

Direction Générale Opérationnelle de l'Aménagement du Territoire,
du Logement, du Patrimoine et de l'Energie
(DGO4)

Département de l'Energie

Développement de la plate-forme Géothermique de la Wallonie

Rapport final

Décembre 2011

Estelle Petitclerc, Yves Vanbrabant

Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique

Service Géologique de Belgique



Prestataires de services



Soutrairants

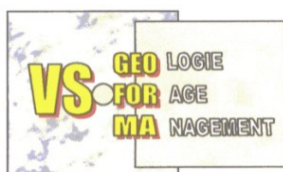


Table des matières

1. Introduction	7
1.1. Cadre Général	7
1.2. Classification des projets géothermiques	8
1.3. Définition de la géothermie profonde pour ce projet	11
1.4. Présentation du projet « plate-forme géothermique de la Wallonie »	11
1.4.1. Cadre de l'étude	11
1.4.2. Déroulement du projet et collaborations	14
2. Documents et données associés au rapport	21
3. Géothermie profonde en Europe et en Belgique	23
3.1. Production d'électricité	24
3.1.1. Italie	27
3.1.2. Portugal	28
3.1.3. France	28
3.1.4. Allemagne	30
3.1.5. Autriche	32
3.1.6. Suisse	33
3.2. Utilisation directe de la chaleur	34
3.2.1. France	34
3.2.2. Suisse	35
3.2.3. En Belgique : état actuel de l'exploration et de l'exploitation	35
4. Cadre géographique et géologique	41
4.1. Cadre géographique	41
4.2. Cadre géologique	42
4.2.1. Introduction	42
4.2.2. Cycle calédonien	43
4.2.3. Cycle varisque	45
4.2.4. Cycle Alpin	49
5. Informations ayant servies à l'établissement des cartes de zones d'intérêt géothermique	51
5.1. Données géologiques	51
5.1.1. Cartes géologiques	51
5.1.2. Sondages profonds de Wallonie	58
5.1.3. Coupes géologiques	77
5.2. Données Sismiques	102
5.2.1. Sismique réflexion en Région Wallonne	102
5.3. Données gravimétriques	123
5.3.1. Introduction	123
5.3.2. Principe de la gravimétrie	123
5.3.3. Nouvelle carte de 2011 et son interprétation	124
5.4. Données Hydrogéologiques	127
5.4.1. Notions d'Hydrogéologie	128
5.4.2. Cartes Hydrogéologiques	131
5.4.3. Carte des masses d'eaux souterraines	132

5.4.4. Principaux aquifères de Wallonie.....	133
5.4.5. Captages profonds.....	135
5.4.6. Application à la géothermie.....	137
5.4.7. Perméabilité de ces aquifères.....	143
5.4.8. Conclusions.....	143
5.5. Données de Thermométrie et Géothermométrie.....	144
5.5.1. Mesures de température dans les sondages (Thermométrie) en Wallonie.....	144
5.5.2. Géothermométrie.....	162
6. Résultats.....	171
6.1. Cartes de potentiel.....	171
6.1.1. Note explicative des cartes des zones d'intérêt géothermique en Wallonie.....	174
6.2. La géomodélisation du bassin houiller de Liège.....	181
6.2.1. Les travaux de préparation des données.....	181
6.2.2. La géomodélisation 3D.....	183
6.2.3. Conclusions.....	192
7. Conclusions.....	195
8. Perspectives.....	199
8.1. Introduction.....	199
8.1.1. Projet DeepWal.....	200
8.1.2. Retraitement de certains profils sismiques.....	202
8.1.3. Réhabilitation et reconversion d'anciens forages profonds de reconnaissance.....	203
8.1.4. Géothermométrie.....	207
8.1.5. Conclusions.....	207
Références Bibliographiques.....	209
Annexe I.....	215
Annexe II.....	219
Annexe III.....	223
Définitions.....	223

Introduction



1.1. Cadre Général

Les besoins énergétiques mondiaux ne cessant d'augmenter, les énergies fossiles devenant de plus en plus rares et chargeant l'atmosphère de gaz carbonique, il est essentiel de développer de nouvelles ressources énergétiques non polluantes et de préférence renouvelables.

La Terre représente un stock d'énergie quasiment infini. La température avec la profondeur peut atteindre 5000 à 7000°C en son centre. La géothermie qui vise à produire de l'électricité ou du chauffage par l'exploitation des températures du sous-sol, a le potentiel nécessaire pour constituer l'une des réponses aux problèmes énergétiques mondiaux. L'écorce terrestre est solide et peu conductrice.

A sa base, elle repose sur le manteau supérieur très chaud (1 000 – 1 200°C). En surface, dès une faible profondeur (10 m), le sol est sous ses latitudes à une température stable d'environ 10 à 15°C et ce jusqu'à une profondeur d'environ 100m. A plus grande profondeur, la température commence à augmenter. La croûte continentale (épaisseur de 30 à 70 km) et le plancher océanique (5 à 10 km) s'échauffent donc d'environ 3 à 4°C par 100 mètres de profondeur. Ce gradient correspond au différentiel de température qui fait de l'écorce terrestre une source d'énergie. Dans les régions de fracturations de l'écorce, cet échauffement peut atteindre des valeurs nettement supérieures (volcanisme $\geq 10^{\circ}\text{C}/100\text{m}$).

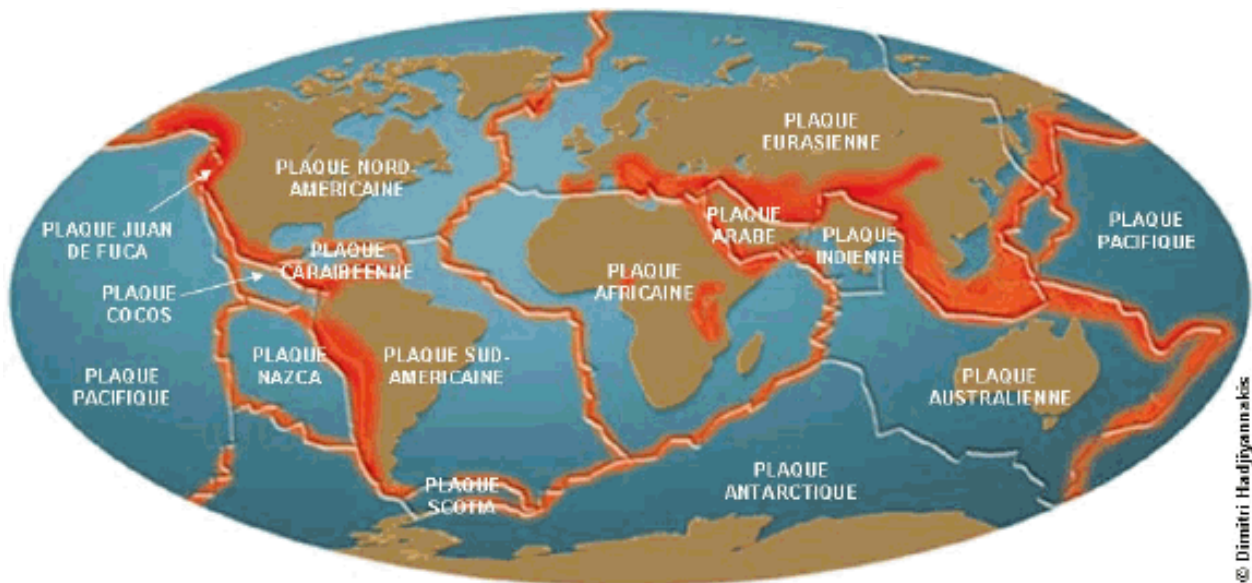


Figure 1 : Carte du monde représentant les principales plaques lithosphériques et leurs limites

La chaleur terrestre provient, pour l'essentiel (80-90%) de la désintégration radioactive dans les roches des atomes fissiles (Uranium, Thorium, Potassium) qu'elles contiennent. Le reste (10%) est le reliquat de la chaleur de formation initiale, il y a 4,5 milliards d'années. L'utilisation de cette chaleur en profondeur n'est possible que lorsque les formations géologiques constituant le sous-sol sont poreuses ou perméables et contiennent des nappes d'eau chaude liquide ou vaporisée.

Les domaines, situés aux frontières des plaques tectoniques et plus particulièrement dans les zones de rift, font l'objet de manifestations volcaniques actives (ex : Islande). La Belgique, comme on peut le voir sur la Figure 1, n'est pas située en limite convergente ou divergente de plaques lithosphériques, elle n'est donc pas sujette au volcanisme, mais se trouve dans la zone intracontinentale à gradient géothermique moins élevé mais plus régulier.

1.2. Classification des projets géothermiques

La classification des projets géothermiques peut se faire selon différents paramètres, notamment selon la manière d'utiliser la géothermie, la température du fluide, la profondeur ou encore la géologie du sous-sol. Chaque paramètre donne lieu à des classifications différentes. En outre, selon les seuils choisis pour le paramètre, différentes classifications sur base d'un même paramètre sont possibles. Nous rencontrons dès lors de nombreuses classifications différentes utilisées selon le pays et/ou l'organisation.

Paramètres de classification

Utilisation directe ou indirecte

Une première classification des projets impliquant la géothermie se fait selon l'utilisation de l'énergie géothermique. Lorsque la température du fluide est suffisamment élevée,

l'énergie peut être utilisée en direct. Selon la température, elle sera utilisée pour la production de chaleur distribuée par un réseau de chaleur ou, à partir de minimum 90 °C, pour la production d'électricité. Lorsque la température du fluide n'est pas suffisamment élevée, seule une utilisation indirecte est possible. Ceci implique l'intervention de pompes à chaleur afin de rendre la géothermie utilisable. Les utilisations directes ne nécessitent donc pas de pompes à chaleur mais utilisent la géothermie en tant que telle.

Température du fluide

L'utilisation de la géothermie étant déterminée par la température du fluide extraite du sous-sol, la température du fluide est un paramètre qui lui-même est aussi souvent utilisé pour catégoriser des projets de géothermie. On distingue souvent entre très basse, basse, moyenne et haute température. Parfois les termes « énergie » et « enthalpie » sont utilisés. En pratique ces termes sont considérés comme synonymes pour la température et on retrouve ces trois termes souvent l'un à côté de l'autre. Le lien avec l'utilisation est la suivante :

- La géothermie de très basse enthalpie requiert des températures du sous-sol comprises entre 10 et 30°C. Elle est utilisée dans le cadre du chauffage individuel ou de la climatisation (système réversible) par un système de pompes à chaleur ou PAC (se reporter au chapitre sur les définitions). Son exploitation se fait par l'utilisation de sondes géothermiques verticales ou horizontales enterrées à faible profondeur. Il

s'agit d'exploiter la chaleur des premiers mètres du sous-sol ou des aquifères superficiels.

- La géothermie de basse enthalpie exploite des températures du sous-sol de 30 à 90°C. Elle est utilisée dans le chauffage de piscine, de serres, dans le thermalisme, le chauffage urbain, l'eau chaude sanitaire, la pisciculture... Cette ressource est déjà développée dans le bassin de Mons (Saint-Ghislain et Douvrain). La principale contrainte de ce type de centrale géothermique est qu'elles n'alimentent que leur environnement proche : à plusieurs kilomètres de distance, le rendement diminue considérablement. D'autre part, en cas de réinjection, un phénomène de bulle froide peut apparaître au bout de plusieurs années d'exploitation du puits d'injection vers le puits de production, ce qui n'est pas le cas dans le bassin de Mons puisqu'il n'y a pas de réinjection. A contrario, le fait de ne pas réinjecter peut également un « appauvrissement progressif » du réservoir géothermique (chute de pression, baisse du niveau piézométrique, diminution des volumes d'eau/vapeur). Ce phénomène résulterait d'une surproduction des captages géothermiques par rapport au volume d'infiltration des précipitations dans la zone d'alimentation de l'aquifère (recharge de la nappe).
- La géothermie de moyenne enthalpie concerne des températures du sous-sol comprises entre 90 et 150°C. Elle est communément utilisée dans le lavage de la laine, les teintureries, l'extraction de produits chimiques et de métaux. On peut produire de l'électricité mais les températures sont

encore trop faibles pour y parvenir avec un cycle ouvert. Il faut donc passer par un échangeur de chaleur : des fluides transitent par un échangeur thermique et cèdent leur énergie aux fluides d'un circuit secondaire produisant de la vapeur qui va entraîner des turbines. L'électricité produite va de quelques kWh à quelques MWh et son coût reste relativement élevé. Les installations ont une durée de vie de 30 à 50 ans.

- La géothermie de haute enthalpie permet de produire de l'électricité et est utilisable pour des températures du sous-sol supérieures à 150°C. Le coût du kWh est meilleur marché dans le cas d'EGS, Enhanced Geothermal Systems (systèmes géothermiques stimulés, voir en Annexe III la définition). Les fractures naturelles de la roche peuvent être stimulées de différentes manières. Les plus courantes sont la stimulation soit par injection forcée d'eau sous-pression (stimulation hydraulique) soit par injection de fluides chargés de nettoyer les fractures chimiquement dans le cas de roches carbonatées par exemple. De l'eau géothermale est pompée puis réinjectée en totalité pour transiter dans les fractures de la roche dont la température est de 150-200°C à 3000-5000 m de profondeur. L'eau est pompée et une fois en surface, un échangeur transforme en vapeur un fluide réchauffé au contact de l'eau géothermale, entraînant une turbine qui fait tourner un alternateur produisant de l'électricité (ex : Soultz-sous-Forêts, France).

Profondeur

Un autre paramètre qui détermine également beaucoup les caractéristiques d'un projet de géothermie est la profondeur à laquelle la chaleur est extraite. Prenons un projet où la chaleur est extraite à 50 m de profondeur (comme dans le cas des pompes à chaleur) vs un projet où on descend jusqu'à plusieurs kilomètres dans le sous-sol. On comprend directement qu'il s'agit de projets sensiblement différents, qui sont susceptibles d'induire des incidences éventuelles différentes sur les formations géologiques, les impacts transfrontaliers, les coûts et les risques financiers etc. Ce paramètre donne dès lors suite à une classification selon la profondeur des forages.

La profondeur a été fréquemment utilisée dans le cadre de ce projet puisqu'il s'agit d'un paramètre objectif et qui ne dépend pas d'une région à l'autre à la différence par exemple de la température qui pour une même profondeur peut changer en fonction de la localisation (voir un peu plus loin).

Géologie

Un autre paramètre qui est d'importance est la géologie du sous-sol. Dans le cadre des projets géothermiques d'une utilisation directe, le sous-sol aura une grande influence sur la technologie utilisée pour extraire l'énergie. Selon les propriétés hydrauliques du sous-sol une phase de stimulation peut être nécessaire. C'est notamment le cas lorsque la perméabilité est trop faible. Cette phase aura pour but

d'augmenter la surface d'échange et l'efficacité des transferts thermiques.

Ces critères sont différents selon les pays, comme en Islande par exemple où le potentiel géothermique de haute énergie est bien plus important (contexte de rift) et où l'énergie est plus facilement mobilisable étant donné que les ressources chaudes sont plus proches de la surface.

1.3. Définition de la géothermie profonde pour ce projet

Comme le titre de l'étude l'indique, cette étude se focalisera particulièrement sur la « *géothermie profonde* ». Puisque en Wallonie cette notion n'est à ce jour pas clairement définie, il est nécessaire de définir cette catégorie de projets, objet phare de la présente étude. Il doit être remarqué que la définition de cette notion n'interfère pas nécessairement avec la définition juridique ou de classification « d'expert » qui pourrait être mise en place pour la Région wallonne. La définition de travail de la *géothermie profonde* a pour seul objectif de cibler le cadre de l'étude. Cette définition a par ailleurs été acceptée par le pouvoir adjudicateur au premier comité d'accompagnement du 19 novembre 2010.

Cette définition de travail est en accord avec le principe de classification utilisé par le Geothermal Panel of the European Technology Platform – Renewable Heating & Cooling. Le panel fait la distinction entre la géothermie *superficielle* et la géothermie *profonde* de la manière suivante :

La *géothermie profonde* fait référence à des projets de géothermie qui n'impliquent pas l'usage de pompes à chaleur, mais bien de projets de géothermie qui font une utilisation directe de la chaleur. Les différentes « méthodes » faisant appel à une utilisation directe de la chaleur seront donc rassemblées sous le terme général de *géothermie profonde* pour être en accord avec le titre de l'étude. Le projet « GEOFAR » (Geothermal Finance and Awareness in European Regions), financé par le programme de la Commission Européenne IEE « Intelligent Energy Europe », fait également mention de la définition suivante : « la géothermie profonde, c'est-à-dire l'utilisation directe pour la production de chaleur, mais également pour la production d'électricité ou encore la cogénération »

Parce que les données de températures du sous-sol wallon, nous le verrons, ne permettent pas d'établir une classification cohérente et valable (grande variabilité des données), nous avons préféré utiliser la profondeur comme critère de classification.

1.4. Présentation du projet « plate-forme géothermique de la Wallonie »

1.4.1. Cadre de l'étude

Par courrier datant du 27 juillet 2010, le Département de l'Energie et du Bâtiment Durable (DGO4) du Service public de Wallonie a sollicité une offre de services pour la réalisation d'une étude visant à déterminer le potentiel géothermique

en Wallonie à laquelle l'Institut Royal des Sciences Naturelles à travers son Service Géologique de Belgique a répondu par courrier le 31 août 2010.

Suite à un courrier électronique datant du 03 septembre 2010 provenant du demandeur, les finalités du projet ont été revues et seule la géothermie profonde (>300m) est à prendre en compte pour cette première phase du projet. Les potentialités du sous-sol peu profond, jusqu'à trois cents mètres de profondeur (300 m) dans le cadre des pompes à chaleur à sonde géothermique verticale étanche, ne sont donc pas évaluées ici.

La définition du potentiel géothermique d'une région ou d'un champ géothermique est généralement basée sur une approche quantitative de l'énergie (nombre de calories) qui peut être potentiellement extraite dans le sous-sol, en respectant différents paramètres : techniques, financiers et environnementaux. Cette approche peut être réalisée dans une région plutôt restreinte sur base des résultats des tests réalisés sur des puits d'évaluation de la ressource géothermique. Les tests comprennent généralement des essais de pompages, l'analyse de la conductivité hydraulique et thermique des roches encaissantes et les résultats de modélisations numériques du comportement hydraulique et thermique du réservoir. Ces analyses ont par exemple déjà été réalisées dans le bassin de Paris dans les grès poreux d'âge triassique grâce aux données des très nombreux forages pétroliers réalisés dans cette formation. L'expérience acquise pendant ces 30 dernières années a rendu possible les modélisations.

En Wallonie, le secteur de la géothermie profonde doit être considéré comme étant à son début, puisqu'il n'existe à ce jour que deux puits profonds utilisés pour la géothermie (Saint-Ghislain et Douvrain). A Chaudfontaine, les captages d'eau chaude proviennent d'un processus naturel de thermalisme le long d'une faille dans le sous-sol. Celle-ci ramène à la surface l'eau provenant d'un réservoir géothermique profond. L'état des connaissances sur ce réservoir est indirect grâce par exemple à la chimie de l'eau, mais il n'y a pas eu de reconnaissance directe (forage profond) de ce réservoir.

Par ailleurs, la composition et la complexité du sous-sol profond en Wallonie ne permettent pas d'extrapoler les analyses comme par exemple celles réalisées dans le bassin de Paris. En effet, les roches du sous-sol wallon profond sont fortement cimentées réduisant leur porosité et elles ont en plus subi une période de déformation intense (plissement + failles) à la fin du Carbonifère. Les objectifs géothermiques en Wallonie sont donc soit des roches pouvant subir un processus de dissolution chimique comme les anhydrites et les calcaires exploités à Saint-Ghislain, soit des zones de fracturation naturelle comme à Chaudfontaine.

Pour l'ensemble de ces raisons, l'analyse suivie dans notre étude pour définir le potentiel géothermique en Wallonie suit une approche qualitative d'évaluation des « zones » montrant un intérêt géologique suffisamment important pour la mise en place d'investigations géothermiques. Cet intérêt comprend deux volets : d'une part, la présence de roches pouvant servir de réservoir géothermique naturel (calcaires, anhydrites) ou

artificiel par fracturation hydraulique (ex. quartzites, grès ou autres roches massives) et d'autre part la présence de ces roches à grande profondeur.

Les analyses se sont basées sur un ensemble de données géologiques (forages profonds, coupes géologiques, ...) et géophysiques (profils de sismique réflexion) permettant d'évaluer la composition et la structure du sous-sol dans une gamme de profondeurs définies. La tranche de la croûte terrestre analysée s'étend entre 300 et 6000 m de profondeur. La limite supérieure est dictée par le fait que pour des profondeurs plus faibles (< 300 m), un usage indirect de la géothermie (PAC) semble le plus approprié, tandis que la limite inférieure (6000 m) correspond actuellement en une frontière technique et financière pour la réalisation de forages profonds. Il existe des forages plus profonds encore, plutôt d'intérêt scientifique, mais les surcoûts financiers engendrés par leur réalisation les excluent actuellement d'une utilisation économiquement rentable de la géothermie.

Afin de compléter l'approche scientifique par une approche socio-économique du potentiel géothermique, les données de la plate-forme géothermique de la Wallonie devraient être intégrées aux données socio-économiques (densité de population, plan de secteurs, zones de protections, etc.) reprises au grand complet dans le futur portail cartographique de la DGO3.

Le travail s'est articulé autour de trois axes :

- La première phase a consisté à faire un état des lieux sur la géothermie profonde en Europe, à rassembler, répertorier et

trier toutes les données (géologiques, géophysiques, hydro-géologiques, etc.) nécessaires à la réalisation des **cartes de zones d'intérêt géothermique en Wallonie**. Ces données sont rassemblées sous la forme d'un système d'informations géographiques (SIG ou en anglais GIS : Geographical Information System)

- La seconde étape s'est focalisée sur la réalisation de deux cartes d'intérêt géothermique :
 - La première carte des zones d'intérêt pour la géothermie de faible à moyenne profondeur illustre les conclusions pour une tranche comprise entre 300 et 3000m de profondeur ; elle est destinée à l'exploitation de la géothermie de basse à moyenne enthalpie.
 - La deuxième carte des zones d'intérêt pour la géothermie profonde renseigne sur les profondeurs comprises entre 3000 et 6000m en vue d'exploitation géothermique de moyenne à haute enthalpie.
- La dernière étape a concerné l'étude des différentes perspectives à court et moyen terme afin, d'une part, d'obtenir plus d'informations sur la structure profonde du sous-sol ou sur le gradient géothermique, et d'autre part, de déterminer la présence de nouveaux réservoirs géothermiques profonds (hors sites déjà reconnus : bassin de Mons et Chaudfontaine) en vue de futures exploitations.

1.4.2. Déroulement du projet et collaborations

Le projet « plate-forme géothermie de la Wallonie » a été lancé au 15 octobre 2010 pour une durée d'un an par le Service Géologique de Belgique (SGB) en réponse à l'appel d'offre du 27 juillet 2011 du Service Public de Wallonie (DGO4). L'Université de Liège (Hans-Balder Havenith) et le bureau d'études géologiques VS Geoforma (Vinciane Stenmans) ont participé à ce projet en tant que sous-traitants.

Collaborations

L'établissement de la carte de potentiel géothermique en Wallonie fait intervenir de nombreuses données et paramètres. Les campagnes d'exploration géologiques et géophysiques menées dans les années 60 à 80 du siècle passé par le Service Géologique de Belgique (SGB) ont permis d'obtenir des informations précieuses sur la structure du sous-sol wallon, mais ont aussi soulevé beaucoup d'interrogations.

Afin de compléter les données disponibles au SGB, une mise en commun des bases de données de forages du Service Public de Wallonie (DGO3) et du SGB a pu être réalisée grâce à une convention d'échange de données entre ces services.

Une autre convention d'échange de données a été établie avec la Direction des Eaux souterraines (DGO4-SPW) afin d'obtenir les cartes des masses d'eau souterraines, les cartes hydro-géologiques et un extrait de la base de données des analyses chimiques des eaux sur une région test.

Deux réunions ont été organisées avec l'équipe de l'Université de Mons (Alain Rorive, Luciane Licour et Jean-Marc Baele), leurs avis et conseils ont été sollicités sur les cartes établies par le SGB dans le bassin de Mons.

Contacts

Un des objectifs de ce projet était de prendre contact avec les différents acteurs scientifiques européens en matière de géothermie profonde. Des contacts ont été pris avec l'EGEC (European Geothermal Energy Council), le BRGM (Bureau des Ressources Géologiques et Minières, France), l'Université de Aachen (Allemagne), EnBW Energie Baden-Württemberg AG (Allemagne), le Service Géologique du Luxembourg, l'Université de Neuchâtel (Suisse), l'association suisse pour la géothermie (Geothermie Suisse), l'association française pour la géothermie profonde (AFGP), le GEIE Exploitation Minière de la Chaleur (Groupement Européen d'Intérêt Economique de Soultz-sous-Forêts).

Planning

Voici les dates et un bref résumé des réunions, conférences qui ont été suivies au cours de ce projet ainsi que la liste des participants :

Où – Quand	Sujet	Participants
Namur, Cabinet Nollet 19/11/2010	CA1- Lancement du projet 'Plate-forme géothermique de la Wallonie'	Sonia Chaoui (DGO4) Ginette Bastin (Cabinet Nollet) Daniel Pacyna (DGO3) Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB) Pierre-Yves Declercq (SGB) Vinciane Stenmans (VS Geoforma) HB Havenith (Ulg) D. Tassin (Direction des Eaux souterraines de Mons)
Liège 09/12/2010	Evaluation de la disponibilité de cartes, documents – notamment recherche des données de Humblet.	Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB) Vinciane Stenmans (VS Geoforma) HB Havenith, R. Schlögel (Ulg)
BRGM, Orléans, France 18/01/2011	Information sur l'approche française dans la recherche de ressources géothermiques. Prise de connaissance de leur méthode de modélisation géologique dans le domaine de la géothermie.	Vincent Bouchot (BRGM) Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB) Vinciane Stenmans (VS Geoforma) R. Schlögel (Ulg)
Jambes, SPW 20/01/2011	Eclaircissements sur les éléments techniques (hardware, software, standards) et administratifs (protocole) nécessaires à l'aboutissement du projet. La plate-forme sera hébergée par la DGO4 et les données seront fournies par le SGB en format wms.	Sonia Chaoui, SPW-DG04 Pierre-Yves Declercq, SGB Yves Vanbrabant, SGB Hans-Balder Havenith, ULg Daniel Pacyna, SPW-DG03 M. Tassin, Direction des Eaux souterraines de Mons Jean-Christophe Saintes, SPW-DG04 Patrick Engels, SPW-DG03

Où – Quand	Sujet	Participants
Bruxelles, Academie Royale des Sciences, 24-26/01/2011	Geotrainer conférence	Estelle Petitclerc (SGB) Vinciane Stenmans (VS Geoforma) EFG (European Federation of Geologists) EGEC (European Geothermal Energy Council)
Liège 01/02/2011	Réunion de travail (sur invitation de la part de l'ULg) avec Tom Schintgen (ancien étudiant de l'ULg), doctorant au GFZ Potsdam réalisant des recherches dans le domaine de la géothermie appliquées au Grand Duché du Luxembourg et les régions limitrophes. Discussion sur l'application de la modélisation 3D dans ce domaine.	Tom Schintgen HB Havenith, R. Schiögel (Ulg)
Liège – RW 08/02/2011	Recherche de cartes de mines supplémentaires dans les archives de la région wallonne – sans succès.	HB Havenith, R. Schiögel (Ulg)
Jambes SPW 14/2/2011	Réunion pour la mise en place de la plate-forme WebGis. Pas de représentant du service IT de la DGO4. Mme Chaoui recadre l'objectif de la mission et rappelle que la priorité est l'élaboration de la carte du potentiel géothermique et non la mise en place de la plate-forme. La priorité est aussi l'établissement d'une convention d'échange de données entre le SPW et le SGB.	Sonia Chaoui (DGO4) Estelle Petitclerc (SGB) Pierre-Yves Declercq (SGB) Daniel Pacyna (DGO3) Patrick Engels, DG03 Céline Vanneste, DG03 Marc Salmon, DG03
Bruxelles, SGB 22/2/2011	Réunion de travail	Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB) Vinciane Stenmans (VS Geoforma) HB Havenith, R. Schiögel (Ulg)
Jambes, DGO4, 1/03/2011	Discussion concernant les données hydrogéologiques nécessaires à l'établissement de la carte de potentiel.	Roland Masset (DGO4-Direction Eaux souterraines) Saadia Imerzoukene (DGO4) Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB)

Où – Quand	Sujet	Participants
Namur 21/03/2011	CA2- Suivi du projet	Sonia Chaoui (DGO4) Ginette Bastin (Cabinet Nollet) Daniel Pacyna (DGO3) Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB) Vinciane Stenmans (VS Geoforma) R. Schlögel (Ulg)
Amsterdam (Pays-Bas), 20/04/2011	Geothermie Update 2011. Information sur l'approche hollandaise dans la recherche de ressources géothermiques. Etat des lieux sur les projets à faible et grande profondeur réalisés et en préparation.	Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB)
SGB, 25/04/11	Présentation par Tom Schintgen de son doctorat sur l'évaluation du potentiel géothermique profond du Luxembourg.	Estelle Petitclerc (SGB) Tom Schintgen (Université Potsdam)
Liège 27/04/2011	Conférence du Professeur Christoph Clauser de la RWTH Aachen, Allemagne sur des études géothermiques réalisées en Allemagne. Discussion avec le Prof. Clauser sur son estimation du potentiel géothermique dans l'EUREGIO.	Prof. Clauser, RWTH Aachen HB Havenith (Ulg) Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB)
Bruxelles, SGB 27/05/2011	Réunion au SGB pour informer les partenaires des nouvelles données disponibles et de l'intérêt de forages existants pour faire de nouvelles études. Recherche de grandes coupes pour compléter le modèle du bassin de Liège.	Estelle Petitclerc (SGB) Vinciane Stenmans (VS Geoforma) HB Havenith (Ulg)
Bruxelles, SGB 16/06/2011	Présentation et discussion du projet de développement du scénario bas carbone 2050.	Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB) Julien Pestiaux (Climact)
Namur 05/07/2011	CA3- Suivi du projet . Premières conclusions concernant le potentiel d'exploitation des ressources géothermiques en Wallonie.	Sonia Chaoui (DGO4) Ginette Bastin (Cabinet Nollet) Daniel Pacyna (DGO3) Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB) Vinciane Stenmans (VS Geoforma) HB Havenith (Ulg)

Où – Quand	Sujet	Participants
UMons, 15/09/2011	Présentation du projet plate-forme géothermie à l'équipe de Mons. Présentation par Alain Rorive des futurs projets du bassin de Mons.	Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB) Alain Rorive (UMons) Jean-Marc Baele (UMons) Yves Quinif (UMons) Luciane Licour (UMons) David Charlet (IDEA)
Soultz-sous-Forêts (France) 5-6/10/2011	Soultz Geothermal Conference.	Sonia Chaoui (DGO4) Pascal Hance (DGO4) Estelle Petitclerc (SGB) Vinciane Stenmans (VS Geoforma)
Bruxelles, SGB 7/11/2011	Réunion au SGB pour le rapport, les dernières évolutions des cartes de potentiel, la suite du projet.	Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB) Vinciane Stenmans (VS Geoforma) HB Havenith (Ulg)
Yverdon-les -bains (Suisse) 15/11/2011	Journée Romande de la Géothermie. Approche Suisse en matière d'exploitation et exploration géothermique. Etat des lieux sur les derniers projets profonds en cours : phase de faisabilité.	Estelle Petitclerc (SGB)
Massy Palaiseau CGG 17/11/2011	Réunion avec Charles Boulanger et Pascal Mouquet. Méthodes géophysiques appliquées à la géothermie. Evaluation des coûts, de la faisabilité d'une campagne de sismique profonde en wallonie.	Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB)
UMons 8/12/2011	Discussions sur les cartes de potentiel du Bassin de Mons	Estelle Petitclerc (SGB) Yves Vanbrabant (SGB) Luciane Licour (UMons) Alain Rorive (UMons) Yves Quinif (UMons)

Déroulement et réorientation

du projet en cours d'année

L'offre rédigée par le Service Géologique de Belgique avait pour objectif principal de créer une plate-forme WebGis. Les technologies de l'information actuelles permettent d'interopérer dans un système des informations provenant de différentes sources.

La carte de potentiel se serait dessinée sur base des couches d'informations stockées sur les serveurs des différents services dépositaires des données.

La première phase de ce projet (2010-2011) comprenait :

- Développement numérique de la plate-forme par le SGB en concertation avec les responsables IT de la Région wallonne;
- Rendre interopérative les informations géologiques du SGB relatives au projet et les documents cartographiques de la RW selon les modalités détaillées par la suite;
- Prise de contacts avec de futurs partenaires détenant les droits sur les autres informations importantes pour la plate-forme géothermique de la Wallonie;
- Intégration éventuelle dans la plate-forme des métadonnées de ces futurs partenaires en suivant les standards de la directive européenne INSPIRE.

Les premiers mois du projet se sont orientés dans le sens de la mise en place de la plate-forme (cf Planning) avec les responsables informatique des DGO3 et DGO4 concernés. Au cours

de la réunion du 14/02/11 à Jambes, le pouvoir adjudicateur représenté par Mme Chaoui a demandé de réorienter le projet en mettant l'accent sur la réalisation des cartes de potentiel et non le développement de la plate-forme. Ceci sera stipulé et acté au cours du deuxième Comité d'Accompagnement du 21/03/11 (cf. le procès-verbal du CA2).

Par la suite, il a été décidé d'intégrer dans un second temps les données de la plate-forme géothermique (réduites aux données du SGB au départ) à un portail cartographique du SPW (DGO3 ou DGO4 ?). Les données seront fournies sous forme de shapefile et .wms compatibles avec les systèmes d'informations géographiques (SIG) du SPW. Le SPW se chargera de développer sur ses propres serveurs la plate-forme complète et d'y intégrer les données socio-économiques utiles.

La récupération des informations détenues par le SPW (forages, hydrogéologie) nécessaires à l'établissement des cartes a été une priorité. Dans le projet proposé par le SGB, il a été stipulé :

« La mise en place d'une convention d'échange de données entre le SPW et le SGB est nécessaire afin de permettre l'accès aux cartes géologiques et hydrogéologiques numériques ainsi qu'aux bases de données des points d'observations, de piézométrie, etc. Cette convention devrait idéalement être effective dès la mise en route du projet dans le but de réaliser dans le temps imparti la plate-forme WebGIS et les projets Arcgis. »

Ces conventions ont été effectives le 19 août 2011 pour la base de données des forages de la DGO3 et le 25 septembre 2011 pour la direction des Eaux Souterraines, soit 10 et 11 mois après le début du projet.

Pour cette raison, un report de 2 mois a été demandé au pouvoir adjudicateur pour la date de fin de projet (15 décembre 2011 au lieu du 15 octobre 2011), et a été accepté.

Documents et données associés au rapport

2

De nombreuses données sont associées à ce rapport. Toutes ces données sont reprises dans un répertoire général appelé « Plate-forme Géothermique de la Wallonie ». Celui-ci est organisé comme suit :

Données bibliographiques

Les données bibliographiques sont reprises au sein d'un répertoire nommé 'Bibliographie'. Celui-ci contient les dossiers suivants :

- Géothermie Allemagne (Aachen, Landau)
- Géothermie France
- Géothermie Pays Bas
- Géothermie Belgique
- EGEC
- Plan Bas Carbone 2050-Energies Renouvelables
- Forages (126 dossiers)
- Coupes géologiques
- Géologie
- Géophysique (Sismique-Sismologie-Gravimétrie-Magnétisme)
- Hydrogéologie
- Mines
- Roches Métamorphiques
- Risques

Administratif

Copie des comptes-rendus de mission, procès-verbaux des comités d'accompagnement, des réunions techniques, des courriers et conventions d'échanges de données établis au cours de ce projet sont regroupés dans le dossier « Administratif ».

Bases de données

Le répertoire base de données comprend :

- Base de données des forages du SGB, et celle du SPW-DGO3 fusionnées en une seule
- Base de données des puits de mine
- Base de données des sondages de Bernard Delcambre à la date du 19/08/11 (en évolution permanente)
- Extrait de la base de données des analyses chimiques des eaux de la région test (Liège Est)

Données digitales

Les données suivantes sont fournies sous forme de shapefile. Il existe un projet (.mxd) reprenant la totalité de ces informations. Deux projets (.mxd) distincts sont disponibles pour chacune des cartes d'intérêt géothermique (faible à moyenne et grande profondeur).

- Carte des zones d'intérêt géothermique de 300 à 3000m de profondeur
- Carte des zones d'intérêt géothermique de 3000 à 6000m de profondeur
- Carte d'aéromagnétisme

- Carte de gravimétrie (2011)
- Carte de la campagne U-K-Th
- Carte géologique OneGeology
- Cartes des isothermes de Vandenberghe (1987)
- Les sondages profonds de Wallonie (SGB, SPW)
- Les puits de mines
- Les tracés des campagnes de sismique réflexion de Wallonie
- Les tracés des grandes coupes géologiques

Base de données

- Fichier Excel de la thermométrie des grands sondages
- Fichier Excel des analyses chimiques des eaux et des résultats de géothermométrie pour la zone test

Cartes papier

Comme indiqué dans le cahier des charges les cartes d'intérêt géothermiques ont été imprimées :

- Une carte d'intérêt géothermique pour la faible à moyenne profondeur papier (et jpg) au format A1
- Une carte d'intérêt géothermique pour la grande profondeur papier (et jpg) au format A1

Géothermie profonde en Europe et en Belgique

3

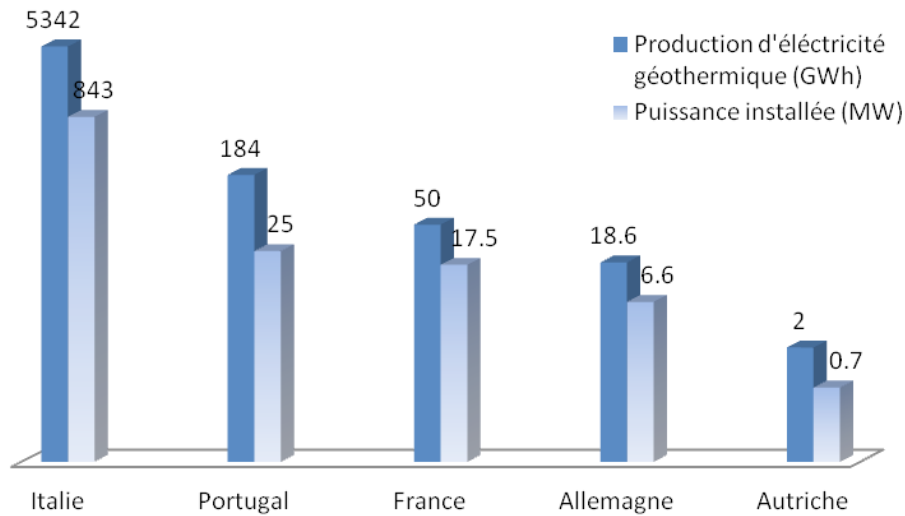
La géothermie est connue et exploitée par l'homme depuis plusieurs dizaines de milliers d'années. C'est en fait une des plus vieilles sources d'énergie renouvelable. Les plus anciennes preuves d'utilisation de la géothermie remontent à 15.000 à 20.000 ans et ont été trouvées au Japon, où les sources chaudes servaient à tailler des outils ou des armes. Les régions volcaniques attiraient les populations par leurs fumeroles et sources chaudes qui permettaient de se chauffer ou de cuire des aliments. Citons par exemple l'utilisation qu'en faisaient les habitants de Pompéi en l'an zéro à des fins thérapeutiques via des boues therminérales, pour le bain ou même pour le chauffage des maisons.

La première utilisation de la géothermie pour le chauffage urbain collectif a eu lieu en 1332 à Chaudes-Aigues dans le Massif Central français. Son utilisation servait également à l'industrie pour le lavage des laines et du cuir. A la même époque en Toscane (Italie) les bassins d'eau dégagant des vapeurs de plus de 100°C (les *lagoni*) étaient exploités pour l'extraction du soufre, du vitriol et de l'alun.

La première production d'électricité a vu le jour en 1904 à Larderello en Toscane (Italie). Le prince Piero Ginori Conti y avait conçu une usine de production à partir d'un champ de vapeur sèche qui a été rapidement modernisée et produit encore aujourd'hui de l'électricité.

Tableau 1: Production d'électricité géothermique et puissance

Production d'électricité géothermique et puissance installée en Europe en 2009



De nos jours en Europe, la filière basse énergie et les pompes à chaleur sont plus développées que la filière électrique. Toutefois, un peu plus de 350 centrales ont déjà été construites dans le monde et permettent d'alimenter en électricité 60 millions de personnes environ.

3.1. Production d'électricité

La production d'électricité géothermale est encore assez marginale avec une puissance installée totale dans le monde de 10,71 GWe en 2010, dont 42% en Amérique, 38% en Asie et 20% Europe, ne couvrant que 0,4% des besoins mondiaux.

L'Europe a été précurseur en matière de géothermie puisque le premier kWh d'électricité 'géothermique' a été produit à Larderello. Pour la filière électrique l'Italie est le premier producteur (96% de la puissance installée) devant le Portugal (1,9%) et la France (1,7%). Cependant la technique permettant de transformer de l'eau

profonde en électricité réclame des investissements importants ce qui a poussé l'Italie à fermer un certain nombre de puits ces dernières années.

A part l'Italie, en Europe seuls le Portugal et la France, grâce aux départements d'outre-mer, peuvent explorer cette piste de manière intensive car la géomorphologie volcanique et insulaire facilite l'accès à la ressource.

En 2010, la capacité installée totale de l'Europe (avec la Turquie) est d'environ 1550 MWe et a généré en 2010 plus de 6 TWh (Tableau 2: Liste des installations géothermiques productrices d'électricité en Europe (source EGEC). La plupart de la production provient des systèmes de géothermie conventionnelle en Italie. Récemment, en Allemagne et en Autriche de l'énergie binaire est produite à partir de sources géothermiques basses température ou encore en France et en Allemagne à partir d'EGS (Enhanced ou Engineered Systems).

Tableau 2: Liste des installations géothermiques productrices d'électricité en Europe (source EGEC)

Existing Power Plants				
Country	Locality	Power Plant Name	Capacity Installed MWh	Gross Electric Production GWh
Austria				
	Altheim	Altheim	1	2
	Bad Blumau	Bad Blumau	0.2	1.2
	Simbach/Braunau	Simbach/Braunau	0.2	0.6
TOTAL			1.4	3.8
France				
	Bouillante	Geothermie Bouillante 1	4	95
		Geothermie Bouillante 2	11	
	Soultz-sous-Forêts	EGS Project	2.2	
TOTAL			17.2	95
Germany				
	Bruschal	Bruschal	0.55	4510
	Neustadt-Glewe	Neustadt-Glewe	0.23	1748
	Landau	Landau	3	22800
	Unterhaching	Unterhaching	3.36	25536
TOTAL			6.59	54594
Iceland				
	Krafla	Krafla	60	470
	Bjarnaflag	Bjarnaflag	3.2	15
	Svartsengi	Svartsengi	76.4	525
	Nesjavellir	Nesjavellir	120	940
	Reykjanes	Reykjanes	100	850
	Hellisheidi	Hellisheidi	213	1600
TOTAL			572.6	4400
Italy				
	Larderello	Valle Secolo	120	893
		Farinello	60	368.5
		Nuova Larderello	20	126.9
		Nuova Gabbro	20	160.6
		Nuova Castelnuovo	14.5	122.3
		Nuova Serrazzano	60	272.3
		Nuova Sasso	20	126.5
		Le Prata	20	126.7
		Nuova Monterotondo	10	63.5
		Nuova San Martino	40	332.5
		Nuova Lago	10	86.1
		Lagoni Rossi 3	8	40.7

	Cornia 2	20	121.1
	Nuova Molinetto	20	132.3
	Carboli 1	20	96.7
	Carboli 2	20	125.6
	Selva	20	145.6
	Monteverdi 1	20	108.3
	Monteverdi 2	20	132.7
	Sesta	20	84.4
	Total Larderello	562.5	3666.3
Travale/Radicondoli	Nuova Radicondoli	40	300
	Radicondoli 2	20	
	Pianacce	20	116.9
	Rancia	20	157.7
	Rancia 2	20	156.5
	Travale 3	20	131.8
	Travale 4	40	346.1
	Total Travale/Radicondoli	180	1209
Mount Amiata	Bagnore 3	20	169.7
	Piancastagnaio 2	8	30.2
	Piancastagnaio 3	20	160.4
	Piancastagnaio 4	20	139.1
	Piancastagnaio 5	20	145.3
	Total Mount Amiata	88	644.7
TOTAL		843	5220
Portugal			
Ribeira Grande	Unit 1 and 2	13	80
	Pico Vermelho	10	98
TOTAL		23	178
Turkey			
Denizli	Kizildere (Saraykoy)	20	92.6
Aydin	Salavatli Dora-1	7.5	
Denizli	Kizildere	6.85	
Canakkale	Tuzla	7.5	
Aydin	Guris/Gumat Gemencik	47.4	
TOTAL		89.25	92.6
TOTAL		1553.04	60073.4

3.1.1. Italie

Il y a deux principales zones géothermiques en Italie : Larderello-Travale/Radicondoli et Monte Amiata. Ces deux régions toscanes totalisent une puissance installée de 810 MWe. Bien qu'alimentant seulement 1.8% de la production électrique nationale, la géothermie fournit plus de 25% de l'électricité en Toscane.

Centrale de Valle Secolo (Figure 2),

à Larderello en Toscane

C'est le premier site au monde à avoir produit de l'électricité à partir de la chaleur du sous-sol, il y a plus de cent ans déjà ! Cette petite bourgade située à environ 60 km à l'Est de Sienne, nichée au cœur des collines métallifères entre Volterra et Massa Maritima, se situe dans un paysage étrange où jaillissent de grands panaches de vapeur. François de Larderel (1789/1858) ingénieur français établi en Italie, a laissé son nom à cette commune et a mis au point vers 1830 une méthode de forage permettant d'optimiser la production de vapeur afin de la transformer en électricité. La première centrale géothermique électrique vit donc le jour en 1904 complétée par celles du Mont Amiata et de Travate-Radicondoli.



Figure 2: Centrale géothermique de Valle Secolo (Toscane, Italie)

Grâce à une situation géologique exceptionnelle qui permet d'avoir des conditions de très fortes températures à de faibles profondeurs, ce site représente une puissance électrique installée de 562 MWe sur une zone d'exploitation de 250 km². La présence de jets de vapeur (les *soffioni*), de mares d'eau chaude et de boue (les *lagoni*) s'explique par la présence d'intrusions magmatiques à faible profondeur encore en cours de refroidissement. Il s'agit probablement d'un magma acide, issu d'un volcanisme récent (Pliocène). Le gigantesque réservoir est situé au-dessus du pluton granitique qui a causé un métamorphisme local dit « de contact » des séries sédimentaires et métamorphiques encaissantes.

Sur le site, 48 MW de puissance ont fait l'objet de rénovations, car une partie des installations datait des années 1960 et devenait obsolète. Entre 2005 et 2009, le site de Larderello-Travale a augmenté sa production grâce au procédé qui consiste à réinjecter une partie de la condensation d'eau qui s'opère dans une centrale vers une autre centrale afin d'augmenter sa production de vapeur. La longévité du site témoigne de la gestion durable de la ressource géothermique. D'ici 2015, 112 MW de capacité supplémentaire devraient être installés, incluant 22 MW de rénovation de la puissance déjà existante.

Site de Travale-Radicondoli

Cette centrale est située au Sud-Ouest de la précédente. Elle s'étend sur une zone de 50 km² et représente une capacité installée de 160 MWe.

Depuis le début des années 1980, le site de Larderello-Travale a fait l'objet de nombreuses études de prospection géophysique afin d'exploiter au mieux cette ressource gigantesque. Plusieurs méthodes géophysiques y ont été appliquées pour explorer le réservoir géothermique. Au début, l'exploration géophysique était limitée aux méthodes électriques et gravimétriques. Depuis 25 ans, les études de sismique réflexion ont été de plus en plus utilisées pour l'exploration de réservoirs géothermiques profonds et fournissent des informations qui peuvent être directement reliées à la production géothermale. De nouveaux champs de vapeur à haut potentiel économique ont été localisés à partir des dernières campagnes sismiques 3D (Figure 3). Les futurs projets de Travale s'orienteront vers ce nouvel objectif plus profond.

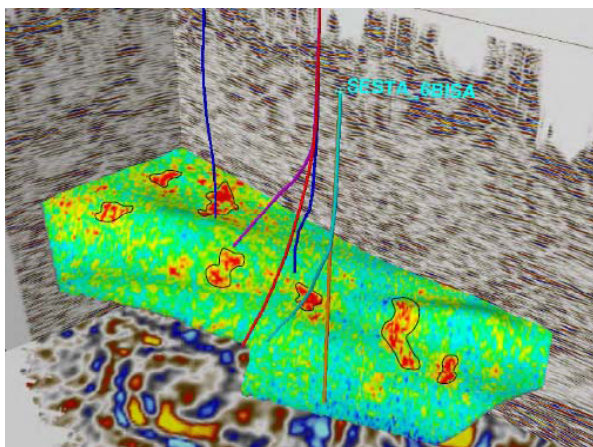


Figure 3: Résultats de la campagne de sismique 3D de Larderello-Travale

Région de Monte Amiata

Deux champs géothermiques sont exploités: Piancastagnai et Bagnore. Cinq centrales sont actuellement en fonction dans cette région constituant une puissance installée de 88 MWe. Des réservoirs profonds à haut potentiel ont

été identifiés sous les réservoirs superficiels actuellement exploités. La pleine exploitation de cette ressource majeure ne bénéficie pas du soutien des communautés locales ce qui freine pour l'instant la concrétisation de nouveaux projets (100 MWe prévus).

3.1.2. Portugal

L'île volcanique de Sao Miguel aux Açores (Portugal) est le siège de ressource géothermale haute énergie. La centrale de Ribeira Grande, composée de quatre unités binaires, totalise 16 MWe.

3.1.3. France

Soultz-sous-Forêts

Le choix de cette région est d'abord lié à l'histoire de son sous-sol. En effet, le site de Soultz-sous-Forêts (Figure 4) se situe à quelques kilomètres d'un champ pétrolier (Péchelbronn-Merkwiller). Plus de 5000 forages pétroliers et de nombreux profils sismiques ont été réalisés en vue de la prospection pétrolière jusque dans les années 1980. Fort de cette richesse d'information sur le sous-sol, le régime thermique exceptionnel de cette région d'Alsace Nord a été mis en évidence très tôt (100°C à 1 km de profondeur).

Le projet de Géothermie Profonde de Soultz est né en 1986 à travers une coopération franco-allemande. Le concept initial du projet est dit de « Roches sèches » ou « Hot Dry Rock » (voir les définitions en Annexe III). Mais il s'est avéré que les

stimulations à la fois hydrauliques et chimiques effectuées pour augmenter la perméabilité des fractures a en fait permis d'augmenter les circulations naturelles de fluides hypersalins piégés à grande profondeur. Sous l'effet de ces circulations hydrothermales, le gradient géothermique s'est montré anormalement faible à partir de 1 km de profondeur (où l'on a atteint aisément les 100°C), il a donc fallu forer jusqu'à 5km de profondeur pour trouver les 200°C requis pour la production d'électricité.



Figure 4: Centrale Géothermique de Soultz-sous-Forêts

Ce projet a nécessité :

- plus de 22 années de recherche, à partir des premières études jusqu'à la mise en route de la centrale électrique en 2008 (avec plus de 45 thèses de doctorat)
- 80 millions d'euros investis dont 30 millions par l'Union européenne, 25 millions par l'Allemagne et 25 millions par la France
- 15 laboratoires de recherche et plusieurs centaines d'entreprises sous-traitantes
- plus de 20 km de forage

- 200 000 m³ d'eau injectés pour nettoyer les fractures entre les roches,
- 3 puits à 5000 m de profondeur (GPK2, 3 et 4: Figure 5)
- 11 km de longueur pour la boucle d'eau géothermale
- 0 g de CO₂ émis, aussi bien lors de la production de l'énergie que de son utilisation

Une étape décisive a été franchie le 13 juin 2008, avec la mise en service de la centrale pilote de production d'électricité. Géothermie Soultz est ainsi, à ce jour, le programme de recherche scientifique le plus avancé au monde dans le domaine de la géothermie profonde.

Actuellement le puits GPK2 remonte 30 l/s à 170°C. Le puits GPK4 est à 12 l/s à 145°C. La production 1,5 Méga Watts électriques (MWe) permet de prouver la faisabilité de l'exploitation. La production électrique obtenue correspond à la consommation d'une petite ville. Après une période d'expérimentation, il est envisagé de doubler la production électrique grâce à la mise en service d'un quatrième puits existant pour la réinjection.

Les observations faites dans les forages de Soultz tendent à montrer que la tranche 1400-3500 m renfermerait de grandes quantités d'eau (fractures très perméables) à 160°C tandis que la partie profonde, plus chaude, serait moins perméable. Cette observation peut s'interpréter comme la résultante de l'effet du champ de contraintes (poids des terrains, compaction, tectonique) qui s'exerce sur des structures géologiques complexes de type failles ou zones fracturées.

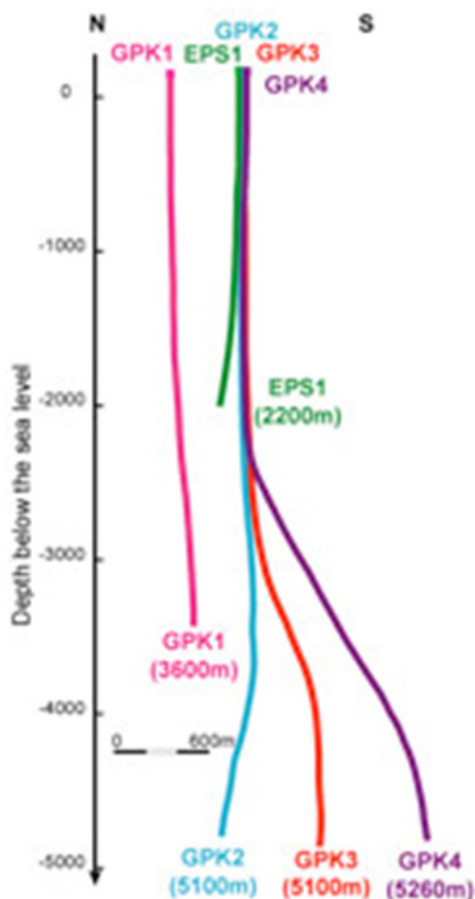


Figure 5: Profondeur des 5 forages réalisés sur le site de Soultz

Plusieurs projets industriels en cours de réalisation ou déjà en fonctionnement, ont appliqué ce constat. Il s'agit du projet de Roquette Frères localisé à Rittershoffen, environ 10 km à l'Est de Soultz, qui vise à produire de la chaleur pour le séchage industriel d'amidon dans leur usine de Beinheim. Ce projet prévoit la réalisation d'un doublet à 2,5 km de profondeur pour atteindre des températures avoisinant 170°C. Dans le Palatinat, à Landau (Allemagne), une centrale électrogène de 3 MWe a été installée et est alimentée à partir de forages dont les profondeurs n'excèdent pas 3,3 km. Les deux puits géothermiques (production, réinjection) sont déviés et perpendiculaires à la direction des failles.

Bouillante (Guadeloupe)

Le site de Bouillante, sur l'île volcanique de Basse-Terre en Guadeloupe, non loin du volcan guadeloupéen de la Soufrière, abrite une centrale géothermique (Figure 6) qui produit 15 MWe. Il s'agit d'une centrale conventionnelle composée de deux turbines à vapeur. Le fluide géothermique est capturé via des forages de production à une température de 250°C environ ce qui permet une exploitation directe de la vapeur d'eau.



Figure 6: Centrale géothermique de Bouillante (Guadeloupe, France)

Il a été réalisé en 1984 un premier forage d'une profondeur de 300 mètres sur la base duquel l'installation d'une centrale de 5 MW a été décidée. Très proches de ce site, trois nouveaux puits de production plus profonds (1 km en moyenne) ont été mis en service en 2001 et une centrale, construite en 2003 (Bouillante 2), a permis de mettre en production, à fin 2004, 11 MW supplémentaires. Ce nouvel apport d'énergie couvre environ 10 % des besoins annuels en électricité de l'île.

3.1.4. Allemagne

En Allemagne de nombreux projets de géothermie profonde ont été développés comme illustré par la carte (Figure 7). Parmi ces projets, quatre seulement sont producteurs d'électricité.

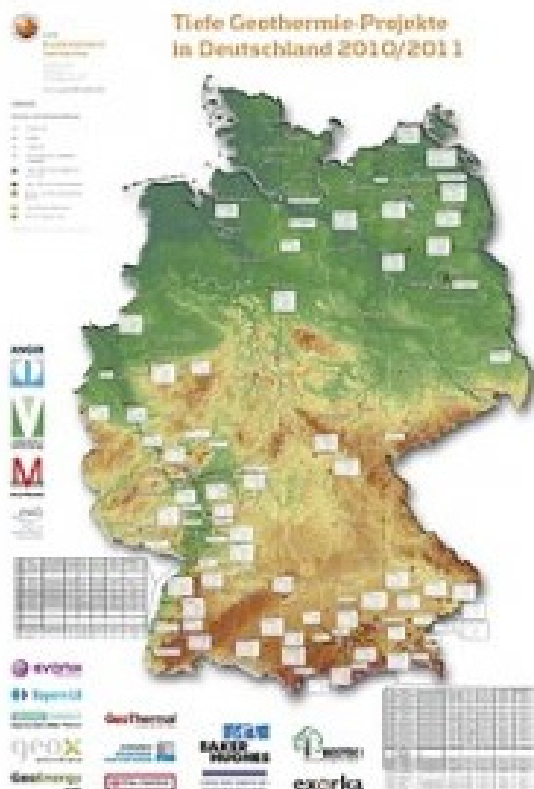


Figure 7: Projets de géothermie profonde en Allemagne (production de chaleur et d'électricité). Source : www.geothermie.de/aktuelles/projekte/tiefe-geothermie/deutschland.html

D'autres informations sur les projets de géothermie profonde en Allemagne sont consultables à l'adresse suivante :

http://www.geothermiedialog.de/index.php?option=com_content&view=article&id=33&Itemid=18

Neustadt-Glewe

La plus vieille centrale géothermique allemande à Neustadt-Glewe (Mecklenburg-Ouest Pomerania, Allemagne, Figure 8) est en fonction depuis 2003. La centrale s'est greffée sur l'exploitation de chaleur existante (créée en 1994), ce qui en fait un système d'exploitation binaire (électricité et chaleur) avec un cycle de type ORC (Organic Rankine Cycle). Elle produit environ

210 kilowatts d'électricité, ce qui permet d'approvisionner environ 500 ménages et a une production de chaleur de 5,5 MWth.



Figure 8: Centrale binaire de Neustadt-Glewe (Allemagne)

L'aquifère exploité est celui du Keuper avec une température de 92°C et un débit de 10-30 l/s, la profondeur du puits de production est à 2.455 m tandis que la réinjection se fait à une profondeur de 2.335 m par un puits distant du premier de 1500 m.

Unterhaching

Après 5 ans d'étude, la centrale d'Unterhaching près de Munich de 3,6 mégawatts, fonctionne depuis 2009, et produit en cogénération de la chaleur et de l'électricité. Le forage a atteint 3350 mètres de profondeur, et 150 litres d'eau jaillissent par seconde à une température de 122 °C. L'approvisionnement en chaleur avait démarré en automne 2007. Aujourd'hui, la centrale couvre les besoins énergétiques d'environ un tiers des foyers de la commune d'Unterhaching, qui compte 23.000 habitants. L'installation devrait permettre d'éviter l'émission de 40.000 tonnes de CO2 par an.

Le technique dite du «cycle de Kalina», particulièrement efficace, a été utilisée à Unterhaching pour la première fois à l'échelle régionale. Le principe est le suivant : l'eau bouillante

transmet sa chaleur à un mélange d'ammoniac et d'eau (qui s'évapore à basse température), afin de garantir ainsi un meilleur rendement énergétique.

Landau

Cette centrale située au sud de la ville de Landau, dans le Palatinat (Allemagne), dans le contexte tectonique du graben du Rhin, est une centrale binaire électrogène de 3 MWe. Elle est alimentée à partir de forages dont les profondeurs n'excèdent pas 3,3 km. Les deux puits géothermiques (production, réinjection) sont déviés et perpendiculaires à la direction des failles. La température de 100°C a été atteinte assez rapidement à une profondeur de 1200m, par contre, il a fallu forer jusqu'à 3300 m pour obtenir les 160°C requis pour la production d'électricité. Afin d'augmenter la perméabilité du réservoir, de la fracturation hydraulique a été mise en œuvre. Ainsi, les débits satisfaisants de 50 à 80 l/s ont été obtenus. La centrale fonctionne avec un cycle ORC.

Le coût total du projet est d'environ 20 Millions euros. Plus d'informations sont disponibles sur le site de :

www.geox-gmbh.de.

Bruschal

Cette centrale très récente, est située au sud-est de Landau et à l'est de Soultz-sous-Forêts, elle bénéficie du contexte tectonique favorable du graben du Rhin. La première phase de ce projet a eu lieu entre 1979 et 1990, il s'agissait d'une phase de reconnaissance et d'exploration avec le forage de deux puits

à 2500 m de profondeur entre 1983 et 1985. Ces sondages traversent les formations du Tertiaire sur environ 1500 m, puis le Jurassique (400 m d'épaisseur), le Trias (450 m) et enfin le Permien sur les 150 derniers mètres. Le projet a été abandonné jusqu'en 2002 date à laquelle des tests de mise en circulation ont démarré. La construction de la centrale s'est effectuée entre 2006 et 2009. Depuis 2009, la centrale est en phase de test et d'optimisation, une eau à 121°C est pompée avec un débit de 28,5 l/s. Une phase d'analyse des risques pour de la stimulation est en cours, une nouvelle exploration de sismique réflexion en 3D est envisagée afin de mieux comprendre les caractéristiques de ce réservoir très fracturé (réseau de failles normales subverticales) et de l'exploiter au mieux pour ainsi réduire les coûts de production.

Gross-Schönebeck

Ce site est avant tout un laboratoire géothermique qui comprend deux puits à 4.3 km de profondeur et exploite une eau à une température de 150 °C. Le deuxième puits a fait l'objet de nouveaux concepts (diamètres large, puits dévié...). De la fracturation hydraulique a été réalisée avec succès dans les roches réservoirs.

3.1.5. Autriche

Altheim

Cette centrale binaire autrichienne produit 1 MWe et possède une capacité installée pour le chauffage urbain de 11 MWth.

Le réservoir fracturé du Malm exploité fournit une eau à 2300 m de profondeur à 106°C, et possède une grande perméabilité qui permet un débit de production conséquent entre 71 et 100 l/s. Ces débits ont été obtenus sans stimulation hydraulique ou chimique. L'épaisseur de l'aquifère est d'environ 280 m, il est karstifié en partie. Au puits de production les valeurs de transmissivité sont de $1.1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et de perméabilité de $2.75 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$, ce qui explique la bonne rentabilité de l'installation.

Le puits de production a une profondeur totale de 3000 m. La réinjection dans l'aquifère se fait à 3078 m par un puits dévié à une température de 65-70°C, la distance entre les puits est de 1700 m à la profondeur finale.

Bad Blumau

Cette exploitation géothermique binaire pour un centre balnéaire fournit 180 kWe et 7.6 MWth à l'aide d'un cycle ORC. L'eau est pompée à 107°C à une profondeur de 2600 m depuis 2001. Infos sur : www.blumau.com/geothermie-bad-blumau.html

Simbach/Braunau

www.simbach.de/p/dt2.asp?artikel_id=&liste=232&tmpl_typ=Liste

3.1.6. Suisse

Un atlas des ressources géothermiques sur le plateau suisse a montré l'existence d'un important potentiel. Résultat : sept projets de géothermie profonde (injection d'eau dans des

roches fissurées à une profondeur de 3000 à 5000 m) sont actuellement à l'étude. Le plus ambitieux d'entre eux se situe à St Gall. La ville espère chauffer un tiers des ménages, et même produire de l'électricité. Si le projet venait à être réalisé, il serait mis en service d'ici 2012 ou 2013. Les autres projets se situent à Thônex, Etoy-Aubonne, Lausanne, Lavey-les-Bains, Brig-Gliss et Zurich.

Autre preuve de l'intérêt porté à cette énergie renouvelable, l'Université de Neuchâtel a créé en 2008 une chaire dédiée à la géothermie. C'est la première du pays dans ce domaine. Pour assurer la relève scientifique, un nouveau Master consacré à la formation de spécialistes de la géothermie fut ouvert à Neuchâtel à l'automne 2009. En Europe, il n'y a qu'à Reykjavik qu'existe une formation équivalente. Depuis 2004, Neuchâtel développe sa compétence dans le domaine avec la création du Centre de recherche en géothermie (CREGE), qui intervient au niveau de la recherche appliquée et de la formation, du conseil et de l'expertise.

Un ambitieux projet de centrale électrique géothermique nommé « Deep Heat Mining », a été lancé à Bâle en 1998. L'objectif était de produire de l'électricité pour environ 5000 foyers. En 2006, un forage de 5 km de profondeur a été réalisé. A cette profondeur, l'eau atteint 200°C. Après le forage, des travaux de fracturation de la roche ont suivi. Leur objectif était d'offrir à l'eau des fissures dans lesquelles elle pourrait circuler. Ces travaux ont malheureusement engendré des secousses sismiques, entraînant le gel du projet.

3.2. Utilisation directe de la chaleur

Dans l'Union européenne, les applications liées à des utilisations directes de chaleur géothermique sont largement diffusées: 18 pays sur 27 utilisent de la basse et moyenne énergie géothermique.

Dans le monde, le total de la puissance totale installée pour la production de chaleur en 2010 avoisine les 50.58 GWth contre 15.14 GWth en 2000. En Europe, elle est de 11,30 GWth. Le graphique ci-dessous (Figure 9) montre l'évolution de la capacité thermique installée dans l'Union Européenne (comprenant les PAC géothermiques).

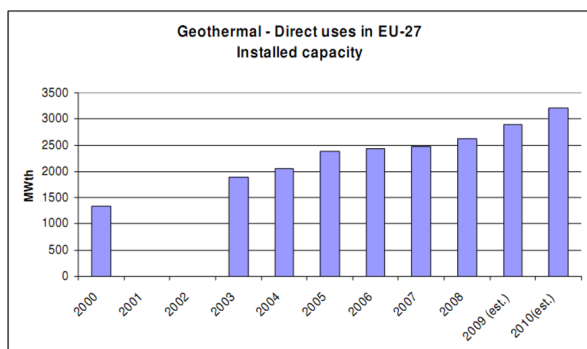


Figure 9: Capacité thermique installée comprenant les PAC pour l'Europe des 27 de 2000 à 2010.

La production de chaleur, hors PAC géothermiques (d'après « Euroserv'er ») avoisinerait les 3 GWth au total pour l'Europe (Figure 10).

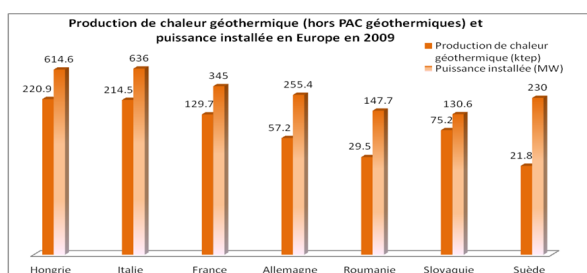


Figure 10: Production de chaleur géothermique (hors PAC) et puissance installée en Europe en 2009.

Le marché annuel des PAC géothermiques dans l'Union européenne a été estimé en 2009 à 103 150 unités. Le parc installé s'élevait à 900 000 PAC géothermiques en fonctionnement. L'Italie est le principal utilisateur de la géothermie basse énergie avec 43% de la puissance installée devant la France (29%) et l'Allemagne (6,2%). La filière des pompes à chaleur est développée principalement en Suède qui concentre 48,7% des installations devant l'Allemagne (18,3%) et la France (10,4%).

3.2.1. France

Le développement de la géothermie française a pris son envol lors des deux crises de l'énergie des années 1970, avec une importante activité entre 1978 et 1987. Actuellement, 52 centrales géothermiques sont en fonction, principalement dans le Bassin parisien et dans le Bassin aquitain (sud-ouest) ce qui est en fait le deuxième grand pays de production de chaleur géothermique en Europe (dont 81% uniquement en Ile-de-France). Elles sont essentiellement utilisées pour le chauffage urbain de quartiers résidentiels. Des chaudières d'appoint sont couplées pour assurer les demandes de pointes. Le fluide géothermique d'origine profonde est souvent salé (30 g/l) et ne peut être rejeté en surface après son usage calorifique. C'est pourquoi toutes les installations géothermiques du Bassin parisien sont basées sur le principe du doublet. A proximité immédiate du puits de production, la chaleur du fluide géothermique est échangée avec le fluide de chauffage avant d'être réinjecté

en profondeur. La puissance totale installée en France est de 330 MWth (source ADEME).

3.2.2. Suisse

L'exploitation de cette énergie et la recherche pour développer de nouveaux modes d'utilisation ne sont pas nouveaux en Suisse. La géothermie à faible profondeur est déjà très utilisée comme source d'énergie de chauffage. Le pays possède une forte densité de sondes géothermiques verticales : au moins 40.000 sondes chauffent actuellement des maisons individuelles ou des bâtiments.

3.2.3. En Belgique : état actuel de l'exploration et de l'exploitation

Flandres

Les systèmes peu profonds, en particulier le couple sondes géothermiques et pompes à chaleur, sont fréquemment utilisés en Flandres. Ce marché est caractérisé par une croissance régulière. En Flandres, le seuil pour une utilisation directe de la géothermie se situe à une profondeur d'environ 500 m. Cela limite la zone dans laquelle l'utilisation directe de l'énergie géothermique est possible avec les systèmes traditionnels, au sud de la Flandre occidentale et en Campine. Les applications qui nécessitent une température de 35°C sont seulement possibles en Campine. Pour produire de l'électricité de manière efficace avec la chaleur provenant du sous-sol, il faut pouvoir fournir d'importants débits d'une eau à 140°C minimum. La chance de

trouver en Flandres un réservoir qui soit suffisamment profond et suffisamment perméable est faible. Parmi les réservoirs connus, seul le Carbonifère dans le nord de la province du Limbourg et la partie avoisinante de la province d'Anvers constitue une cible d'exploration envisagée. Toutefois, l'institut de recherche VITO envisage l'installation d'une exploitation géothermique binaire au site Balmatt à Geel. Le projet est en phase d'exploration (campagne sismique terminée, sondage en préparation)-(voir plus loin). Le Carbonifère se situe entre 3500 et 6000 m de profondeur. La température à cette profondeur est estimée à 150°C - 220°C. Cela suffit pour générer de l'électricité. La question qui se pose est de savoir si, à ces profondeurs, il subsiste encore une porosité interconnectée assez grande. Si la porosité est faible, les chances sont faibles que la roche soit suffisamment perméable pour fournir de gros débits d'eau ou de vapeur. Une extrapolation de la porosité mesurée dans les forages indique que la porosité moyenne des calcaires et dolomies du Carbonifère à grande profondeur est probablement inférieure à 1%. Le long de petites failles, des valeurs plus élevées peuvent localement se produire, mais même dans ce cas, la porosité moyenne est très vraisemblablement encore insuffisante. Des applications non traditionnelles, comme les systèmes EGS (Enhanced Geothermal Systems) ou Hot Dry Rock (HDR) sont en principe possibles dans toutes les Flandres. Toutefois, ces systèmes nécessitent un coût d'investissement nettement plus élevé en comparaison des systèmes traditionnels. Ces systèmes tombent dans la rubrique "haute enthalpie" et sont encore en Europe l'objet de projets de recherche.

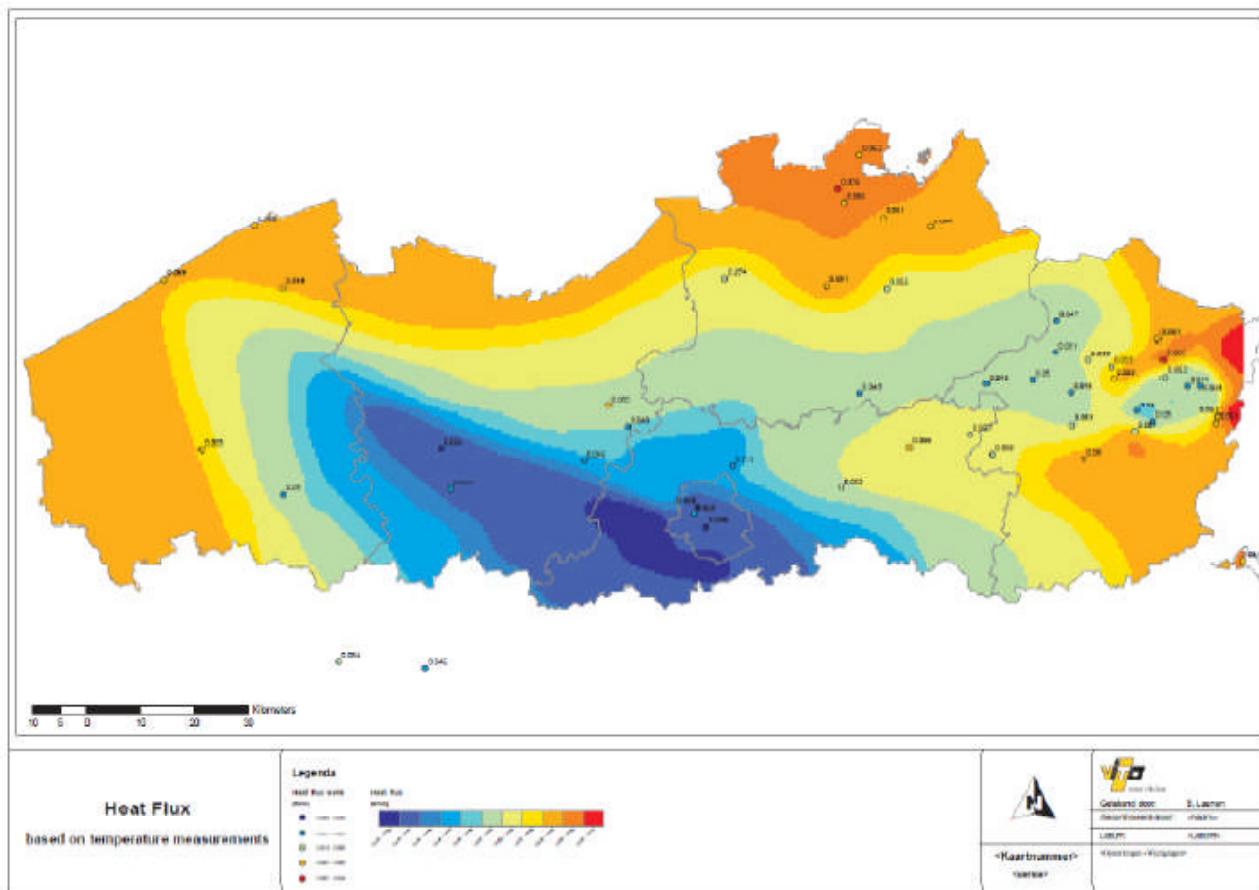


Figure 11: Modélisation du Flux de chaleur en Flandres à partir des données de température de sondages profonds (Laenen, 2009)

Turnhout

En Campine, la nappe du calcaire Carbonifère a été atteinte au sondage de Turnhout où on a mesuré une température de 102°C à la profondeur de 2200 m (Grosjean, 1954). En 1952, l'entreprise de forage Smet (de Dessel) démarrait un forage géothermique de basse enthalpie de 800 m de profondeur pour le compte de la ville de Turnhout. Une fois cette profondeur atteinte, le forage fut poursuivi pour le compte de l'Inichar et du Service géologique de Belgique jusqu'à 2.700 m, afin d'explorer le potentiel énergétique du sous-sol profond de Campine. Après la fin de cette phase d'exploration, le puits fut définitivement équipé à 800 m. La source thermique est une nappe artésienne dans le Crétacé, qui sans pompage fournit

un débit de 5 m³/heure. Par pompage, ce débit monte à 20 m³/heure. L'eau a été utilisée pendant presque 50 années pour la piscine du Casino, démolie actuellement.

Herentals (Piscine)

En 1969, le puits a atteint une profondeur de 612 m, la température de l'eau est de 27 à 28°C. L'eau pompée avec un débit de 23 m³/heure fut dans le passé directement utilisée comme eau de remplissage pour la piscine à ciel ouvert. A partir de l'année 2000, il fut construit un tout nouveau complexe de piscine à ciel ouvert. Mais à ce moment, l'eau pompée s'est révélée non conforme aux normes édictées dans le VLAREM concernant les eaux de piscine (problèmes bactériologiques

principalement), de sorte que l'eau géothermale, non protégée, ne pouvait plus être utilisée en direct. Aujourd'hui, l'eau géothermale ne constitue plus la source d'alimentation du nouveau complexe de piscine.

Beerse-Merksplas

Le puits de production d'un doublet géothermique (un puits de production + un puits de réinjection), profond de 1761m fut foré en 1983; une eau à 72°C y est extraite avec un débit de 75 m³/heure. Ce projet fut en fait la répétition d'un projet à Hoogstraten, mais déplacé en direction du Sud sur le territoire de la commune de Beerse. Le but initial était de fournir de l'énergie thermique pour le chauffage du centre pénitencier de Merksplas, situé à une distance de 1.500-2.000 m du forage, ainsi que le chauffage d'un parc de serres encore à construire à proximité du puits.

La productivité du puits s'élevait à 75 m³/heure (en comparaison des 200 m³/heure espérés basée sur le comportement de l'aquifère dans le calcaire dinantien du dôme de Heibaart, équipé par Distrigaz/Fluxys pour le stockage de gaz) et la température était de 72°C, correspondant exactement aux pronostics. Pour cette raison, et aussi à cause de la chute des prix de l'énergie survenue entretemps, il n'était plus économiquement supportable de forer le deuxième puits dans le même horizon géologique (le sommet du Dinantien). C'est pourquoi, il fut décidé de forer le puits de réinjection jusqu'à seulement 800 m dans la nappe aquifère des craies, ce qui réduisait les coûts du puits de réinjection de moitié. Ce deuxième puits (réinjection)

fut réalisé en 1987 et suivi d'un test de réinjection de 3 semaines, au débit de 75 m³/heure, dans la couche de craies, ce qui fut considéré comme un plein succès. Le doublet géothermique existant à Merksplas (d'abord développé comme projet de démonstration) ne fut en fait jamais mis en exploitation. Après qu'une diminution de la consommation prévue fut déterminée à cause du trop faible débit du puits, le doublet géothermique fut converti en un semi-doublet (puits de production dans le Dinantien – puits d'injection dans le Crétacé). Entretemps, les utilisateurs potentiels de la géothermie durent attendre de longues années les modifications du plan de secteur et les prix de l'énergie baissèrent tant que cela entraîna la remise en question de la faisabilité du projet. Le lieu du doublet géothermique se situe en zone d'extension pour l'exploitation des argiles.

Dessel, New Smet Fish

Ce puits de 700 m de profondeur extrait une eau à 30°C avec un débit de 15 m³/heure depuis 1987. Il était la propriété de la firme New Smet Fish qui, comme son nom l'indique, fait de l'élevage de poissons. Un débit continu de 15 m³/heure approvisionne les bassins de poissons, comme eau de vidange. Ce projet a été abandonné lors de la liquidation de la société mère Smet-DB et la vente du terrain.

Meer

Le projet géothermique de «Hoogstraten» fut entrepris en 1978 par la GOM-Antwerpen, avec le Service Géologique de Belgique comme porteur de projet, avec aussi le soutien

financier des Communautés Européennes et la collaboration du Service de Promotion de l'Industrie et du SCK.CEN (Centre d'Etude Nucléaire). Le but était de couvrir par l'énergie géothermique les besoins de base en chauffage (càd 70% de l'énergie totale nécessaire) de 175.000 m² de serres. SCK.CEN était responsable du projet de la centrale de chauffage géothermique, du réseau de distribution et du réseau de chauffage dans les serres, ces dernières en collaboration avec les Jardiniers expérimentaux de Campine (Proeftuinder Noorderkempen). Le forage fut réalisé en 1980-1981 à Meer, par l'entreprise SMET-DB, sous la coordination du Service Géologique de Belgique. Malheureusement, la localisation du forage se révéla au-delà d'une faille importante, la faille de Hoogstraten, de sorte que le réservoir géothermique Dinantien ne fut pas trouvé, en raison d'une profondeur accrue. La température de la nappe aquifère des Craies est de 35°C, la salinité de l'eau de 30g/l, le débit de pompage de 20 m³/h. Un nouveau projet de pisciculture (élevage d'Artemisia) fut proposé, adapté à l'utilisation de la nappe des craies mais pas réalisé. L'usage du forage de Meer à des fins géothermiques est techniquement possible, bien que peu favorable à grande échelle (salinité élevée, nappe confinée). Le terrain voué au développement géothermique est maintenant une réserve naturelle.

Nouveau projet à Mol

Le VITO entamera prochainement sur son site de Balmatt plusieurs forages géothermiques de grande profondeur. L'objectif est de pomper une eau chaude à 125°C pour alimenter

intégralement le site via un réseau de chaleur.

Le VITO a finalement décidé de concrétiser cette idée et de la tester dans le cadre d'un projet-pilote sur son nouveau site (la phase de construction devrait débuter en 2014).

Matsen Broothaers : « Nous entendons chauffer tous les bâtiments et fournir l'électricité nécessaire au moyen de la géothermie profonde. Nous sommes convaincus que nous serons capables de concrétiser ce projet mais afin de dissiper tout doute, il convient de poursuivre les recherches. En premier lieu, nous devons savoir à quelle profondeur nous devons creuser (environ trois kilomètres) et le niveau de température que nous allons obtenir. En outre, il convient d'établir un relevé géologique extrêmement précis : le type de roches dans le sol, leur structure, la présence suffisante de couches perméables, le débit que nous serons en mesure de pomper... Le problème est que nous disposons de très peu de données sur cette profondeur pour le sous-sol de Mol. C'est la raison pour laquelle nous avons entamé une **étude sismique** en octobre (2011). Nous désirons nous baser sur ces informations pour déterminer l'endroit, la profondeur ainsi que la meilleure direction à suivre pour un premier forage de test. Notre objectif est de trouver immédiatement la zone correcte : nous voulons également que ce puits soit utilisé dans le cadre de notre installation de géothermie profonde sur le site et ce, afin de ne pas gaspiller la somme investie (huit à neuf millions d'euros) dans cette phase. Si le forage aboutit au résultat escompté, nous devrions creuser trois autres puits pour nous permettre de pomper suffisamment d'eau et ainsi satisfaire les besoins en électricité et en chaleur.

