

Synthèse bibliographique

LE BASSIN HOUILLER LORRAIN

Martin LEMAY
Clément SOUILLET-DESERT

Elèves ingénieurs à l'ENSG

Encadrants :
Yves GERAUD
Sébastien HAFFEN
Fabrice MALARTRE

Février 2014

Mots clés : Bassin houiller lorrain, Carbonifère, Sédimentologie, Paléoenvironnement, Charbon

Sommaire

INTRODUCTION	3
1. DESCRIPTION STRUCTURALE DU BASSIN HOILLER LORRAIN	4
1.1. DESCRIPTION DES PLIS	4
1.2. DESCRIPTION DES FAILLES	4
2. DESCRIPTION DES FORMATIONS DU BASSIN HOILLER LORRAIN	5
2.1. LE WESPHALIEN B	5
2.2. LE WESTPHALIEN C	6
2.3. LE WESTPHALIEN D	6
2.4. LE STEPHANIEN	7
2.5. DESCRIPTION DES FACIES ET INTERPRETATIONS PALEOENVIRONNEMENTALES SELON IZART ET AL., 2005	8
2.5.1. DESCRIPTION DES FACIES	8
2.5.2. DETERMINATION DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS	9
3. HISTOIRE GEOLOGIQUE DU BASSIN HOILLER LORRAIN	10
3.1. SITUATION DU BASSIN SARRO-LORRAIN DANS LA CHAINE HERCYNIEUNE	10
3.2. EVOLUTION DU BASSIN AU WESTPHALIEN PUIS AU STEPHANIEN	10
3.3. LES DEFORMATIONS DU BASSIN APRES SA MISE EN PLACE	11
4. LE CHARBON	12
4.1. DEFINITION	12
4.2. LA FORMATION DES CHARBONS	13
4.2.1. LA FORMATION DE LA TOURBE	13
4.2.3. LA CARBONIFICATION	13
4.3. LA CLASSIFICATION DES CHARBONS	14
4.4. LE CHARBON LORRAIN	16
CONCLUSION	16

Liste des figures

Figure 1 : Schéma structural du bassin houiller lorrain d'après Donsimoni, 1981.....	3
Figure 2 : Zoom sur la région encadrée en rouge présentée en Figure 1. Les chiffres correspondent aux failles et les lettres aux plis.....	4
Figure 3 : Log stratigraphique des formations du Westphalien et du Stéphaniens dans le bassin houiller sarro-lorrain. Les unités lithostratigraphiques sont issues des travaux de Gothan et al., 1952, Birenheide et al., 1976, et Schäfer, 2005., pour la partie allemande, et de Donsimoni, 1981 pour la partie française. Source : Cleal et al., 2009.....	5
Figure 4 : Modèle paysage de l'environnement de dépôt des formations du Carbonifère. A : Système fluviatile méandrique ; B : Cône alluvial et système fluviatile en tresse. Source : Izart et al., 2005. ...	9
Figure 5 : Coupe NW-SE du bassin houiller lorrain au début du Carbonifère supérieur. Source : Donsimoni, 1981.....	10
Figure 6 : Coupe du bassin houiller lorrain au cœus du Carbonifère supérieur. Voir légende Figure 5. Source : Donsimoni, 1981.....	10
Figure 7 : Coupe du bassin houiller lorrain au début du Permien moyen. Voir légende figure 5. Source : Donsimoni, 1981.....	11
Figure 8 : Production cumulée, réserves prouvées et estimées pour le charbon, le gaz naturel et le pétrole en 2013. Source : IAE World Energy Outlook 2013.....	12
Figure 9 : Relation entre le l'indice de réflectance (R_0 , %) et la matière volatile (VM_{daf} , % massique) contenue dans un charbon. Source : Meissner, 1984.....	14
Figure 10 : Les types de charbon et leurs domaines d'utilisation. Source : World Energy Council, IFP, 2008.....	15

Liste des tableaux

Tableau 1 : Répartition géographique des réserves prouvées de charbon dans le monde à fin 2005. Source : World Energy Council, 2008.....	12
Tableau 2 : Classification des charbons. Source : CEE/ONU, tiré de Kalaydjian et Cornot-Gandolphe, 2009.....	15

Introduction

Le bassin houiller sarro-lorrain se situe à la frontière entre la France et l'Allemagne, au Sud-Est du Luxembourg. Il s'étend en Lorraine sur 140 kilomètres de long, selon la direction SW-NE, pour 70 à 80 kilomètres de large. Le bassin est limité au Sud par la ligne passant par Sarrebourg et Gironcourt, à l'Ouest par le grand accident de la vallée de la Marne et au Nord par la faille de Metz. Cependant, cette dernière limite peut être contestée compte-tenu des données gravimétriques obtenues au Nord de cette faille [Donsimoni, 1981] (Figure 1). Ce bassin s'est formé au Carbonifère (entre 315 et 295 millions d'années) lors de l'orogénèse hercynienne. La subsidence du bassin a permis une accumulation de charbon très importante. Il s'agit d'un bassin limnique, c'est-à-dire intra-montagneux.

Le bassin fût exploité pour son charbon dès le milieu du XV^e siècle, puis à des fins industrielles dès le XVIII^e siècle dans le Comté de Sarrebrück [Pruvost, 1934]. L'exploitation du charbon en Lorraine fait suite à l'annexion de la Moselle par l'Allemagne à la fin du XIX^e siècle. Elle a continué au XX^e siècle, sous la responsabilité des Houillères du Bassin de Lorraine (HBL), et s'est achevée en 2004 avec la fermeture du puits de la Houve [Charbonnages de France, 2007].

De récents travaux sur l'exploitation du gaz de houille ont été menés dans diverses régions du globe. Ce gaz, aussi appelé méthane des gisements houillers ou Coal Bed Methane (CBM) en anglais est un gaz naturel adsorbé dans des veines de charbon. Il est surtout composé de Méthane, mais il contient aussi de l'azote et du dioxyde de carbone en quantité variable [Kalaydjian et Corno-Gandolphe, 2009]. En Lorraine, l'entreprise European Gas Limited a même obtenu en 2004 [Ministère de l'économie, des finances et de l'industrie, 2004] un permis d'exploration et a depuis commencé à forer des puits d'essai. Afin de développer l'exploitation de ce gaz, une étude sédimentologique et pétrophysique des formations du bassin lorrain est primordiale pour caractériser les roches, déterminer leurs propriétés pétrophysiques, la nature du charbon, et ainsi en déduire les réserves de gaz contenues dans ce bassin et les méthodes d'exploitation à mettre en œuvre.

Des synthèses portant sur le bassin ont déjà été réalisées par le passé, par exemple par Pruvost, 1934 et Donsimoni, 1981, ainsi que, de façon plus récente, des études paléoenvironnementales et géodynamiques. Cette synthèse, préalable à un travail en laboratoire, vise à établir un état des connaissances actuelles du bassin houiller sarro-lorrain. Les deux premières parties porteront sur la description structurale puis sédimentologique du bassin. Elle seront suivies d'une présentation du contexte géodynamique depuis sa formation jusqu'à aujourd'hui. La dernière partie se focalisera plus précisément sur le charbon, analysant les étapes de sa formation et ses caractéristiques.

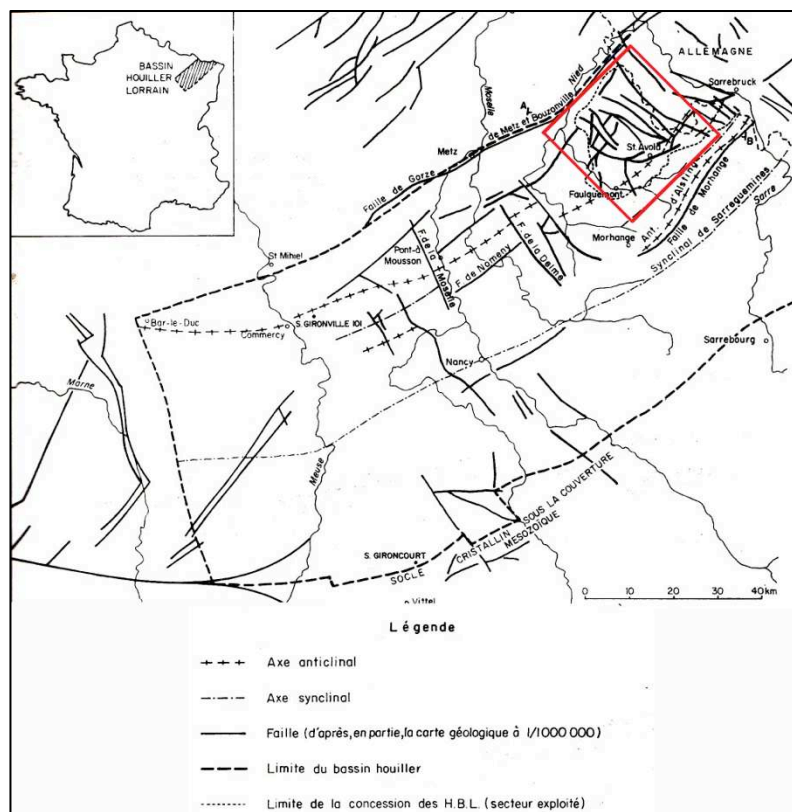


Figure 1 : Schéma structural du bassin houiller lorrain d'après Donsimoni, 1981. Le cadre rouge correspond à la zone présentée en Figure 2.

