-Lower Givetian (Middle Devonian) in SW Belgium: insights into carbonate platform initiation. In: Alvaro, J.J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke, A., Vachard, D. & Vennin, E. (Eds): Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations. Climatic and Evolutionary Controls. *Geological Society of London special Publication*, 275: 109-123.

**Mansy, J.L. & Lacquemant, F., 2006.** Contexte géologique régional: l'Ardenne paléozoïque (Nord de la France, Sud de la Belgique). *Géologie de la France*, 1-2: 7-13.

**Maquil, R., Mosar, J. & Thein, J., 1984.** Unterdevon-Stratigraphie und variskischer Gebirgsbau im Eislek/Nord-Luxembourg (Exkursion D am 26. und 27. April 1984). *Jahresberichte und Mitteilungen der Oberrheinischen Geologischer Verein*, 66: 57-75.

**Marechal, B., 2000.** Caractérisation et interprétation de la variabilité chimique et minéralogique des grès réservoirs. Implications pour la modélisation numérique de la diagenèse minérale des grès du Ravenscar Group (Yorkshire, Royaume-Uni). Thèse Inédite, Ecole Nationale Supérieure des mines de Saint Etienne, Saint Etienne, 337 p.

**Marshall, D.J. (ed.), 1988.** *Cathodoluminescence of geological materials*. Unwin-Hyman, Boston, 146 p.

**Matlack, K.S., Houseknecht, D.W. & Applin, K.R., 1989.** Emplacement of clay into sand by infiltration. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 77-87.

**McCabe, C. & Channell, J.E.T., 1994.** Late Palaeozoic remagnetization in limestones of the Craven Basin (northern England) and the rock magnetic fingerprint of remagnetized sedimentary carbonates. *Journal of Geophysical Research*, 99: 4603-4612.

**McEachern, J.A. & Battacharya, J.P., 2004.** Ichnology of deltas; organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms and tides. *Annual Meeting Expanded Abstracts – AAPG*, 13: 89-90.

**McGregor, D.C., 1961.** Spores with proximal radial pattern from the Devonian of Canada. *Geological Survey of Canada – Bulletin*, 13 p.

**McGregor, D.C., 1973.** Lower and middle Devonian spores of eastern Gaspé, Canada. I. Systematics. *Palaeontographica. Abteilung B: Palaeophytologie*, 142 (1-3): 1-74.

**McGregor, D.C., & Camfield, M., 1976.** Upper Silurian? to middle Devonian spores of the Moose River basin, Ontario. *Geological Survey of Canada – Bulletin*, 263: 63 p.

- McIlroy, D., 2004.** Ichnofabrics and sedimentary facies of a tide-dominated delta: Jurassic Ile Formation of Kristin Field, Haltenbanken, Offshore Mid-Norway. *In: D. McIlroy (ed.): The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphical Analysis.* Geological Society, London, 237-272.
- Meilliez, F., 1983.** La Formation de Fepin (Gedinnien de l'Ardenne) : un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 103 (1): 37-53.
- Meilliez, F., Andre, L., Blicq, A., Fielitz, W., Goffette, O., Hance, L., Khatir, A., Mansy, J.L., Overlau, P. & Verniers, J., 1991.** Ardenne-Brabant. *Sciences Géologiques: Bulletin*, 44 (1-2): 3-29.
- Merriman, R.J., & Frey, M., 1999.** Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. *In: M. Frey & D. Robinson (Eds.): Low-grade metamorphism.* Blackwell, Oxford, 61-107.
- Michel, J., Boulvain, F., Philippo, S. & da Silva, A.C., 2010.** Palaeoenvironmental study and small scale correlations using facies analysis and magnetic susceptibility of the Mid-Emsian (Himmelbaach quarry, Luxembourg). *In: Da Silva, A.C. & Boulvain, F. (Eds.): Magnetic susceptibility, correlations and Palaeozoic environments.* *Geologica Belgica*, 13 (4): 447-458.
- Michot, J., Franssen, L. & Ledent, D., 1973.** Preliminary age measurements on metamorphic formations from the Ardennes Anticline and the Brabant Massif (Belgium). *Fortschritte der Mineralogie*, 50: 107-109.
- Mitsui, K., 1975.** Diagenetic alteration of some minerals in argillaceous sediments in western Hokkaido, Japan. *Tohoku University, Science Reports, Third Series*, 13: 13-65.
- Mittmeyer, H.C., 1974.** Zur Neufassung der Rheinischen Unterdevon-Stufen. *Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen*, 3: 69-79.
- Mohseni, H. & Al-Aasm, I.S., 2004.** Tempestite deposits on a storm-influenced carbonate ramp; an example from the Pabdeh Formation (Paleogene), Zagros Basin, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 27 (2): 163-178.
- Molyneux, S.G. & Rushton, A.W.A., 1988.** The age of the Watch Hill Grits (Ordovician), English Lake District; structural and palaeogeographical implications. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79 (1): 43-69.
- Mount, J., 1985.** Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32: 435-442.
- Mourlon, M. F. (ed.), 1881.** *Géologie de la Belgique.* Hayez, Bruxelles, 392 p.
- Muffler, L.J. & White, D.E., 1969.** Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, Southeastern California. *Geological Society of America Bulletin*, 80: 157-180.
- Mulholland, J.W., 1998.** The parasequence. *The Leading Edge*, 17 (10): 1374-1376.