En effet, selon nos estimations, avec un débit de 450 m³/heure nous devrions être en mesure de faire fonctionner une centrale électrique complète d'une capacité brute de 4,5 MW. »

Wallonie

En Wallonie, il existe deux régions où la ressource en eau chaude est reconnue : le Bassin de Mons et Chaudfontaine.

Bassin de Mons/Hainaut

Les premières venues naturelles d'eaux chaudes dans la région de Mons ont été découvertes au début du siècle dernier, lors du creusement de deux tunnels inclinés à Baudour (Marlière, 1976). Ces «galeries plongeantes» visaient à pénétrer le gisement houiller par son affleurement au Nord du bassin, afin d'éviter de devoir creuser à travers d'importantes épaisseurs de terrains, aquifères de surcroît. Ces galeries rencontrèrent une faille par laquelle s'échappa un débit important d'eaux chaudes à environ 50°C, provoquant d'ailleurs l'abandon des travaux.

Saint-Ghislain

En 1975, un sondage d'exploration géologique réalisé par le Service Géologique de Belgique à Saint-Ghislain recoupa vers 2500 m de profondeur une zone très perméable, provoquant une venue d'eaux jaillissantes à 73°C. Le creusement de ce sondage fut poursuivi, puis il fut équipé de crépines et de pompes de manière à devenir le premier puits géothermique de la région. La première application de la géothermie à Saint-

Ghislain a débuté à l'automne 1985. L'exploitation concerne essentiellement le chauffage urbain, plus précisément celui des bâtiments scolaires et sportifs ainsi que d'habitations sociales situés à Saint-Ghislain.

Ainsi à Saint-Ghislain, l'eau, extraite par pompage à 2400 mètres de profondeur dans la nappe des calcaires viséens (voir chapitre 5.1.2 pour la description géologique du sondage), sert pour le réseau de chauffage urbain : 6 km de canalisations alimentent 3 complexes scolaires, 1 piscine (locaux et bassin), 355 logements répartis dans 10 immeubles d'habitation ainsi que l'hôpital du Grand-Hornu. Outre les échangeurs, la centrale de chauffe du réseau est équipée de chaudières au gaz qui font l'appoint lorsque la température extérieure passe en dessous de 0°C. La ressource géothermique est actuellement exploitée sans réinjection.

A la sortie de cette chaufferie, l'eau du puits géothermique n'est plus qu'à 40°C. Partiellement dépouillée de pouvoir calorifique, l'eau géothermique quitte la centrale de chauffe et est dirigée vers le complexe horticole d'abord, vers l'équipement de pré-chauffage des boues de la station d'épuration des eaux usées de Wasmuël ensuite. Elle est ainsi successivement utilisée à deux autres opérations de chauffage dont nous reparlerons ci-après et voit encore sa température diminuer pour atteindre 30°, permettant donc son rejet à la Haine dans le respect des prescriptions concernant la protection des cours d'eau.

La puissance de la centrale géothermique de Saint-Ghislain est de 15 MWth. L'énergie fournie annuellement est de 16.700

MWh ce qui représente une économie de plus de 2 millions de litres de mazout, soit l'équivalent de la consommation de 1.000 ménages. L'économie de CO2 est estimée à près de 5.500 tonnes par an (*source IDEA* (Intercommunale de Développement Economique et d'Aménagement de la Région de Mons-Borinage-Centre)).

Douvrain et Ghlin

Le puits de Douvrain a été implanté en 1979, plus au Nord, dans l'axe des galeries plongeantes de Baudour. Il fut creusé spécifiquement en vue d'une exploitation géothermique. Il alimente les installations de conditionnement d'air de la clinique Louis Caty de Baudour. Et comme le puits de Saint-Ghislain, il est en exploitation sans réinjection depuis plus de 25 ans avec un débit artésien similaire à celui-ci et une température d'environ 67°C. Il confirme l'extension du réservoir Dinantien vers le Nord.

Le puits de Ghlin, réalisé en 1981, confirme quant à lui l'extension vers l'Est du réservoir géothermique (Delmer et al., 1982) mais n'est actuellement pas en production. Le débit et la température qu'il serait capable de fournir sont similaires à ce que l'on observe pour Saint-Ghislain et Douvrain. Sa réouverture est programmée dans les mois qui viennent, courant de l'année 2012. Le parc d'activités auquel il sera relié est en cours de construction et le réseau de chauffage mis en place sera adapté pour le chauffage géothermique (*source IDEA*).

Chaufontaine

L'eau de Chaufontaine jaillit à la source à une température de 36,6°C. Plusieurs pompages sont actifs, la société d'em-bouteillage de boissons 'Minute Maid' en exploite certains. L'eau provient d'un réservoir fracturé de la nappe des calcaires Dévonien du Massif de la Vesdre. Nous verrons en détails dans le chapitre 5.5, le trajet complexe de ces eaux.

Quelques acteurs clés au sujet de la géothermie (profonde) en Europe et en Belgique sont:

- EGEN European Geothermal Energy Council (<http://www.egen.org/>)
- ETP-RHC Geothermal Panel of the European Technology Platform – Renewable Heating & Cooling (<http://rhc-platform.org/>)
- EERA JPGE European Energy Research Alliance Joint Program on Geothermal Energy (<http://www.eera-set.eu/>)
- AGEOP "Association pour la Géothermie Profonde : promotion de la géothermie profonde en Wallonie et en Belgique (www.ageop.be/geothermie.html)

Cadre géographique et géologique

4

4.1. Cadre géographique

La Wallonie est une région composée de différentes zones géographiques dont la plupart sont définies par la composition du sous-sol. Ainsi, on trouve du Sud au Nord, la Lorraine composée de roches appartenant au Mésozoïque du Bassin de Paris, l'Ardenne comprenant presque exclusivement de roches détritiques du Paléozoïque inférieur et du Dévonien inférieur. Plus au Nord, la zone d'affleurement des roches givétiens coïncide avec la zone de la Calestienne suivi par une zone de plaine connue sous le nom de dépression de la Famenne dont le sous-sol est composé principalement par les shales et siltites du Famennien inférieur. Le Condroz correspond à une alternance de grès du Famennien et de calcaires du Dinantien, qui forment respectivement des

collines et des vallées. L'influence du sous-sol dans ces régions est extrêmement visible. Le contact entre les roches du Dévonien inférieur à proximité de la Faille du Midi avec les calcaires dinantiens et les roches tendres du houiller des bassins du même nom se marque fortement dans le paysage. Ces bassins correspondent d'ailleurs aux vallées de la Sambre et de la Meuse. Enfin, plus au Nord, le relief peu accidenté de la Hesbaye est le résultat des terrains cénozoïques notamment de la présence d'une épaisse couche de limon du Quaternaire. Enfin, vers l'Est le soulèvement « récent » des terrains composant le Massif de Stavelot a donné lieu à la mise en place de la zone des Fagnes.

L'essor d'une énergie comme la géothermie nécessite un développement souvent à proximité des futurs consommateurs.

Source : INS 2000

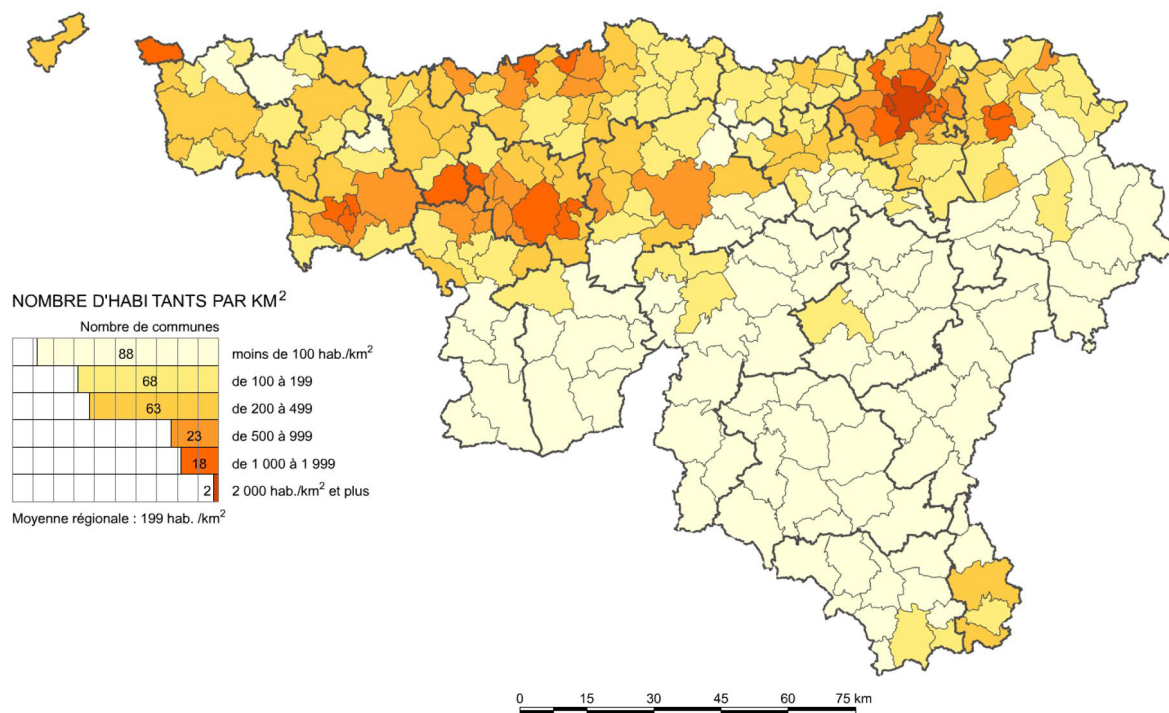


Figure 12 : Carte de densité de la population en Wallonie. Données de l'Institut National des Statistiques.

(Source : <http://sder.wallonie.be/ICEDD/CAP-atlasWallonie2006/pages/atlas.asp?txt=homDemo>)

Ce constat est particulièrement vrai lorsqu'il s'agit d'une production de chaleur. En Wallonie, la densité de population est historiquement liée au développement industriel que cette région a connu au XIX^{ème} siècle par la présence unique de gisement de charbon et de fer et par la présence des voies de communication naturelles que sont la Sambre et la Meuse. Il en résulte une forte concentration de la population dans cette région comme le montre la carte de densité de population (Figure 12).

4.2. Cadre géologique

4.2.1. Introduction

L'histoire géologique de la Wallonie s'étend sur une durée de près de 600 millions d'années. Il résulte de cette longue

évolution une diversité lithologique et structurale significative. L'importance des formations datant du Paléozoïque en Wallonie contraste avec certaines régions avoisinantes comme le Nord de la France et l'Est de l'Angleterre où les roches Méso-Cénozoïque dominent dans le bassin de Paris-Londres. En Flandre et au Pays-Bas, l'importance des terrains Cénozoïque et en particulier Quaternaire couvrent une grande partie de la surface. A l'opposé, la géologie de la Wallonie se rapproche donc de zones comme le massif schisteux rhénan en Allemagne ou comme le Sud-Ouest de l'Angleterre et le Pays de Galles. Les roches rencontrées en Wallonie sont principalement sédimentaires même si quelques intrusions magmatiques ont été rencontrées.

Le but de ce chapitre n'est pas de retracer entièrement la géologie de la Wallonie. Le lecteur intéressé peut aisément trouver

les informations nécessaires sur la géologie de la Wallonie dans différents livres ou sur des sites web, comme par exemple : www2.ulg.ac.be/geolwed/geolwal/geolwal.htm dont nous retirons certaines illustrations. Le but principal de ce chapitre est de définir les unités structurales susceptibles d'héberger des réservoirs géothermiques ou des roches pouvant permettre le développement d'un réservoir par la création et/ou le développement d'une perméabilité à travers des projets EGS ('Enhanced Geothermal System'). Les différentes formations géologiques montrant un intérêt pour les différentes formes de géothermies sont détaillées dans le chapitre consacré aux données hydrogéologiques.

Classiquement, la géologie de la Belgique, et de la Wallonie en particulier, est divisée en trois grands cycles géologiques, à savoir : le cycle calédonien (-540 à -420 Ma) ; le cycle varisque (-420 à -320 Ma) et le cycle alpin (de -320 Ma à maintenant). Chacun de ces cycles débute par un période de sédimentation suivie par une période orogénique provoquant la déformation des roches. L'ampleur de ces événements tectoniques dépend des différentes régions. Vu son importance pour le développement de la géothermie en Wallonie, l'accent sera mis principalement sur le cycle varisque, puisque les roches du Dévonien et du Carbonifère couvrent la majorité du territoire. De plus, les roches pouvant potentiellement héberger des réservoirs géothermiques se sont formées durant cette période et ont été fortement déformées lors de l'orogénèse varisque à la fin du Carbonifère, il y a -330 à -300 Ma.

4.2.2. Cycle calédonien

Les zones d'affleurement de roches de ce cycle se répartissent sous une série de boutonnières, appelées traditionnellement massifs. On observe donc du Nord au Sud (Figure 13), le Massif de Brabant affleurant le long de petites vallées (Dyle, Senne, ...), la bande du Condroz, le Massif de Stavelot, les massifs de Rocroi et Serpont et enfin le massif de Givonne. Les massifs de Rocroi et Givonne se trouvent à cheval sur la frontière entre la Belgique et la France, tandis que le Massif de Stavelot s'étend également en Allemagne. Les massifs de Stavelot, Rocroi, Serpont et Givonne sont parfois appelés massifs ardennais.

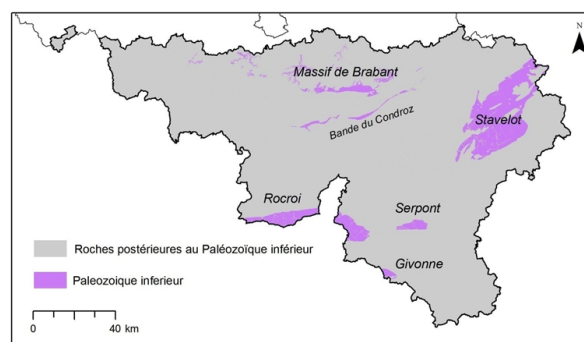


Figure 13: Répartition des zones d'affleurement des différents massifs de roches du Paléozoïque inférieur.

Les principales lithologies rencontrées sont: des phyllades, des quartzites et des quartzophyllades, dont les âges varient entre le Cambrien, l'Ordovicien et le Silurien au sein du Massif de Brabant, l'Ordovicien-Silurien dans la Bande du Condroz et le Cambrien-Ordovicien dans les massifs ardennais (Figure 14). Quelques niveaux carbonatés, ainsi que des horizons volcano-sédimentaires et quelques intrusions magmatiques ont été également reconnus. Les roches pouvant montrer

un intérêt pour la géothermie sont potentiellement des intrusions magmatiques et des quartzites (formations de Blanmont dans le M. de Brabant et de Hourt dans le M. de

Stavelot). Il faudrait dans ces cas recourir au développement artificiel d'une perméabilité (EGS) dans le cadre de projets de géothermie profonde (> 3000 m).

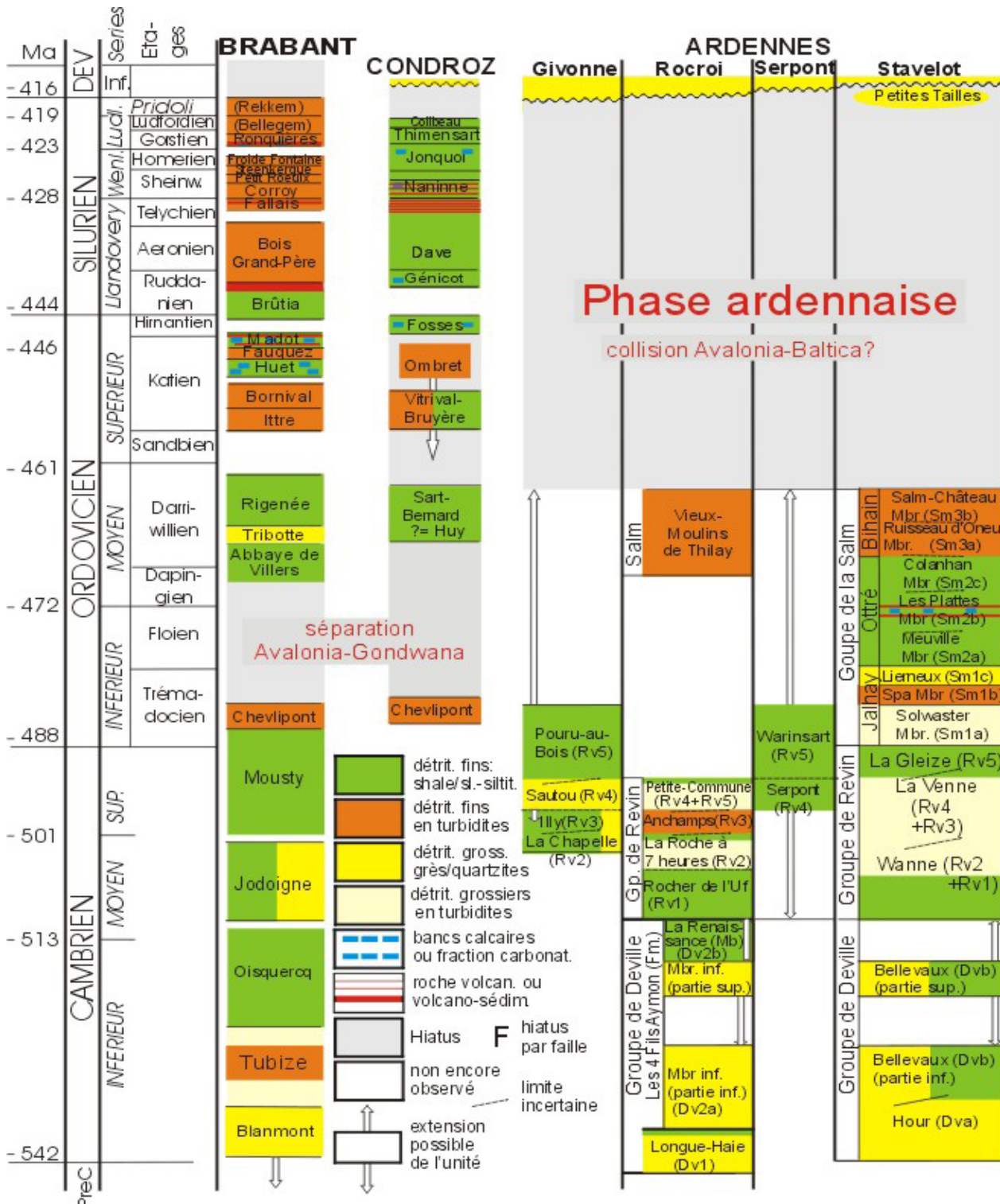


Figure 14: Principales unités lithostratigraphiques du Paléozoïque inférieur selon les différents massifs. (Tiré de <http://www2.ulg.ac.be/geosed/geolwal/geolwal.htm>, document original Verniers et al., 2001).

La connaissance du sous-sol de ces massifs du Paléozoïque inférieur est trop sommaire pour pouvoir déterminer la localisation des roches quartzitiques. Les problèmes rencontrés sont de plusieurs ordres:

- au sein des massifs ardennais, la déformation varisque s'est surimposée à la déformation calédonienne engendrant des structures ayant connu deux phases de déformation importantes. La réalisation de coupes géologiques dans ces régions est donc trop aléatoire. D'ailleurs, toutes les coupes géologiques profondes publiées dans la littérature passant, par exemple, par les massifs de Rocroi, Serpont ou Stavelot, considèrent les roches du Paléozoïque comme une seule unité lithologique sans distinction
- il existe très peu de forages profonds dans les massifs du Paléozoïque inférieur. Le seul ouvrage de grande ampleur est celui de Grand-Halleux (M. de Stavelot) qui a rencontré de nombreux horizons quartzitiques en alternance avec des phyllades. Certains de ces niveaux quartzitiques pourraient faire l'objet de tests de fracturation hydraulique. Il est par contre impossible à ce stade de réaliser une extrapolation des structures à grande profondeur.
- les profils de sismique réflexion, notamment en France et le profil BELCORP ont montré que les roches du Paléozoïque inférieur apparaissent presque transparentes sur ces profils, c'est-à-dire qu'il y a une absence des réflecteurs continus. Ce problème serait lié à l'intense déformation de ces formations géologiques.

- des intrusions magmatiques auraient été détectées au sein du Massif de Brabant, notamment grâce à l'utilisation de la gravimétrie, cependant à ce jour aucun forage n'a confirmé la présence de ces roches. Il s'agit donc toujours d'une hypothèse.

En résumé, les potentialités géothermiques dans les roches du Paléozoïque inférieur semblent très restreintes, puisqu'il faudrait recourir généralement à l'utilisation de la fracturation hydraulique au sein de structures souvent très complexes (2 phases de déformation). L'exploitation géothermique de zones de fracturation naturelle semble également difficilement à mettre en œuvre puisque les profils de sismique réflexion ne fournissent que peu d'information. Enfin, le développement de projet EGS dans des roches magmatiques du Massif de Brabant nécessitera, d'abord, la confirmation de l'existence de ces intrusions.

4.2.3. Cycle varisque

Les roches du Dévonien et du Carbonifère constituent l'élément majeur du sous-sol de la Wallonie, puisqu'elles affleurent sur la plus grande partie du territoire. Il s'agit très majoritairement de roches sédimentaires détritiques ou carbonatées. On les retrouve dans différentes unités structurales développées lors de l'orogénèse varisque à la fin du Carbonifère. Ces unités peuvent être divisées en deux grands domaines séparés par la Faille du Midi et ses extensions latérales. Le domaine Sud, appelé Allochtone de l'Ardenne, fait référence au fait qu'il a été charrié sur le

domaine Nord. Ce dernier comprend les unités parautochtones et autochtones du Brabant. La direction générale des structures est Est-Ouest dans la partie occidentale de la Wallonie, puis change de direction (zone de virgation) vers l'Est pour suivre une orientation NE-SW.

Au sein de l'Allochtone de l'Ardenne, on distingue généralement (Figure 15):

- Les anticlinoria de Givonne et de l'Ardenne séparés par le Synclinorium de Neufchâteau. Cet ensemble comprend les massifs ardennais du Paléozoïque inférieur et différentes formations de roches détritiques du Dévonien inférieur (shales-phyllades, grès et quartzites). Le degré de métamorphisme de ces roches atteint selon les endroits le faciès des schistes verts, voire même la base du faciès des amphibolites dans la région de Libramont.

- Le Synclinorium de Dinant se situe au Nord de l'Anticlinorium de l'Ardenne et se compose de roches du Dévonien inférieur au Carbonifère supérieur (synclinal d'Anhée). Au sein même de cette unité, on distingue généralement des sous-unités en fonction des lithologies rencontrées et qui font référence à des régions géographiques, comme la Calestienne le long de laquelle affleurent des calcaires du Givétien ; la Famenne avec les roches du Famennien ; le Condroz caractérisé par un train de plis affectant une alternance de grès du Famennien et de calcaires carbonifères. Le bord Nord du Synclinorium de Dinant, parfois appelé l'Ardenne condrusienne voit le retour à la surface des roches du Dévonien moyen et inférieur. La limite Nord du Synclinorium de Dinant est marquée par la trace en surface de la Faille du Midi bien définie dans l'Ouest de la Wallonie. Latéralement vers l'Est, cette faille se prolongerait au sein de la Bande Ordovicienne-Silurienne du

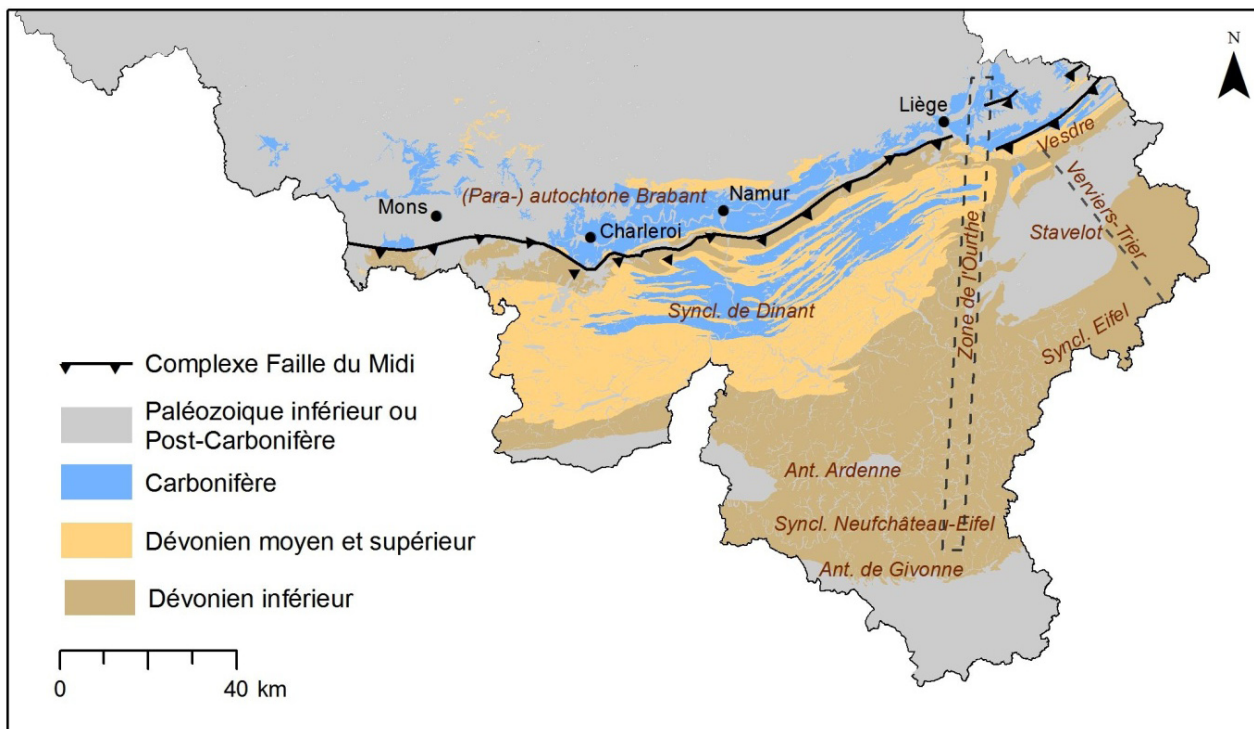


Figure 15 : Carte de localisation des zones d'affleurement des roches du Dévono-Carbonifère en Wallonie et unités structurales majeures.

Condroz sans pour autant que sa position exacte soit définie. Dans la région liégeoise, la Faille Eifélienne constituerait la prolongation orientale de la Faille du Midi. Cet ensemble de failles est parfois appelé complexe de la Faille du Midi-Bande du Condroz-Faille Eifélienne. Pour des raisons de simplicité, nous parlerons parfois simplement de la Faille du Midi.

- La bordure Est du Synclinorium de Dinant est marquée par la présence d'une structure majeure Nord-Sud, appelée zone de l'Ourthe. Il s'agirait d'un élément structural majeur actif à différentes périodes, comme par exemple pendant la sédimentation dévono-carbonifère cette zone a connu des périodes de très faible sédimentation, comme en témoigne

par exemple la très faible sédimentation du Givétien dans l'extrémité NE du Synclinorium de Dinant. La zone de l'Ourthe constitue une limite pour de nombreux éléments : notons que le Massif de Brabant semble s'interrompre à l'Est de Visé ; la prolongation vers l'Est de la Faille Eifélienne conduit à beaucoup de discussions suite au changement de style de déformation entre l'Est et l'Ouest ; une anomalie magnétique observée au sein de l'Anticlinorium de l'Ardenne est interrompue par cette zone. Enfin remarquons qu'une série de failles Nord-Sud ont été récemment cartographiées dans la région de La Roche-en-Ardenne et correspondrait à cette zone.

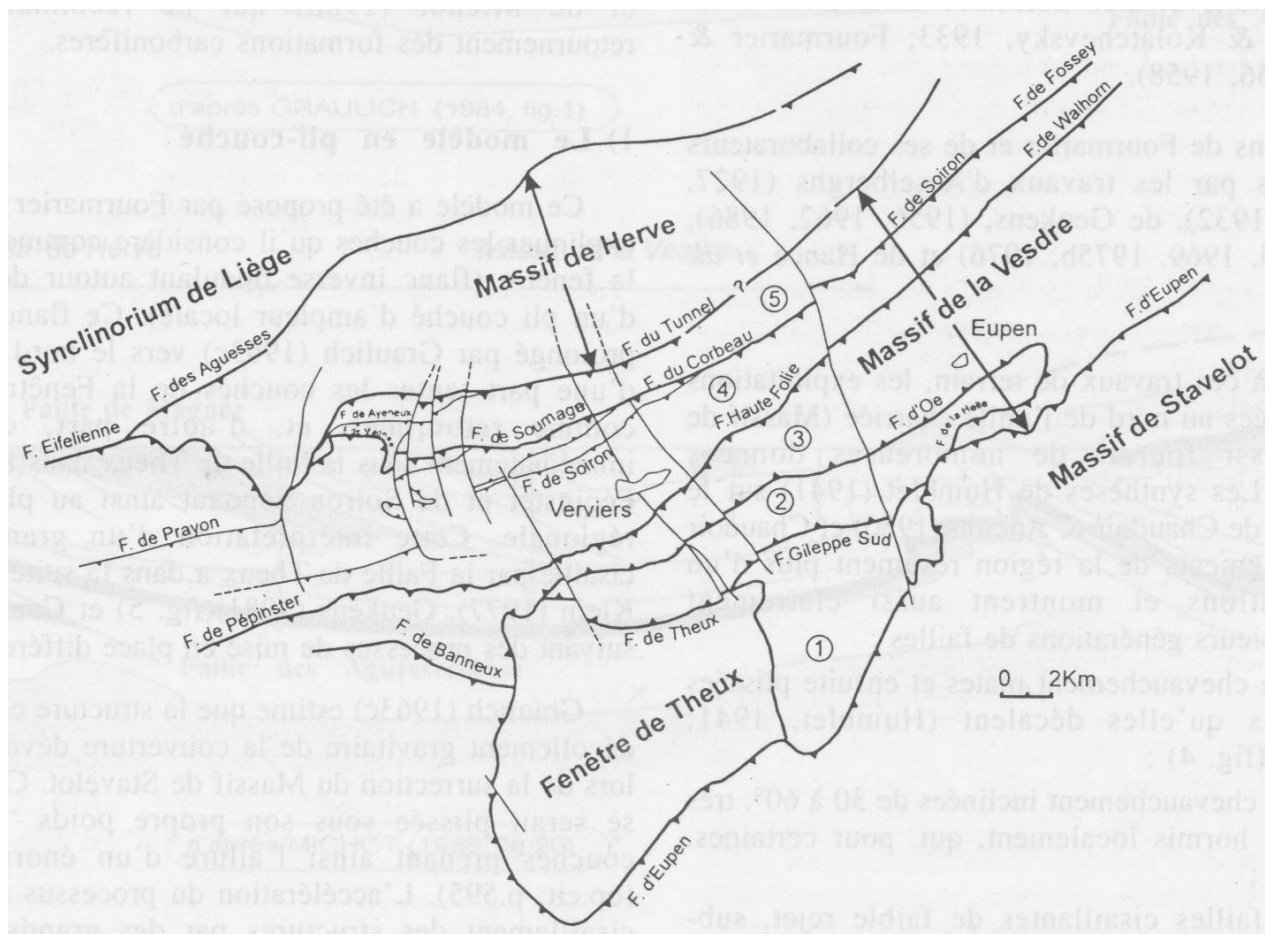


Figure 16 : Unités structurales observées dans le domaine au Nord du Massif de Stavelot (tirée de Laloux et al., 1997).

- A l'Est de la Zone de l'Ourthe, le Synclinorium de Dinant est remplacé par le Massif de Stavelot composé de roches du Paléozoïque inférieur. Ce dernier sépare deux domaines : l'un au Nord où affleurent les roches dévono-carbonifères, notamment dans la Nappe de la Vesdre. L'autre domaine au Sud est dominé uniquement par les roches du Dévonien inférieur, dont l'épaisseur (~7-8 km) est nettement supérieure à leurs équivalentes au Nord qui n'atteindraient qu'environ 1 km.
- Le domaine au Nord du Massif de Stavelot est lui-même subdivisé en une série d'unités structurales dont les principales sont (Figure 16): la Fenêtre de Theux, la Nappe de la Vesdre, le Massif de Herve. Le caractère allochtone ou parautochtone du Massif de Herve est un sujet de discussion depuis des années, notamment concernant la prolongation de la Faille Eifélienne qui se prolongerait sous la forme de la Faille des Aguesses-Asse ou la Faille de Theux-Tunnel. Cette discussion sera résumée dans le chapitre consacré aux différentes coupes géologiques (Chapitre 5.1.3)
- Le domaine au Sud du Massif de Stavelot est constitué par le flanc Nord du Synclinorium de l'Eifel s'étendant dans le Nord du Grand-Duché de Luxembourg et en Allemagne.
- Dans l'Est de la Wallonie, un élément structural transversal (Ligne Verviers-Trier) affecte à la fois les domaines au Sud et au Nord du Massif de Stavelot, ainsi que ce dernier. Cette ligne serait caractérisée par différentes périodes d'activités, comme par exemple durant la sédimentation dévono-

carbonifère. Une activité tectonique active est enregistrée le long de cette structure en particulier durant la séquence sismique des Hautes Fagnes entre octobre 1989 et avril 1990. Remarquons que la ligne Verviers-Trier correspond également à une séparation en deux du Massif de Stavelot qui est parfois décomposé en deux grandes structures anticlinales à l'Ouest, alors d'une seule structure est observée à l'Est.

La zone d'affleurement du parautochtone et autochtone du Brabant est limitée au Sud par le complexe de la Faille du Midi et au Nord par la discordance angulaire des roches dévoniennes sur celles du Massif de Brabant. Il existe un grand contraste sédimentologique entre l'allochtone et le parautochtone dans lequel aucune formation du Dévonien inférieur n'a été reconnue, alors que l'épaisseur de ces formations au sein de l'Allochtone varie entre 1 km au Nord à 7-10 km d'épaisseur dans l'Anticlinorium de l'Ardenne. Au sein du parautochtone, les formations rencontrées datent entre le Dévonien moyen et le Carbonifère supérieur. On observe au centre du parautochtone une importante zone de roches du Carbonifère supérieur liée à la formation d'un bassin d'avant-chaîne pendant l'orogénèse varisque. Les bassins charbonniers largement exploités le long de l'axe Mons-Liège correspondent à cet axe central du parautochtone. Une série de bassins a donc été définie sur cette base : bassin de Mons, bassin de Charleroi et de Liège. La partie centrale de ce sillon (Namur-Huy) a connu une activité minière moins importante. Même si les limites de ces bassins sont souvent basées sur des critères subjectifs, celui de Mons est quant à lui bien défini puisqu'il présente une histoire

géologique passée et récente bien individualisée.

Même si la faille du Midi semble constituer une frontière structurale importante, il faut cependant remarquer que les unités parautochtones et autochtones du Brabant se poursuivent sous cette faille comme l'on montré certains sondages et lignes de sismique réflexion. Ce point fera l'objet d'une analyse plus détaillée dans le chapitre consacré aux coupes géologiques (Chapitre 5.1.3)

Lithologies

Les roches du cycle varisque sont subdivisées en deux grandes catégories de formations : détritiques et carbonatées. Les premières correspondent au Dévonien inférieur, une partie du Dévonien moyen (essentiellement Eifélien), la partie supérieure du Dévonien supérieur (Famennien), au Namurien-Westphalien. Les principales formations carbonatées sont rencontrées dans les roches du Givétien, surtout au Sud du Synclinorium de Dinant, du Frasnien (Nord du Synclinorium de Dinant), du Tournaisien et Viséen.

Nous allons passer en revue brièvement les différentes formations géologiques en mettant l'accent surtout sur les formations susceptibles d'être exploitées dans le cadre de projets de géothermie profonde.

4.2.4. Cycle Alpin

Les sédiments déposés après la formation de la chaîne Varisque affleurent en Wallonie dans 4 unités/environnements :

- la Lorraine belge terminaison Nord du Bassin de Paris. On trouve dans cette région différentes formations du Trias et du Jurassique ;
- le Graben de Malmedy affectant la partie occidentale du Massif de Stavelot et comprenant un ensemble de roches conglomératiques attribuées au Permien ;
- le Nord de la Wallonie en continuité avec les terrains rencontrés en Flandre. Il s'agit principalement de craies du Crétacé (Mons & Eben-Emael) et de différentes formations du Cénozoïque ;
- le remplissage d'alluvions modernes au fond des vallées.

L'épaisseur très limitée de ces formations, le plus souvent quelques dizaines, voire centaines de mètres, et surtout la profondeur à laquelle elles sont observées, réduit fortement leur intérêt pour la géothermie de faible à moyen. Elles sont absentes à grande profondeur. Seul dans le bassin de Mons, les craies du Crétacé sont observées à une profondeur maximale de 300 m environ.

Informations ayant servies à l'établissement des cartes de zones d'intérêt géothermique

5

5.1. Données géologiques

Cette partie du travail rassemble et présente l'ensemble des informations géologiques qui ont été nécessaires à l'établissement des cartes de zones d'intérêt géothermique. Les deux premières parties concernent les données géologiques brutes (cartes géologiques disponibles, description synthétique des sondages profonds). Enfin, la dernière partie, sur les coupes géologiques, reprend les données sur la structure géologique profonde et les différentes interprétations qui en sont faites. Deux niveaux-cibles pour la géothermie faible à moyenne et aussi grande profondeur ont été dégagés et illustrés sur les coupes majeures de Wallonie.

5.1.1. Cartes géologiques

La toute première carte géologique détaillée de la Belgique fut réalisée par André Hubert Dumont en 1853 à l'échelle 1 : 160 000. Il est à l'origine de la disposition des principales unités géologiques de la Belgique et on lui doit la reconnaissance des relations géométriques des grands synclinoria et des massifs anciens. Ces structures n'étaient bien sûr pas tracées dans le détail, et feront l'objet d'amélioration par Jules Gosselet dans les années qui suivirent, dont, entre autres, le tracé du Silurien du Brabant et du Condroz ainsi que plusieurs failles importantes (faille Eifelienne, faille Bordière nord du Massif de Philippeville, faille de Theux...).

La carte géologique de Belgique (1:40000)

Le Service géologique de Belgique compile des données sur la géologie belge depuis sa création en 1896. Il est entre autre dépositaire de "La Carte géologique de Belgique" à l'échelle 1: 40 000 éditée il y a plus d'un siècle. La grande majorité de ces cartes géologiques a été éditée entre 1893 et 1905 (Figure 17) par la Commission géologique (active durant la période 1890-1919).

La Belgique possédait donc en première mondiale, au bout de 24 années de persévérance, la première carte géologique complète à grande échelle (Boulvain F., 1993). La couverture complète du pays comptait 226 feuilles à 1: 40 000 (ou 432 planchettes à 1: 20 000). Des textes explicatifs ne seront publiés que pour 17 des 432 planchettes.

Il faut rappeler que la tendance de cette carte à l'échelle 1: 40 000 est plus délibérément chrono-stratigraphique (on tentait alors de cartographier des unités contemporaines grâce à des fossiles-guides) et que l'on a sacrifié la représentation de la plupart des formations superficielles, la représentation des affleurements et celle des données géométriques par rapport à la figuration de la carte à l'échelle 1: 20 000. En effet, après quelques tentatives de représentation des affleurements en taille réelle, la figuration de la carte à 1: 40 000 a été simplifiée (les affleurements et sondages sont représentés par leurs lettres stratigraphiques et des teintes plates sont utilisées pour les formations du sous-sol qui affleurent, pour les alluvions modernes des vallées, les dépôts poldériens, les dunes, les tourbières...).

Dans le cadre de ses missions, le Service géologique de Belgique



Figure 17 : Assemblage des 226 cartes géologiques avec délimitation (en bleu) des trois limites régionales (Flandre, Bruxelles et Wallonie)

poursuit l'informatisation de ses données. Les cartes géologiques à l'échelle 1: 40 000 ont été scannées, géoréférencées, vectorisées, et assemblées en une carte géologique informatique (Figure 17).

Il convient de noter que la précision de la vectorisation, réalisée sur une table à digitaliser dans les années 1980, est tributaire de l'échelle 1: 40 000 du document de base.

Les cartes géologiques (version 1.2) sont disponibles à la vente sur DVD, sous formes d'images numérisées et vectorielles pour la totalité du Royaume (à l'exception des cartes 227 à 236 des Cantons de l'Est) mais également par blocs de 9 cartes sous chacune de ces 2 formes :

- Les fichiers rasters au format « .tif » avec une résolution de 150 dpi en couleurs indexées. Le poids de chaque image avoisine 3,4 Mo.

- Les fichiers vectoriels accessibles sous les formats « .tab » de MapInfo © et « .shp » pour ArcView ©.

L'après-guerre et le « renouveau de la carte géologique »

Sous l'impulsion de P. Fourmarier, neuf cartes à l'échelle 1: 25 000 ont ensuite été éditées par le Conseil géologique (1947-1977) représentant une tentative d'amélioration de la couverture à 1: 40 000. Ces cartes, quoique formant un ensemble peu homogène, corrigent en partie les insuffisances des vieilles cartes, à savoir la figuration incomplète de la couverture et l'absence de données géométriques des affleurements. Elles concernent le Bassin de Mons (Prof. Marlière) et une partie du Massif de Stavelot (Profs. Fourmarier, Asselberghs et Geukens).

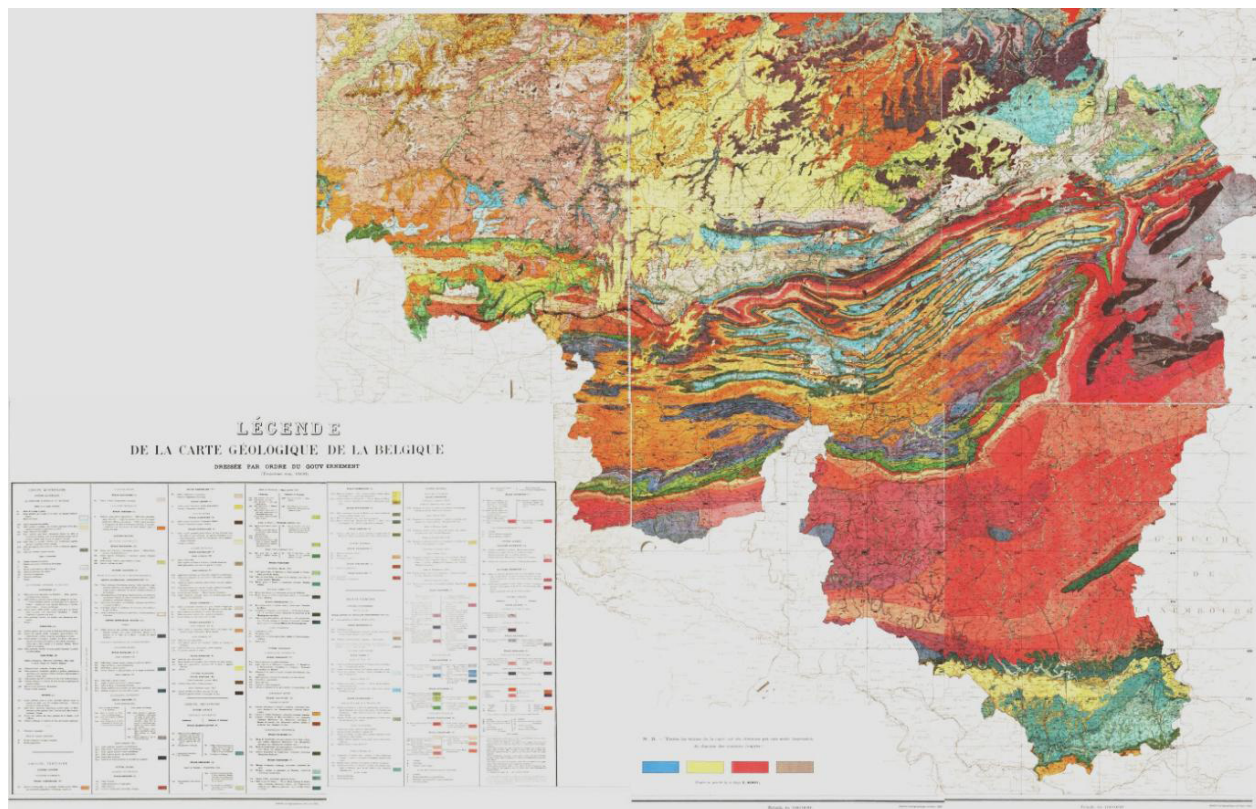


Figure 18: Carte Géologique de 1900 à l'échelle 1: 160 000

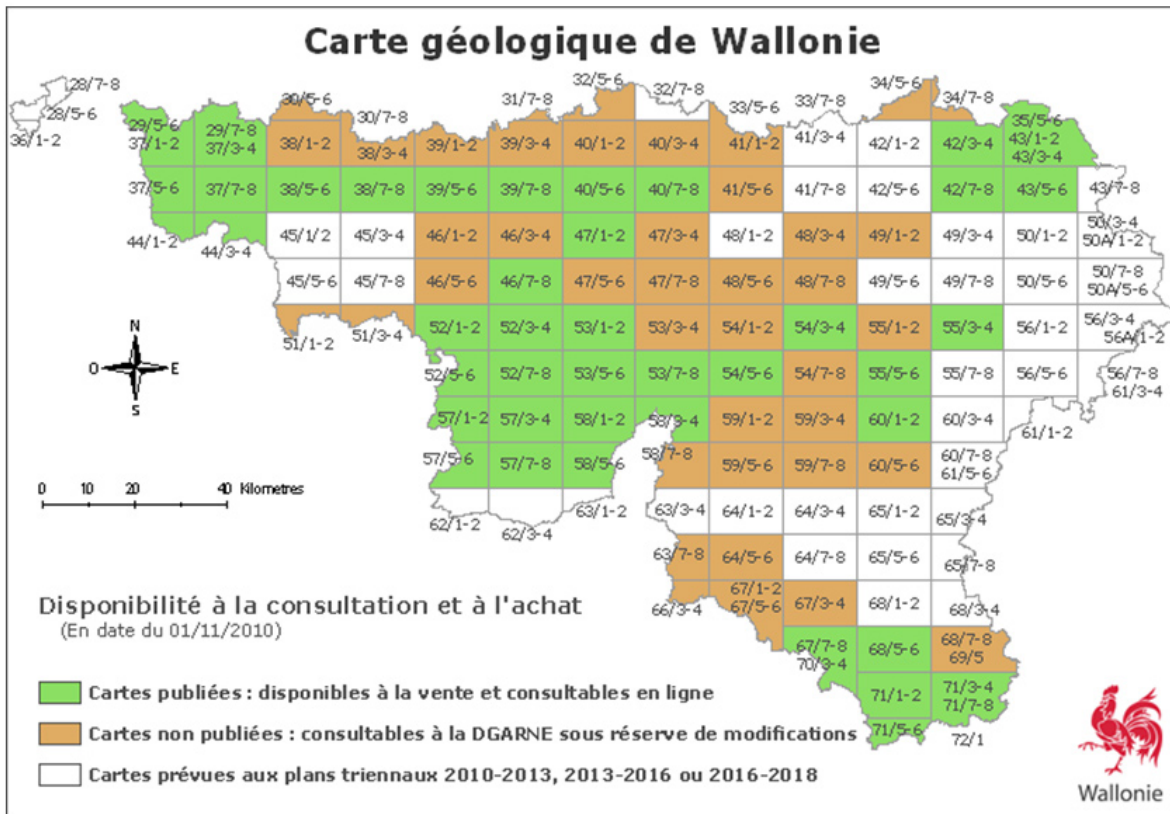


Figure 19: Etat d'avancement des nouvelles cartes géologiques de Wallonie (2011)

Le problème majeur rencontré lors de l'établissement de ces cartes fut surtout la représentation du Quaternaire et le niveau de détail qu'il fallait y faire figurer. Chaque auteur décidera d'y faire figurer des éléments en sus comme :

- Les cartes du bassin de Mons (45/1-2; 45/3-4; 45/5-6 et 45/7-8) levées par Marlière renseignent la présence des puits de mines.
- Les cartes du massif de Stavelot (Louveigne-Spa (49/3-4); Harze-La Gleize (49/7-8) et Stavelot-Malmédy (50/5-6)) indiquent également les sondages, les gîtes fossilifères, les carrières en activité et abandonnées, les sources carbo-gazeuses (pouhons), les galeries et les affleurements.

- Enfin la carte de Saint-Vith-Schönberg (56/3-4) renseigne les affleurements, les carrières en activité et abandonnées, les gîtes à végétaux et fossilifères ainsi que les gîtes métallifères mais elle ne possède pas de notice explicative.

P. de Béthune est également impliqué dans le problème de représentation du Quaternaire avec sa réalisation de sa carte à 1 : 500 000 pour l'Atlas de Belgique.

Ces cartes ont aussi été scannées, géoréférencées, vectorisées, elles sont disponibles au Service Géologique sous format papier ou au format numérique. Les rasters sont géoréférencés dans un système d'information géographique (SIG) et disponibles sous forme de fichier « .tab » de MapInfo © et « .shp » pour ArcView ©. Les notices explicatives sont fournies pour le texte en format .pdf et pour les figures au format « .jpg ».

Les nouvelles cartes géologiques

Les anciennes cartes géologiques au 1 : 40 000 sont remplacées peu à peu par les nouvelles cartes géologiques de la Région wallonne à l'échelle du 1 : 25 000. Pour les zones encore non couvertes par le nouveau programme, les anciennes cartes du SGB restent toujours un document

de référence.

Les cartes géologiques actuelles, comme la carte de la Wallonie à 1 : 25 000, sont basées sur la lithostratigraphie. Les formations constituent les unités cartographiées et leurs liens avec l'échelle chronostratigraphique figurent seulement dans la légende de la carte et dans le livret explicatif.

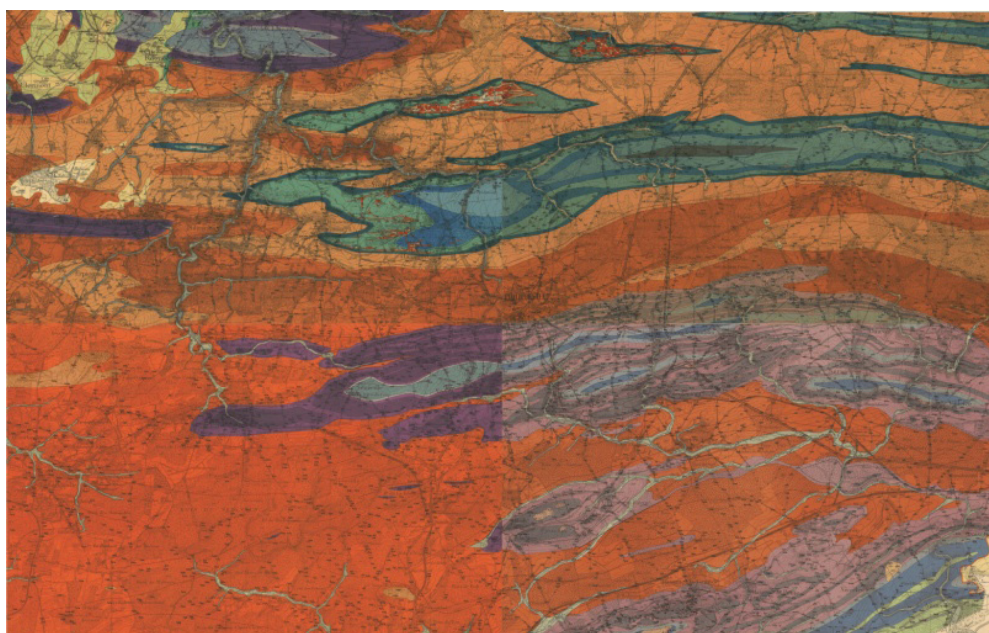


Figure 20: Cartes Géologiques anciennes du Massif de Philippeville à l'échelle 1:40 000

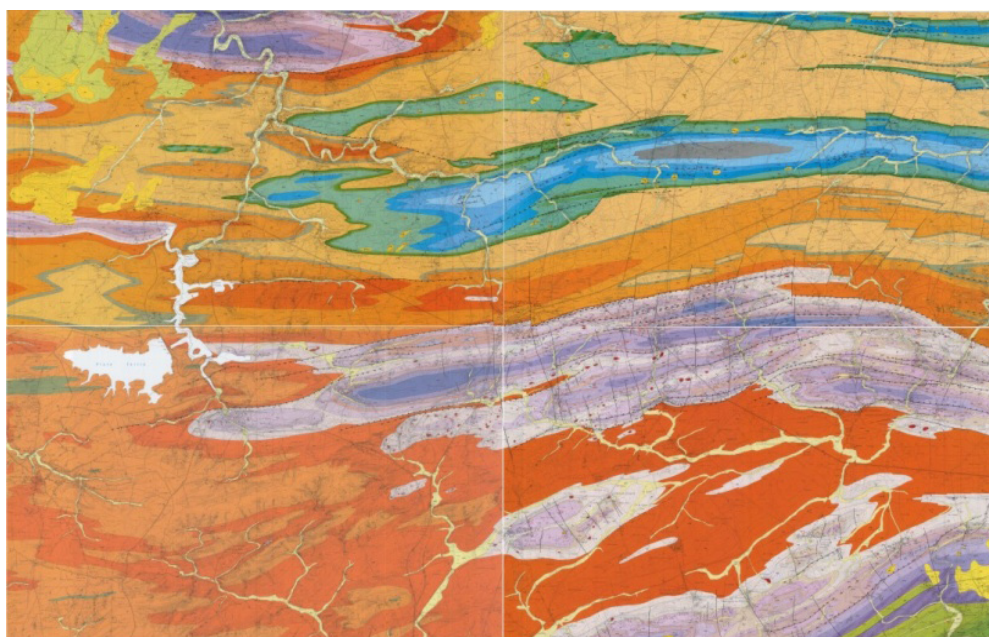


Figure 21: Cartes Géologiques récentes du Massif de Philippeville. à l'échelle 1 :25 000

Les cartes figurées en vert sur la Figure 19 sont consultables en ligne à l'adresse suivante :

<http://environnement.wallonie.be/cartosig/cartegeologique/consultation.htm>

Les points forts des nouvelles feuilles sont :

- leur caractère délibérément et définitivement lithostratigraphique (cartographie des formations)
- la finesse de la stratigraphie utilisée
- la prise en compte des photographies aériennes et de la géomorphologie
- l'accent mis sur l'interprétation structurale

Les Figure 20 et Figure 21 représentent le Massif de Philippeville et illustrent les principales différences entre les anciennes et nouvelles cartes, on voit que la cartographie des failles longitudinales et transversales est bien plus détaillée sur les nouvelles cartes.

Onegeology

Dans le cadre du programme OneGeology-Europe, le Service Géologique de Belgique a réalisé une carte géologique de la Belgique à partir de différentes sources publiées. OneGeology-Europe consiste à réunir des données géologiques de toute l'Europe à l'échelle du millionième accessibles via une interface WebGIS multilingue. Etant donné la taille de notre pays et la qualité des cartographies précédentes, la décision a été prise de réaliser le projet à une échelle de 1 : 250 000 qui donnera un

meilleur aperçu des grandes structures du sous-sol.

Comme préciser plus haut, la carte est un amalgame choisi et harmonisé des cartes géologiques existantes.

Du Sud au Nord:

- La carte de la Lorraine a été modifiée et adaptée d'après F. Boulvain et al. (2001).
- L'Ardenne et principalement le Dévonien Inférieur sont issus de la Carte d'E. Asselbergs (1946).
- La cartographie des Hautes Fagnes provient de Geukens (1986).
- La Famenne, Fagne, le Condroz et le plateau de Herve ont été cartographiés par différents auteurs. Les cartes utilisées sont celles du Service Géologique de Belgique à l'échelle du 1 : 40 000 dites « Anciennes cartes géologiques ».
- Pour l'ensemble de la région Flamande à l'exception des vallées où le socle affleure, les cartes du Tertiaires au 1 : 50 000 ont été utilisées. (The Tertiary geology map of Flanders, Jacobs P., De Ceukelaire M., Sevens E., Mostaert F.).
- Sur la totalité du territoire, il a été décidé de reporté l'ensemble des dépôts récents alluvionnaires tels que présents sur les cartes géologiques au 1 : 40 000.

D'un point de vue méthodologie, l'ensemble de ces cartes ont été scannées, géoréférencées et enfin vectorisées. Le but étant de les obtenir et de les afficher dans un système d'information

géographique (SIG). La juxtaposition de ces cartes a nécessité de nombreuses corrections tant géométriques que sémantiques afin de réaliser une cartographie homogène à l'échelle du 1 : 250 000.

Actuellement, la carte est proche de sa version finale, il reste un travail de synthèse au niveau de la structurale et la réalisation d'une légende adaptée.

Pourquoi Onegeology pour la Plateforme géothermique de Wallonie ?

Seule cette carte récente est disponible à la fois sous format digital et sur la totalité du territoire wallon, c'est pourquoi nous avons choisi de l'utiliser comme fond géologique pour les cartes de potentiel géothermique. Néanmoins, pour les analyses détaillées comme celles des coupes géologiques (Chapitre 5.1.3) ou encore des aquifères enfouis (Chapitre 5.5),

nous nous sommes référés à chaque fois que c'était possible aux nouvelles cartes à l'échelle 1: 25 000.

Pour des raisons de lisibilité des cartes de potentiel, nous avons réuni les grandes unités de la carte Onegeology (Figure 22) de la façon suivante :

- le Paléozoïque inférieur ne forme qu'un groupe
- le Dévonien inférieur vu sa superficie de couverture et son épaisseur (de 100 à 2000 m) forme aussi un groupe à part entière.
- le Dévonien moyen et supérieur ont été rassemblés
- le Carbonifère regroupe le Dinantien (Viséen et Tournaisien) et le Houiller (Namurien, Westphalien, Stephanien)
- le dernier groupe est celui du Post-Carbonifère, il va du Permien jusqu'au Quaternaire.

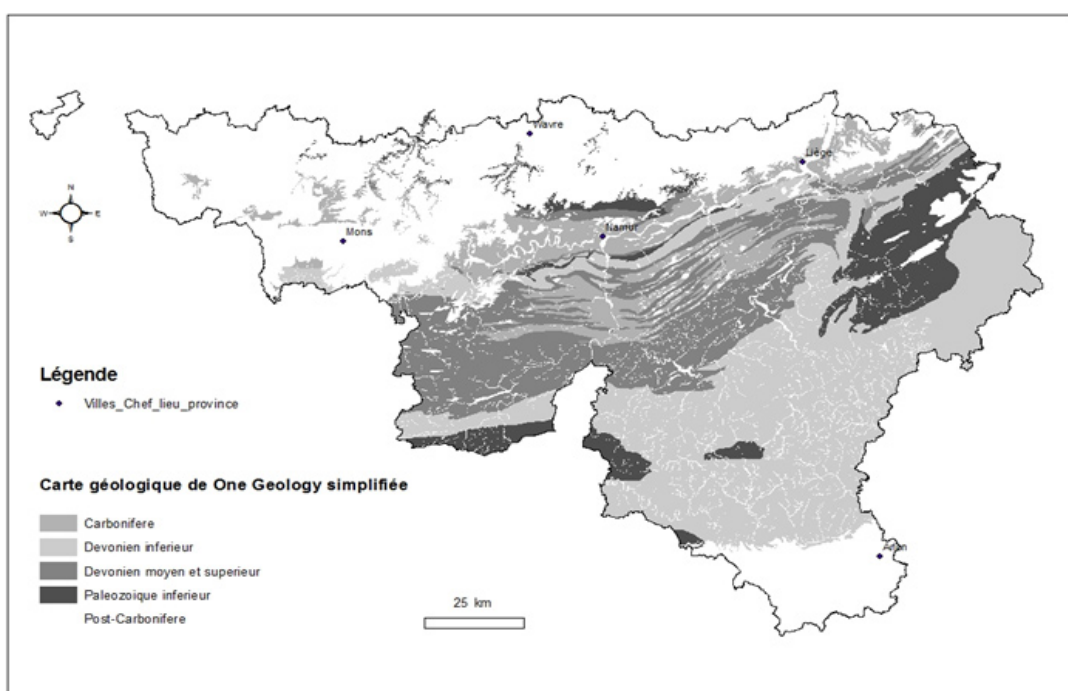


Figure 22: Carte Onegeology simplifiée qui sert de fond géologique au cartes de potentiel géothermique

5.1.2. Sondages profonds de Wallonie

Entre le début des années 1950 et le milieu des années 1980, le Service Géologique de Belgique (SGB) a entrepris un important programme d'exploration du sous-sol belge notamment au moyen de diverses campagnes géophysiques (sismique réflexion) et d'une série de forages profonds. Ceux-ci ont permis de mieux connaître la composition et les structures géologiques profondes. Notons également que l'un d'entre eux (St-Ghislain) a mis en évidence la présence de séries évaporitiques renfermant une importante nappe d'eau chaude (72°) dans la région Mons et a conduit aux deux premières exploitations géothermiques de Wallonie (Saint-Ghislain-Douvrain). Le SGB a, entre autres, pour missions la conservation et la valorisation scientifique des carottes de forage qui sont actuellement entreposées dans le dépôt de Laeken.

A ce jour, près de 42 km de carottes de sondages, couvrant l'ensemble du territoire belge, sont conservés et pour le territoire wallon, on compte près de 12 km de carottes de sondages en continu. Cette collection est complétée par les informations collectées durant la réalisation des forages comme par exemple les enregistrements (diagraphies) de l'évolution de la température en fonction de la profondeur (gradient géothermique). Une importante collection de cuttings atteignant 300 000 échantillons est également conservée par le SGB. Ces échantillons proviennent en grande partie de grands travaux d'infrastructures et de campagnes d'exploration ou de délimitation des zones de protection par les grandes sociétés de distribution d'eau. Bien que plus difficiles à interpréter, les cuttings ont fait l'objet systématique d'une interprétation d'un point de vue attribution lithostratigraphique. Les principales informations sont reprises dans la base de données des informations géologiques.

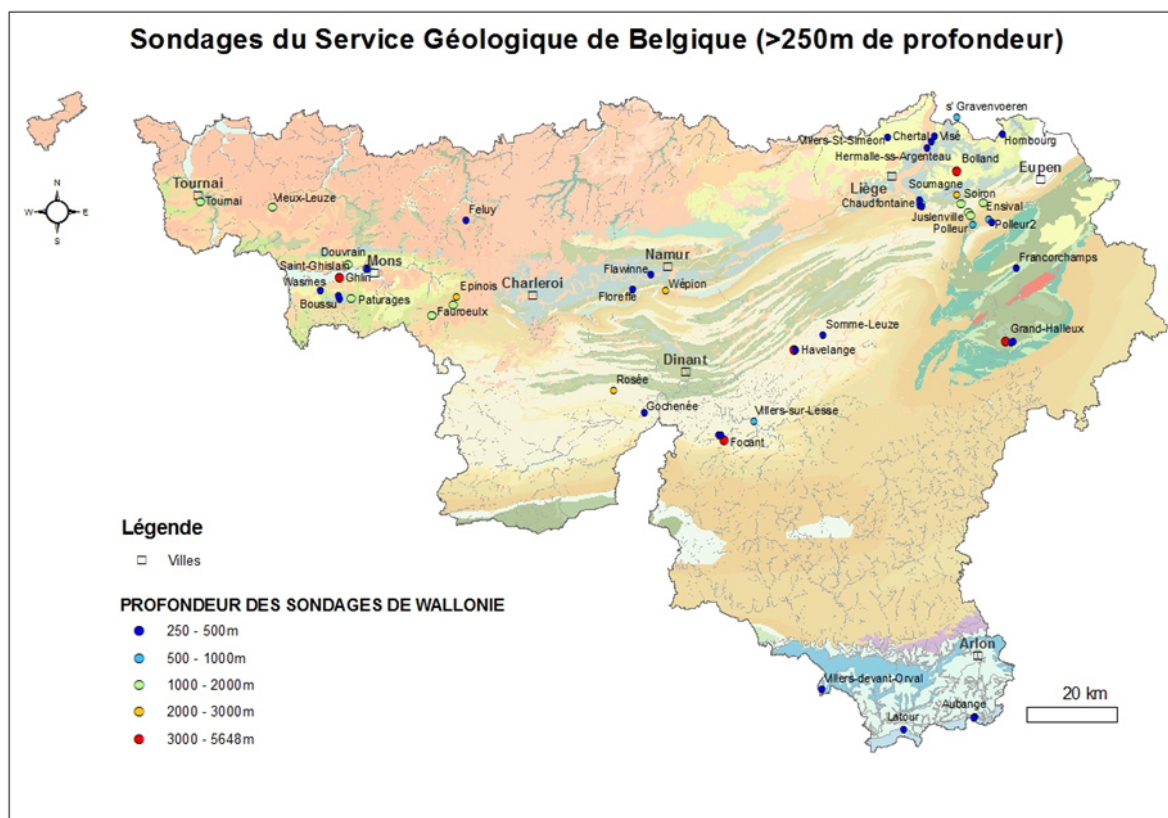


Figure 23 : Localisation des sondages profonds de Wallonie issus de la base de données du SGB

Seuls les sondages de plus de 250 mètres de profondeur ont été repris dans l'étude des potentialités géothermiques profondes de la Wallonie. Comme nous l'avons vu en introduction, la géothermie dite de très basse énergie ou superficielle n'est pas considérée dans le cadre de cette étude. Nous nous sommes intéressés à l'information géologique profonde donnée par les 55 sondages wallons de plus de 250 mètres de profondeur, leur localisation est représentée sur la Figure 23.

Un tableau récapitulatif des sondages du Service Géologique de Belgique est donné en Annexe I. Il reprend pour chaque sondage : l'année d'exécution, la localité, le numéro d'archive SGB, les coordonnées Lambert 72 (x, y), la cote à l'orifice (z), la profondeur atteinte, et les publications correspondantes.

Les deux sondages les plus profonds de Wallonie, ayant atteint

5000 m, sont ceux d'Havelange (5648 m) et de Saint-Ghislain (5403 m). Quatre sondages exécutés entre 1960 et 1970 (Grand-Halleux, Focant, Bolland et Rosée) ont atteint 3000 m environ.

Seulement 11 sondages wallons, nous renseignent sur les profondeurs de 2000 m et plus, et 23 sondages sur les profondeurs de plus de 1000 m.

Les grands sondages de Wallonie ont fait l'objet de nombreuses publications. Pour chacun d'entre eux, nous avons rassemblé les articles et les archives SGB correspondantes. Les Professional Paper, les Annales de la Société Géologique de Belgique, les Bulletins de la Société belge de Géologie, les Annales des Mines, les Mémoires du Service Géologique de Belgique ont été scannés et sont disponibles sous format digital (.pdf). Ces documents sont fournis avec le présent rapport, une liste de ceux-ci figure au Chapitre 2.

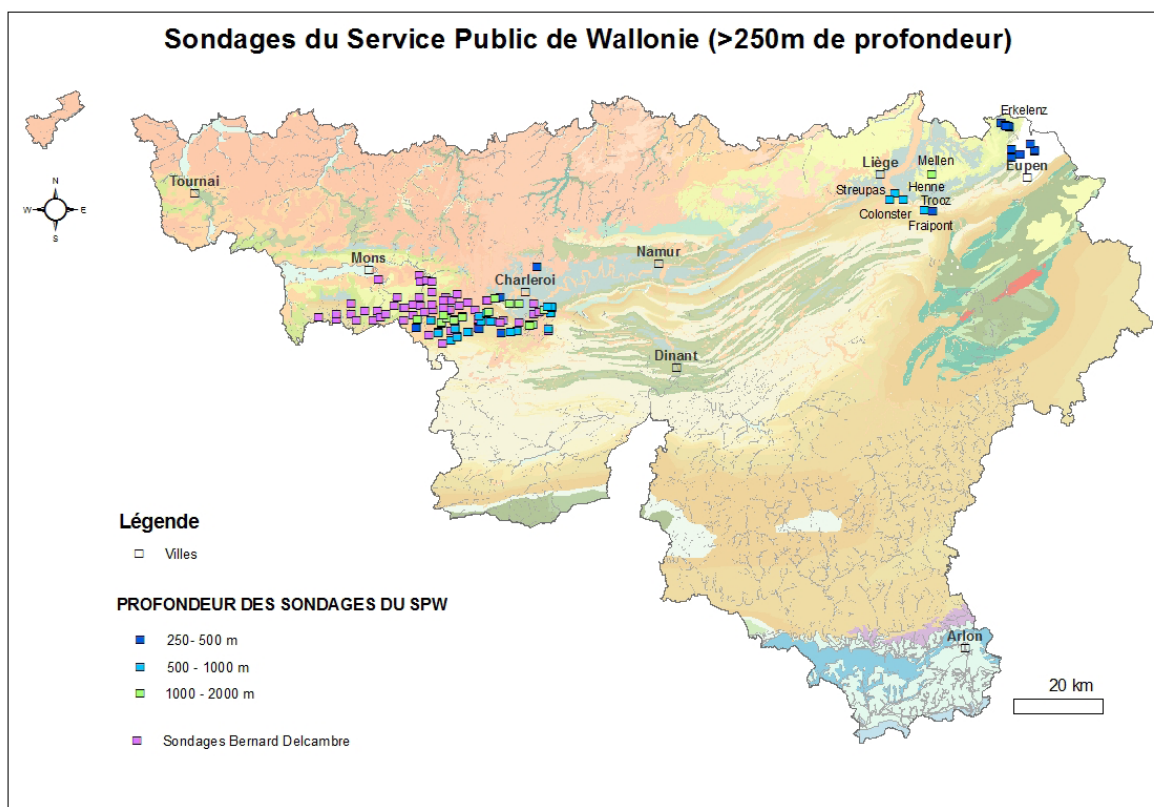


Figure 24 : Sondages récupérés du Service Public de Wallonie dont la profondeur est supérieure à 250 m

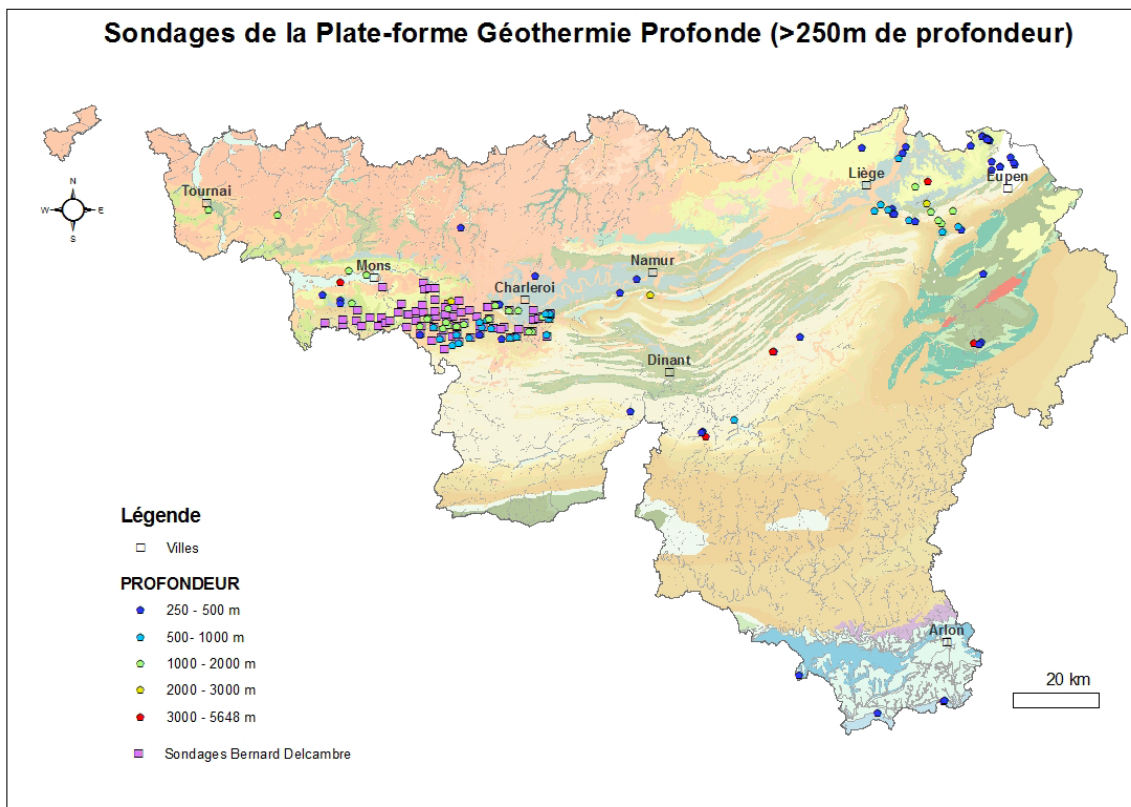


Figure 26 : Extrait de la BDD pour les puits de Mine du SPW

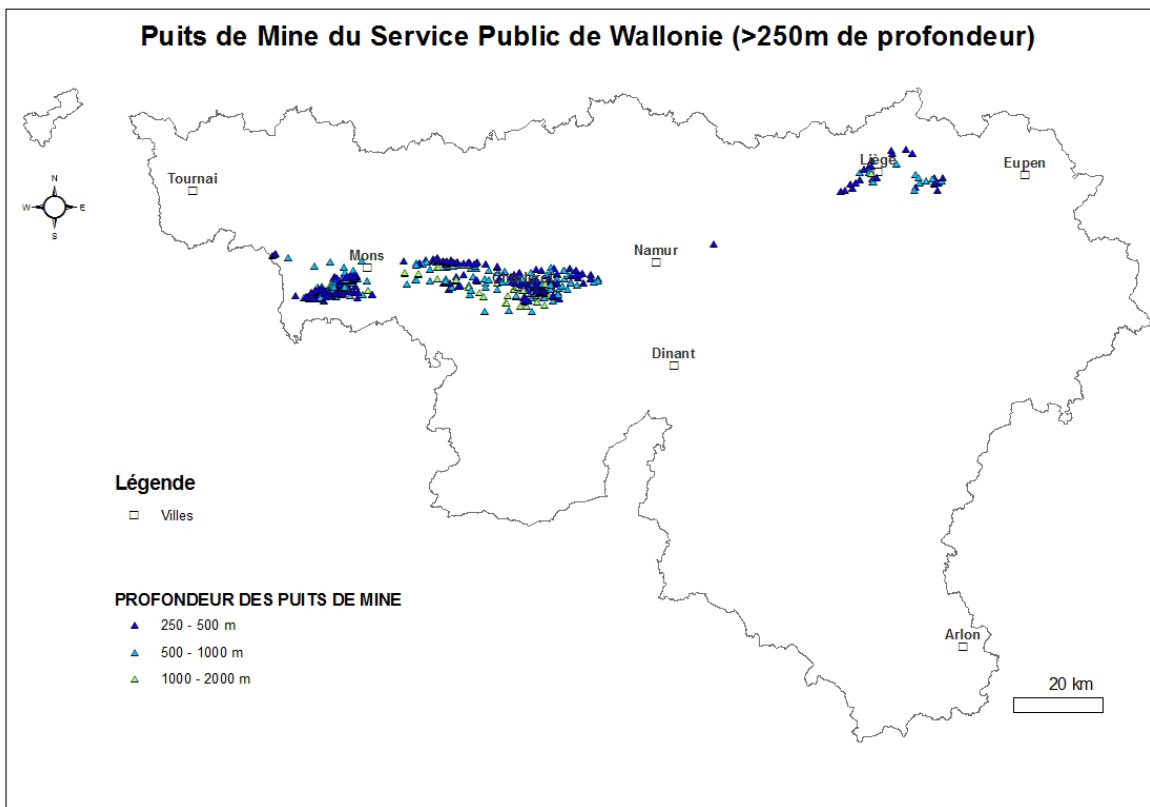


Figure 25 : Localisation des sondages de la Plate-forme Géothermie de la Wallonie (> 250 m de profondeur). Carte géologique de OneGeology.

Tableau 3: Sondages wallons de plus de 2000 m de profondeur avec leur coordonnées Lambert 72, leur profondeur et la liste des références bibliographiques correspondantes.

Localité	n° archive	X_LAMBERT	Y_LAMBERT	Profondeur	Publications
Havelange (1981-1984)	168W0314	212583.18	110294.20	5648.00 m	AMB, 1982; Mem. 26 (1989); Mem 27 (1989)
Saint-Ghislain (1972-1978)	150E0387	111626.70	126269.22	5403.00 m	BArB, 1976; PP 1977/6; PP 1991/6; Mem. 22 (1979)
Grand-Halleux (1960-1966)	171W0276	259432.91	112220.90	3225.46 m	IrSnB, 38 (43); ASGB 86 & 100; PP 1980/6b (175)
Focant (S27) (1967-1973)	185W0407	196838.00	90400.00	3208.00 m	Mem 43 (1997)
Bolland (1962-1967)	122W0260	248618.10	149817.40	3001.30 m	PP 75/9 & 86/2; Mem 23 & 27; ASGB, t86; BSBG, t93
Rosée (1964)	174W542	172357.27	101270.41	2964.00 m	
Soumagne (1956-1959)	135W0349	248472.95	144713.24	2528.28 m	AMB 1963; BSBG, t 71 & 93; PP 77/2 & 86/2; MÚm 23
Wépion (1953-1956)	155W0723	183951.74	123412.91	2310.00 m	AMB 1961; BSBG, t. 63; Mem. 2; PP 1988/1 (n°231)

La récupération de 58 forages de plus de 250 m de profondeur à partir de la base de données du SPW-DGO3 (sondages miniers et sondages récents non repris dans la base de données du SGB sont illustrés à la Figure 24, sondages que Bernard Delcambre a inventorié dans le bassin de Charleroi (sondages quasi exclusivement dans le houiller) fut une source complémentaire d'information.

Pour la première fois, les bases de données de forages profonds (uniquement pour une profondeur supérieure à 250 m) du Service Géologique et du Service Public de Wallonie ont été fusionnées. Ceci a permis de compléter significativement l'information géologique disponible pour ce projet. La base de données des sondages profonds de la plate-forme géothermique de la Wallonie comprend au total 111 forages. Leur situation est illustrée à la Figure 25. Le SPW a aussi fourni la base de données des puits de mine (Figure 26). S'agissant de puits souvent déviés et exclusivement dans le houiller, peu d'informations relatives à la géothermie profonde ont pu en être retiré en dehors de la confirmation de la présence du houiller pour une profondeur et une localisation donnée.

Descriptions des sondages de plus de 2000m de profondeur en Wallonie

Les huit forages les plus profonds de Wallonie, c'est-à-dire ceux de Havelange, Saint-Ghislain, Grand-Halleux, Focant, Bolland, Rosée, Soumagne et Wépion sont décrits dans ce chapitre (Tableau 3). D'autres forages ont fait l'objet de description dans le chapitre sur les coupes géologiques (Chapitre 5.1.3) pour les autres sondages, il faut se référer aux documents fournis avec ce rapport.

Sondage de Porcheresse - Havelange (Province de Namur)

Le sondage d'Havelange, exécuté par la firme FORAKY S.A. (de Bruxelles), à la demande du Service Géologique de Belgique entre janvier 1981 et novembre 1984, a atteint la profondeur record en Belgique de 5648m. Il est situé quelques dizaines de kilomètres au nord-ouest de Marche-en-Famenne (cf. carte de situation : Figure 27).

Entre 1976 et 1978, le Service Géologique a fait exécuter, par la société Prakla-Seismos, 182 km de profils sismiques en Famenne (voir Graulich, 1982 et voir chapitre sur les données de sismique réflexion au paragraphe 5.2.). Ces campagnes

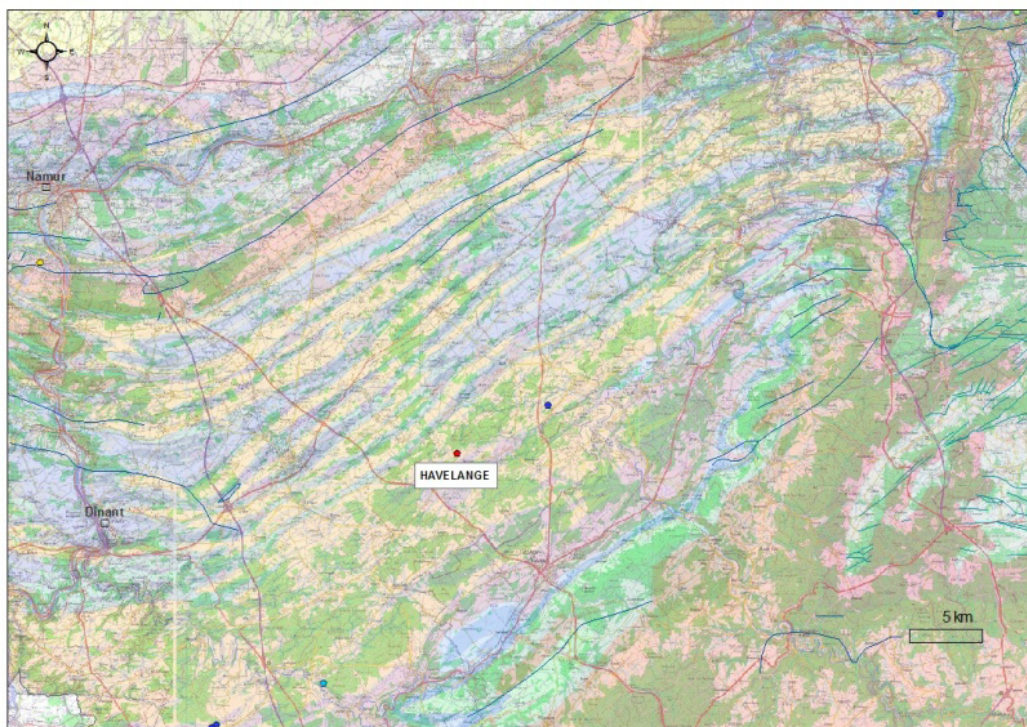


Figure 27 : Situation du sondage d'Havelange sur fond de carte géologique Onegeology

(Famenne 76 et 78) ont révélé l'existence d'un réflecteur majeur, plongeant vers le sud, assimilé au prolongement en profondeur de la faille du Midi. Ce réflecteur sépare deux zones bien distinctes : la supérieure étant constituée par un ensemble très plissé, faillé et l'inférieure composée de couches régulières et tranquilles. Le sondage d'Havelange s'inscrit dans le contexte général de l'étude du charriage du Condroz et avait pour objectif de traverser cette discontinuité majeure reconnue sur les profils sismiques et de préciser la nature et l'âge des terrains autochtones.