1. Description structurale du bassin houiller lorrain

L'ensemble de cette description structurale s'appuie sur les travaux de Donsimoni, 1981. Un schéma structural détaillé est présenté en Figure 2.

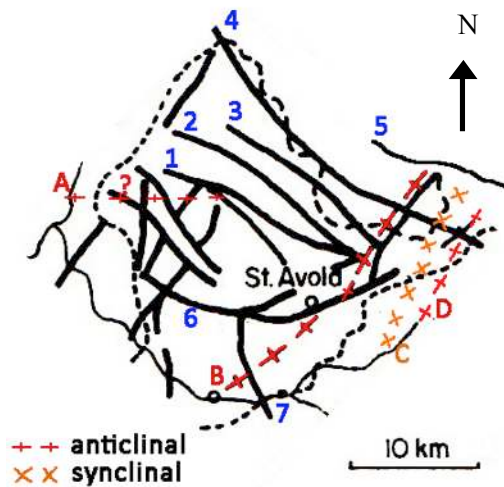


Figure 2 : Zoom sur la région encadrée en rouge présentée en Figure 1. Les chiffres correspondent aux failles et les lettres aux plis. 1 : Faille de Diesen ; 2 : Grand Dérangement du siège 2 ; 3 : Grand Dérangement du siège 1 ; 4 : Faille de Saint Nicolas ; 5 : Faille de Vuillemin-Wendel ; 6 : Faille de Longeville ; 7 : Faille de Faulquemont-Folschviller
A : Anticlinal de Bouchporne ; B : Anticlinal de Merlebach ; C : Synclinal de Marienau ; D : Anticlinal de Simon

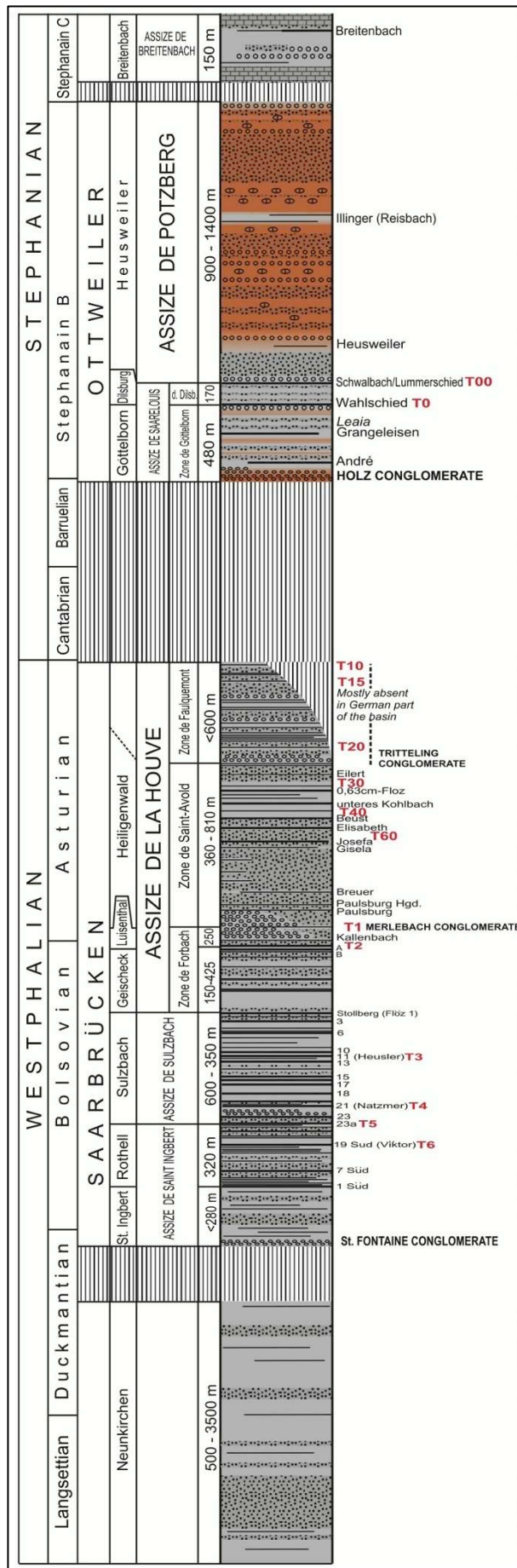
1.1. Description des plis

Le bassin houiller lorrain est recouvert par une couverture Permo-triassique. Sous cette couverture, la majeure partie des formations au contact de cette dernière datent du Stéphanien, notamment à l'Ouest et à l'Est. Des plis d'extension régionale affectent ces formations, comme l'anticlinal d'Alsting à l'Est, l'anticlinal de Pont-à-Mousson et le synclinal de Sarreguemines au Sud (Figure 1). A l'Ouest du bassin, les formations ont des pendages passant de 20° Sud au Sud à 20° Nord au Nord, signalant la présence de l'anticlinal de Bouchporne (Figure 2), dont la position de l'axe n'est pas déterminée avec précision. Au Nord, l'azimut des couches diminue en allant vers l'Est, tandis que le pendage augmente progressivement jusqu'à 30° Ouest, puis passe brutalement à 90° et enfin diminue pour être orienté vers l'Est. De plus, au centre du bassin, l'âge des formations est de plus en plus vieux, passant par le Westphalien D, puis C, et même B dans une petite zone au centre. Cette structure montre la présence d'un anticlinal déversé : l'anticlinal de Merlebach. Cet anticlinal se ferme à l'Est. Le synclinal de Marienau, puis l'anticlinal de Simon, se succèdent en allant vers l'Est. L'ensemble du bassin plonge vers le Sud-Ouest, ce qui explique l'affleurement des formations du Carbonifère au Nord-Est en Sarre.

1.2. Description des failles

Le bassin est recoupé par de très nombreuses failles (Figure 2). Parmi ces failles, quelques une majeures se dégagent, comme la faille de Metz, d'orientation SW-NE, considérée jusqu'en 1981 comme la limite Nord du bassin houiller lorrain. Ensuite, une succession de failles normales parallèles orientées NW-SE avec, du Sud au Nord, les failles de Diesen, des Grand Dérangement des sièges 1 et 2, de St-Nicolas et de Vuillemin-Wendel, présente des pendages Nord pour les failles de Diesen et de St-Nicolas et Sud pour les autres. Ceci a eu pour conséquence la formation d'écailles dans les formations du Stéphanien et du Westphalien C et D. La faille normale de Longeville, située au Sud du bassin et d'orientation E-W, a provoqué la descente du bloc Nord par rapport au bloc Sud. Ceci a permis de mettre au contact de la couverture Permo-triassique les formations du Westphalien D et la formation de la Petite Rosselle appartenant au Westphalien C le long de la faille. Au Sud-Est de cette faille, plusieurs failles N-S parallèles avec des mouvements normaux et/ou décrochants, comme celles de Faulquemont-Folschviller ou de Valmont, découpent également la zone en écailles. De même, au Sud Ouest, des failles normales E-W, de pendage nord, viennent buter sur la faille de Faulquemont-Folschviller. Des travaux récents effectués par Korsch et Schäfer, 1995, ont montré qu'un mouvement décrochant dextre aurait également joué un rôle prépondérant dans la formation du bassin. Ainsi, l'ensemble des ces failles ont vraisemblablement eu une composante décrochante.

2. Description des formations du bassin houiller lorrain



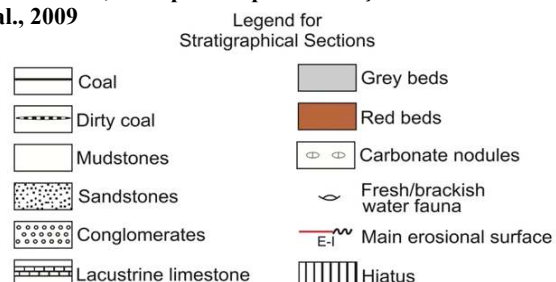
La majeure partie des descriptions suivantes sont basées sur les travaux de Donsimoni, 1981, Pruvost, 1934, pour la partie géologique, et Laveine, 1989, pour la botanique (Figure 3). Seuls deux sondages, Gironville 101 et Saar 1 (Classement HBL) ont traversé le Westphalien A et le Namurien, pour atteindre le Viséen. Aucune description précise de ces formations n'a été réalisée, mise à part celle de Birenheide et al., 1976, sur le puits Saar 1. Dans ce puits, une succession de conglomérats et de sables grano-décroissante, sur une dizaine de mètres, a été interprété comme des dépôts de cônes alluviaux. Le Westphalien est lui interprété comme un faciès de plaine alluviale.

2.1. Le Westphalien B

Le Westphalien B est constitué, de la base au toit, d'au moins 200 mètres du Conglomérat de Rischbach, puis de 500 mètres du Faisceau de Rothell. Ce faisceau est majoritairement grés-conglomératique avec une alternance de fins niveaux d'argilites formant les veines de charbons R12 à R7 (Nomenclature HBL). Les 100 derniers mètres sont de granulométrie plus faible, allant des grès aux argilites, et contiennent les veines R6 à R1. La limite entre le Westphalien B et C est fixée par le tonstein 600 [J. Merry, 1967] qui se situe au dessus de la veine R3. Un tonstein est un niveau argileux issu de l'altération de dépôts volcaniques cinéritiques. Les veines R2 et R1 appartiennent donc en réalité au Westphalien C. Le Faisceau de Rothell est lui limité dans sa partie supérieure par le tonstein 500. Cet ensemble correspond à l'assise de St-Ingbert, qui a été exploité par le siège de Sainte-Fontaine.