---

**O**

---

**Osborne, M., Haszeldine, R.S. & Fallick, A.E., 1994.** Variation in kaolinite morphology with growth temperature in isotopically mixed pore-fluids, Brent Group, UK North Sea. *Clay Minerals*, 29: 591-608.

---

**P**

---

**Pagel, M., Bardin, V., Blanc, P. & Ohnenstetter, D. (Eds.), 2000.** *Cathodoluminescence in geosciences*. Springer, Berlin, 514 p.

**Pettijohn, F.J., 1957.** *Sedimentary rocks; 2nd. ed.* Harper and Row, New York, 718 p.

**Pettijohn, F.J., Potter, P.N. & Siever, R. (Eds.), 1972.** *Sand & sandstone*. Springer, Berlin, 618 p.

**Platt, J.P., 1993.** Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova*, 5: 119-133.

**Poncet, J., 1962.** Cimentation variable et ferruginisation zonée de niveaux quartzitiques appartenant au 'grés de May' (synclinaux paléozoïques de May-sur-Orne et d'Urville, Calvados). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4 (2): 281-285.

**Pontén, A. & Plink-Björklund, P., 2009.** Regressive to transgressive transits reflected in tidal bars, middle Devonian Baltic Basin. *Sedimentary Geology*, 218: 48-60.

**Posamentier, H.W. & Allen, G.P., 1999.** Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *Concepts in Sedimentology and Paleontology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*, 7: 210 p.

**Préat, A. & Kasimi, R., 1995.** Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition Eiféliennes-Givétiennes franco-belges. Première partie: microfaciès et modèle sédimentaire. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, 19: 329-375.

**B.H. Purser, 1980.** *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse*. Editions Technip, 367 p.

---

**R**

---

**Reading, H.G. (ed.), 1996.** *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, Third edition*. Blackwell Science, Oxford, 688 p.

**Reijers, T.J.A., 1984.** Devonian carbonate facies patterns in the Dinant Synclinorium, Belgium. *Netherlands Journal of Geosciences*, 63 (1): 19-29.