C'est la présence de gaz méthane trouvé dans les boues de forage du sondage de Focant, depuis 1500 m jusqu'à sa base (3208 m), qui est à l'origine du projet du forage d'Havelange. Le sondage de Focant n'ayant recoupé aucune roche magasin, ce phénomène avait été interprété comme des fuites provenant d'un réservoir profond.

Le choix du site a été guidé par l'allure de la surface du "réflecteur sismique" assimilé à la faille du Midi (ou faille Eifelienne) qui dessinait un dôme dans la région de Porcheresse-Havelange, il a été décidé d'y implanter le sondage d'Havelange pour reconnaître cette structure ainsi que les formations sous-jacentes qui auraient pu constituer un réservoir profond.

De nombreuses mesures, analyses et études ont été réalisées sur ce sondage : analyses chimiques, manocalcimétrie, palynologie, diagraphies Schlumberger (enregistrements de la radiation gamma, de la température (Tableau 4), la vitesse du son, de la porosité, de la densité et de la géométrie des couches), sismique en forage VSP (Vertical Sismic Profile).

Le forage d'Havelange a été foré principalement avec des outils destructifs (tricône produisant des cuttings), à l'exception de 14 sections ponctuelles (longueurs cumulées de 42 m entre 4382

m et 5532.6 m, avec un taux de récupération moyen de 58%) qui ont été carottées au carottier double, principalement dans la zone des quartzites Siegeniens (Praguien) et dans le massif situé sous la zone de failles). En outre, un pré-forage exploratoire, réalisé pour des raisons techniques à quelques dizaines de mètres du forage principal jusqu'à ~350 m de profondeur, a été entièrement carotté (Famennien).

Depuis la surface, jusqu'à la profondeur de 4850 m, le sondage a traversé une série continue qui va du Famennien (Formation d'Esneux) au Praguien (datation confirmée par une analyse palynologique -Steenmans, 1986) et qui est résumée ci-après (Tableau 5).

A 4850 m de profondeur et au-delà, trois discontinuités (failles) mises en évidence par les datations palynologiques (4850 m, 4955 m, 5078 m) ont pu être confirmées par les données géophysiques du sondage. Elles correspondent à une zone faillée, interprétée comme étant la Faille Eifélienne, dont Graulich (1980, 1982) a cartographié la limite supérieure qui se raccorde à la discontinuité majeure mise en évidence par la sismique de surface. D'autre part, la corrélation entre les opérations sismiques réalisées dans le forage et la sismique de surface montrent que la base de la zone faillée pourrait se situer vers 5450 m, ce qui correspond au sommet des roches métamorphiques à grenats (Figure 28).

Tableau 4: Diagraphies du sondage d'Havelange

Mesures	Prof. (-> ~1706 m)	Prof. (-> ~2315 m)	Prof. (-> ~3190 m)	Prof. (-> ~3802 m)	Prof. (-> ~4387 m)	Prof. (-> ~4435 m)	Prof. (-> ~5370 m)
Dates	2/06/1981 19/6/1981	7/2/1982	1-6/7/1982	26/11/1982	10/02/1983	19/05/1983	14- 15/06/1984
Latérolog							
Compensated Neutron -Formation Density	2-1705.5						
Borehole Compensated ou Long spaced Sonic Log + Gamma-Ray (GR)	10-1699.5					4170-4435	
Micro-diamètreur							
Diamètreur (Caliper)							
Borehole Geometry (GR + Caliper 1 + Caliper 2)			1900-3190			3015-4420	
HDT (Déviation) + C1-C2-BS	0-1705	1491-1950					4505-5369
Pendagemétrie / Déviation (Continuous Dipmeter)	2-1705	1468-2314.5	2321-3171 2315-3189	3181-3802	3801-4387 3804-4381		4495-5385
Laterolog LLS et LLD / Caliper / GR / Potentiel Spontané (SP)							4365-5355
Dual Laterolog (DLL) / Microrésistivité (MSFL) / Caliper / GR / Potentiel Spontané (SP)							4436-5368
Température (mesures ponctuelles)	42° à 1480m 44° à 1706m	50° à 2315m	66.1° à 3189 m	76,6° à 3801m	83° à 4208m	93° à 4442m	119° à 5370m
CBL Cement Bond Log	650-1478						

Tableau 5 : Description lithologique résumée du sondage d'Havelange.

Sondage d'Havelange		
AGE	Intervalle (m)	Lithologie
FAMENNIEN	0-164	Formation d'Esneux, psammites stratoides
	164-344	Schiste de la Famenne
FRASNIEN	344-832	Schiste avec passées de calcaires et dolomies
GIVETIEN	832-995	Dolomie, calcaire argileux puis schiste
	995-1066	Calcaire/ Faille ?
	1066-1152	Dolomie, calcaire argileux, schiste
	1152-1596	Calcaire avec 3 niveaux de calcschistes
	1596-1609	Schiste
EIFELIEN	1609-1703	Calcschiste
	1703-1920	Grès souvent vert
EMSIEN supérieur et moyen	1920-3503	Schiste rouge avec quelques bancs de quartzite clair et micro-poudingue
EMSIEN inférieur	3503-3862	Alternances schiste vert, rouge, et de quartzite vert à rouge
PRAGUIEN supérieur	3862-4365	Schiste gris avec banc de quartzite gris
	4365-4850	Quartzite gris avec banc de schistes gris/FAILLE
LOCHKOVIEN	4850-4955	Schiste vert à nodules carbonatés/ FAILLE
PRAGUIEN moyen et inférieur	4955-5078	Schiste vert et gris avec banc de quartzite vert, gris ou noir/FAILLE
PRAGUIEN supérieur	5078-5648	Schiste gris avec bancs de quartzite et poudingue, qq niveaux radioactifs, et niveaux métamorphiques à grenats sous 5450m

Abandon du forage à 5648 m ("poisson" à partir de 4960 m)

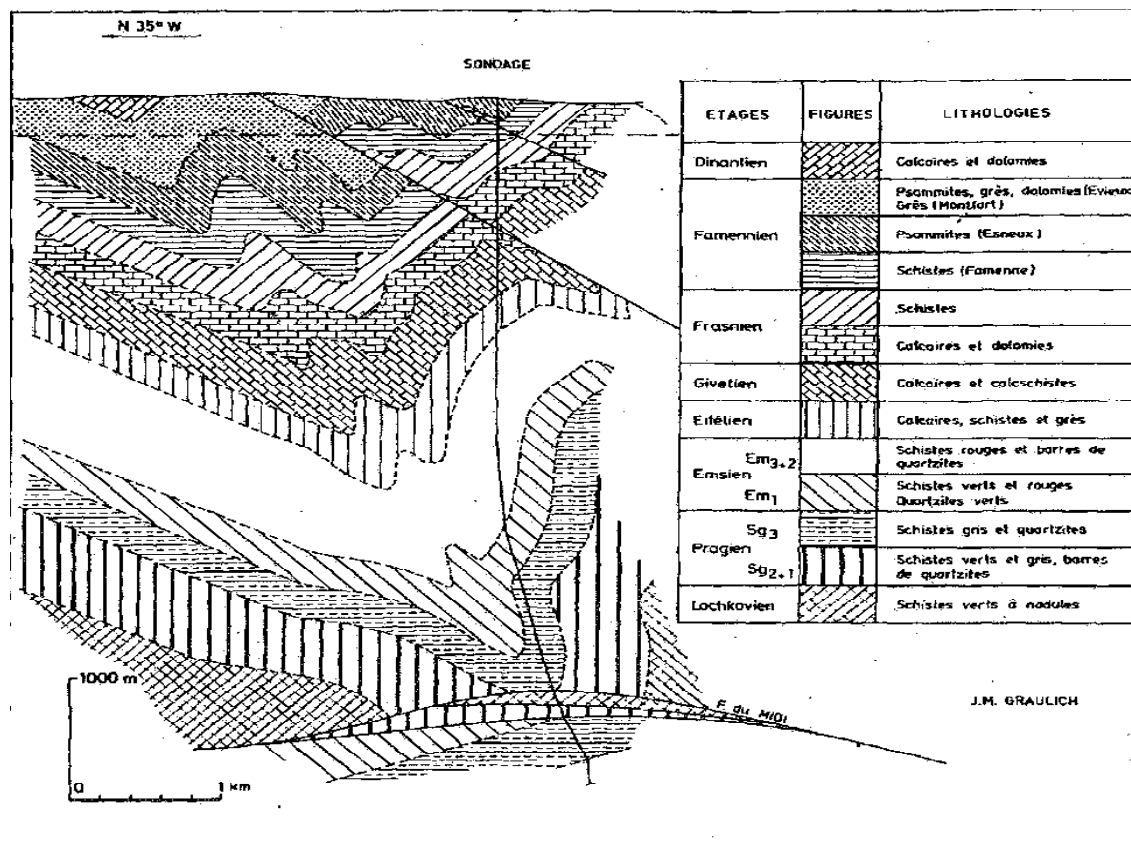


Figure 28 : Coupe Géologique passant par le sondage d'Havelange (Graulich, 1979).

Sondage de Saint-Ghislain (Province du Hainaut)

Le forage de Saint-Ghislain a été exécuté par la firme FORAKY S.A. (de Bruxelles) pour le compte du Service Géologique de Belgique. Il a démarré en 1972 pour se terminer en octobre 1978, à la profondeur record en Belgique à cette époque de 5406 m.

Situé au Nord de la faille de charriage Eifélienne reconnue par des campagnes de prospection sismiques, le sondage de Saint-Ghislain avait pour objet de traverser toutes les formations du Bassin de Namur et d'atteindre son substratum (socle présumé d'âge silurien) recoupant ainsi, sous le Bassin Crétacé de Mons (Figure 29 et Figure 30) : le Houiller (Westphalien et Namurien), le Dinantien (Viséen, Tournaisien), le Dévonien supérieur (Famennien, Frasnien) et moyen (Givétien). Des évaporites givétiennes (Dévonien moyen), déjà signalées par Legrand aux sondages de Tournai et de Leuze plus au nord-ouest, y étaient aussi recherchées.

Des découvertes majeures y ont été faites (Legrand, 1978; Groessens et al., 1979 ; Rouchy et al., 1984 ; De Putter et al., 1991 ; Delmer, 1972, 1977, 1982; Licour et al., 2007):

- des formations viséennes extraordinairement puissantes (épaisseur de 1903 m), en raison de la présence inattendue d'environ 700 mètres cumulés d'anhydrites intercalées dans les calcaires.
- une importante nappe d'eau chaude à 73°C (entre 2200 m et 2700 m) au sein de cette épaisse formation karstique calcaires/anhydrites.

Un regret cependant: l'arrêt du sondage à 5406 m dans le Frasnien (Dévonien supérieur) et par conséquent avant d'avoir atteint le Dévonien profond (Givétien) et ses éventuelles évaporites.

Le sondage de Saint-Ghislain confirme que, au droit du Bassin de Mons, la sédimentation dévono-carbonifère a été extrêmement épaisse témoignant d'une subsidence particulièrement active essentiellement à partir du Dévonien supérieur. Le Frasnien et le Famennien confondus atteignent 1000 m de puissance à Saint-Ghislain. Cette accumulation de sédiments ne se retrouve ni à l'affleurement au Nord, ni au Sud où le sondage de Jeumont (France) ne révèle que 200 m de Frasnien et 300 m de Famennien. La présence d'anhydrites dans le Viséen (et peut-être aussi dans le Givétien plus profond), témoigne d'épisodes évaporitiques importants. Ces formations extrêmement solubles (plus solubles que le calcaire) ont été le siège d'importants phénomènes de dissolution karstiques qui expliquent la présence d'une nappe d'eau importante ainsi que la déformation continue mais irrégulière du Bassin Crétacé de Mons Crétacé sus-jacent.

Rappelons que le forage de Saint-Ghislain est exploité depuis le début des années 1980, par l'IDEA, comme forage géothermique avec échangeurs et PAC, pour la production d'eau chaude de chauffage (voir paragraphe 3.2.3 sur la géothermie en Belgique)

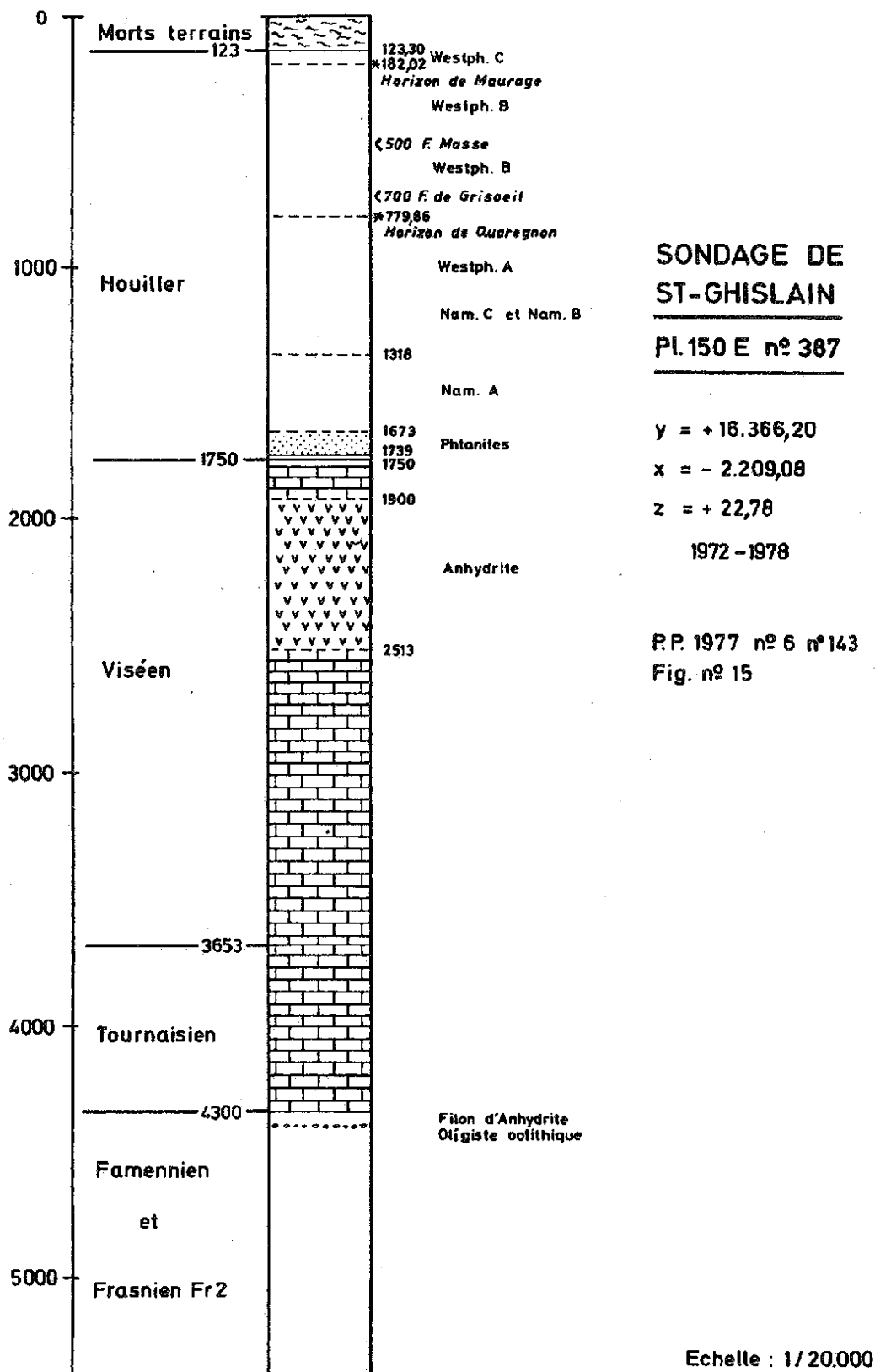


Figure 29 : Log synthétique du sondage de Saint Ghislain d'après Delmer, 1977.

La situation des sondages de Grand-Halleux, Bolland et

Soumagne sont illustrés à la Figure 31.

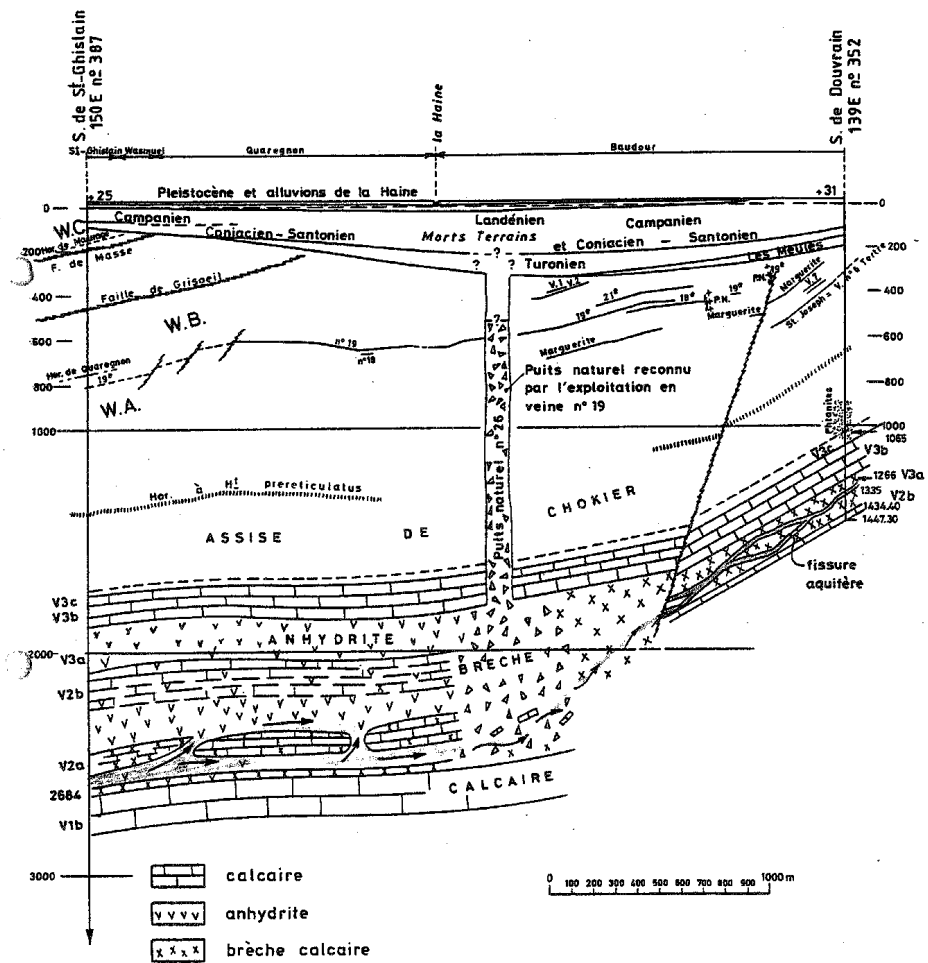


Figure 30 : Coupe géologique entre les sondages de Saint-Ghislain et Douvrain d'après Delmer et al., 1982.

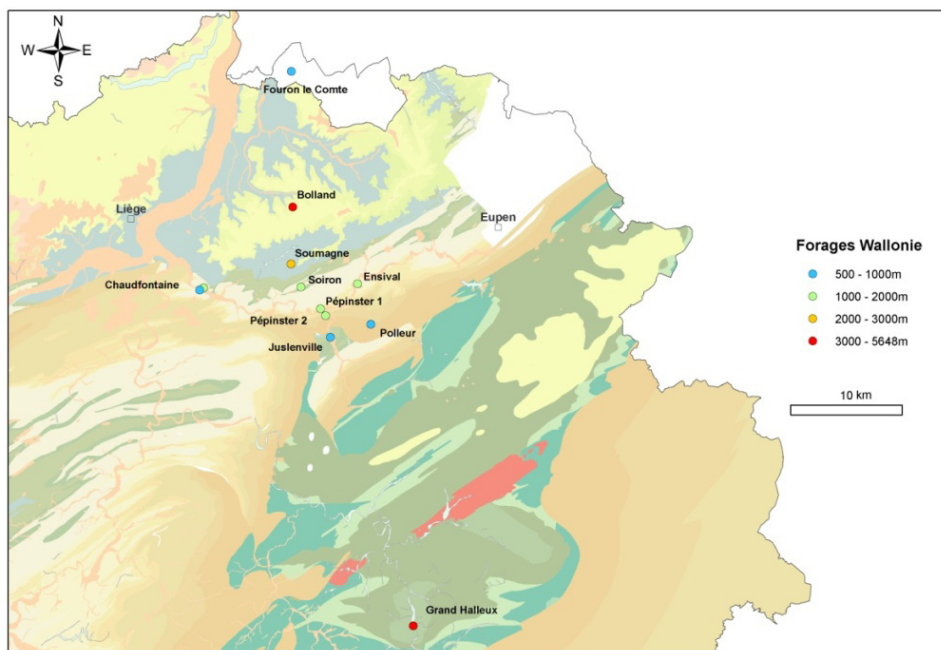


Figure 31 : Localisation des sondages (Soumagne, Bolland et Grand-Halleux) dans l'Est de la Wallonie sur fond de carte géologique Onegeology.

Sondage de Grand-Halleux (Province de Liège)

Le sondage a été réalisé par la firme FORAKY S.A. (de Bruxelles) pour le compte du Service Géologique de Belgique afin de mieux cerner la structure du Massif de Stavelot. Il a débuté le 27 septembre 1960 et s'est terminé le 8 janvier 1966 à la profondeur de 3225.46 m. Le sondage a fait l'objet de diagraphies électriques exécutées par la Société de Prospection Electrique Schlumberger : la thermométrie de 25 m à 2250 m, la mesure du rayonnement gamma de 0 à 2250 m et un log « sonic » de 40 m à 2250 m. Une étude sismique a été effectuée par la Compagnie Générale de Géophysique (Paris). Des mesures à la bombe thermométrique ont été réalisées par la S.A. Foraky aux profondeurs de 1500 m, 2100 m et 2935 m (voir paragraphe 5.5).

Au-delà des 40 premiers mètres forés en mode destructif, le sondage a été entièrement carotté. Une description synthétique est présentée dans le Tableau 6 ci-après.

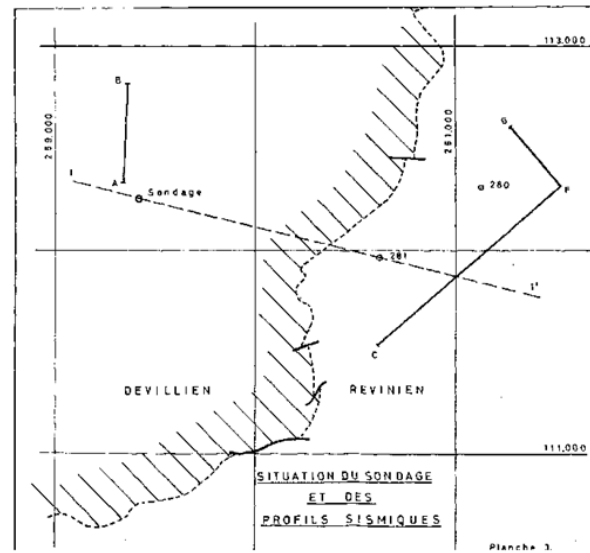


Figure 32 : Situation du sondage de Grand-Halleux et des profils de sismique réflexion.

Tableau 6: Description synthétique du sondage de Grand-Halleux

Sondage de GRAND-HALLEUX		
AGE	Intervalle (m)	Lithologie
Terrains superficiels	0-4,45	
CAMBRIEN Moyen Formation de Deville	4,45-1191,25	Quartzite, quartzophyllade et phyllade vert
Indéterminé	1191,25-1192,98	Roche éruptive complètement chloritisée, diabase ?
CAMBRIEN Moyen Formation de Deville	1192,98-1892,4	Quartzite, quartzophyllade et phyllade vert
Indéterminé	1892,4-1899,9	Roche éruptive : gabbro finement grenu
CAMBRIEN Moyen Formation de Deville	2184,8-2204	Phyllade à magnétite
	2204-2245,6	Phyllade avec bancs de quartzite
	2245,6-2316,2	Quartzite grossier avec banc de poudingue (Quartzite de Hourt)
	2316,2-2352	Phyllade vert et violacé avec un peu de quartzite
	2352-2354	Phyllade à magnétite
	2354-2360	Quartzite fin vert et phyllade gris violacé
CAMBRIEN Supérieur Formation de Revin	2360-2456	Phyllades noir rubané (Rn1a)
	2456-2646	Rn1b
	2646-2985	Rn2a
	2985-3225,46	Rn 1b
Abandon du forage à 3225.46 m (sonde coincée- "poisson")		

La stratigraphie du sondage de Grand-Halleux a pu être établie grâce aux travaux de Michel Vanguetaine sur l'étude des acritarches. En effet, les acritarches ont pu démontrer que la base du sondage (à partir de 2360 m) appartient à la Formation de Revin (Cambrien supérieur) d'âge plus récent que celle de la Formation de Deville (Cambrien moyen) rencontrée jusque-là (Tableau 6). L'existence d'un grand pli couché justifiant cette succession a obligé les géologues de l'époque à modifier leurs conceptions sur la tectonique du massif Cambrien de Stavelot.

Sondage de Focant (Province de Namur)

Ce sondage carotté a été implanté dans la dépression de la Famenne, au bord sud du Synclinorium de Dinant sur la commune de Martouzin-Neuville, à 15 km à l'est de Givet (voir sa localisation à la Figure 33). Les travaux se sont étalés de 1967 à 1973. Le sondage de Focant a été commandé par le Service Géologique de Belgique et réalisé par la firme EFCO (de Montdorf, Grand-Duché de Luxembourg). Le 15 mars 1973, il a atteint la profondeur de 3208 m. Le forage a été abandonné suite au coincement de l'outil de forage et du train de tiges qui n'ont pu être récupérés.

Il faut rappeler que 128 forages ont été réalisés à proximité de Focant durant la période 1965-1973, totalisant 7,7 km de longueur. Cette importante campagne de reconnaissance géologique et sismique (Famenne 76 et 78, voir chapitre sur la sismique 5.2) a été menée dans le cadre d'un projet d'établissement d'un synchrotron à protons de 300 GeV du

C.E.R.N. (Centre Européen de Recherche Nucléaire) dans la plaine de Focant. La Belgique voulait proposer au C.E.R.N la plaine de Focant comme site candidat à l'implantation de son accélérateur de particules et prouver par un forage que le site proposé (large dépression de la Famenne) se trouvait dans une région géologiquement peu perméable et stable, c'est-à-dire ne présentant aucun risque tectonique ou sismique. Le caractère déprimé de la plaine est dû à son sous-sol constitué principalement de schistes et accessoirement de siltites appartenant aux formations de Neuville, de Matagne et de la Famenne. A cause du faible relief et de l'absence de cours d'eau d'envergure, les affleurements sont relativement rares dans la plaine de Focant. Malgré son intérêt ce sondage a fait l'objet de très peu de publications dans les années qui suivirent sa réalisation.

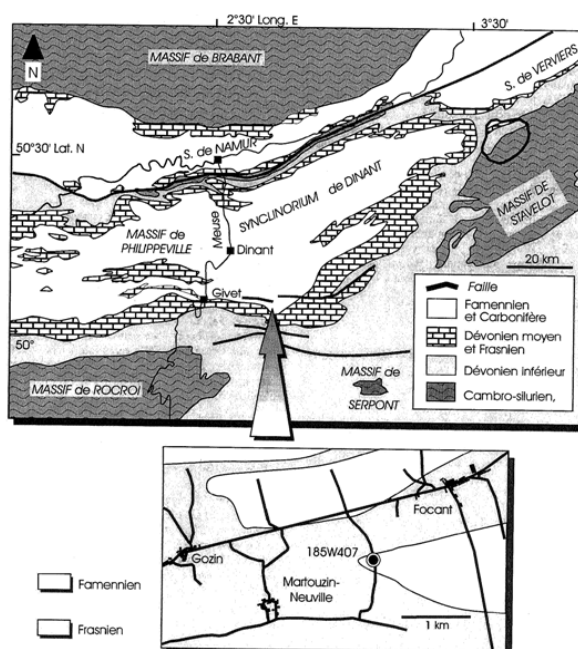


Figure 33 : Localisation du sondage de Focant (commune de Martouzin-Neuville) tiré de Boulvain (1997)

Tableau 7: Description synthétique du sondage de Focant

Sondage de FOCANT		
AGE	Intervalle (m)	Lithologie
Terrains superficiels	0-2.9	Limons
DEVONIEN Supérieur FAMENNIEN	2.9-60	Schistes vert fin très plissés avec nodules et lits gréseux, plusieurs trainées = tempestites (34 à 38m)
	60-64	Brèche de FAILLE
DEVONIEN Supérieur FRASNIEN	64-281	Schistes gris vert souvent noduleux de la Formation de Neuville
	281-290	Schistes fins gris à gris vert de la Formation de Matagne
	290-296	Brèche de FAILLE
	296-361.5	Schistes gris fins dont la partie inférieure est très plissées Formation de Matagne
	361.5-416	Formation de Neuville : schistes gris argileux
	416-419	Zone de FAILLE
	419-438	Formation de Neuville : schistes gris et calcaires nodulaires
	438-447	Formation de Matagne
	447-448	Zone de FAILLE
448-579	Formation de Matagne	
DEVONIEN Supérieur FAMENNIEN	579-658	Formation de la Famenne
DEVONIEN Supérieur FRASNIEN	658-830	Formation de Matagne/FAILLE ?
	830-836	Formation de Matagne
	836-862	Formation de Neuville
	862-960	Formation de Matagne
	960-1019	Formation de Neuville
	1019-1098	Formation de Matagne FAILLE à 1095m
	1098-1191	Formation de Neuville : calcaires nodulaires et schistes gris
ZONE TECTONISEE	1191-1240	A 1203m FAILLE importante. Membre de Boussu en Fagne , Membre de Bieumont. FAILLE
	1240-1418,5	Schistes avec straticules calcaires et lit de calcaire nodulaire. Membre de Boussu-en-Fagne. FAILLE
ZONE CONFUSE	1418.5-1465	Barre calcaire de 7 m (Formation de Neuville) ?, schistes de la formation de Neuville puis de Matagne puis de Boussu en Fagne.
	1465-1521	Formation de Neuville
ZONE TECTONISEE	1521-1546	Nombreuses veines de calcite. FAILLES
	1546-1571	Schistes avec straticules calcaires et lit de calcaire nodulaire. Membre de Boussu-en-Fagne.
	1571-1599	Formation de Neuville
	1599-1645	Membre de Boussu-en-Fagne.
	1645-1730	Calcaires et schistes calcareux ou noduleux (Membre de Bieumont et de l'Ermitage)
	1730-2182	Alternance du Membre de Boussu-en-Fagne et de la Formation de Neuville.
	2182-2282	Membre de Bieumont et sommet de l'Ermitage.
	2282-2683	Membre de Boussu-en-Fagne , Membre de bieumont et Ermitage. Plusieurs failles mineures et FAILLES à 2639, 2761, 2766m
	2683-2992	Formation de Neuville et Boussu en Fagne FAILLE à 2898m
	2992-3037	Formation de Neuville. Brèches de FAILLE à 3022 et entre 3024 et 3029m
	3037-3071	Formation de Nismes, schistes foncés et calcaires nodulaires
DEVONIEN Moyen GIVETIEN	3071-3205	Calcaires gris à gris clair fins parfois argileux et nodulaires, puis calcaires fins et foncés, de la Formation de Fromelennes

C'est en 1997 que Frédéric Boulvain et Marie Coen-Aubert (Boulvain, 1997) publient un Mémoire du Service Géologique de Belgique sur la lithostratigraphie et les implications structurales du sondage de Focant. Le Frasnien essentiellement schisteux de cette région est subdivisé en cinq formations par la Commission nationale de Stratigraphie du Dévonien. Ce sont dans l'ordre ascendant : les Formations de Nismes, du Moulin Lienaus, des Grands Breux, de Neuville et de Matagne.

Ce sondage recoupe à plusieurs reprises les formations de la Famenne (Dévonien sup-Famennien), de Matagne, de Neuville, des Grands Breux, du Moulin de Lienaux et de Nismes (Dévonien supérieur-Frasnien) (Tableau 7 et Figure 34) et se termine dans la formation de Fromelennes (Dévonien moyen-Givétien). Il recoupe de nombreux plis et failles successifs et de nombreuses répétitions du Frasnien sont observées de 658 m à 3071 m de profondeur.

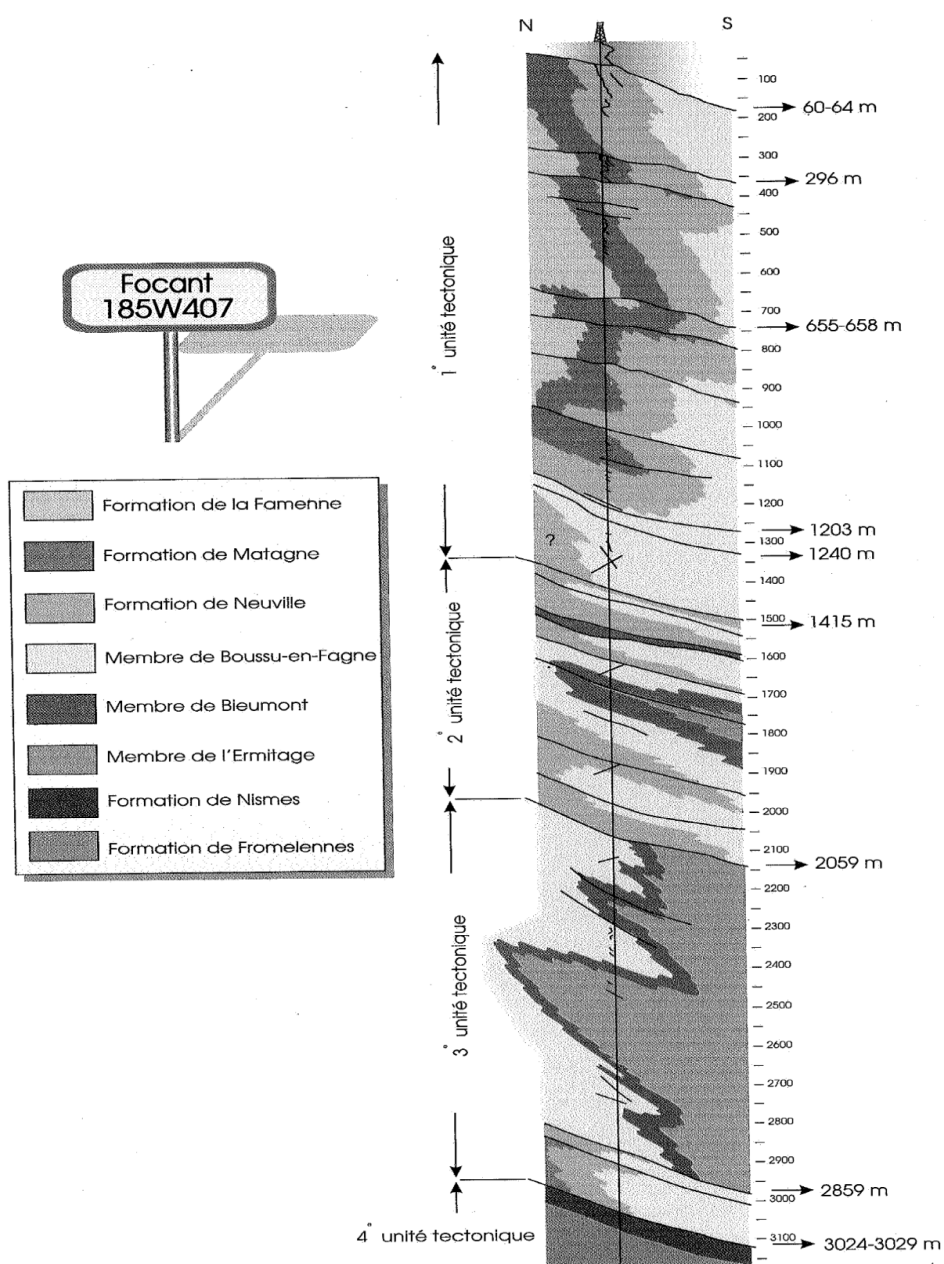


Figure 34 : Coupe synthétique globale du sondage de Focant tirée de Boulvain & Coen-Aubert (1997)

Quatre unités tectoniques ont été identifiées (Figure 34).

- La première unité tectonique, de la surface à 1415 m, montre le flanc inverse d'un synclinal complexe à vergence nord, flanc découpé par un nombre important de failles inverses à faible pendage sud.
- La deuxième unité, de 1415 m à 2059 m, montre une superposition de plis fortement déversés et pincés, faillés par une succession d'accidents à faible pendage sud.
- La troisième unité, de 2059 m à 3029 m, montre une succession d'anticlinaux et de synclinaux plus ouverts déversés vers le nord, avec une seule faille importante à 2859 m.
- La quatrième unité enfin, de 3029 m à la base du sondage, ne montre qu'une série normale à pendages sud moyen.

Sondage de Bolland (Province de Liège)

Le sondage de Bolland a été exécuté par la firme FORAKY S.A. (de Bruxelles) pour le compte du Service Géologique de Belgique. Les travaux ont démarré le 28 mai 1962 pour se terminer le 17 mai 1967 à la profondeur de 3001.30 m (Tableau 8).

Il s'agit d'un forage entièrement carotté à partir de 11 m de profondeur

Sondage de Rosée (Province de Namur)

Le sondage de Rosée a été entrepris par la Belgian Shell Company, en collaboration avec le Service Géologique de Belgique. Ce forage avait pour but de traverser les formations du Bassin de Dinant jusqu'à la faille Eifelienne et d'explorer les formations autochtones cachées sous le massif charrié.

Tableau 8: Description synthétique du sondage de Bolland

Sondage de BOLLAND		
AGE	Intervalle (m)	Lithologie
QUATERNAIRE	0-12.5	Facies d'altération Argile à silex
CRETACE	12.5-26	Craie blanche Assise de Nouvelles (Cp3)
	26-50	Marne gris vert et grès gris vert calcaireux Assise de Herve (Cp2)
NAMURIEN	50-467.15	Schistes gris à noir et grès micacés, passées de veine, parfois quartzite
DINANTIEN	467.15-544.35	Calcaire fin avec quelques joints schisteux et grès calcaireux
DEVONIEN Sup -FAMENNIEN	544.35-844	Grès vert et schistes, dolomie
DEVONIEN Sup -FRASNIEN	844-886.10	Dolomie, schistes, calcaires / FAILLE
NAMURIEN	886.10-946.63	Schistes fins noirs et grès pyriteux / FAILLE
DEVONIEN Sup -FAMENNIEN	946.63-1024.82	Grès et dolomie foncés parfois verdâtre / FAILLE
NAMURIEN	1024.82-1106.67	Schistes noirs / FAILLE
DEVONIEN Sup-FAMENNIEN	1106.67-1291.20	Grès gris et schistes
DEVONIEN Sup -FRASNIEN	1291,20-1335.45	Schistes, dolomie grise grenue, calcaires
DEVONIEN Inférieur	1335.45-2785	Psammite vert et rouge, grès vert et schistes bigarrés micacés
SILURIEN ou ORDOVICIEN	2785-3001,30	Psammite noir

Tableau 9: Diagraphies du sondage de Rosée

Mesures	SPE n°1 Prof. (mètre)	SPE n°2 Prof. (mètre)	SPE n°3 Prof. (mètre)	SPE n°4 Prof. (mètre)
Log électrique	24.0 – 275.7	275.3 – 1979.4		1977.2 – 2745.0
Latéolog	0 – 274.8	275.3 – 1978.2		1977.2 – 2742.2
Gamma-Ray	0 – 273.5	243.5 – 1976.5	1950.0 -2590.5	1977.2 – 2743.0
Sonic Log		275.3 – 1976.8	existerait	1977.2 – 2741.0
Micro-diamètreur		275.3 – 1978.5		
Diamètreur			1976.5 – 2591.5	1977.2 – 2743.6
Micro-log		Non enregistré, résistivité des formations trop grande		
Pendagemétrie / Déviation		275.3 – 1978.0	1950.5 -2591.5 Pendagemétrie non réussie	1977.2 – 2745.0
CBL Cement Bond Log				1400– 1977.2
Mesures ponctuelles de déviation du forage au Totco (par le foreur) tous les 15-20 m	1°45' à 268 m	3° à 1832 m	6° à 2343 m	5°15' à 2671 m

Le forage a démarré le 9 septembre 1964 et a finalement atteint la profondeur de 2964,20 m le 17 novembre 1964. Le forage fut abandonné le 1^{er} décembre 1964 en raison du coincement du train de tiges et de la perte d'une partie de celles-ci dans le forage. Malgré plusieurs tentatives, aucune opération d'instrumentation n'a permis de récupérer le "poisson".

Il s'agit d'un sondage foré entièrement en mode destructif (production de cuttings), soit en forage rotary, avec tricônes et air comprimé ou boue de forage, soit en forage à la turbine avec outil plein et air comprimé ou boue de forage. Ce mode destructif explique la rapidité d'exécution de ce forage.

Les diagraphies *Schlumberger* suivantes (Tableau 9) ont été réalisées dans ce forage, dont les enregistrements sont disponibles au SGB :

Le Tableau 10, ci-après, reprend une description simplifiée du sondage de Rosée.

Sondage de Soumagne (Province de Liège)

Le sondage de Soumagne a été exécuté par la firme SMET S.A. (de Dessel) pour le compte du Service Géologique de Belgique. Les travaux ont démarré le 6 juin 1956 pour se terminer le 8 avril 1959 à la profondeur de 2528.25 m (Tableau 11). Il s'agit d'un forage entièrement carotté (au carottier double).

Sondage de Wépion (Province de Namur)

Le sondage de Wépion a été exécuté par la firme FORAKY S.A. (de Bruxelles) pour le compte du Service Géologique de Belgique. Les travaux ont démarré le 9 mars 1953 pour se terminer le 5 mai 1956 à la profondeur de 2310 m.

Le but de ce forage était d'élucider la structure tectonique du Synclinerium de Dinant dans le méridien de cette ville et de fixer les idées sur une éventuelle extension méridionale du gisement houiller de la Basse-Sambre (Mémoire n°2 - J.M. GRAULICH).

Tableau 10: Description synthétique du sondage de Rosée

Sondage de ROSEE		
AGE	Intervalle (m)	Lithologie (sur base des rapports de chantier)
	0 – 17	Pas de récupération
DEVONIEN-FAMENNIEN Fa2	17 – 377	Grès gris fins, +/- calcaireux, parfois schisteux, avec intercalation de schistes gris (250-275 m) silteux et calcaireux
DEVONIEN-FAMENNIEN Fa1c et Fa1b	377 – 683	Alternance de grès fins, schisteux et calcaireux, gris ou gris-verdâtre et de schistes gris ; Alternance de grès fins, micacés et argileux, gris-verdâtre ou gris-rosé et de schistes silteux gris-violacé, dominants à la base ;
DEVONIEN-FAMENNIEN Fa1a	683 - 1072	Schistes silteux, gris et gris verdâtre, avec quelques linéations calcaires, devenant plus calcaireux à partir de 975 m ;
DEVONIEN-FAMENNIEN Fa3	1072 – 1107	Schistes silteux, calcaireux et fossilifères, violet et gris verdâtre, avec linéations de schistes ou calcaires argileux ;
DEVONIEN-FAMENNIEN Fa1a ?	1107 - 1142	Schistes silteux, gris-verdâtre, à linéations de calcaires ou de schistes argileux gris-rose (base)
DEVONIEN-FAMENNIEN Fa3	1142 – 1509	Schistes violets à gris foncé, +/- calcaireux, avec calcite à la base
DEVONIEN-FRASNIEN Fr2j et Fr2i	1509 – 1628	Schistes et schistes calcaireux gris foncé ; calcaires gris-brun, argileux ou silteux; schistes calcaireux et calcaires argileux ou silteux, gris-brun ou gris foncé ;
DEVONIEN-FRASNIEN Fr2h - Fr2d	1628 – 1855	Calcaires compacts et calcaires argileux gris foncé, avec coraux, crinoïdes, ... et traces de dolomitisation ;
DEVONIEN-FRASNIEN Fr2c - Fr2a	1855 - 1933	Schiste gris et calcaires argileux / FAILLE
DEVONIEN-FRASNIEN Fr2h - Fr2d	1933 - 2060	Calcaires compacts gris foncé ;
DEVONIEN-FRASNIEN Fr2c-Fr2a	2060 - 2150	Schistes gris, localement calcaireux et calcaires gris-brunâtre
DEVONIEN-FRASNIEN Fr1	2150 - 2393	Alternance de calcaires argileux légèrement dolomitisés gris-brunâtre et gris foncé, et de schistes gris ;
DEVONIEN-GIVETIEN Gv d-c	2393 - 2590	Calcaire compact, localement schisteux ;
	2590 - 2910	Calcaire argileux ou compact gris à gris foncé alternant parfois avec des schistes gris localement calcaireux ;
	2910 - 2930	Alternance d'une part de calcaires compacts gris foncé, argileux et silteux, localement dolomitiques et d'autre part de schistes gris silteux. A la base, présence de grès fin, gris, localement schisteux.
	2930 – 2964.2	Alternance d'une part de schistes gris à linéations calcaires et d'autre part de grès fin gris localement schisteux.
Abandon du forage ("poisson" à partir de 2743 m)		

Tableau 11: Description synthétique du sondage de Soumagne

Sondage de SOUMAGNE		
AGE	Intervalle (m)	Lithologie
	0-4	Remblais
NAMURIEN	4-11.60	Grès altéré et schistes altérés
	11.60-515.7	Schistes et grès gris foncé à noir avec quelques passées charbonneuses/FAILLE DE REDOUBLEMENT
NAMURIEN	515.7-719.5	Schistes, psammites et grès, houille et quartzites
	719.5-720.6	FAILLE SUBVERTICALE= faille de José ?
WESTPHALIEN	720.6-964	Schistes / FAILLE DES AGUESSES
	964-1003.5	Schistes micacés / FAILLE
	1003.5-1009.2	Schistes avec nodules carbonatés/FAILLE
	1009.2-1030	Schistes/FAILLE
NAMURIEN	1030-1573	Grès quartzitiques et schistes, houille
DINANTIEN	1573-1785.48	Calcaires massifs, dolomie et schistes micacés
DEVONIEN-FAMENNIEN	1785.48-2080.8	Schistes et grès micacés clairs puis dolomie rouge et vert et psammite verte
DEVONIEN-FRASNIEN	2080.8-2161.58	Schistes et dolomie vert et rouge, calcaires massifs à la base
DEVONIEN Inférieur	2161.58-2528.28	Alternance de grès micacés et schistes vert et rouge, psammite bigarrée

Il s'agit d'un forage entièrement carotté (carottier simple et carottier double).

La description du sondage de Wépion est résumée dans le Tableau 12. La coupe interprétative (Graulich, 1961) est donnée ci-dessous.

Tableau 12: Description synthétique du sondage de Wépion

Sondage de WEPION		
AGE	Intervalle (m)	Lithologie
	0-5	Limon jaunâtre et cailloux de grès dévonien, schistes et quartzite blanc
ORDOVICIEN Inférieur-Llanvirnien	5-261	Schistes noirs très finement micacés avec rares bancs de grès. Brèche de faille de 145 à 149m
ORDOVICIEN Inférieur-Trémadocien	261-423,9	Quartzophyllade rubané gris noir/ FAILLE
ORDOVICIEN Inférieur-Llanvirnien	423,9-501	Schistes fins noirs micacés
SILURIEN Ludlowien inférieur et Wenlockien supérieur	501-514,8	Assise de Jonquoi : schistes noirs à vert olive avec straticules gréseuses et grès micacé avec parfois fins joints schisteux
DEVONIEN-EIFELIEN	514,8-584,3	Schiste rouge ou vert, psammite, grès et grès calcaireux
DEVONIEN-GIVETIEN	584,3-666,7	Calcaires allant du gris au noir
DEVONIEN-FRASNIEN	666,7-711,9	Psammite, calcaires, dolomie
DEVONIEN-FAMENNIEN	711,9-766,6	Brèche tectonique, grès souvent micacés rouges ou roses et rares niveaux schisteux
CARBONIFERE Inférieur-TOURNAISIEN	766,6-860,25	Grès calcaireux et calcaires gris gréseux et calcaires grossiers parfois crinoïdiques avec niveaux de schistes
CARBONIFERE Inférieur-UISEEN Supérieur	860,25-1146,80	Calcaires foncés rubanés, calcaires beiges fins, dolomie et brèches calcaires dolomitiques Faille à 929 m et 1022 ,95 m faisant se répéter 3 fois V3b et V3a. Autres failles à 877,10 m, 905,15 m et 1062,2 m

5.1.3. Coupes géologiques

Introduction

Les coupes géologiques accompagnées des cartes géologiques représentent des éléments de base pour l'évaluation d'un potentiel géothermique d'une région, puisqu'ensemble, elles peuvent fournir une idée en trois dimensions de la structuration des réservoirs géothermiques potentiels. La conception de coupes a fortement évolué depuis le début des années 1960, grâce notamment, aux développements en tectonophysique et de l'évolution des connaissances sur la géodynamique des bassins sédimentaires. Parmi les apports les plus importants pour la connaissance du sous-sol Dévono-Carbonifère de la Wallonie, il faut remarquer que celui-ci s'intègre dans un modèle cohérent de la formation d'une marge passive continentale (bassin rhénohercynien) pendant le Dévonien et la partie inférieure du Carbonifère suivie par une collision continentale dès la fin du Viséen jusqu'au Westphalien supérieur/Stéphanien. Ce schéma géodynamique, ainsi que la justification de concentrer l'étude sur les formations géologiques dévono-carbonifères ont été détaillés dans la chapitre 4 (Cadre géographique et géologique).

D'un point de vue technique, la réalisation des coupes géologiques a aussi également nettement évolué grâce aux recherches entreprises par les compagnies pétrolières. Parmi les avancées, une distinction doit être réalisée entre les coupes géologiques dites « classiques » et les coupes équilibrées. Dans le premier cas, il s'agit d'une approche simplifiée permettant de rendre compte localement des observations cartographiques

et dans les sondages. L'approche classique ne permet pas de pouvoir extrapoler en profondeur la structure. Les coupes équilibrées visent à fournir un modèle cohérent du sous-sol, c'est-à-dire géométriquement possible. Ce type de coupes est habituellement réalisé à une échelle régionale et intègre une partie importante du bassin sédimentaire étudié entre deux points : l'un situé dans l'avant-pays non-déformé et l'autre au sein du fold-and-thrust belt. La Figure 36 présente le concept théorique de base des coupes équilibrées pour lequel toutes les couches doivent conserver la même longueur totale entre leur stade non déformé (Figure 36.a) et le stade déformé (Figures 36.b-d). Une coupe géologique peut donc être considérée comme équilibrée si lors du déploiement des couches (plis & failles), on trouve un bassin sédimentaire sans lacune (trou) ou recouvrement des couches. Pour la réalisation d'une coupe équilibrée, il est habituel de s'appuyer sur plusieurs couches sédimentaires compétentes (calcaires, quartzite) qui, en principe, gardent leur épaisseur et leur longueur lors d'une phase de raccourcissement. Les formations incompétentes (shales, schistes) ont une tendance à accommoder le raccourcissement par un changement de forme (épaississement). Même si une coupe est géométriquement correcte (équilibrée), elle ne représente pas nécessairement la réalité, il s'agit toujours d'un modèle plus cohérent qu'une coupe géologique classique. En effet, il existe toujours plusieurs manières d'accommoder un raccourcissement comme le montrent les figures Figures 36-b à d. Il existe d'autres principes (cylindricité des plis, absence de faille décrochante, ...) pour la réalisation des coupes équilibrées, mais ceux-ci sortent du cadre de la présente étude.

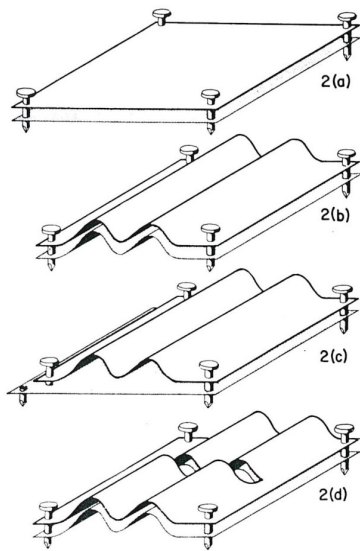


Figure 36– Principe de base des coupes géologiques équilibrées. (a) – stade non déformé ; (b)-(d) différentes méthodes d'accommodation d'un raccourcissement : (b) par plissement cylindrique; (c) par découplage entre la couche supérieure plissée et une couche sous-jacente non-déformée; (d) par plissement cylindrique, mais avec déphasage latérale et séparation par une tear-fault (cf. fente transversale au milieu du modèle). Tiré de Dahlstrom (1969).

Remarquons également que si les premières coupes équilibrées visaient à une cohérence basée sur la longueur des couches compétentes, il est désormais possible de réaliser des coupes équilibrées basées sur les surfaces, voire même sur les volumes.

La présence du front de la déformation varisque dans le Nord de la Wallonie (cf. un des points nécessaires à la réalisation des coupes équilibrées), combinée à une connaissance raisonnable de la composition du sous-sol de la région surtout à proximité des frontières françaises et allemandes a conduit des nombreux auteurs à publier des coupes équilibrées du fold-and-thrust belt rhénohercynien en Belgique. Plusieurs méridiens transverses aux structures ont été analysés principalement à proximité de profils passant par des grands sondages, des lignes de sismique réflexion, d'anciennes zones d'exploitation minière et/ou des zones exceptionnelles d'affleurement

comme la vallée de la Meuse. La répartition géographique des coupes principales, ainsi que leur intitulé est reprise à la Figure 37. Toutes ces coupes, ainsi que d'autres plus locales sont reprises dans le GIS accompagnant cette étude dans la couche d'information « coupes ». Comme il s'agit d'extraits d'articles scientifiques, il existe souvent un copyright sur ces documents, qui ne peuvent donc pas être diffusés à un large public sans l'accord préalable des auteurs et de l'éditeur de la revue scientifique. Le champ « accès » de la couche d'information est donc repris en 'non public'.

Dans la couche d'information 'coupes', certaines coupes géologiques classiques ont été également intégrées puisqu'elles correspondent généralement à des descriptions de grands forages déjà présentés au chapitre 5.1.2 et pour lesquels il existe une bonne cohérence des structures en profondeur puisqu'il s'agit d'observations directes. Certaines coupes géologiques de synthèse de bassins miniers ont également été intégrées dans la couche 'coupes' du SIG, puisqu'il s'agit là aussi d'observations directes de la structure en profondeur.

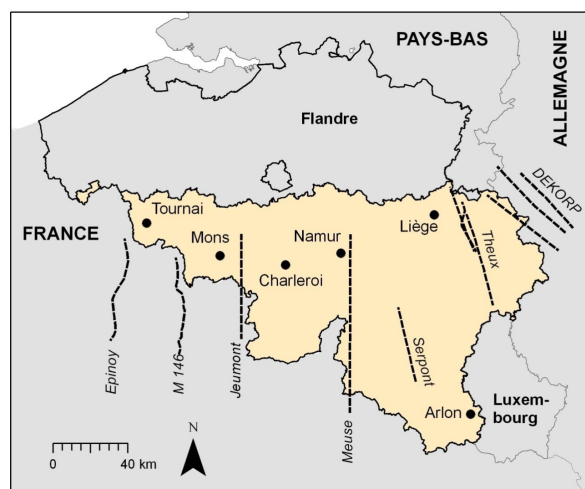


Figure 37 – Localisation des principales coupes géologiques en Wallonie et dans les pays limitrophes. Leur intitulé est également repris en italique.

supérieure à 300 m et également sur des roches particulièrement compétentes (principalement calcaires et quartzites) à grande profondeur, c'est-à-dire pouvant servir dans le cadre de projets de géothermie en vue de production d'électricité, c'est-à-dire à des profondeurs entre 3 km (au minimum) et 5-6 km. Les points de convergences et de divergences entre les auteurs sont présentés afin d'évaluer la robustesse des modèles.

Coupes géologiques du Nord de la France et du bassin de Mons

Même si l'Avesnois ne fait pas partie du territoire de la Wallonie, sa proximité géographique et surtout géologique implique de prendre en compte les informations sur la structure profonde du sous-sol dans cette région. En effet, cette proximité permet

de mieux contraindre les modèles géologiques du bassin de Mons, la partie occidentale de l'Allochtone de l'Ardenne et les unités structurales qui les séparent.

Dans le Nord de la France, les sources d'informations pour la structure géologique à grande échelle sont de trois ordres (Figure 38), à savoir des profils de sismique réflexion, trois forages profonds (Gouzeaucourt, Epinoy et Jeumont) et des observations directes réalisées lors des travaux miniers. Les observations de surface de la déformation varisque au sein des roches du Paléozoïque sont plus difficiles à mettre en œuvre dans cette région suite à la présence d'une couverture du Méso-Cénozoïque. Néanmoins certaines observations structurales détaillées ont été entreprises dans cette région par Khatir (1990) à la faveur de quelques carrières.

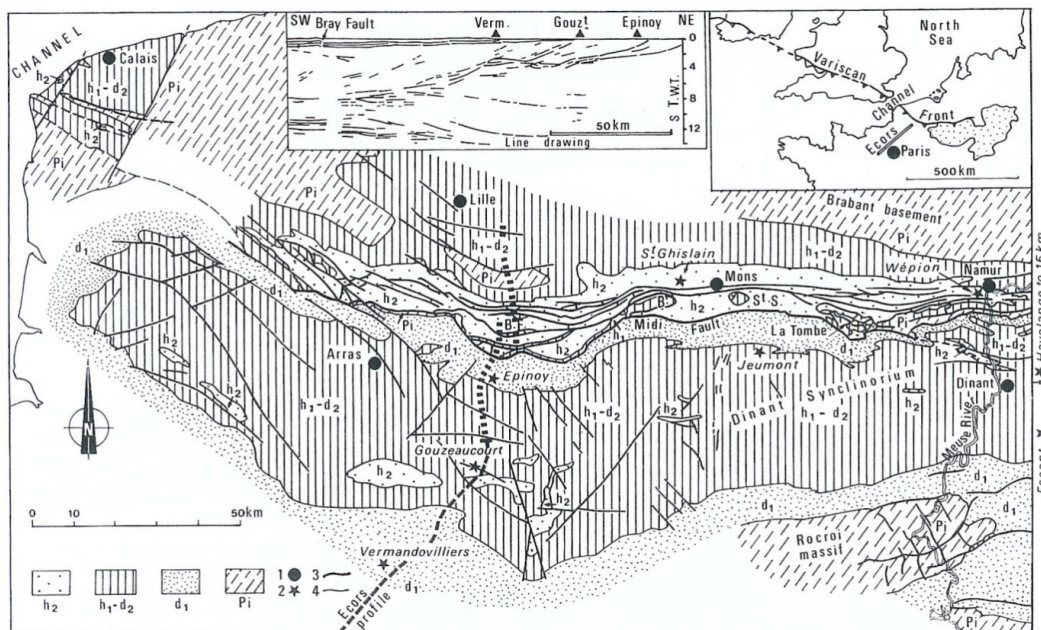


Figure 38 - Carte géologique simplifiée du Paléozoïque entre le Pas-de-Calais et la Meuse. En cartouches, localisation du profil ECORS, et pointé sismique de sa moitié nord. h_2 , Silésien ; h_1-d_2 , Dinantien, Dévonien moyen et supérieur ; d_1 , Dévonien inférieur ; P_i , Paléozoïque inférieur ; 1, villes ; 2, sondages ; 3, contact anormal ; 4, contact normal. Noter la différence entre la série de Namur, à Dévonien moyen discordant sur le socle paléozoïque inférieur du Brabant, et la série de Dinant à puissant Dévonien inférieur discordant sur la Cambrien du massif de Rocroi. Au Sud-Ouest de St.-Ghislain, le Massif de Boussu (B) comporte une série (h_1, d_2, P_i) renversée et tronquée basalement. Au Sud-Est de Mons, la Klippe de St.-Symphorien (St.S) comporte une série (d_2, h_1, h_2) normale et elle aussi tronquée basalement (Tiré de Raoult & Meilliez, 1987).

Sondages profonds dans le Nord de la France

Le **sondage de Gouzeaucourt** (Figure 39) a recoupé la couverture quaternaire et mésozoïque du bassin de Paris sur une épaisseur de 150 m, puis une série sédimentaire en position normale commençant par des roches carbonatées du Carbonifère suivies par les formations détritiques du Dévonien inférieur et moyen, ainsi que les calcaires du Frasnien et du Givétien. Le forage a été arrêté à 3711 m de profondeur dans les couches du Couvinien (dit Eifelien de nos jours) et il n'a exploré que l'Allochtone de l'Ardenne. Raoult (1988) estime que sous ces sédiments eifeliens, il est raisonnable de considérer qu'il existe de 1500 à 2000 m de roches du Dévonien inférieur au-dessus de la faille du Midi qui se trouverait donc à une profondeur à cet endroit de l'ordre 5200 à 5700 m.

Le **sondage d'Épino**y (3952 m) situé un peu plus au Nord a recoupé près de 2000 m de roches du Dévonien inférieur sous la couverture crétacé. A 2100 m de profondeur, la faille du Midi a été traversée, puis un ensemble de roches depuis le Givétien jusqu'au Namurien en position inversées a été rencontré. Des niveaux d'anhydrite ont été observés au sein des formations dinantiennes (Figure 39). Ce sondage a donc recoupé à la fois l'Allochtone de l'Ardenne et une partie importante du parautochtone du Brabant ou les écaillés qui lui sont associées.

Le **sondage de Jeumont** situé plus à l'Est par rapport aux deux forages précédents a recoupé tout d'abord les calcaires givétiens, puis les roches détritiques de l'Eifelien et du Dévonien inférieur de l'Allochtone de l'Ardenne. A 2400 m, la faille du Midi a été

recoupée. Sous cette dernière, les roches du Parautochtone du Brabant en position normale ont directement été recoupées. Les formations recoupées vont depuis le Westphalien jusqu'à l'Eifelien observé à la base du forage à 4938 m. Les formations dinantiennes sont dépourvues d'anhydrite. Structuralement, ce sondage contraste avec celui d'Épinoy, puisque dans ce dernier les formations géologiques rencontrées sous la Faille du Midi sont en position renversées.

Sondages profonds en Belgique (Région de Mons)

La reconnaissance du sous-sol dans cette région est complétée par les grands sondages sur le territoire belge que sont ceux de St-Ghislain, Douvrain, Ghlin, Tournai, Vieux-Leuze et Épinois, dont une description plus détaillée est fournie en Annexe I. D'autres ouvrages de taille plus modeste (profondeur max. < 1000 m et cf. couche SIG : Forages Wallonie > 250 m) permettent d'affiner la structure plus localement. Parmi ceux-ci, les sondages de Boussu et du Jardiné, les puits de Saint-Homme, Balant et Avant-Garde, ainsi que des observations lors de travaux miniers, ont montré la présence d'une écaillé de terrains en position inverse au Nord de la faille du Midi. Cette unité, appelée Massif de Boussu, comprend de haut en bas des schistes siluro-ordoviciens, un conglomérat et une cavité, puis des calcaires du Dévonien moyen. La base de l'écaillé est marquée par la faille de Boussu rencontrée à une profondeur de 310 m dans le sondage de Boussu. Le mur de la faille est composé par les shales et grès du Houiller en position normale (Dejonghe, 1973). La profondeur maximale de cette écaillé serait de -900 m.

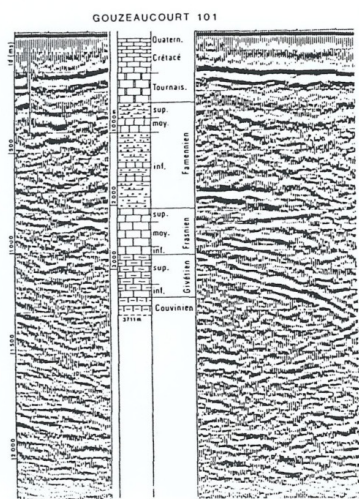


Fig. 2 - Colonne schématique du sondage de Gouzeaucourt et corrélations avec les données sismiques.

Les réflecteurs, peu nets, correspondent aux calcaires du Frasnien et du Givétien, avec un pendage vers le Nord. Sous le Couvinien, la série du Dévonien inférieur existe nécessairement au-dessus de la Faille du Midi située vers 5 à 6 km de profondeur.

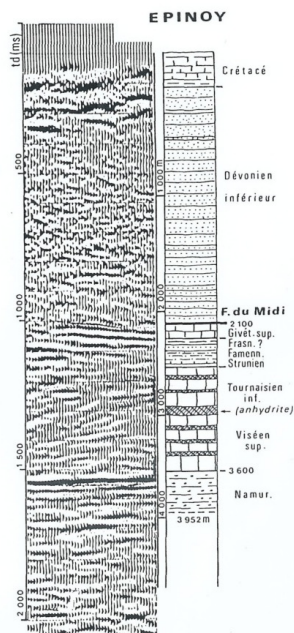


Fig. 3 - Colonne schématique du sondage d'Epinoxy et corrélations avec les données sismiques.
td (ms) : temps double en millisecondes. Le Dévonien inférieur allochtone est quasi transparent. La Faille du Midi correspond à un réflecteur net, ainsi que vers 3 600 m (1,5 à 1,6 s t.d.) la limite entre les calcaires dinantiens et les molasses namuriennes. Sous la Faille du Midi, la série de Namur est renversée.

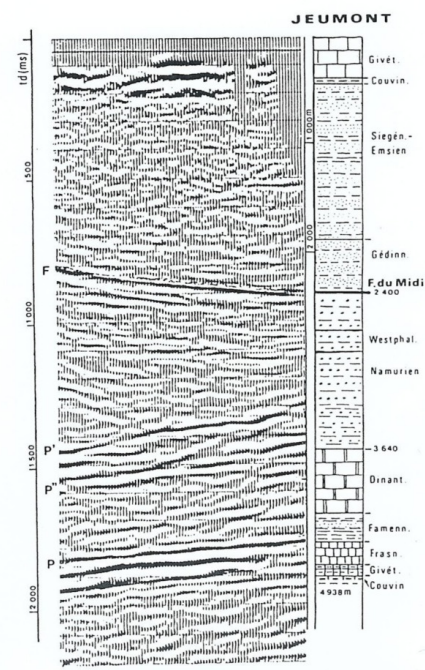


Fig. 6 - Colonne schématique du sondage de Jeumont et corrélation avec les données sismiques.

Pour les réflecteurs F, P' et P, voir Clément, 1963, et pointé sur la figure 7 ; P" est ajouté. Les réflecteurs nets correspondent à la Faille du Midi (F), à la limite des molasses silésiennes et des calcaires dinantiens (P', P"), aux calcaires du Frasnien-Givétien (P). Le contact avec le socle brabançon doit se trouver vers 5 000 - 5 100 m puisque dans cette série de Namur il n'y a pas de Dévonien inférieur.

Figure 39 – Description sommaire de forages profonds réalisés sur le territoire français à proximité du Bassin de Mons et de la partie occidentale de l'Allochtone de l'Ardenne (tiré de Raoult, 1988).

Une autre échelle a été notamment recoupée par le sondage de Saint-Ghislain. Sa base est marquée par la faille de Barrois ou faille de Masse. Au sein de cette unité et selon les interprétations actuelles, on retrouverait des terrains d'âge compris entre le Silurien et le Westphalien principalement en position renversée, sauf à St-Ghislain où un flanc normal a été observé. Lors de l'exécution de cet ouvrage deux failles ont été recoupées respectivement vers 500 m de profondeur (Faille de Masse) et 700 m (Faille de Grisoel). Ces dernières, ainsi que la faille de Boussu, ont une forme bombée en creux délimitant ainsi une série de klippe comme le massif de Boussu, celui de

Saint-Symphorien et les massifs de la Tombe, de Jamioulx, de Chamborgniaux et d'Ormont.

Profils de sismique réflexion du Nord de la France

La structure du sous-sol en France a été imagée lors de plusieurs campagnes de sismique réflexion. Un profil a été exécuté lors du programme ECORS (cf. Figure 37 pour la localisation). Il est complété plus au Nord par des profils industriels (n° 083, 099) exécutés à l'époque pour la compagnie Elf-Aquitaine, ainsi qu'une autre ligne située plus à l'ouest (cf. M146 de la Figure 37), passant par le sondage de Jeumont.

Les principales informations ressortant de ces campagnes sont (Figure 40):

- le socle du Paléozoïque inférieur apparaît transparent dans les différents profils ;
- dans le mur de la faille du Midi, une série de réflecteurs correspondant à des contacts sédimentaires ou tectoniques sont observés au sein du Parautochtone de Brabant. Le toit de ce dernier montre un enfouissement vers le Sud. Le réflecteur le plus profond, intitulé P ou 2ème réflecteur profond, correspondrait aux calcaires frasniens et givétiens juste au-dessus du contact avec le socle du Paléozoïque inférieur (Raoult, 1988 ; Lacquement et al., 1999). Cependant, Raoult (1988) considère dans son interprétation de coupe d'Epinois, comme

nous le verrons par après, que le 2ème réflecteur profond représenterait un contact tectonique. Ce dernier aurait donc une signification différente selon les régions et dans la coupe d'Epinois il impliquerait un déplacement d'une grande partie du bassin houiller du Nord de la France. Les autres réflecteurs dans le mur de la Faille du Midi coïncident avec le contact Famennien-Dinantien (P'') et le passage Dinantien-Namurien (P' : Raoult, 1988 ; Dejonghe et al., 1992 ; Lacquement et al., 1999). Un dernier réflecteur (P''') est interprété comme le passage de la faille de Masse (Lacquement et al., 1999) .

- la faille du Midi apparaît de manière nette et continue sur les différents profils de sismique réflexion (cf. réflecteur FM ou 1er réflecteur profond). Ce réflecteur est bien contraint par exemple par le sondage d'Epinois et de Jeumont.

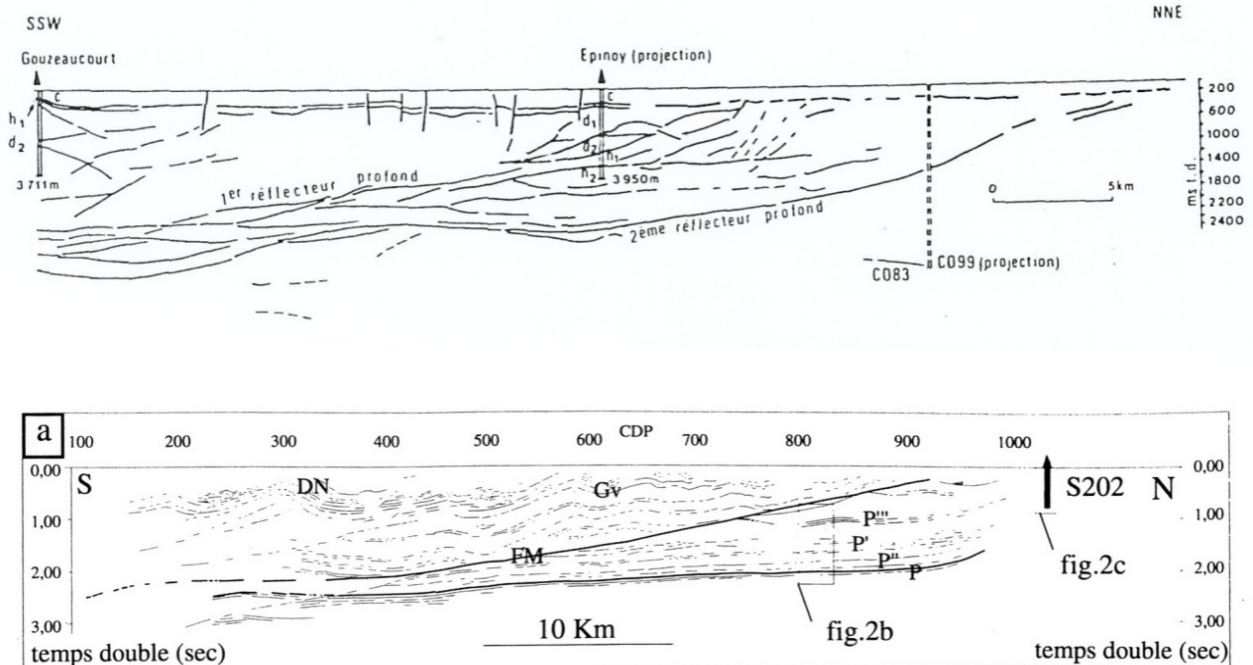


Figure 40 – haut : pointé des réflecteurs le long des profils sismique industriels C083 et C099, c'est-à-dire passant à proximité des sondages de Gouzeaucourt et Epinois. Le 1^{er} réflecteur profond correspond à la Faille du Midi et le 2^{ème} réflecteur profond marquerait le sommet soit le sommet du socle du Paléozoïque inférieur ou le contact Givétien-Frasnien (tiré de Raoult, 1988). bas : pointé des réflecteurs le long du profil industriel M146 (cf. Fig. 37 pour la localisation). Réflecteur P : passage Givétien-Famennien, P'' : Famennien-Dinantien, P' : Dinantien-Namurien, P''' : faille de Masse ; FM : Faille du Midi, Gv : Givétien de l'Allochtone, DN : passage Dinantien-Namurien (tiré de Lacquement et al., 1999).

- les écaillés situées sous la faille de Midi apparaissent sous la forme de réflecteurs diffus ou discontinus.
- les roches composant l'Allochtone de l'Ardenne apparaissent de manière diffuse sur les profils sismiques.

Coupes géologiques interprétatives

De cet ensemble de données, trois grandes coupes géologiques ont été publiées, à savoir le profil passant par le sondage d'Epinoy (Raoult & Meilliez, 1987 ; Raoult, 1988) ; le profil parallèle de la ligne sismique M146 (Lacquement et al., 1999) et celui passant par le sondage de Jeumont. Les sondages de Saint-Ghislain et de Boussu en Belgique ont été utilisés afin de mieux contraindre les modèles.

Coupe Epinoy (Figure 41-a)

La Figure 41-a montre une interprétation le long de ce profil qui comprend 4 grandes unités :

1. le Massif de Brabant affleurant au Nord et plongeant de manière ondulante vers le Sud
2. un synclinal pincé et couché correspondant au bassin houiller (socle paléozoïque du Bassin de Mons)
3. une série d'écaillés fortement cisailées comprenant notamment le Massif de Boussu
4. l'Allochtone de l'Ardenne formant une nappe chevauchant les unités précédentes le long de la faille du Midi, dont Raoult et Meilliez (1986) estime le rejet à environ 50 km.

Coupe M146 (Figure 41-b)

Selon l'analyse de Lacquement et al. (1999), la structure le long de cette ligne sismique peut être divisée en trois grandes unités : l'Allochtone de l'Ardenne (AA) chevauchant le Parautochtone du Brabant (PB) et des écaillés du parautochtone (EP), y compris le Massif de Boussu (MB) par l'intermédiaire de la Faille du Midi. Les écaillés du parautochtone se seraient également déplacés sur le Parautochtone du Brabant le long de la Faille de Masse. Le rejet de cette dernière est estimé à ~50 km et celui de la faille du Midi à ~20 km provoquant un rejet cumulé de 70 km.

Coupe de Jeumont (Figure 41-c)

L'interprétation de Raoult (1988) le long de cette coupe contraste avec celle d'Epinoy où un flanc renversé a été rencontré sous la Faille du Midi dans le sondage du même nom, alors qu'une série en position normale a été recoupée par le sondage de Jeumont. Une interprétation consiste à considérer que le flanc inverse du pli couché déduit dans la coupe d'Epinoy aurait été latéralement cisailé, ne laissant plus apparaître que le flanc normal. Les vestiges de ce flanc inversé et cisailé correspondraient aux klippes Saint-Symphorien et au Massif de la Tombe.

Le long de cette coupe le forage de Saint-Ghislain se situerait au niveau d'un surépaississement local des formations géologiques du Dinantien et de Dévonien supérieur.

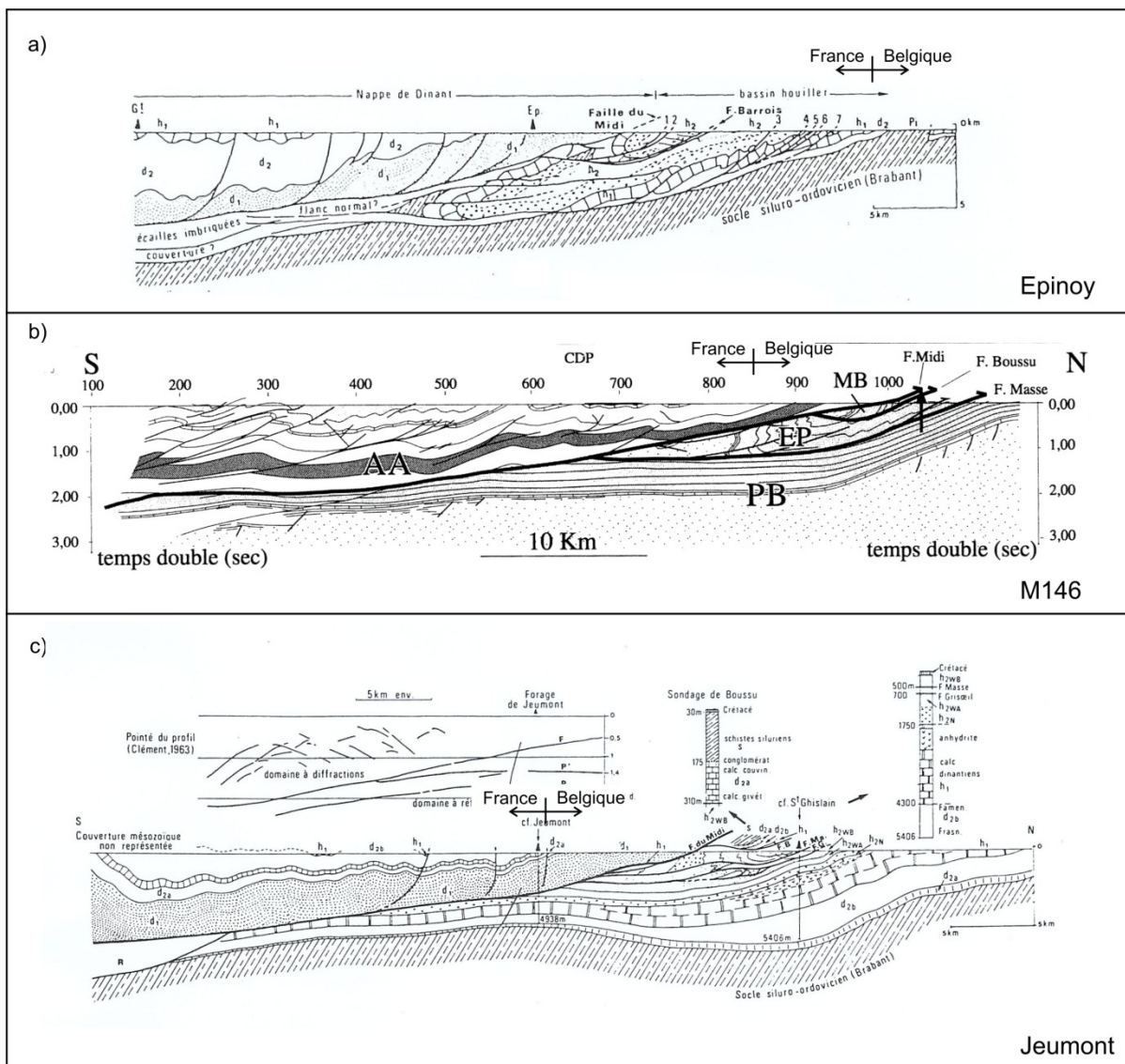


Figure 41 – Coupes géologiques interprétatives intégrant les données de surface, les observations réalisées lors de travaux miniers, les forages profonds en Belgique et en France et les profils de sismique réflexion du Nord de la France. a) Coupe d'Epinoy (tirée de Raoult, 1988) ; b) coupe de la ligne sismique M146 (tirée de Lacquement et al., 1999) ; c) coupe passant par le sondage de Jeumont (tirée de Raoult, 1988). La projection de la frontière franco-belge a été ajoutée aux différentes coupes.

Implications géothermiques

La Figure 42 reprend les trois coupes géologiques précédentes avec deux rectangles de couleur représentant **deux horizons géothermiques**, l'un (dégradé de bleu) pour la géothermie de faible à moyenne profondeur et l'autre (dégradé d'orange) pour la géothermie profonde. Le premier horizon correspond à un intervalle entre 300 et 3000 m de profondeur, tandis que la géothermie

profonde est considérée ici comme couvrant l'intervalle entre 3000 et 6000 m. La longueur des rectangles correspond à l'équivalent latéral de ces coupes sur le territoire belge.

Remarque

Notons que les horizons géothermiques définis ne correspondent pas nécessairement à un potentiel géothermique

intéressant, mais elles délimitent simplement des intervalles de profondeur (~de température) dans lesquels les réservoirs géothermiques peuvent se trouver.

En détails, la projection de l'équivalent du territoire belge sur la **coupe d'Épinoy** (Figure 42.a) correspond à la région de Tournai et se limite à l'extrémité Nord de la coupe. Dans cette région, le sous-sol est dominé par le Massif de Brabant, la bordure Nord de la couverture dévonienne du Parautochtone du Brabant et le bassin du Tournaisis dans lequel affleurent les calcaires du Tournaisien surmontant des formations dévoniennes. Le sondage de Tournai confirme cette structure où les roches du Massif de Brabant ont été rencontrées à 1245 m de profondeur. Selon l'état des connaissances actuelles, le potentiel géothermique dans cette région est donc limité à la géothermie de faible profondeur sur nappe pour la production de chaleur et ne montrerait pas d'intérêt immédiat pour la production d'électricité, suite à l'absence d'un réservoir reconnu en grande profondeur.

La projection du territoire belge sur le profil sismique **M146** (Figure 42.b) englobe la partie Nord du Parautochtone du Brabant (PB), les écailles du Parautochtone (EP), le Massif de Boussu et l'extrémité Nord de l'Allochtone de l'Ardenne. Cet ensemble coïncide avec la partie occidentale du bassin de Mons dans lequel se trouve notamment le forage géothermique de Saint-Ghislain, ainsi que la bordure de l'Allochtone de l'Ardenne situé au Sud de Mons. Le potentiel géothermique dans cette région est reconnu et exploité. Le potentiel géothermique de faible et moyenne profondeur

correspond aux Ecailles Parautochtone et à la partie Nord du Parautochtone. Ce potentiel diminue vers le Nord avec la remontée du Massif de Brabant qui affleure à l'extrémité Nord de la coupe. Le potentiel géothermique de grande profondeur se limite à la partie Sud, c'est-à-dire à proximité avec la frontière française. Les formations géologiques réservoirs à investiguer sont les calcaires du Dévonien et du Dinantien.