Deux espèces végétales semblent être plus fréquentes dans cet étage, à savoir *Asterophyllites charaeformis* et *Asterophyllites grandis*.

Figure 3 : Log stratigraphique des formations du Westphalien et du Stéphanien dans le bassin houiller sarro-lorrain. Les unités lithostratigraphiques sont issues des travaux de Gothan et al., 1952, Birenheide et al., 1976, et Schäfer, 2005., pour la partie allemande, et de Donsimoni, 1981 pour la partie française. Source : Cleal et al., 2009



2.2. Le Westphalien C

Le Westphalien C est limité à sa base par le tonstein 600, témoin d'une activité volcanique. Il est constitué des derniers mètres du Faisceau de Rothell avec les veines R2 et R1, puis du tonstein 500, et enfin de la partie exploitée qui est elle-même divisée en deux : le Faisceau de Neunkirchen et la Zone de Forbach.

Le Faisceau de Neunkirchen correspond à l'assise de Sulzbach. Il a une épaisseur d'environ 650 mètres au niveau de l'assise de Sainte-Fontaine. Il est composé des Conglomérats de Sainte-Fontaine à sa base. Ces conglomérats sont formés de galets de quartz très émoussés, de taille homogène, et d'un ciment gréseux à feldspathique. Au dessus, la deuxième partie des Grès Gras est un ensemble schisto-gréseux de 350 mètres d'épaisseur, contenant 23 veines de charbon. Ensuite, les Grès de Sainte-Fontaine sont des grès grossiers de 100 mètres d'épaisseur. Enfin, un nouvel ensemble schisto-gréseux de 200 mètres d'épaisseur constitue la première partie des Grès Gras, avec une vingtaine de veines de charbon. Le charbon de ce faisceau est un charbon gras (Tableau 2), et son épaisseur cumulée peut atteindre 45 mètres. L'environnement de dépôt était donc probablement fluvial ou fluvio-lacustre [Cleal et al., 2009].

Le Faisceau de Neunkirchen contient les plantes déjà présentes dans le Westphalien B, ainsi que d'autres espèces particulièrement fréquentes, comme *Neuropteris rarinervis* jusqu'au milieu de l'assise de Sulzbach, et *Neuropteris tenuifolia*, *Paripteris pseudogigantea*, ou *Paripteris linguaefolia* dans les formations supérieures.

Une lacune sédimentaire est observée entre le Faisceau de Neunkirchen et la Zone de Forbach. Cette dernière mesure 650 à 800 mètres d'épaisseur et est composée du Stérile de Geisheck, sur plus de 400 mètres, et du Faisceau de Petite-Rosselle sur 200 mètres (secteur de Simon-Wendel) à 350 mètres (secteur de Sainte-Fontaine). Le Stérile de Geisheck est formé de grès argileux, avec une apparition progressive de fines veines de charbon dans la partie supérieure de la formation. Ces veines s'épaississent et deviennent de plus en plus récurrentes au dépend des zones gréseuses qui disparaissent : une vingtaine de veines sont présentes dans le Faisceau de Petite-Rosselle.

La pauvreté en charbon du Stérile de Geisheck se traduit également par un changement de la flore. Certaines espèces abondantes auparavant disparaissent comme *Neuropteris tenuifolia* ou *Neuropteris scheuchzeri*, tandis que d'autres deviennent plus fréquentes, comme par exemple *Sphenopteris (Asterotheca) damesi* ou *Eusphenopteris nummularia*. Ces dernières espèces restent particulièrement présentes dans le Faisceau de Petite-Rosselle, associées à d'autres comme *Palaeoweichselia defrancei* ou *Mariopteris muricata*.

2.3. Le Westphalien D

La base du Westphalien D est définie par le Conglomérat de Merlebach. Ce conglomérat et le Faisceau de Laudrefang composent la Zone de Saint-Avold. Elle fait entre 400 mètres et 800 mètres d'épaisseur, avec une zone grés-conglomératique de 100 à 200 mètres (et jusqu'à 350 mètres dans le secteur de Folschviller), composée de galets de quartz émoussés et de ciment felsique. Ceci est caractéristique d'un transport des sédiments relativement faible. Seules quelques veinules de charbon sont parfois présentes au milieu de cette formation. Quant au Faisceau de Laudrefang, il s'agit d'une formation schisto-charbonneuse de 250 à 500 mètres d'épaisseur, dont 40 mètres de charbon exploitable à Merlebach. Ce faisceau est limité dans sa partie supérieure par le tonstein 40.

Aucune flore n'est caractéristique de la Zone de Saint-Avold. Seules quelques espèces ont disparu par rapport aux formations précédemment décrites comme *Palmatopteris spinosa* ou *Alloiopteris (Corynepteris) similis*, d'autres disparaissent, comme *Sphenopteris (Grambastia) goldenbergi* ou *Annularia pseudostellata*. Enfin, certaines y sont particulièrement abondantes, comme *Neuropteris ovata* ou encore *Sphenophyllum emarginatum*. Il est à noter que *Neuropteris ovata* est caractéristique du Westphalien D et pas seulement de la Zone de Saint-Avold.

Ensuite, la Zone de Faulquemont est composée du Conglomérat de Tritteling et du Faisceau de Steinbesch. Cette zone a une épaisseur d'environ 850 mètres à l'Ouest tandis qu'elle est très érodée à l'Est. Le conglomérat de Tritteling a une épaisseur de 250 à 400 mètres lorsqu'il n'a pas été érodé. La partie supérieure voit apparaître des veines de charbons. Le tonstein 20 constitue la limite avec le Faisceau de Steinbesch. Ce dernier est plus riche en charbon, en raison de l'alternance de niveaux schisto-charbonneux et de conglomérats gréseux. L'épaisseur totale du charbon de ce faisceau varie de

10 mètres à 25 mètres dans le secteur de la Houve. L'environnement de dépôt était donc une plaine alluviale formée d'un système fluviatile méandriforme. A la fin du Westphalien, des mouvements tectoniques ont provoqué la création de reliefs et le passage à un système fluviatile en tresses [Cleal et al., 2009].

De nombreuses espèces apparaissent dans la zone de Faulquemont, certaines dès le Conglomérat de Tritteling comme *Pecopteris (Asterotheca) pectinata*, *Callipteridium jongmansii* ou *Callipteridium armasi*, et d'autres dans le Faisceau de Steinbesch comme *Odontopteris reichiana* ou *Pecopteris (Acitheca) polymorpha*.

Les zones de Forbach, St-Avold et Faulquemont forment l'assise de la Houve.

2.4. Le Stéphaniien

A l'Est du bassin, entre l'assise de la Houve et la base du Stéphaniien, une lacune sédimentaire se remarque par la disparition brutale de nombreuses espèces de plantes, par exemples *Alethopteris missouriensis*, *Pecopteris saraefolia* et surtout *Neuropteris ovata*. Cette lacune est due à une très forte érosion. Ceci montre que le bassin s'est retrouvé émergé, notamment à l'Est du bassin, qui a subi une érosion pouvant atteindre 1000 mètres en Sarre [Schäfer, 1989 ; Korsch et Schäfer, 1995]. La base du Stéphaniien correspond au Conglomérat de Holz dans l'Est (jusqu'à une dizaine de mètres), tandis qu'à l'Ouest, le passage du Westphalien au Stéphaniien est progressif et ce conglomérat absent. Cette phase explique l'absence de niveau houiller. De plus, Vliex et al., 1994, ont montré que cette période était plus sèche, du fait du déplacement du continent vers le Nord. Ensuite, des grès micacés et pélitiques composent le Faisceau de Robert-Jeanne sur 500 mètres d'épaisseur. Ce faisceau ne contient que trois veines de charbon. Ces deux formations forment la Zone de Gottelborn, caractérisée par sa couleur rouge à verte pour le Faisceau de Robert-Jeanne. Au dessus se trouve la zone de Dilsburg, épaisse de 200 mètres au Nord-Ouest, et plus riche en charbon. De nombreux marqueurs indiquent la présence d'un paléosol [Möhring & Schäfer, 1990 ; Schäfer, 2005].

En effet, les limites inférieures et supérieures sont définies par deux veines de 2 mètres d'épaisseur, ainsi que les tonsteins L pour la limite inférieure, et OPQ pour la limite supérieure. La couleur de la formation est grise, traduisant un retour à des conditions d'accumulation de matière organique et donc non oxydantes, d'où la disparition des oxydes de fer rouges. Ces deux zones forment l'assise de Sarrelouis, dernière assise exploitée pour son charbon en Lorraine. En Sarre, deux autres assises sont observables, et contiennent même encore un peu de charbon. Ce sont les assises de Potsberg et Breitenbach. L'assise de Potsberg a été décrite uniquement au Nord de la Lorraine par le sondage Spitzberg 1, sur une épaisseur de 900 mètres, comme une formation grés-conglomératique de couleur rouge, indiquant la présence d'oxydes de fer. En Sarre, quelques niveaux houillers ont pu être exploités. Quant à l'assise de Breitenbach, elle n'est présente qu'en Sarre, sur 200 mètres d'épaisseur. Elle est de couleur grise, noire à verte, et est formée d'argilites et de grès fins avec une veine importante de charbon dans sa partie supérieure.