**Reineck, H.E. & Singh, H. (Eds.), 1973.** *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York, 439 p.

**Reineck, H.E. & Wunderlich, F., 1968.** Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11: 99-104.

- 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, St. Johns, 179-194.
- Retallack, G.J., 1988.** Field recognition of paleosols. *Geological Society of America – Special Paper*, 216: 1-20.
- Retallack, G.J. (ed.), 1997.** *A colour guide to paleosols.* John Wiley and Sons, Chichester, 175 p.
- Richardson, J.B. & Lister, T.R., 1969.** Upper Silurian and lower Devonian spore assemblages from the Welsh borderland and south Wales. *Palaeontology*, 12 (2): 201-245.
- Richter, D.K., Goette, T., Goetze, J. & Neuser, R.D., 2003.** Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology*, 79 (3-4): 127-166.
- Riquier, L., Averbuch, O., Devleeschouwer, X. & Tribovillard, N., 2010.** Diagenetic versus detrital origin of the magnetic susceptibility variations in some carbonate Frasnian-Famennian boundary sections from Northern Africa and Western Europe: implications for paleoenvironmental reconstructions. *International Journal of Earth Sciences*, 99 (1): 57-73.
- Robinson, S.G., 1993.** Lithostratigraphic applications for magnetic susceptibility logging of deep sea sediment cores: examples from ODP Leg 115. *In: Hailwood, E.A. & Kidd, R.B. (éds.): High resolution stratigraphy.* Geological Society, *Special Publication*, 70: 65-98.
- Rochette, P., 1987.** Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of “magnetic isogrades”. *Earth and Planetary Science Letters*, 84: 446-456.
- Rochette, P., Fillion, G., Mollard, P. & Vergne, R., 1983.** Utilisation d’un magnetomètre à effet Josephson pour l’analyse de l’anisotropie magnétique des roches. *Comptes Rendus des Séances de l’Académie des Sciences, Série 2: Mécanique Physique, Chimie, Sciences de l’Univers, Sciences de la Terre*, 296 (7): 557-559.
- Rochette, P. & Lamarche, G., 1986.** Evolution des propriétés magnétiques lors des transformations minérales dans les roches ; exemple du Jurassique Dauphinois (Alpes françaises). *Bulletin de Minéralogie*, 109 (6): 687-696.
- Rodriguez, R.M., 1978.** Miospores de la Formation San Pedro (Silurien-Dévonien) à Corniero (Province de Léon, Espagne). *Revue de Micropaléontologie*, 20 (4): 216-221.
- Rohrlich, V., Price, N.B. & Calvert, S.E., 1969.** Chamosite in recent sediments of Loch Etive, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 624-631.
- Roy, A.B., 1978.** Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: a study from the Hunsrückschiefer. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 1775-1785.
- Ruiz Cruz, M.D. & Andreo, B., 1996.** Genesis and transformation of dickite in Permo-Triassic sediments (Betic Cordilleras, Spain). *Clay Minerals*, 31 (2): 133-152.

**Ruiz Cruz, M.D., 2007.** Genesis and evolution of the kaolin-group minerals during the diagenesis and the beginning of metamorphism. *In: Nieto, F & Jiménez-Millán, J. (Eds.): Diagenesis and Low-Temperature Metamorphism. Theory, Methods and Regional Aspects. Seminarios SEM, 3: 41-52.*

---

**S**

---

**Schmidt, V. & McDonald, D.A., 1979.** The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, 26: 175-207.*

**Scholle, P.A. & Spearing, D.R., 1982.** Sandstone depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists – Memoir, 31: 410 p.*

**Schultz, G., 1968.** Eine unterdevonische Mikroflora aus den Klerfer Schichten der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). *Palaeontographica. Abteilung B: Palaeophytologie, 123 (1-6): 5-41.*

**Schwarz, E., Veiga, G.D., Spalletti, L.A. & Massafiero, J.L., 2011.** The transgressive infill of an inherited-valley system: The Springhill Formation (lower Cretaceous) in southern Austral Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology, 28: 1218-1241.*

**Scotese, C.R., 2002.** PALEOMAP Project. [www.scotese.com](http://www.scotese.com), consulté le 08/10/2011.

**Scotese, C.R. & McKerrow, W.S., 1990.** Revised world maps and introduction. *Memoirs of the Geological Society of London, 12: 1-21.*

**Sedat, B., 1992.** Petrographie und Diagenesis von Sandsteinen im Nordwestdeutschen Oberkarbon. *DGMK-Forschungsbericht 384-7, 143 p.*

**Shanley, K.W., McCabe, P.J. & Hettinger, R.D., 1992.** Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology, 39: 905-930.*

**Shogenova, A., 1999.** The influence of dolomitization on the magnetic properties of Lower Palaeozoic carbonate rocks in Estonia. *In: Tarling, D.H. & Turner, P. (Eds.): Palaeomagnetism and Diagenesis in Sediments. Geological Society of London, Special Publication, 151: 167-180.*