Même s'il existe des différences fondamentales d'un point de vue interprétatif entre la coupe d'Épinoy et celle de Jeumont. Les implications sur le potentiel géothermique ne sont pas fondamentalement différentes pour la coupe de Jeumont (Figure 42.c), puisque l'on retrouve les deux plus grandes unités que son l'Allochtone de l'Ardenne et le Parautochtone du Brabant. Selon cette interprétation ce dernier correspondrait même à un autochtone, dans lequel les calcaires dinantiens pourrait servir de réservoir pour de la géothermie de moyenne profondeur, voire même de grande profondeur sous la Faille du Midi. Les calcaires frasniens et givétiens pourraient servir à la géothermie de moyenne profondeur dans la partie Nord de la coupe et à de la géothermie de grande profondeur surtout au centre du bassin de Mons. Le potentiel géothermique au sein de l'Allochtone de l'Ardenne serait très limité dans cette région et se limiterait à de la géothermie de faible ou moyenne profondeur.

A la figure Figure 42c, nous avons projeté la partie de la frontière franco-belge orientée Est-Ouest près de Jeumont. Le dessin irrégulier de la frontière implique cependant que l'on

peut raisonnablement extrapoler les observations réalisées le long de la coupe de Jeumont à la botte du Hainaut, c'est-à-dire à la région du Beaumont, Sivry-Rance, Chimay. Ce constat implique donc à étendre vers le Sud les rectangles représentant les horizons géothermiques. Il ressort donc que les calcaires dinantiens pourraient potentiellement être exploités pour de la géothermie de grande profondeur dans cette région sous

la Faille du Midi. Selon l'interprétation de Raoult (1988) et confirmé par les observations du sondage de Jeumont, la puissance des calcaires dinantiens serait cependant moins importante que dans le bassin de Mons. La géothermie de faible et moyenne profondeur se limiterait dans la botte du Hainaut à l'Allochtone de l'Ardenne et à l'exploitation de la nappe des calcaires dévoniens.

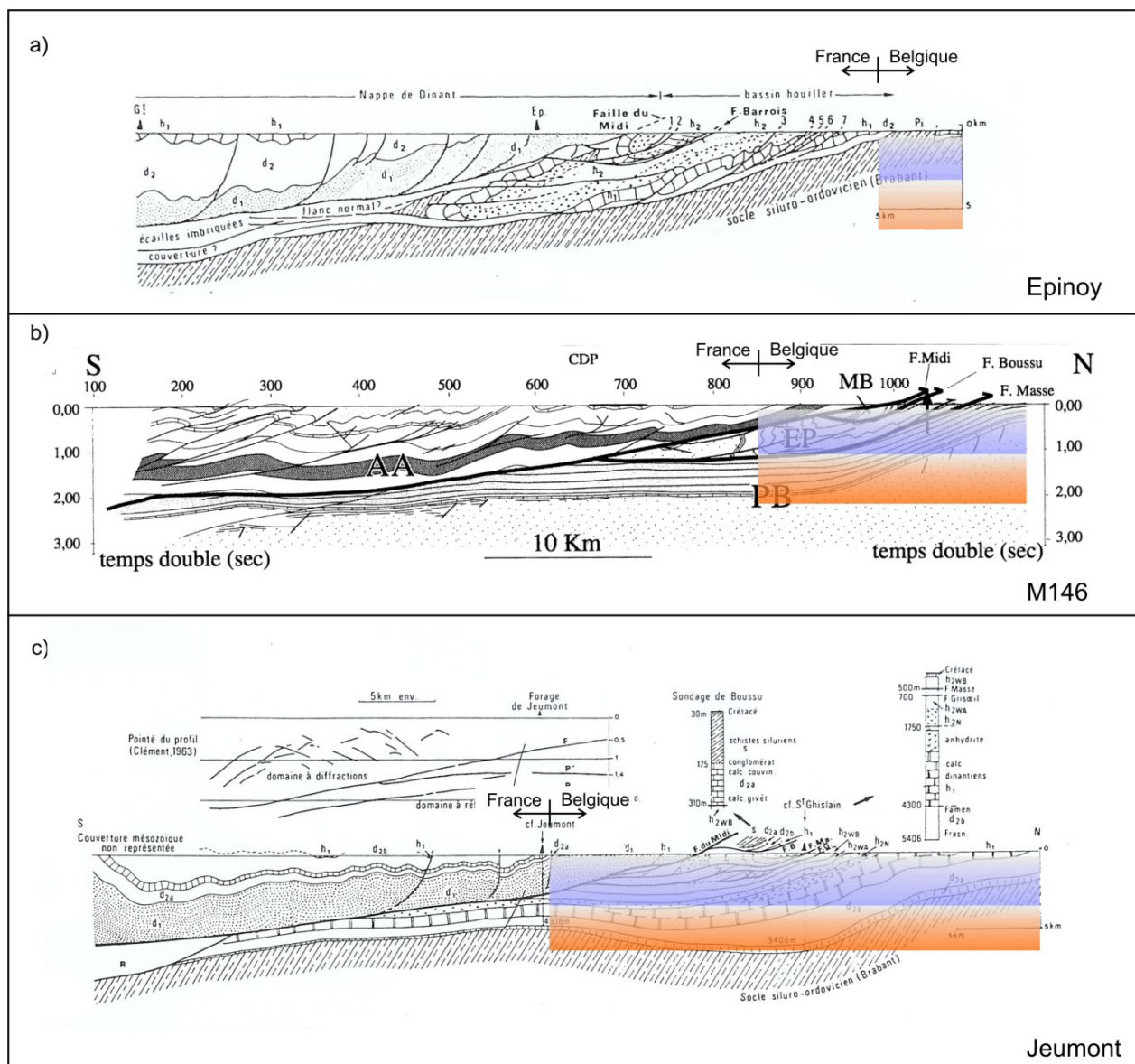


Figure 42: Même coupes géologiques interprétatives du Nord de la France que la figure 41 avec les horizons géothermiques de faible à moyenne profondeur (rectangles bleus) et de grande profondeur (rectangles orange). Voir texte pour la définition.

Coupe géologique de la Meuse

Introduction

Historiquement, il s'agit d'une zone étudiée intensivement et pour laquelle de nombreux modèles ont été proposés. Les coupes géologiques recourent du Sud au Nord : l'Anticlinorium de l'Ardenne à travers les massifs de Givonne et Rocroi, le Synclinorium de Dinant, le parautochtone et l'autochtone du Brabant. Les informations géologiques disponibles sont les observations de surface grâce aux affleurements géologiques de bonne qualité de la vallée de la Meuse et quelques grands sondages comme celui de Focant, de Rosée, de Wépion et de Gochenée (Hermeton). Dans certaines analyses, les observations réalisées lors du sondage d'Havelange ont été également intégrées, bien que cet ouvrage soit éloigné de plus de 25 km de la vallée de la Meuse, et qu'il se situe dans une région, où les structures montrent une direction différente. L'analyse des profils de sismique réflexion du Nord de la France et certaines observations dans le bassin houiller de Charleroi ont également été extrapolées sur ce méridien par des auteurs comme Raoult & Meilliez (1986) et Le Gall (1992).

Dans cette étude, nous avons repris deux coupes géologiques équilibrées, à savoir celles de Raoult et Meilliez (1987) et d'Adams et Vandenberghe (1999). Notons que Le Gall (1992) a également réalisé une coupe selon ce méridien en considérant que le décollement principal coïnciderait avec le contact entre les roches dévoniennes et celles du Paléozoïque inférieur. Il en résulte que les zones d'affleurement des massifs de Rocroi,

Stavelot, ... seraient en fait de vastes fenêtres tectoniques. Ce modèle a été fortement critiqué (cf. Meilliez et al., 1994) puisque le contact Paléozoïque inférieur-Dévonien inférieur est plutôt interprété comme une discordance entre des roches déformées lors de l'orogénèse calédonienne et la reprise de la sédimentation au Dévonien inférieur. Ce contact serait donc sédimentaire et non tectonique.

D'autres coupes géologiques 'classiques' ont été publiées dès les années 1930, mais ces analyses se limitent à de très faibles profondeurs et n'ont pas fait l'objet d'utilisation d'outils modernes de la Géologie structurale comme l'équilibrage des coupes.

Interprétation de Raoult et Meilliez (1986)

Dans cette interprétation (Figure 43), l'élément structural majeur correspond à la Faille du Midi qui sépare d'une part la Nappe de Dinant (Allochtone de l'Ardenne) et d'autre part des unités parautochtones comprenant le Synclinorium de Namur et d'autres plis théoriques tronqués et masqués par la Faille du Midi. Celle-ci passerait en pente régulière vers le Sud sous le Synclinorium de Dinant, le Massif de Rocroi, le Synclinorium de Neufchâteau et le Massif de Givonne. Par analogie avec leurs observations dans le Nord de la France, Raoult & Meilliez (1986) associent la Faille du Midi avec le premier réflecteur observé sur les profils sismiques industriels du Nord de la France et de la campagne ECORS. Le deuxième réflecteur profond détecté lors des campagnes sismiques réalisées dans la Famenne constituerait également un contact structural dont

l'émergence à la surface se situerait à proximité de celle de la Faille du Midi.

L'analyse plus détaillée de cette coupe montre que le Synclinorium de Dinant peut être subdivisé en trois parties, appelés panneaux:

- au Sud (panneau d'Aubrives), le sous-sol se compose d'un grand synclinal fermé dont le flanc Sud est recoupé par de nombreuses failles observées pendant le sondage de Focant et le flanc Nord constitue le Massif de Philippeville. La base de ce synclinal serait tronquée par la Faille du Midi qui serait donc un accident tardif. Géographiquement cette zone coïncide avec le bord Nord de l'Ardenne, la Calestienne et la dépression de la Famenne ;
- au centre (panneau de Dinant), un train de plis, parfois fracturés, dont les synclinaux en surface sont composés de roches dinantiennes et pour lesquels l'enveloppe de la structure pend légèrement vers le Nord. Cette région correspond au Condroz;
- au Nord, une zone située entre la faille du Midi et celle d'Yvoir (panneau de Godinne) met à l'affleurement des roches plus anciennes que dans la partie centrale. On pourrait théoriquement retrouver des roches du Paléozoïque inférieur à la base de ce panneau en contact avec la Faille du Midi.

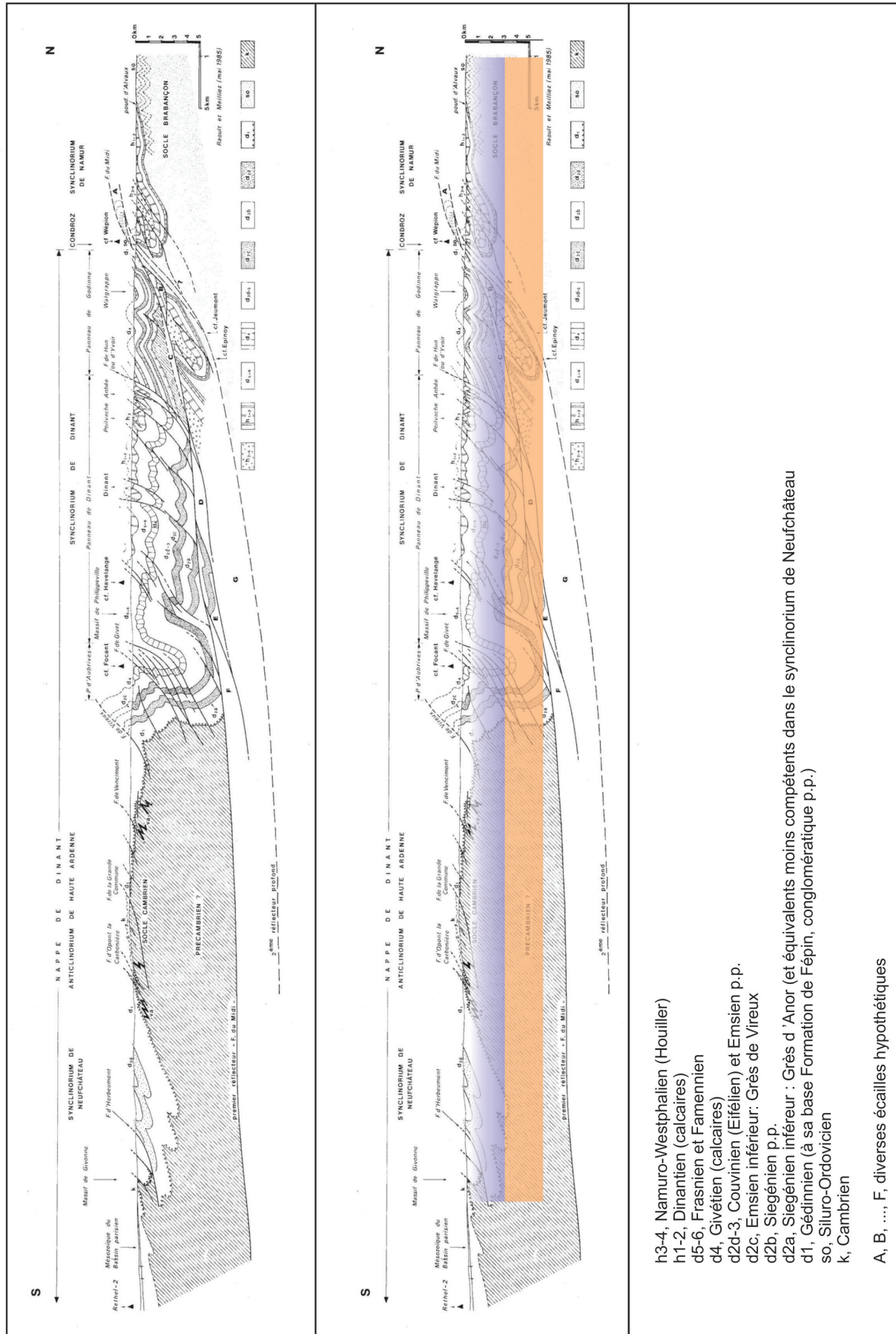
Au Nord de la coupe, le Synclinorium de Namur, appelé

actuellement Parautochtone du Brabant, montre une partie septentrionale à faible pendage vers le Sud et un flanc Sud composé par de nombreuses écailles, comme l'a mis clairement en évidence le sondage de Wépion.

D'un point de vue séquence de la déformation, la faille du Midi constituerait un évènement tardif qui aurait recoupé des structures déjà existantes et elle ne suivrait pas un niveau stratigraphique bien défini. Ainsi dans l'interprétation de Raoult et Meilliez des plis presque couchés comprenant des roches carbonifères auraient été recoupés par la faille du Midi et se trouvait donc à grande profondeur dans la région de Godinne et Profondeville. Par ailleurs, dans la partie Sud du Synclinorium de Dinant une partie des roches du Dévonien inférieur aurait pu être recoupé par le développement de la faille du Midi en-dessous de laquelle Raoult et Meilliez ne fournissent pas d'interprétation.

Interprétation d'Adams et Vandenberghe (1999)

Cette analyse (Figure 44) est basée sur un modèle classique de formation d'un fold-and-thrust belt comprenant de nombreuses écailles délimitées par des failles inverses à pendages Sud. Celles-ci se connectent en profondeur sur un décollement principal situé au sein des roches du Paléozoïque inférieur. Cette dernière interprétation repose entre autres sur la présence de petits affleurements de roches du Paléozoïque inférieur dans la vallée d'Oxhe (au Sud-Est de Huy) au bord Nord du Synclinorium de Dinant et qui donc callerait stratigraphiquement le décollement principal qui serait donc plus profond que celui proposé par Raoult & Meilliez.



- h3-4, Namuro-Westphalien (Houiller)
- h1-2, Dinantien (calcaires)
- d5-6, Frasien et Famennien
- d4, Givétien (calcaires)
- d2d-3, Couvinien (Eifélien) et Emsien p.p.
- d2c, Emsien inférieur: Grès de Vireux
- d2b, Siegentien p.p.
- d2a, Siegentien inférieur : Grès d'Anor (et équivalents moins compétents dans le synclinorium de Neufchâteau
- d1, Gédinnien (à sa base Formation de Fépin, conglomératique p.p.)
- so, Siluro-Ordovicien
- k, Cambrien

A, B, ..., F, diverses écailles hypothétiques

Figure 43: Coupe théorique le long de la vallée de la Meuse et horizons géothermiques. Tiré de Raoult et Meilliez (1986).

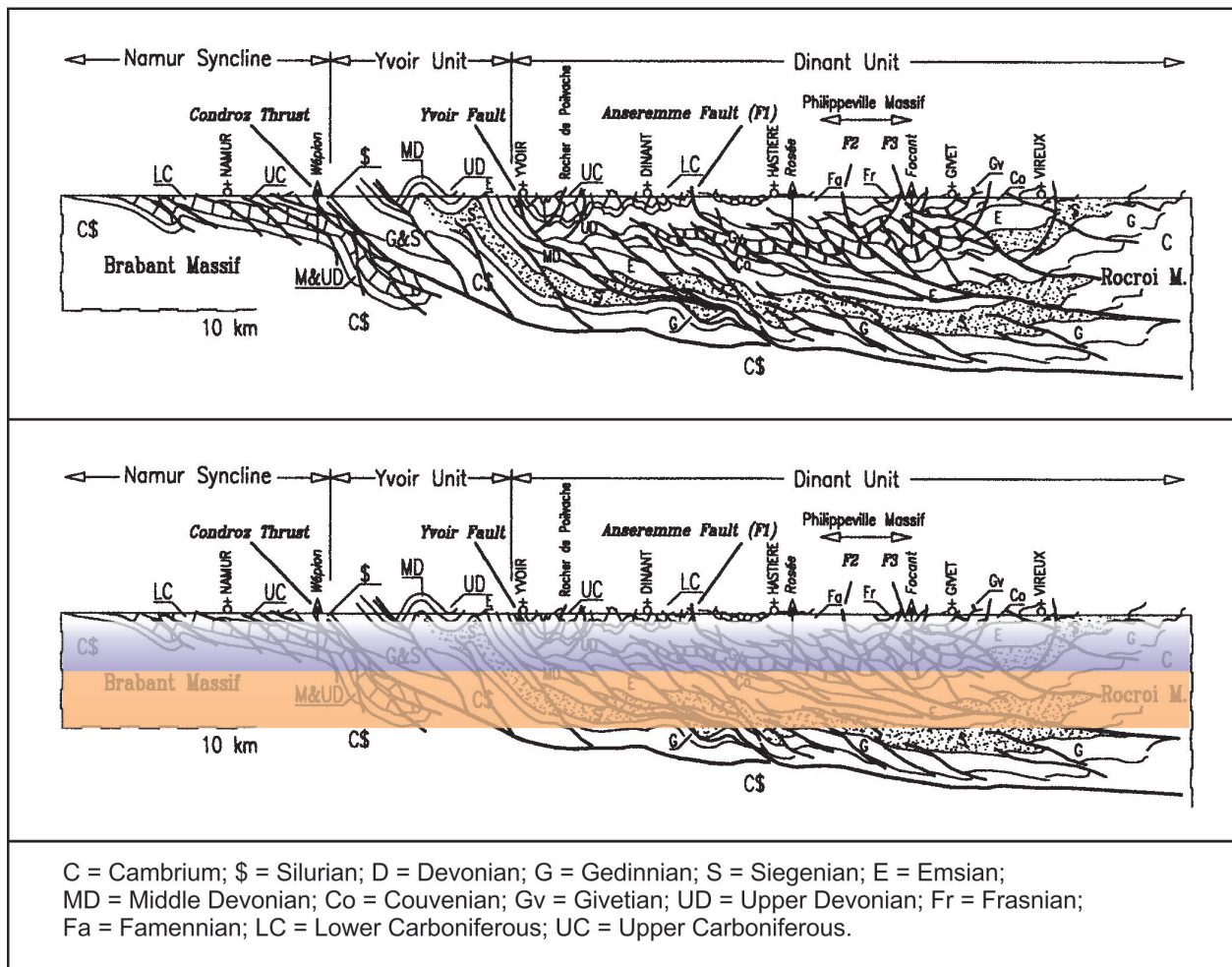


Figure 44: Coupe théorique le long de la vallée de la Meuse et horizons géothermiques. Tiré d'Adams et Vandenberghe (1999).

Dans cette analyse, seul un pli extrêmement pincé se situerait sous la faille du Midi au sud de Wépion et les couches du Dévonien inférieur ne seraient pas recoupées par la faille du Midi. Leur épaisseur serait d'ailleurs maximale dans la partie Sud du Synclinorium de Dinant. Une autre différence par rapport à l'interprétation de Raoult et Meilliez est l'absence de grand synclinal fermé à proximité de Focant. Dans l'interprétation d'Adams et Vandenberghe, cette zone correspondrait plutôt à une accumulation complexe d'écaïlles tectoniques.

Interprétation pour la géothermie profonde

Les analyses proposées dans la littérature pour cette région

illustre parfaitement la difficulté d'interprétation de la structure du sous-sol sous la Wallonie. Les modèles utilisés par différents auteurs sont radicalement différents, puisque dans un cas le décollement principal sous l'Allochtone de l'Ardenne se situe au contact entre les roches du Dévonien inférieur et celles du Paléozoïque inférieur (Le Gall), soit dans les roches du Paléozoïque inférieur (Adams & Vandenberghe) ou bien encore il s'agit d'une faille hors-séquence recoupant tout une série de structures préexistantes (Raoult & Meilliez).

Les points de convergence entre les auteurs sont donc très limités, mais on peut néanmoins remarquer que les auteurs s'accordent sur la présence d'au moins une structure synclinale

serrée au droit de l'émergence au niveau du sol de la faille du Midi. La discussion réside donc dans le fait d'établir l'extension vers le Sud des unités structurales parautochtones comprenant des formations carbonatées du Dévono-Carbonifère. L'autre point de convergence indique que les couches du Dévonien inférieur au Nord du Massif de Rocroi montrent un faible pendage Nord, puis une augmentation significative de cette profondeur, à travers un pli synclinal dont les flancs sont redressés pour Raoul & Meilliez et par un jeu complexe d'écaillés pour Adams et Vandenberghe. Les points de convergence correspondent également aux zones montrant un intérêt plus élevé pour la géothermie profonde, à savoir, premièrement, la limite entre l'Anticlinorium de l'Ardenne et le Synclinorium de Dinant et deuxièmement le mur de la Faille du Midi.

Coupe géologique transversale à travers le Massif de Serpont jusqu'à Havelange

Introduction

La coupe publiée par Fielitz (1999) est importante, puisqu'il s'agit de la seule interprétation tectonique moderne pour cette zone. Les autres coupes se sont focalisées soit le long du méridien de la Meuse entre Givet et Namur ou plus à l'Est à travers le Massif de Stavelot. Les données disponibles sont très limitées puisqu'aucun grand sondage n'a été réalisé au droit de l'Anticlinorium de l'Ardenne (s.s.) et aucune ligne de sismique réflexion ne passe par cette zone. Les informations disponibles sont donc les données cartographiques anciennes, complétées par des observations réalisées par l'équipe de Fielitz et l'analyse du métamorphisme.

Au Nord de la coupe, un levé cartographique plus récent a été réalisé par Delvaux de Fenffe (1985) dans la région de Rochefort. Les coupes géologiques réalisées par Delvaux de Fenffe sont reprises dans le SIG accompagnant cette étude. Elles fournissent une information locale et pour de faibles profondeurs. Fielitz a intégré ce travail de levé dans son analyse.

D'un point de vue structural, cette coupe reprend l'entièreté de l'Anticlinorium de l'Ardenne, ainsi que le bord Sud du Synclinorium de Dinant. Dans la partie Sud et centrale, les structures montrent une direction Est-Ouest, alors que dans la partie Nord une zone de virguation est rencontrée et les structures adoptent alors une direction NE-SW. Dans son analyse, Fielitz a repris de nombreuses failles alors que seulement trois accidents sont repris dans les documents cartographiques existants, à savoir la faille d'Opont, celle d'Herbeumont et enfin celle de Lamsoul (Jemelle). Cette dernière est considérée comme un rétro-charriage.

Présentation de la coupe

Cette coupe peut être divisée en trois zones (Figure 45) :

- dans la partie septentrionale, l'enveloppe des formations dévoniennes pendent légèrement vers le Nord et sont associées à une série de niveaux de décollements intraformationnels sur lesquels de petites rampes se connectent. Ces failles mineures conduisent à la formation de plis de propagation ou de rampes (fault-bend-fold) au sein des formations eifeliennes et givésiennes ;

- au centre, une série de charriages à pendage Sud délimite des écailles. Cette activité a conduit à l'exhumation des roches du Paléozoïque inférieur au niveau du Massif de Serpont. Ces accidents se réunissent en profondeur vers le Sud ;
- au Sud, Fielitz observe à la fois un surépaississement des formations géologiques du Dévonien inférieur et une modification importante des faciès qui semblent plus marins (plus fins). Ce changement serait dû à l'activité de failles synsédimentaires pendant le Dévonien. Cette interprétation s'inscrit dans le schéma de la formation de la marge passive Rhénohercynienne et est appuyée par l'augmentation importante du degré de métamorphisme (faciès des schistes verts, voir base du faciès des amphibolites) des roches du Dévonien inférieur qui ont été enfouies plus profondément que leur équivalent de même âge au Nord de la coupe. Cette zone est caractérisée par une série de chevauchements à pendage Sud, ainsi qu'une faille dite hors-séquence qui aurait recoupée tardivement les failles synsédimentaires. Ces dernières, bien qu'actives en faille normale lors de la sédimentation éodévonienne auraient été réactivées en failles inverses lors de l'orogénèse varisque à la fin du Dinantien jusqu'au Westphalien (cf. doubles flèches sur la coupe). La faille d'Opont serait un exemple de ces failles synsédimentaires inversées.

Un autre élément important de l'analyse de Fielitz est la présence d'un niveau de décollement sub-horizontale à grande profondeur ~11 km au sein des formations du Paléozoïque inférieur. Il s'agirait donc du niveau de décollement de base de

l'Allochtonne de l'Ardenne dont l'émergence correspondrait à la Faille du Midi.

Interprétation pour la géothermie profonde

Le faible pendage de l'enveloppe des formations du Dévonien inférieur au Nord du Massif de Serpont implique que la zone la plus intéressante pour rencontrer ces roches à grande profondeur se situe à l'extrémité Nord de la coupe, c'est-à-dire dans la région de Jemelle et au-delà plus au Nord. Malheureusement Fielitz a arrêté sa coupe dans cette zone. Toujours selon cette interprétation, une autre zone potentiellement intéressante se situe au droit du Massif de Serpont, puisque la base du Dévonien inférieur serait enfouie sous une écaille de roches du Paléozoïque inférieur qui constitue le Massif de Serpont lui-même. Ce dernier aurait donc glissé parallèlement à la stratification.

Plus au Sud, on observe l'épaississement des formations du Dévonien inférieur, mais comme ce changement s'accompagne par l'apparition de lithologies plus fines, celles-ci semblent moins intéressantes pour la création et la stimulation d'un réservoir par fracturation hydraulique. Cette analyse devra à l'avenir être corroborée ou infirmée par les levés de cartographie géologique actuellement en cours dans la région et par des analyses pétrographiques-mécaniques précises.

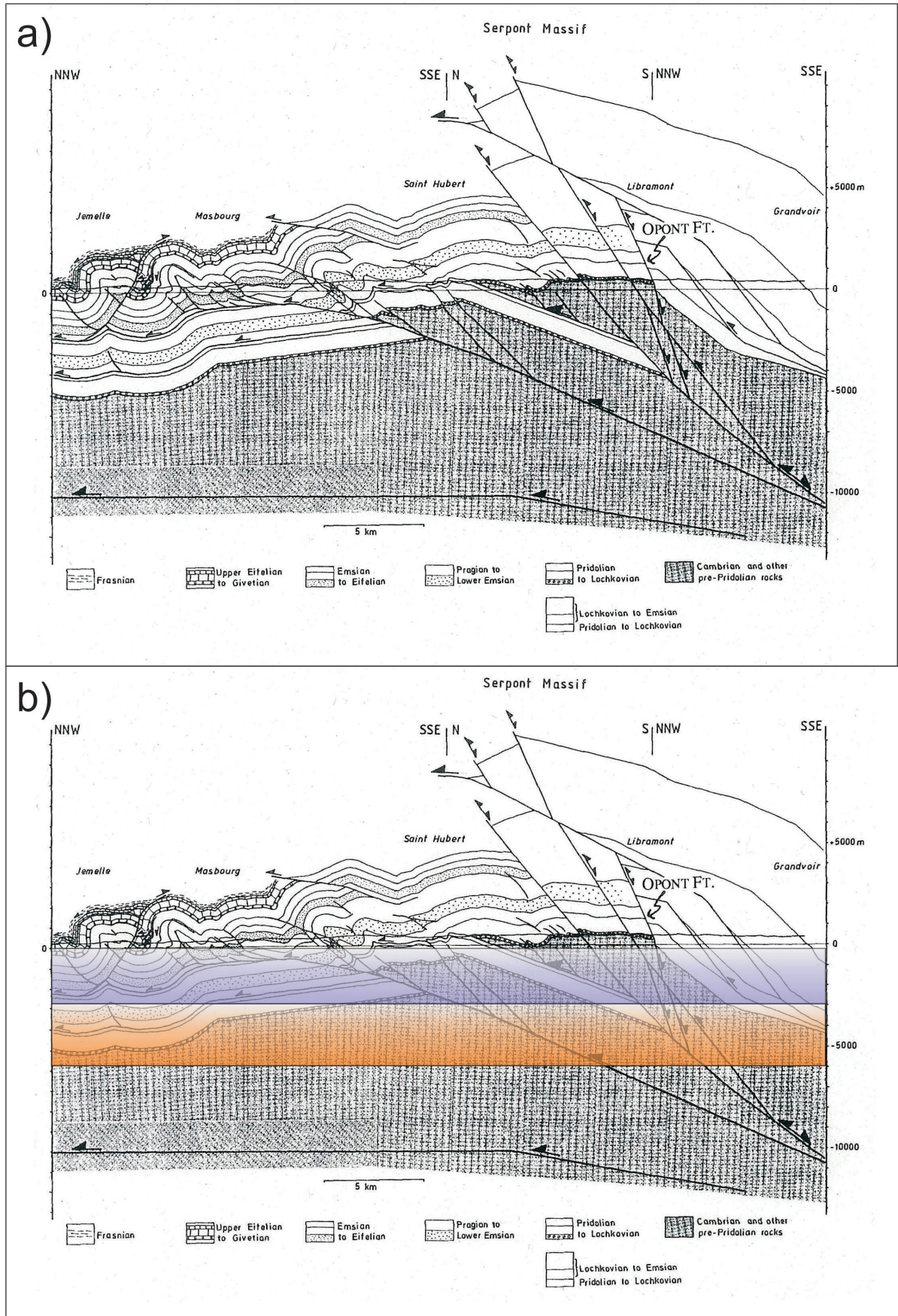


Figure 45: a) Coupe équilibrée à travers le Massif de Serpont et le bord Sud du Synclinorium de Dinant (tiré de Fielitz, 1997) ; b) même coupe avec horizons géothermiques (bleu : [300 ; 3000m de profondeur] ; orange [3000 ; 6000 m de profondeur]).

Coupe géologique de la Fenêtre de Theux

Introduction

Cette coupe est celle ayant conduit au plus grand nombre de discussions, publications et investigations géologiques (levé de terrain, sondages, profils sismiques,...). Ces discussions résultent de deux points importants : l'un est lié à la complexité des structures géologiques rencontrées dans cette région ; l'autre à l'approche académique cherchant la prolongation vers l'Est du complexe Faille du Midi- bande silurienne du Condroz – Faille Eifélienne – Faille d'Aachen, simplifié ici en complexe de la Faille du Midi. Ce dernier point de discussion a perdu un peu de son importance depuis une dizaine d'années avec l'approche considérant que ce complexe à l'Est de Liège se distribue le long de plusieurs failles, notamment celles des Aguesses-Asse et de Theux-Tunnel. La complexité des structures continue à alimenter les discussions, notamment à propos des mécanismes de mise en place des structures, mais l'ensemble des données permet néanmoins de dégager un schéma structural global utile pour l'évaluation du potentiel géothermique de cette région.

Géologiquement, cette région contraste nettement avec les structures observées à l'Ouest et la limite entre les deux domaines géologiques correspond au passage de la zone de l'Ourthe déjà décrite au Chapitre 4. En résumé, il ressort qu'à l'Ouest de la zone de l'Ourthe le sous-sol est structuré sous la forme d'un parautochtone de Brabant séparé de l'Allochtone de l'Ardenne par le complexe de la Faille du Midi. La partie Nord de cet allochtone coïncide avec le Synclinorium de Dinant, comprenant essentiellement des roches

dévonno-carbonifères. A l'Est de la zone de l'Ourthe, le Massif de Stavelot se trouve dans le prolongement du Synclinorium de Dinant et il se compose majoritairement par les formations du Paléozoïque inférieur. Le Massif de Stavelot sépare deux domaines, l'un au Nord comprenant la Fenêtre de Theux, la Nappe de la Vesdre et les unités de Herve et de Visé. Au Sud du Massif de Stavelot, on observe le bord Nord du Synclinorium de l'Eifel, qui serait le prolongement oriental du Synclinorium de Neufchâteau. Remarquons que le long du méridien de la Fenêtre de Theux, le Massif de Stavelot est séparé en deux par le graben de Malmedy dont le remplissage serait d'âge permien.

Dans un premier temps, nous allons décrire les cinq modèles différents pour le domaine Nord, c'est-à-dire celui qui s'étend depuis l'unité de Visé jusqu'au bord Nord du Massif de Stavelot et la Fenêtre de Theux. Par après, nous détaillerons deux modèles publiés pour le domaine Sud.

Domaine Nord

Coupes géologiques classiques : modèle de Graulich (1984) et de Michot (1988)

Ces deux auteurs ont alimenté un débat passionné sur la prolongation à l'Est de la Faille Eifélienne (Graulich, 1984 ; Michot, 1986 ; Michot, 1989). En résumé (Figure 46), Graulich considèrerait que la Faille Eifélienne, nom du complexe de la Faille du Midi dans la région liégeoise, se transforme vers l'Est en la Faille des Aguesses-Asse le long de laquelle une nappe équivalente à celle de Dinant se serait déplacé sur une grande

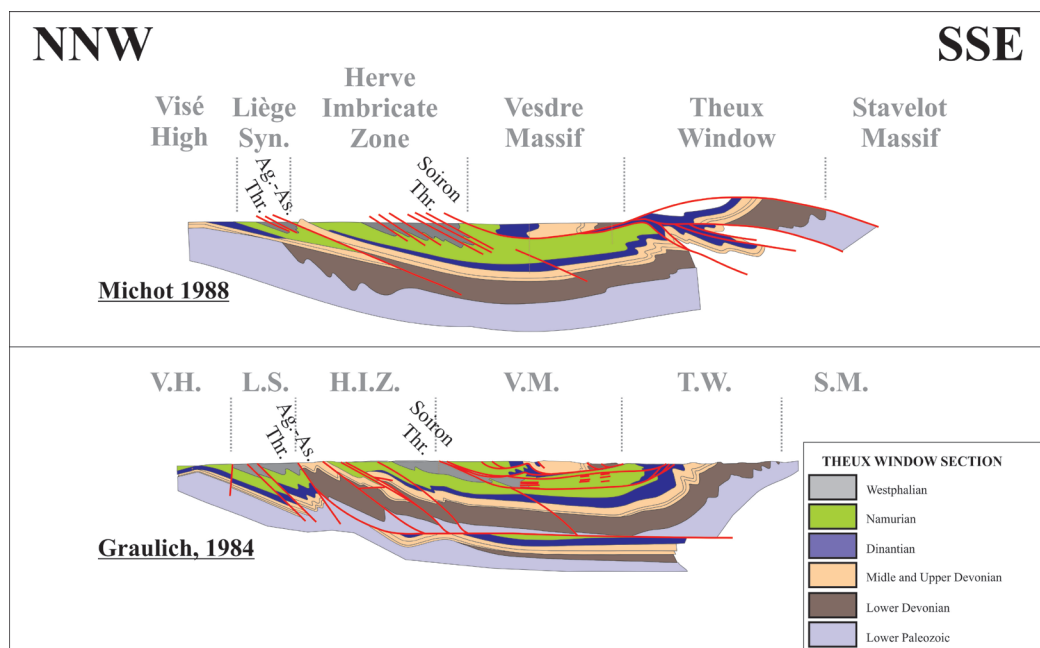


Figure 46 : Comparaison de deux interprétations différentes du domaine Nord par Michot (1988) et Graulich (1984).

distance. Selon ce modèle, il pourrait donc exister des unités autochtones dévono-carbonifères à grande profondeur sous la faille des Aguesses-Asse. Jusqu'à présent, aucun forage n'a cependant recoupé une telle unité.

Pour sa part, Michot (1988) défendait un modèle où la Faille de Soiron constituerait la prolongation de la Faille Eiffélienne et la Nappe de la Vesdre serait donc une unité allochtone sur des unités parautochtones. Dans cette approche, le Faille des Aguesses-Asse, ainsi que d'autres accidents seraient tout à fait secondaires et s'enracineraient ou s'amortissent en profondeur sans nécessairement se connecter à un niveau particulier.

Remarque

A partir des années 1990, les modèles proposés ont évolué grâce surtout à des comparaisons avec d'autres chaînes de montagnes et plus particulièrement en reprenant les éléments

principaux des fold-and-thrust belts. Ceux-ci se caractérisent par la formation d'un « prisme » composé d'écaillles tectoniques s'accumulant les unes sur les autres le long de failles de chevauchement. Ces failles se connectent en profondeur sur un niveau de décollement correspondant généralement à un niveau stratigraphique particulier (ex : évaporites, shales). Le raccourcissement se distribue donc sur une série de failles et augmente vers l'arrière-pays.

Modèle de Fielitz (1992)

Dans son analyse de la shear zone de Monschau située au Sud-Est du Massif de Stavelot (cf. coupe DEKORP), Fielitz propose des coupes géologiques simplifiées à travers le Massif de Stavelot, dont l'une correspond à celle de Theux. Dans son modèle la bordure Nord du Massif de Stavelot serait marquée par un pli couché recoupé par la Faille de Soiron (Figure 47). La Faille des Aguesses-Asse, ainsi que

d'autres accidents se connecteraient en profondeur sur un niveau de décollement principal dans les roches du Paléozoïque inférieur.

Modèle d'Hollmann & Walter (1995)

Ces auteurs ont repris un modèle classique de fold-and-thrust belt où le rejet se distribue le long d'une série d'écaillés formées par des failles de chevauchement dont la trajectoire est de type plats et rampes (Fig. XXX12). Le niveau de décollement

principal se situerait au sein des roches du Dévonien inférieur sous l'unité de Herve, la Nappe de la Vesdre et la Fenêtre de Theux et au sein des formations du Paléozoïque inférieur sous le Massif de Stavelot.

Modèle de Hance et al. (1999)

Suite aux travaux de levé de terrain du programme de carte géologique de la Wallonie, une analyse a conduit à revoir le modèle proposé par Hollmann & Walter (Figure 47). Cette

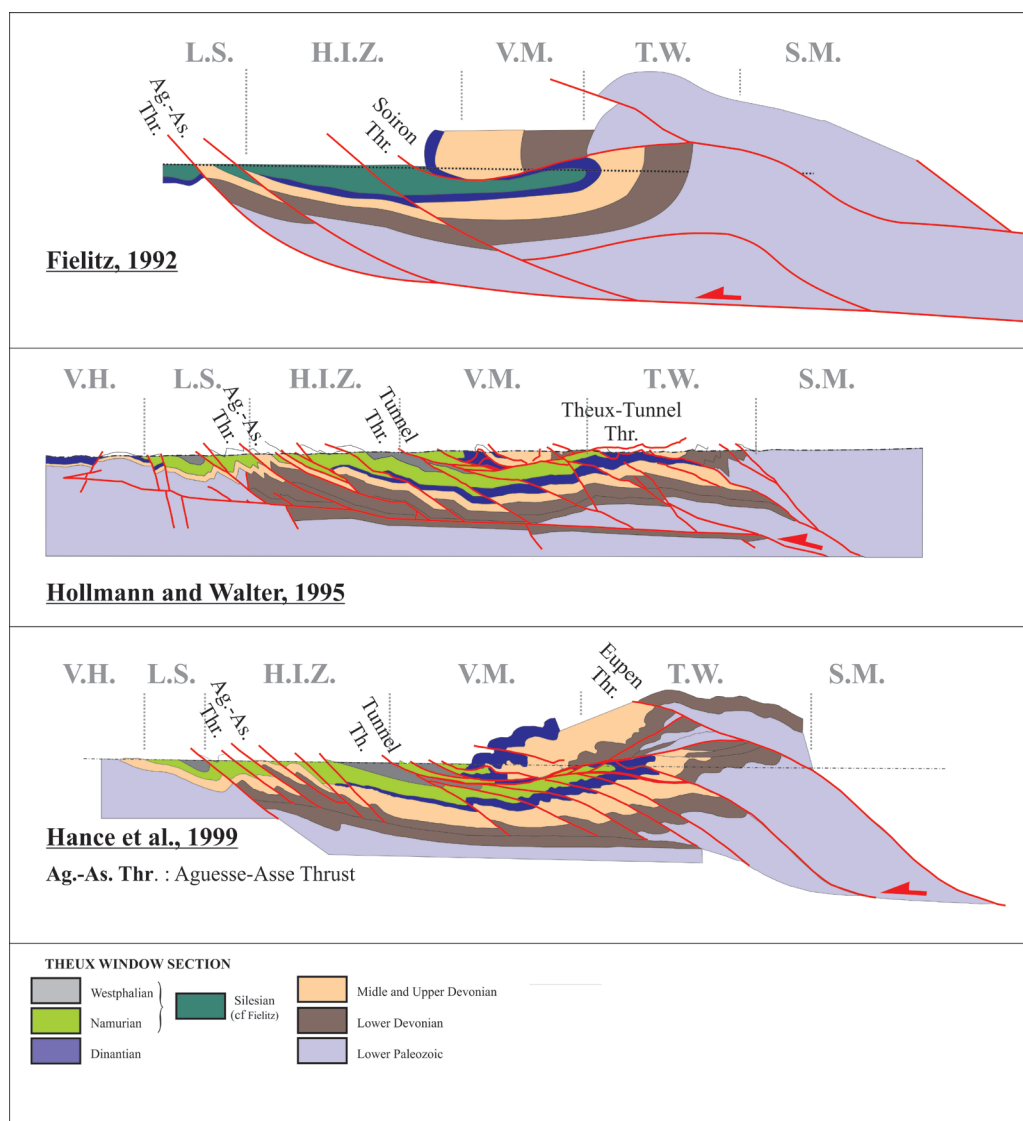


Figure 47: Comparaison de trois modèles récents décrivant la structure au Nord de la Fenêtre de Theux (tiré respectivement de Fielitz, 1992 ; Hollmann et Walter, 1995 ; Hance et al., 1999).

approche s'appuie donc sur de nombreuses observations de terrain à la différence du modèle théorique d'Hollmann & Walter. La différence principale réside sur la séquence d'accumulation des écailles tectoniques. Dans le modèle de Hollmann & Walter, la formation des différentes failles est en séquence, c'est-à-dire que l'âge de formation des failles diminue vers l'avant-pays. Ce modèle a été critiqué par Hance et al. (1999) qui ont observé sur le terrain la présence de nombreuses failles, dites hors-séquence, c'est-à-dire des failles s'initiant dans l'arrière-pays déjà déformé et recoupant des failles précoces.

Le modèle hors-séquence est nettement plus complexe (Figure 48), puisque qu'au début de raccourcissement un train de plis déjetés vers le Nord, voire même presque couchés, se seraient formés en association avec des failles. Il s'agirait du pli couché décrit par Fielitz. Une faille hors-séquence correspondant à la faille de Theux-Tunnel aurait recoupé les plis et les failles précoces. Enfin, la formation d'une faille tardive en profondeur aurait provoqué le bombement de la Faille de Theux-Tunnel et l'apparition de la Fenêtre de Theux et le forme en cuvette de la base de la Nappe de la Vesdre.

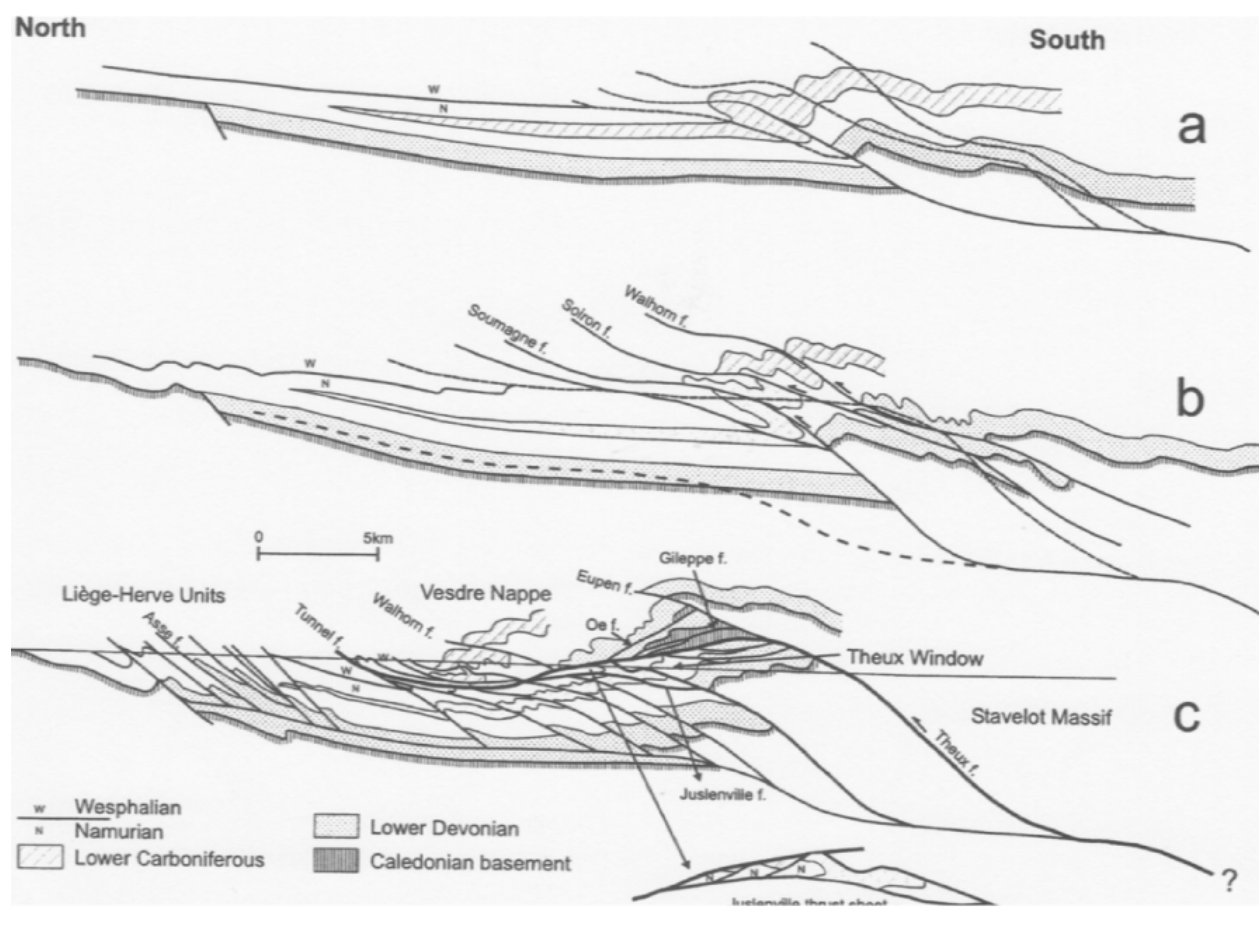


Figure 48: Modèle de mise en place des structures dans le domaine au Nord de la Fenêtre de Theux (tiré de Hance et al., 1999).

Mis à part les discussions sur la mise en place des structures, le modèle de Hance et al. se rapproche de celui d'Hollmann sur la position stratigraphique du niveau de décollement principal qui se situerait également au sein des roches du Dévonien inférieur, mais pas nécessairement dans les mêmes niveaux stratigraphiques.

Massif de Stavelot et domaine Sud

Modèle de Fielitz (1992)

Dans son étude, Fielitz a étendu sa coupe aux grandes unités tectoniques du Massif de Stavelot, ainsi qu'à l'extrémité Nord du Synclinorium de Neufchâteau-Eifel. On remarquera dans cette approche, qu'aucune distinction n'est réalisée entre les différentes formations du Paléozoïque inférieur qui sont donc repris comme une seule unité géologique. Il est en effet extrêmement difficile de proposer une coupe géologique en deux dimensions pour des unités ayant subi deux phases de déformation importantes, à savoir l'orogénèse calédonienne et varisque. Dans sa partie occidentale, le Massif de Stavelot serait donc constitué d'écaillés de roches du Paléozoïque inférieur accumulées les unes sur les autres. A ce titre, le forage de Grand-Halleux aurait traversé l'une de ces écaillés et approché le contact de l'écaille sous-jacente. Ce contact correspondrait latéralement vers l'Est à la shear zone de Monschau et à la Faille de Xhoris à l'Ouest. Au Sud du Massif de Stavelot, les roches du Dévonien inférieur affleurent à nouveau avec un pendage d'environ 30° vers le Sud.

Modèle d'Hollman (1996)

Hollmann a prolongé son étude du domaine Nord au Massif de Stavelot et au Synclinorium de l'Eifel. Là aussi, les roches du Paléozoïque inférieur sont reprises comme une seule unité lithostratigraphique formant un vaste anticlinal (Figure 49). Le décollement principal décrit pour le domaine Nord est localisé au Sud de la Fenêtre de Theux dans les roches du Paléozoïque inférieur et sa profondeur augmente progressivement pour atteindre une valeur de 13 km à l'extrémité Sud de la coupe.

Les roches composant le Synclinorium de l'Eifel au-dessus de ce niveau de décollement sont principalement des formations détritiques du Dévonien inférieur et des écaillés de roches du Paléozoïque inférieur. Dans cette région, l'épaisseur cumulée des roches éodévoniennes (~5-7 km) est nettement supérieure aux formations du même âge dans le domaine Nord (~1 km).

Concernant le sous-sol de la Wallonie, seule la partie Nord de ce synclinorium est importante. Il comprend principalement les formations de la partie inférieure du Dévonien inférieur avec un pendage d'environ 30° vers le Sud. Un chevauchement, dit de l'Ourthe à ne pas confondre avec la zone de l'Ourthe et un rétro-charriage à pendage vers le Nord-Ouest de Troisvierges-Malsbenden. Hollmann distingue deux branches à cet accident, dont la trace affleure à la frontière avec le Grand-Duché de Luxembourg.

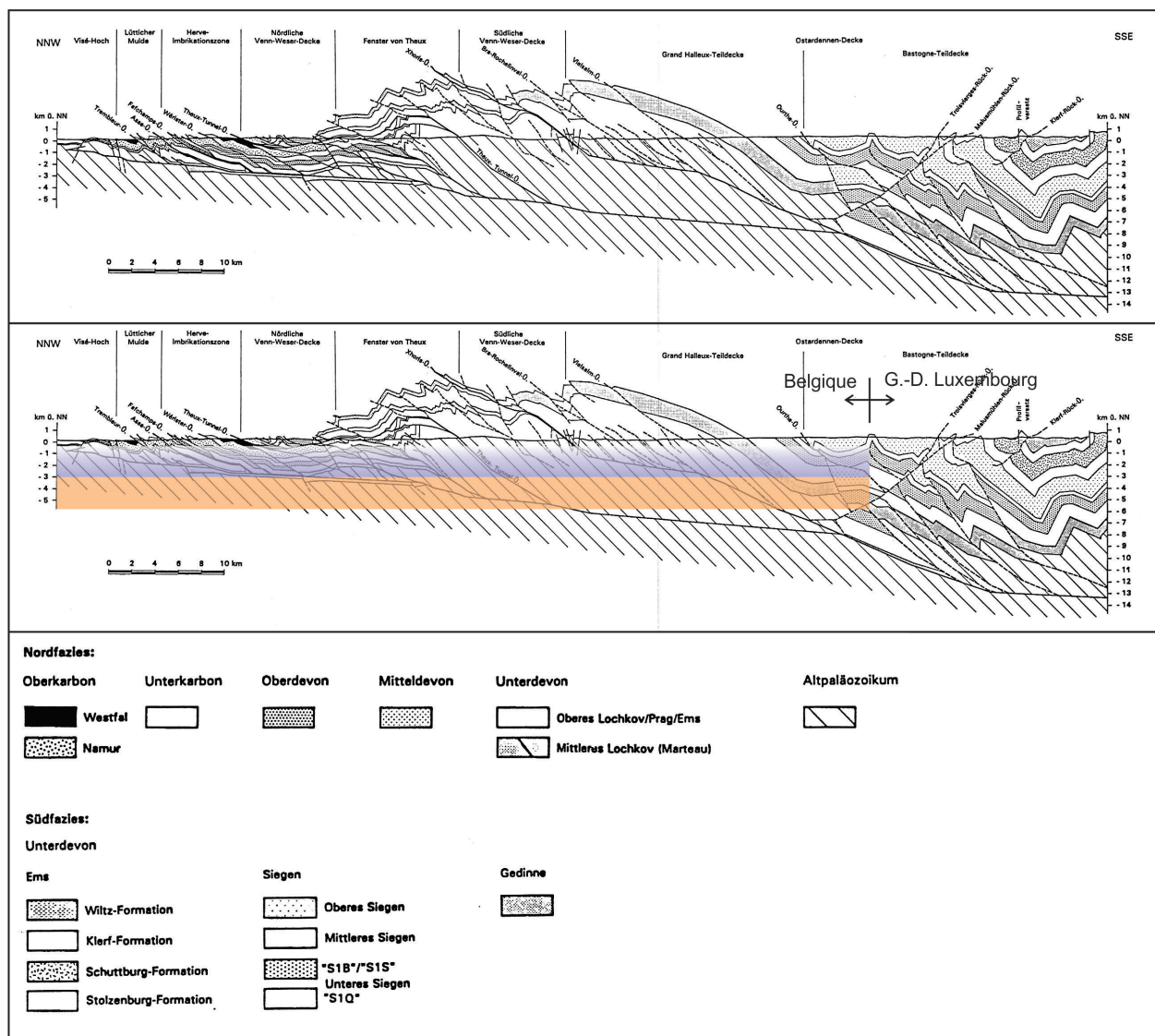


Figure 49: Coupe géologique équilibrée à travers le Massif de Stavelot (tiré de Hollmann, 1997). Horizons géothermiques de faible à moyenne profondeur (rectangle bleu) et grande profondeur (rectangle orange).

Interprétation pour la géothermie

Dans le domaine au Nord de la Fenêtre de Theux, la majorité des modèles géologiques impliquent une déformation pelliculaire affectant que la partie superficielle de la croûte terrestre. Si l'on prend en compte le modèle de Fielitz (1992) et celui de Hollmann et Walter (1994), il ressort que cette région montre un intérêt pour la géothermie de faible et moyenne profondeur (300-3000m). Plus profond, les roches du Paléozoïque inférieur devraient être rencontrées vers 3000 m de profondeur. L'intérêt

pour la géothermie profonde est donc à ce jour très faible.

Aucun modèle récent ne valide la présence d'un bassin profond comme l'a décrit Graulich (Figure 46). La coupe proposée par Hance et al. (1999) ne donne pas d'échelle de profondeur limitant ainsi son applicabilité dans la présente discussion.

Remarquons que les sondages réalisés dans le Nord du bassin de Herve et la prolongation orientale du bassin de Liège indiquent la présence de lacunes sédimentaires importantes (cf. Figure 47). L'absence de calcaires du Dinantien dans ces unités

réduit également l'intérêt de cette région pour la géothermie de faible et moyenne profondeur.

Dans le domaine au Sud du Massif de Stavelot, seules des roches du Dévonien inférieur sont reconnues. On peut remarquer que la zone la plus intéressante pour le développement de la géothermie dans cette région correspond aux roches quartzitiques qui devraient être rencontrées à grande profondeur (>3000 m) à proximité de la frontière avec le Grand-Duché de Luxembourg (Figure 49).

Coupe géologique du profil DEKORP

Entre 1984 et 1997, la République fédérale d'Allemagne a entrepris un grand programme d'imagerie sismique de la croûte terrestre de son territoire. Ce programme, intitulé DEKORP (DEutsches KOntinentales Reflexionsseismisches Programm),

comprenait différents segments, dont un profil (DEKORP 1A) passant par l'extrémité Est de la Belgique et réalisé en collaboration avec l'équivalent belge de ce programme (BELCORP). Les unités tectoniques investiguées par ce profil comprennent l'avant-pays de la chaîne varisque, la zone frontale de l'Alloch-tone, le Massif de Stavelot et une partie du Synclinorium de l'Eifel et de la dépression Nord-Sud de l'Eifel.

Grâce à cette campagne ambitieuse, la structure du sous-sol dans cette région a pu être mieux contrainte. Un réflecteur puissant coïncide avec le niveau de décollement principal subhorizontal sous le Massif de Stavelot (cf. réflecteur n°2 à la Figure 50) et dont la pente augmente clairement vers le Sud à partir de Monschau (n°4, 5 et 6) avec un pendage d'environ 10°. De l'ensemble de ces travaux, il ressort deux modèles différents : l'un a été réalisé par Fielitz (1992) et l'autre par l'équipe d'O. Oncken.

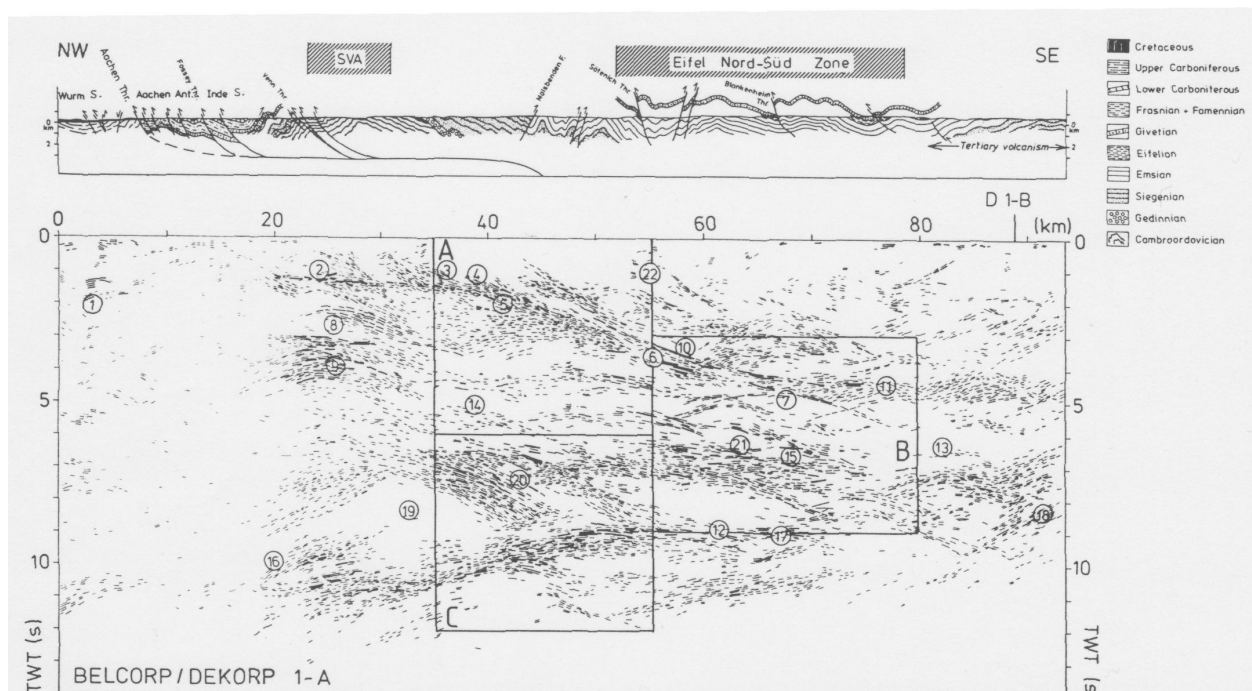


Figure 50: Principaux réflecteurs observés lors du profil de sismique réflexion BELCORP/DEKORP 1-A et interprétation pour la croûte superficielle. (Tiré de DEKORP, 1991).

Dans le modèle de Fielitz (Figure 51), la charnière du pli couché déjà évoqué lors de la présentation de la coupe passant par la Fenêtre de Theux se trouverait sous le Massif de Stavelot. On pourrait donc retrouver à cet endroit des roches carbonifères à une profondeur entre 2 et 4 km. De plus, le flanc inférieur de ce pli se trouverait également sous le Massif de Stavelot à des profondeurs comprises entre 3 et 6 km de profondeur.

Le modèle de von Winterfeld (1994), Dittmar et al. (1994) et Oncken et al. (1999) contraste radicalement avec celui de

Fielitz, puisqu'une écaïlle tectonique se trouverait sous le Massif de Stavelot, mais elle serait composée par des roches du Paléozoïque inférieur et du Dévonien inférieur. L'intérêt géothermique de cette zone serait donc fortement réduit. Comme semble le confirmer le profil de sismique réflexion DEKORP, la déformation dans le domaine Nord serait pelliculaire avec un décollement principale à faible profondeur (~3 km) au sein des roches du Dévonien inférieur. Il n'irait donc pas un grand intérêt pour la géothermie de grande profondeur dans cette région.

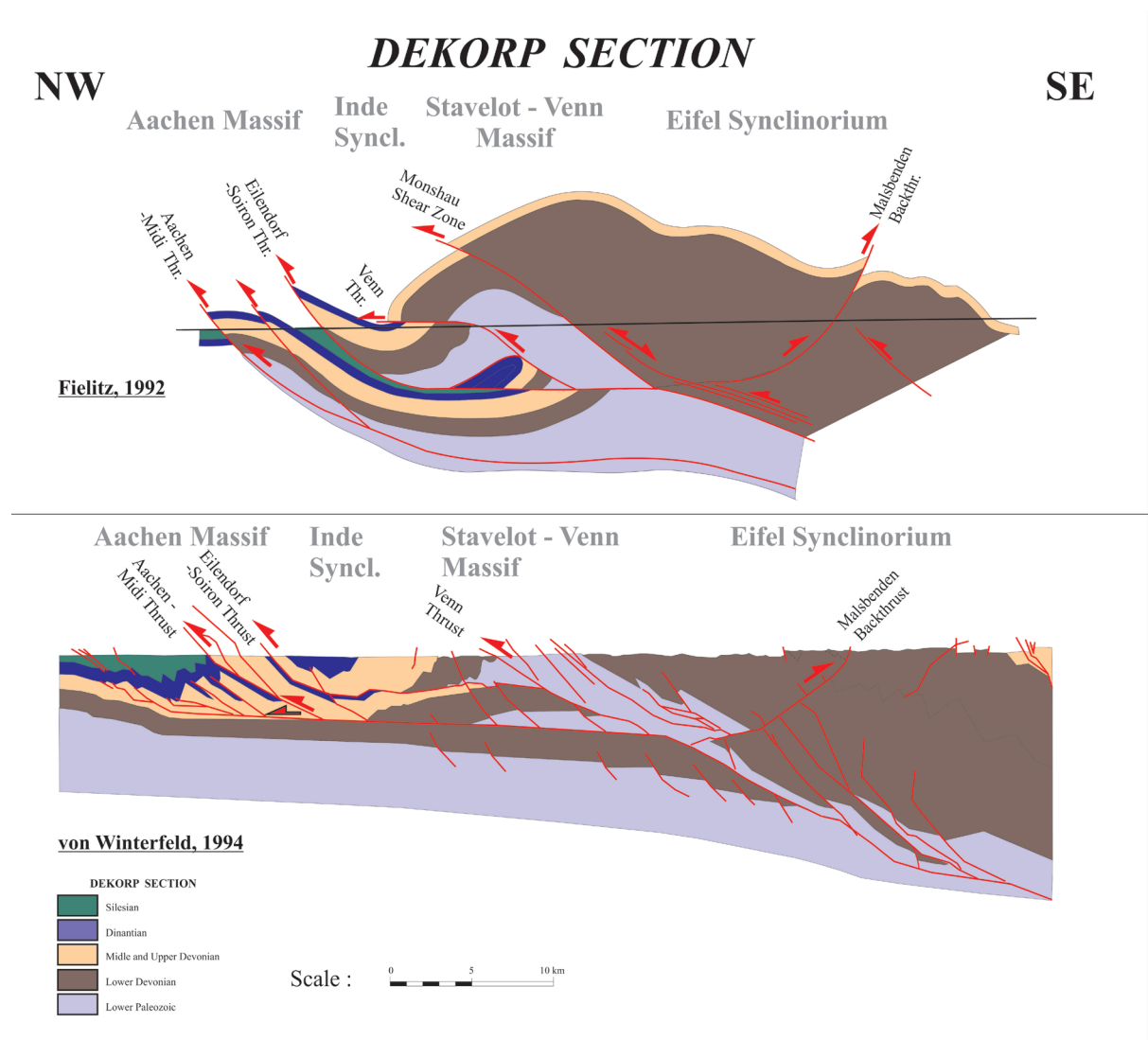


Figure 51: Coupe géologiques interprétatives du profil de sismique réflexion Dekorp (Fielitz, 1992 et von Witerfeld, 1994)

Dans le domaine Sud, les deux modèles s'accordent sur une structure relativement simple au sein des roches du Dévonien inférieur qui montrerait un pendage global vers le Sud-Est et la présence du rétro-charriage de Trois-Vierges-Malsbenden. A la différence du modèle de von Winterfeld, Fielitz considère la présence d'une shear zone importante (Monschau) affectant le contact entre les roches du Paléozoïque inférieur du bord Sud du Massif de Stavelot et les roches de la base du Dévonien inférieur. Selon ce modèle, cette shear zone résulterait de l'inversion d'une ancienne faille synsédimentaire. Celle-ci aurait été active durant la formation du bassin rhénohercynien conduisant à la formation d'un graben au Sud du Massif de Stavelot. Un indicateur important de cette activité est marqué par l'augmentation significative de l'épaisseur des formations du Dévonien inférieur de part et d'autre du Massif de Stavelot.

Interprétation pour la géothermie

Les coupes du modèle de Fielitz et celle de l'équipe d'Oncken sont très différentes. Elles sont également assez difficilement transposables à la Wallonie puisqu'elles se situent en Allemagne au-delà d'Aachen. Il faut néanmoins considérer que si le modèle de Fielitz est correct, le pli couché sous le Massif de Stavelot comprenant des roches du Carbonifère pourrait représenter un réservoir géothermique intéressant. Ce modèle nécessitera à l'avenir une confirmation et la présence de cette unité structurale est donc considérée pour le moment comme hypothétique.

Les potentialités de géothermie de faible à moyenne profondeur est assez équivalente à celle au Nord de la Fenêtre de

Theux, c'est-à-dire dans les formations carbonatées présentes dans les différentes nappes y compris l'équivalent vers l'Est de celle de la Vesdre et des unités sous-jacentes.

5.2. Données Sismiques

5.2.1. Sismique réflexion en Région Wallonne

Introduction

La première prospection sismique terrestre fut réalisée par l'allemand Mintrop et date du début des années 20. C'est par ailleurs en 1924 que le gisement pétrolier d'Orchard Salt Dome au Texas fut découvert par la méthode de sismique réfraction. La sismique réfraction est une approche assez simple, bien adaptée pour acquérir des informations suivant un modèle géologique de base à de faibles profondeurs. La sismique réflexion a l'avantage par rapport à la sismique réfraction d'être une méthode plus complète.

Cette méthode permet d'obtenir une image continue et détaillée de l'extension structurale horizontale et verticale des différents horizons géologiques. La profondeur d'investigation va, pour la très haute résolution, de la surface à quelques centaines de mètres et, pour la haute résolution, de quelques dizaines à plusieurs milliers de mètres. Le procédé d'acquisition utilisé le plus communément est le procédé « Vibroseis ». Cette méthode consiste à propager de l'énergie sismique dans le sol sur une période de temps en continu, par opposition à l'utilisation de sources d'énergie instantanées (coup de marteau, détonation d'explosifs). Les sources Vibroseis (camion vibreur la plupart du temps, Figure 53) sont conçues pour émettre dans le sol

un signal de fréquence variable mais continu de plusieurs secondes. Le signal est désigné habituellement sous le nom de « sweep », les signaux commençant à basse fréquence sont des « up-sweeps » et ceux commençant à haute fréquence sont des « down-sweeps ». Une bonne connaissance des paramètres de prospection qui indiquent la manière dont le profil est réalisé (géométrie de la ligne, implantations des points de tirs, la séquence de tir et l'appareillage utilisé...) et les paramètres d'acquisition qui accompagnent l'enregistrement du signal (sa forme, son intensité, les filtres, la fréquence d'échantillonnage...) sont indispensables pour le traitement des données.

La sismique réflexion possède des applications dans des domaines divers comme le génie civil (reconnaissance pour tunnels, barrages...), l'hydrogéologie (recherche de réservoirs en eau ou de sites hydrothermaux), le domaine des risques géologiques (reconnaissance de cavités..) ou encore de la prospection (pétrolifère, gazière, minière...).

Principe de la sismique réflexion

Lors d'un tremblement de terre, les sismomètres fournissent les enregistrements du sol : ce sont les sismogrammes. Ils font apparaître une succession d'arrivées d'ondes plus ou moins intenses selon la nature de leur propagation. On peut distinguer les ondes de volumes, qui se propagent à l'intérieur de la Terre, et les ondes de surface. Les ondes de volumes peuvent se décomposer en ondes P (ondes de compression longitudinales) et en ondes S (ondes de cisaillement transversales). Une classification identique existe pour les ondes de surface (ondes

de Rayleigh et de Love). Les ondes sismiques fournissent des informations précieuses sur la structure de la Terre depuis sa surface jusqu'à son centre. Pour trouver la variation des vitesses sismiques les sismologues ont développé la théorie des rais qui permet de tracer la trajectoire des ondes dans des milieux complexes. Cette théorie a de nombreuses applications, telles que la recherche de gisements pétroliers et la détermination de modèles de référence de la Terre qui permettent d'étudier la structure de la croûte, du manteau et du noyau.

Pour l'étude de la structure de la Terre il faut analyser les ondes de volume. Lorsque que l'on classe les sismogrammes par distance épacentrale, on voit apparaître, selon la distance, des arrivées cohérentes d'ondes formant des branches avec des rameaux complexes, elles sont appelées hodochrones ou temps de parcours des ondes principales. Leur nature est due à la complexité de la propagation des ondes sismiques dans la Terre. Ces arrivées multiples d'ondes P ou S sont dues aux variations brutales de milieu de propagation où une partie de l'onde va se réfléchir tandis que la résultante sera transmise au-delà de cette discontinuité. Si l'onde rencontre plusieurs de ces obstacles, chacun d'entre eux donnera naissance à une onde transmise et une onde réfléchi. Un autre élément de complexité vient du fait que les ondes P et S sont couplées et qu'une onde P se réfléchit et se transmet, à la fois, en ondes P et en ondes S.

En sismique réflexion, on utilise des ondes à incidence quasi verticale. La source sismique et le récepteur (ou la nappe de récepteurs) sont situés en un même lieu. On fait alors l'hypothèse que le milieu est tabulaire. En déplaçant alors l'ensemble de l'instrumentation

pour effectuer un profil sismique, on peut mettre en évidence des variations latérales des interfaces des différentes couches. Malheureusement, l'amplitude des ondes réfléchies à incidence quasi verticale est proche de zéro. Pour améliorer, le rapport signal sur bruit, une première technique consiste à augmenter le nombre de capteurs. En sommant les différents sismogrammes, le bruit sismique (incohérent) va avoir tendance à s'éliminer alors que le signal cohérent (en phase) lié aux ondes réfléchies va s'ajouter constructivement. Le signal ainsi sommé est appelé du terme anglais de « stack ». Pour améliorer encore le rapport signal sur bruit, on peut augmenter le nombre de sources sismiques pour avoir une couverture multiple de chaque point réflecteur (appelé ainsi point miroir). On effectue la sommation au point miroir commun M.

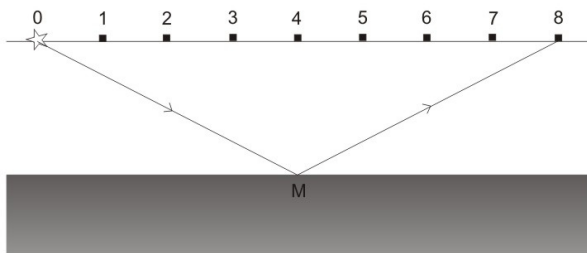


Figure 52: Principe de la sismique réflexion (à point miroir commun)

Quand la source est située en 0 (Figure 52), l'onde enregistrée au point 8 a été réfléchi en M. Si l'on déplace la source en 1, c'est le capteur 7 qui enregistre l'onde réfléchi en M et ainsi de suite. Pour étudier le point miroir, on voit qu'il suffira de sommer toutes les traces correspondant aux couples sources-capteurs situés symétriquement par rapport au point 4. Pour faire cette sommation, il faut cependant effectuer de nombreuses corrections afin de tenir compte des différences de temps de trajet entre chaque couple. De plus, cette technique ne fonctionne pas bien quand les couches sont très inclinées, ce qui arrive

souvent dans des milieux complexes. Pour corriger ces effets de pendage, il faut alors mettre en œuvre des techniques plus sophistiquées appelées techniques de migration.



Figure 53: Campagne de vibrosismique avec camion vibreur

L'ensemble du traitement d'une campagne sismique 2D illustré à la Figure 54, vise à passer du sismogramme enregistré à une image du sous-sol la plus fiable possible.

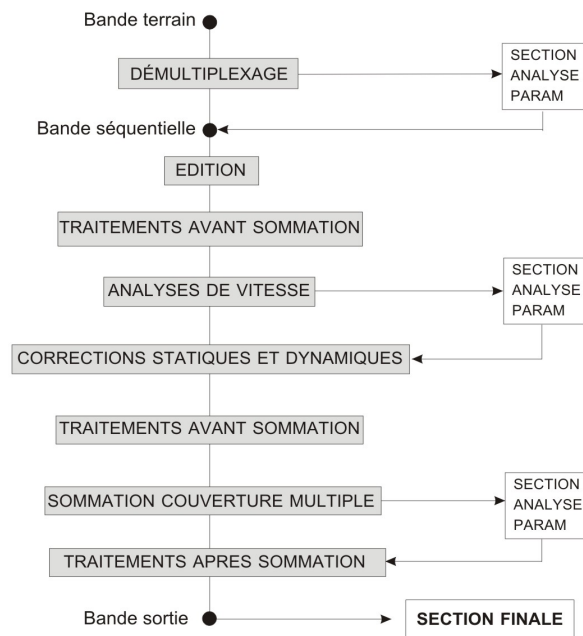


Figure 54: Chaîne de traitements d'une section sismique d'après (Coppens, 2001)

In fine, les traitements numériques, nécessitant des moyens de calcul puissants, permettent d'obtenir les coupes verticales ou profils sismiques faisant apparaître des réflecteurs ou

discontinuités qui peuvent être interprétés en termes de lithologie. Le succès de l'interprétation des réflecteurs sismiques réside principalement dans la présence d'un grand sondage sur la ligne sismique. En effet, le sondage permet une bonne conversion des temps de parcours des ondes en profondeur et une corrélation des réflecteurs sismique avec des discontinuités lithologiques.

En résumé, la sismique réflexion traite et sépare toutes les ondes réfléchies à différents niveaux dans le sous-sol. Elle permet d'avoir une localisation précise des interfaces présentes et de distinguer d'éventuelles failles en fonction des discontinuités relevées sur les réflecteurs. Les coupes produites sont des coupes distances / temps et, si la répartition spatiale des vitesses a été déterminée pour redresser les traces, il est possible de convertir la coupe temps en coupe profondeur.

Campagnes sismiques wallonnes

Entre les années 1970 et 1990, la prospection de gaz et pétrole en Wallonie a conduit à plusieurs campagnes d'exploration du sous-sol profond de la Wallonie. Nous avons vu que de grands sondages ont été réalisés afin de mieux comprendre la structure géologique profonde (Chapitre 5.1.2). Les campagnes de sismique réflexion ont été lancées simultanément, notamment pour prolonger latéralement les connaissances géologiques ponctuelles acquises en sondage. Les résultats de certaines de ces campagnes ont permis de mieux comprendre la structure géologique du sous-sol. Elles sont à l'origine de la réalisation de plusieurs grandes coupes géologiques (Chapitre 5.1.3) comme celle de *Fieltiz* en 1992 et celle de *von Winterfeld* en 1994 pour le profil Dekorp (Deutsches

Kontinentales Reflexionsseismisches Programm). La sismique réflexion 2D ou même 3D est un moyen de prospection fiable et largement utilisé par les compagnies de prospection pétrolières. Elle peut être utilisée aussi bien dans la phase d'exploration géothermique que pour le suivi d'un champ exploité.

Le Service Géologique de Belgique possède les informations complètes de cinq campagnes sismiques réalisées en région wallonne ou passant en partie sur le territoire wallon (Belcorp 86 (BELCORP : Belgian Continental Reflection seismic Programme), Dekorp 85, Hainaut79, Famenne 76 et 78, Vesdre-Liège 79). La Figure 55 révèle la position des différents profils sismiques acquis au cours de ces cinq études. Les objectifs, les procédés d'acquisition, les profils, les rapports et les publications de ces cinq campagnes sismiques ont été analysés et répertoriés. Les résultats sont présentés synthétiquement ci-après. Nous renvoyons le lecteur à la partie sur les coupes géologiques pour les campagnes de Dekorp qui y ont fait l'objet d'une interprétation détaillée.

D'autres travaux, tels que ceux de l'exploration entre Sambre et Meuse (Bassin de Dinant) réalisés par la Belgian-Shell Compagnie entre 1960 et 1965 (comprenant des études de géologie, de gravimétrie, de sismique, et la réalisation de forages d'exploration), ne seront pas détaillés ici car les données brutes ne sont pas en notre possession (seuls les rapports sont disponibles au sein de notre institut). Les conclusions de ce travail d'exploration entre Sambre et Meuse étaient que « les études de la géologie de surface et de géophysique n'ont pas permis de reconstituer la structure profonde vu la complexité de la tectonique du Bassin de Dinant (nombreux anticlinaux étroits) ».

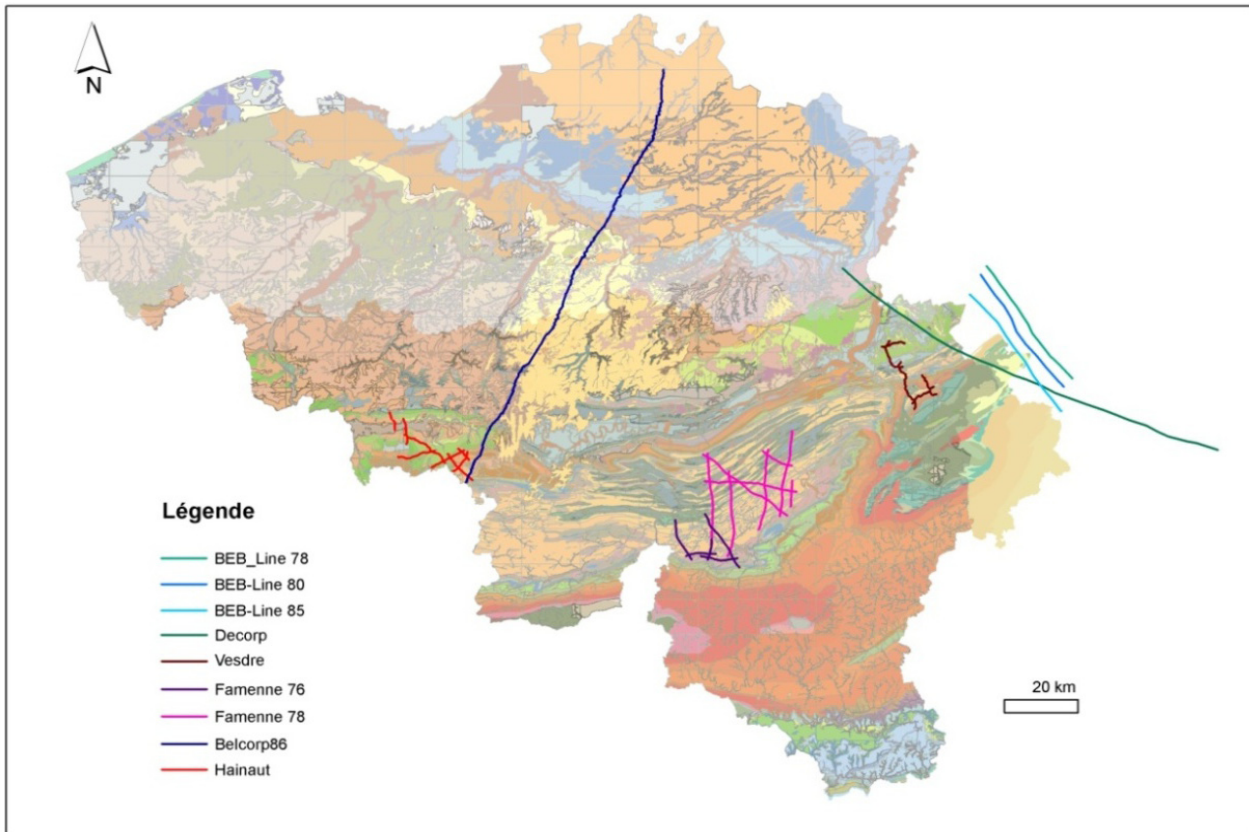


Figure 55: Carte de situation des campagnes sismique réflexion profonde en Wallonie.

Les bandes magnétiques entreposées au SGB sur lesquelles sont stockées les données brutes ont été inventoriées. Les bandes sont de deux formats différents (9 pistes ou 21 pistes), elles proviennent des marques Pyral, Scotch, 3M ou encore Davistape (Figure 56).



Figure 56: Supports magnétiques des données sismiques du SGB

Deux entreprises spécialisées dans l'acquisition de données sismiques ont été chargées des campagnes sismiques en Wallonie : Prakla Seismos GmbH (Allemagne) et la Compagnie Générale de Géophysique ou CGG (France).

Retranscription des bandes magnétiques

Les données des campagnes datant d'avant les années 1980, comme celle du Hainaut, de la Famenne et de la Vesdre ont été enregistrées dans des anciens formats de codage de type SEG-B ou SEG-C. Ces formats de codage ne sont plus utilisés de nos jours. Les données des campagnes plus récentes de Belcorp et Dekorp sont de type SEG-Y qui est le format standard pour les données sismiques et il est toujours utilisé actuellement.