La flore du Stéphaniien contient en abondance des espèces appartenant aux *Pecopteris (Asterotheca) cyatheoides* comme *P. arborescens* ou *P. cyathea*, *Pecopteris (Asterotheca) lamuriana* et *Pecopteris (Asterotheca) polymorpha*. De plus, quelques espèces apparaissent, comme *Callipteridium striatum* ou *Pseudomariopteris ribeyroni*.

En conclusion, les roches alternent dans toutes les formations des argilites jusqu'aux conglomérats, avec tous les intermédiaires. La profondeur et l'épaisseur des différentes formations sont très variables du fait de la présence de plis et des failles. Il faut cependant noter l'épaisseur croissante du Westphalien D du Nord-Est (500 mètres au niveau du siège d'extraction Simon) vers le Sud-Ouest (1600 mètres au niveau du siège d'extraction de Faulquemont). Le Westphalien C a une épaisseur de 1200 mètres au Nord-Est du bassin et de 1500 mètres un peu plus au Sud-Ouest, semblant donc s'épaissir également dans la même direction. Enfin, l'épaisseur cumulée du Westphalien B, C et D atteinte par le sondage de Gironville à l'Ouest du bassin est d'environ 2100 mètres. Au total, la puissance des formations du carbonifère va de 4 mètres à 5000 mètres [Laveine, 1989].

2.5. Description des faciès et interprétations paléoenvironnementales selon Izart et al., 2005

Izart et al., 2005, ont décrit neuf faciès différents dans les étages du Westphalien B et C, grâce à l'étude de trois puits : les puits de Chaumont, Lorettes et Saulcy, forés par ConocoPhillips en 1995.

2.5.1. Description des faciès

Faciès 1 : Ce faciès est constitué de plusieurs dizaines de mètres de conglomérats classés selon deux sous catégories : 1a et 1b. Le faciès 1a correspond à des conglomérats matrix-supported, à matrice sableuse ou argileuse. Les clastes sont des galets de quartz anguleux à légèrement arrondis. Ce faciès se rencontre uniquement dans le Westphalien C, au niveau du forage de Chaumont. Il est interprété comme des coulées boueuses. Quant au faciès 1b, il s'agit d'un conglomérat grain-supported, contenant également des galets de quartz anguleux à arrondis. De plus, certains niveaux sont plutôt massifs tandis que dans d'autres les galets sont imbriqués horizontalement. Ce faciès est présent à la fois dans les Westphalien B et C, associé à des sables, des argiles, ainsi qu'aux faciès 1a dans le forage de Chaumont. Le faciès 1b est le résultat des dépôts dans des chenaux fluviaux et des barres longitudinales à l'intérieur des ces chenaux. Cette association 1a, 1b est caractéristique de la partie amont des cônes alluviaux.

Faciès 2 : Ce faciès est formé de grains de quartz, d'intraclastes d'argilite et de débris de plantes. Sa granulométrie va des sables fins aux sables grossiers, voire même conglomératiques. Dans quelques mètres voire dizaines de mètres de ce faciès, certains niveaux sont massifs ou lités horizontalement, ce qui forme le sous faciès 2a. Ce faciès est interprété comme des dépôts fluviaux de haut régime dynamique. D'autres présentent des structures en chenaux, ce qui constitue le sous faciès 2b, caractéristique de scour fills (structures sédimentaires de haut régime dynamique). Enfin, le dernier sous faciès, 2c, est défini par un litage oblique plan ou tangentiel et est interprété comme des mégarides. Ces faciès sont présents dans les formations du Westphalien B et C, soit au dessus du faciès 1b, soit dans des argilites. Ils contiennent une base érosive, et une partie supérieure grano-décroissante pour passer dans un faciès argileux. De plus, l'étude de diagraphies a permis de distinguer dans le faciès 2 une séquence correspondant à un système fluvial en tresses ou anastomosé ainsi qu'une autre correspondant à un système méandriforme.

Faciès 3 : Ce faciès correspond à une séquence de quelques mètres à une dizaine de mètres, grano-croissante, avec une alternance de d'argilites et de siltites. Lorsqu'un litage lenticulaire est observable, il s'agit du sous faciès 3a. Le sous faciès 3b correspond à un litage ondulé, tandis que le sous faciès 3c est caractérisé par un flaser bedding. Ces deux derniers faciès sont des structures de courant directionnel, tels qu'ils peuvent l'être dans des rivières. Ce faciès 3 est donc interprété comme des lobes de crevasse lorsque les épaisseurs sont de l'ordre de plusieurs mètres, ou comme un « delta » lacustre lorsque les épaisseurs sont de l'ordre de plusieurs dizaines voire centaines de mètres. Ils sont rares dans le forage de Chaumont, mais fréquents dans les forages de Lorettes et Saulcy.

Faciès 4 : Sur quelques mètres au dessus du faciès 3, dans les sondages de Lorettes et Saulcy, se trouve un faciès silteux massif ou légèrement laminé, contenant des débris végétaux et quelques nodules de fer. Il est interprété comme un faciès de levée.

Faciès 5 : Le faciès 5, qui se superpose au 4, est décrit par l'alternance de grès, siltites et argilites, dont la teneur en débris végétaux est importante. Ce faciès a une épaisseur de quelques mètres. De plus, des litages obliques et horizontaux témoignent d'un courant directionnel, ce qui conduit à formuler l'hypothèse qu'il s'agit de dépôts de plaine d'inondation.

Faciès 6 : Ce faciès est formé d'argilites carbonatées contenant des débris végétaux quasi-intiers. Ces argilites sont épaisses de plusieurs mètres à quelques dizaines de mètres, et présentent un litage plan. Le faciès 6a, de quelques mètres, contient des root cast, indiquant un faciès de plaine d'inondation, tandis que le 6b est présent sur une dizaine de mètres et est défini par l'alternance de lamines argileuses foncées et d'autres silteuses plus claires. Ce faciès, de type varve, est donc caractéristique de dépôts lacustres. De plus, l'alternance de lamines de couleurs et de faciès différents est interprétée par Glenn et Kelts, 1991, comme étant le résultat de variations saisonnières d'un climat

plus sec à un climat plus humide, les lamines silteuses claires correspondant à la période sèche (faibles apports de matière organique), les lamines argileuses correspondant à la période humide.

Faciès 7 : Ce faciès de quelques mètres d'épaisseur contient de nombreuses bioturbations, des racines et des concrétions dans des silts, avec des plantes très bien préservées. Ceci est caractéristique de paléosols (Besly and Fielding, 1989). Ce faciès s'intercale entre les faciès 2 et 3, ou 4 et 5.

Faciès 8 : Ce faciès ne fait que quelques centimètres à décimètres d'épaisseur. Il est constitué de charbon ou d'argiles charbonneuses. Il est le résultat de l'accumulation de matière organique dans un environnement de marais plus ou moins profond, comme le décrivent Fleck et al., 2001. Il est quasi absent dans le sondage de Chaumont, tandis qu'il est très présent dans les deux autres, intercalé dans les faciès 2 à 7.

Faciès 9 : Ce faciès correspond aux tonsteins présents dans les dépôts houillers ou dans les argilites.

2.5.2. Détermination des environnements de dépôts

L'association des faciès 1b, 2 et 6 est caractéristique de la partie aval des cônes alluviaux, avec un système fluvial en tresses. Ces faciès sont également présent dans le Westphalien B [Cleal et al., 2009]. Les faciès 2 à 8 correspondent plutôt à un environnement de dépôt de plaine alluviale contenant un système fluvial méandrique avec des levées, une plaine d'inondation, des lobes de crevasse, ainsi que des marais (Figure 4 A).

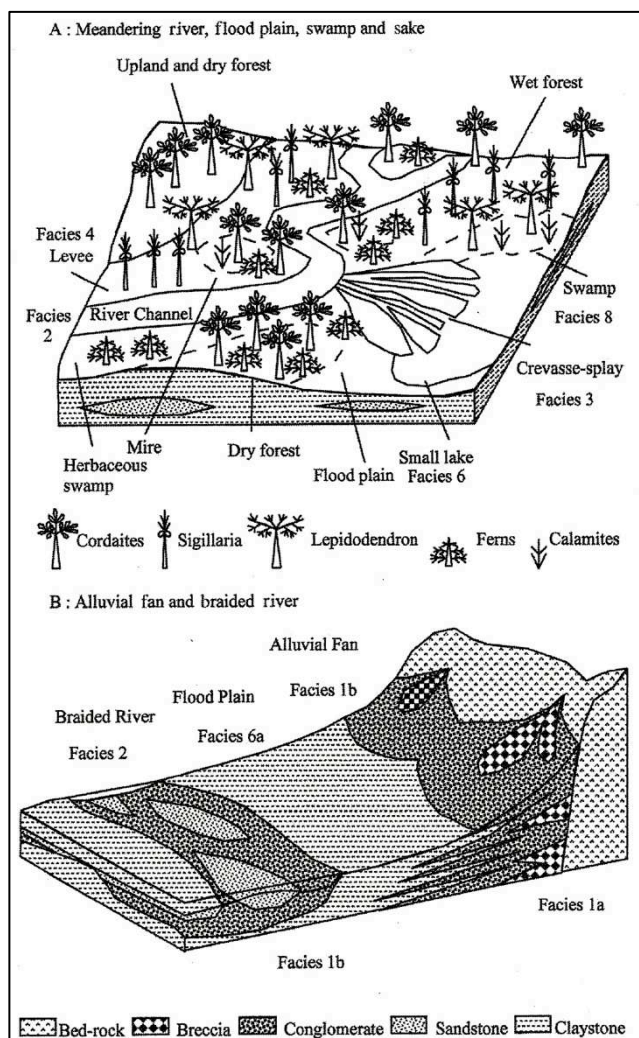


Figure 4 : Modèle paysage de l'environnement de dépôt des formations du Carbonifère. A : Système fluvial méandrique ; B : Cône alluvial et système fluvial en tresse. Source : Izart et al., 2005.