**Simon, L., Godderis, Y., Buggisch, W., Strauss, H. & Joachimski, M.M., 2007.** Modeling the carbon and sulfur isotope compositions of marine sediments; climate evolution during the Devonian. *Chemical Geology, 246 (1-2): 19-38.*

**Sippel, R.F., 1965.** Simple device for luminescence petrography. *Review of Scientific Instruments, 36 (11): 1556-1558.*

**Sippel, R.F., 1968.** Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography. *Journal of Sedimentary Petrology, 38 (2): 530-554.*

**Sippel, R.F. & Glover, E.D., 1965.** Structures in carbonate rocks made visible by luminescence petrography. *Science, 150 (3701): 1283-1287.*

**Solle, G., 1972.** Abgrenzung und Untergliederung der Oberems-Stufe, mit Bemerkungen zur Unterdevon-/Mitteldevon-Grenze. *Notizblatt des Hessischen Landesamtes fuer Bodenforschung zu Wiesbaden, 100: 60-91.*

- Stainier, P., 1994a.** Formation de Wépion. *In*: J. Godefroid, A. Blicck, P. Bultynck, L. Dejonghe, P. Gerrienne, L. Hance, F. Meilliez, P. Stainier & P. Steemans (Eds.): Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France), *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 127-131.
- Stainier, P., 1994b.** Formation de Burnot. *In*: J. Godefroid, A. Blicck, P. Bultynck, L. Dejonghe, P. Gerrienne, L. Hance, F. Meilliez, P. Stainier & P. Steemans (Eds.): Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France), *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 133-138.
- Staub, J.R. & Cohen, A.D., 1978.** Kaolinite-enrichment beneath coals, a modern analog, Snuggedy Swamp, South Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48 (1): 203-210.
- Steenmans, P., 1989a.** Palynostratigraphie de l'Eodévonien dans l'ouest de l'Europe. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 27: 453 p.
- Steenmans, P., 1989b.** Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 112 (1): 103-119.
- Steenmans, P. & Brasseur, O., 1999.** Rapport d'analyse de 60 échantillons de l'Emsien du nord du Grand-Duché de Luxembourg. *Rapport – Laboratoire de Paléontologie Végétales, Palynologie et Micropaléontologie, Université de Liège*, 279 p.
- Stets, J. & Schäfer, A., 2009.** The Siegenian delta; land-sea transitions at the northern margin of the Rhenohercynian basin. *In*: Koenigshof, P. (ed.): Devonian change; case studies in paleogeography and paleoecology. *Geological Society of London, Special Publications*, 314: 37-72.
- Stevens Kalceff, M.A., Philipps, M.R., Moon, A.R. & Kalceff, W., 2000.** Cathodoluminescence microcharacterisation of silicon dioxide polymorphs. *In*: M. Pagel, V. Bardin & D. Ohnenstetter (Eds.): Cathodoluminescence in geosciences. Springer, Berlin, 193-224.
- Stonecipher, S.A., Winn, J.R.D. & Bishop, M.G., 1984.** Diagenesis of the Frontier Formation: a function of sandstone geometry, texture and composition, and fluid flux. *In*: McDonald, D.A. & Surdam, R.C. (Eds.): Clastic diagenesis. *AAPG Memoir*, 37: 289-316.
- Streel, M., 1964.** Une association de spores du Givétien inférieur de la Vesdre à Goé (Belgique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 87: 1-30.
- Streel, M., 1967.** Association de spores du Dévonien inférieur belge et leur signification stratigraphique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 90: 11-53.
- Streel, M., Higgs, K., Loboziak, S., Riegel, W. & Steemans, P., 1987.** Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenno-Rhenish regions. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 50: 211-229.
- Strother, P.K. & Traverse, A., 1979.** Plant microfossils from Llandoveryan and Wenlockian rocks of Pennsylvania. *Palynology*, 3: 1-21.

**Swift, D.J.P., 1975.** Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern USA. *Sedimentary Geology*, 14 (1): 1-43.