La durée de vie de ces bandes magnétiques impose de les recopier régulièrement sur de nouveaux supports. Une recherche a cependant montré qu'il n'existe plus aucun moyen de lire ces bandes en Belgique. Ces données de base (données brutes) sont par conséquent inaccessibles à l'heure actuelle et sont enregistrées dans des formats désuets (type SEG-B et C). La pérennité des bandes étaient compromise puisqu'elles présentaient une couche huileuse sur les boîtes plastiques les renfermant.

La conservation et l'accessibilité de ces données brutes, faisant partie intégrante des collections du SGB est primordiale. En effet, ces données peuvent être retraitées par des moyens modernes, mais aussi à la lumière de nouvelles données. Elles suscitent beaucoup d'intérêt actuellement et peuvent être valorisées. Le retraitement des bandes magnétiques visent donc le double objectif de conservation des données géophysiques de base et la rencontre de l'intérêt scientifique actuel pour la reconnaissance des structures géologiques profondes. C'est pourquoi le SGB a pris la décision de les faire retranscrire en octobre 2011.

Les sociétés spécialisées dans la lecture et la transcription sur des supports modernes des données sismiques sont peu nombreuses. La société Geonumeric (Morlaas, France) a été contactée et choisie pour ce travail. Geonumeric a démontré qu'il pouvait opérer la récupération intégrale des données (test sur 4 bandes). Le reformatage en format SEG Y (utilisé de nos jours) et la transcription de 143 bandes sur deux types de supports de sortie :

- un support numérique type disque dur externe USB pour assurer l'accessibilité des données (après la copie sur nos serveurs),
- un support physique moderne (cartouches LTO4) pour assurer la conservation et la pérennité des données.

La totalité des données numériques devraient être récupérées courant janvier 2012.

Les données des campagnes Belcorp et Dekorp ont par contre déjà été digitalisées. Ces données brutes SEG-Y peuvent être regardées à l'aide d'un logiciel spécialisé dans la visualisation de données sismiques comme SEISSEE par exemple. L'image obtenue est présentée à la Figure 57.

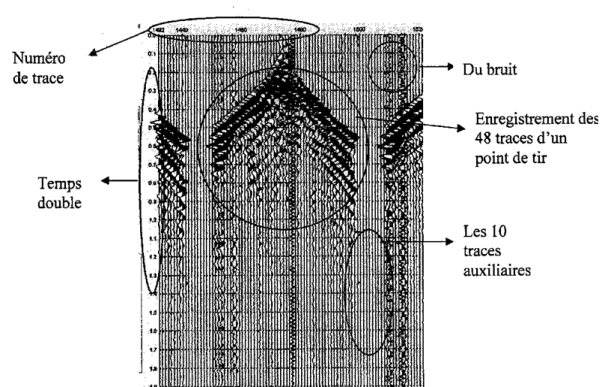


Figure 57: Extrait d'enregistrement d'un point de tir (donnée brute)

Campagne Belcorp86

En 1986, un profil de sismique réflexion fut effectué par Prakla Seismos GMBH pour le compte du Service Géologique de Belgique à travers le massif du Brabant. Cette étude est une contribution belge au programme International pour l'Étude de la Lithosphère, à la Géotraverse Européenne ainsi

qu'au programme de sondages belges démarré dès 1952. Ce programme est relié avec les programmes équivalents dans le Nord de la France (ECORS) et l'Allemagne de l'ouest (DEKORP). Les objectifs principaux de cette étude étaient d'investiguer la croûte continentale en Belgique, de combiner dans le futur d'autres études géophysiques et géologiques pour révéler les structures tectoniques profondes, et enfin de mieux comprendre

l'orogénèse varisque au travers des collaborations avec les pays voisins.

Les données de cette campagne de vibrosismique est disponible en format SEG-Y sur 12 CD de 650MB, ainsi que sur les bandes magnétiques originelles. De nombreux rapports de mise en œuvre, ainsi que les profils papiers et calques sont conservés au sein des archives du SGB.

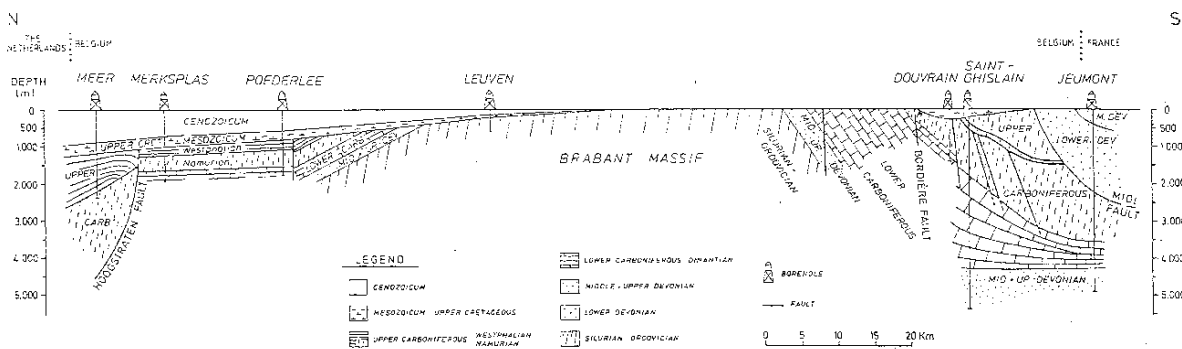


Figure 58: Coupe des principales unités du socle paléozoïque sur l'axe Meer-Saint-Ghislain-Jeumont tiré de (Bouckaert, 1988)

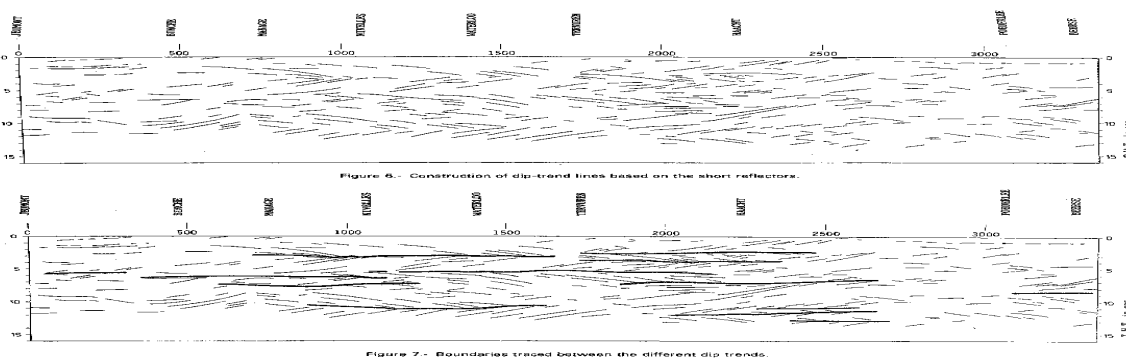


Figure 59: Tracé des lignes sur la totalité du profil Belcorp

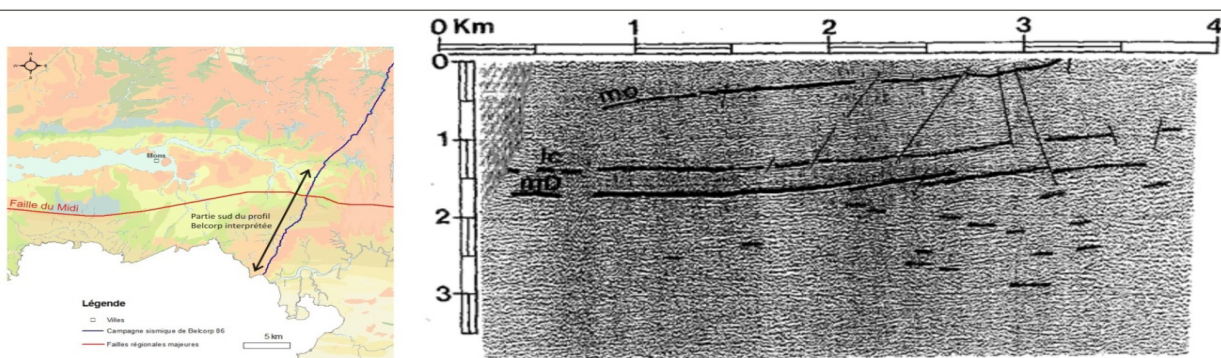


Figure 60: Réflecteurs continus dans la partie sud du profil Belcorp. Mo= midi overthrust (faille du midi) ; IC= lower Carboniferous (Carbonifère inférieur); mD= mid Devonian (Dévonien moyen).

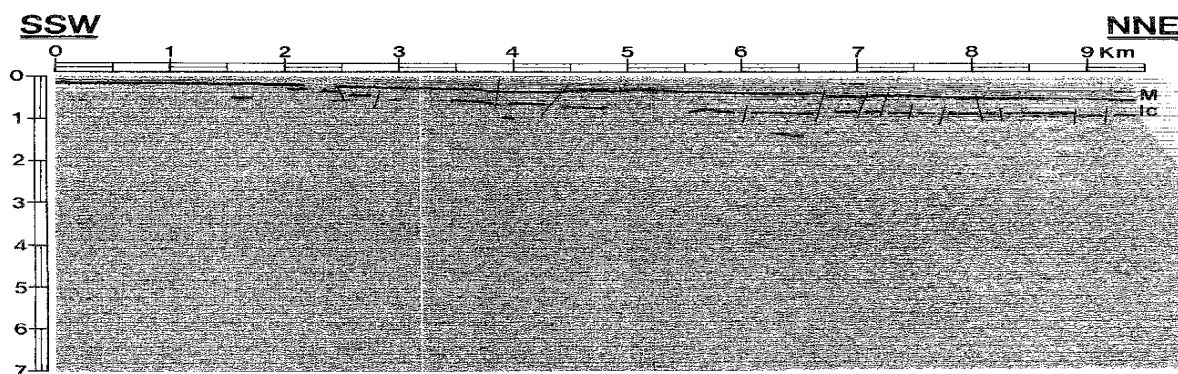


Figure 61: Réflecteurs continus dans la partie Nord du profil Belcorp. M= base du Crétacé ; IC= lower Carbiniferous (Carbonifère inférieur).

Un seul profil d'une longueur totale de 132 km a été réalisé à partir du front Varisque au Sud jusqu'au bord méridional du Bassin Campinois-Brabançon au Nord. Les premiers résultats de cette campagne ainsi qu'un aperçu de l'acquisition et du traitement des données ont été présentés dans les Annales de la Société Géologique de Belgique (Bouckaert, 1988) (Figure 58).

Comme pour les travaux des campagnes de sismique profonde effectués dans les pays voisins, le profil Belcorp 86 ne fournit pas de réflecteurs du socle varisque continu (Figure 59).

Sur la Figure 59, le tracé des lignes ou « line drawing » montre de nombreux réflecteurs et tendances qui sont difficiles à interpréter. La grande longueur du profil et la complexité des structures traversées suggèrent de zoomer en détail sur certaines parties. Les résultats détaillés pour les parties à l'extrême sud et au nord du profil sont présentés sur les Figure 60 et Figure 61.

La Figure 60 correspond à la partie sud du profil Belcorp, c'est-à-dire depuis Erquelinnes (proche de la frontière avec la France et de Jeumont) jusqu'à la région de La Louvière. Ce profil passe à l'est du bassin de Mons et à l'est de Saint-Ghislain.

Campagne Dekorp 85

Le nom de cette campagne a parfois porté à confusion. Deux profils sismiques ont traversés la frontière belgo-allemande :

- Dekorp 1N-line (Geotraverse Européenne)
- BEB-line 8501

Le profil Dekorp est l'homologue allemand de Belcorp86. Les unités tectoniques investiguées par ce profil comprennent l'avant-pays de la chaîne varisque, la zone frontale de l'Allochtonne, le Massif de Stavelot et une partie du Synclinorium de l'Eifel et de la dépression Nord-Sud de l'Eifel. Ce profil et les interprétations relatives ont été présentés en détail au chapitre 5.1.3 sur les coupes géologiques.

Un autre profil d'exploration profonde baptisé BEB-line8501 (en bleu turquoise sur la Figure 62), de 45km de long environ, et franchissant la frontière belgo-allemande a pu être réalisé en 1985 en coopération avec diverses institutions (le Ministère Fédéral pour la Recherche et la Technologie de Bonn, Allemagne ; le SGB, Belgique) et l'industrie (BEB (Brigitta Elwerath Betriebsführungsgesellschaft) Erdgas et Erdöl GMBH (Hannovre, Allemagne)). Il a été précédé par deux autres BEB-line, celles de 1980 et celle de 1978 (Figure 63).

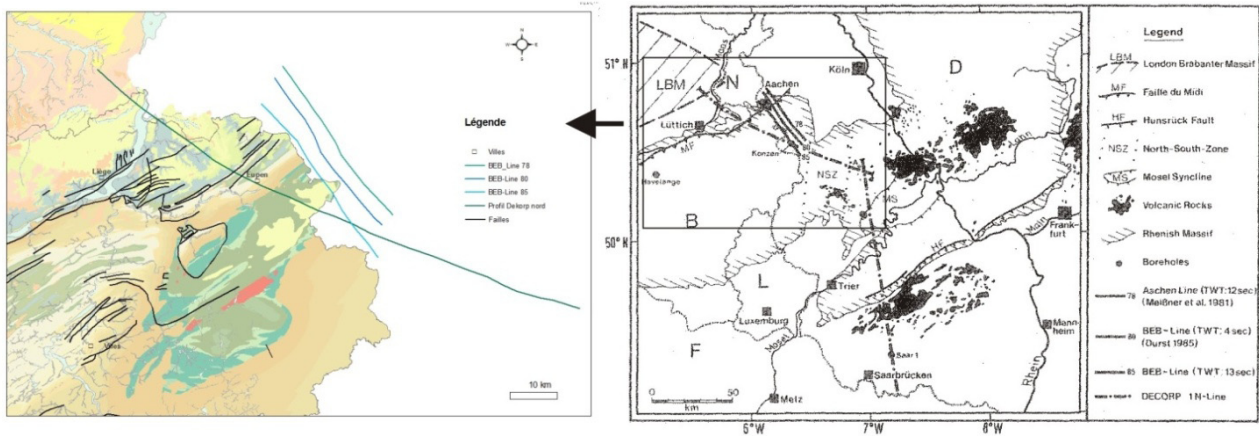


Figure 62: Localisation des profils Dekorp, BEline 85, BEline 80 et BEline 78 tiré de Betz et al., 1988.

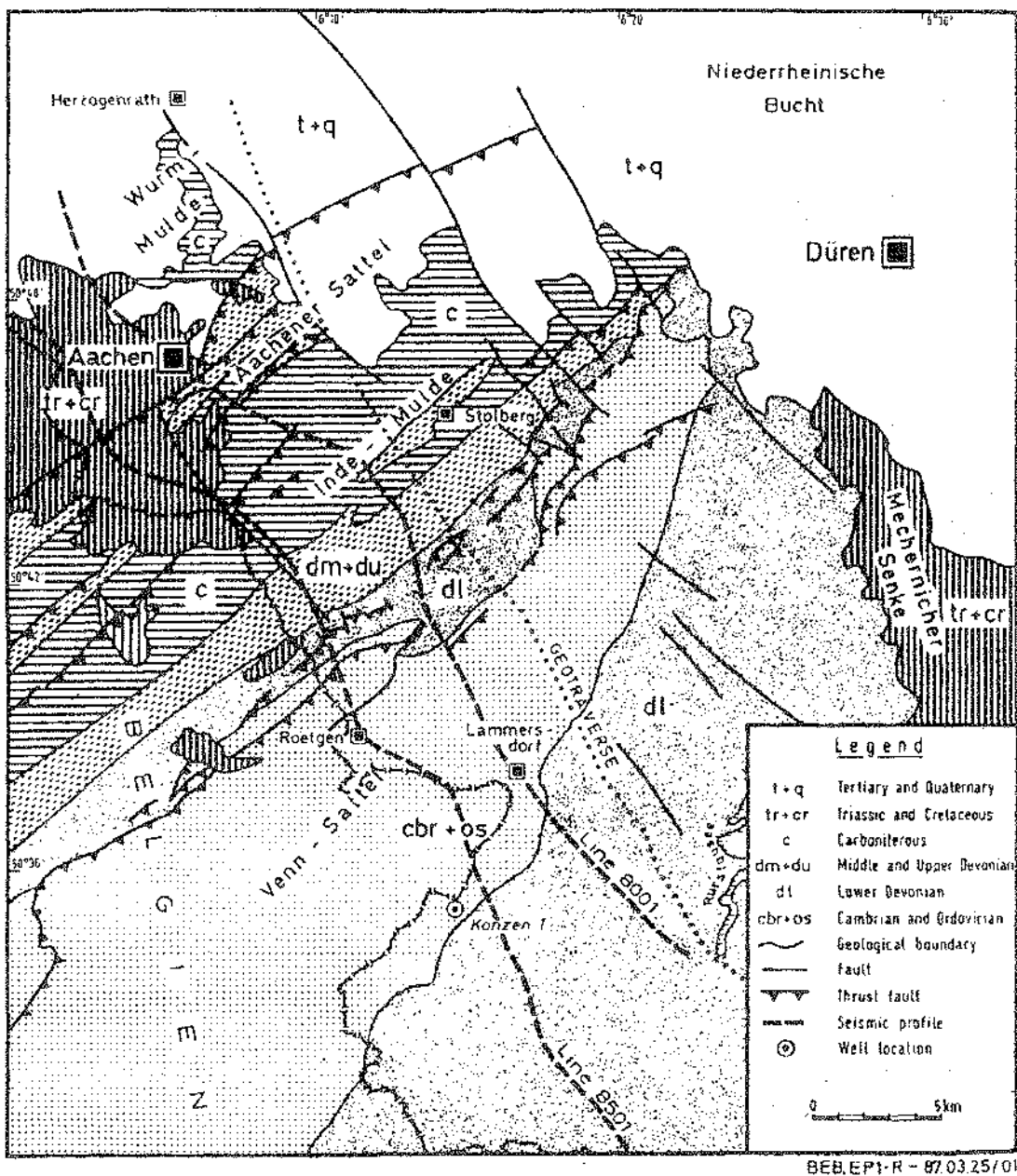


Figure 63: Structures géologiques principales dans la région d'Aachen et tracé des BEB Line 85 et 80

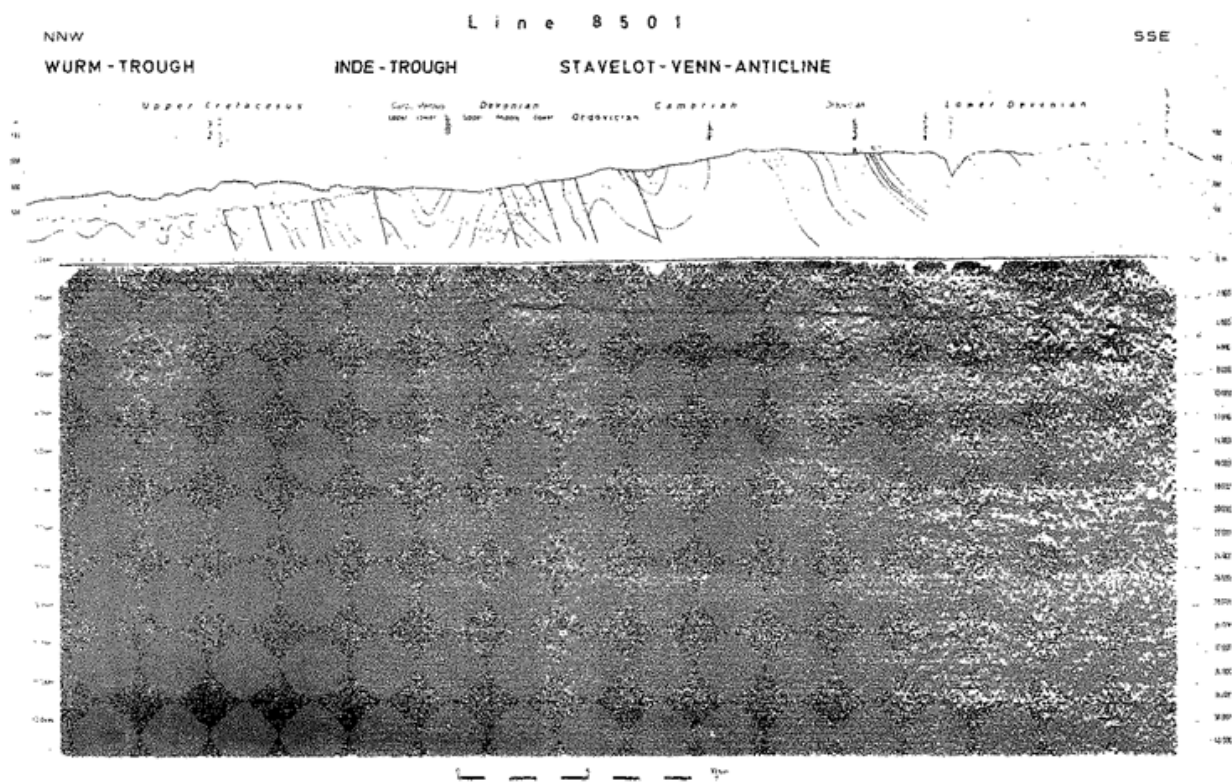


Figure 64: Profil BEB-Line 85 et sa coupe interprétative tiré de Betz et al., 1988

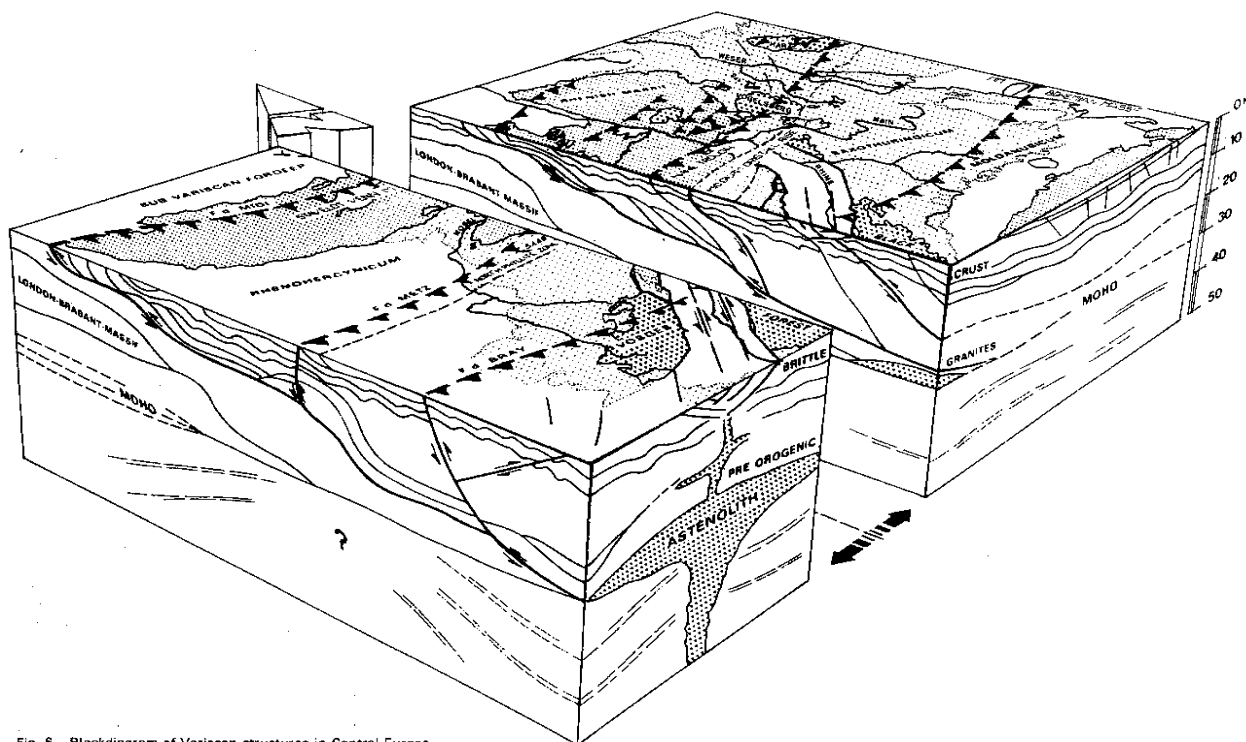


Fig. 6.- Blockdiagram of Variscan structures in Central Europa.

Figure 65: Bloc-diagramme : interprétation à partir des profils BEB-Line

A partir de ces profils, Betz et al., ont proposé un bloc-diagramme interprétatif (Figure 65).

Campagne de la Famenne 76

Cette étude, effectuée par Prakla Seismos GMBH, a été envisagée à la suite du sondage de Focant S27 (Figure 66) situé dans la plaine de la Famenne non loin des villes de Beauraing, Lavaux-Sainte-Anne et Celles au nord (localisation de ce sondage par rapport aux profils à la Figure 66). Cet ouvrage a atteint 3208 m de profondeur (Figure 67), les formations du Dévonien moyen y sont répétées de nombreuses fois par plis et failles. L'objectif de cette campagne était de vérifier l'existence d'une surface de décollement au sein du Dévonien moyen supposée entre 4000 et 5000 m de profondeur et de, si possible, la cartographier. Cinq profils investigateurs (1 à 5) ont été acquis au moyen du procédé d'acquisition Vibroseis sur une longueur totale de 50 km afin de préciser les conditions tectoniques de la région. 62

bandes magnétiques 21 pistes au format de codage SEG-B de la marque Davistape contiennent les données brutes. Un rapport de mise en œuvre reprend toutes les informations liées aux conditions d'acquisition. Un rapport succinct d'interprétation a été fourni par la firme Prakla.

Deux sections (profils L1 et L2) de sismique réflexion de la Famenne passent par le sondage de Focant (Figure 66). La coupe synthétique de ce sondage est représentée à la Figure 67. Elle est expliquée plus en détails dans le chapitre sur les sondages profonds de Wallonie (Chapitre 5.1.3). Ces sections, d'orientation pratiquement Nord-Sud, montrent un certain nombre de marqueurs. Un extrait du profil 1 de 1976 est repris à la Figure 68.

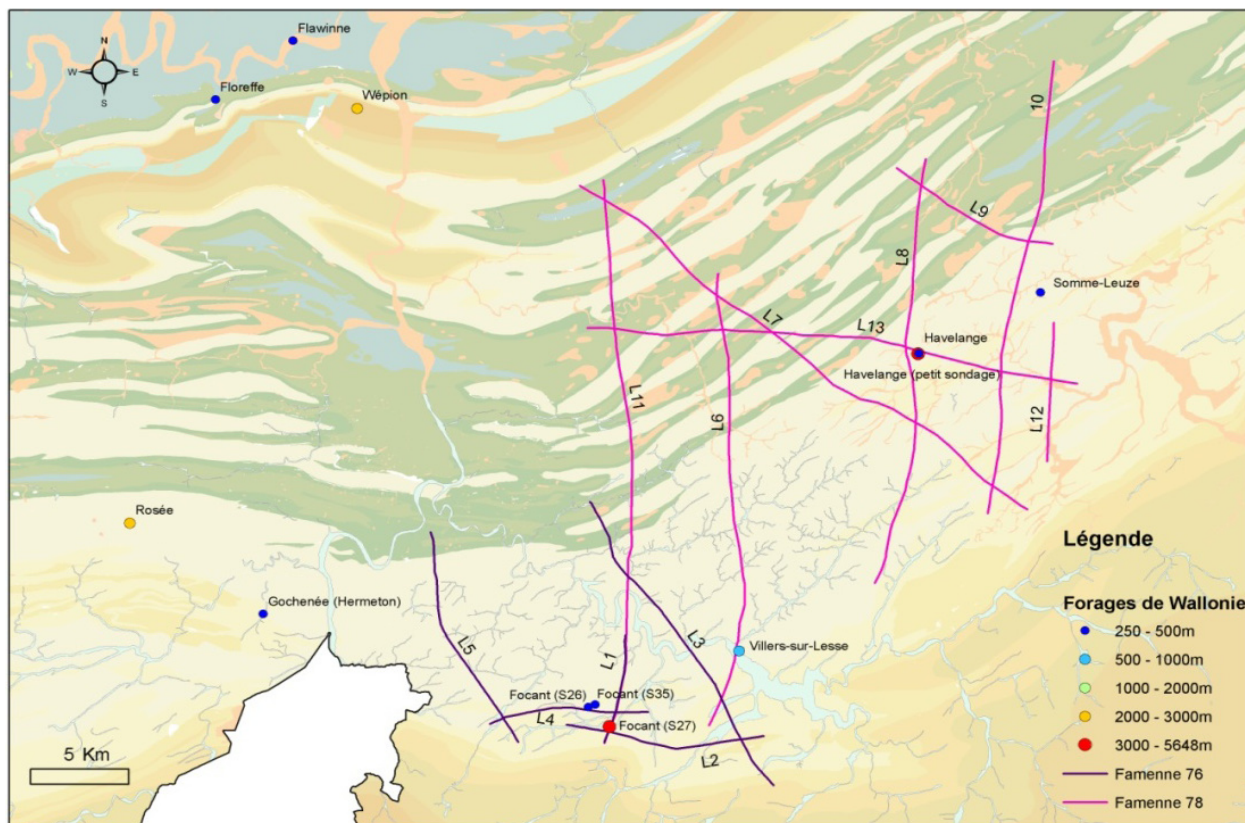


Figure 66: Carte de situation des 13 profils sismiques des campagnes de la Famenne 76 et 78 et sondages profonds

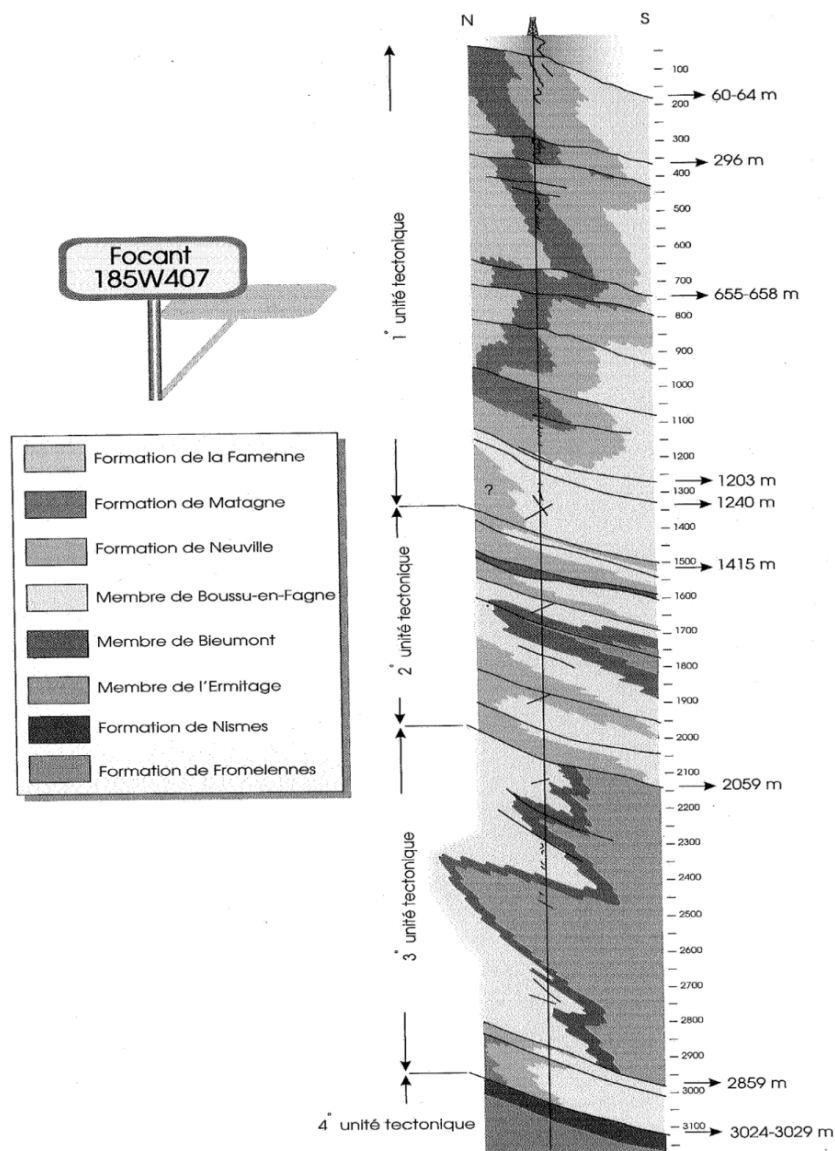


Figure 67: Coupe synthétique globale du sondage de Focant tirée de Boulvain & Coen-Aubert (1997)

Figure 68, le marqueur 1, très net, semble correspondre au toit du Groupe de Givet. On peut constater que cette unité compétente est déplacée par un faisceau de failles inverses, réflecteur 2, dont le rejet peut atteindre 500 m. Par contre, le marqueur 7 paraît correspondre à un accident à pente nord dont le rejet ne peut être mis en évidence. Les réflecteurs 3 et 4 pourraient délimiter la seconde unité tectonique, caractérisée par une succession d'accidents à pendage sud. Le marqueur 5 très affirmé semble correspondre à la remontée du flanc nord du synclinal complexe de la première unité tectonique. Il faut souligner que l'aspect général de cette section

sismique, faisant intervenir de grands accidents inverses à pendage sud, n'est pas sans rappeler la coupe passant par le sondage de Rosée (voir Chapitre sur les coupes géologiques), figurée par Boulvain & Marion (1995, fig11). A une échelle plus réduite, on peut s'interroger sur la signification de la forte convexité du marqueur 6. Un examen attentif montre même des relations d'onlap entre ce marqueur et les couches encaissantes. Ce phénomène pourrait s'expliquer par la présence d'un monticule micritique de grande dimension (Membre du Lion) recouvert par les dépôts péliques du Membre de Boussu-en-Fagne.

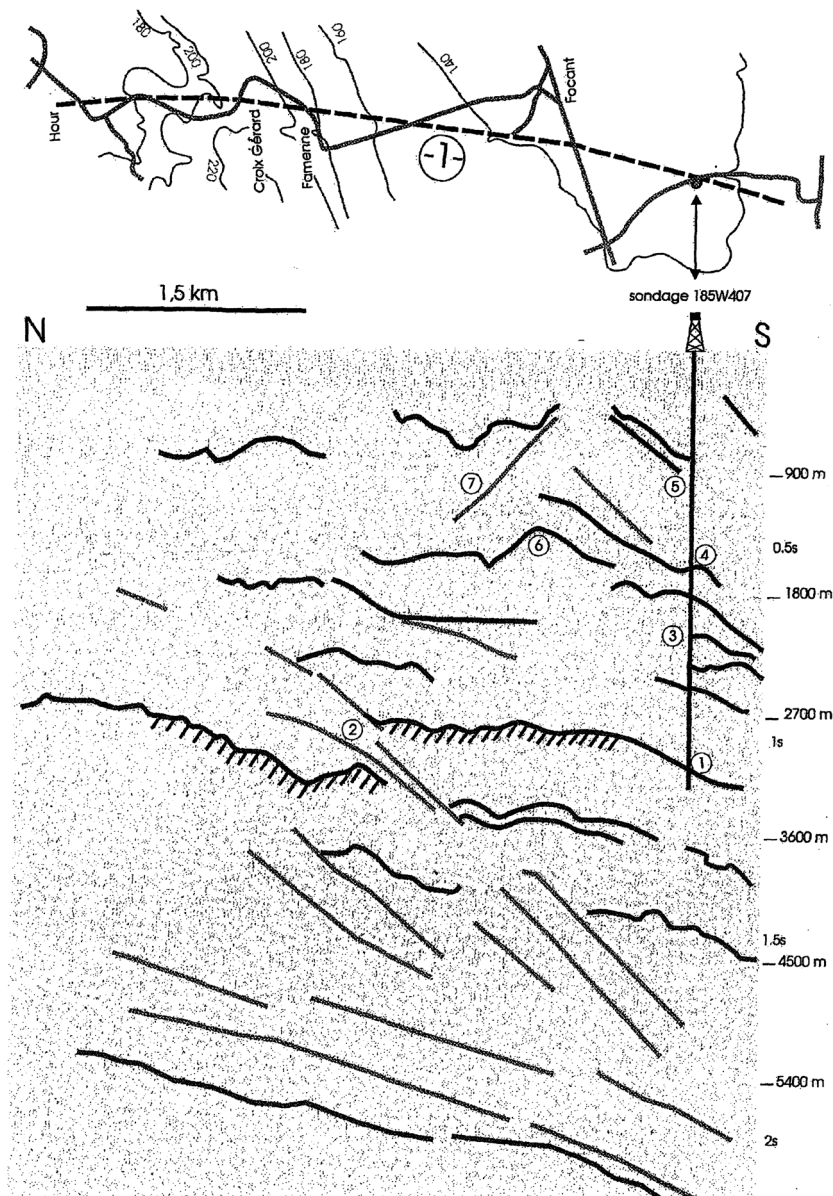


Figure 68 : Localisation et extrait de la section sismique 1 de la campagne de la Famenne 76 passant par le sondage de Focant.
 Marqueurs 1 à 7 (explications dans le texte).

Des essais de migration d'après Kirchhoff et d'équation d'ondes ont été testés sur le profil 3. Ils ont permis l'amélioration de certaines réflexions sur la superstructure mais n'ont malheureusement pas fourni les données suffisantes pour une étude plus approfondie de la structure compliquée en écaillés. Les conclusions de ce rapport indiquent qu'il aurait fallu réduire les distances entre groupe de géophones afin d'améliorer le signal et les réflecteurs dans la « super structure ».

Campagne de la Famenne 78

Elle fut la prolongation de la campagne de la Famenne 76. Réalisés avec la même compagnie et selon les mêmes procédés, les profils de 6 à 13 ont atteint une longueur totale de 182 km. Les données sont sauvegardées sur 64 bandes magnétiques 9 pistes en format SEG-C. Les rapports de mise en œuvre, les profils papiers sont répertoriés aux archives du SGB.

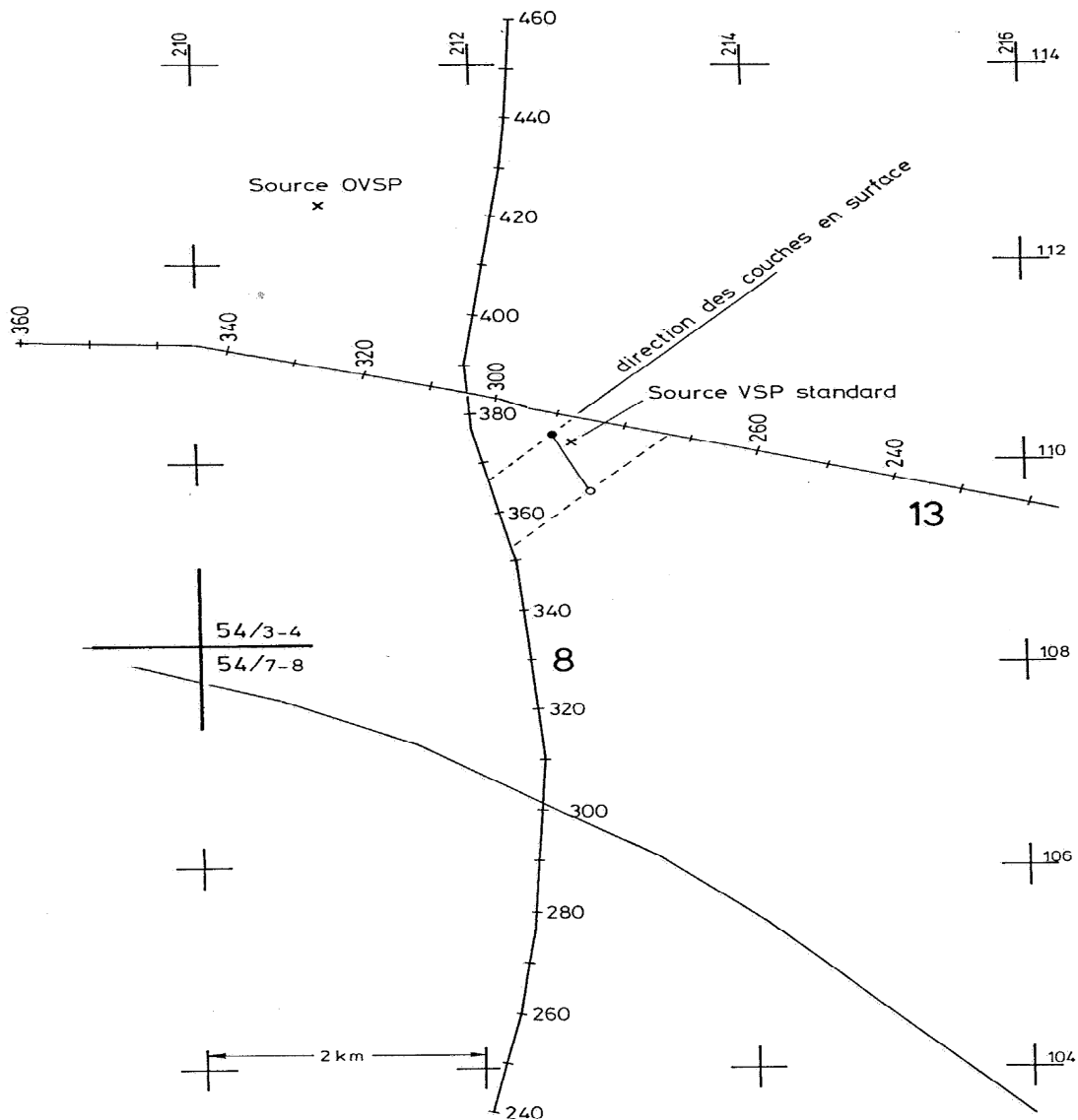


Figure 69: Ligne 8 et 13 de la campagne sismique de la Famenne 78 et VSP d'Havelange

Ces campagnes (Famenne 76 et 78) ont révélé l'existence d'un réflecteur majeur, plongeant vers le sud, et assimilé au prolongement en profondeur de la faille du Midi. Ce réflecteur sépare deux zones bien distinctes : la zone supérieure est constituée par un ensemble très plissé, faillé et la zone inférieure est composée de couches régulières et tranquilles.

Deux profils ont été retraités par la suite, les profils 8 et 13 (Graulich, 1982 et Graulich *et al.*, 1989) pour le sondage d'Havelange et le calage du VSP (Vertical Seismic Profil) localisés à la Figure 69.

Les opérations sismiques de trou (VSP) d'Havelange

L'image sismique du trou d'Havelange donne des informations sur la profondeur des phénomènes géologiques caractérisés par des contrastes acoustiques et sur les temps de parcours des ondes. Ensuite, l'OVSP (Offset Vertical Seismic Profil) permet une meilleure corrélation entre les profils sismiques de surface et les données de forage et par là, l'interprétation géologique des réflecteurs

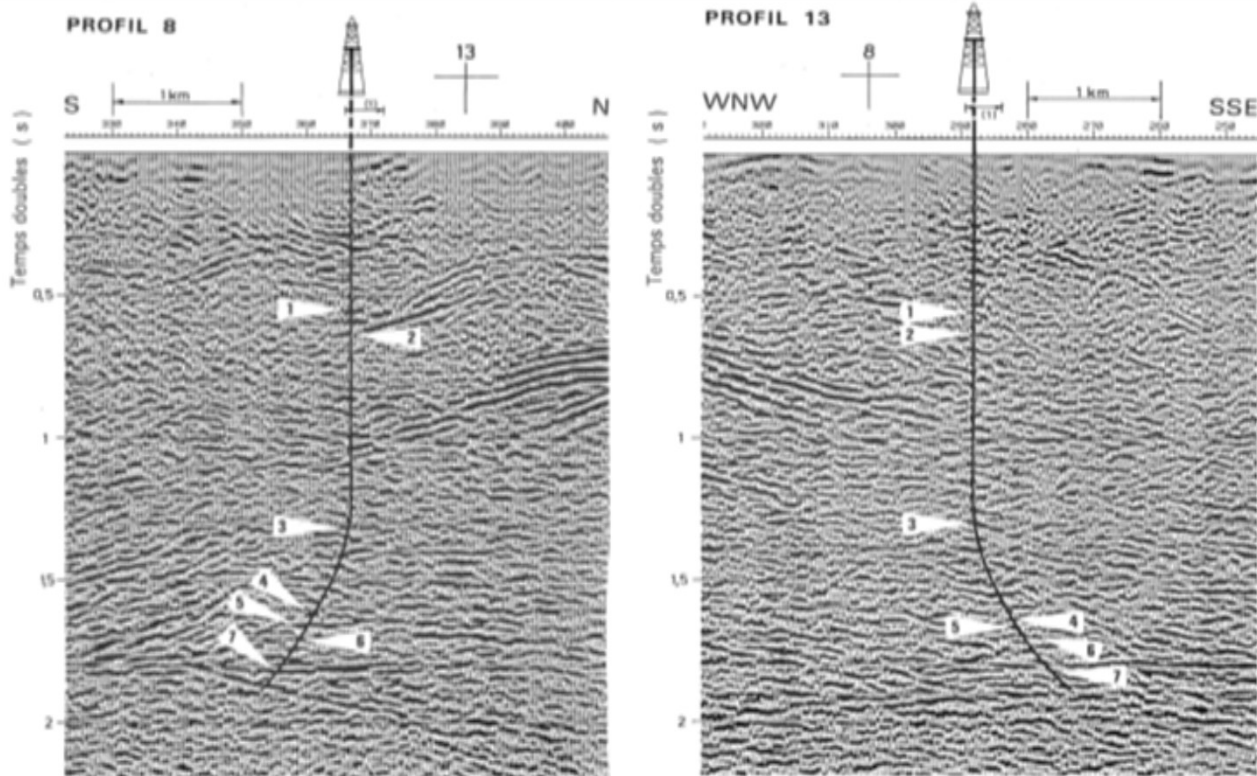


Figure 70: Projection du sondage d'Havelange sur les profils 8 (perpendiculaire aux structures) et 13 (parallèle aux structures) retraités par la firme BEB (tiré du rapport sur les opérations de sismique du trou de Graulich, 1989). Les flèches représentent des horizons ou transitions majeurs (explications dans le texte).

La flèche 1 : indique le contact entre les calcschistes et les grès eifeliens.

La flèche 2 : limite grès eifeliens/schistes emsiens

La flèche 3 : contact entre une série à dominante schisteuse (Emsien) et une série plus quartzitique (Praguien ; plus grande densité de réflecteurs sismiques)

La flèche 4 : début de la zone faillée

La flèche 5 : zone faillée

La flèche 6 : zone faillée

La flèche 7 : sommet des roches métamorphiques à grenats

- La campagne VSP 1982 (Schlumberger)
- L'essai a été réalisé à l'aide d'un canon à air disposé dans le borbier de surface alors que le sondage avait atteint la profondeur de 3180m. Les positions des géophones entre la surface et 849m n'ont pas été utilisées en raison d'un rapport signal/bruit faible. De plus, l'énergie dispersée dans le profil VSP est très faible et les réflecteurs qui apparaissent représentent plutôt des artefacts de traitement indépendants du contexte géologique.

- L'essai a été réalisé alors que le sondage était à la profondeur mesurée dans le trou dévié (MD) de 5370m en utilisant un camion vibreur. Des signaux ont été enregistrés entre 3100 et 5364m. L'interprétation de ce profil est limitée car le traitement des données ne tient pas compte de la déviation du sondage. Les profondeurs renseignées sont donc des profondeurs MD et non verticales corrigées en fonction de la déviation du trou (VD). L'information contenue dans la diagraphie Sonic n'a pas été exploitée. Elle aurait permis une conversion optimale temps-profondeur du profil VSP.

- Le VSP-standard de 1984 (Schlumberger)

- Retraitement du VSP de 84 par Schlumberger en 1986-87
- Ce nouveau traitement a permis d'obtenir de meilleurs résultats. Il a consisté à :
 - une réinterprétation de l'OVSP avec un modèle géologique plus réaliste
 - un calibrage de l'information Sonic par les informations sismiques du trou
 - l'élaboration de sismogrammes synthétiques
- Dans le même temps, un nouveau traitement des lignes 8 et 13 (migration) a été réalisé par la firme BEB (1986).
- La corrélation entre les résultats des profils sismiques du trou (VSP) et ceux de la surface (Ligne 8 et 13) n'est pas

immédiate. La trace du sondage dans le plan horizontal se situe entre les profils 8 et 13. Il faut donc estimer une direction moyenne des couches suivant laquelle la trace du sondage pourrait être projetée sur les profils de surface.

Campagne de la Vesdre ou Liège 1979

La CGG (Compagnie Générale de Géophysique, France) a effectué, pour le compte du Service Géologique de Belgique, une campagne de sismique réflexion par méthode vibrosismique (procédé Vibroseis) entre Liège et Verviers, suivant l'axe Blégny-Spa. Cinq profils (L1 à L5) d'une longueur totale de 45,63 km ont recoupé les principales unités tectoniques du Synclinorium de Verviers (Figure 71). Les données brutes des lignes L1 à L4 sont sauvegardées sur 22 bandes magnétiques Pyral de type 21 pistes sous format SEG-B.

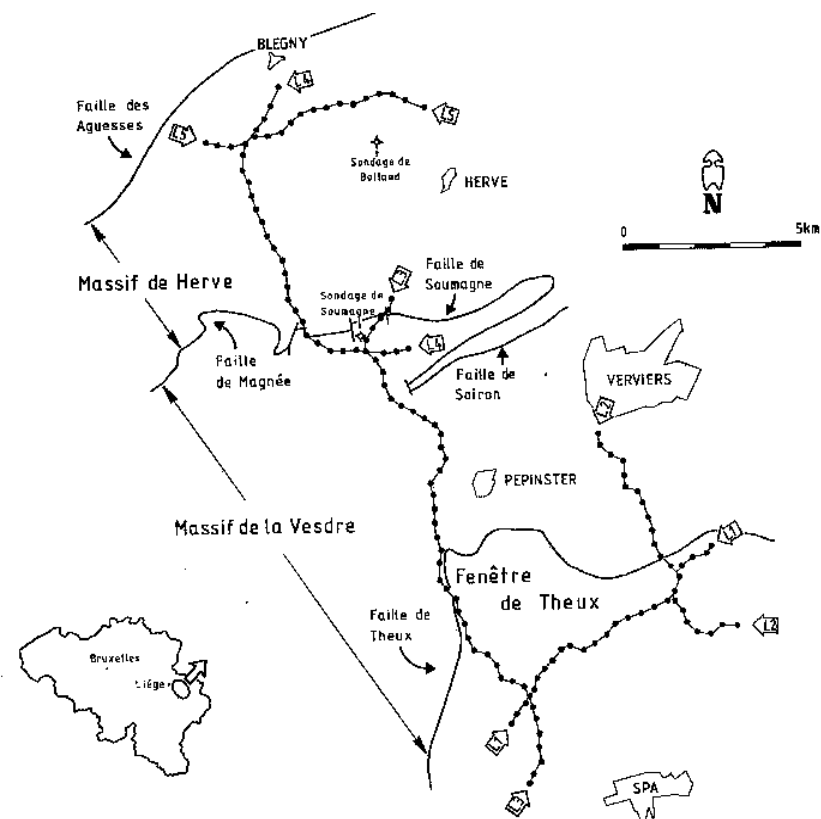


Figure 71: Situation des profils L1 à L5 de la campagne sismique de la Vesdre

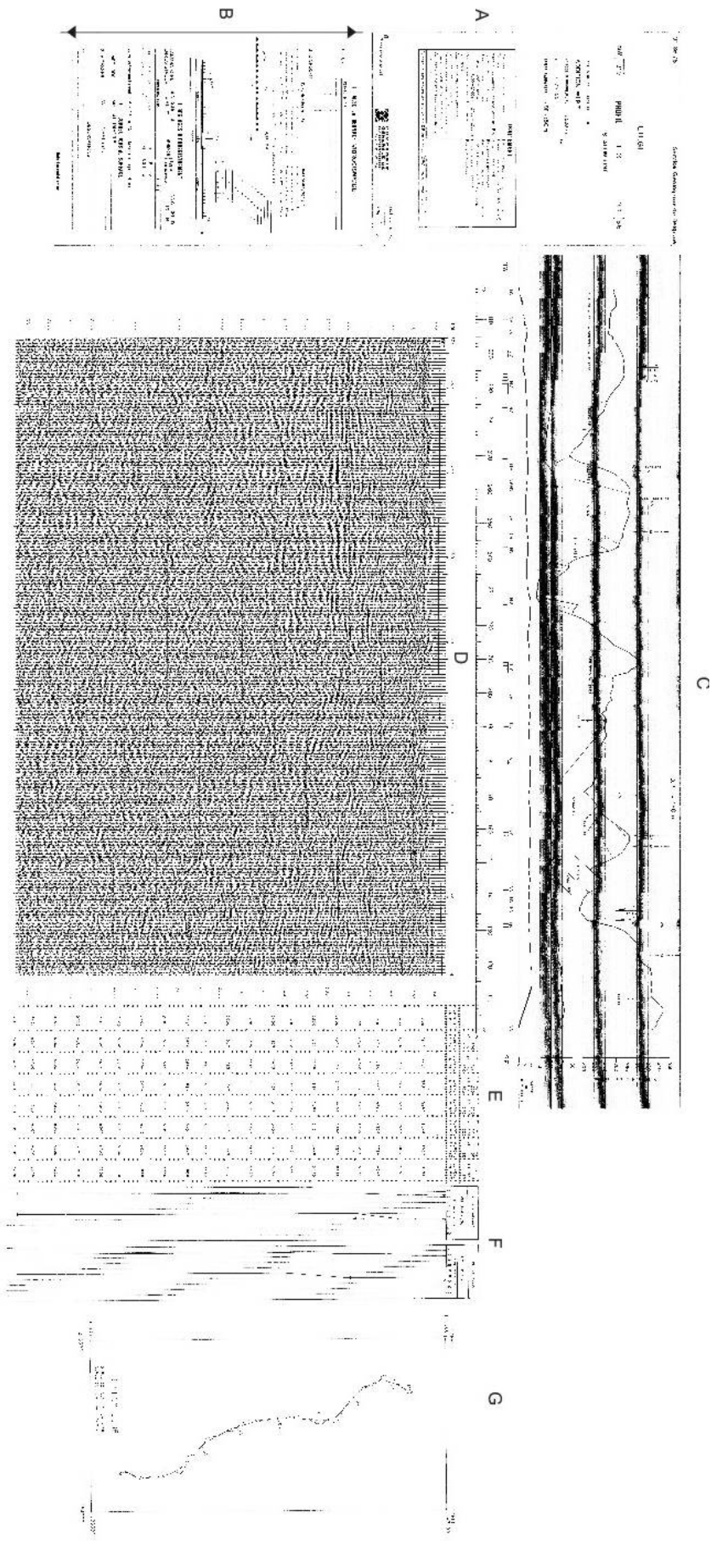


Figure 72: Profil papier extrait du rapport de la Famenne 76 avec A: Liste des traitements effectués ; B: Mise en œuvre et paramètres d'enregistrement et correction de surface ; C : Profil topographique, unités lithologiques et failles, DP et CS ; D : profil sismique ; E : Vitesses (temps doubles, vitesses moyennes) ; F : Filtres variables ; G :Slalom line, position de points vibrés.

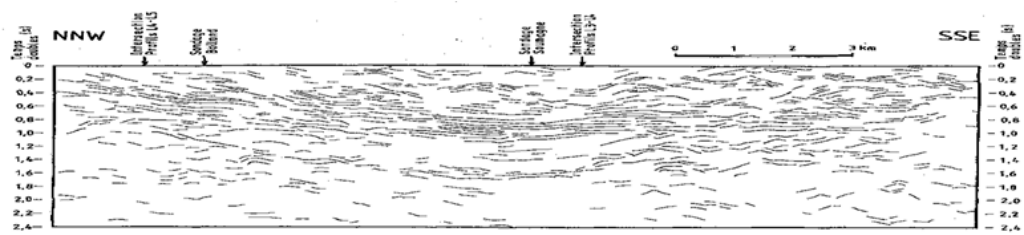


Figure 5. Tracé des lignes ("line drawing") relatif aux profils L3 et L4 non migrés.

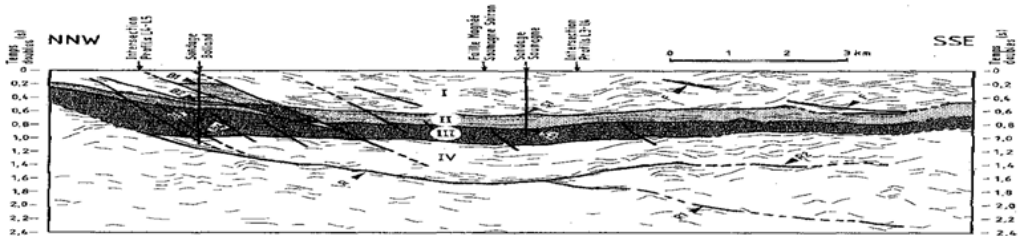


Figure 6. Interprétation des profils sismiques L3 et L4. La signification des réflecteurs B1, B2, B3, B4, S1 et S2 est donnée au tableau 1. Pour la signification du réflecteur R et des ensembles I à IV, voir texte. Les réflecteurs délimitant ces ensembles ont été représentés en trait plein là où ils sont bien marqués et en traits pointillés là où ils s'atténuent.

Figure 73: Tracé des lignes (« line drawing ») relatif aux profils L3 et L4.

Les données brutes ont fait l'objet de nombreux traitements (démultiplexage, récupération des amplitudes, édition, regroupement des données par point miroir commun, déconvolution avant addition, correction statique topographique, analyse continue des vitesses, corrections dynamiques, filtres variables, éliminations des premières arrivées ou mute, addition en couverture multiple, égalisation des traces, amélioration de la cohérence spatiale, rejeu analogique). Les profils sont non migrés (non corrigés en pendage), un exemple de profil papier est donné à la Figure 72.

L'interprétation lithologique de ces profils sur base des données de surface n'a pas été possible en raison de leur mauvaise définition aux faibles profondeurs (Dejonghe, 1989) et du choix d'un niveau de référence à + 150m, souvent nettement en dessous de la topographie réelle. Par contre, en profondeur, des éléments de référence sont donnés par les sondages de Bolland et Soumagne qui ont atteint respectivement les profondeurs de 3001,30m et 2585,25m (Graulich, 1975, 1977, 1984).

Les profils L3 et L4 ont été assemblés en éliminant les

extrémités qui se croisent et interprétés à l'aide des sondages de Soumagne et Bolland (Figure 73).

A partir de l'analyse des vitesses, il est possible de convertir les temps double en profondeurs. Les résultats obtenus indiquent une bonne correspondance entre les réflecteurs et les repères lithostratigraphiques principaux recoupés en forage. Ils permettent de distinguer quatre « faciès » sismiques représentés à la Figure 74. Le faciès supérieur (I) montre des réflecteurs courts et peu nets ; il correspond aux séries schisto-gréseuses silésiennes. C'est sans doute en raison d'allures plissées que l'on n'y retrouve pas de bons réflecteurs, tels que ceux qui caractérisent le Silésien du Bassin de Campine. Une zone à réflecteurs plus continus se distingue ensuite (II) qui est assimilée aux calcaires, dolomies, schistes et grès du Dinantien et du Dévonien moyen. Le troisième faciès (III) est remarquable par le grand nombre de réflecteurs très nets, relativement continus et d'allure tranquille. Cela correspond aux roches schisto-gréseuses et quartzitiques du Dévonien inférieur. Le dernier faciès (IV) présente des réflecteurs courts aux allures plissées et confuses, il s'agit du socle calédonien.

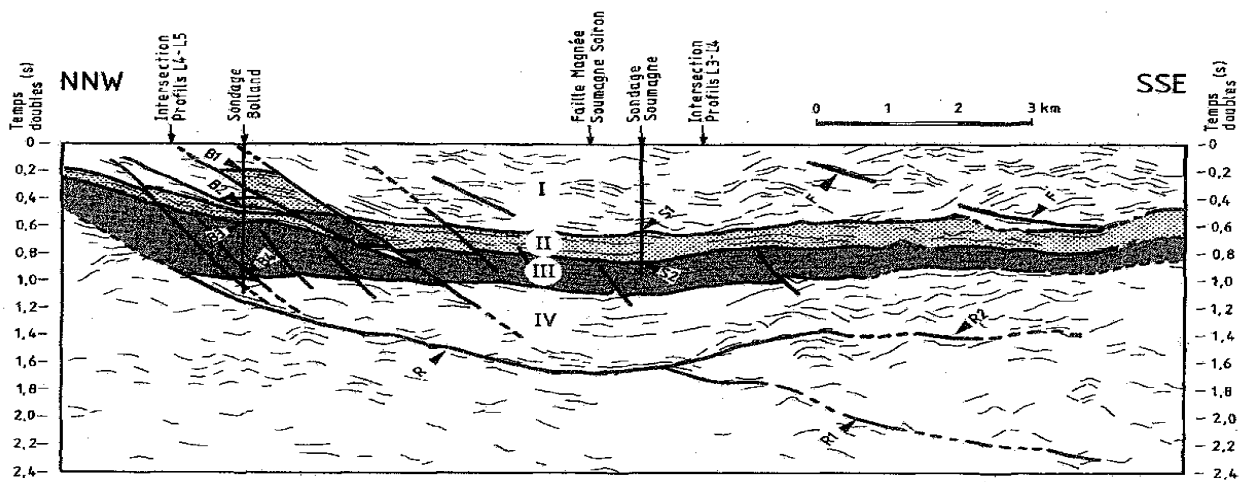


Figure 74: Interprétation des profils L3 et L4 . I : réflecteurs courts et peu nets, séries grésoschisteuses silésiennes ; II : calcaires, dolomies, schistes du Dinantien et Dévonien moyen ; III : réflecteurs nets et nombreux, roches schisto-gréseuses et quartzitiques du Dévonien inférieur ; IV : réflecteurs courts et plissés du socle calédonien.

Au niveau structural, l'interprétation du réflecteur R est particulièrement importante, car si l'on en prolonge l'extrémité nord jusqu'à la surface, on aboutit sensiblement à la zone d'affleurement de la faille des Aguesses-Asse (faille de charriage Midi-Aachen). L'assimilation du réflecteur R au trajet de cette faille de charriage est alors plausible. Le caractère peu marqué de ce réflecteur et la similitude des faciès sismiques rencontrés de part et d'autre indiquent que les formations mises en contact ne correspondent pas à des lithologies très contrastées et suggèrent une nature calédonienne du substratum. Au sud du sondage de Soumagne, le prolongement du réflecteur R est difficilement distinguable et deux tracés sont possibles (R1 et R2). L'alignement des réflecteurs en F met en évidence un accident de chevauchement dont l'importance est difficile à estimer.

Les deux profils L3 et L4 ont fait l'objet d'un retraitement en 1987 par la firme BEB (Brigitta und Elwerath Betriebsführungsgesellschaft), société fondée en joint venture par Exxon et Shell allemands.

Campagne du Hainaut

Cette campagne a été effectuée classiquement en vibrosismique (procédé Vibroseis) entre avril et juin 1979 par la CGG pour le compte du SGB. Dix profils (H1 à H9, et H2 ext) totalisent une longueur de 71 km et 952 points de vibration selon des orientations diverses le long de l'axe Erquelines-Saint-Ghislain voir le schéma d'implantation des profils (Figure 75). Les données brutes sont enregistrées sur 12 bandes magnétiques 9 pistes en format de codage SEG-B (marque Pyral). Les données sont également disponibles sur papier et claques pour les dix profils.

L'objectif de cette campagne était de préciser les structures géologiques du Hainaut, d'étudier la possibilité de la présence de pétrole, et déjà de mieux connaître le sous-sol dans la région de Saint Ghislain (SG), soupçonnée être à fort potentiel géothermique.

Le traitement des données a été, dans les grandes lignes, identique à celui réalisé par la CGG pour la campagne de Liège-

Verviers (se référer au paragraphe précédent). Le dispositif d'acquisition est détaillé dans Dejonghe et al. 1992.

Les profils se positionnent soit au bord nord du synclinorium de Dinant (H4, H5, H6, H7 et H8) soit au bord sud de l'affleurement du synclinorium de Namur (H1, H2 et H9), soit à cheval de part et d'autre de la faille du midi (H3). Les profils H1, H2, H3, H4, H6, et H9 étaient globalement perpendiculaires à la direction des couches tandis que les profils H5, H7, H8 leur étaient plus ou moins parallèles.

La mise en œuvre de cette campagne a été effectuée de jour et suivant des axes routiers. La qualité de certains enregistrements semble avoir été très fortement affectée par le bruit de fond dû au trafic. Aucun réflecteur n'est nettement mis en évidence sur les profils H4 et H7 situés le long de routes nationales alors que les réflecteurs sont nombreux sur les profils voisins (parallèles ou perpendiculaires). Les profils H2 et H3 sont aussi très pauvres en réflecteurs, ce qui est assimilé au bruit de fond élevé

d'une zone très urbanisée ainsi qu'aux perturbations dues à la présence de nombreuses exploitations minières à proximité.

D'après Dejonghe et al, 1992, l'interprétation de cette campagne repose principalement sur la corrélation entre un des profils (H2ext.) et le sondage de Saint-Ghislain (5406m). Un carottage sismique a été simulé au sondage de Saint-Ghislain jusqu'à la profondeur de 2726m afin de permettre la transposition des principales informations géologiques du sondage en temps sismiques et donc l'attribution d'une signification géologique aux différents réflecteurs.

Le tracé des lignes (line-drawing) du profil H2ext. est présenté à la Figure 76. On distingue trois principaux traits majeurs: le réflecteur C, très marqué et dédoublé vers le nord, le doublet de réflecteurs P1, et un réflecteur P1' qui lui est parallèle et se rattache à P1, un doublet de réflecteurs P2 qui remonte parallèlement à P1 vers des temps doubles moins importants vers le nord.

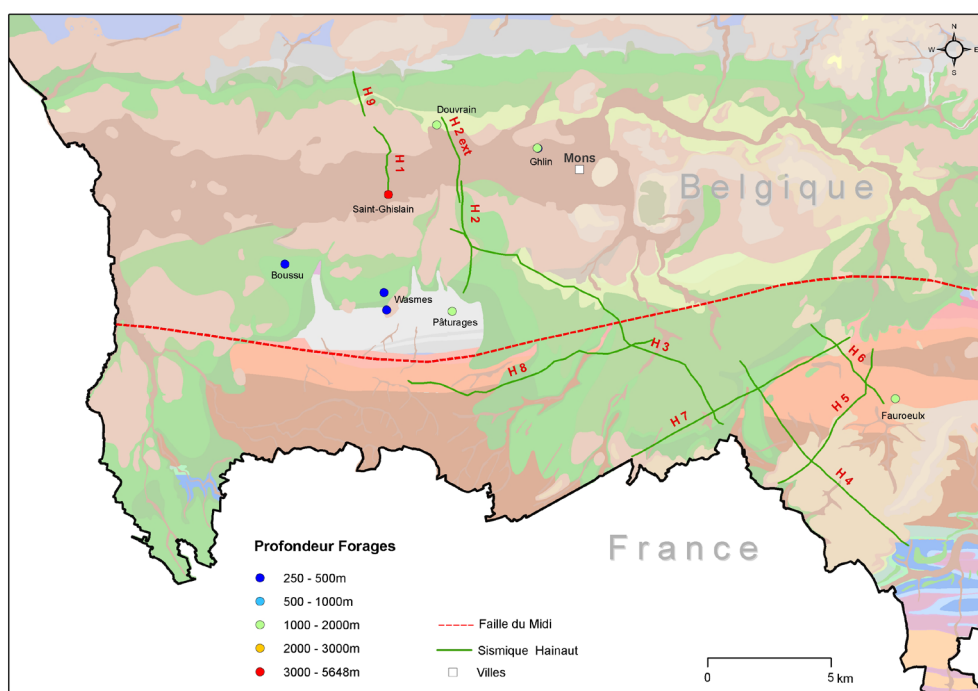


Figure 75: Plan de situation des 10 profils sismiques (en vert) de la campagne du Hainaut et des sondages aux alentours.

Le sondage de Saint-Ghislain a été projeté sur le profil H2ext., suivant une direction Est-Ouest qui correspond sensiblement à la direction des couches en surface. La comparaison du profil H1 au droit duquel est implanté le sondage de Saint-Ghislain montre que cette projection est valable. On retrouve les mêmes allures du profil H2ext. sur le profil H1 mais fortement atténuées.

Le réflecteur C a été interprété comme étant le sommet du Westphalien sous le crétacé du Bassin de Mons. Le réflecteurs P1' est assimilé au sommet du premier niveau des anhydrites viséennes, le P1 au sommet du deuxième niveau de ces anhydrites et le P2 au sommet du calcaire de Landelies (Tournaisien). La qualité et la hauteur du calibrage du log Sonic du sondage de Saint-Ghislain ne permet pas une interprétation plus poussée du profil H2ext.

Pour les profils H5 (Figure 77) et H8 (Figure 78), les mêmes réflecteurs P1 et P2 sont observés mais avec un pendage beaucoup plus faible. Au-dessus de celui-ci on trouve le réflecteur F assimilé à la Faille du Midi.

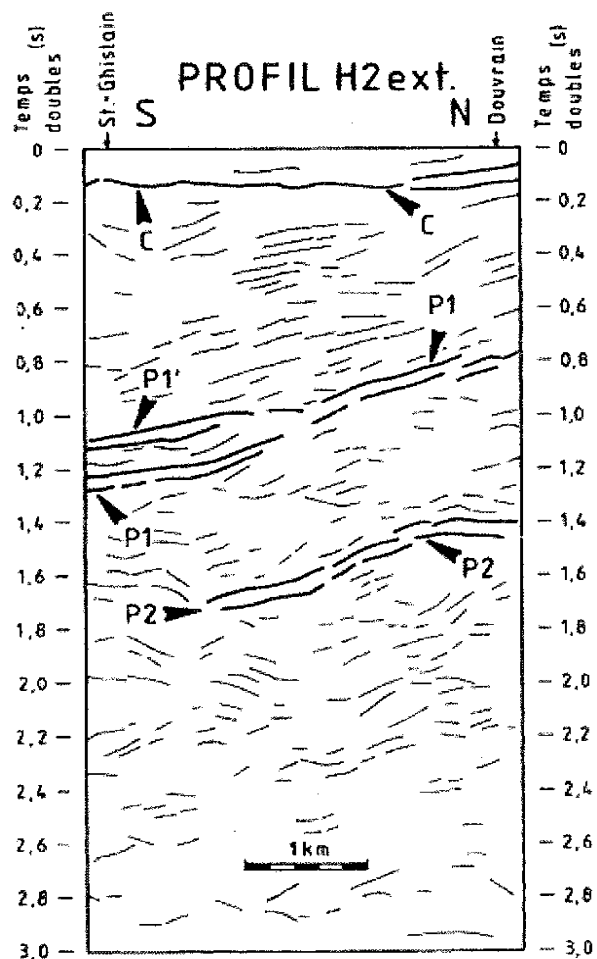


Figure 43. Interprétation du profil H2ext.⁴¹

Figure 76: Tracé des lignes du profil H2 ext. non migré.

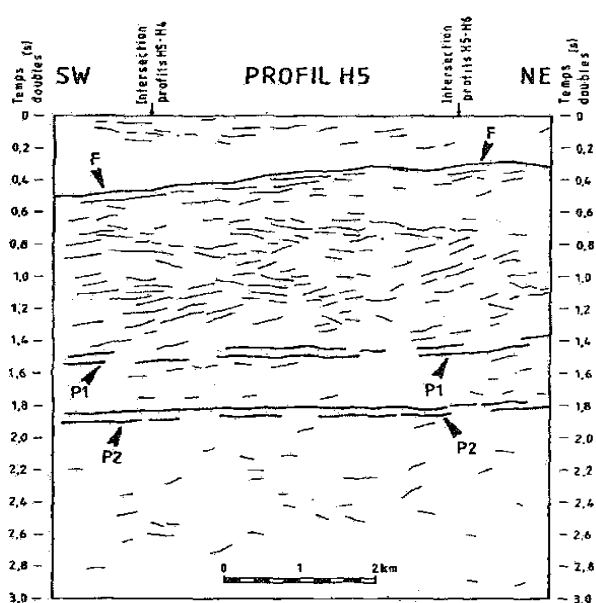
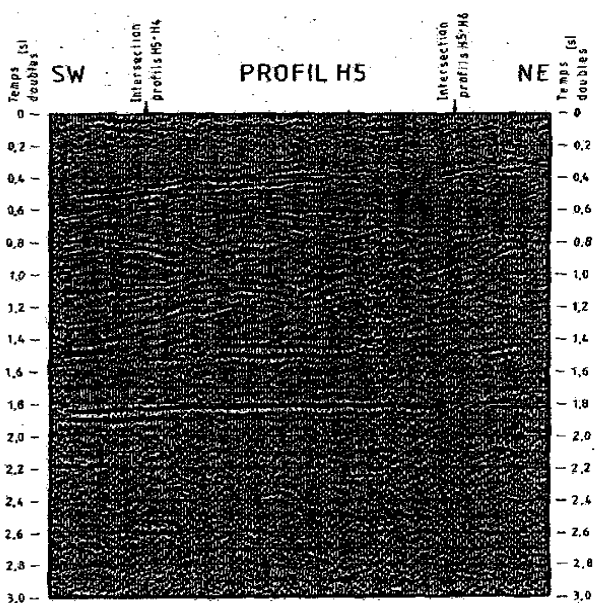


Figure 77: Profil H5 non migré à gauche; Traces du profil H5 non migré à droite.

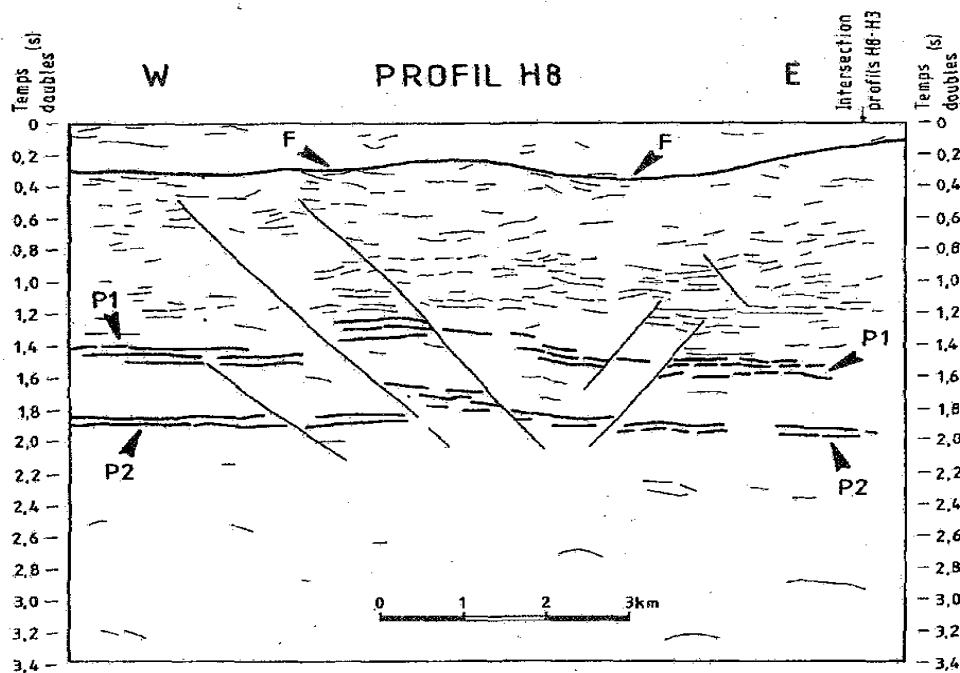


Figure 78: Tracé des lignes du profil H8 non migré

5.3. Données gravimétriques

5.3.1. Introduction

La gravimétrie est la méthode géophysique qui étudie les variations spatiales du champ de pesanteur. L'accélération de la pesanteur (g), vaut globalement sur la terre $9,8 \text{ m/s}^2$. Mais la valeur de la gravité à la surface de la terre est sensiblement différente en fonction de l'endroit où elle est mesurée. Elle varie en raison de l'aplatissement du globe terrestre aux pôles (9.83 m/s^2 sur ces derniers contre 9.78 m/s^2 à l'équateur).

La mesure précise de la valeur de la gravité intéresse plusieurs domaines. Premièrement, cette valeur est utilisée en métrologie pour la calibration locale de certains instruments et balances. Deuxièmement, elle est utilisée en géodésie pour calculer le **géοide** (voir définition plus loin) et les systèmes de référence altimétriques utilisés pour le GPS (Global Positioning System). Et pour finir, les mesures de la pesanteur à la surface de la Terre

nous donnent des informations indirectes sur la composition des roches du sous-sol, puisque la variation de la gravité est intimement liée à la densité des roches.

En sciences de la terre, cette méthode est couramment utilisée en autres pour la détection des cavités, le repérage des structures géologiques mais aussi en hydrogéologie, en géologie minière ou encore archéologie. Il n'y a pas de limite d'utilisation (zone urbaine, relief accidenté) comme pour d'autres méthodes géophysique (sismique) et la zone d'étude peut être très étendue.

5.3.2. Principe de la gravimétrie

Le géοide (Figure 79) est une surface équipotentielle du champ de pesanteur coïncidant au mieux avec le niveau moyen des océans et qui se prolonge sous les continents. C'est une représentation de la surface terrestre plus précise que l'approximation sphérique ou ellipsoïdale.

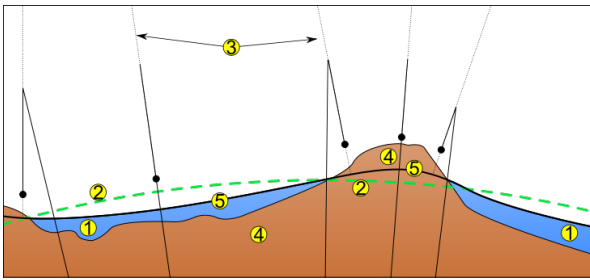


Figure 79 avec 1. Océan 2. Ellipsoïde 3. Plombs locaux 4. Continent 5. Géoïde

Toute mesure d'altimétrie a besoin d'une référence. Le géoïde, étant une surface équipotentielle de pesanteur particulière, il permet de convertir les altitudes GPS (WGS84) en altitude orthométrique. Les applications sont nombreuses, hydrologie (étude des bassins versants), aéronautique, balistique.

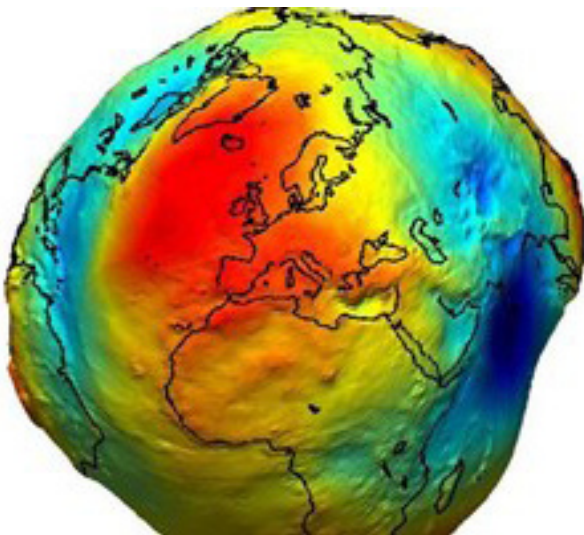


Figure 80 : Représentation du géoïde mondial après deux ans d'observation par le satellite GOCE). La déviation de la sphère est exagérée.

Pour calculer l'effet purement géologique des variations de densités, les mesures doivent être corrigées de tous les effets non géologiques. On citera les corrections suivantes sans rentrer dans les détails: correction à l'air, libre, de plateau, du relief, de latitude, luni-solaire et enfin de la dérive instrumentale.

5.3.3. Nouvelle carte de 2011 et son interprétation

Michel Everaets et Walter De Vos du Service Géologique de Belgique ont finalisé au cours de cette année 2011 la nouvelle carte de l'anomalie de Bouguer avec réduction de densité variable. La campagne d'acquisition de mesures de gravité s'est accélérée entre 1986 et 2003. Une carte intermédiaire a été publiée par Mansy et al. (1999). Pour la première fois, la totalité des 30 000 points de mesures sur le territoire belge et 38000 points de mesures en mer ont été prises dans ce travail. Le Mémoire du Service Géologique de Belgique intitulé « Gravity acquisition in Belgium and the resulting Bouguer anomaly map » est publié en 2012.

La carte de l'anomalie de Bouguer a été créée pour donner une image de la densité relative des roches les plus profondes corrigée par la référence sphéroïde au niveau de la mer. Après avoir fait la correction de la latitude, il faut encore appliquer deux corrections à chaque points (Dobrin, 1976 ; Telford et al., 1990). Premièrement, la correction à l'air libre qui compense le fait que la gravité au-dessus du niveau de la mer diminue avec la hauteur, parce que la distance au centre de la terre augmente ; c'est proportionnel à la hauteur au-dessus du niveau de la mer. Deuxièmement, la gravité du matériel entre l'altitude et le niveau de la mer doit être soustrait ; ceci est appelé la correction de Bouguer, et la densité attribué à ce matériel est appelée la **densité de réduction**. La carte qui en résulte est la carte de l'anomalie de Bouguer.

Les variations de densité des roches à la surface de la terre évoluent entre 1,6 et 3 T/m³. Cet écart est dû principalement aux différentes porosités des roches, mais aussi au type de roche. D'autre part la densité augmente avec la quantité de fluide présent dans les pores. En Belgique, la densité des roches est corrélée avec l'âge des roches. Pour les roches du paléozoïque inférieur (ex Cambrien et Silurien), les densités sont comprises entre 2,70 et 2,72 T/ m³. Pour le paléozoïque supérieur (Dévonien, Carbonifère) les densités évoluent entre 2,6 à 2,65 T/ m³, quant au méso-cénozoïque les valeurs sont de l'ordre de 2,1 à 2,2 T/ m³. Dans chaque groupe, l'écart est rarement plus de 0,3 T/ m³. Il faut noter que la densité augmente avec la profondeur (Strykowski, 1995).

Jusqu'à maintenant, les cartes d'anomalies de Bouguer pour la Belgique avaient été élaborées en utilisant une densité de réduction classique de 2,67 g/cm³ (François, 1928 ; Jones, 1947-1948 ; Mansy et al., 1999). En réalité cette valeur n'est applicable que dans la partie sud du pays où les roches paléozoïques sont présentes entre le niveau de la mer et la topographie. Dans le nord, le socle paléozoïque est recouvert de sédiments meubles d'âge méso-cénozoïque, pour lesquels une densité de réduction plus faible de 2,10 g/cm³ est appliquée. Lorsqu'une mauvaise densité de réduction est appliquée pour la correction de Bouguer, de fausses anomalies de Bouguer apparaissent avec les effets de la topographie. Ainsi, cartographier la totalité du pays avec la même densité de correction amène à de fausses anomalies que cela soit dans le nord comme dans le sud. Aussi, jusqu'à présent pour des interprétations géologiques de qualité, les auteurs ont

utilisé deux cartes complémentaires de la Belgique, avec des densités différentes pour la correction de Bouguer.