Plusieurs séquences de forte périodicité peuvent être décrites d'après les trois puits de Chaumont, Lorettes et Saulcy. Tout d'abord, une séquence décimétrique, constituée des faciès 1 et 2, se répète à la base du Westphalien C. Ensuite, la séquence formée des faciès 2 à 8, de taille décimétrique, est grano-décroissante. Enfin, dans la partie supérieure du Westphalien C, se trouve une séquence décimétrique, grano-croissante formée le faciès 3. La périodicité de ces séquences est interprétée comme étant contrôlée par les cycles de Milankovitch (Izart et al., 2003).

D'autres séquences de périodicité plus faible sont interprétées comme le résultat de mouvements tectoniques. Par exemple, une séquence grano-décroissante, de taille hectométrique, est constituée des faciès 1b et 2 à la base, puis des faciès 2 à 8. Les faciès 1 et 2 se trouvent au sommet. Cette séquence est considérée comme une séquence fluviale grano-décroissante (Walker, 1985). Une autre séquence est formée, de la base au sommet, par des sédiments sableux voire conglomératiques, interprétés comme des dépôts de systèmes fluviaux en tresses (Figure 4 B), puis des sédiments allant des sables aux argiles. Ces derniers proviennent d'une plaine alluviale avec des rivières méandriques et des marais. Des sédiments grossiers à moyens, issus d'un système fluvial méandrique ou anastomosé, sont présents au sommet de la séquence.

Ainsi, les niveaux grossiers des séquences décrites précédemment, correspondant à des dépôts de cônes alluviaux et de systèmes en tresses, peuvent être expliqués par des périodes où le relief était assez prononcé, avec des pentes importantes. Ceci est lié à la subsidence du bassin, et/ou à un climat plus humide. Les niveaux plus fins contenant des argiles et des carbonates sont interprétés comme des périodes d'ennoiement maximal, avec la formation de marais et de lacs, permettant également le dépôt des niveaux houillers. Ces périodes sont provoquées par un ralentissement voire un arrêt de la subsidence du bassin. Enfin, la dernière période correspond au remplissage du bassin par les sédiments et au développement de systèmes fluviaux anastomosés et méandriiformes, permis par l'érosion ayant atténué le relief, et/ou un climat plus sec.

3. Histoire géologique du bassin houiller lorrain

3.1. Situation du bassin sarro-lorrain dans la chaîne hercynienne

L'orogénèse hercynienne commence par la subduction de Laurussia sous Gondwana à partir de 400 Ma (Dévonien moyen). A ce stade, la région n'a pas encore été affectée par une quelconque déformation. Puis à lieu la collision à partir de 345 Ma, au Viséen (sous étage du Carbonifère inférieur), qui va donner la chaîne hercynienne. La région se situe dans la zone cristalline hercynienne externe. Cette zone vient chevaucher la zone rhéno-hercynienne au Nord. Ceci plisse la région et de nombreuses failles inverses se développent, avec notamment la faille inverse de Metz (Figure 5) [Donsimoni, 1981] et son prolongement en Sarre : la faille Sud de Hunsrück.

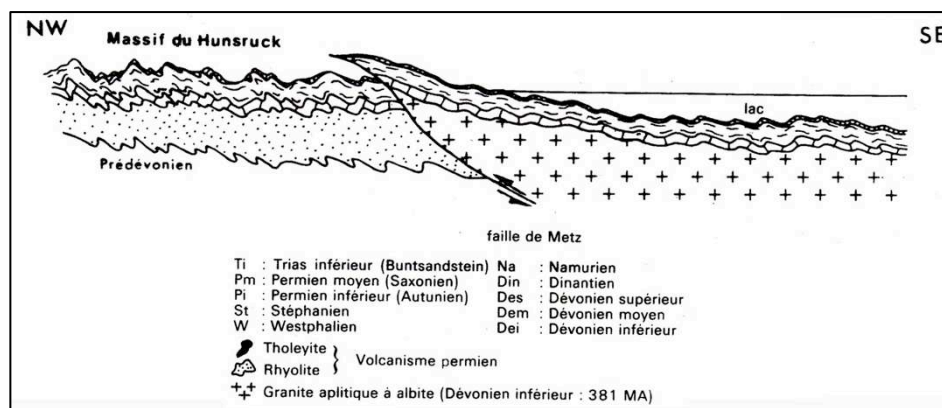


Figure 5 : Coupe NW-SE du bassin houiller lorrain au début du Carbonifère supérieur.
Source : Donsimoni, 1981

3.2. Evolution du bassin au Westphalien puis au Stéphanien

La zone cristalline externe est ensuite subsidente, ce qui crée un bassin limnique dont l'altitude est inférieure à 1000 mètres, c'est-à-dire un bassin sédimentaire intramontagneux [Laveine, 1989]. Ce dernier est un très bon exemple de dépression houillère interne [Pruvost, 1934]. Le bassin subsident s'est donc rempli progressivement au cours du Westphalien (315 à 305 millions d'années) et du Stéphanien (305 à 295 millions d'années), par des apports terrigènes fluviaux des reliefs voisins. Une zone de ce bassin, la salle palatine, forme un horst à l'intérieur du bassin. Donsimoni, 1981, explique sa présence par un phénomène de subsidence de moindre ampleur au niveau du horst (Figure 6).

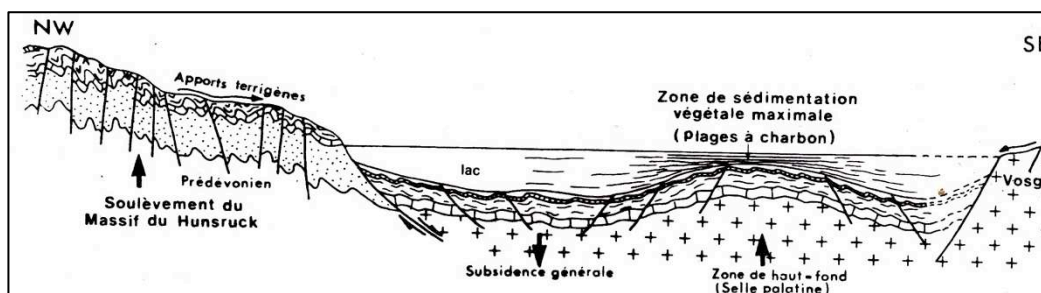


Figure 6 : Coupe du bassin houiller lorrain au cours du Carbonifère supérieur. Voir légende Figure 5.
Source : Donsimoni, 1981

D'après Donsimoni, 1981, la subsidence a été permise par le rejeu des failles inverses existantes en failles normales (dont la faille de Metz), et le développement de nouvelles failles normales. Ceci a conduit à la formation d'un bassin symétrique dans un contexte d'effondrement intramontagneux. A partir de la fin du Stéphanien, la subsidence s'arrête et les conditions ne sont plus propices au dépôt de couches houillifères. Le bassin finit de se remplir jusqu'à l'Antunien (285 Ma), puis la sédimentation s'arrête.

Des modèles plus récents, comme celui développé par Korsch et Schäfer, 1991, réaffirmé par ces mêmes auteurs en 1995, ainsi que par Strohofen, 1999, grâce à l'interprétation de profil sismiques, réfutent la thèse de Donsimoni faisant état d'un bassin développé uniquement par extension normale, au profit d'un bassin transtensionnel, au sens de Harland, 1971. La migration du centre de dépôt maximal au cours du temps vers le Nord-Est dans la Sarre est caractéristique de ce type de structure (tandis qu'en Lorraine, le centre de dépôt maximal migre vers le Sud-Ouest). Un mouvement général de décrochement dextre s'opère le long de la faille du Hunsrück, située à la limite Nord-Ouest du bassin, côté allemand, dans le prolongement de la faille de Metz. Ces auteurs s'opposent également à l'hypothèse faisant de la faille d'Hunsrück une faille listrique.

Bien que le modèle de Korsch et Schäfer soit le plus repris dans les publications postérieures (par exemple par Izart et al., 2005 ou Cleal et al., 2009), un modèle développé par Henk (1993), attribue comme Donsimoni, 1981, la formation du bassin d'une part à un effondrement asymétrique post collisionnel de l'édifice hercynien, mais aussi à une subsidence thermique symétrique. Ceci aurait conduit à une enfoncement plus important du bassin au Nord-Ouest qu'au Sud-Est, et là aussi, à un déplacement des centres de dépôt maximal.