**Swift, D.J.P., Kofoed, J.W., Saulsbury, F.B. & Sears, P.C., 1972.** Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic shelf or North America. *In: Swift, J.D.P., Duane, D.B. & Pilkey, O.H. (Eds.): Shelf Sediment Transport: Process and Pattern. Dowden Hutchinson & Ross*, 499-574.

**Szaniawski, R., Lewandowski, M., Mansy, J.L., Averbuch, O. & Lacquement, F., 2003.** Syn-folding remagnetization events in French-Belgium Variscan thrust belt as markers of the fold-and-thrust belt kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174: 511-523.

---

**T**

**Ta, T.K.O., Van Lap, N., Masaaki, T., Iwao, K., Yoshiki, S. & Toshio, N., 2002.** Sediment facies and late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, southern Vietnam; an example of evolution from a tide-dominated to a tide- and wave-dominated delta. *Sedimentary Geology*, 152 (3-4): 313-325.

**Taylor, J.M., 1950.** Pore-space reduction in sandstones. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 34 (4): 701-716.

**Tessier, B., Archer, A.W., Lanier, W.P. & Feldman, H.R., 1995.** Comparison of ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Saint-Michel, France). *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 24: 259-271.

**Tessier, B., Delsinne, N. & Sorrel, P., 2010.** Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth; the example of the macrotidal Seine Estuary (NW France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181 (2): 87-98.

**Thoreau, J., 1962.** Notice sur Henri de Dorlodot. *Annuaire de l'Académie Royal de Belgique*, 49 p.

**Tile, M.S. & Linington, R.E., 1975.** Effect of climate on the magnetic susceptibility of soils. *Nature*, 256: 565-566.

**Torsvik, T.H. & Cocks, L.R.M., 2004.** Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal & facies review. *Journal of the Geological Society of London*, 161: 555-572.

**Tribovillard, N., Averbuch, O., Bialkowski, A. & Deconinck, J.F., 2002.** The influence of early diagenesis of marine organic matter on the magnetic susceptibility signal of sedimentary rocks. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172: 295-306.

**Tsien, H.H. & Fong, C.C.K., 1997.** Sea-level fluctuations in South China. *In: House, M.R. & Ziegler, W. (Eds.): On sea-level fluctuations in the Devonian. Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 199: 103-115.

**Twenhofel, W.H., 1947.** The environmental significance of conglomerates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 17 (3): 119-128.

## V

**Vail, P.R., Mitchum, R.M. & Thompson, S., 1977.** Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. *In: Payton, C.E. (éd.): Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26: 63-81.

**Van der Pluijm, B.A. & Kaars-Sijpesteijn, C.H., 1984.** Chlorite-mica aggregates: morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks. *Journal of Structural Geology*, 6 (4): 399-407.

**Van Geldern, R., Joachimski, M.M., Day, J., Jansen, U., Alvarez, F., Yolkin, E.A. & Ma, X.P., 2006.** Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopod shell calcite. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240 (1-2): 47-67.

**Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. & Hardenbol, J., 1988.** An overview of sequence stratigraphy and key definitions. *In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (Eds.): Sea Level Changes – An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42: 39-45.

**Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. & Rahmanian, V.D., 1990.** Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series*, 7: 55 p.

**Vanderaverroet, P., Averbuch, O., Deconinck, J.F. & Chamley, H., 1999.** Glacial/interglacial cycles in Pleistocene sediments of New Jersey expressed by clay minerals, grain-size and magnetic susceptibility data. *Marine Geology*, 159: 79-92.

**Vanguetaine, M., 1978.** Remaniements d'acritarches dans le Siegenien et l'Emsien (Devonien inférieur) du synclinorium de Dinant (Belgique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 101: 243-254.

**Velde, B., 1974.** Clays and clay minerals in natural and synthetic systems. *Developments in Sedimentology*, 21: 1-218.

**Vigran, J.O., 1964.** Spores from Devonian deposits, Mimerdalen, Spitsbergen. *Skrifter - Norsk Polarinstitut*, 132: 32 p.