Le paléozoïque est présent à l'affleurement au sud du pays, puis s'enfonce vers le nord sous les sédiments du tertiaire et quaternaire, en passant par une zone intermédiaire où il est très peu profond. Idéalement, dans cette zone intermédiaire la correction de Bouguer devrait passer progressivement de 2.67 au sud à 2.1 au nord, suivant la proportion des deux types de roches. Jones (1951) a publié une carte d'anomalie de Bouguer de la Belgique dans laquelle il a trouvé une solution simple à ce problème. Il a défini une ligne allant de Mouscron à l'ouest, passant par le sud de Bruxelles au nord et rejoignant Visé à l'est. Au nord de cette ligne il a appliqué une densité de réduction de 2,10 g/cm³. Entre cette ligne et l'axe Sambre-Meuse, il a appliqué une valeur de densité qui était le résultat d'une interpolation linéaire entre 2,10 g/cm³ et 2,65 g/cm³. Au sud de l'axe Sambre-Meuse il a appliqué la valeur de 2,65 g/cm³. Pour son étude, Jones (1951) avait seulement 381 points de mesures de gravité dont 12 dans la zone de transition.

Pour la carte de 2011 (Figure 80), 33 000 points de mesures ont été utilisés dont quelques centaines dans la zone de transition. Elle comprend les toutes dernières mesures réalisées en 2003. La présence de nombreux forages vont permettre d'affiner la proportion entre les deux types de roches dans cette zone de transition.

La nouvelle approche de cette carte consiste à revenir à la définition de l'anomalie de Bouguer. Le calcul de l'anomalie a

été revu, et pour la première fois, il tient compte bien sur des densités de chacune de ces deux unités, mais aussi de leurs épaisseurs (voir les détails dans Evereats & De Vos, 2012).

Cette nouvelle carte possède une grande densité de mesures, ce qui a permis d'obtenir une carte à haute résolution et de révéler ainsi de nombreux détails.

Interprétation géologique

La carte d'anomalie de Bouguer a déjà été interprétée par Mansy et al (1999). Rappelons que cette carte à la Figure 81 reflète en réalité la densité des roches au niveau du géoïde (niveau de la mer). Elle fait donc apparaître les effets uniquement des structures profondes sur la gravité.

L'anomalie positive en rouge (-4 à 4 mGal) en arc de cercle dans la partie nord de la Wallonie est due à la présence du paléozoïque inférieur (Cambrien, Silurien) qui possède une densité plus élevée.

Cette anomalie positive correspond au Massif du Brabant, elle s'étend plus au nord, mais la présence d'une bande d'anomalie négative (en vert et jaune) peut être observée à la limite régionale nord avec la Flandre. Cette anomalie est, depuis quelques temps modélisée et assimilée à une intrusion granitique profonde. Le reste de la Wallonie en vert, correspond au Paléozoïque supérieur (Dévonien, Carbonifère) qui ayant une densité moins élevée provoque une anomalie de Bouguer légèrement négative (-12 à -20 mGal). Deux anomalies très négative (en bleue) sont remarquées : l'une est située dans la région de l'Ardenne, l'autre dans la région d'Eupen. Une tentative d'explication sera fournie plus loin.

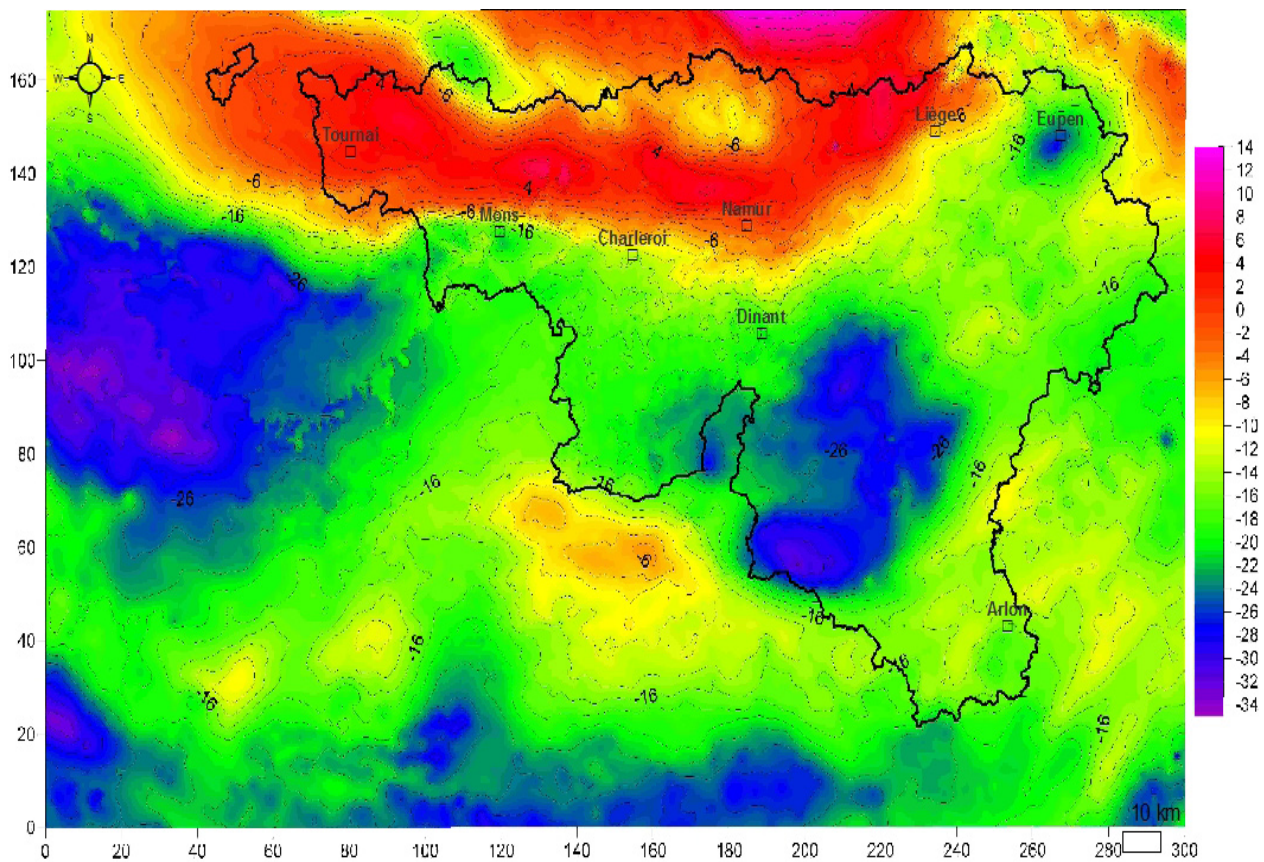


Figure 81 : Carte 2011 de l'anomalie de Bouguer (échelle à droite en mGal) avec réduction de densité variable (Evereats & De Vos, 2012)

Si l'on regarde la carte d'anomalie de Bouguer plus en détail, dans la région de Visé-Bassenge, à proximité de la frontière hollandaise, une zone de faible gravité, celle de Maastricht, présente un appendice en direction de la Belgique. L'intrusion de roches granitiques en profondeur en serait la meilleure explication d'après les auteurs. Des roches volcaniques ont été trouvées dans deux forages à proximité de Visé (Hermalle-sous-Argenteau et Visé). Bien qu'elles ne soient pas exactement à la verticale de la zone de faible gravité, elles pourraient être liées à une intrusion plus profonde, comme la structure du Massif ouest du Brabant, ou alors de petites intrusions de roches volcaniques interstratifiées sont présentes dans le sous-sol.

Sur la nouvelle carte, on constate la présence d'une zone d'anomalie négative très longue sous la partie centrale des Ardennes avec des valeurs de l'ordre 10 mGal plus basses que la moyenne des Ardennes. Comme l'ont remarqué Chacksfield et al. (1993), la signature négative de la gravité des Ardennes coïncide avec des valeurs élevées de magnétisme, à l'échelle du massif. Cela serait la signature d'une structure crustale profonde, estimée à 10 km de profondeur, d'après une modélisation réalisée par ces auteurs.

Les orientations prises par les anomalies de gravité en Ardenne ont tendance à suivre assez nettement les déformations varisques d'orientation est/ouest à l'ouest de Dinant, et sud-ouest/nord-est à l'est de Dinant.

Une anomalie négative (de l'ordre de -26 à -28 mGal) est présente dans la région d'Eupen. L'explication n'est pas évidente,

toutefois on peut noter que la tonalite de Helle apparaît à l'affleurement au nord-est de cette anomalie. Encore une fois, comme dans la région de Visé, la présence de roches magmatiques à l'affleurement pourrait être l'indication d'une intrusion profonde. Les massifs de Stavelot et Rocroi ne présentent pas d'anomalie particulière. Par contre l'anticlinal de Givonne montre une anomalie négative plus prononcée que la signature du paléozoïque supérieur.

En Gaume, les formations moins denses du mésozoïque reposent sur le paléozoïque, la gravité est légèrement positive signifiant que des roches massives situées en profondeur influencent le signal.

5.4. Données Hydrogéologiques

La valeur du gradient géothermique dépend de la nature lithologique des formations et du flux de chaleur régional, de leur histoire tectonique et des courants aquifères qui les traversent. Mais il ne suffit pas d'atteindre des roches chaudes en profondeur, il faut encore en extraire la chaleur, et l'agent de transport de ces calories vers la surface ne peut être qu'un fluide, donc l'eau ou de vapeur. Aussi le géothermicien doit nécessairement trouver des nappes aquifères importantes et profondes. Or, aux grandes profondeurs, le sous-sol de la Wallonie est constitué presque partout de roches indurées du Paléozoïque qui ne sont perméables qu'à la faveur de dissolution chimique ou dans le cas de fractures sismiquement actives. Et dès qu'il y a une nappe aquifère, il y a mouvement et donc transfert de calories par convection, ce qui perturbe la stratification horizontale des

températures due à la seule conduction. Jusqu'à présent, les seules roches reconnues perméables par dissolution sont les évaporites, les anhydrites, les calcaires du Carbonifère, les calcaires du Givétien /Frasnien. On le verra les roches à porosité de fissures peuvent aussi constituer de bons réservoirs de type fracturés comme les roches du dévonien moyen et supérieur.

Le capital d'eau douce de la Wallonie est de l'ordre de 13 milliards de m³ par an. Ce capital, la région le doit d'abord à un régime abondant et régulier des précipitations (pluie et neige) qui constituent la première phase essentielle du cycle de l'eau et la recharge des nappes phréatiques. Quelques notions d'hydrogéologie sont explicitées en premier lieu afin de définir les différents types de nappes et de déterminer quelques paramètres théoriques du stockage de l'eau dans le sous-sol. Ensuite, nous passerons en revue les grands aquifères de Wallonie correspondant pour la plupart à des nappes superficielles, puis nous déterminerons ceux qui peuvent être repris pour la géothermie de moyenne à grande profondeur. Beaucoup d'informations ont pour source le texte sur « L'état des nappes d'eaux souterraines en Wallonie » sur le site :

<http://environnement.wallonie.be/>.

5.4.1. Notions d'Hydrogéologie

Les différents types de nappes

La classification des nappes peut se faire selon plusieurs critères. Les critères piézométriques, lithologiques et géologiques ou géomorphologiques.

Classification selon des critères piézométriques

Les nappes libres

Ces nappes sont dites libres parce que la surface supérieure de l'eau fluctue sans contrainte (Figure 82). Il n'y a pas de « couvercle » imperméable au toit du réservoir et la pluie efficace peut les alimenter par toute la surface. La surface piézométrique et la surface supérieure sont alors confondues.

Les nappes captives

Ce sont des nappes emprisonnées entre deux couches géologiques imperméables (Figure 82); la surface piézométrique est située au-dessus de la surface supérieure : celle-ci est alors sous pression et peut jaillir dans des forages dits artésiens. L'alimentation ne peut se faire que par des zones d'affleurement limitées ou des communications souterraines. Les nappes captives sont souvent profondes, voire très profondes (1000 m et plus). On peut alors les exploiter pour la géothermie.

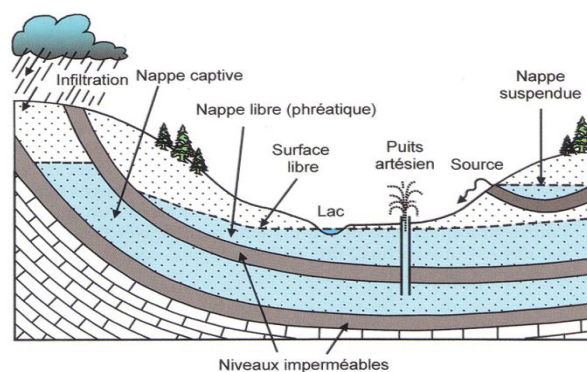


Figure 82: Nappe captive, nappe libre et nappe suspendue ou perchée

Les *nappes libres* se rechargent assez rapidement à chaque épisode pluvieux. La remontée des niveaux et les épisodes

pluvieux sont discernables sur la courbe piézométrique. La réalimentation des nappes intervient juste après la saturation des sols en eau, par infiltration directe des eaux de pluies au niveau des zones d’affleurement. La recharge d’un *aquifère captif* est par contre beaucoup plus lente. Les épisodes pluvieux sont imperceptibles sur la courbe piézométrique. La remontée des niveaux est fonction de l’éloignement de l’affleurement (temps plus long de transport dans le sol), des échanges locaux entre nappes, etc...C’est essentiellement pendant l’hiver qu’à lieu la recharge des nappes souterraines, les précipitations de printemps et d’été étant pour la plus grande partie utilisées par le couvert végétal.

Classification lithologique

Outre la nature de la formation géologique (sable, grès, calcaire, ...), la cohérence de la roche permet de distinguer, les nappes suivantes :

Nappes de porosité de pores

Elles se trouvent dans les roches meubles (constituées de sables, de graviers, de galets,....). La nappe des sables bruxelliens et la nappe des graviers d’origine alluviale de la Meuse en sont deux exemples.

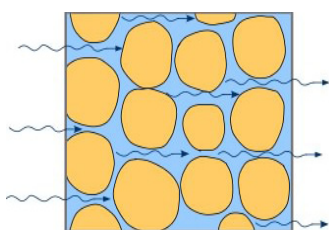


Figure 83: Perméabilité interparticulaire

Nappes de fissures

Les roches fracturées agissent aussi comme aquifère, pour autant que les fractures soient connectées entre elles pour former un réseau. Dans les formations cohérentes, les nappes sont localisées dans les zones perméables et poreuses qui n’existent que si les roches sont fissurées et altérées. Par exemple, la fissuration puis l’altération des grès en sables entraînent la formation de nappes de fissures au sein des formations gréseuses. Les fissures sont généralement liées à la présence de phénomènes tectoniques (failles ou plis).

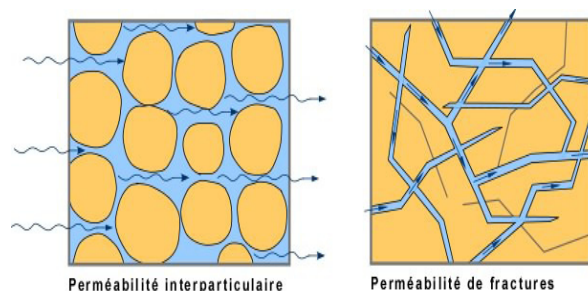


Figure 84: Perméabilité de fractures

Les nappes des formations calcaires, du fait de la dissolution des carbonates provoquant l’apparition de phénomènes karstiques, constituent des aquifères à grand potentiel d’exploitation. Les nappes de ces aquifères sont soumises à de hauts risques de contamination en présence de connexions directes entre la nappe et la surface et au sein même de l’aquifère. Les eaux sont dès lors peu filtrées, ce qui nuit à leur qualité.

La productivité d’un puits foré dans les aquifères de fissures peut être très variable suivant la densité de fissures recoupées. La présence d’une forte fissuration peut être détectée par différentes méthodes : observations géomorphologiques, prospections géophysiques, ...

Nappes de manteau d'altération

Elles sont observées dans les formations cohérentes présentant une forte fissuration et altération. Elles sont souvent localisées sur les crêtes topographiques et présentent des capacités de production moyennes. Les nappes des grès famenniens du Condroz sont des exemples de nappes de manteau d'altération. En effet, outre la présence de plis ayant engendré une bonne fracturation des grès, ces derniers sont altérés en sables ce qui augmente la porosité et la perméabilité de ces formations.

Classification liée au contexte géologique et géomorphologique

Nappe perchée

Les nappes perchées sont généralement de faible extension et situées très au-dessus des nappes régionales profondes dont elles sont isolées par des formations imperméables (Figure 85).

Ce sont des nappes de faible capacité présentant de fortes variations saisonnières du niveau piézométrique.

Nappe alluviale

Elles constituent un type particulier de nappes, formées par les grands épandages de sables et graviers des fleuves et des rivières. Elles sont localisées dans des aquifères situés dans le fond des vallées et sont constituées de sédiments déposés par les rivières. Ces nappes ont des perméabilités et des porosités très variables en fonction de la granulométrie des alluvions; plus la granulométrie est grossière (sables, graviers, galets, ...) et bien classée, plus l'aquifère présente une bonne capacité d'exploitation. La différence de cote piézométrique entre le niveau de la rivière et celle de la nappe aquifère détermine les échanges de flux : la rivière est drainante lorsque son niveau est inférieur à celui de la nappe et infiltrante dans le cas contraire.

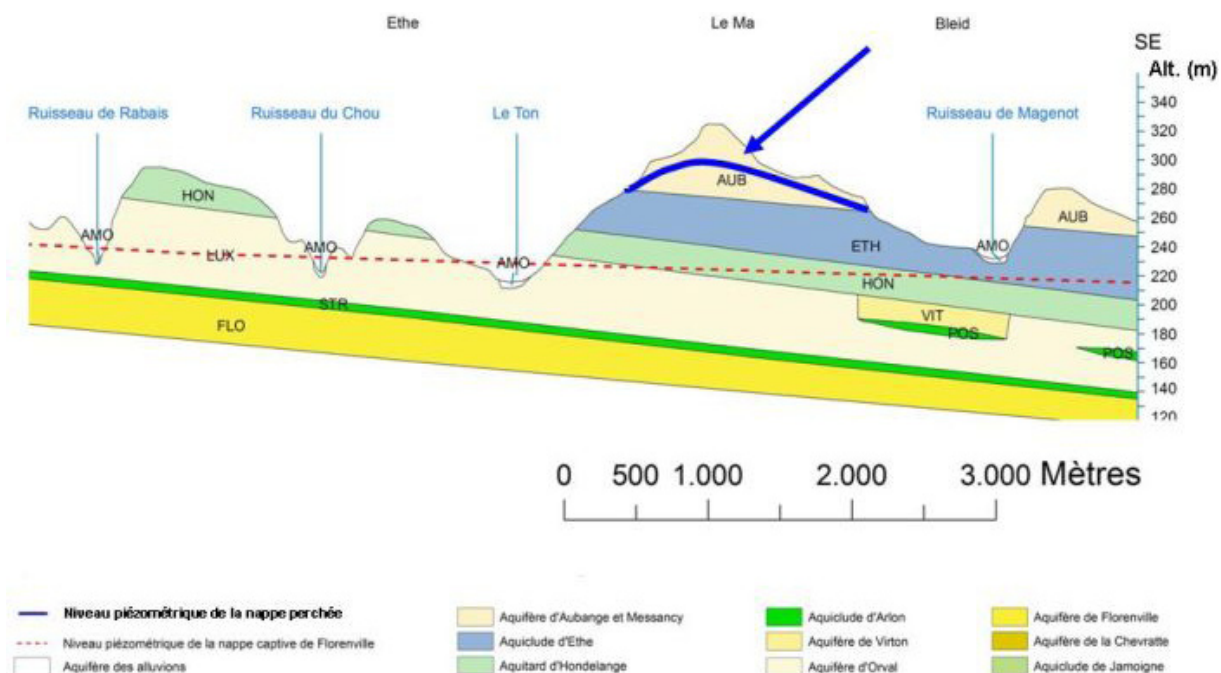


Figure 85: Coupe hydrogéologique dans la région de Meix-Virton. La flèche bleue représente l'aquifère d'Aubange et Messancy, localisé au droit d'un sommet topographique et limité en profondeur par l'aquitard d'Ethe. Il constitue une nappe dite « perchée ».

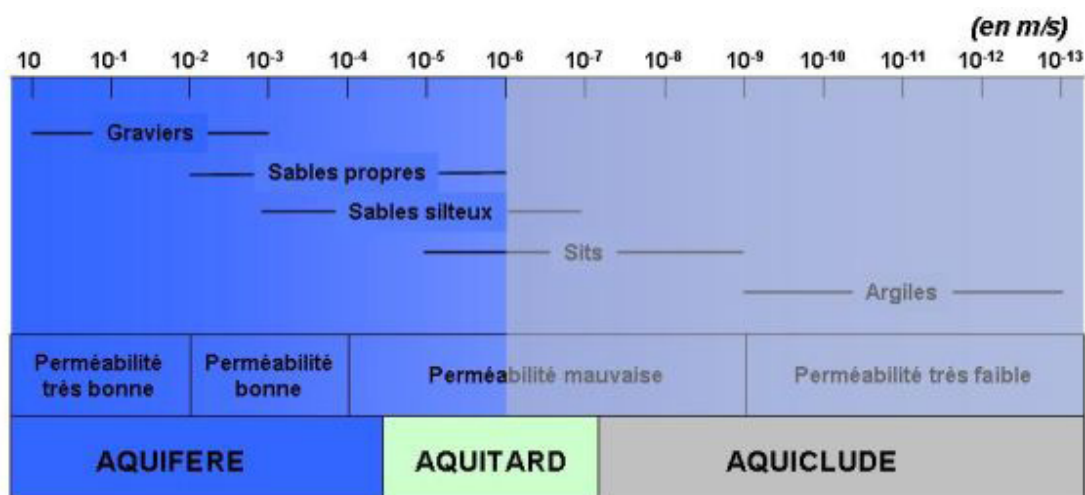


Figure 86: valeurs de conductivité hydraulique (en m/s) pour diverses formations meubles

Le caractère drainant ou infiltrant d'une rivière peut varier selon les conditions saisonnières.

Définitions d'aquifère, aquitard et aquiclude

Les nappes d'eau peuvent être aquifères, aquitard ou aquiclude en fonction de leur conductivité hydraulique (Figure 86). La conductivité hydraulique des roches meubles est fortement influencée par la granulométrie et l'hétérogénéité des particules (Figure 86). Dans les roches cohérentes, quasi imperméables quel que soit leur nature, c'est le degré de fissuration et d'altération qui détermine la conductivité. Dans les calcaires, les processus de corrosion peuvent également favoriser l'écoulement jusqu'à générer la formation de karsts.

5.4.2. Cartes Hydrogéologiques

En 1999, un programme de cartographie des eaux souterraines a été initié par le Ministère de la Région Wallonne. Ce projet novateur va permettre de cartographier les ressources en eaux souterraines de la Wallonie à l'échelle de la planche (la superficie

couverte par une planche est de 10 X 16 km). Ce projet est le premier du genre en Wallonie. Il s'agit donc, contrairement à la nouvelle carte géologique, de dresser un inventaire de l'ensemble des données hydrogéologiques disponibles en Région Wallonne et ensuite de les présenter sous forme de cartes.

Au départ deux équipes universitaires se sont lancées dans l'aventure, l'Université de Liège (ULg) et la Faculté polytechnique de Mons (FPMs). En 2002, les équipes de la Fondation Universitaire Luxembourgeoise (FUL, à présent fusionnée à l'ULg) et des Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix de Namur (FUNDP) les ont rejoints. Ce projet est coordonné par le Service des Eaux Souterraines (Division de l'Eau) de la Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement du Ministère de la Région Wallonne.

Les cartes hydrogéologiques synthétisent les informations hydrogéologiques disponibles à l'échelle régionale. L'objectif principal est de fournir des informations concernant l'extension, la géométrie, la piézométrie ainsi que les caractéristiques hydrochimiques et hydrodynamiques des aquifères.

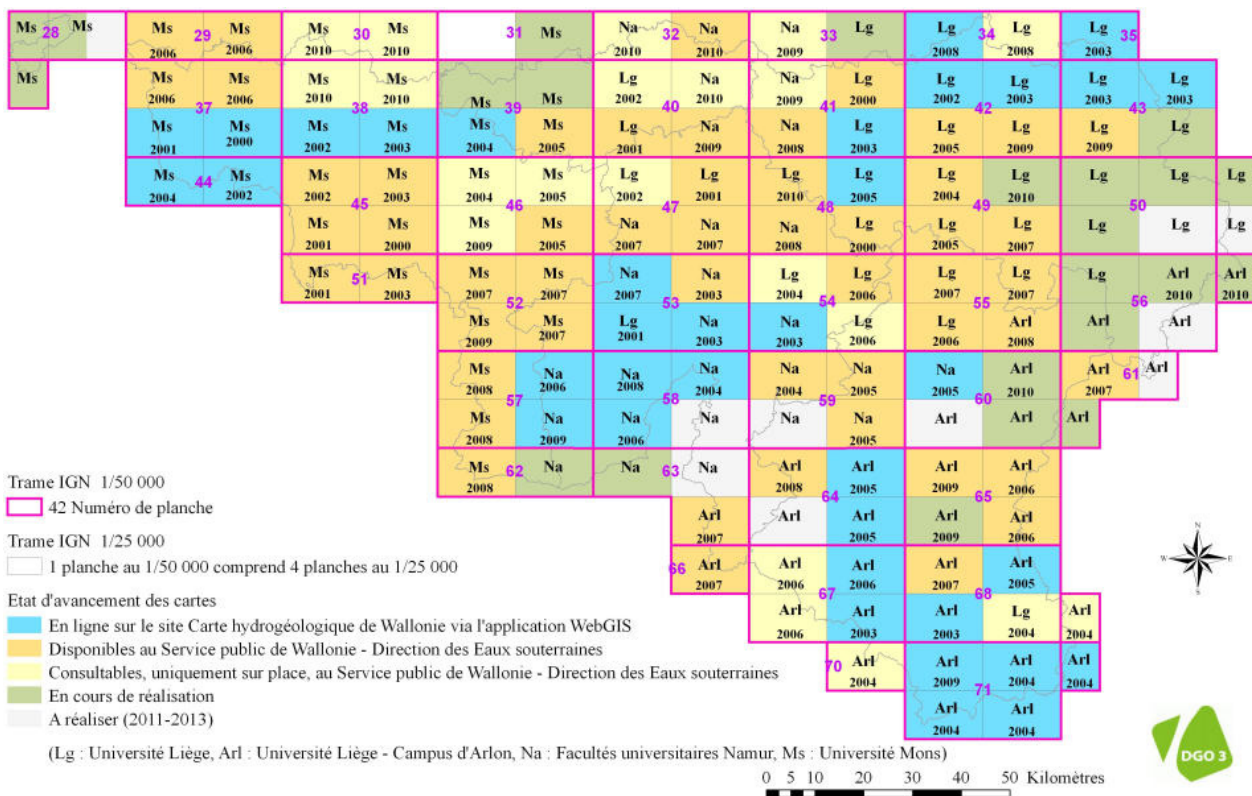


Figure 87: Etat d'avancement de la carte hydrogéologique (juillet 2011).

Au 1er juillet 2011, 108 cartes ont été réalisées et 32 cartes sont diffusées (Figure 87) sur ce site : <http://environnement.wallonie.be/cartosig/cartehydrogeo/application.htm>

Pour chaque planche consultable en ligne, la carte au format A0 et géoréférencée, les notices explicatives, les coupes hydrogéologiques, le tableau des grandes unités hydrogéologiques, ainsi que les codes eau GW Protection souterraine sont consultables et téléchargeables directement.

De 2007-2010, 8 cartes par an ont été mises en ligne. A partir de 2011, le processus de diffusion pourrait s'accélérer, mais cela dépendra aussi de l'état d'avancement et de l'édition de la nouvelle carte géologique de Wallonie.

Ces cartes relatent des informations hydrogéologiques connues, c'est-à-dire relativement superficielles. Dans le cadre

de cette étude, elles nous permettent de comprendre la nature, la puissance, les caractéristiques des nappes superficielles que nous supposons bien plus profondes dans d'autres régions que là où elles sont observées et décrites ci-dessous. La bonne connaissance acquise pour les aquifères superficiels sera un outil indispensable pour les futurs projets de géothermie profonde afin d'éviter les contaminations des eaux de captage d'eau potable par des aquifères profonds.

5.4.3. Carte des masses d'eaux souterraines

La carte illustrée à la Figure 88 représente les masses d'eaux souterraines de Wallonie. La définition de masse d'eau souterraine a été donnée par la Directive cadre sur l'Eau (Directive 2000/60/CE) comme suit : « Masse d'eau souterraine : un volume distinct d'eau souterraine à l'intérieur d'un ou de plusieurs aquifères. ».

V.1. Masses d'eau souterraine

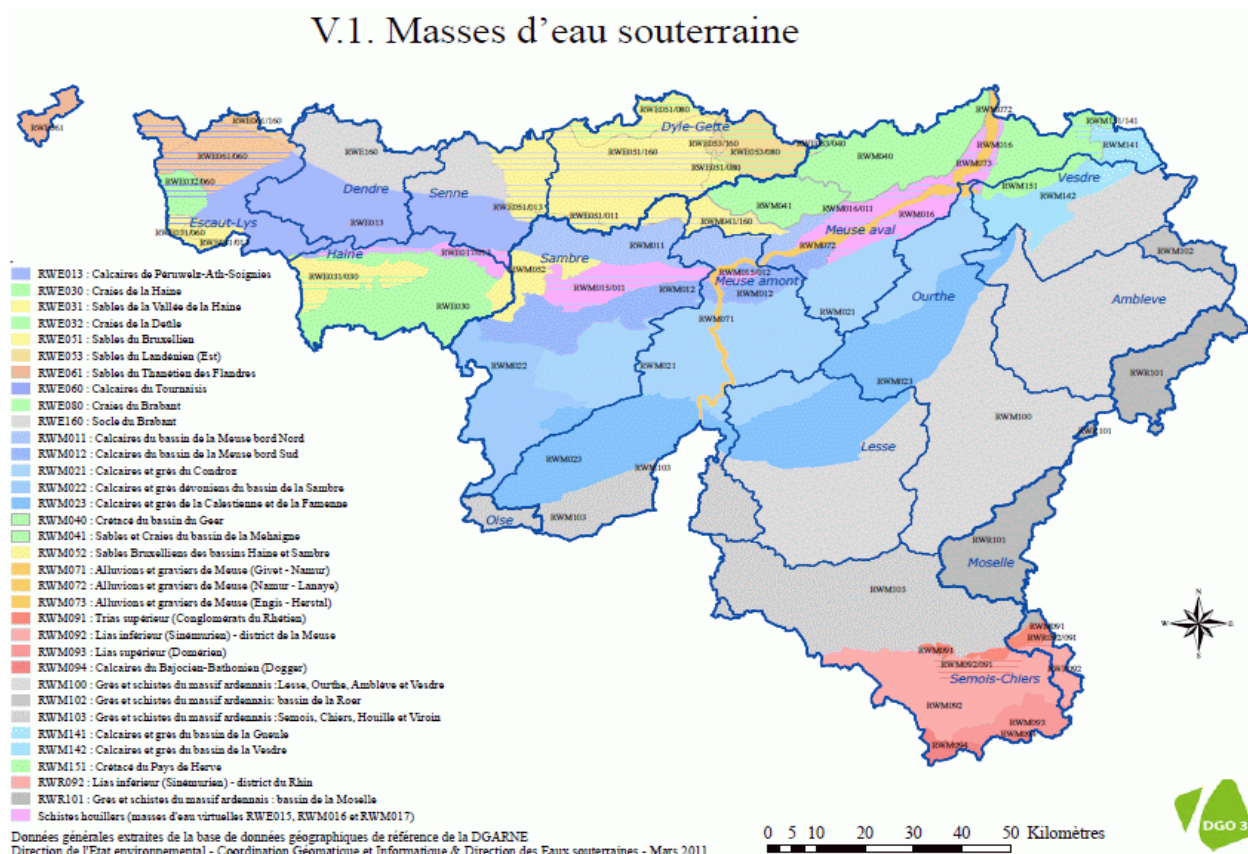


Figure 88: Carte des Masses d'eaux souterraines

Il s'agit d'une nouvelle unité élémentaire du milieu aquatique, mieux adaptée à la gestion des eaux à l'intérieur des bassins hydrographiques à large échelle (districts hydrographiques).

La mise en application de l'article 5 de la Directive cadre sur l'Eau a abouti dans le cas de la Région wallonne à un découpage en 33 masses d'eau souterraine, dont 10 dans le district de l'Escaut, 21 dans celui de la Meuse et 2 dans celui du Rhin. Parmi ces masses d'eau souterraine, 24 sont à aquifères transfrontaliers et nécessiteront une gestion commune avec les régions ou états membres voisins. Les masses d'eau souterraine ont été approuvées par la Plate-forme Permanente pour la Gestion Intégrée de l'Eau (PPGIE) et par le Gouvernement wallon.

La délimitation précise des masses d'eau souterraine est

toujours susceptible d'évoluer en fonction de l'amélioration de la connaissance de certains aquifères insuffisamment caractérisés jusqu'à présent.

5.4.4. Principaux aquifères de Wallonie

D'après la Direction des Eaux Souterraines appartenant à la Direction Générale Opérationnelle, Agriculture, Ressources Naturelles et Environnement du Service public de Wallonie (<http://environnement.wallonie.be/de/eso/atlas/>) les aquifères principaux de Wallonie ont été définis en fonction de leurs caractéristiques propres. Parmi ces aquifères superficiels, une sélection sera opérée en fonction de la probabilité de retrouver certains d'entre eux à de grandes profondeurs au paragraphe suivant.

Ils peuvent être regroupés en 7 formations aquifères principales:

- le socle cambro-silurien affleure en deux régions de l'Ardenne (Massifs de Rocroi et de Stavelot) ainsi qu'au nord dans le Massif du Brabant. Les formations sont principalement constituées de schistes, phyllades, quartzophyllades et quartzites fissurés. C'est en général là où les roches ont subi une altération naturelle ancienne (on parle de paléo-altération) que l'aquifère est le plus productif et peut dès lors être exploité. C'est le cas dans les vallées de la Dyle et de la Senne dans le Brabant, et essentiellement dans les bassins amont de l'Amblève et de la Vesdre en Ardenne. Dans ces dernières régions, on note également, dans le socle, des venues d'eau plus profondes, carbo-gazeuses, à l'origine des sources minérales (ex : Spa). Au nord de la région, la nappe du Socle cambro-silurien du Brabant est captive et partiellement en continuité hydraulique avec les cailloutis de base du Landénien et du Crétacé. La zone d'alimentation de cette nappe est située dans le bassin supérieur de la Dendre et dans le Brabant méridional.
- les massifs schisto-gréseux du Dévonien présents en Ardenne, dans le synclinorium de Dinant, dans celui de Namur et dans le bassin de la Vesdre. Les formations schisto-gréseuses de l'Ardenne sont principalement constituées de schistes, phyllades, grès, quartzophyllades et quartzites fissurés. L'aquifère couvre une grande partie de la carte de la Région wallonne, mais il possède une faible capacité et peut même s'assécher par endroit en été. Les nappes phréatiques contenues dans les couches superficielles, altérées et fissurées, sont captées

par drains et par galeries. Cet aquifère est une ressource précieuse pour les régions isolées de l'Ardenne. Les Massifs schisto-gréseux des synclinoria de Namur, de Dinant et du bassin de la Vesdre, nettement moins étendus, prolongent au nord le Massif schisto-gréseux de l'Ardenne, et les caractéristiques de leurs nappes sont identiques.

- les calcaires du Paléozoïque regroupent les Calcaires carbonifères et dévoniens du Bord Nord et Sud du Synclinorium de Namur, du Synclinorium de Dinant et du bassin de la Vesdre. Les Calcaires carbonifères du bord nord du synclinorium de Namur et les Calcaires carbonifères du Tournais forment une nappe qui s'étend depuis la région de Lille jusqu'à Namur, puis se prolonge vers Visé en suivant la Meuse. C'est l'aquifère le plus important en Région wallonne, il se prolonge au-delà de la frontière vers la France et la Flandre.
- les formations du Jurassique rassemblent un ensemble des roches triasiques et jurassiques constituant le sous-sol de la Gaume (Calcaires bajociens, Sables et Grès de Virton, ...). L'alternance de couches perméables (calcaires et sables gréseux) et imperméables (marnes ou sables schisteux) donne lieu à la formation de plusieurs nappes superposées plus ou moins indépendantes.
- les craies du Crétacé contiennent plusieurs nappes: celle des craies de Hesbaye, délimitée par les vallées de la Meuse, de la Mehaigne et du Geer, celle des craies captives du Brabant et des deux Flandres, qui se présente comme une entité

isolée, celle des craies du pays de Herve, encadrée par la Meuse et la Vesdre, celle du Crétacé indifférencié du pays de Herve, celle des craies du Bassin de Mons, celle du Crétacé du Bassin de Paris et celle du Crétacé indifférencié du Hainaut. La nappe des craies du Bassin de Mons se situe dans la dépression du Bassin de la Haine, cuvette comblée localement par plus de 250 mètres de terrains crétacés. L'aquifère est composé d'un ensemble de formations carbonatées plus ou moins perméables. C'est un aquifère majeur qui se prolonge à l'ouest au-delà de la frontière française dans le bassin de l'Escaut.

- les sables du Tertiaire comprennent les sables bruxelliens et les sables du Landénien et de l'Yprésien. La formation des sables bruxelliens est constituée de roches meubles (sables quartzeux, concrétions gréseuses et sables et grès calcaireux) et se situe essentiellement dans le Brabant wallon. L'eau s'y loge dans les interstices du sous-sol pour constituer la nappe. La zone d'alimentation de la nappe est très étendue (+/- 1.400 km² dans la partie septentrionale). Le réseau hydrographique joue le rôle d'axes de drainage (Dyle, Gette et Senne).
- les dépôts du Quaternaire regroupent les thalwegs de la Meuse et affluents, les terrasses de la vallée de la Meuse, les thalwegs de l'Escaut et affluents, et les alluvions tourbeuses de la vallée de la Haine. Des ressources en eau considérables existent dans les graviers de la Meuse dont le thalweg est principalement creusé dans les terrains paléozoïques. Le gisement est exploité depuis Dinant jusque Liège. L'eau se

loge dans les interstices du sous-sol (limons et graviers). La nappe est en relation directe avec la Meuse.

5.4.5. Captages profonds

Grâce à la convention d'échange de données avec la Direction des Eaux souterraines, nous avons eu accès à la base de données des captages de la Wallonie. Cette base de données comprend 1023 éléments dont seulement 16 captages ont une profondeur supérieure à 300m. Nous les avons représentés sur la carte (Figure 89) avec la commune sur laquelle ils sont enregistrés.

Parmi ces captages profonds (Tableau 13), on retrouve celui de Ghlin où l'eau est captée à 1000m de profondeur dans les calcaires Carbonifères. Il est exploité par IDEA (Intercommunale), nous ne disposons d'aucune donnée sur ce puits, les volumes prélevés sont eux aussi inconnus de la Direction des Eaux Souterraines. Les trois puits de Chaudfontaine (détaillés au Chapitre 5.6 sur la thermométrie) puisent dans la nappe des calcaires Dévonien de la Vesdre jusqu'à une profondeur de 566m pour le puits Philippe. La société Minute Maid exploite les puits de Chaudfontaine avec pour le puits Astrid environ 113928 m³ prélevés par an.

La nappe des calcaires Carbonifères du Bord Nord du bassin de Namur est exploitée à Jemeppe sur Sambre avec des volumes prélevés de non négligeables de 2 millions de m³/ an pour le puits I et de 800 000m³/an pour le puits II.

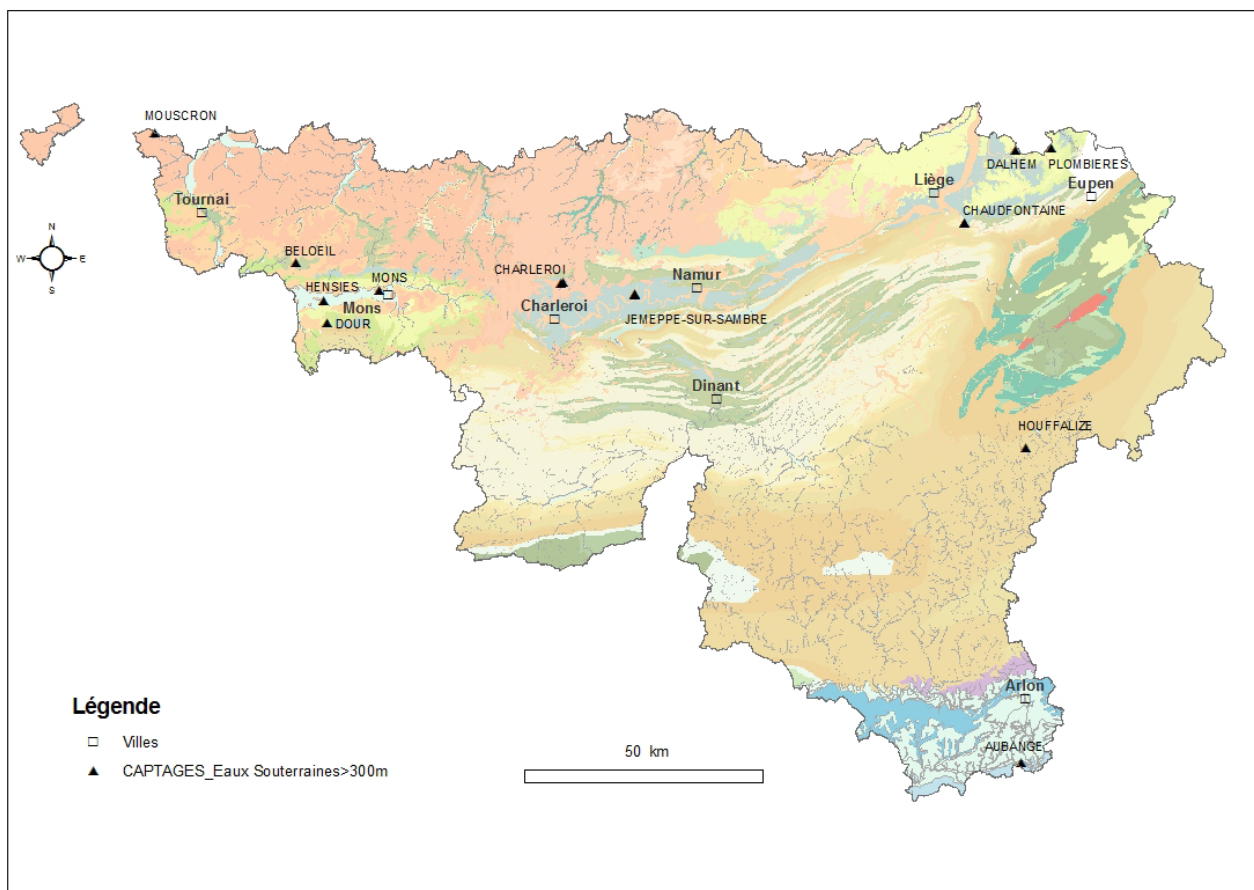


Figure 89 : Captages de plus de 300m de profondeur en Wallonie. Le label correspond à la commune sur laquelle ils sont en enregistrés.

Tableau 13: Captages profonds de Wallonie (>300m) et leur nappe de captage

Nom Ouvrage	Commune	Profondeur (m)	Nappe
Quevaucamps	Beloeil	300	Calcaires Carbonifères du bord nord du bassin de namur
Puits Nord	Charleroi	384	Calcaires Carbonifères du bord nord du bassin de namur
Puits Sud	Charleroi	441	Calcaires Carbonifères du bord nord du bassin de namur
Bois Debihan	Hensies	320	Craies du Bassin de Mons
Les Andrieux	Dour	307	Craies du Bassin de Mons
Puits géothermique de Ghlin	Mons	1000	Calcaires Carbonifères géothermiques du Borinage
Mouscron	Mouscron	394	Calcaires carbonifères du Tournaisis (Mouscron-Pecq-Tournai)
Forage Terre d'Als	Dalhem	310	Terrains houillers indifférenciés
Puits Droeven	Plombières	353	Calcaires carbonifères du bord sud du Bassin de Namur
Puits I	Jemeppe-sur-Sambre	675	Calcaires carbonifères du bord nord du Bassin de Namur
Puits II	Jemeppe-sur-Sambre	630	Calcaires carbonifères du bord nord du Bassin de Namur
Astrid-Chemin du nouveau sart	Chaudfontaine	396	Calcaires Dévoniens du Massif de la Vesdre
Puits Graulich	Chaudfontaine	300	Calcaires Dévoniens du Massif de la Vesdre
Puits Philippe	Chaudfontaine	566	Calcaires Dévoniens du Massif de la Vesdre
Puits Huet	Houffalize	555	Inconnu
Aubange P5	Aubange	339	Sinémurien: Formation de Florenville

5.4.6. Application à la géothermie

Sélection des Aquifères wallons pour la géothermie profonde

Les aquifères du Quaternaire, du Tertiaire, et des craies du Secondaire cités précédemment ne sont pas susceptibles d'être une ressource potentiellement intéressante pour la géothermie de moyenne à grande profondeur car ce sont des nappes beaucoup trop superficielles. C'est évident pour les dépôts du Quaternaires. Les sables du Tertiaire n'excèdent pas une profondeur d'une centaine de mètres à Bruxelles. Quant aux craies du Crétacé, il ressort après une étude un peu plus approfondie que même où le Crétacé est connu comme étant le plus épais, c'est-à-dire dans la région de Mons-Tournai, on ne les retrouve plus après 320 mètres de profondeur. Nous ne faisons donc pas intervenir cette nappe, dont l'eau est déjà captée pour la distribution d'eau potable, comme un aquifère profond exploitable géothermiquement dans notre étude.

Les aquifères locaux schisto-gréseux du Houiller n'ont pas été pris en compte dans cette étude. En effet, les grès, schistes et quartzites du Houiller forment des aquifères très peu perméables et très locaux. Leur porosité intrinsèque varie entre 0.5 et 1.5%. Ils ne contiennent d'eau récupérable que dans les fissures ouvertes des bancs de grès et de quartzites fracturés, dans les schistes les fractures étant généralement colmatées par un remplissage argileux. D'autre part, l'eau de ces fractures présente une minéralisation élevée en fer et sulfates, ainsi qu'un pH acide, liés à l'altération des sulfures de fer (pyrites) souvent abondant dans ces formations.

Notre étude s'est focalisée sur les grands aquifères wallons susceptibles de remplir les conditions minimales de profondeur (300m) en vue d'obtenir une température suffisante à l'exploitation géothermique au minimum de type basse enthalpie.

Les formations de la Lorraine

La Lorraine belge est caractérisée par un régime abondant et régulier de précipitations (pluie, neige, etc.) qui alimentent généreusement les réservoirs souterrains. D'après l'étude géologique régionale des terrains mésozoïques, qui sont formés d'une succession de couches perméables et imperméables, plusieurs aquifères superposés peuvent exister dans cette région. L'alternance de couches dures (grès et calcaires) et de couches tendres (marnes et argiles et leur structure monoclinale à faible pendage sud, a déterminé un relief en cuestas d'une part et une superposition de nappes d'autre part. La présence de grandes failles de direction NE-SO favorise des axes d'écoulement préférentiels dans les principaux aquifères. L'hydrogéologie de la Gaume reste encore aujourd'hui relativement mal connue, peu de données étant actuellement disponibles (historiques piézométriques, données chimiques, paramètres hydrodynamiques, réseau piézométrique peu dense et peu de sondages profonds, etc.).

Les aquifères les plus importants, selon les cartes hydrogéologiques de la région, sont abrités dans :

- les grès de la Formation d'Aubange et les silts de la Formation de Messancy (superficielle)

- les calcaires sableux de la Formation de Luxembourg, trop superficielle pour cette étude (Sondage de Latour (Figure 92) : entre 152 et 182m de profondeur)
- les grès sableux de la Formation de Mortinsart (Rhétien-Trias supérieur). Cette formation renferme un réservoir relativement continu et homogène. Il devient rapidement captif sous l'aquiclude à niveaux aquifères de Jamoigne. Cet aquifère s'alimente essentiellement au niveau de sa zone d'affleurement au nord et dans le nord-est de la Lorraine belge. Cette formation a été rencontrée au sondage de Latour entre 340 et 360m. Par contre elle est nettement moins profonde au

sondage de Neulimont (de 152 à 167m).

Des aquicludes à niveaux aquifères de la région probablement moins perméables sont :

- Terrains conglomératiques de la Formation de Habaye (Trias supérieur ?) traversés par les sondages de Latour (Figure 92) entre 340 et 360m et Neulimont entre 190 et 200m
- Schistes avec bancs de grès et quartzite de la Formation de Mirwart (Dévonien inférieur), recoupés au sondage de Latour à une profondeur de 490m et au sondage de Neulimont de 200m.

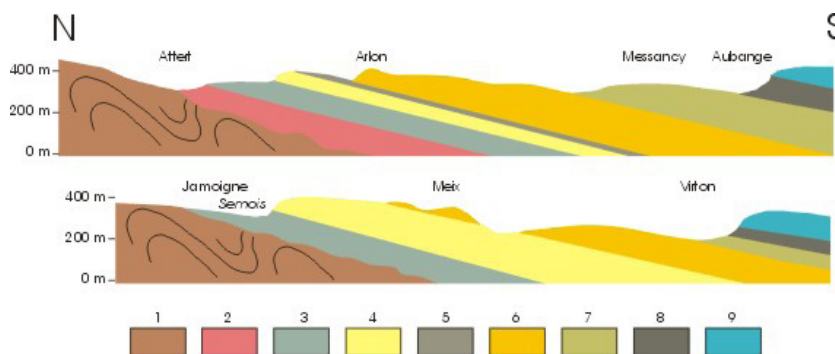


Figure 90 : Coupes méridiennes du Mésozoïque de la Lorraine belge. D'après Monteyne, 1983, modifié. Légende: 1: socle varisque, 2: Formations de Habay, Attert et Mortinsart, 3: Formation de Jamoigne, 4: Formation de Luxembourg (Membres de Metzert et de Florenville), 5: Formation d'Arlon (Membre de Strassen), 6: Formation de Luxembourg (Membres d'Orval et de Virton), Formation d'Arlon, 7: Formation d'Arlon (Membre de Hondelange), Formations d'Ethe, de Messancy et d'Aubange, 8: Formation de Grandcourt, 9: Formation de Longwy.

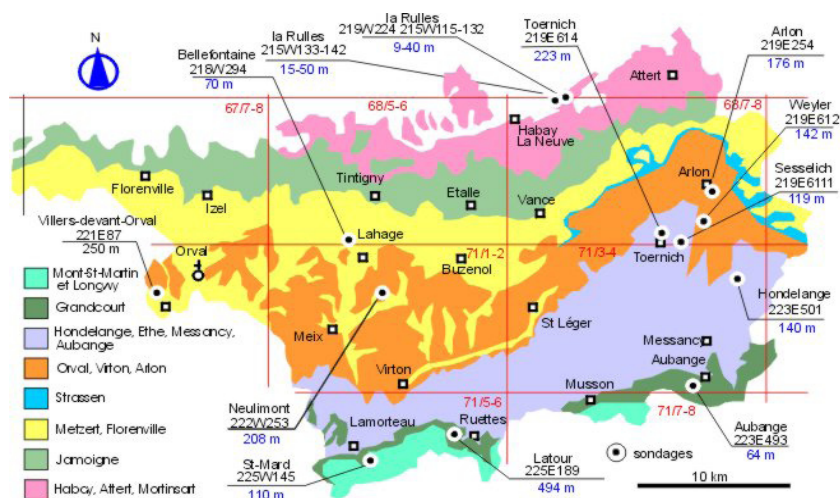


Figure 91: Localisation des sondages de Latour et Neulimont d'après Boulvain (2001)

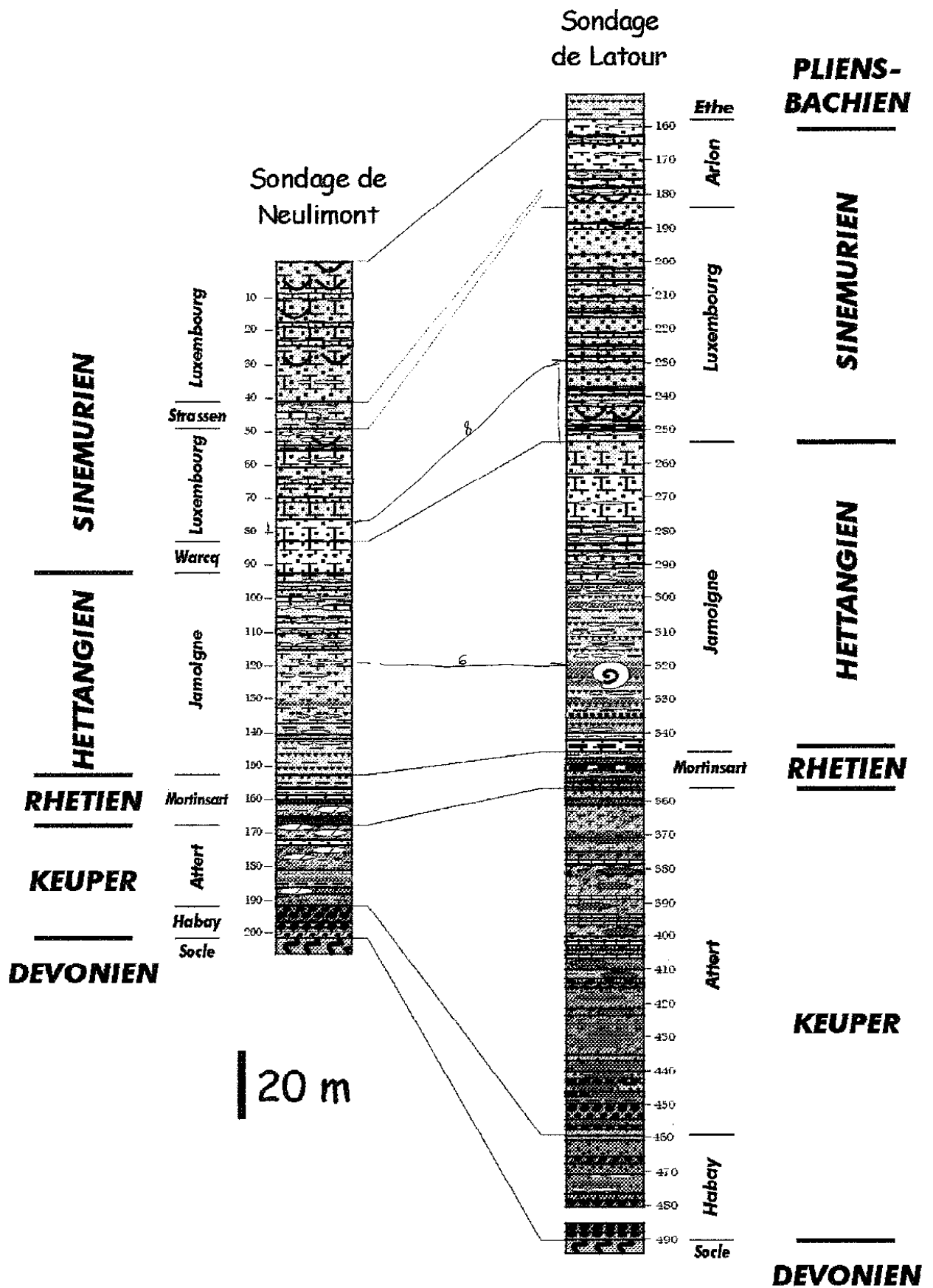


Figure 92 : Les lithostratigraphiques des sondages de Latour et Beulimont (Ramlot, 2004)

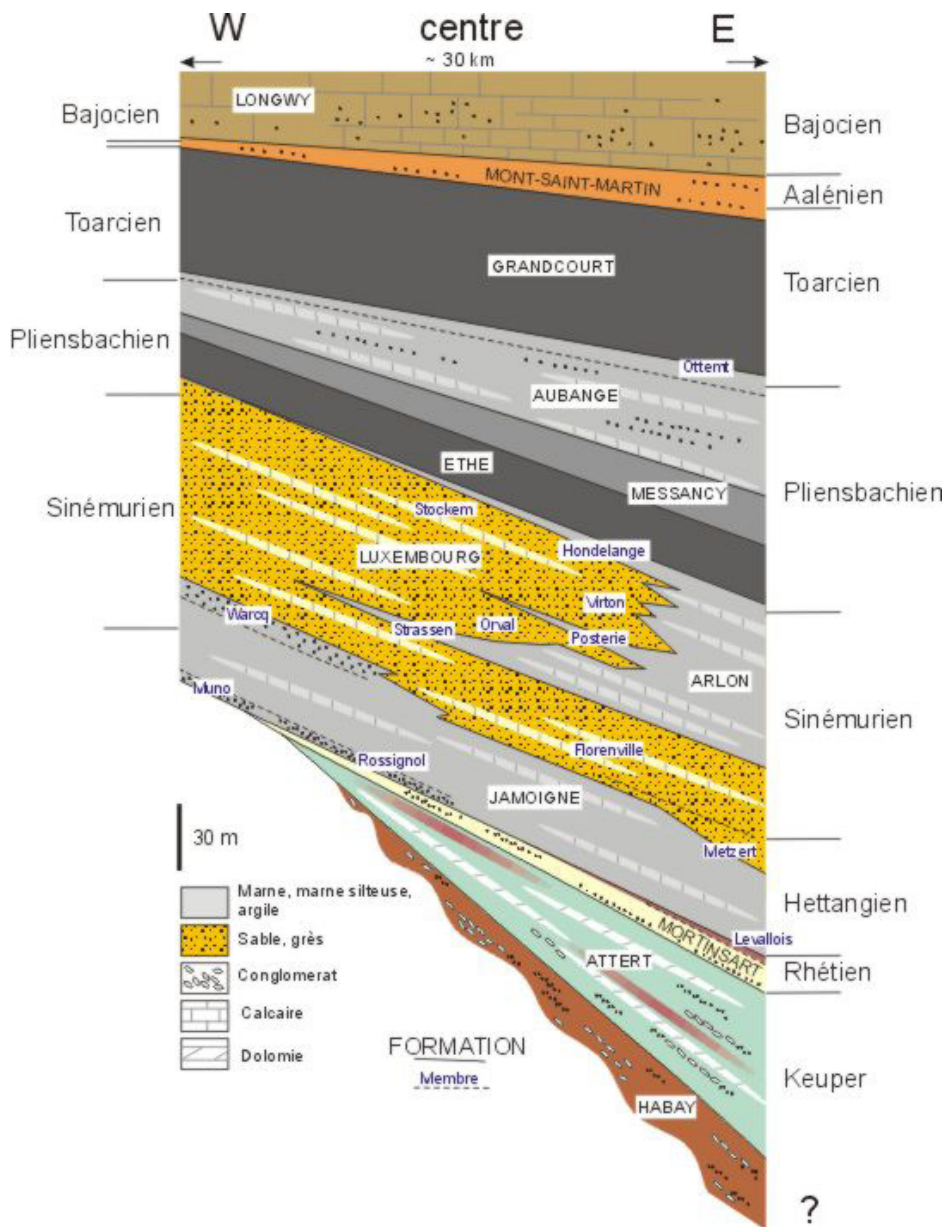


Figure 93: Stratigraphie de la Lorraine belge. D'après Boulvain et al. (2001)

D'après les coupes nord-sud de la Lorraine belge (Figure 90), on constate que les formations du Mésozoïque plongent vers le sud et possèdent de grandes variations latérales de faciès (Figure 93). D'après l'analyse des sondages de Latour et de Neulimont localisés à la Figure 91, seules les formations de Mirwart, de Habay et de Mortinsart possèdent les profondeurs requises pour notre étude, à l'extrême Sud et Sud-Est de la Lorraine pour notre étude.

Les calcaires Dévono-Carbonifère

Les aquifères des calcaires Dévono-Carbonifère les plus importants sont abrités dans :

- Les calcaires Eifelien des Formation de Couvin et d'Hanonet. Ils présentent un caractère aquifère grâce à leur porosité fissurale importante (diaclasses et stratification). La dissolution affectant les roches carbonatées peut également améliorer la circulation des eaux souterraines

- les calcaires Givetien (Formation de Trois-Fontaines, Terres d'Hours, Mont d'Hours, Fromelennes, Névremont, Roux). Présents en bancs décimétriques à métriques avec parfois des passées de nature plus argileuse. La stratification et la fracturation de ces calcaires, localement accompagnées par une karstification plus ou moins poussée, permettent de considérer cette unité comme très perméable (perméabilité de fissures).
- Les calcaires du Frasnien avec entre autres, les formations de Neuville, de Philippeville, du Pont de la Folle, d'Aisemont et de Lustin. Ces calcaires massifs ou stratifiés et parfois karstifiés alternent avec des niveaux schisteux pouvant faire varier localement la perméabilité de fissures de cette unité.
- Les calcaires du Tournaisien supérieur et du Viséen (calcaires du Carbonifère) :
- l'aquifère d'Hastière : les calcaires sont intercalés avec quelques niveaux calcschisteux et sont caractérisés par une grande porosité fissurale garantissant une très bonne productivité. Cette formation peu épaisse est intercalée entre les shales du Faménnien supérieur (Etroeungt) et les shales de la Formation du Pont d'Arcole.
- l'aquifère des calcaires du Carbonifère reprend les formations de Landelies, de Bayard, de Waulsort, de Leffe, de la Molinee et de Neffe. Ces formations du Viséen et Tournaisien se composent de calcaires bien stratifiés dont l'épaisseur totale avoisinerait 500m, avec de fortes variations latérales Ces

calcaires obéissent à une distribution de micro- (diaclese) et macro-fissures (failles). Ils sont fortement karstifiés. La circulation souterraine se faisant suivant ce réseau, ces formations calcaires constituent d'excellent aquifères.

Le Dévonien inférieur

Les roches du Dévonien inférieur sont principalement composées de shales, de grès et de quartzites. Toutes ces roches sont fortement cimentées réduisant nettement leur porosité et leur perméabilité. Quelques niveaux conglomératiques sont observés notamment au niveau du contact discordant avec les roches du Paléozoïque inférieur. L'épaisseur des formations est très variable et pas très bien défini. De cet ensemble de roches, les formations de St Hubert et de Mirwart semblent les plus intéressantes pour les projets de géothermie profonde puisqu'elles sont caractérisées par une importante épaisseur d'horizons quartzitiques. La faible porosité-perméabilité de ces roches nécessite de recourir à l'utilisation de la fracturation hydraulique pour le développement d'un réservoir géothermique. Notons que certaines de ces formations se sont déposées en milieu plus marins au Sud de l'Anticlinorium de l'Ardenne inférant un caractère plus fin et plus argileux à ces roches.

Dans la partie Nord du Synclinorium de Dinant et dans le domaine au Nord du Massif de Stavelot (ex : Nappe de la Vesdre) d'autres formations du Dévonien inférieur ont été définies. Parmi celles-ci notons les formations de Bois d'Ausse et de Wépion qui sont majoritairement gréseuses, voire quartzitiques. Il ressort

Ancien	SDS	S Synclinorium de Dinant	Epaisseur m	Brachiopodes	Spores	Conodontes	Poissons
COUVINIEN	EIFELIEN	Eau Noire	60	Arduspirifer mosellanus	Oppel Zones	patulus serotinus	
		St.-Joseph	45				
EMSIEN	EMSIEN	Hierges	170	Arduspirifer arduennensis	Oppel Zones	patulus serotinus	
			330				
		Chooz	320				
		Vireux	330				
SIEGIENIEN	PRAGUIEN	Pesche	190	Brachyspirifer minatus	Oppel Zones	Caudicriodus celtibericus	
		Pernelle	40-60				
		La Roche	215				
		Villé	450				
		Mirwart	300				
			700				
GEDINNIEN	LOCHKOVIEN	St.-Hubert	400	Acrospirifer primaevus	Oppel Zones	Caudicriodus celtibericus	
			600				
		Oignies	250				
			500				
	Pr.	Mondrepuis	135	Howellella mercuri	Oppel Zones	(•wo-schmidti)	
	Fépin. ○○○○○○	250					
			5-70				
							Althaspis leachi

Figure 94: Unités chronostratigraphiques et lithostratigraphiques du Dévonien inférieur au bord Sud du Synclinorium de Dinant. (Tiré de Godefroid et al., 1994).

cependant de l'analyse des coupes géologiques, qu'il est peu probable de trouver ces roches à grande profondeur (> 3000 m) dans ces régions, sauf peut-être dans la partie centrale du Synclinorium de Dinant. Dans ce cas on peut raisonnablement penser que ces formations vont adopter de plus en plus les caractéristiques de formations du Dévonien inférieur définie au bord Sud du Synclinorium de Dinant. Leur exploitation pour de la géothermie de faible à moyenne profondeur semble également difficile puisque les surcoûts liés à l'application de la fracturation hydraulique réserve cette technique à des projets de grandes ampleurs visant un objectif profond visant à la production d'électricité.

5.4.7. Perméabilité de ces aquifères

Nous n'avons pas à notre disposition de données sur les paramètres de porosité, perméabilité, transmissivité en profondeur (seulement quelques diagraphies de sondage). Lors de notre entrevue avec M. Roland Masset (Direction Des Eaux Souterraines), nous avons évoqué la possibilité d'extrapoler les paramètres obtenus pour les aquifères de surface en profondeur. Hors ces paramètres possèdent déjà une variabilité très grande en surface au sein d'une même formation. Il est donc impossible d'envisager de les appliquer à nos réservoirs profonds où les conditions de pression et de contraintes sont plus élevées et très différentes de la surface.

Une perméabilité de 10^{-2} à 10^{-3} m/s indiquera un aquifère très perméable, tandis que des valeurs de 10^{-9} m/s indiquent des formations presque imperméables. Cependant, pour exploiter

industriellement une ressource géothermique, la température élevée du fluide thermo-minéral (voir le chapitre sur la thermométrie 5.6) est un paramètre nécessaire, mais n'est pas suffisant. En effet, il faut également pouvoir disposer d'une production d'eaux chaudes importante, ce qui détermine la puissance thermique et donc électrique d'une installation. On qualifie généralement cette aptitude du milieu hydrogéologique à produire de l'eau géothermale, de perméabilité.

5.4.8. Conclusions

Suite à l'étude structurale des coupes géologiques, nous considérons que les aquifères des calcaires Dévono-Carbonifère, des quartzites du Dévonien inférieur et des formations du Jurassique de la Lorraine belge, sont les plus susceptibles d'être rencontrés à des profondeurs intéressantes pour la géothermie de moyenne à grande profondeur, et sont donc les cibles prioritaires des projets futurs de géothermie profonde. Ils sont constitués en majorité de roches dites « compétentes » dans lesquelles l'eau va circuler par un réseau dense de fractures existantes ou qu'il sera nécessaire de développer artificiellement (EGS). A l'avenir, il faudra envisager de développer nos connaissances sur les aquifères profonds (paramètres de porosité, perméabilité, transmissivité, teneurs en saumures, etc.), ce qui ne pourra se faire que par la réalisation de forages profonds dans lesquels de nombreuses mesures et tests devront être réalisés afin de préciser les paramètres et caractéristiques géologiques et hydrogéologiques des formations "cibles".

5.5. Données de Thermométrie et Géothermométrie

5.5.1. Mesures de température dans les sondages (Thermométrie) en Wallonie

Introduction

Le flux calorifique, dirigé verticalement de bas vers le haut dans la lithosphère, agit par conduction en induisant une stratification de températures dans le sous-sol, qui est horizontale là où les conditions sont celles que nous qualifierons de normales. Dans nos régions, le gradient géothermique ou gradient vertical des températures, qui n'est perturbé par aucun corps magmatique mis en place à une époque récente, est théoriquement de 3°C pour 100 mètres. Par exemple, à 2000 m, on peut s'attendre à trouver une température proche de 50°C, calculée en soustrayant la température moyenne du sol par an (entre 7.5°C et 10°C) aux 3°C par 100 m (60°C). Cette température est une température intéressante pour le chauffage mais est encore insuffisante pour la production d'électricité. Pour obtenir 150°C, dans des conditions normales, il faut donc une profondeur théorique de 5000 m. Nous verrons à travers l'étude de la thermométrie des grands sondages que cette théorie est loin d'être valable partout. En effet, le sondage d'Havelange a atteint péniblement 118°C à 5370 m alors que le sondage de Saint-Ghislain a atteint 165°C à 4830 m. Le gradient géothermique dépend de nombreux paramètres locaux (géologie, circulation des eaux souterraines) qui sont difficiles à extrapoler de façon régionale vu la complexité géologique de

la Wallonie (Chapitre contexte géologique et coupes).

La première synthèse des données thermiques des sondages et puits de plus de 100 m de profondeur en Belgique a donné lieu à la publication « Jalons géothermiques » et a été réalisée par R.Legrand en 1975. Ce travail a été complété par Vandenberghe & Fock en 1987 dans « Temperature data in the subsurface of Belgium ».

Les températures mesurées dans les forages sont la plupart du temps des températures dites « température de fond de trou » ou BHT (Bottom hole temperature). Pour cela on utilise la méthode dite des « thermomètres coupés ». La température mesurée au moyen de thermomètres biseautés (ou coupés) est une méthode à déversement de mercure. Ces thermomètres sont descendus rapidement après l'arrêt de la circulation de la boue et sont laissés au fond du forage plusieurs jours. Si on a pris la précaution de rétablir la circulation des boues avant de relever rapidement les thermomètres, on peut avoir la certitude que la température mesurée correspond à celle du terrain du fond. La remise en circulation des boues avant la relevée des thermomètres est nécessaire pour éviter que les thermomètres (souvent biseautés à des hauteurs variant de dix degrés) ne soient influencés éventuellement en cours de remontée par une température plus élevée provenant du terrain ou d'une venue d'eau plus chaude.

Il existe une autre méthode, la méthode « Schlumberger » qui permet la mesure de la température de la boue au repos. Cette méthode permet d'obtenir un enregistrement continu de la

température sur toute la hauteur du sondage, elle a l'avantage de localiser et mesurer les échanges de fluides marqués par des sauts brusques de température. Toutefois, elle présente l'inconvénient de mesurer davantage la conductivité thermique des boues que la valeur absolue de la température dans le terrain dont elle peut fournir qu'une idée parfois très relative (voir plus loin l'exemple de Grand-Halleux). Ce log de température est généralement opéré en même temps que les autres diagraphies de sondage.

Jalons géothermiques

En 1974, l'ancien géologue directeur en chef du Service Géologique de Belgique, R. Legrand, a réalisé un travail de synthèse sur les données géothermiques disponibles du sous-sol belge de l'époque.

Au début du siècle dernier, le creusement de puits dépassant la profondeur de 100m, voire de 200m, et influencés également par les données du sondage profond de Berlin, les géologues belges s'étaient ralliés à un gradient géothermique moyen de 30°C/km. On savait cependant que le gradient géothermique était de l'ordre de 17°C/km et pouvait monter au-dessus de 35°C/km dans le terrain houiller, lorsque les mesures étaient effectuées suffisamment loin des travaux miniers pour ne plus être affectées par le refroidissement causé par la ventilation.

Les données thermiques étaient alors éparpillées dans la littérature scientifique, et R. Legrand a pendant de nombreuses années glané toutes ces données pour fournir une synthèse

complète. Il s'est intéressé uniquement aux mesures concernant les puits de plus de cent mètres.

L'hypothèse dans ce travail, pour calculer le gradient géothermique, est que la température du sous-sol à 10 mètres de profondeur est considérée comme plus ou moins constante. A partir des nombreuses mesures effectuées dans des puits et forages de faible profondeur, l'auteur arrive à la conclusion que la température moyenne du sol à 10 mètres de profondeur est de 10°C au Nord de la Belgique, de 8°C en Ardenne et de 9 °C pour la région comprise entre l'Ardenne et le sillon houiller de Haine, Sambre et Meuse, ainsi que pour la Gaume. Nous reprendrons ces valeurs lorsque la température à l'orifice du sondage n'est pas connue.

Temperature data in the subsurface of Belgium

Fin des années 1980, suite aux grands forages (Havelange, Saint-Ghislain, etc.) réalisés dans le cadre de la campagne d'exploration (Chapitre sondages), le travail de compilation des données de température du sous-sol belge fut actualisé par Vandenberghe & Fock (1987).

Les cartes d'isothermes pour le territoire belge ont été dessinées aux côtes -500 m (Figure 95), -1000 m (Figure 96), -2000 m (Figure 97) et -3000m (Figure 98).

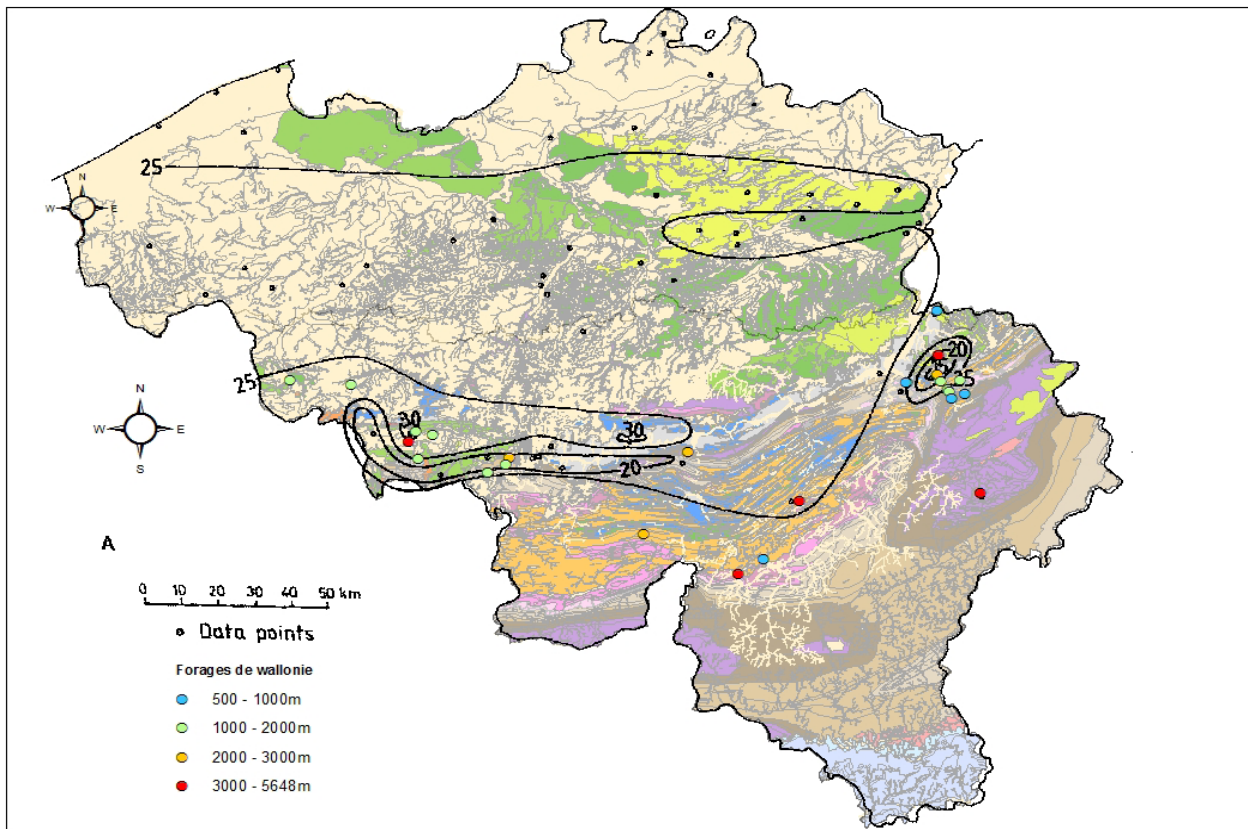


Figure 95: Isothermes de Vandenberghe & Fock (1987) à la côte -500m et forages de Wallonie sur fond de carte géologique Onegeolgy.

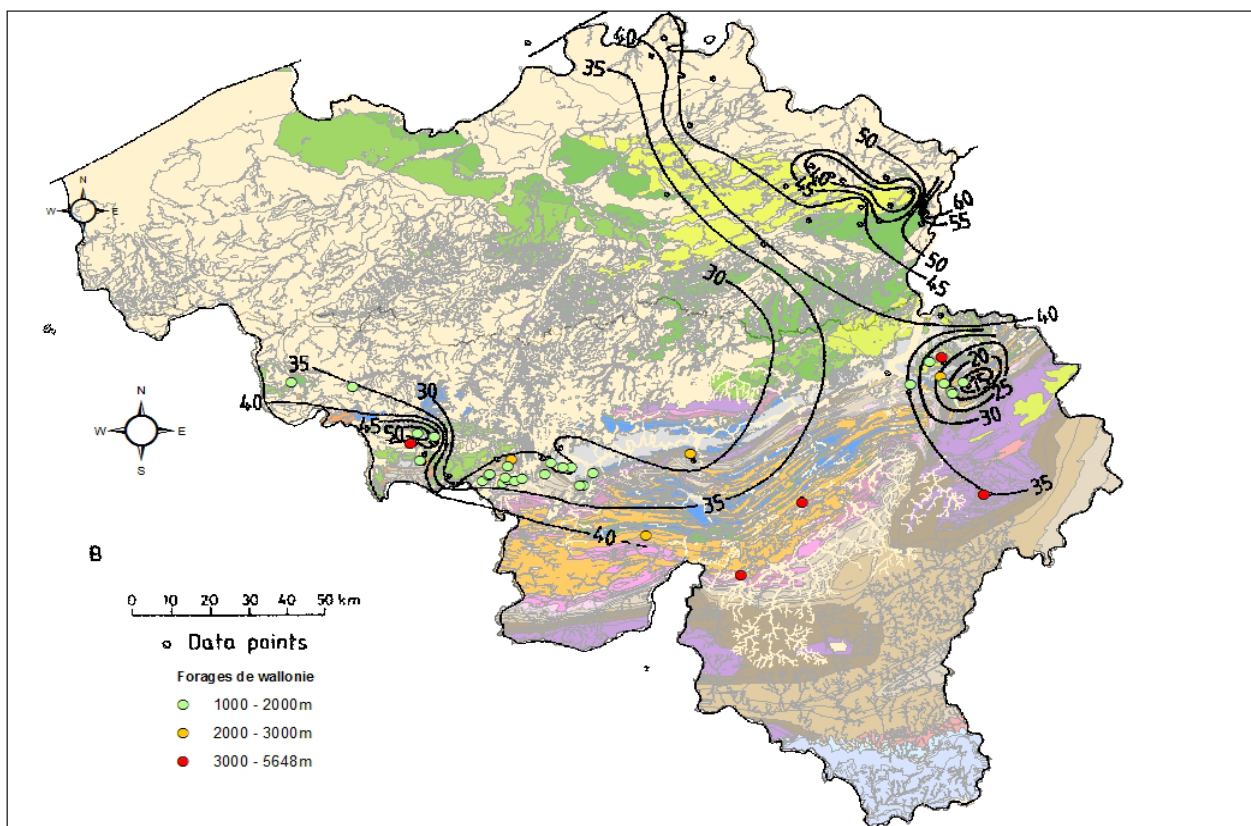


Figure 96: Isothermes de Vandenberghe & Fock (1987) à la côte -1000m et forages de Wallonie sur fond de carte géologique Onegeolgy.

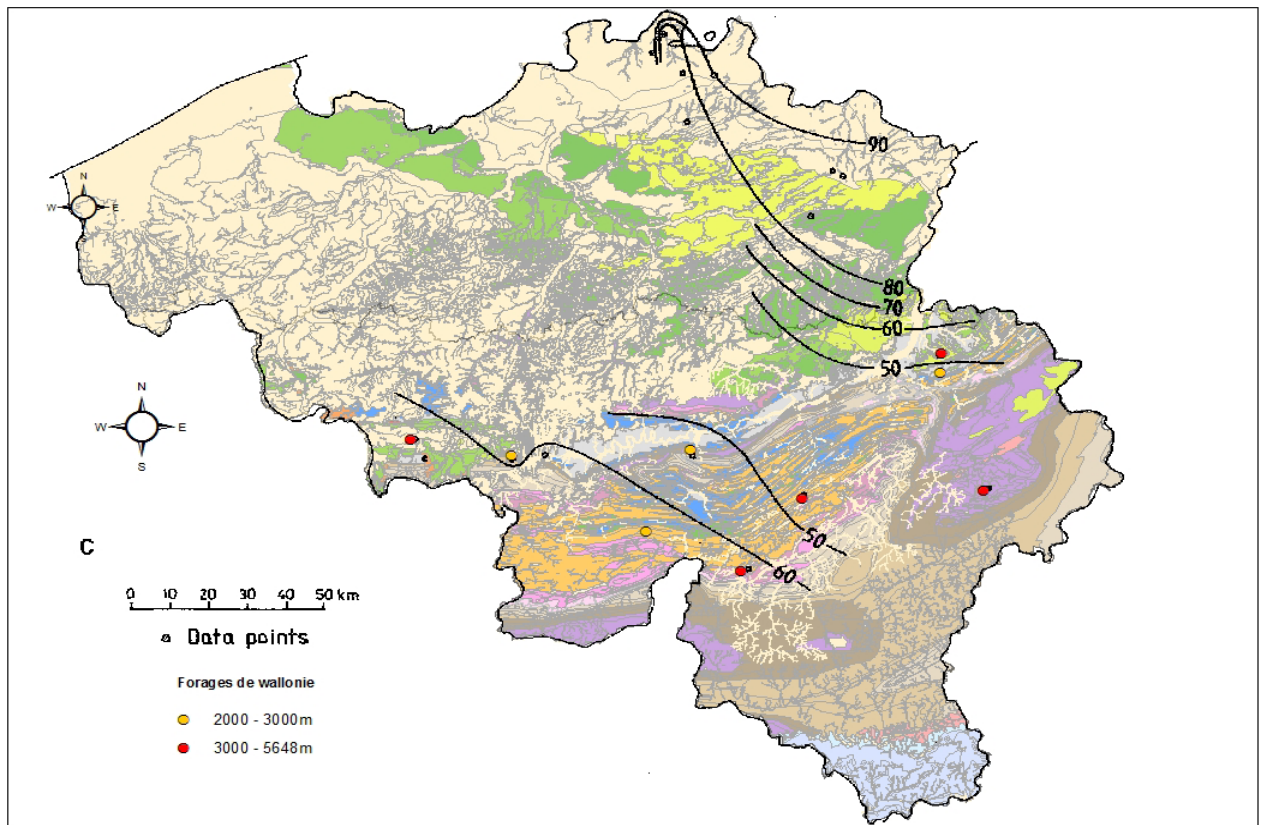


Figure 97: Isothermes de Vandenberghe & Fock (1987) à la côte -2000m et forages de Wallonie sur fond de carte géologique Onegeolgy.