A la fin du Westphalien, une phase compressive correspondant à la phase pré-léonienne de l'orogénèse hercynienne provoque une période d'émersion de la partie Est du bassin, suivie de l'érosion des formations du Westphalien D et de la formation du Conglomérat de Holz. La subsidence a ensuite repris, ce qui a permis la mise en place des couches houillifères du Stéphanien.

3.3. Les déformations du bassin après sa mise en place

Au début du Permien, la phase saaliennne de l'orogénèse hercynienne fait se déformer la région, provoquant la formation des anticlinaux de directions NE-SW [Donsimoni, 1981], de chevauchements et de cisaillements Nord-Sud (Figure 7). Une activité volcanique se met également en place un peu plus au Nord.

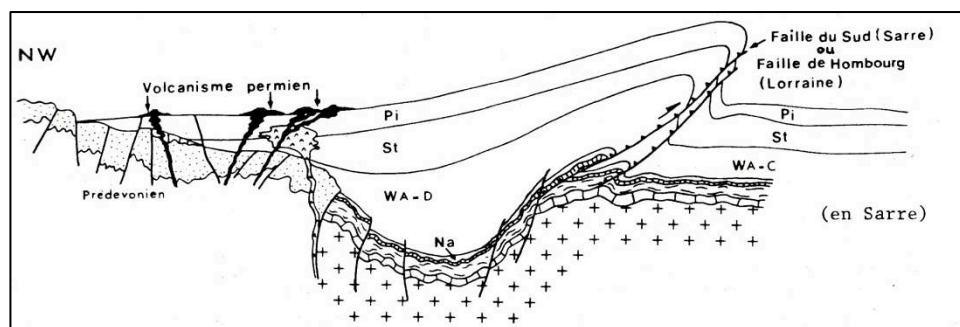


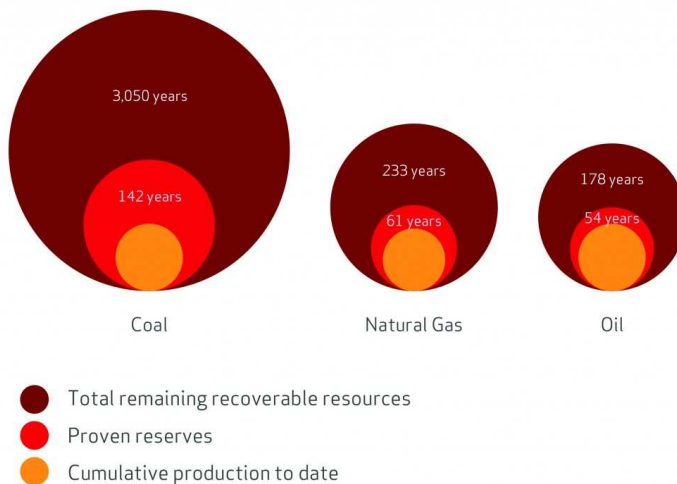
Figure 7 : Coupe du bassin houiller lorrain au début du Permien moyen. Voir légende figure 5. Source : Donsimoni, 1981.

Au début du Tertiaire, l'orogénèse alpine a provoqué d'importantes déformations sur l'ensemble de la France, et donc en Lorraine, avec notamment la formation de plis dont la longueur d'onde est de l'ordre de la centaine de kilomètres, pour une amplitude de 1000 à 2000 mètres [Bourgeois et al., 2007]. Ces auteurs ont émis l'hypothèse d'un soulèvement global de la Lorraine. Dans ce cadre, le bassin houiller lorrain a donc vraisemblablement été affecté par des changements de contrainte. D'après Schwab, 1987, lors de la formation du grabben du Rhin à l'Oligocène, le jeu décrochant dextre de la faille d'Hunsrück a déplacé le bassin sarro-lorrain de 5 à 8 kilomètres vers l'Ouest Sud-Ouest. D'autres failles ont également pu jouer lors de cette phase.

4. Le charbon

Le charbon est l'énergie fossile la plus abondante du monde, avec des réserves prouvées s'élevant à 1040 Gt à la fin 2005 par l'Agence Internationale de l'Energie (AIE, ou IAE en anglais), ce qui correspond à 142 années de production au rythme d'extraction de 2013, bien plus que pour le pétrole et le gaz. Ces chiffres sont sans doute sous estimés du fait de la quasi-inexistence de l'effort d'exploration charbonnière depuis plusieurs décennies, et les réserves supposées sont très importantes (Figure 8). Le charbon présente l'avantage d'être bien mieux réparti à la surface du globe que le pétrole et le gaz naturel (Tableau 1). D'après Kalaydjian et Cornot-Gandolphe, 2009, il représente 29 % du bilan énergétique mondial en 2007. Le charbon constitue une source apte à fournir plusieurs types de produits et à alimenter ainsi un processus de polygénération. Il est possible de l'exploiter pour générer, outre de l'électricité, de la chaleur, des bases pour l'industrie chimique, des carburants liquides ou encore de l'hydrogène. L'exploitation du gaz de charbon, ou Coalbed Methane (CBM) permet de contribuer à l'approvisionnement en gaz naturel des pays charbonniers, réduisant ainsi les tensions auxquelles sont confrontés les marchés pétroliers et gaziers.

Fossil energy resources by type



Source: IEA World Energy Outlook 2013

Figure 8 : Production cumulée, réserves prouvées et estimées pour le charbon, le gaz naturel et le pétrole en 2013. Source : IAE World Energy Outlook 2013

4.1. Définition

D'après Schopf, 1956, un charbon est une roche combustible constituée de matériel carboné à hauteur d'au moins 50 % de son poids et 70 % de son volume, résultant de la compaction et de l'altération de résidus végétaux variés, similaires à ceux que l'on trouve dans les milieux tourbeux. Des différences dans la nature de la végétation (type), dans le degré de métamorphisme (rank) et dans le degré d'impureté (grade) sont caractéristiques des différentes variétés de charbon. Cette définition est aujourd'hui encore assez largement acceptée par les spécialistes du charbon, bien qu'elle puisse varier selon le domaine de spécialité de chacun.

	Pourcentage des réserves mondiales
Amérique du Nord	29,6
Amérique du Sud	1,9
Afrique	5,9
Europe	5,2
CEI	26,7
Moyen-Orient	0,4
Asie	21,3
Océanie	9,1
Total monde	100

Tableau 1 : Répartition géographique des réserves prouvées de charbon dans le monde à fin 2005. Source : World Energy Council, 2008

4.2. La formation des charbons

La formation du charbon est le résultat de la dégradation de grandes quantités de débris organiques, d'origine essentiellement végétale, mais parfois aussi des restes d'animaux, accumulés dans des environnements terrestres. Afin de former des couches de charbon suffisamment épaisses pour être exploitables, il faut un fort apport de végétaux et une accumulation de ces derniers. La transformation de ces débris en charbon est décrite par Kalaydjian et Cornot-Gandolphe, 2009.

4.2.1. La formation de la tourbe

Le processus commence par la formation de dépôts dans lesquels les débris végétaux s'accumulent. Un premier produit se forme, la tourbe, qui résulte de la fossilisation de ces débris sur 1000 à 2500 ans dans des milieux humides anaérobies, appelés tourbières. Les tourbières se développent surtout dans des zones tempérées et à un degré moindre en climat tropical. Le milieu doit être presque constamment gorgé d'eau mais appauvri en oxygène pour limiter l'activité de dégradation des débris végétaux par les micro-organismes. Ces conditions sont remplies dans le cas d'un relief approprié de type large cuvette peu profonde, avec une pluviométrie abondante et un sol relativement imperméable (par exemple une plaine inondable de cours d'eau ou une plaine deltaïque). La masse de matière organique produite étant supérieure à celle pouvant être dégradée, les sols ou tourbes sont imprégnés de matière organique avec des teneurs proches de 80 – 90 %, et constituent les futurs gisements de charbon. Il faut ensuite transformer cette accumulation de débris en une matière organique dans le sol et le sous-sol, pour qu'après quelques dizaines de milliers d'années, la matière fossilisée commence à acquérir des propriétés de combustibles, qui restent assez médiocres à ce stade.

4.2.3. La carbonification

Au cours des millions d'années qui succèdent le dépôt, la matière subit ensuite des transformations dites de carbonification. La matière organique subit une déshydratation, associée à une perte de dioxyde de carbone et d'hydrocarbures, et à un enrichissement relatif en carbone. Ces réactions sont permises par une compaction et une montée en température des sédiments grâce à la subsidence du bassin sédimentaire. La couche de charbon s'enfonçant au sein des sédiments, les conditions de pression et de température sont progressivement modifiées. Le charbon se compacte rapidement. Dès les premiers mètres, le milieu organique est isolé et devient quasiment anaérobie. Deux étapes sont distinguables au cours du processus de carbonification : une phase d'altération biochimique pendant les premiers mètres, puis une phase d'altération thermique en subsurface. Elles sont associées aux trois grands niveaux de maturation appelés diagenèse, catagenèse et métagenèse.