## W

**Walliser, O.H. (ed.), 1995.** *Global Events and Event Stratigraphy: In the Phanerozoic.* Springer, Berlin, 333 p.

**Walter, R., Giese, P., Walther, H.W. & Dill, H., 1992.** *Geologie von Mitteleuropa.* Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 516 p.

**Weber, K., 1981.** Kinematic and metamorphic aspects of cleavage formation in very-low-grade metamorphic slates. *Tectonophysics*, 78: 291-306.

**Weddige, K., 1977.** Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. *Senckenbergiana Lethaea*, 415: 271-419.

**Weddige, K. & Ziegler, W., 1977.** Correlation of Lower/Middle Devonian boundary beds. *Newsletters on Stratigraphy*, 6: 67-84.

**Wehrmann, A., Hertweck, G., Brocke, R., Jansen, U., Koenigshof, P., Plodowski, G., Schindler, E., Wilde, V., Blicke, A. & Schultka, S., 2005.** Paleoenvironment of an Early Devonian land-sea transition; a case study from the southern margin of the Old Red Continent (Mosel Valley, Germany). *Palaios*, 20 (2): 101-120.

**Williams, P.F., 1972.** Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *American Journal of Science*, 272: 1-47.

**Williams, H., Turner, F.J. & Gilbert, C.M., 1982.** *Petrography: an introduction to the study of rocks in thin sections*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 406 p.

**Willis, B.J., Bhattacharya, J.P., Gabel, S.L. & White, C.D., 1999.** Architecture of a tide-influenced river delta in the Frontier Formation of central Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46: 667-688.

**Wilson, M.D. & Pittman, E.D., 1977.** Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47: 3-31.

**Worsley, T.R. & Davies, T.A., 1979.** Sea-level fluctuation and deep-sea sedimentation rates. *Science*, 203: 455-456.

**Wright, V.P. (ed.), 1989.** *Paleosols in siliciclastic sequences: a short course book prepared for the British sedimentological research group workshop*. University of Reading. Postgraduate research institute for sedimentology, 98 p.

---

**Y**

**Yang, C.S., 1989.** *Dynamics and sedimentary facies analysis of clastic tidal deposits*. Geologica Ultraiectina, Utrecht, 160 p.

**Yolkin, E.A., Kim, A.I., Weddige, K., Talent, J.A. & House, M.R., 1997a.** Definition of the Pragian/Emsian Stage boundary. *Episodes*, 20 (4): 235-240.

**Yolkin, E.A., Gratsianova, R.T., Izokh, N.G., Yazikov, A.Y. & Bakharev, N.K., 1997b.** Devonian sea-level fluctuations on the south-western margin of the Siberian continent. In: House, M.R. & Ziegler, W. (Eds.): On sea-level fluctuations in the Devonian. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 199: 83-97.

**Yunusov, M.A., Masagutov, R.K., Arkhipova, V.V. & Yunusova, G.M., 1997.** Devonian sea-level changes in the platform region of Bashkortostan. In: House, M.R. & Ziegler, W. (Eds.): On sea-level fluctuations in the Devonian. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 199: 65-73.

---

**Z**

**Zhang, S., Wang, X. & Zhu, H., 2000.** Magnetic susceptibility variations of carbonates controlled by sea level changes; examples in Devonian to Carboniferous strata in southern Guizhou Province, China. *Science in China, Serie D, Earth Sciences*, 43 (3): 266-276.

- 
- Zegers, T.E., Dekkers, M.J. & Bailly, S., 2003.** Late Carboniferous to Permian remagnetization of Devonian limestones in the Ardennes: role of temperature, fluids and deformation. *Journal of Geophysical Research*, 108: 19 p.
- Ziegler, A., 1979.** Historical subdivisions of the Devonian. *Special Papers in Palaeontology*, 23: 23-47.
- Ziegler, A. (ed.), 1982.** *Geological Atlas of Western & Central Europe*. Shell internationale petroleum maatschappij B.V., 190 p.
- Zwing, A., Bachtadse, V. & Soffel, H.C., 2002.** Late Carboniferous remagnetization of Paleozoic rocks in the NE Rhenish Massif, Germany. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27: 1179-1188.