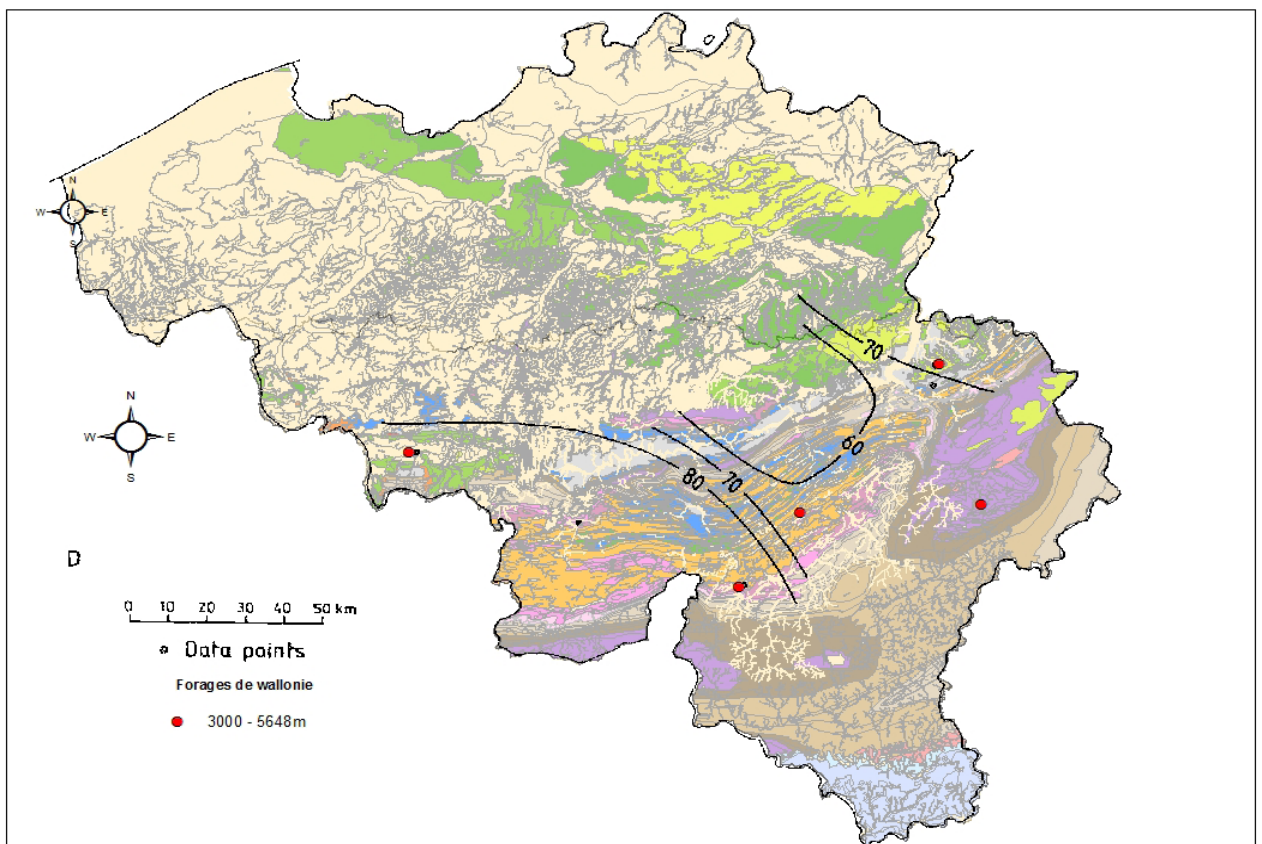


Figure 98: Isothermes de Vandenberghe & Fock (1987) à la côte -3000m et forages de Wallonie sur fond de carte géologique Onegeolgy.

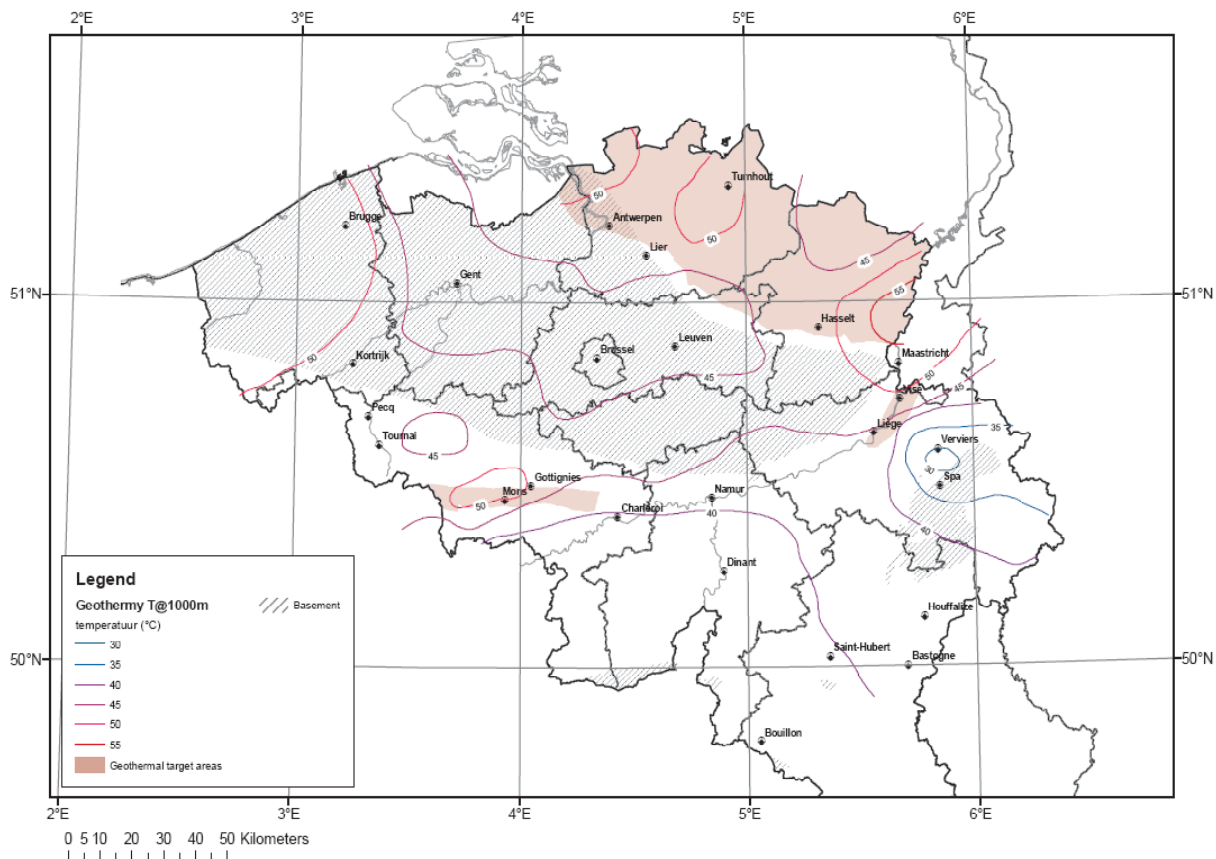


Figure 99: Températures pour le sous-sol de la Belgique à une profondeur de 1000m (Berckmans & Vandenberghe, 1991)

Extrapoler des températures de sondage de façon régionale sur base de quelques mesures n'est pas très représentatif de la réalité. Les interprétations de ces isothermes par Vandenberghe & Fock (1987) sont à prendre avec beaucoup de précaution vue la variabilité des mesures de température au sein d'une même région ou au sein d'une même formation géologique. La dernière carte d'isothermes et de régions favorables à la géothermie à une profondeur de 1000m pour la Belgique a été fournie par Berckman & Vandenberghe en 1991 (Figure 99).

Données de températures des sondages profonds de Wallonie

Nous ne disposons que de 23 mesures de température dans les sondages profonds (Tableau 14) en Wallonie, dont la majorité

(12) est située dans les bassins de Mons-Tournai ou Charleroi. Seulement 22 d'entre elles sont sur le territoire wallon proprement dit, puisque nous avons inclus les données sur le sondage de Fouron-le-Compte, vu sa situation géographique et vu ses résultats intéressants.

Le gradient géothermique total a été calculé pour chaque sondage. Pour cela, prenons l'exemple du sondage de Soumagne : on soustrait à la mesure de température obtenue en fond de trou (ici de 58.5°C) la température à l'orifice de 9°C. La variation de la température entre la surface et le fond du sondage (2512m) est donc de 49.5°C. Par une simple règle de trois, on trouve la valeur gradient géothermique pour 1km. Pour Soumagne on a :

$$G = (49.5 \cdot 1000) / 2512 = 19.7 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km}$$

Dans le Tableau 15, les gradients ont été classés en 4 groupes. En rouge, il s'agit des gradients supérieurs à 30°C/km. En orange, le gradient est compris entre 25°C/km et 30°C/km; en vert, le gradient est compris entre 20°C/km et 25°C/km; en bleu, le gradient est inférieur à 20°C/km. Il faut rappeler que pour nos régions, un gradient de 30-33°C/km est un gradient "normal". Un gradient supérieur constitue donc une "anomalie favorable", un gradient inférieur, une "anomalie défavorable".

Les gradients sont très variables au sein d'une même région. Les gradients les plus élevés sont observés à Douvrain, Ghlin et Saint-Ghislain, ce qui fait du bassin de Mons une région

« chaude » mais les gradients des sondages d'Epinois, Jeumont ou encore Marcinelle sont bien inférieurs alors que relativement proches géographiquement. Le contexte géologique et structural de ces sondages, nous le détaillerons, possède une influence directe sur le gradient géothermique.

Il est évident que ce n'est pas aisé de donner des tendances en Ardenne où nous ne disposons que de 4 mesures seulement (plutôt « froides »). Quant à la région de Liège-Massif de Herve, hormis les deux gradients « chauds » de Chaudfontaine et de Fouron-le-Compte, les gradients obtenus sont d'une grande variabilité.

Tableau 15: Gradient géothermique pour les 22 sondages de Wallonie calculé avec la correction de la température de surface. Avec en rouge, les sondages pour lesquels le gradient > 30°C/km; en orange, le gradient est compris entre 25°C/km et 30°C/km; en vert, le gradient est compris entre 20°C/km et 25°C/km; en bleu, le gradient < 20°C/km.

	Forages	Profondeur en m	Gradient géothermique en °C par km
Hainaut Charleroi Tournai	Saint-Ghislain	5403.0	32.30
	Jeumont (France)	4338.0	20.44
	Epinois	2009.0	23.50
	Paturages	2000.0	29.70
	Fontaine l'Evêque	1900.0	23.69
	Ghlin	1579.0	38.60
	Douvrain	1447.3	42.70
	Vieux-Leuze	1536.0	24.66
	Rieu du cœur	1342.0	31.64
	Quévy	1275.0	29.58
	Tournai	1271.0	29.75
	Marcinelle	1254.0	19.92
Liège Herve	Bolland	3001.3	22.00
	Soumagne	2512	19.70
	Chaudfontaine	1229.0	31.33
	Ensival	1020.4	4.71
	Tilleur	942.0	29.51
Ardenne	Fouron le Comte	866.0	31.82
	Havelange	5648.0	20.30
	Grand-Halleux	3225.5	19.22
	Focant (S27)	3208.0	26.10
	Wépion	2310.0	22.17

Nous allons passer en revue les régions pour lesquelles nous avons des mesures de température dans les sondages et tenter de trouver une explication aux différentes anomalies de température observées. Quand les données le permettent le gradient intraformationnel est calculé, il s'agit de la variation de température au sein d'une même formation géologique.

Ardenne

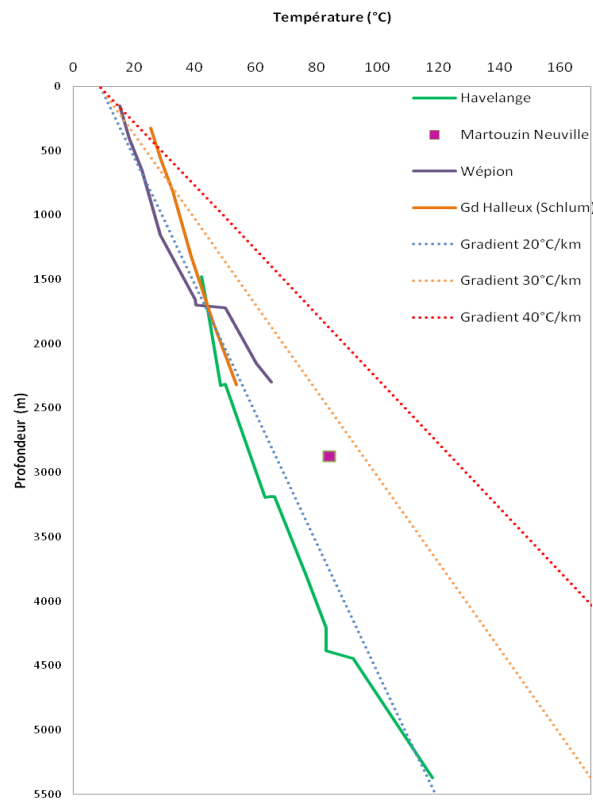


Figure 100: Courbes de températures pour les sondages de l'Ardenne. En pointillés, les gradients théoriques de 20°C, 30°C et 40°C/km sont représentés.

La Figure 100 reprend les logs et valeurs de températures des sondages d'Havelange, Martouzin-Neuville ou autrement dit Focant, puis de Wépion et enfin de Grand-Halleux.

Il est à noter que l'ensemble de ces gradients géothermiques montrent des températures assez froides en profondeur. Celui de Grand-Halleux est plutôt moyen à chaud dans les premiers 500 m pour ensuite se refroidir en profondeur. Nous verrons par la suite que cela s'explique par les conditions dans lesquelles les mesures ont été effectuées. Une explication géologique tout à fait vraisemblable est donnée pour le saut de température à 1720 m du sondage de Wépion.

Havelange

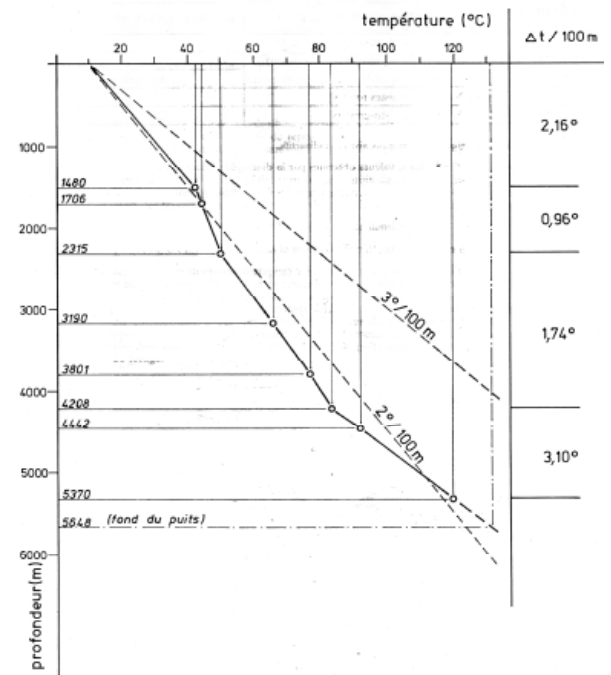


Figure 101 : Sondage d'Havelange : mesures ponctuelles des températures, prises à des dates différentes, tout au long des travaux d'approfondissement du forage (Graulich, Leclercq et Hance, 1989).

Le diagramme des mesures « ponctuelles » de températures mesurées par Schlumberger en trou nu dans le fond du forage d'Havelange (Figure 101) est réalisé traditionnellement

à chaque début de campagne de diagraphie (avant chaque mise en place d'un nouveau tubage). Il est à noter que si le gradient géothermique moyen du forage est d'environ 2°/100 m, ce gradient varie et augmente sensiblement à partir de 4208 m et passe à 3.1°/ 100 m (83° à 4208 m et 119° à 5370 m). Il est donc possible qu'à la profondeur finale du forage de 5648 m, la température atteinte était de l'ordre de 127°- 128°C

Wépion

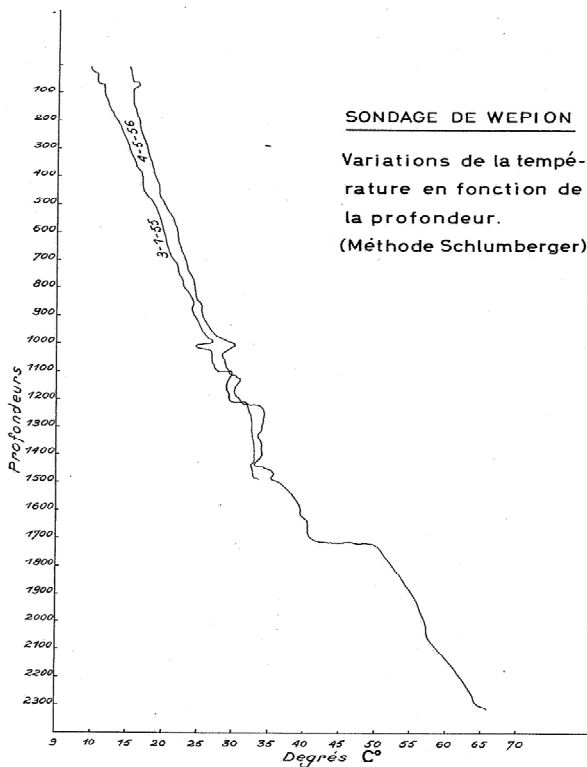


Figure 102: Diagramme des températures (méthode Schlumberger) en fonction de la profondeur pour le sondage de Wépion d'après Graulich, 1961.

La Figure 102 représente le diagramme des températures en fonction de la profondeur pour le sondage de Wépion tiré de Graulich (1961). De 66 m à 855 m, l'augmentation de la

température est relativement constante. De 855m à 1720m la courbe présente beaucoup d'irrégularités correspondant à la traversée des dolomies et calcaires du Viséen et Tournaisien. A 1720m, le sondage traverse le premier niveau imperméable des schistes à Spiriferina. Ces irrégularités indiquent clairement qu'il doit y avoir une circulation intense des eaux dans le massif calcaire fissuré.

Vers 1000m, des variations brusques dans la courbe sont corrélées à la présence d'une grotte. Vers 1100m, la brusque augmentation de température est directement liée à la perte totale des boues d'injection de 1101m à 1104m. De 1700 à 1720m, le saut de température observé est de presque 10°C. Le sommet des schistes imperméables du Tournaisien se trouve à 1718,90m, ces derniers constituant la base de ce grand massif calcaire fissuré refroidi par la circulation des eaux. De 1720m à 2310m, l'augmentation de la température est de nouveau très constante.

La température mesurée avec thermomètres coupés à 2300m est de 60°C alors qu'elle est de 65°C avec la méthode Schlumberger.

Focant (Martouzin-Neuville)

On ne dispose que d'une seule mesure de température dans le sondage de Martouzin-Neuville (Focant). A la profondeur de 2874m, les thermomètres coupés ont donné une température de 84°C. Le gradient total de 26,1°C/km est à prendre avec beaucoup de précautions. A partir de

cette unique mesure, on observe que dans les empilements d'écaillés du Frasnien de la dépression de la Famenne le gradient géothermique est moins froid que dans le reste de l'Ardenne.

Grand-Halleux

C'est le seul sondage dans lequel il existe des mesures de températures dans le Cambrien. Encore une fois, ce sondage illustre bien la profondeur de 1500 m (Tableau 16 et Figure 103) les variations qui peuvent exister entre les deux méthodes (thermomètres coupés et Schlumberger). Les gradients géothermiques très bas sont expliqués par les formations imperméables et froides du Cambrien d'Ardenne (massifs anciens et stables).

Tableau 16: Données de températures de Wépion selon les deux méthodes

Grand Halleux			
171W0276			
Thermo coupés		Schlumberger	
Prof(m)	Temp(°C)	Prof(m)	Temp(°C)
1500	30	321	26
2100	51	571	28.85
2935	61.5	821	32.7
		1321	38.6
		1521	41.1
		1821	45.7
		2321	53.6
Gradient	18.4	Gradient	19.86

Mesures de températures par la méthode Schlumberger

La température a été mesurée en continu de 25 à 2.250 m. Les mesures ont été effectuées le 22 juin 1964, le sondage étant à l'arrêt depuis le 26 mai 1964, mais il faut noter que la boue a été mise en circulation pendant 9 heures le 20 juin. Le temps de repos de la boue a été de 47 heures.

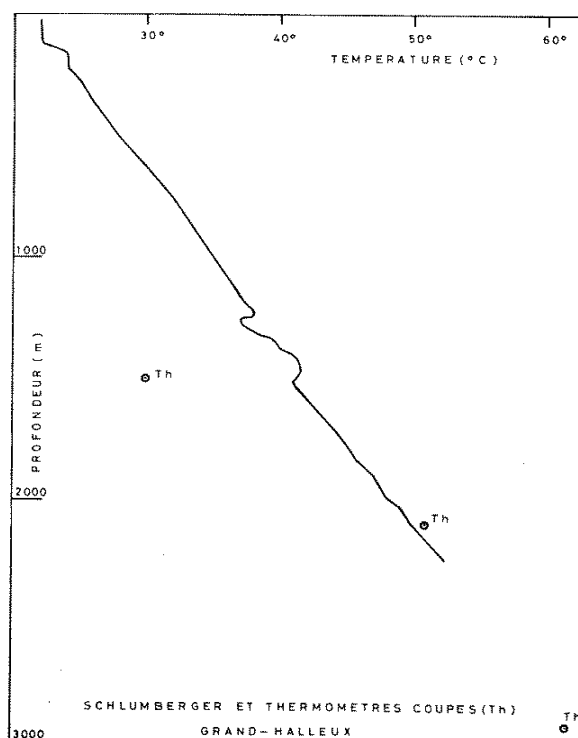


Figure 103: Diagramme des températures en fonction de la profondeur du sondage de Grand-Halleux avec les deux méthodes d'après Graulich, 1980.

Ce diagramme (Figure 103) peut se diviser en 4 parties.

- de 25 m à 240 m :
- La température de 22° e à 25 m de profondeur est une anomalie qui peut s'expliquer par le temps chaud du mois de juin, qui a influencé dès le départ l'instrument de mesure.

Pour la mesure du gradient géothermique il faut donc atteindre la profondeur de 240 m pour une température en équilibre avec la boue de sondage.

- de 240 m (24°C) à 1.230 m (38,1° C) :
- Gradient géothermique très faible : 14,2°C/km
- de 1.230 m (38,1° C) à 1.515 m (41° C) :
- Gradient géothermique anormalement faible: 10°C/km. Les variations de températures observées dans cette partie du diagramme ne peuvent s'expliquer par des causes géologiques. On se trouve sans doute en présence d'un bouchon de boue « froide » mis en mouvement lors de la circulation de 9 heures le 20 juin.
- de 1.515 m (41° C) à 2.250 m (52,5° C) :
- Gradient géothermique : 15,64°C/km
- Le gradient géothermique total, si l'on adopte une température de 7,5° C à 10 m de profondeur est de 19,86°C/km
- Mesures de températures par la méthode des thermomètres coupés
- à 1.500 m : 2 thermomètres coupés à 34,5° C et 1 à 29,5° C.
- Les thermomètres sont à cette profondeur le 22/12/1962 à 22 h et ils ont été remontés le 26/12 à partir de 6 h. Ils sont restés à 1.500 m pendant 80 heures.

- Un seul thermomètre a débordé et donne une température de 30°, ce qui est nettement trop bas par rapport au 41° donné par la méthode Schlumberger. Cette anomalie peut s'expliquer par la température très basse qui régnait dans cette section du forage lors de la circulation de la boue avant la descente des thermomètres ; peut-être le temps n'a-t-il pas été assez long pour arriver à un équilibre entre le terrain et la boue.
- à 2.100 m : 2 thermomètres à maximum.
- Les thermomètres sont à cette profondeur le 9/11/1963 à 18 h. et ont été remontés le 12/11 à partir de 6 h. Ils sont restés à cette profondeur pendant 60 heures. Les deux thermomètres donnent une température de 51° C à comparer au 50° C obtenu par Schlumberger. Gradient géothermique : 20,81°C/km
- à 2.935 m : 3 thermomètres coupés à 55° C.
- Les thermomètres sont à cette profondeur le 25/9/1965 à 22 h et ont été remontés le 27/9 à partir de 7 h, ils sont restés au fond pendant 33 heures. Les trois thermomètres donnent une température de 61,5° C. Gradient géothermique: 18,46°C/km.

Liège et le Massif de Herve

Seul le sondage de Tilleur semble posséder un gradient géothermique proche de 30°C/km (Figure 104) dans cette région, mais il est calculé sur une seule mesure de température à 942m. Le sondage de Chaudfontaine possède des températures très élevées pour la surface (0-350m) mais elles ne sont pas extrapolables en profondeur. Les sondages de Bolland, Soumagne ont des gradients inférieur à 20°C/km jusqu'à 1500m de profondeur et semblent ensuite se réchauffer. Le sondage d'Ensival est une anomalie particulièrement froide à l'échelle de cette région mais aussi à l'échelle de la Belgique.

Ensival

Les mesures indiquent un flux « exceptionnellement froid » régulier. A 787m, la mesure prise dans les calcaires Dinantien nous donnent 13°C, on trouve la même température dans le Namurien à 908 mètres de profondeur, et seulement 13,5°C de nouveau dans le Viséen à 1020 m.

Ce gradient exceptionnel s'expliquerait d'après Legrand (1987) par la pénétration rapide en profondeur, avec un réchauffement très lent, de l'eau de la Vesdre en branche inférieure de convection refroidissant le Houiller et le calcaire Carbonifère du gisement autochtone de Theux sous les massifs charriés. Graulich (1983) explique cette anomalie par des circulations d'eaux souterraines froides dans les calcaires karstifiés du Dinantien.

Bolland

Les mesures prises jusqu'à 1400 mètres de profondeur donnent un gradient plutôt froid inférieur à 20°C/km. A cette profondeur, un saut de température est observé, et la pente de la courbe change, cela pourrait s'expliquer par le changement de lithologie. Il semblerait que dans les grès et psammites du Dévonien inférieur, la température soit plus élevée. En effet, à 1335 m on passe des schistes, dolomies et calcaires du Dévonien supérieur (Frasnien, Famménien) au psammites rouges et verts du Dévonien inférieur. Le Dévonien supérieur dans les sondages de Wépion et Jeumont montre aussi des températures relativement basses.

Soumagne

Le gradient géothermique de ce sondage est aussi très bas (en-dessous de 20°C/km). Son comportement change sensiblement entre 1757 m et 2195 m où la pente de la courbe évolue de la même façon que dans le sondage de Bolland. D'un point de vue lithostratigraphique, à 1785 m on passe des calcaires massifs du Dinantien aux schistes et grès du Frasnien-Famennien jusqu'à 2161m. A l'inverse de Bolland, il semblerait que cela soit le Dévonien supérieur qui soit responsable de cette augmentation de température.

Les deux sondages sont distants de quelques kilomètres, mais sont séparés par des accidents majeurs voir à la coupe à la Figure 106. Des circulations hydrothermales profondes pourraient expliquer aussi ces évolutions.

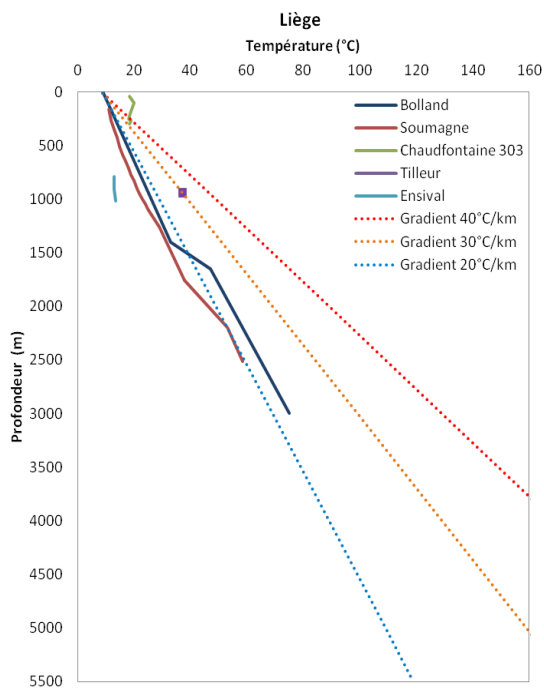


Figure 104: Diagramme des températures en fonction de la profondeur pour la région de Liège et le massif de Herve

Tilleur, Val Benoit, Val Faille Eifélienne/W

(Houiller de Liège)

La seule mesure du sondage de Tilleur, exceptée celle faite à l'orifice, est de 37.3°C à 942 m. C'est une mesure intéressante puisque le gradient atteint 29.51 °C/km. Ce sondage est resté dans le houiller et la mesure a été prise dans le Westphalien.

D'autres mesures dans des puits de mine ont été réalisées dans le synclinal de Liège : Val Benoît et Val Faille Eifélienne/W. Le gradient pour le houiller du synclinal de Liège (intraformationnel) est de 43.47°C/km, et le gradient géothermique total sur la moyenne des mesures est de 28.57°C/km ce qui est normal. Le sondage de Val Faille Eifélienne/W a, comme son nom l'indique, traversé la Faille Eifélienne, à son contact les mesures de températures ont chuté, et le gradient est tombé à 16.4°C/km

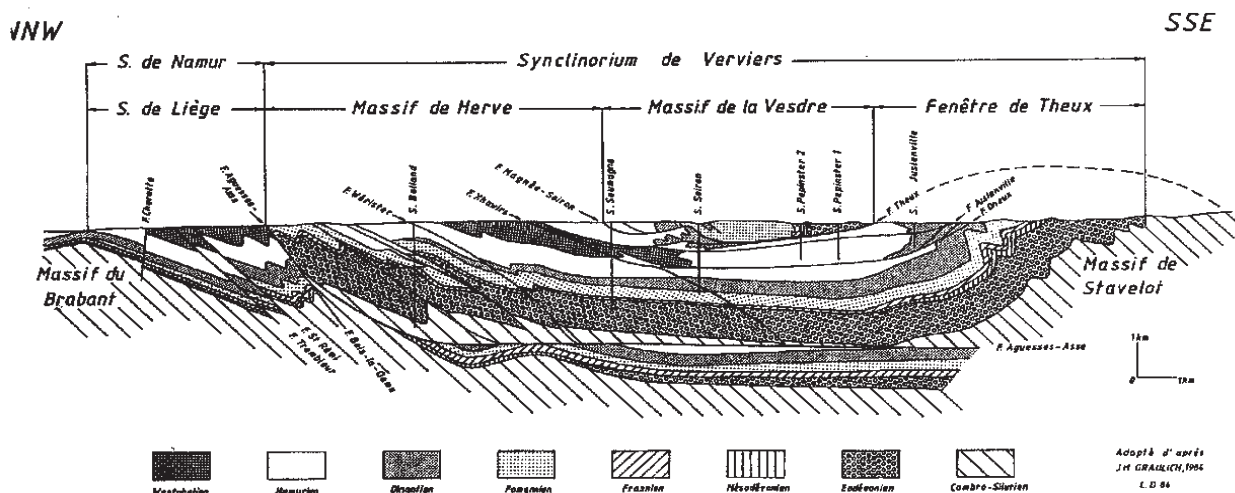


Figure 105: Coupe transversale du Synclinerium de Verviers

Chaufontaine

La région de Chaufontaine est connue pour ces sources chaudes. Cette anomalie chaude trouve son origine dans des circulations d'eaux souterraines profondes et karstiques. En 1983, Graulich a réalisé des analyses isotopiques, des mesures de géothermométrie qui ont permis de donner des précisions sur l'origine des eaux thermales de Chaufontaine. Quatre sondages ont été exécutés dans la région de Chaufontaine (134 E303, 134 E310, 134 E324, 134 E396) :

- Le sondage 134 E303 de 548 m a recoupé une nappe jaillissante à 321m de profondeur. Elle a été captée sous le nom de source Marguerite. La description de ce sondage a été publiée dans le Professional Paper 1967/11.
- Le sondage 134 E310 dévié a recoupé l'anticlinal Frasnien situé au-dessus de la Faille de Chaufontaine (Figure 107). Dans les calcaires Frasnien, le sondage a recoupé à 296 et 317m des venues d'eaux chaudes jaillissantes en surface. L'eau arrive en surface à une température de 34,6°C, elle est captée sous le nom de source P6. La description de ce sondage a été réalisée dans le Professional Paper 1978/4.
- Le sondage 134 E324 vertical a été réalisé à 1m au nord du précédent et avait pour but d'atteindre l'origine probable des eaux chaudes (supposée être les calcaires Carbonifère). Il a débuté dans le Famennien du massif charrié, a recoupé la Faille Eifélienne à 341,9 m puis le Namurien jusqu'à 1229m sans atteindre les calcaires du Viséen (Carbonifère). Il a du être arrêté pour des raisons techniques. La description de ce

sondage a été réalisée dans le Professional Paper 1978/4.

- Le sondage 134 E396 a recoupé des venues d'eaux chaudes à 246, 3m dans les calcaires du Frasnien, elle est captée sous le nom de source Graulich. La description de ce sondage a été réalisée dans le Professional Paper 1978/4.

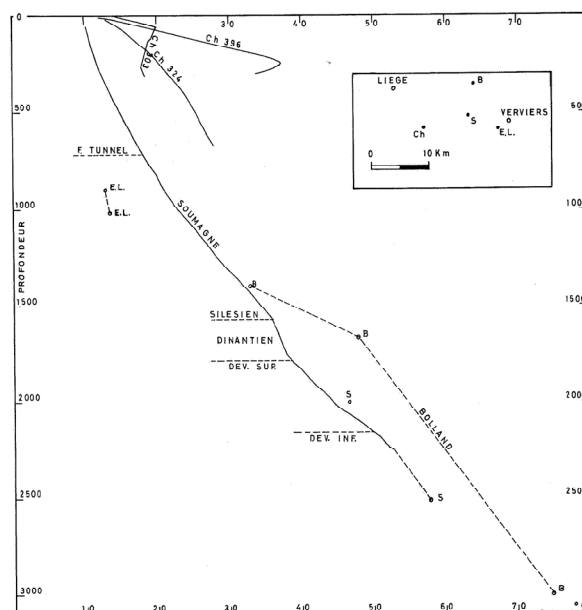


Figure 106; Diagramme de température en fonction de la profondeur pour S : Soumagne, B : Bolland, E-L : Ensilval-Lambermont et Ch : Chaufontaine.

L'eau chaude circulant dans les fissures des calcaires frasnien au-dessus de la Faille de Chaufontaine est à l'origine de l'anomalie géothermique. A partir de l'analyse isotopique en Oxygène 18 et en deutérium, il a été démontré que les eaux thermales de Chaufontaine étaient d'origine météorique. Un isotope de l'hydrogène, le tritium a permis de comprendre le thermalisme de ces eaux et leur trajet souterrain (Figure 107). Les eaux les plus anciennes, ayant fait le plus long trajet souterrain, passent par le P6 (noté 4 sur la Figure 108). Elles continuent vers l'Ouest où elles se mélangent légèrement aux

eaux superficielles et arrivent au captage Prince Albert (noté 1 sur la Figure 108). La teneur en tritium du sondage Marguerite (noté 3) est probablement une preuve qu'il s'agit d'une eau descendante qui a percolé dans les terrains pendant une dizaine d'années.

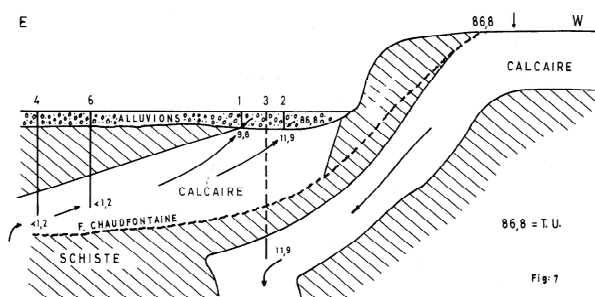


Figure 107: Coupe géologique schématique avec les différents captages et leur teneur en Tritium (T.U) 1 : Prince Albert, 2 ; Fourmarier, 3 : Marguerite, 4 : P6, 5 : sondage 324, 6 : Graulich (Graulich, 1983)

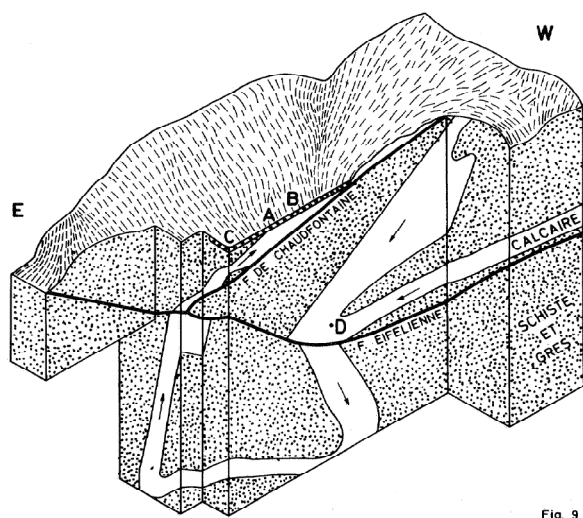


Figure 108: Bloc-Diagramme illustrant la circulation des eaux en profondeur A : Prince de Liège, B : Fourmarier, C : Graulich, D : Marguerite (Graulich, 1983)

Le trajet des eaux en profondeur est résumé à la Figure 109. Chaudfontaine est le produit de la Faille Eifélienne, grande faille de charriage, qui dans cette zone très limitée met en contact les calcaires du Frasnien du massif charrié sur

les dressants du calcaire Carbonifère du Massif de Herve. En passant par le réseau karstique du calcaire Frasnien à celui du calcaire du Carbonifère, l'eau descend jusqu'à 1500m de profondeur et atteint une température de 50°C (donnée par le géothermomètre à silice et à cations). Cette eau chaude au pouvoir ascendant, remonte par un autre réseau karstique dans les calcaires du Carbonifère puis du Frasnien par la faille Eifélienne pour arriver en surface à la source Prince Albert.

Fouron-le Compte ou s'Gravenvoeren

Ce forage d'exploration situé à 6km au nord-est de Visé fut exécuté en 1986 pour le SGB et a atteint une profondeur de 865m (Dusar, 2001). Même si celui-ci n'est pas à proprement parlé sur le territoire wallon, il révèle des informations intéressantes pour la région de Visé où les affleurements, en particulier de calcaires Dinantien, sont rares. Brièvement les horizons que ce sondage a traversés sont : 14m de limons et colluvions quaternaires, 11m de craies et 840m (ou 650m en stampe normale) de calcaires datés du Viséen moyen à supérieur. Il a traversé deux zones karstiques dans les calcaires une aux environs de 193m et l'autre vers 853m de profondeur. La thermométrie fut assez inhabituelle et de fortes variations ont été enregistrées. Les températures mesurées au niveau des cavités de 186m et 194m restaient toujours autour de 11°C, température très froide pour cette profondeur, ce qui indiquerait une circulation rapide des eaux météoriques. La zone karstique inférieure quant à

elle indique une température de 38°C dans les eaux non-minéralisées de la faille (853 m). Cette zone perméable est due à l'intense fracturation de cet intervalle en raison de la présence de la faille dolomitisée. Les essais de pompages ont montré que l'indice de productivité était de 17.6m³/h/bar. L'eau produite est très douce à forte alcalinité et similaire aux eaux superficielles. Les eaux de ce puits sont caractérisées par un temps de latence et une profondeur de circulation dans l'aquifère du Carbonifère très faible. L'origine et l'alimentation du conduit karstique découvert dans ce sondage et ses relations avec les réseaux des eaux thermales environnantes restent énigmatiques.

Régions de Charleroi, Mons et Tournai

Dans le Bassin de Mons, des eaux chaudes d'origine profonde sont apparues en quatre points : 3 puits (Saint-Ghislain, Douvrain et Ghlin) ainsi qu'un couple de tunnels inclinés à Baudour. On distingue nettement sur la Figure 110 que ces 3 puits possèdent des gradients géothermiques élevés. Douvrain et Ghlin sont les sondages wallons pour lesquels les gradients les plus chauds ont été enregistrés.

Le Houiller du la région

Il faut distinguer le bassin de Charleroi qui se caractérise par un gradient géothermique moyen de 20.8°C/km et le bassin de Mons qui possède un gradient moyen plus élevé de 30.3°C/km dans le houiller. Le sondage de Quévy donne un gradient intraformationnel du Houiller de 29.4°C/km

sous le Dévonien charrié par la Faille du Midi. Le Dévonien et le passage de la Faille dans le premier kilomètre induisent un faible gradient intraformationnel de 15.62°C/km. Le sondage d'Épinois (uniquement dans le Houiller) situé entre les deux bassins possède un gradient intermédiaire de 23.5°C/km

La nappe géothermique du Hainaut (Calcaires

Carbonifères)

Saint-Ghislain

Ce sondage a révélé d'épaisses couches d'anhydrites au sommet des calcaires Viséens. C'est à la base de ces anhydrites que les principales venues d'eaux chaudes ont été rencontrées dans des niveaux karstifiés du Viséen. Le gradient est de 32°C/km un peu supérieur au gradient normal. La diminution de température observée entre 1900 et 2000 m correspond à l'arrivée dans les anhydrites (1900 à 2513).

Douvrain

Le gradient exceptionnel de ce sondage est de 42.7°C/km. On voulait dans ce sondage atteindre les eaux chaudes déjà reconnues à Saint—Ghislain mais à une profondeur moindre, ce qui fit choisir un emplacement au Nord de ce dernier, plus proche de la bordure du Bassin. Effectivement le sondage a rencontré le Viséen calcaire à 1065m (au lieu de 1750m à Saint-Ghislain). L'eau est apparue entre 1335m et 1339m par une fissure béante par où remonte une eau plus profonde. Le

forage a été arrêté dès l'apparition de cette première fissure, sans avoir pu vérifier la présence ou non d'anhydrite dans le Viséen plus profond. Les calcaires aquifères sont datés du Viséen (niveau de la « Grande Brèche »). Le débit artésien observé est de 97m³/h avec une température d'eau située entre 64°C et 67°C. Ce sondage a été décrit dans le PP 1980/3 par Leclercq, où il décrit en détail les mesures de températures effectuées :

1. au droit du karst, à 1.335 m : une mesure faite à l'aide de 2 thermomètres à maxima (un, tête en bas, l'autre tête en l'air, descendus dans une cloche au bout des tiges) donne à deux reprises : 79°C.
2. en surface : la température de l'eau (mesurée en surface) se stabilise vers 67°C.

Discussion: une telle différence de température entre le fond et la surface (DT = 12°C) pose un problème. N'y aurait-il pas mélange des eaux chaudes profondes avec des eaux de surface plus froides? Mais à quel niveau se produirait ce mélange?

Plusieurs explications possibles :

- Un défaut de cimentation de la base du tubage aurait pu induire un mélange avec les eaux des Phtanites, la température à cette profondeur est de +/- 44°C ;
- Les mesures aux thermomètres coupés ne seraient pas correctes. La « cloche » pourrait ne pas être restée étanche. La pression d'eau sur le capillaire du thermomètre a

réduit son diamètre et a éjecté davantage de liquide Hg remplissant le capillaire.

3. Log de température Schlumberger (Figure 109)

Remarque: L'enregistrement continu des températures a été fait en deux fois. Tout d'abord, avant la mise en place du tubage 7» (jusqu'à 1070 m); et puis, en fin de trou (1.353.8 m). Ces mesures en deux étapes expliquent le saut de température observé à 1.070 m.

La température passe par un maximum (69°C) vers 1.175 m, puis diminue pour atteindre 66.5°C au droit du karst. Un transfert de calories par convection perturbe la stratification horizontale des températures induites par la seule conduction. Dans certains cas, on peut obtenir des régions à gradient géothermique négatif et cela en régime permanent. Est-ce le cas du sondage de Douvrain ou, au contraire, se trouve-t-on ici en régime non stationnaire? Il est difficile de se prononcer jusqu'à présent car on sait combien est long le temps nécessaire au rétablissement de l'équilibre des températures dans un sondage où la circulation des boues les a perturbées.

Ghlin

Délibérément ce sondage fut implanté à 6km à l'Est de précédents, à la verticale d'une dépression du substratum primaire die « cuve de Mons ». On ne dispose que d'une seule mesure et le gradient est élevé 38.6°C/km. Ce sondage a été décrit dans l'Annale de la Société Géologique de Belgique de 1982 par André Delmer.

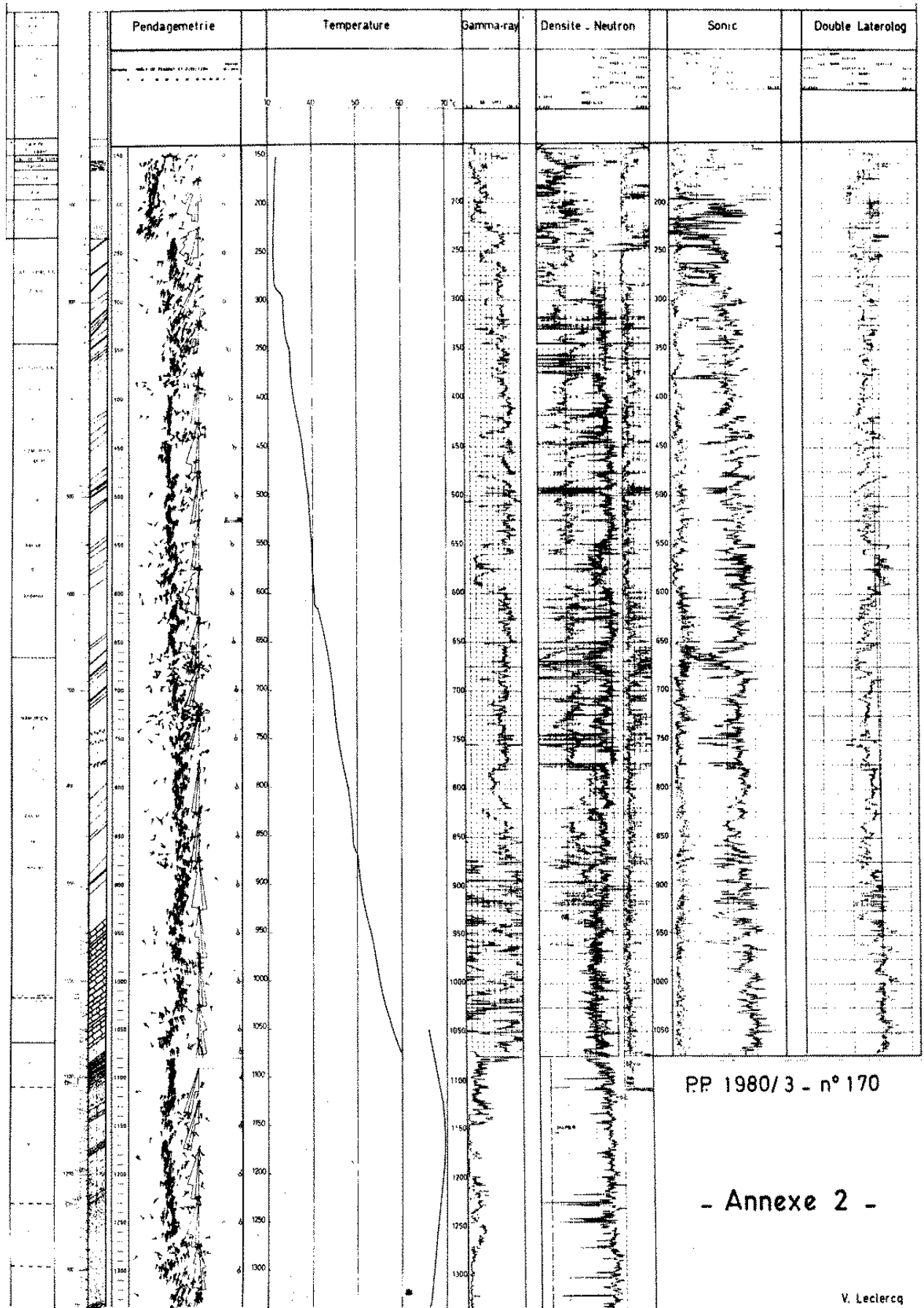


Figure 109: Diagraphies Schlumberger sur le sondage de Douvrain (dont la température).

Tournai

La mesure (45°C) a été effectuée au niveau du Couvinien à 1210 m de profondeur, très peu épais, la sonde thermométrique n'ayant pu atteindre le Silurien sous-jacent. Vu l'uniformisation lithologique et de la conductivité de la boue, il faut considérer le gradient mesuré comme caractéristique du Silurien. Ce gradient est normal (29,75°C/km). Les essais de pompage ont montré l'absence d'eau dans le Tournaisien, ce gradient peut être considéré comme valable pour les formations sus-jacentes (de 409m à 1189m de profondeur Frasnien et Givétien).

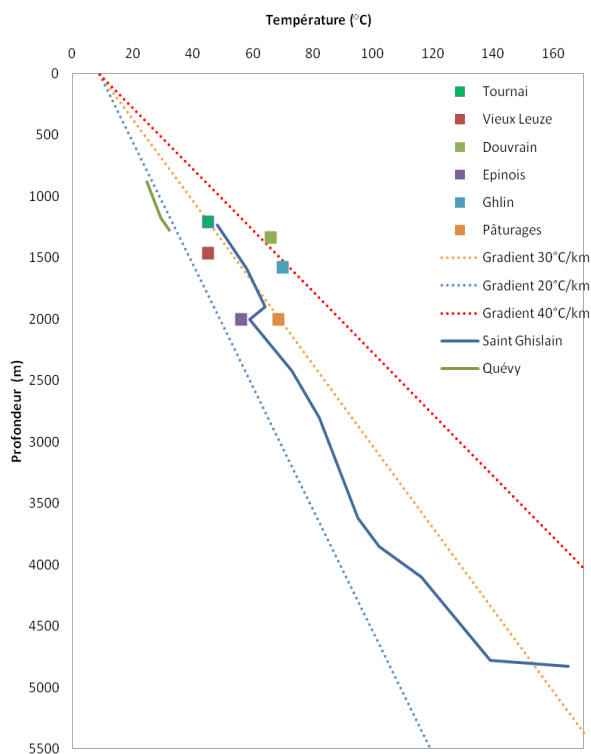


Figure 110: Diagramme des températures en fonction de la profondeur pour la région du Hainaut

5.5.2. Géothermométrie

Introduction

L'analyse géochimique des fluides de sources thermales ou de forages géothermiques est utile dans les domaines suivants:

- Indications sur la nature de la roche encaissante.
- Estimation de la température de l'aquifère.
- Reconstitution de l'histoire du fluide.
- Optimisation de l'exploitation de la ressource à court et à long terme.
- Prédiction des problèmes potentiels de corrosion et de précipitation minérale.

La modélisation de la précipitation et la dissolution de minéraux et leurs effets sur la perméabilité du réservoir permet d'optimiser la production à long terme. Sur le champ géothermique de Berlin (El Salvador) la modélisation géochimique aide à optimiser les opérations de stimulation chimique des puits de réinjection.

Principe de la géothermométrie

A partir de l'analyse chimique d'échantillons de surface, la littérature spécialisée fournit de nombreuses méthodes permettant d'estimer la température atteinte en profondeur par une eau souterraine « au niveau de son gisement ».

Pour les zones où des mesures in-situ de la température ne peuvent pas être réalisées, Williams et al. (2008) suggère l'utilisation de géothermomètres comme approximation pour

la détermination de la température du réservoir. Cette méthode se base sur l'hypothèse qu'il existe une relation entre la composition chimique ou isotopique des fluides géothermiques et le réservoir. Les eaux minérales comme les eaux des gisements géothermiques, sont d'origine météorique, elles subissent un réchauffement sous l'influence du gradient géothermique local, la température maximale à laquelle elles ont été portées dans le sous-sol et la profondeur qu'elles y ont atteinte sont donc liées. Au cours de leur trajet souterrain sous l'effet de la température, de la pression et de la présence éventuelle de gaz, elles entrent en réaction avec les minéraux constitutifs des roches traversées, qui s'altèrent; l'eau acquiert ainsi sa minéralisation aux dépens de ces minéraux et, avec le temps, il s'établit un équilibre chimique qui est essentiellement fonction de la température atteinte.

Par conséquent, si ces eaux arrivent à remonter en surface sans que leur composition chimique n'ait été trop perturbée, elles peuvent fournir des indications qualitatives et/ou quantitatives sur la température auquel elles ont été portées dans le sous-sol.

Le géothermomètre à silice

Les différentes variétés allotropiques de la silice (quartz, calcédoine et silice amorphe) ont une réaction de solubilisation indépendante du pH et de la force ionique de la solution, la mise en solution est donc essentiellement fonction de la température.

On peut alors utiliser les concentrations en silice, pour les eaux d'origine profonde, généralement beaucoup plus minéralisées, pour calculer leur température d'équilibre avec le quartz ou la calcédoine dans le sous-sol à partir de formules données dans la littérature.

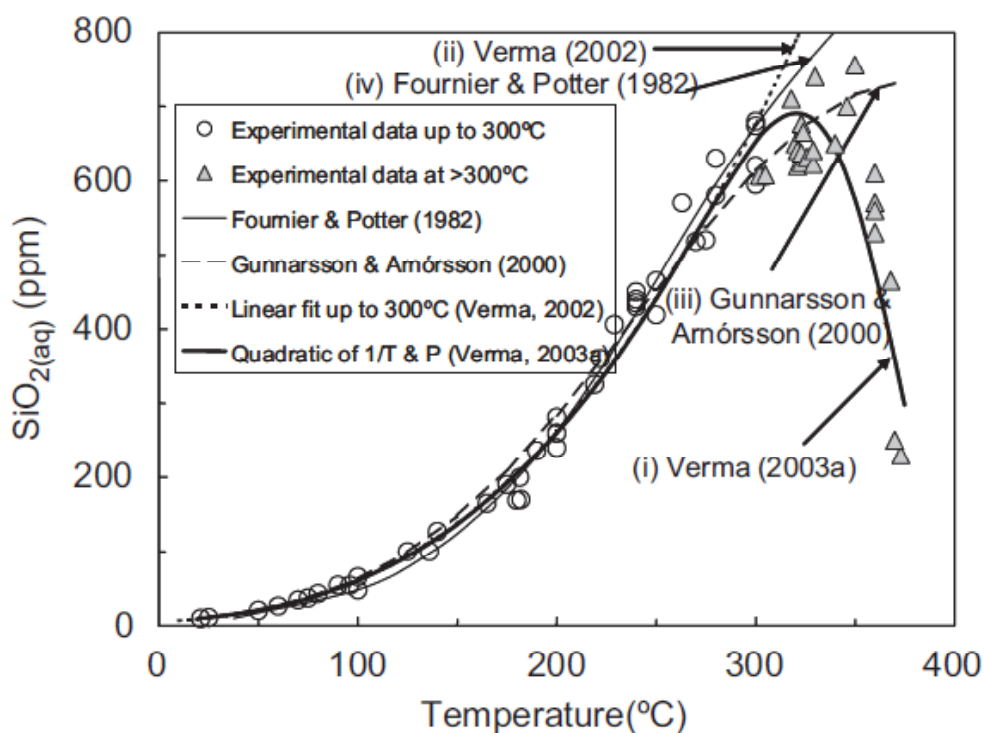


Figure 111 : Différentes courbes de la solubilité du quartz en fonction de la température. Les différents points correspondent aux valeurs mesurées expérimentalement le long de la courbe liquide-vapeur (tiré de Verma, 2008).

Dans la nouvelle évaluation de la ressource géothermique aux Etats-Unis, les géothermomètres basés sur la silice et sur des cations sont utilisés (Williams et al, 2008). Dans le cas du géothermomètre silice, il faut cependant prendre en compte qu'il existe en dessous de 180°C, deux formes de silice (polymorphes), à savoir la silice et la calcédoine.

Verma (2008) propose une application informatique, type-ActiveX, d'évaluation de la température d'un réservoir sur base de la concentration en SiO₂ de l'eau. Ce programme se base sur une série d'équations publiées reliant la température de l'eau et la solubilité de SiO₂ (Figure 111). Il existe un bon accord entre les différents auteurs jusqu'à une température de 330°C. Au-dessus de cette valeur, les différentes courbes se séparent et une évaluation grossière et a priori de la température du réservoir (supérieure ou inférieure à 330 °C) doit être connue afin de résoudre l'équation formulée par Verma (2003a).

Les géothermomètres à cations et isotopiques

L'autre géothermomètre récemment utilisé par l'USGS se base sur la concentration de différents cations (Na-K-Ca-Mg) et sur les courbes d'équilibre de différents minéraux. La technique s'est affinée au cours du temps, puisque les premières formulations ne prenaient pas en compte le Mg. Pourtant, il ressort qualitativement que les eaux géothermiques comprenant de faibles concentrations en Mg²⁺ sont un signe d'un réservoir de température élevée (>175 °C, Fournier, et Potter II, 1979). En 2002, Can a publié un article améliorant encore la formulation du géothermomètre Na/K pour une gamme de températures entre 94 et 345°C.

Géothermomètre Na/K :

D.E.White (1970, 1965) puis A.J. Ellis (1970) ont mis empiriquement en évidence la relation entre le rapport Na/K et la température de l'eau profonde.

L'équation correspondante est :

$$T^{\circ}C = \frac{933}{0,993 + \log\left(\frac{Na}{K}\right)} - 273,15$$

La relation très simple qui relie la température au log du rapport des concentrations de Na sur K est insensible aux processus de concentration et de dilution, en particulier avec des eaux superficielles qui sont le plus souvent très diluées par rapport aux eaux profondes. L'inconvénient. Toutefois, cette relation mise empiriquement en évidence, doit être corrigée avec d'autres géothermomètres car elle suppose l'équilibre atteint ce qui est difficile à montrer.

Géothermomètre Na/K/Ca

Pour remédier à ces difficultés, R.O. Fournier et A.H. Truesdell (1973) ont proposé un géothermomètre Na-K-Ca.

$$T^{\circ}C = \frac{1647}{2,24 + \log\left(\frac{Na}{K}\right) + \beta \log\frac{\sqrt{Ca}}{Na}} - 273,15 *$$

*Concentrations exprimées en mol/l

On essaye avec $\beta=4/3$; si la température est supérieure à 100°C, on reprend le calcul avec $\beta=1/3$; sinon $\beta=4/3$ donne la bonne température. De nature empirique, ce géothermomètre corrige effectivement souvent les températures extrêmement élevées trouvées pour les eaux très diluées. Si avec $\beta=4/3$, on

obtient une température inférieure à 100°C, il est préférable de rejeter la température calculée pour le Na/K, mais l'inverse n'est pas vrai.

Correction tenant compte du Magnésium (R.O Fournier et R.W. Potter (1979))

- On calcule la température T (Ca, Na, K) ; si le résultat est inférieur à 70°C, aucune correction n'est appliquée
- On calcule l'expression $R = (Mg / (Mg+Ca+K)) \times 100$, les concentrations sont exprimées en équivalent/l
- Si $R > 50$, on admet que l'eau de la source provient d'un aquifère profond à une température voisine de celle de la source, sans tenir compte de la température calculée au moyen du géothermomètre
- Si $R < 50$ et que la température T (Ca, Na, K) $> 70^\circ\text{C}$, alors il faut déterminer le $\Delta t(\text{Mg})$ qui est la correction de température en °C à soustraire de T (Ca, Na, K)

Géothermomètre Na/Li

Il a été défini par G. Michard et C. Fouillac (1981) à partir d'une étude statistique portant sur des eaux issues de milieux granitiques et de volcanisme acide.

Pour les eaux à salinité modérée ($\text{Cl} < 10000\text{mg/l}$) ils proposent l'équation suivante :

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{Li}}\right) + 0,38} - 273,15$$

Et pour les saumures :

$$T^{\circ}\text{C} = \frac{1195}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{Li}}\right) - 0,13} - 273,15$$

Avec des concentrations en mol/l.

Il n'y a pas à l'heure actuelle d'explication du fonctionnement de ce géothermomètre. Les relations qui permettent d'établir la température atteinte par ces eaux, ont la même précision que le géothermomètre à silice et que, peut-être le Na/K.

On aura une estimation à plus ou moins 20°C. Par contre, ce géothermomètre a deux avantages :

- ✓ Les eaux froides d'origine superficielle obéissent approximativement à la relation thermométrique Na/Li, ce qui n'est pas le cas pour la silice et surtout pour le Na/K
- ✓ Les éléments Na et Li ne subissent guère de modifications de concentration lors de la remontée des eaux, beaucoup moins que le potassium. Ainsi, le rapport Na/Li des sources naturelles de Wairakei (Nouvelle-Zélande) aurait permis de déterminer avec exactitude la température profonde (250°C), alors que Na/K ne donne que 170°C à cause de la perte de 40% de potassium au cours de la remontée.

Oxygène 18 des sulfates et de l'eau

Dans la littérature, il a été défini une relation montrant la dépendance du fractionnement isotopique de l'oxygène 18 des sulfates de l'eau vis à vis de la température. Le temps nécessaire à la réalisation de l'équilibre isotopique est inversement proportionnel à la température, mais ceci est compensé pour les eaux chaudes

per des durées de transit souterrain généralement importantes. Ce géothermomètre est moins sensible que les autres aux phénomènes de dilution, par contre il peut être influencé par des apports de sulfates secondaires ou des phénomènes d'oxydation de sulfures en sulfates. Il semble cependant relativement fiable et présente l'avantage de faire intervenir des paramètres indépendants des autres méthodes. R.M. Lloyd et Y. Mizutani et R.A. Rafter (1969) ont proposé les formules suivantes :

$$1000 \ln x = 3,25 (10^6/T^2) - 5,6 \text{ (Lloyd, 1968)}$$

$$1000 \ln x = 2,88 (10^6/T^2) - 4,1 \text{ (Mizutani et. Rafter, 1969)}$$

$$\text{Avec } x = \frac{1000 + \delta^{180}(\text{SO}_4)}{1000 + \delta^{180}(\text{H}_2\text{O})}$$

Et T en °K

Cette méthode n'est malheureusement pas souvent utilisée car les déterminations de ^{18}O des sulfates ne sont pas souvent disponibles. D. Garcia (1986) l'a testée sur les sources chaudes des Vosges méridionales et a conclu à sa fiabilité.

Données des analyses chimiques de la Région de Liège-Herve (Zone-test)

Une zone-test a été définie pour les calculs de géothermométrie. Elle s'étend de Liège à Verviers en passant par Spa et Chaudfontaine (cadre rouge sur la Figure 112). Une convention d'échange de données a été rédigée entre le SGB et la Direction des eaux souterraines afin d'obtenir un extrait de la base de données des analyses chimiques des captages de cette zone-test.

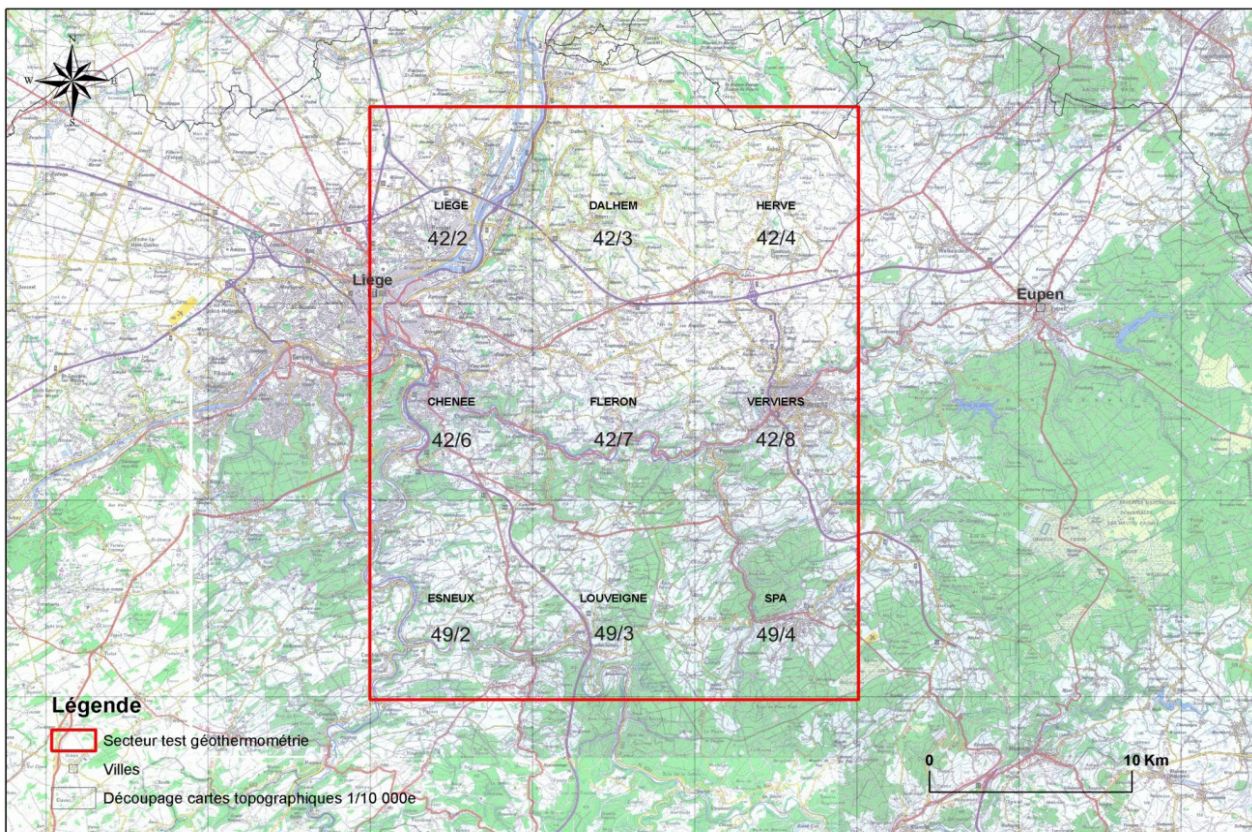


Figure 112 : Zone-test pour l'étude géothermométrie des eaux.

Nous avons reçu 7721 données parmi lesquelles se trouvaient toutes les analyses chimiques des eaux de la région-test sélectionnée. Les concentrations des éléments chimiques suivants ont été fournies :

- Alcalinité totale en ° français
- Bicarbonates (HCO₃⁻) en mg/l
- Potassium (K) en mg/l
- Calcium (Ca) en mg/l
- Sodium (Na) en mg/l
- Magnésium (Mg) en mg/l
- Chlorures (Cl⁻) en mg/l
- Silice (SiO₂) en mg/l
- Sulfates (SO₄⁻⁻) en mg/l

Les mesures ont été réalisées dans différentes natures d'ouvrages (adduction d'eau, afflux fortuit, carrière, drain, eau de surface, fouille, galerie à flanc de coteau, galerie accessible par puits, galerie à déterminer, mine, puits foré, puits de mine, puits naturel, puits traditionnel, station ESU bimestrielle, station ESU mensuelle, station ESU quinzaine, et source à l'émergence).

Il a fallu dans un premier temps classer ces données par élément chimique mesuré. Etant donné que pour un même site de mesure, il existe souvent plusieurs dates de prélèvements pour chacun des éléments, il a fallu extraire uniquement les valeurs des concentrations en Ca, Na, et K faites le même jour.

Après ce premier tri, nous n'avons plus que 630 mesures pour lesquelles nous avons les concentrations en Na, Ca et K faites le même jour. Parmi celles-ci, certaines natures d'ouvrage ont

été éliminées (eau de surface, afflux fortuit, carrière, drain, galerie à flanc de coteau, etc.) vu que l'origine de l'eau prélevée n'est probablement pas originaire d'un réservoir géothermal profond.

Notre approche a consisté à calculer le géothermomètre Na/Ca établi par White puis le géothermomètre Na/Ca/K établi par Fournier (voir plus haut) et enfin le géothermomètre à silice (quartz) défini par Arnorsson.

- Dans le cas du géothermomètre Na/Ca, nous obtenons des valeurs comprises entre 34°C et 1000°C. Seules 4 valeurs sont en dessous de 100°C, ce qui paraît peu vraisemblable. Ce géothermomètre d'équilibre avec les feldspaths est sensible aux perturbations de la composition chimique de l'eau lors de sa remontée (formation de minéraux argileux, ou dissolution de minéraux courants dans les roches sédimentaires).

- Dans le cas du géothermomètre Na/Ca/K nous obtenons des évaluations de la température du réservoir géothermique entre 164°C et des valeurs négatives. Plus d'une centaine de captages obtiennent des valeurs négatives (peut-être dues à une grande dilution de l'eau). Seulement 10 valeurs sont supérieures à 60°C. Les deux valeurs les plus élevées de 164°C et de 119°C ont été rencontrées pour les piézomètres (PZ5 et PZ6) de Monsin sur la commune de Liège, elles sont dues à des concentrations anormalement élevées en sodium (Na (PZ6)= 170mg/l et Na (PZ5)= 550mg/l). Ce qui paraît aberrant vu que les valeurs des autres captages ne dépassent pas 12 à 13mg/l. Ces valeurs devront être vérifiées auprès de la Direction des Eaux souterraines (s'agit-il de 5,5mg/l ?).

- Dans le cas du géothermomètre à silice, nous obtenons des températures comprises entre -32.26 °C et 83.64°C. Il n'existe qu'une seule valeur négative due à une concentration en silice de 0.57 mg/l, la plupart des valeurs disponibles sont comprises entre 2.6 et 36 mg/l. Cette valeur n'est pas improbable, elle devra être vérifiée dans la base de données des analyses chimiques des eaux de la Direction des Eaux Souterraines. Les températures obtenues pour un même captage varient beaucoup d'une date de prélèvement à l'autre. Cette variabilité est directement liée à la concentration en silice de l'eau. Pour y voir un peu plus clair, les températures moyennes ont été calculées par types de nappes dans lesquelles les captages sont effectués (Tableau 17).

La région-test de Liège n'a pas été choisie au hasard. Jean-Marie Graulich, en 1983 avait dans son étude sur les eaux

thermales de Chaudfontaine, déjà utilisé les géothermomètres à silice et à cations. Nous souhaitons avoir la possibilité de vérifier certains de nos calculs et aussi de voir si possible les évolutions dans le temps de ces températures.

Nous ne disposons pas des données des mêmes captages dans la région de Chaudfontaine que M. Graulich. Toutefois, les évaluations de température faites pour des captages très proches nous donnent une assez bonne idée de ce à quoi il faut s'attendre.

Pour le géothermomètre à silice, M. Graulich évalue la température à 52°C. Dans notre étude, pour le puits Charlemagne nous disposons de trois valeurs calculées pour des dates de prélèvement différentes. Pour le prélèvement du 27/08/98, on obtient une température de 60.14°C, pour celui du 26/06/03, on obtient 61.13°C, et enfin pour le prélèvement le plus

Tableau 17: Calcul du géothermomètre à Silice moyen par type de nappe pour la zone-test.

Nappe	Ech	T°C(SiO ₂) Moy	T°C(SiO ₂) Min	T°C(SiO ₂) Max
Calcaires Carbonifère du Bassin de Dinant	12	38.23	19.16	59.93
Calcaires Carbonifère du Massif de la Vesdre	132	24.37	7.84	53.67
Calcaires Dévonien du Bassin de Dinant	9	28.26	23.55	34.82
Calcaires Dévonien du Massif de la Vesdre	8	49.99	34.38	61.13
Cambo-Silurien de l'Ardenne Nappe d'altération superficielle	34	28.67	12.83	46.11
Cambo-Silurien de l'Ardenne Nappe de fissures profonde	30	37.43	25.82	59.32
Craie de Hesbaye	4	53.97	50.05	54.58
Craie du pays de Herve (Cp3)	25	41.80	21.03	71.65
Craie indifférenciée du pays de Herve	6	74.43	69.78	78.01
Eaux de Surface quelconques	6	28.49	17.00	37.10
Eaux Minérales carbo-gazeuses (spa)	4	28.95	23.50	34.09
Massif shisto-gréseux du Bassin de Dinant (Fra, Fa)	265	45.74	-32.26/ 6.74	83.64
Massif shisto-gréseux du Bassin de Dinant (Gedinien, Siegenien, Couvin)	3	31.33	30.21	32.75
Massif shisto-gréseux du Bassin de la Vesdre (Fra, Fa)	57	28.89	0.98	49.80
Thalwegs de la Meuse et affluents	207	33.01	17.17	87.09

récent, on obtient 47.99°C. Soit plus de 13°C d'écart entre ces deux dernières mesures. Un deuxième captage, celui nommé « Astrid-Chemin du nouveau Sart », possède lui aussi des écarts de température significatifs entre le prélèvement du 22/08/2001 ($T(\text{SiO}_2) = 60.74^\circ\text{C}$) et celui du 21/06/2007 ($T(\text{SiO}_2) = 45.28^\circ\text{C}$). Il est difficile à l'heure actuelle d'avancer une explication satisfaisante.

Pour ce qui est du géothermomètre à cations Na/K/Ca, M. Graulich indique une température comprise entre 42°C et 45°C. Pour le puits Charlemagne, nous calculons une température pour les trois dates de prélèvements entre 29.29°C et 29.63°C. Le puits P8 donne une température de 30.9°C, pour le puits Philippe la température est de 28,26°C. Ce géothermomètre donne des évaluations de températures très semblables entre elles mais assez différentes de la température calculée par Graulich.

Conclusions

D'autres méthodes de géothermomètres sont aussi basées sur les gaz. On l'a vu, différentes méthodes ont été développées, notamment sur base de la concentration en Na et Ca des eaux ou celle du triplet Na-K-Ca. Cependant plusieurs questions sont soulevées concernant l'influence du Ph de l'eau, ainsi que sur la dynamique des réactions entre l'eau et les réservoirs. En effet, la vitesse d'équilibre entre la composition de l'eau et la roche encaissante est fortement influencée par la température, hors les systèmes géothermiques sont dynamiques. L'eau analysée est considérée comme provenant directement du réservoir

géothermique. Le mélange avec des eaux météoriques infiltrées risque de masquer la détection d'un réservoir géothermique, cependant même dans ce cas, il s'agit d'un indice important indiquant une communication peut-être trop importante entre le réservoir et la surface.

Nous avons relevé dans cette étude préliminaire un certain nombre de valeurs anormales qui doivent trouver une explication. Ces données sont intéressantes mais difficiles à exploiter car beaucoup de valeur de concentration dans les différents éléments ont été effectuées à des dates différentes. Ces valeurs nécessitent d'être validées et contrôlées en prenant en compte également le magnésium pour contrôler le géothermomètre Na/K/Ca. Il s'agissait de réaliser un premier test. Pour le sous-sol wallon, une étude plus poussée serait de grand intérêt dans la prospection de réservoirs géothermiques. Lors de cette étude, il serait utile d'envisager une nouvelle campagne d'analyses chimiques des eaux (comparables entre elles) dédiée à la géothermométrie et d'y ajouter l'analyse de la concentration en Lithium pour le calcul du géothermomètre Na/Li, réputé parfois plus fiable que les autres. Les résultats obtenus pourraient aussi être comparés à la chimie des eaux rencontrées lors des forages profonds réalisés par le Service Géologique de Belgique.

Résultats

6

6.1. Cartes de potentiel

Bref historique des cartes de potentiel et flux de chaleur en Europe et en Belgique

Plusieurs cartes de potentiel géothermique pour la Belgique et en Europe ont déjà été réalisées. Le premier travail de compilation de données de thermométrie « des grands sondages » belges fut publié par Robert Legrand dans « Jalons Géothermiques » (Legrand, 1975), dont nous avons déjà parlé au chapitre 5.5. Ce travail a été repris dans l'établissement d'une des premières cartes européenne du flux de chaleur terrestre par Cermak & Hurtig (1979) (Figure 113).

Le travail de compilation de Vandenberghe & Fock en 1987, dans « Temperature data in the subsurface of Belgium » est synthétisé sous forme de cartes d'isothermes. Il faut attendre 1991 pour que Berckmans & Vandenberghe publient une carte de potentiel pour la Belgique reprenant les zones cibles pour la géothermie à 1 kilomètre de profondeur soit le nord de la Campine et de la région d'Anvers pour la Flandre, et pour la Wallonie, la région du Hainaut et le corridor au nord-est de Liège (en rouge sur la Figure 114).

Plus récemment, en 2002, la Commission européenne a publié un atlas des ressources géothermiques en Europe. Ce travail de compilation des données fut réalisé par Suzanne Hurter du service géologique allemand (BGR, Hannover). Un des

principaux résultats est la carte de densité de flux de chaleur de l'Europe (Figure 115).

Pour chaque pays membre, une carte de potentiel géothermique y figure, la Figure 116 illustre celle réalisée pour la Belgique.

Cette carte montre des données plus détaillées et élaborées pour la région Flamande. Par contre pour la Wallonie, cette carte reprend exactement les mêmes zones d'intérêt que celles figurant sur la carte de Berckmans & Vandenbeghe de 1991. C'est dans ce contexte que les cartes de zones d'intérêts géothermiques, réalisées à l'issu d'un travail de synthèse qui a été voulu le plus complet possible, sont présentées ici.

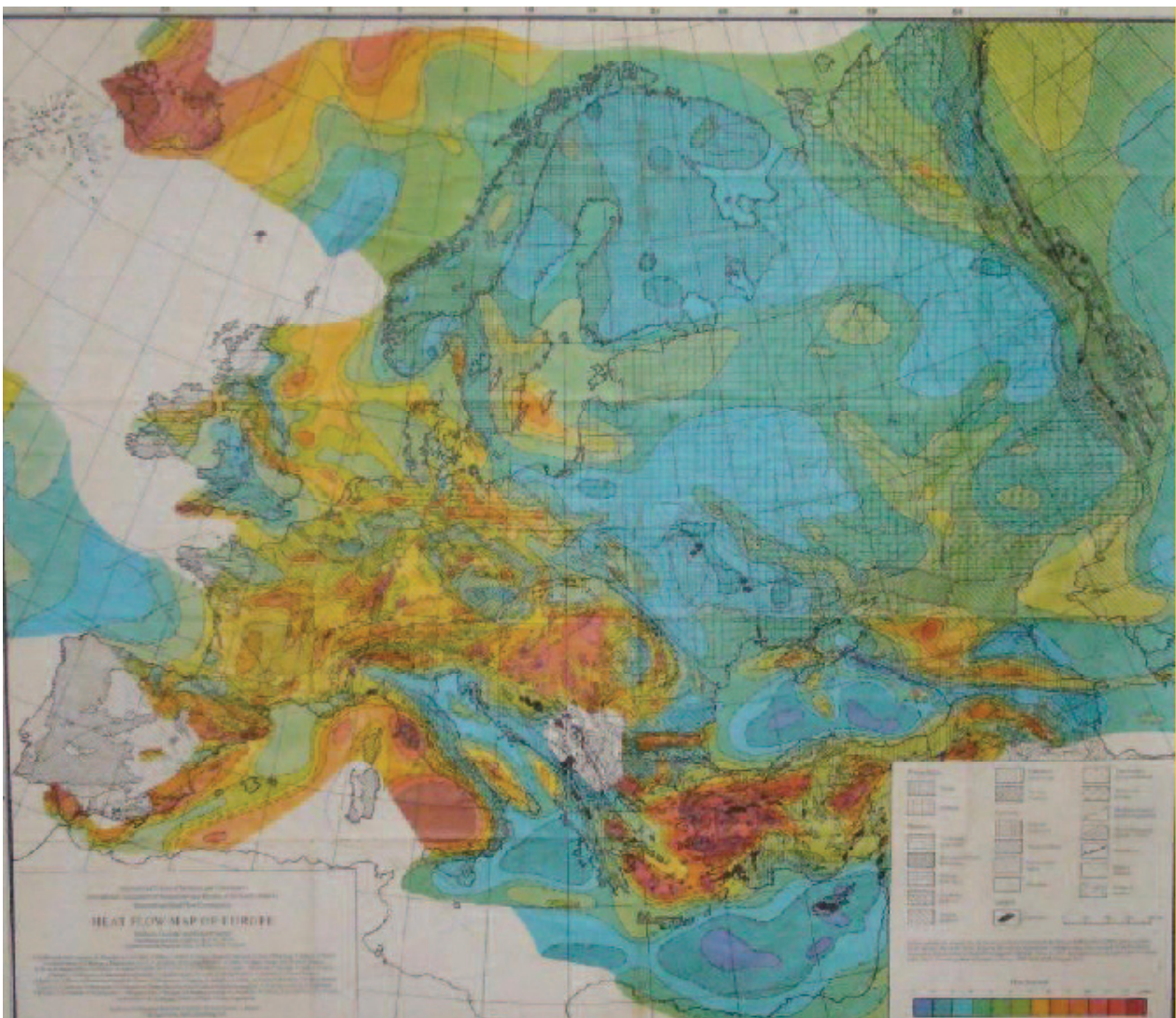


Figure 113: Carte du flux de chaleur terrestre (Cermak & Hurtig, 1979)

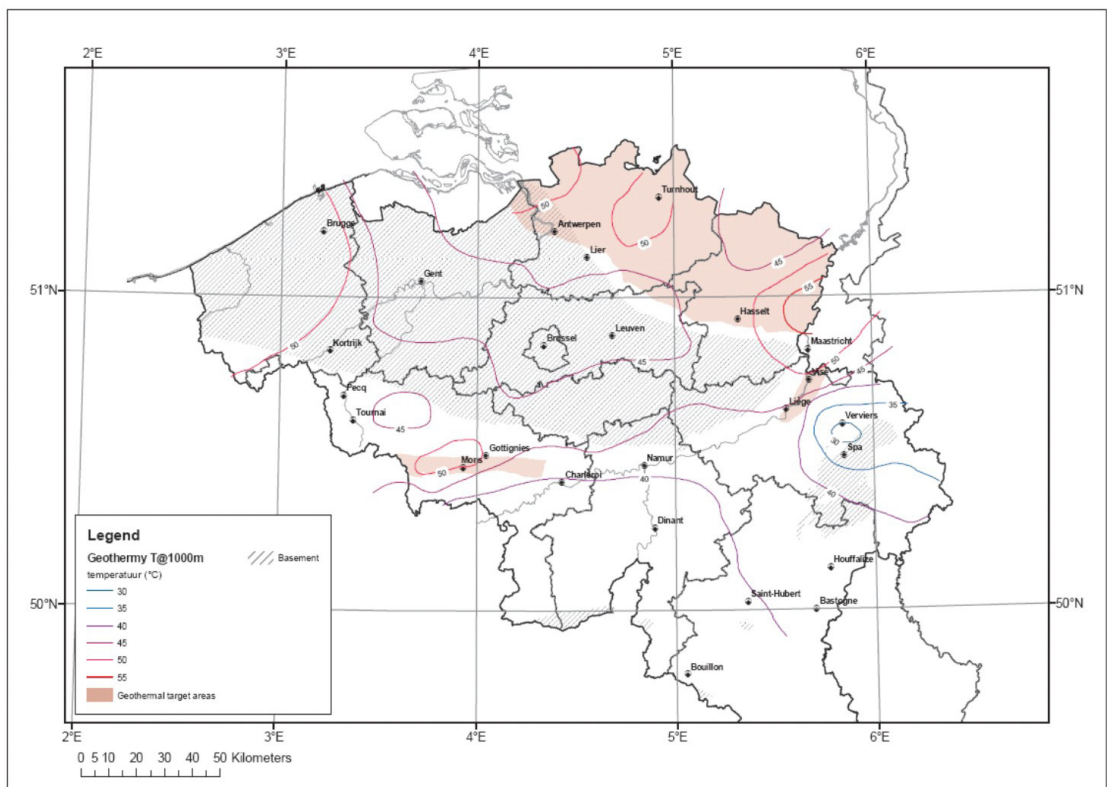


Figure 114: Carte de potentiel de Berckmans & Vandenberghe (1991) reprenant les zones cibles pour la géothermie en Belgique (1km de profondeur).