La diagenèse correspond à l'ensemble des processus physico-chimiques affectant la matière organique au cours des premières centaines de mètres d'enfouissement sédimentaire, et aboutit à l'élimination d'une grande partie de l'oxygène, du soufre et de l'azote contenu dans la matière organique au moment de son dépôt. Cette étape est dominée par l'altération bactérienne de certains organismes pouvant vivre dans des conditions totalement dépourvues d'oxygène, qui tirent l'énergie dont ils ont besoin de la minéralisation de la matière organique en dioxyde de carbone.

Au delà de 1000 mètres de profondeur, et jusqu'à environ 6000 mètres, la matière organique subit de profondes transformations chimiques, essentiellement induites par l'élévation de température (50 à 150 °C), et physiques du fait de l'augmentation de pression (100 à 600 fois la pression atmosphérique). Pendant cette phase, dite de catagenèse, le squelette hydrocarboné du charbon devient thermiquement instable, et la matière se convertit d'un côté en pétrole et en gaz, de l'autre en un résidu organique enrichi en carbone.

A des températures supérieures à 150 °C, le charbon subit un ultime processus de transformation conduisant à la formation d'un résidu carboné, quasiment comparable au graphite. On parle alors de métagenèse. Au stade final de la carbonatation, le charbon se présente comme un agencement orienté d'unités aromatiques de grande taille, constituées à plus de 95 % en masse de carbone.

4.3. La classification des charbons

La classification des charbons se fonde à la fois sur la nature des débris végétaux (on distingue les charbons humiques formés à partir de végétaux supérieurs terrestres, et les charbons sapropéliques, générés par du matériel algaire en milieu aquatique) et sur le degré de métamorphisme qui définit le rang des charbons. Le rang représente un paramètre clé pour l'évaluation des réserves.

Le rang d'un charbon dépend de son histoire du point de vue du métamorphisme, et non de son âge. Plusieurs paramètres permettent d'identifier le rang auquel un charbon appartient. Les caractéristiques les plus utilisées sont la teneur en carbone, la valeur calorifique, qui augmentent avec le rang du charbon, la teneur en matière volatile et la teneur en eau, qui, au contraire, diminuent avec le rang. Un paramètre très utilisé pour caractériser le niveau de maturité thermique et donc le rang d'un charbon est le pouvoir réflecteur de la vitrinite.

La vitrinite est un macéral (c'est-à-dire un élément microscopique d'origine organique composant le charbon). Elle a un aspect brillant lui donnant une ressemblance avec le verre ou un matériau vitré. Elle est dérivée du matériau de paroi cellulaire ou tissu ligneux des plantes à partir desquelles le charbon a été formé. La mesure de la réflectance d'un échantillon poli permet de déterminer de façon empirique le pourcentage de matière volatile qu'il contient, et donc son rang, grâce à la courbe ci-dessous (Figure 9), établie par Meissner (1984). Elle n'est valable que si l'échantillon est sec et à faible teneur en cendres. Cette méthode est très fréquemment utilisée dans l'industrie pour caractériser le rang d'un charbon.

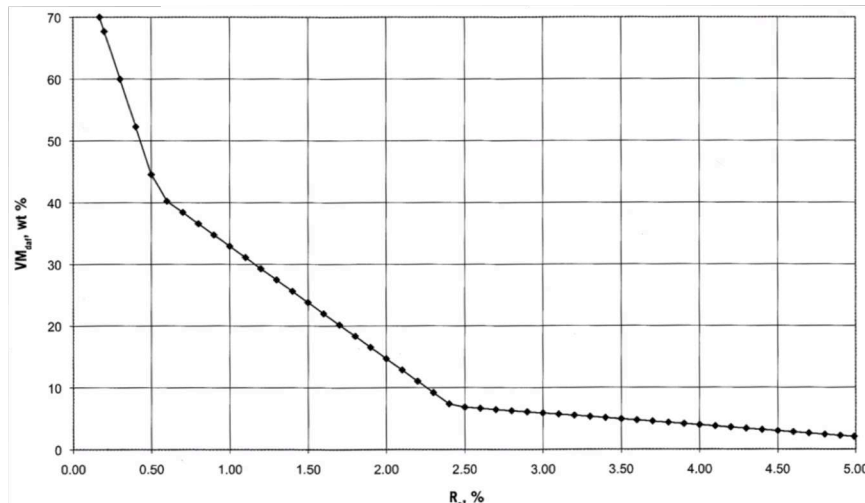


Figure 9 : Relation entre l'indice de réflectance (R_0 , %) et la matière volatile (VM_{daf} , % massique) contenue dans un charbon. Source : Meissner, 1984

Seidle, 2011, précise cependant que cette méthode manque de précision, notamment au niveau des limites de la classification. Dans ce cas, il faut utiliser d'autres méthodes, afin de déterminer le rang grâce à plusieurs paramètres. L'analyse immédiate de quatre constituants est une méthode souvent employée afin d'obtenir des résultats précis. On analyse alors l'humidité, la teneur en carbone, la teneur en cendres et celle en matière volatile.

En phase d'exploration, les diagraphies sont très utilisées afin de déterminer l'épaisseur des veines de charbon et leurs propriétés, telles que la densité, les constantes mécaniques, et la teneur de chacun des quatre constituants listés ci-dessus. D'après Seidle, 2011, les outils les plus utilisés pour le charbon sont les mesures de densité, de rayons gamma et les caliper logs (mesure du diamètre du puits foré). L'identification des veines de charbon est facilitée par la densité apparente généralement assez faible et comprise entre 0,70 et 1,80, et une réponse aux rayons gamma comprise entre 20 et 25 API [Hollub et Schafer, 1992]. La mesure de densité est très importante, car elle permet d'estimer le rang du charbon. Une densité apparente comprise entre 0,7 et 1,5 correspond à la lignite, alors que les charbons sub-bitumineux auront une densité comprise entre 1,2 et 1,75 $g.cm^{-3}$, contre 1,2 à 1,5 $g.cm^{-3}$ pour les charbons bitumineux et 1,4 à 1,8 $g.cm^{-3}$ pour l'anhracite (Cf. Tableau 2 pour la classification).

Le tableau 2 présente les différentes classifications et leurs caractéristiques communes établies par le groupe de travail charbon de la Commission Economique pour l'Europe des Nations Unies (CEE/ONU). Elle retient le pouvoir calorifique inférieur sur sec (séché à 105°) comme paramètre principal.

CEE	Peat	Lignite	Sub-bitumineux	Bitumineux hauts volatiles	Bitumineux bas volatiles	Anthracite
USA		Browncoal	Hard coal			
France	Tourbe *	Lignite	Flambant sec	Flambant gras	Gras	Anthracite
Rang	Low	Low	Medium	Medium	High	High
Pouvoir calorifique kcal/kg	1000 - 1500	3500 - 4500	4500 - 6500	6500 - 7800	6500 - 7800	7800 - 8500
Teneur en carbone %	< 50 %	50 - 60 %	60 - 70 %	70 - 80 %	90 - 93 %	93 - 97 %
Humidité %	> 50 %	25 - 50 %	14 - 25 %	5 - 10 %	5 - 10 %	1 - 6 %
Matières volatiles %	> 75 %	50%	25 - 50 %	30 - 40 %	15 - 25 %	< 10 %
Teneur en cendres %	50%	30 - 50 %	20 - 30 %	10 - 20 %	10 - 20 %	0 - 10 %
Réflexion vitrinité (indice)	< 0,3	0,3	0,35 - 0,45	0,5 - 1,25	1,5 - 2,0	2,0 - 5,0

* La tourbe n'est pas considérée comme du charbon

Tableau 2 : Classification des charbons. Source : CEE/ONU, tiré de Kalaydjian et Cornot-Gandolphe, 2009.

L'utilisation du charbon et donc sa valeur économique sont directement liées à ses propriétés (Figure 3), d'où l'importance de la classification précédemment établie. Les lignites sont essentiellement utilisés pour la production d'électricité. Les charbons sub-bitumineux et bitumineux sont tous deux adaptés à la production d'électricité ou de coke pour hauts-fourneaux et à la filière CTL (Coal-to-liquids). Les anthracites sont utilisés à des fins domestiques et industrielles.

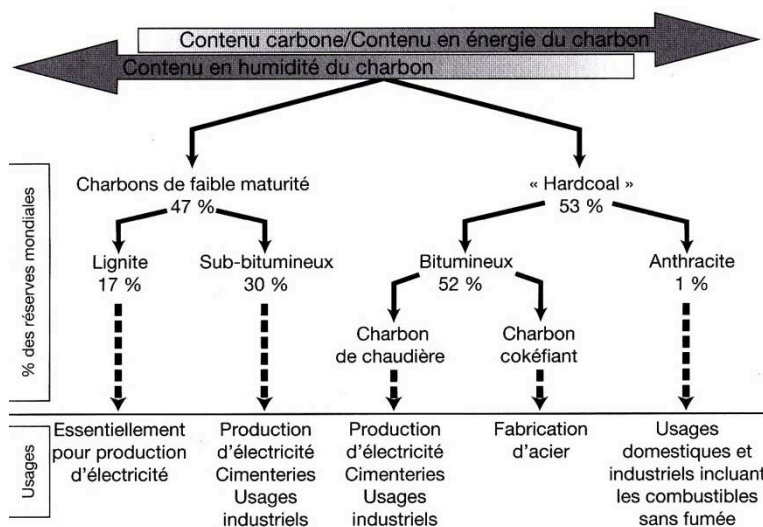


Figure 10 : Les types de charbon et leurs domaines d'utilisation. Source : World Energy Council, IFP, 2008

4.4. Le charbon lorrain

D'après Donsimoni (1981), le charbon lorrain exploité par la Compagnie des Houillères de Lorraine était très riche en matières volatiles (de 39 à 42 %) et majoritairement constitué de flambants gras (73 %), pour seulement 17 % de flambants secs et 10 % de gras. Les conditions d'enfouissement étant moins importantes pour les couches du Stéphaniens, le charbon y est moins riche en carbone que pour les veines du Westphalien. La profondeur moyenne d'exploitation est de l'ordre de 800 mètres, et la puissance moyenne s'établit à 2,20 mètres (contre 1,30 mètres dans le bassin du Nord et du Pas-de-Calais). Le nom employé pour qualifier le bassin est celui de bassin houiller. Ceci est dû au fait que la majeure partie du charbon qui s'y trouve constitue de la houille. Ce terme, bien que n'appartenant à aucune des classifications étudiées précédemment, est utilisé pour désigner une qualité spécifique de charbon, intermédiaire entre la lignite et l'antracite, comprenant entre 70 et 93 % de carbone.

Conclusion

Le bassin houiller lorrain est un bassin limnique datant du Carbonifère. Il s'est formé lors de l'orogénèse hercynienne, dans la zone externe de la chaîne Varisque. Des sédiments se sont déposés pendant plusieurs dizaines de millions d'années du Westphalien jusqu'au Permien. Ces sédiments présentent une très grande variabilité, allant des argiles jusqu'aux conglomérats, due à des variations à la fois climatiques (des périodes plus ou moins humides se sont succédées) mais aussi tectoniques (la subsidence du bassin a été plus ou moins rapide). Tous ces facteurs ont entraîné des variations dans les paléoenvironnements. Ceci a ainsi donné les différentes séquences caractéristiques des cônes alluviaux, des systèmes fluviaux en tresses, méandrique ou encore anastomosés, des plaines d'inondation plus ou moins développées, des marais et des lacs plus ou moins profonds. Cette richesse d'environnements différents, associée aux différentes conditions climatiques chaudes et plus ou moins humides, a ainsi permis le développement d'une végétation très variée, et par moment très abondante. Ces conditions ont ainsi été propices au dépôt et à la conservation de la matière organique. De plus, l'enfouissement de ces sédiments, grâce à la subsidence du bassin, puis à la phase de compression tardive de l'orogénèse hercynienne, et par conséquent leur tassement et montée en température, a provoqué la formation de charbon en quantité très importante. En Lorraine, ce charbon va des charbons flambants gras (73%), aux flambants secs (17%), et gras (10%).

Concernant l'exploitation du gaz de couche, si l'on a longtemps cru que seuls les charbons dont le degré de métamorphisme était intermédiaire, c'est-à-dire les charbons bitumineux, présentaient des sources d'accumulation de méthane importantes, on sait aujourd'hui que la métagenèse des charbons est aussi une source de méthane importante à l'origine d'accumulations commerciales à des niveaux d'enfouissement élevés [Kalaydjian et Corno-Gandolphe, 2009]. Le bassin houiller lorrain, avec environ 83 % de flambants gras et de gras, semble donc être un territoire favorable à son exploitation. Le but du travail de laboratoire qui fera suite à ce document sera de poursuivre les études sédimentologiques et pétrophysiques des formations de bassin en vue d'une éventuelle exploitation du gaz de houille.

Bibliographie

- Besly, B. M. & Fielding, C. R. Palaeosols in Westphalian coal-bearing and red-bed sequences, central and northern England. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* 303–330 (1989).
- Birenheide, R., Brand, E. & Damberger, H. *Die Tiefbohrung Saar 1 [i.e. eins]*. (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1976).
- Bourgeois, O. *et al.* Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. *Int J Earth Sci* 96, 1003–1031 (2007).
- Charbonnage de France. CHARBONNAGES DE FRANCE.
http://www.charbonnagesdefrance.fr/gRubrique.php?id_rubrique=132 (2007).
- Cleal, C. J., Opluvstil, S., Thomas, B. & Tenchov, Y. Late Moscovian terrestrial biotas and palaeoenvironments of Variscan Euramerica. *Netherlands Journal of Geosciences — Geologie en Mijnbouw* 88, 181–278 (2009).
- Donsimoni, M. *Le bassin houiller lorrain - Synthèse géologique*. (BRGM, 1981).
- Glenn, C. R. & Kelts, K. Sedimentary rhythms in lake deposits. In: G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher, Eds., *Cycles and events in stratigraphy* Springer Verlag, Heidelberg, 188–221 (1991).
- Gothan, W. Paläobotanische Mitteilungen. 5. Die Unterteilung der karbonischen Neuropteriden. *Palaeontologische Zeitschrift* 421–438 (1951).
- Harland, W. B. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag.* 27–42 (1971).
- Henk, A. Late orogenic basin evolution in the Variscan Internides: the Saar-Nahe Basin, southwest Germany. *Tectonophysics* 223, 273–290 (1993).
- Hollub, V. A., Schafer, P. S. & Institute, G. R. *A guide to coalbed methane operations*. (Gas Research Institute, 1992).
- International Energy Agency. *World Energy Outlook 2013*. (2013).
- Izart, A. *et al.* Sequence stratigraphy and correlation of late Carboniferous and Permian in the CIS, Europe, Tethyan area, North Africa, Arabia, China, Gondwanaland and the USA. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* 59–84 (2003).
- Izart, A., Palain, C., Malatre, F., Fleck, S. & Michels, R. Palaeoenvironments, paleoclimates and sequences of Westphalian deposits of Lorraine coal basin (Upper Carboniferous, NE France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 176, 301–315 (2005).
- Fleck, S., Michels, R., Izart, A., Elie, M. & Landais, P. Palaeoenvironmental assessment of Westphalian fluvio-lacustrine deposits of Lorraine (France) using a combination of organic geochemistry and sedimentology. *International Journal of Coal Geology* 48, 65–88 (2001).
- Kalaydjian, F. & Cornot-Gandolphe, S. *La nouvelle donne du charbon*. (Editions TECHNIP, 2008).
- Korsch, R. J. & Schäfer, A. Geological interpretation of DEKORP deep seismic reflection profiles 1C and 9N across the Variscan Saar-Nahe Basin, southwest Germany. *Tectonophysics* 191, 127–146 (1991).
- Korsch, R. J. & Schäfer, A. The Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin, south-west Germany and north-east France: basin formation and deformation in a strike-slip regime. *Geologische Rundschau* 84, 293–318 (1995).
- Laveine, J.-P. *Guide paléobotanique dans le terrain houiller sarro-lorrain*. (Houillères du Bassin de Lorraine, 1989).
- Meissner, F. F., Woodward, J. & Clayton, J. L. *Hydrocarbon Source Rocks of the Greater Rocky Mountain Region*. (Rocky Mountain Association of Geologists, 1984).
- Ministère de l'économie, des finances et de l'industrie, 2004. *Arrêté du 24 novembre 2004 accordant un permis exclusif de recherches d'hydrocarbures liquides ou gazeux, dit 'Permis de Bleue Lorraine' à la société Heritage Petroleum PLC*. *Journal officiel de la République française* 29 sur 215.

- Mörhing, G. & Schäfer, A. Caliche im Stefan des Saar-Nahe-Beckens. *Mainzer geowissenschaftlicher Mitteilungen* 19, 63–80 (1990).
- Pruvost, P. *Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine : III. Description géologique*. (Imprimerie L. Danel, 1934).
- Schäfer, A. Variscan molasse in the Saar-Nahe Basin (W-Germany), Upper Carboniferous and Lower Permian. *Geologische Rundschau* 499–524 (1989).
- Schäfer, A. Sedimentologisch-numerisch begründeter Stratigraphischer Standard für das Permo-Karbon des Saar-Nahe-Beckens. *Deutsche Stratigraphische Kommission, V. (ed.): Stratigraphie von Deutschland V. Das Oberkarbon (Pennsylvanium) in Deutschland. Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 369–394 (2005).
- Schopf, J. M. A definition of coal. *Economic Geology* 51, 521–527 (1956).
- Schwab, K. Compression and right-lateral strike-slip movement at the Southern Hunsrück Borderfault (Southwest Germany). *Tectonophysics* 137, 115–126 (1987).
- Seidle, J. *Fundamentals of Coalbed Methane Reservoir Engineering*. (PennWell Books, 2011).
- Stollhofen, H. Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous Permian Saar–Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. *Sedimentary Geology* 119, 47–83 (1998).
- Stollhofen, H., Frommherz, B. & Stanistreet, I. G. Volcanic rocks as discriminants in evaluating tectonic versus climatic control on depositional sequences. Permo Carboniferous continental Saar-Nahe Basin. *J. Geol. Soc. London* 156, 801–808 (1999).
- Vliex, M., Hagemann, H. W. & Püttmann, W. Aromatized arborane / fernane hydrocarbons as molecular indicators of floral changes in Upper Carboniferous / Lower Permian strata of the Saar-Nahe Basin, southwest Germany. *Geochim. Cosmochim. Acta* 4689–4702 (1994).
- Walker, R. G. *Facies models*. (Geoscience Canada, 1985).
- WEC. *Survey of Energy Resources 2007*. (World Energy Council (WEC), 2008).