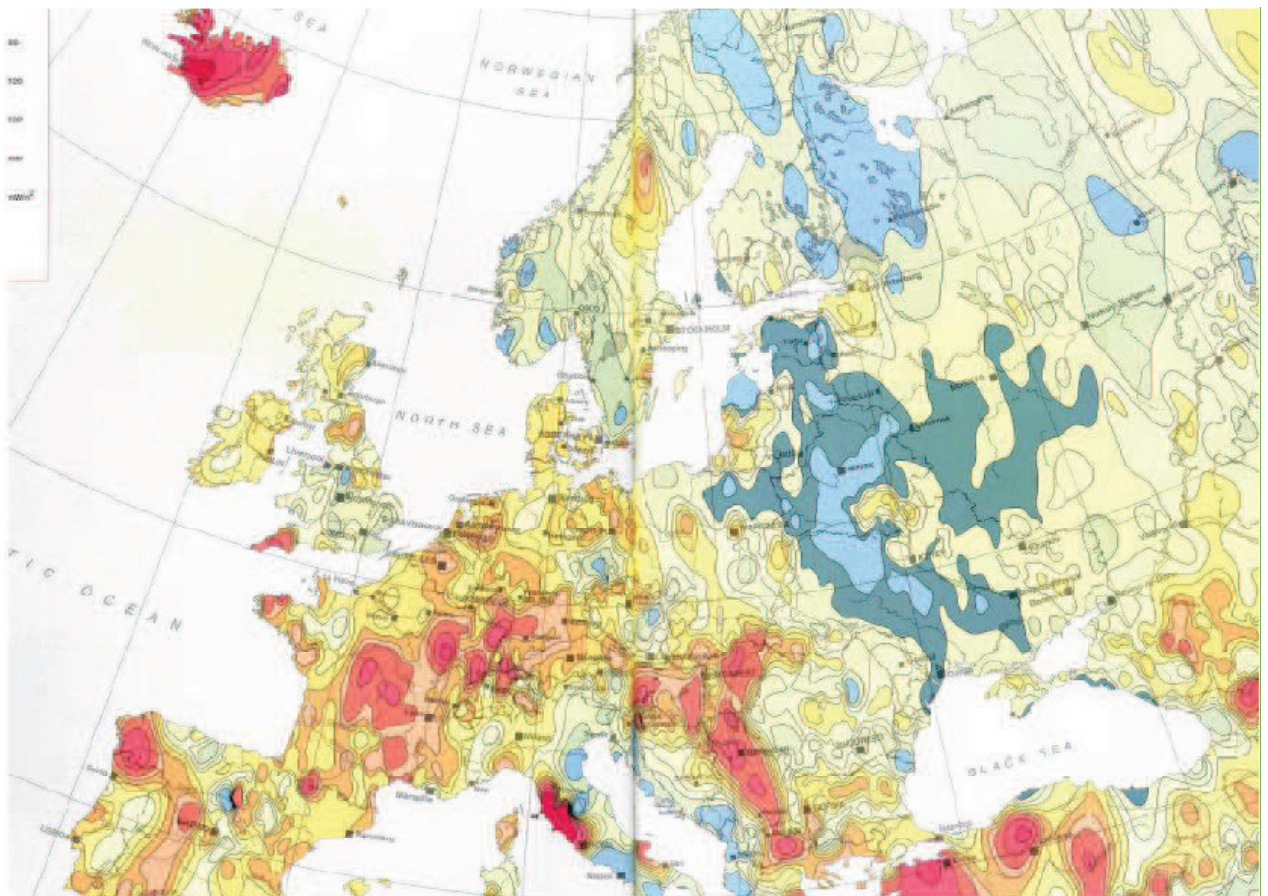


Figure 115: Carte de densité du flux de chaleur pour l'Europe publiée dans EC 'Atlas of Geothermal Resources (2002)'

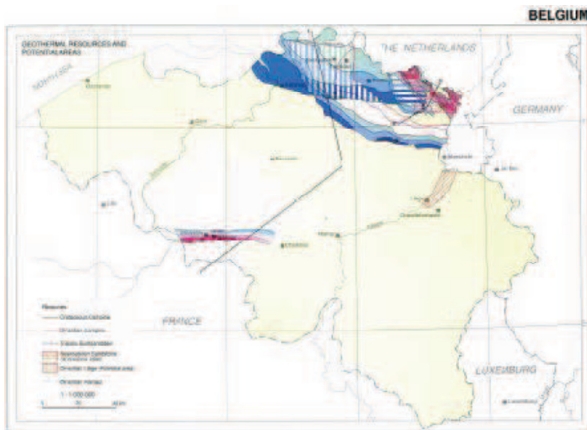


Figure 116: Potentiel géothermique de la Belgique publié dans EC 'Atlas of Geothermal Ressources (2002)'

6.1.1. Note explicative des cartes des zones d'intérêt géothermique en Wallonie

Introduction

L'évaluation de la potentialité de développer des projets de géothermie passe entre autres par la reconnaissance et l'identification des zones montrant le plus grand intérêt pour de tels développements. Il s'agit donc d'un travail de reconnaissance géologique devant intégrer le plus possible de données utiles sur la nature et la structure du sous-sol de la région. En parallèle de cette identification géologique, une évaluation du type de ressource(s) géothermique(s) recherchée(s) (chaleur, électricité-chaleur) doit être également intégrée dans cette identification puisque les températures recherchées et les clients potentiels seront différents.

Dans le cas du développement d'un programme d'exploitation de la chaleur uniquement, la localisation des projets doit se trouver à proximité des futurs utilisateurs (lotissement, zoning industriel, ...). La production d'électricité seule grâce à la géothermie profonde peut être éloignée des futurs utilisateurs grâce à la facilité de transport de cette forme d'énergie. Il ressort cependant que

dans de nombreux projets pour des régions, comme la Wallonie, qui ne sont pas situées à proximité d'une frontière tectonique et qui donc ne profitent pas d'un flux de chaleur élevé, les résultats les plus réalistes doivent envisager au mieux une combinaison de production de chaleur et d'électricité. La localisation de ce type de projet tombe donc dans une localisation à proximité des futurs clients. Une autre approche, appelée exergétique, vise à établir une chaîne d'utilisation intelligente des productions d'énergie depuis les plus gros consommateurs (industries, agriculture intensive) vers des clients moins gourmands comme les zones résidentielles et les bâtiments commerciaux ou socio-culturels. Le développement de ce type de chaîne énergétique peut être envisagé en fonction des disponibilités énergétiques comme par exemple les ressources en énergie géothermale.

Sources d'information

Dans le cadre du projet de développement de la plate-forme géothermique de la Wallonie, trois sources principales d'information géologique ont été intégrées afin de déterminer les zones en Wallonie montrant le plus grand intérêt pour le développement de cette énergie. Ces données sont : les forages profonds ayant atteint au moins 250 m de profondeur ; les coupes géologiques profondes et équilibrées et les campagnes de sismique réflexion.

Un total de 111 forages de plus de 250 m de profondeur ont été intégrés dans une base de données sur SIG avec pour certains sondages les publications scientifiques associées. Cette source d'information doit être probablement la plus importante, puisqu'elle fournit une information sûre sur la nature

des terrains rencontrés. Par contre, il s'agit d'une information tout à fait ponctuelle qui est souvent difficile à extrapoler.

Les campagnes de sismique réflexion fournissent une information plus générale, puisqu'il s'agit d'une imagerie de la structure du sous-sol. Par contre, il est souvent difficile d'interpréter les réflecteurs enregistrés sans l'appui par exemple d'une observation directe tel qu'un forage. Dans le cadre de la réalisation des cartes des zones d'intérêt géothermique, il est ressorti que les campagnes de sismique réflexion industrielle réalisées dans le Nord de la France, ainsi que le profil DEKORP réalisé le long de la frontière belgo-allemande, sont les plus utiles pour contraindre les modèles géologiques. Les autres campagnes plus locales, par exemple celles réalisées en Famenne ou à l'Est de Liège, sont généralement difficiles à interpréter et nécessiteraient éventuellement un retraitement.

Les coupes géologiques publiées sont certainement l'outil de base pour l'évaluation des zones d'intérêt géothermique. Ces interprétations intègrent généralement les observations réalisées dans le cadre des sondages profonds, des campagnes de sismique réflexion et des observations de terrain. La validité de ces coupes peut être souvent considérée comme relativement fiable à proximité des zones comprenant les lignes de sismiques réflexion et les sondages profonds. C'est par exemple le cas dans le Nord de la France. Les divergences de vue sont par contre parfois fondamentalement différentes lorsque les coupes sont réalisées à l'écart des profils géophysiques et des grands sondages. Ces différences sont très bien illustrées par les coupes publiées le long de la vallée de la Meuse, où des interprétations très différentes ont été publiées.

D'autres sources d'informations, comme la carte gravimétrique, l'aéromagnétisme ont été également utilisées pour contraindre localement certains tracés. Enfin, la carte géologique de Belgique réalisée dans le cadre du projet européen OneGeology-Europe sert de base aux cartes des zones d'intérêt géothermique. Le choix de ce document est principalement dicté par le fait qu'il s'agit de la carte géologique la plus récente couvrant l'entièreté du territoire de la Wallonie.

Présentation des cartes

Lors de la réalisation de ces cartes, il est rapidement apparu la nécessité de réaliser deux documents couvrant des horizons des profondeurs différentes, à savoir pour la faible à moyenne profondeur de 300 à 3000 mètres et pour la grande profondeur entre 3000 et 6000 mètres. Cette différence est due au caractère tridimensionnel des structures géologiques qui peuvent difficilement être représentées simplement sur base d'une carte 2D. Ainsi, certains réservoirs géothermiques potentiels peuvent se superposer les uns sur les autres, comme par exemple les aquifères présents dans les calcaires dévoniens et carbonifères du sillon Sambre-et-Meuse. De plus, la Faille du Midi constitue un élément structural majeur du sous-sol wallon limitant deux unités, à savoir l'Allochtone de l'Ardenne chevauchant le Parautochtone du Brabant. Cette faille aurait la forme d'un plan dont l'inclinaison vers le Sud est d'environ 15° dans la partie occidentale de la Wallonie. Cet élément a été intégré dans la réalisation des cartes puisque certains réservoirs potentiels se trouveraient en-dessous de la faille (mur) et d'autres au-dessus (toit). La représentation en plan cartographique de cette

structure implique également une superposition de réservoirs géothermiques potentiels. La réalisation de deux cartes permet donc d'augmenter la lisibilité de ces cartes.

Le choix de deux horizons géothermiques se justifie également pour le type de réservoirs potentiels. Pour les faibles et moyennes profondeurs, les calcaires dévoniens et carbonifères doivent considérer comme les formations géologiques montrant le plus grand intérêt pour cette forme de géothermie puisqu'il s'agit d'aquifères déjà reconnus et exploités en géothermie. Le site de Saint-Ghislain exploite les eaux chaudes localisées dans certains niveaux des calcaires du Dinantien, tandis qu'à Chaudfontaine l'eau thermale proviendrait de la remontée d'eaux au travers des calcaires Frasnien et Carbonifère et de la faille Eifélienne depuis 1500m de profondeur (Graulich, 1983). Dans le cas de la géothermie de grande profondeur, les roches carbonatées dévono-carbonifères restent des cibles importantes, mais il est possible d'envisager en plus le développement artificiel de réservoirs dans des roches quartzitiques du Dévonien inférieur. Ces horizons possèderaient les caractéristiques mécaniques pouvant permettre l'utilisation de la fracturation hydraulique. L'utilisation de cette technique pour des projets de faible profondeur semble plus difficile à justifier puisqu'elle engendrait des coûts financiers très/trop importants (techniques, sécurité, assurances, ...) qui ne peuvent rentrer que dans le cadre de projets géothermiques importants visant par exemple la production d'électricité d'où des profondeurs très importantes (> 3000 m).

Remarquons que même si cette limite de 3000 m peut se justifier pour des raisons de lisibilité et de cibles géothermiques, elle ne constitue pas une frontière absolue et qu'il existe parfois

un continuum entre les deux horizons géothermiques. Ce point sera développé lors de la présentation des cartes.

Carte des zones d'intérêt géothermique de faible à moyenne profondeur

Comme déjà expliqué dans le paragraphe précédent, les deux aquifères associés aux formations carbonatées du Dévonien (Givétien/Frasnien) et du Carbonifère ressortent comme des cibles potentielles importantes pour les projets de géothermie de faibles à moyennes profondeurs.

A sein de l'Autochtone/Parautochtone du Brabant, les calcaires du Dévonien couvrent une zone importante allant de Tournai à Verviers. Dans la partie centrale de cette unité, c'est-à-dire de Mons à Verviers, les calcaires carbonifères se superposent sur les calcaires dévoniens. Il serait donc possible le long de cet axe d'envisager le développement de projets géothermiques en cascades explorant et exploitant les deux réservoirs géothermiques. Dans la région de Mons, l'augmentation très importante de l'épaisseur des calcaires du Carbonifère (> 2000 m), ainsi que la présence reconnue d'un réservoir géothermique exploité (St-Ghislain) nous conduit à considérer cette zone comme prioritaire pour les futurs projets de géothermie. La superposition des calcaires du Carbonifère à une profondeur moyenne et du Dévonien à grande profondeur (> 3km) dans cette région illustre bien le continuum qu'il peut exister entre les projets de moyenne à grande profondeur.

Les données de thermométrie en forage, notamment à proximité des Fourons (sondage de Fouron-le-Comte) et la présence du

site thermale de Chaudfontaine conduit également à considérer la région liégeoise comme prioritaire pour les recherches futures. Notons que dans la région comprise entre Liège et Visé certains forages, ainsi que le forage géothermique d'Aix-la-Chapelle (RWTH-1) ont montré la présence d'une lacune sédimentaire des calcaires du Carbonifère, correspondant au Ride de Booze - le Val Dieu. Cette région semble donc handicapée au développement de projet de géothermie et n'a donc pas été reprise sur la carte.

Les formations carbonatées du Dévonien et du Carbonifère ont été également reconnues sous la Faille du Midi dans la partie occidentale de la zone d'étude. Les sondages d'Epinois et Jeumont dans le Nord de la France et les lignes sismiques de cette région indiquent la présence d'écaillés tectoniques sous la Faille du Midi incluant les formations calcaires. Sous ces écaillés se trouverait l'autochtone du Brabant comprenant une plate-forme carbonatée peu déformée constituant une cible intéressante. La connaissance du sous-sol dans cette région peut être considérée comme raisonnable. L'extension vers le Sud de cette zone d'intérêt est contrainte géométriquement par le pendage de la Faille du Midi (~15°S) qui atteint la profondeur de 3000 m à environ 11 km au Sud de son émergence en surface.

Latéralement vers l'Est, les modèles géologiques sont moins bien contraints. L'extension vers le Sud des écaillés du Parautochtone et la présence de cette plate-forme carbonatée sur l'Autochtone du Brabant constituent une priorité en termes d'exploration.

Au sein de l'Allochtonne de l'Ardenne, seuls les calcaires du Givétien ou du Frasnien, selon les régions, pourraient constituer

des réservoirs géothermiques intéressants. Dans cette région, les calcaires du Carbonifère sont rarement enfouis à des profondeurs suffisantes pour une exploitation géothermique type chaleur. L'augmentation de l'épaisseur des calcaires du Givétien vers le Sud et la structure du Synclinorium de Dinant impliquent que les potentialités géothermiques sont plus grandes au niveau de la Famenne. Dans cette région, les calcaires du Givétien peuvent atteindre une profondeur supérieure à 3000 m, comme l'a démontré le sondage de Focant, où ils formeraient un synclinal fermé. L'extension latérale de ce pli est hypothétique.

A côté des réservoirs potentiels du Dévono-Carbonifère, notons également des zones d'intérêt secondaires possibles dans les conglomérats carbonatés attribués au Permien du Graben de Malmedy et dans les grès sableux et conglomérats du Keuper à l'extrémité Sud de la Lorraine. La faible épaisseur et le faible pendage des formations géologiques dans cette région réduisent cependant considérablement leur intérêt pour la géothermie puisque la profondeur maximale pour les formations du Mésozoïque a été reconnue dans le forage de Latour à 490 m.

Carte des zones d'intérêt géothermique de grande profondeur

Les calcaires du Dévonien et du Carbonifère constituent toujours des formations cibles pour la géothermie de grande profondeur (entre 3000 et 6000 m). Leur présence est raisonnablement reconnu dans le bassin de Mons et au Sud de celui-ci sous la Faille du Midi. La plate-forme carbonatée du Givétien sur l'autochtone du Brabant implique une continuité de ce réservoir géothermique potentiel. L'extension vers le Sud

de cette zone est également contrainte géométriquement par le pendage de la Faille du Midi à environ 22 km au Sud de l'émergence en surface de cette faille. Plus vers le Sud, la plateforme carbonatée pourrait être retrouvée à des profondeurs supérieures à 6 km, mais il s'agirait dans ce cas d'un objectif techniquement difficile à atteindre.

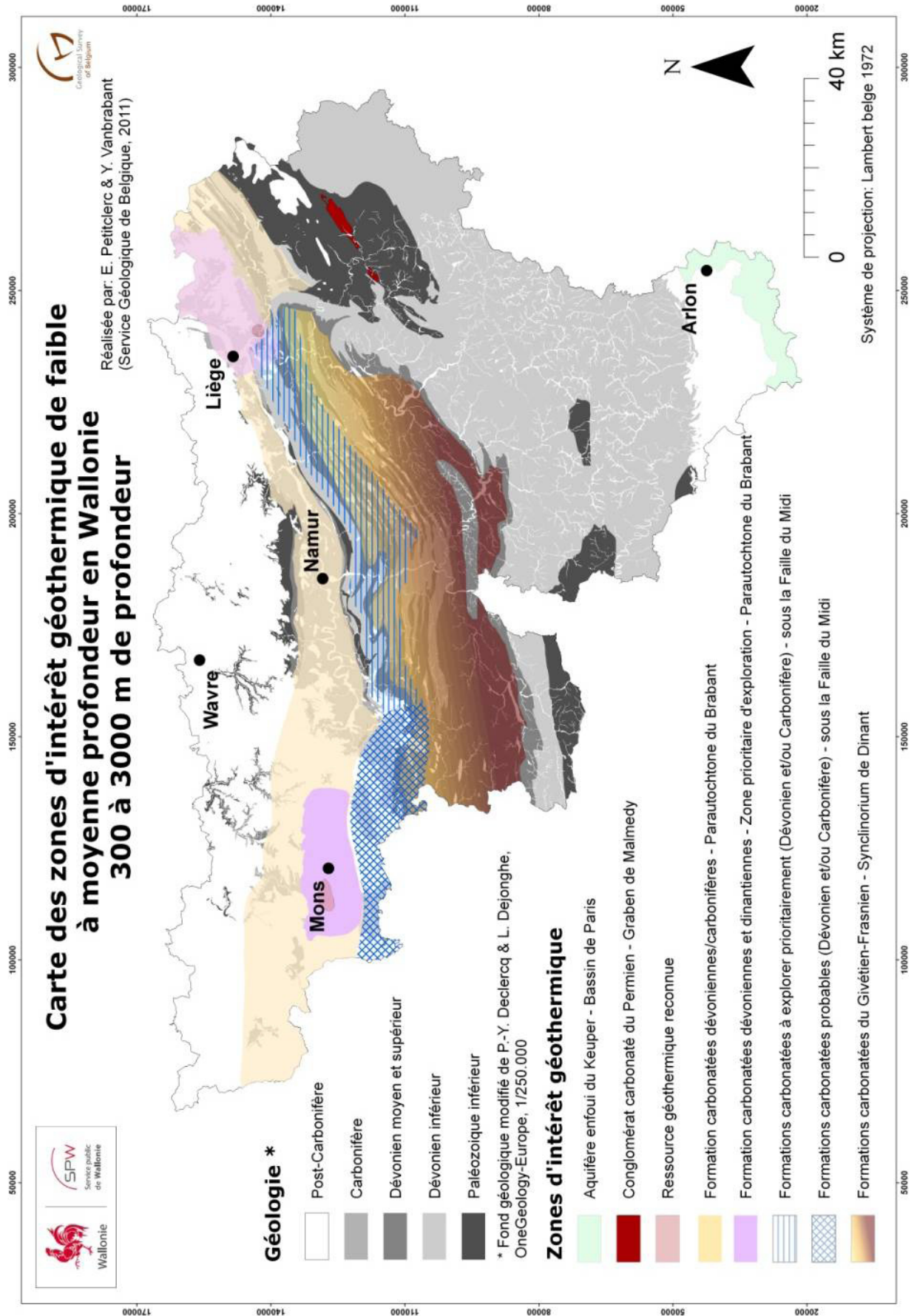
D'après les mêmes raisons que celles évoquées pour la carte précédente l'extension vers l'Est des unités parautochtones et autochtones sous le Faille du Midi et également les structures au Nord de celle-ci dans la région de Charleroi et de Liège nécessiteront un programme d'exploration prioritaire.

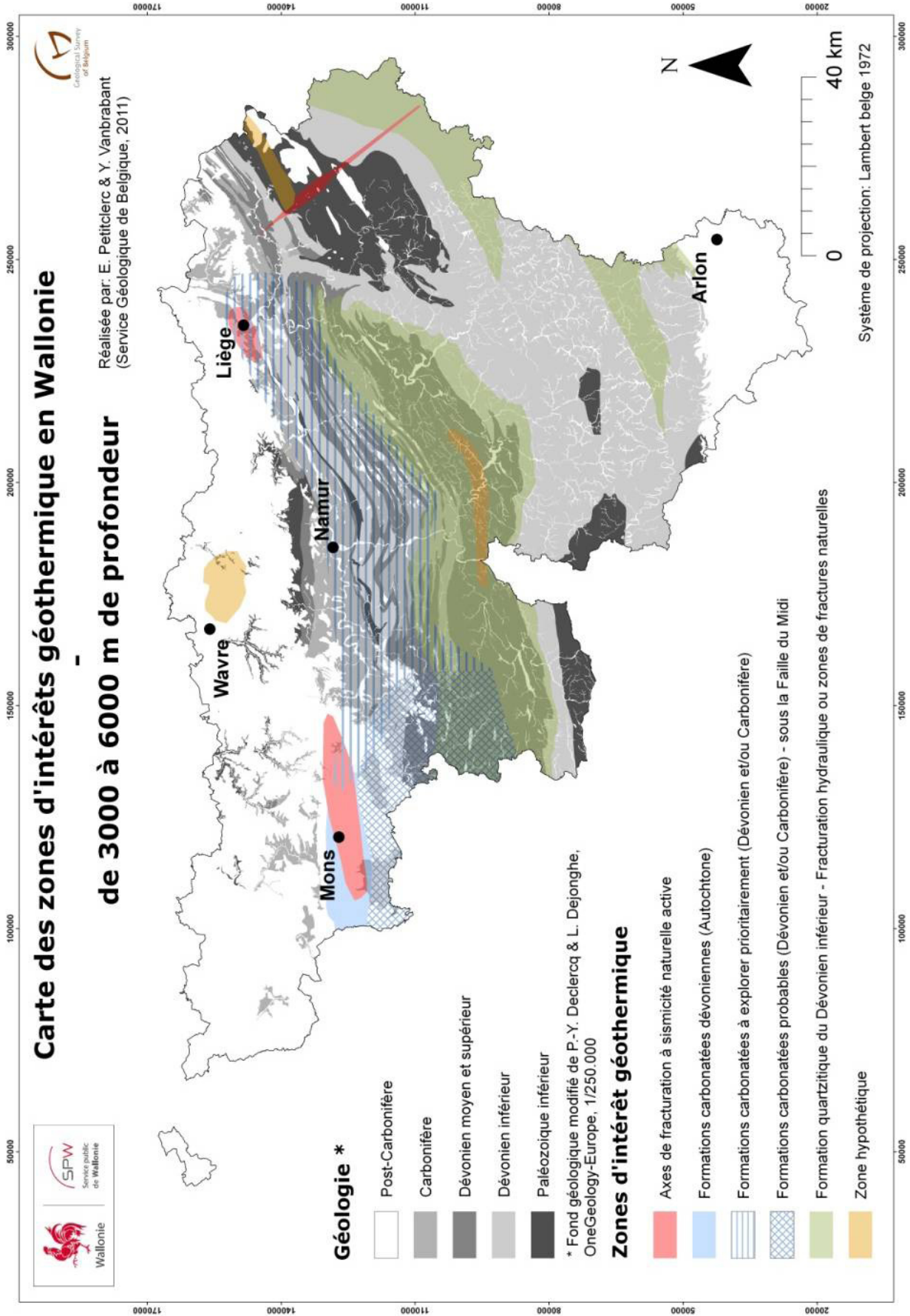
A côté des formations carbonatées, différentes formations du Dévonien inférieur comprennent des membres quartzitiques constituant des réservoirs géothermiques potentiels nécessitant un développement de la perméabilité (EGS). Ces horizons quartzitiques se trouveraient à plus de 3000 m de profondeur au Sud-Est de la Wallonie près des frontières avec le Grand-Duché du Luxembourg et de l'Allemagne. Au sein du Synclinorium de Dinant, ces quartzites ont été clairement reconnus lors du sondage d'Havelange. L'extension vers le Nord de ces formations est également contrainte géométriquement par le pendage de la Faille du Midi. Notons cependant que si le pendage de cette faille est de 15° dans l'Ouest de la Wallonie, selon certains modèles sa pente pourrait augmenter vers l'Est.

L'approche suivie jusqu'à présent est qualitative, puisqu'elle ne prend pas en compte par exemple les perméabilités des formations géologiques à grande profondeur. Les données existantes

ne permettent avec une approche quantitative. Par contre, on peut constater grâce à l'expérience acquise dans d'autres régions que les fractures naturelles en profondeur tendent à se cimenter réduisant ainsi leur perméabilité et leur potentiel pour la géothermie profonde. Une exception à cette règle correspond aux zones sismiquement actives au sein desquelles la cimentation n'a pas encore eu le temps d'agir. L'exploitation de ce type de fractures présente donc un intérêt géothermique important. A ce titre, au moins trois régions en Wallonie sont clairement identifiées comme sismiquement active. Il s'agit de la région de Mons, celle de Liège et un axe s'étendant de Verviers vers Trèves (Trier) en passant par les Hautes Fagnes. Une quatrième zone à proximité d'Ottignies-Louvain-la-Neuve devra faire également l'objet d'une analyse supplémentaire.

Enfin, il existe d'autres zones hypothétiquement intéressantes. Dans la région de Wavre par exemple, des analyses gravimétriques ont mis en évidence une ancienne intrusion magmatique au sein du Massif de Brabant. Celle-ci pourrait faire l'objet d'une analyse pour le développement d'un projet type 'Hot Dry Rock'. La présence de cette intrusion n'a jamais été reconnue par sondage, ni donc a fortiori, sa profondeur. Enfin certains modèles (Fielitz, 1992) prédisent la présence d'un lambeau de pli dans des calcaires du Carbonifère sous le Massif de Stavelot, mais d'autres modèles prédisent seulement des roches du Dévonien inférieur et du Paléozoïque inférieur. Cette zone est donc hypothétique et son extension est assez limitée par rapport à d'autres zones comme le mur de la Faille du Midi qui devrait concentrer les premières recherches importantes.





6.2. La géomodélisation du bassin houiller de Liège

6.2.1. Les travaux de préparation des données

Une étude pilote a été ciblée sur la région de Liège pour pouvoir estimer de manière plus précise le potentiel d'exploitation des ressources géothermiques dans une zone restreinte. Des études similaires à l'échelle régionale ont été réalisées par le BRGM dans le Bassin de Paris dans le cadre d'applications diverses (recherche du pétrole, sites de stockage, ... et aussi pour caractériser le potentiel géothermique régional). A l'échelle locale, la géomodélisation est devenue une technique standard pour préparer des projets nécessitant une connaissance précise des structures géologiques profondes, comme, entre autres (p.ex. projets de stockage de CO₂), les projets géothermiques

de Sultz et Bâles. Généralement, dans ces cas-là, une grande quantité de données géologiques et géophysiques profondes (anciennes et nouvelles) sont disponibles. C'est notamment la quantité de données diverses (sismique 2/3D, forages avec des profondeurs différentes, diagraphies, nouvelles cartes géologiques) disponibles qui a nécessité la construction de modèles 3D avec un géomodeller sophistiqué pour pouvoir maîtriser la complexité des entrées (voir exemple dans la figure 117 extrait du séminaire donné en mai 2011 à l'Université de Liège par le Prof. C. Clauser de la RWTH Aachen).

Dans le cas présent, nous disposons de relativement peu de données précises concernant la structure profonde (> 1000 m) du bassin de Liège. Ce pourquoi, cette étude-ci a surtout comme but de montrer le potentiel de la modélisation géologique dans l'analyse précise des structures géologiques via

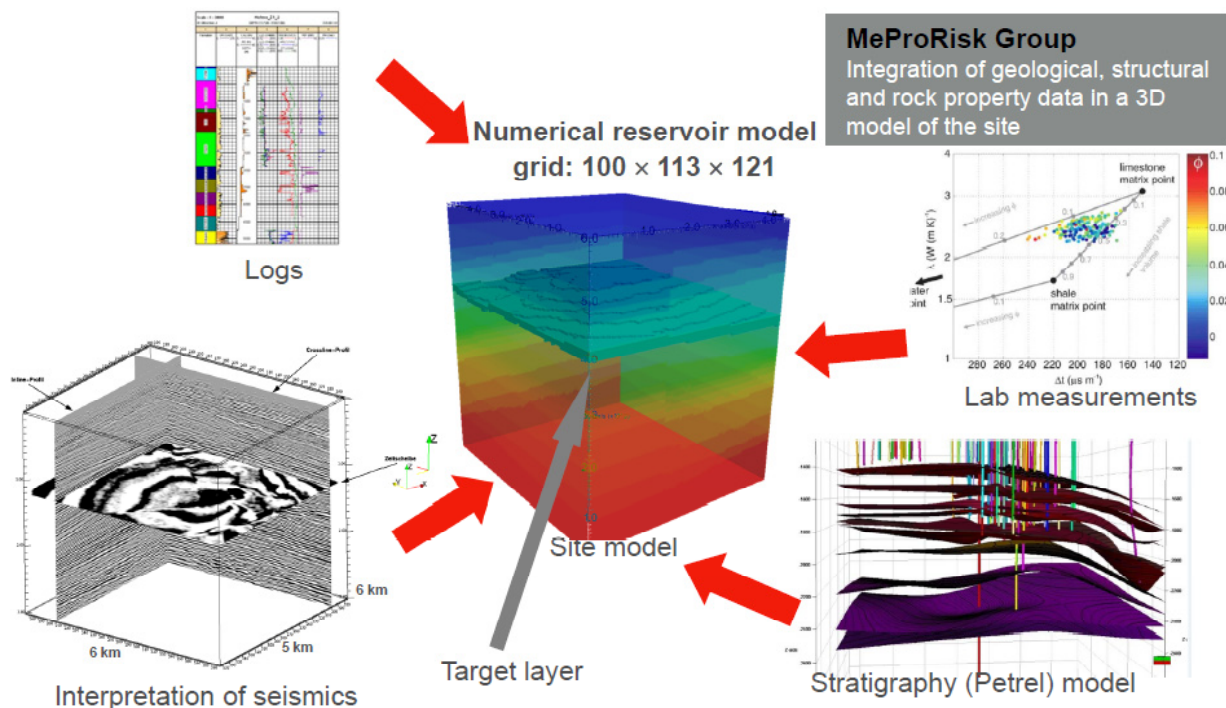


Figure 117: Construction d'un géomodèle 3D utilisant des données géologiques et géophysiques (extrait d'une présentation du Prof. C. Clauser, RWTH Aachen, donnée en mai 2011 à l'Université de Liège).

une visualisation plus aisée en 3 dimensions à des échelles locales et régionales. Dans le cas présent, il s'agit de donner des indications sur la disposition en profondeur de formations aquifères – comme le calcaire du Viséen- localisées en-dessous des formations (imperméables) du Houiller du bassin de Liège. Grâce à l'exploitation du charbon dans ce bassin, encore active au début du siècle passé, la disposition des couches du Houiller était – pour l'époque – très bien connue, comme le montreront les cartes de Humblet (1941). Par contre, cette même région, n'a plus été cartographiée en détail depuis cette époque, ce qui aura un impact sur l'étude présente de la structure de ce bassin.

La recherche de données géologiques dans cette zone a donc été contrainte par les faits suivants :

- La région de Liège n'est pas couverte par des cartes géologiques récentes – ces cartes ne sont même pas en préparation (chez les cartographes).
- La partie E de la zone de Liège est couverte par une série d'études géologiques et des coupes 'tectoniques' (formations peu détaillées) : Hance et al. 1999 ; Fielitz 1992.
- Des données de forages avec information sur températures sont très rares (3 données reçues), les autres forages connus (19 avec des profondeurs allant de 284-3001 m) sont surtout situés dans la partie N et E de la zone d'étude (information importante : Forage de Soumagne : profondeur 2512m – 58.5 °C). Ces données seront surtout intéressantes lorsque la zone d'étude sera étendue jusqu'à la fenêtre de Theux.
- Un projet de cartographie a été lancé dans la partie E de Liège dans le cadre du cours de cartographie que je donne à l'ULg. Des modèles 3D basés sur des coupes profondes et précises pourront être construits après la deuxième campagne durant l'année académique 2011-2012.
- Les données géologiques les plus précises couvrant la zone de Liège sont les 17 coupes verticales et la carte à -200 m d'altitude de Humblet, 1941. D'autres données minières plus récentes (et probablement plus profondes) devraient exister, mais n'ont pas été trouvées (dans les archives de la Région Wallonne). Ces données comprennent surtout des planches de la position de 16 veines de charbon exploitées dans le Bassin de Liège avant 1940 (un log localise ces veines par rapport aux différentes lithologies). Cette carte a été placée aussi par rapport à la carte de de Béthune et Bouckaert, 1968.

Les coupes et la carte de Humblet, 1941, du Bassin Houiller de Liège ont été préparées avec le logiciel ArcGIS. Elles ont été scannées au Service Géologique de Belgique et géoréférencées à Liège sur base d'un shapefile des plans de concessions minières déjà géoréférencés.

Le but, comme mentionné au-dessus, était d'estimer la structure des formations calcaires Viséennes (perméables et fracturées – présentant ainsi un potentiel pour l'exploitation géothermique si elles se trouvent à une profondeur suffisante de plus de 2000 m) se trouvant en-dessous des formations du Houiller représentées par les coupes de Humblet, 1941.

Cependant, comme les veines les plus profondes (No 16, base du Westphalien) sont toujours beaucoup plus hautes que les calcaires Viséens (selon l'échelle stratigraphique de Humblet), une extrapolation n'est possible que si d'autres données géologiques pouvaient être trouvées- ce qui n'était pas le cas. Il faudra attendre la finalisation des nouvelles cartes géologiques en 2013-2014 ? Les données existantes ne montrent donc pas encore la géométrie des couches profondes qui pourraient être intéressantes pour la géothermie, mais on s'y approche. Une estimation de la localisation du contact Namurien-Viséen sera présentée.

La Figure 118, ci-après, montre les données principales dans l'environnement d'ArcGIS10 :

6.2.2. La géomodélisation 3D

Une bonne visualisation 3D d'objets naturels tels que les objets géologiques nécessite l'utilisation d'outils informatiques spécialisés définis sous l'appellation de géomodelleurs 3D (Caumon et al., 2009). Plusieurs logiciels de ce type sont actuellement disponibles sur le marché³. Notre choix parmi ceux-ci s'est orienté pour des raisons principalement stratégiques vers le logiciel Gocad. Gocad est en effet activement développé au sein de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy (ENSG de Nancy, également concepteur du logiciel) ce qui nous permet d'entretenir des contacts continus. Une recherche systématique visant à mettre en

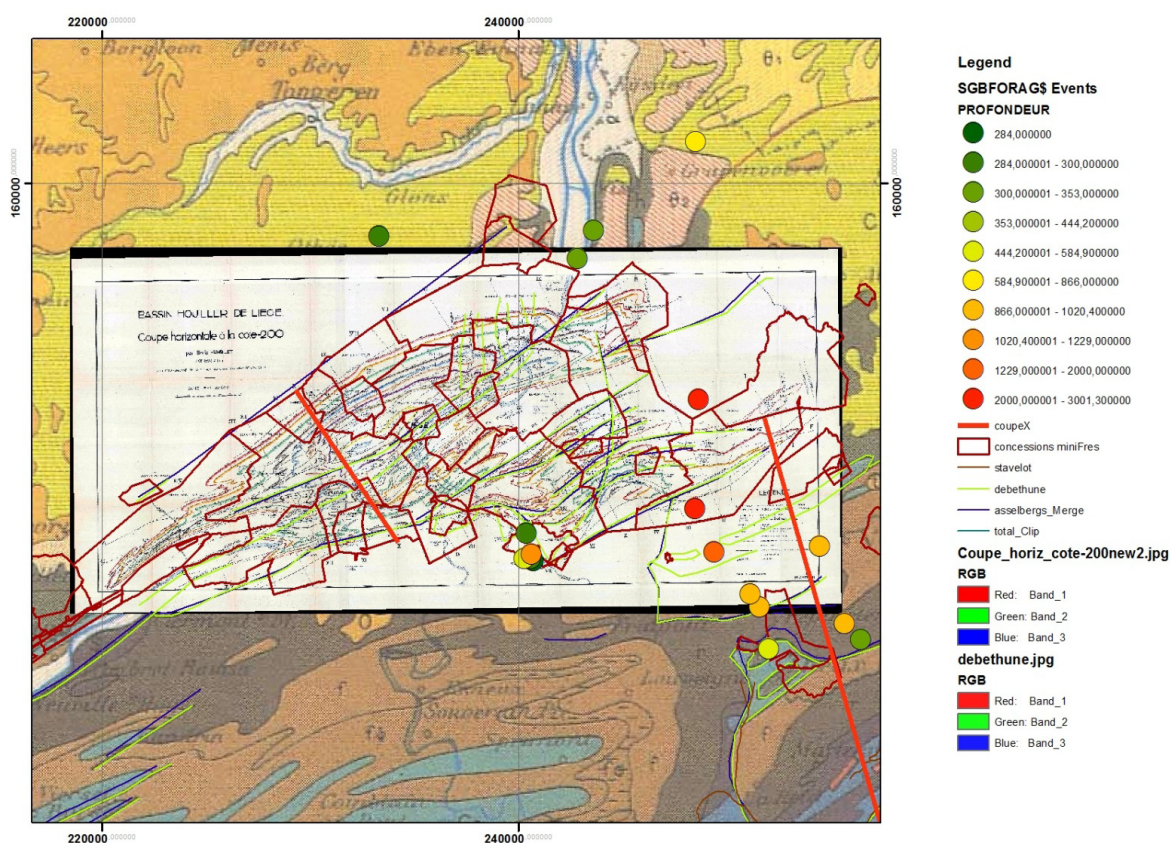


Figure 118: Données géologiques géoréférencées dans Arc GIS : carte géologique (fond) de de Béthune et Bouckaert (1968) ; la coupe horizontale à -200 m (superposée avec localisation des veines de charbon) de Humblet (1941) ; le plan des concessions minières (polygones bruns ayant permis de référencer les coupes de Humblet, 1941) ; des forages avec indication des profondeurs ; la position de la coupe de Fielitz 1992 (en rouge à l'est) ; des failles (lignes en vert clair et bleu).

évidence les logiciels de modélisation 3D les plus souvent utilisés dans le domaine des géosciences a tout de même été réalisée au niveau de la littérature scientifique. Dans le cadre d'un mémoire (publié en 2009) une recherche avait été menée plus particulièrement sur l'ensemble des volumes publiés entre 2003 et 2008 par la revue « computer & geosciences ». Le logiciel Gocad apparaît comme le logiciel le plus répandu suivi du logiciel Earth Vision, notamment utilisé par l'USGS.

Cette recherche a aussi montré que la géomodélisation 3D est déjà largement utilisée dans différentes disciplines des géosciences. Plus récemment, nous avons pu constater que des experts en Allemagne, comme le Prof. Christoph Clauser, RWTH Aachen, ainsi que le BRGM utilisent tous des outils de géomodélisation 3D pour préparer des modèles permettant une analyse plus détaillée du potentiel géothermique d'une région. En Allemagne (et aussi en Suisse), le logiciel GOCAD développé par l'ENSG de Nancy est le plus répandu. Ce qui est aussi le cas en France, même si le BRGM utilise son propre géomodélisateur. La géomodélisation ne permet pas seulement de faire estimer le potentiel géothermique ou d'un site, mais, par la connaissance précise de la variation en 3D des caractéristiques géophysiques et géomécaniques des roches, permet aussi d'adapter la technique de forage, de prévoir son inclinaison et des problèmes possibles lors de sa réalisation.

Géoréférenciation dans GOCAD

Les cartes (Humblet, 1941 ; de Béthune et Bouckaert, 1968) et autres données de type Raster ont été importées en étant déjà géoréférencées sous ArcGIS. La topographie a été importée sous forme de points x, y, z (exportées d'un MNT SRTM de 30m sous Arc GIS). Ces points ont été interpolés pour former la surface topographique (Figure 119).

Les coupes verticales de Humblet (1941) ont été importées sous forme de simples images. Elles ont dû être géoréférencées dans l'espace X, Y, Z. Ceci était possible en prenant les infos X,Y de leur position sur la carte à -200 m qui a été géoréférencée sous ArcGIS ainsi que les données Z indiquées sur chaque coupe.

La position précise de toutes les coupes et de la carte à -200 m a pu être vérifiée en contrôlant la continuité des tracés de veines au niveau des intersections entre coupes. Ce contrôle nous a permis de montrer que la différence maximale entre la position d'une veine sur deux coupes intersectées est de l'ordre de 10-20 m, mais généralement inférieure à 5 m. Ceci certifie d'abord l'énorme qualité des données fournies par Humblet (1941), et ensuite montre que les coupes ont été correctement géoréférencées.

Le placement des coupes verticales et de la carte à -200 m sont montrées dans la Figure 120.

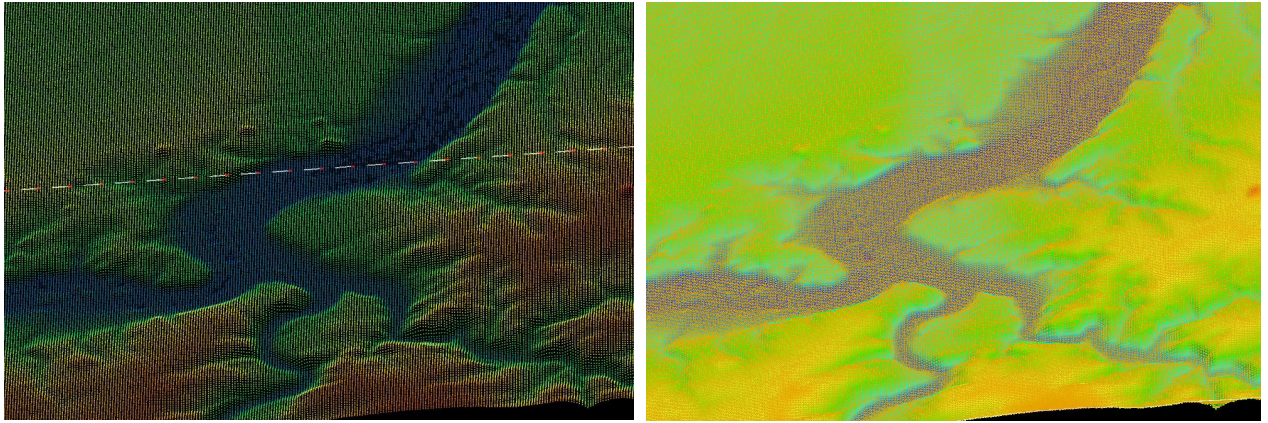


Figure 119: Topographie importée dans GOCAD (points – au-dessus) ; interpolée (en-dessous).

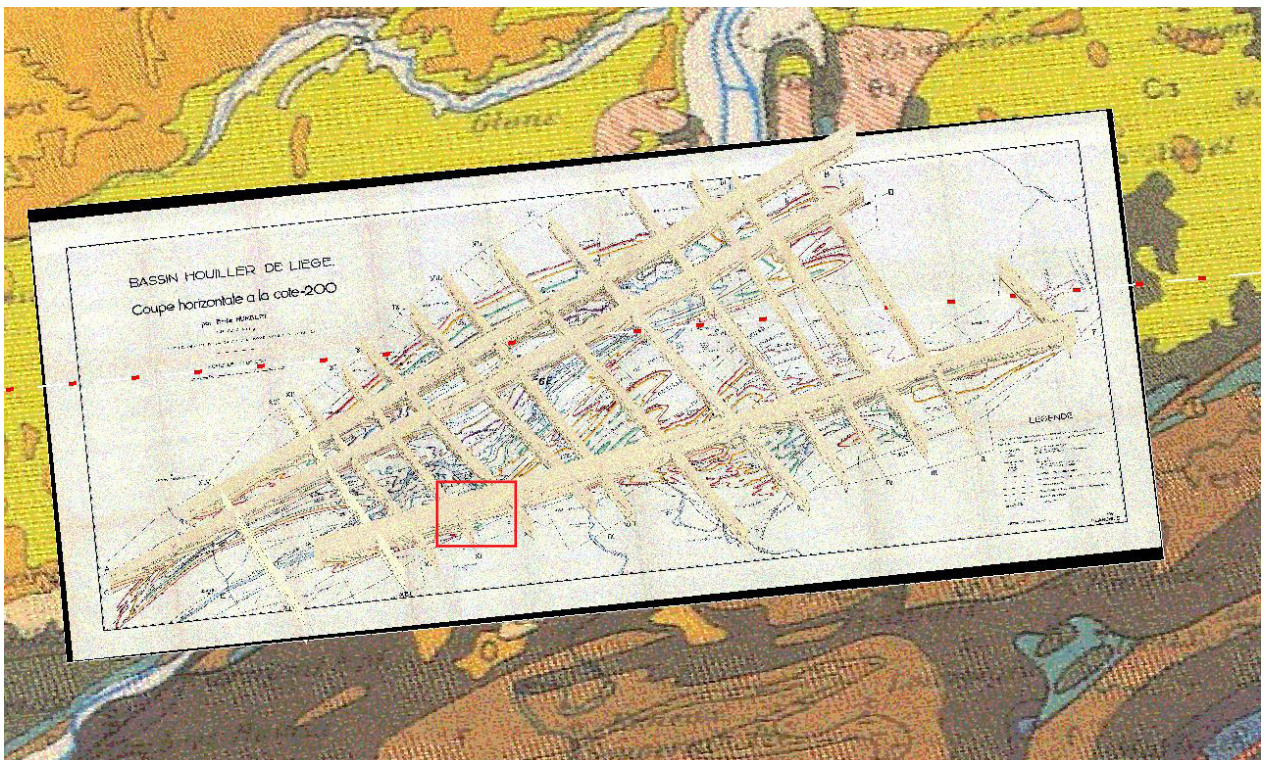


Figure 120: Placement des coupes verticales. Le rectangle rouge montre la position de la figure 121.

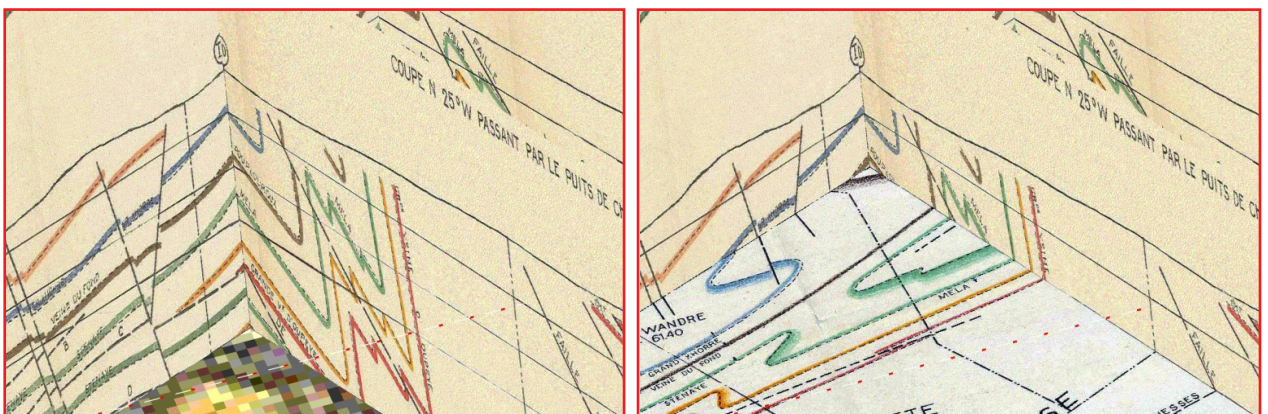


Figure 121: Coupes verticales et la carte à -200 m de Humblet (1941) positionnées par rapport à la carte de de Béthune et Bouckaert, 1968 (au-dessus). Zooms (rectangle rouge dans vue générale) au niveau de la disposition des coupes (en-dessous).

Digitalisation des niveaux de veines

Pour reconstituer des structures dans l'espace, trois des seize veines ainsi que les majeures failles représentées par les coupes de Humblet ont été digitalisées sur toutes les coupes verticales et la coupe horizontale. Ces veines et failles digitalisées servent de base pour l'interpolation des surfaces et la création des solides. Un exemple de veines digitalisées est présenté dans la Figure 122.

Modélisation de surfaces des veines

La construction des surfaces de veines et de failles a été réalisée par triangulation (et lissage de type spline) entre points vertex des tracés de veines et de failles digitalisés. Des vues de ces

surfaces sont montrées ci-dessous (Figure 123 à la Figure 126).

La Figure 124 montre, en particulier, que si le lissage appliqué était trop important, les surfaces pouvaient s'éloigner notablement des tracés digitalisés. Pour cette raison, nous avons décidé de limiter l'application du lissage.

Pour donner une estimation de la position des couches calcaires du Viséen en dessous des veines du Houillier, nous montrons – par simple translation verticale de -350 m de la veine n°16 (estimation de l'épaisseur des couches entre la veine n° 16 et le sommet du Viséen, selon le log stratigraphique de Humblet, 1941), le contact possible entre couches du Namurien et celles du Viséen (Figure 127).

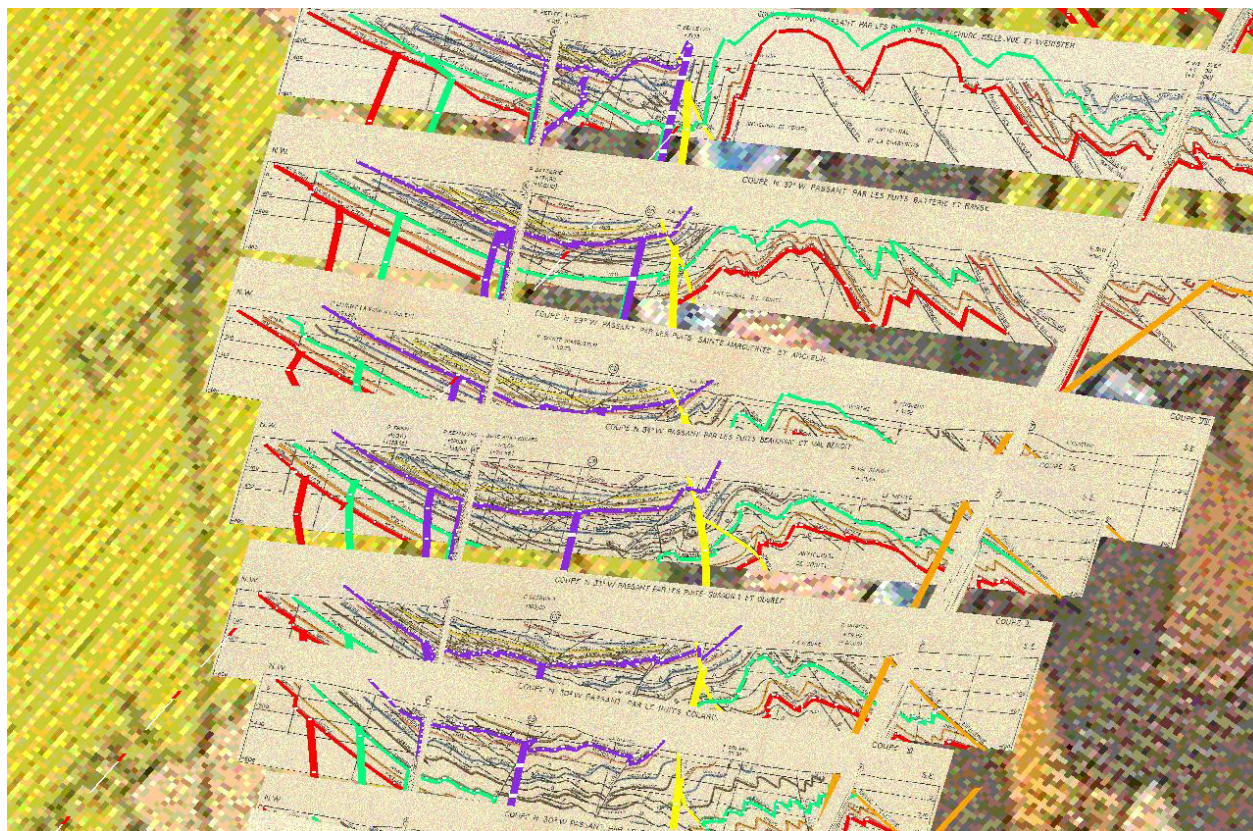


Figure 122: Les veines du 'Loup' (n°3 - violet), et les veines n° 14 (vert) et n°16 (rouge) ainsi que les tracés des failles de Seraing (jaune) et Eifelienne (orange) digitalisés.

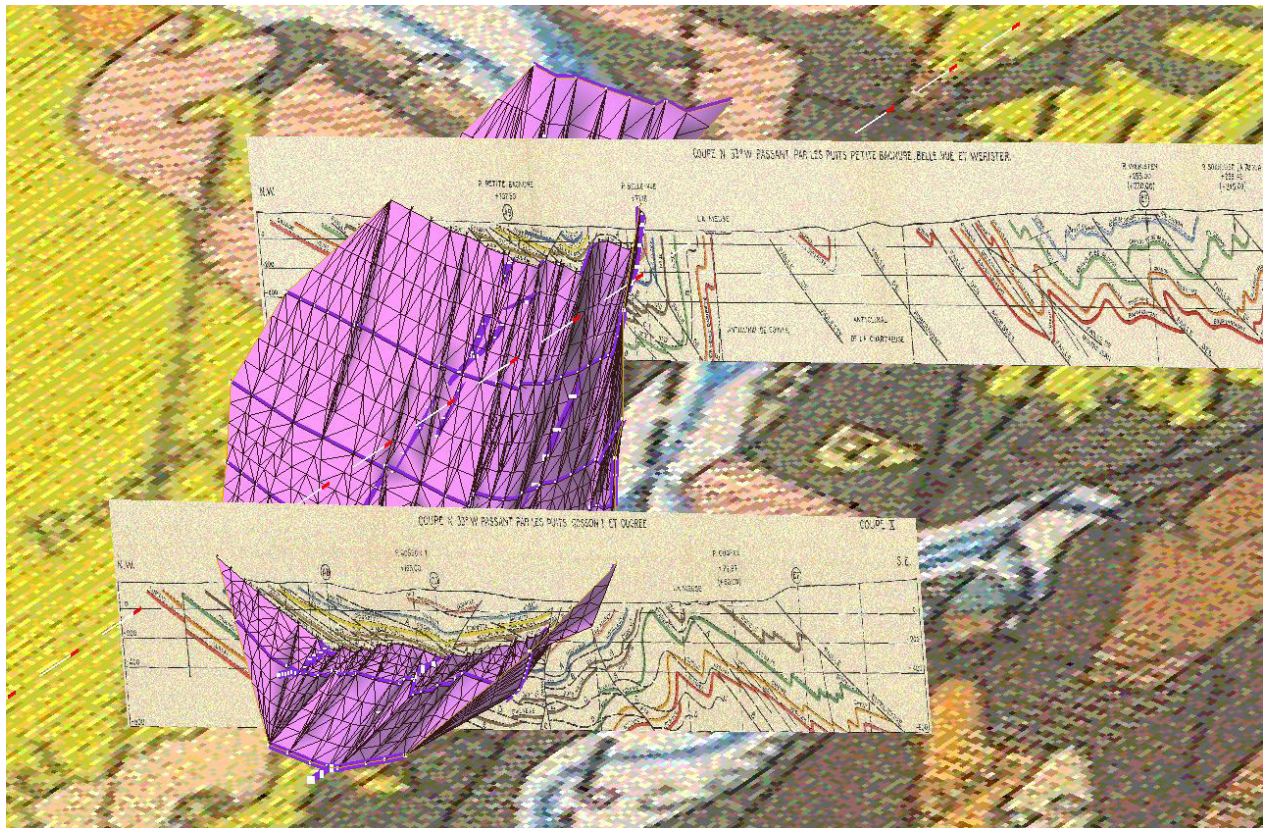


Figure 123: La veine du Loup digitalisée et interpolée en surface.

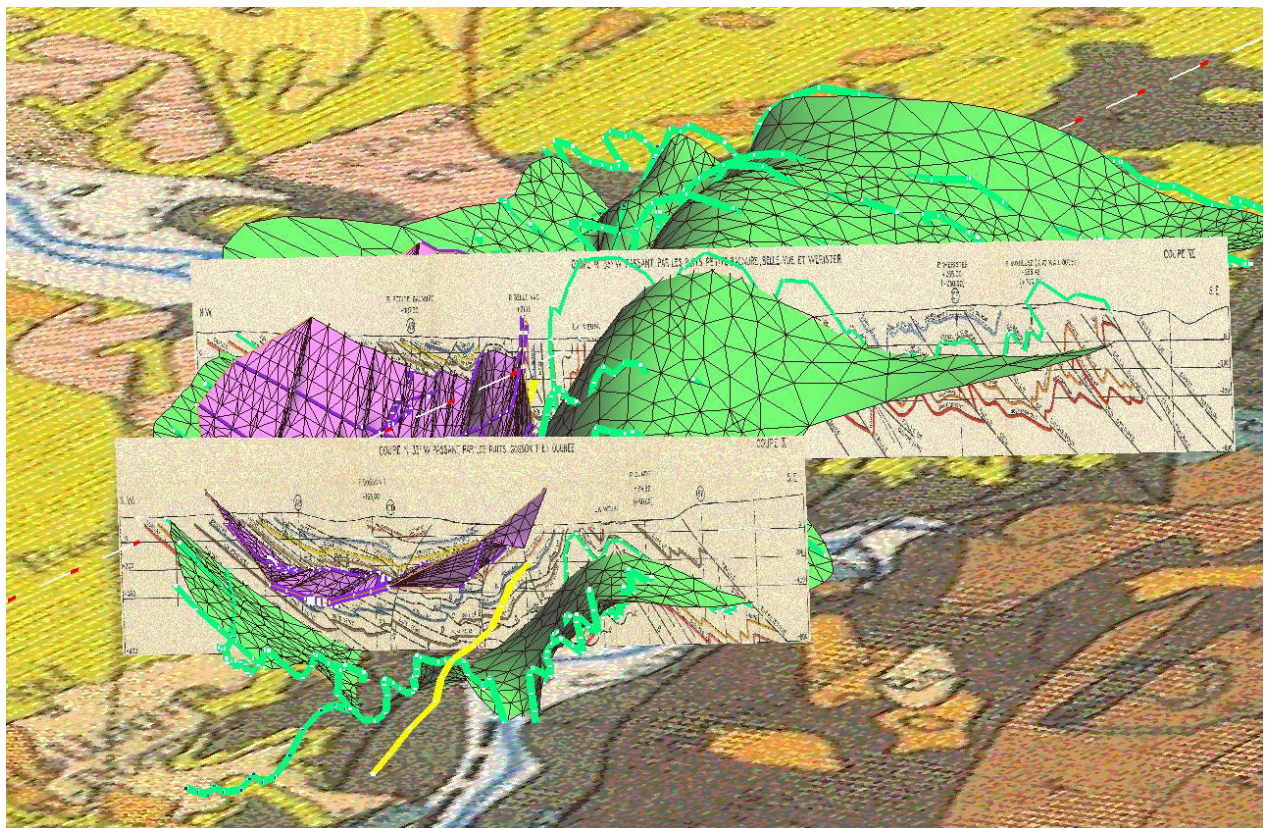


Figure 124: Les veines du Loup (violet) et n° 14 (vert) digitalisées et interpolées (avec lissage pour la n°14) en surface. Notez la différence au milieu de la figure entre le tracé de la veine n° 14 (vert) digitalisé et la surface triangulée et lissée.

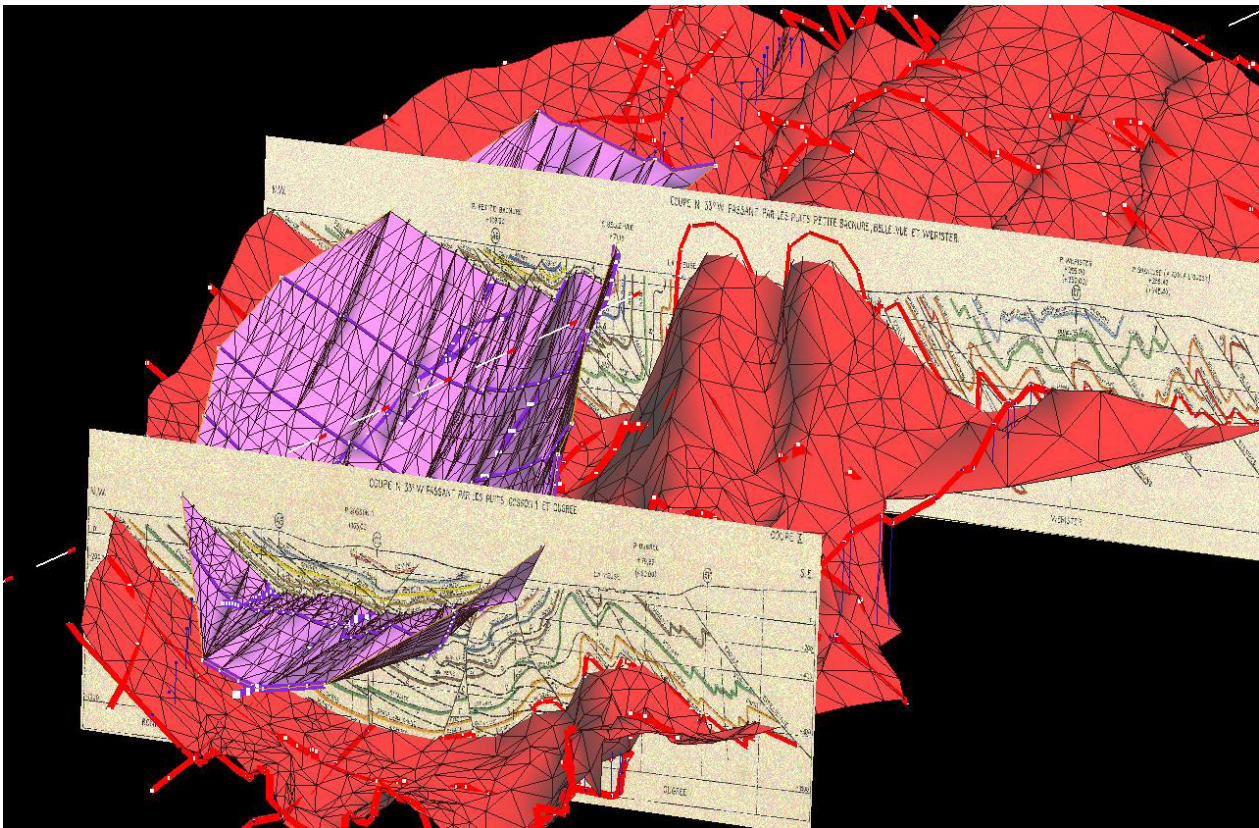


Figure 125: Les veines du Loup (violet) et No 16 (rouge) digitalisées et interpolées (avec lissage pour No16) en surface.

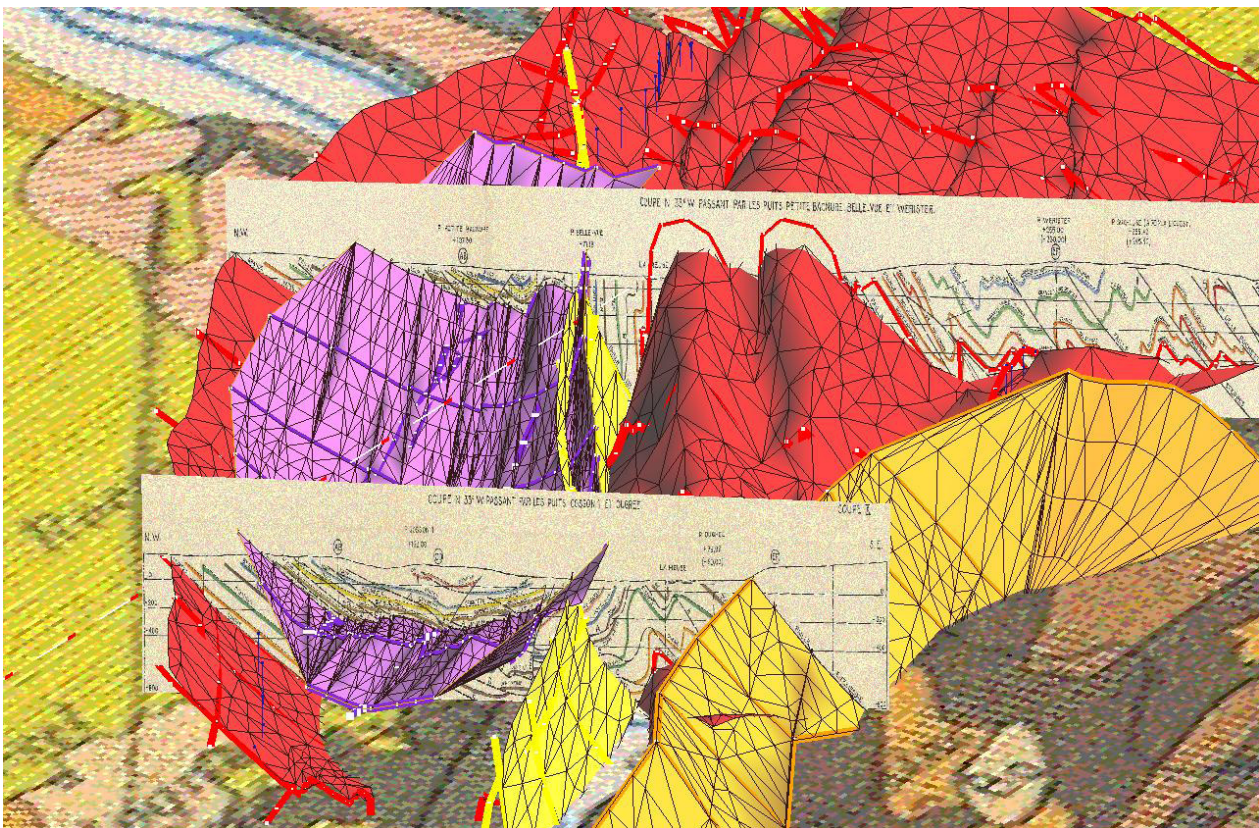


Figure 126: Les veines du Loup (violet) et No 16 (vert) ainsi que les failles de Seraing (jaune) et Eifelienne (orange) digitalisées et interpolées en surface.

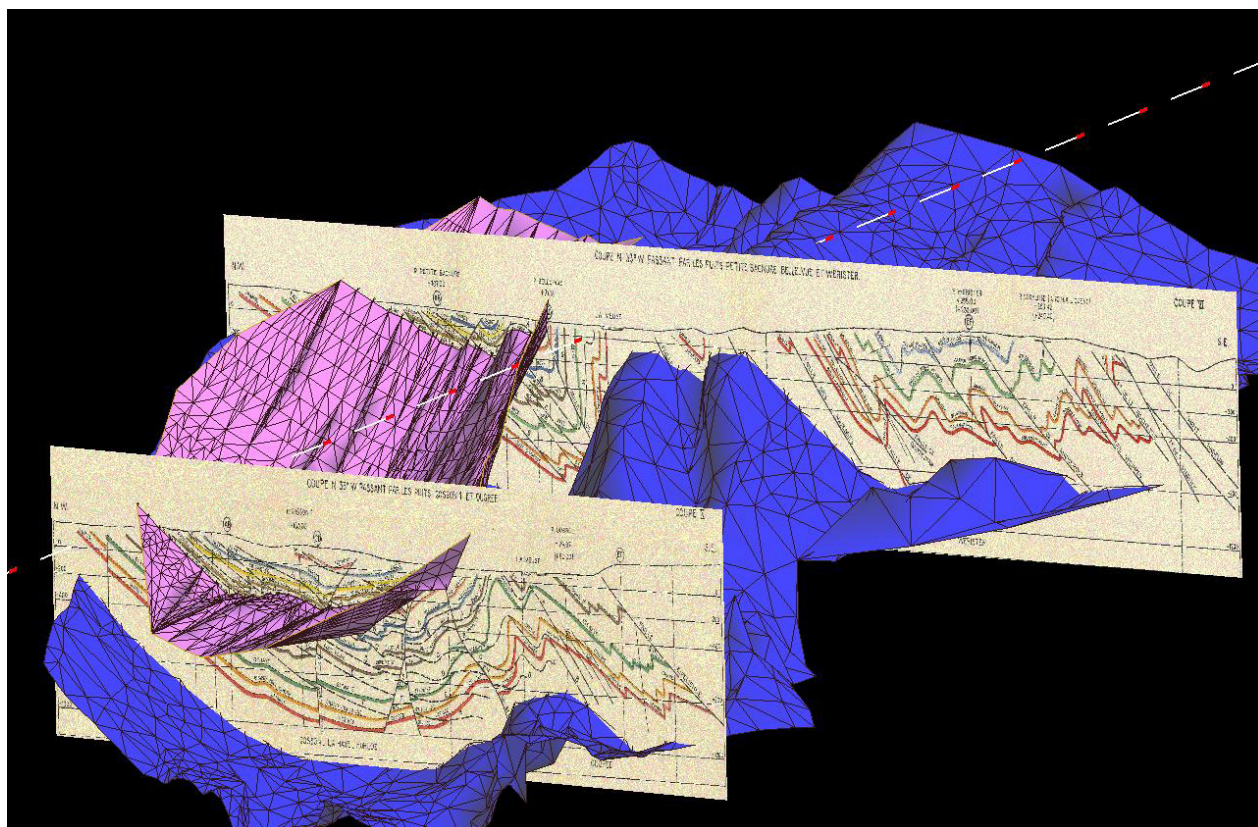


Figure 127: La veine du Loup (violet) et la veine No 16 translâtée de 350 m en profondeur pour montrer le possible contact entre Namurien et Viséen (bleu).

Translatée de cette manière le point le plus bas du contact entre Namurien et Viséen se trouverait à une profondeur de 1450 m au niveau du synclinal au N de Seraing. Ceci signifie que selon ce modèle (basé sur des hypothèses fortes au niveau de la structure : extrapolation par simple translation verticale) les formations calcaires Viséennes n'auraient pas la profondeur nécessaire (supérieure à 2000 m) pour pouvoir fournir des eaux suffisamment chaudes exploitables pour la géothermie. La question est alors de savoir si les couches calcaires du Dévonien pourraient se trouver à de telles profondeurs.

Comme les données de Humblet, 1941, ne couvrent pas des profondeurs à plus de 1000 m, nous avons essayé d'intégrer

des données de coupes 'tectoniques' voisines dans le modèle. Celles qui se trouvent à proximité (fournies par Yves Vanbrabant) sont :

- la coupe de Fielitz, W. (1992): Variscan transpressive inversion in the northwestern central Rhenohercynian belt of western Germany. - J. Struct. Geol. 14: 547-563
- la coupe de Adams, R. and Vandenberghe, N., The Meuse section across the Condros-Ardennes (Belgium) based on a pre-deformational sediment wedge. Tectonophysics, 1999. 309: p. 179-195.

Ces deux coupes sont représentées dans l'espace 3D dans la figure 128. La vue montre qu'uniquement la coupe de Fielitz

est suffisamment proche de la zone d'intérêt. Mais, comme les niveaux de détail des coupes de Humblet (1941), et de Fielitz (1992) sont fort différents, ces données sont difficilement comparables. Donc, finalement, ces coupes ne nous ont pas aidés à améliorer le modèle.

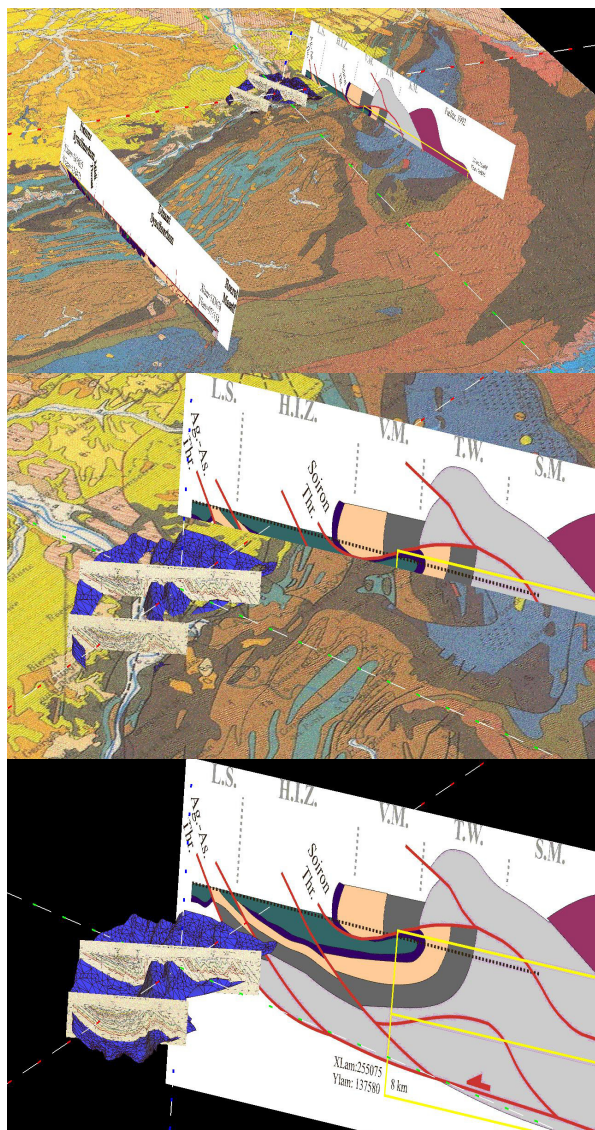


Figure 128: La veine No 16 translaturée de 350 m en profondeur pour montrer le possible contact entre Namurien et Viséen (bleu) – représentée avec les 2 grandes coupes géologiques (E) de Fielitz (1992) et (W) Adams and Vandenberghe (1999) : au-dessus et milieu (zoom sur E avec coupe de Fielitz, 1992) avec carte de de Béthune et Bouckaert (1968) et sans cette carte (en-dessous).

Essai de modélisation de solides.

Initialement, il était prévu de modéliser toute la zone sous forme de corps solides. Ce type de modélisation est nécessaire si des calculs numériques (par exemple de transfert de chaleur) doivent être réalisés. Ici, je ne montre qu'un essai pour une petite zone (Figure 129), car à l'heure actuelle les données disponibles ne permettent pas de construire un modèle suffisamment détaillé (et fiable !) et surtout assez profond pour qu'il puisse être utilisé pour une estimation quantitative du potentiel géothermique de la région de Liège.

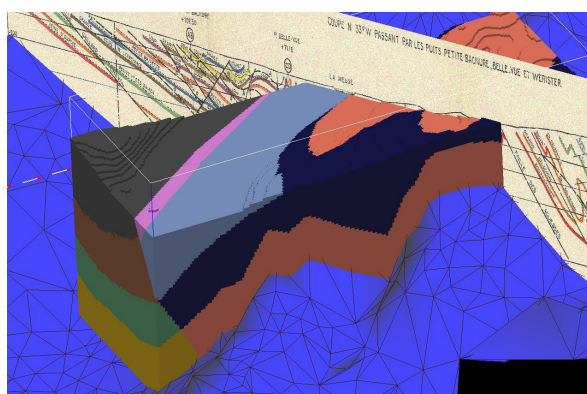


Figure 129: Essai de construction d'un modèle solide pour le sous-sol de la région de Liège (représenté avec une coupe verticale de Humblet et le contact supposé Namurien-Viséen). Le bloc est fait de solides (de différentes couleurs) séparés par les interfaces suivantes, de bas en haut : veine No16, No14, veine du loup et latéralement par la faille de Seraing.

Mais, dans le futur de telles modélisations doivent être complétées pour de grandes zones pouvoir évaluer le potentiel géothermique par calcul numérique. Ces modèles sont notamment intéressants pour modéliser des zones de failles présentant un potentiel géothermique spécifique (voir conclusions) ainsi que le décalage de formations le long des failles – comme le

montre le modèle de solides dans la Figure 129 au niveau de la faille de Seraing qui induit un décalage normal (abaissement du bloc SE).

Comparaison avec les forages.

Une série de forages ont été insérés dans l'espace 3D, mais peu contiennent des informations sur des températures. Ces données sont montrées dans la Figure 130 ci-après.

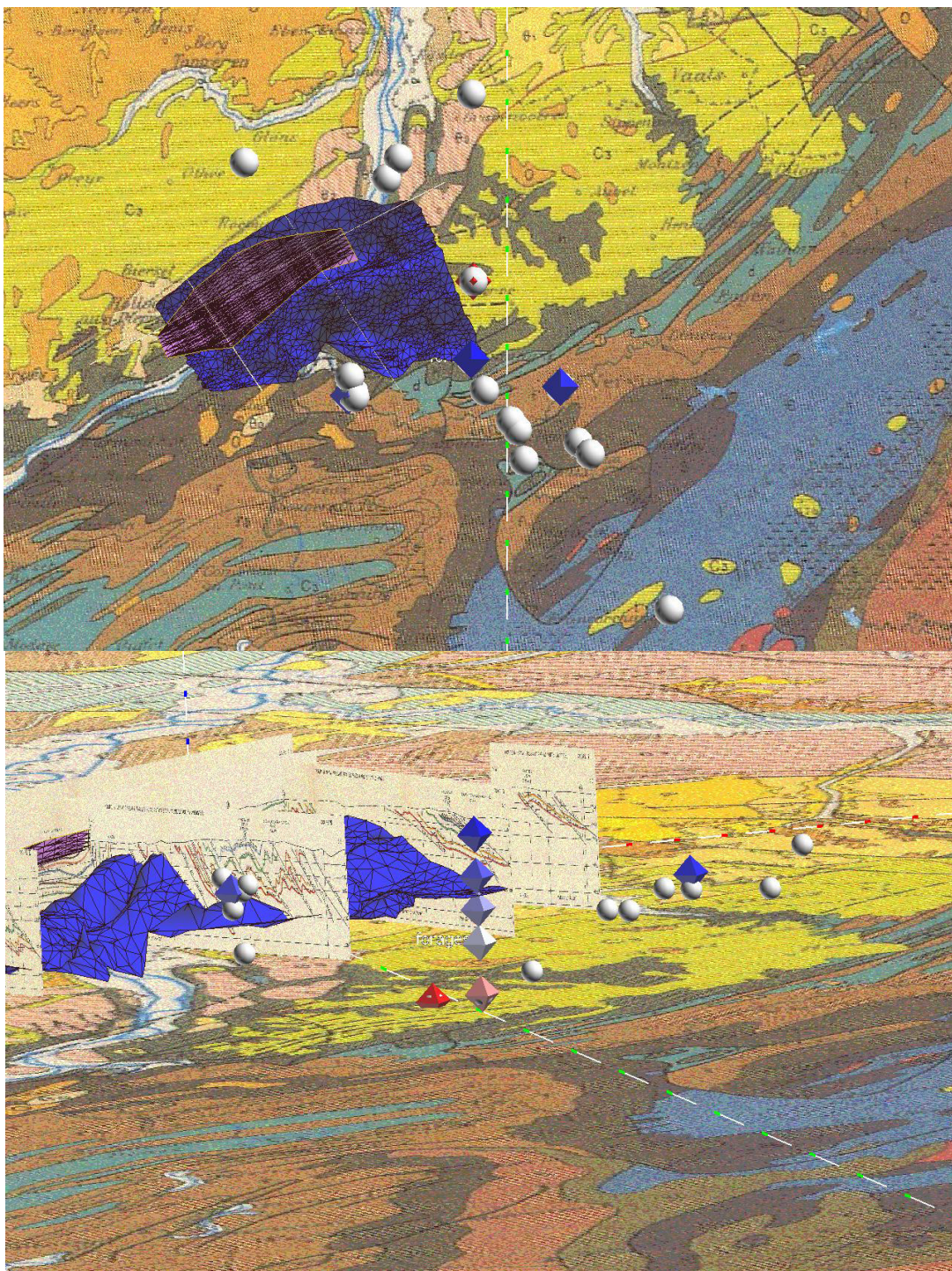


Figure 130 : Représentation 3D des forages sans (sphères grises placées au fond du forage) et avec informations de températures (diamants, bleu = 10° ; blanc=40° ; rouge=75°).

6.2.3. Conclusions

La grande quantité de données spatiales 3D devenues disponibles à travers les nombreux moyens de prospection et de traitement des données a nécessité le développement d'outils permettant de les représenter dans l'espace 3D. C'est ainsi que des logiciels de géomodélisation 3D ont été développés. Ces outils deviennent effectivement utiles lorsque de multiples données 3D variées sont compilées. Les outils SIG permettent une représentation cartographique de leur distribution spatiale dans le plan X, Y sans tenir compte de leur distribution en profondeur (Z). La géomodélisation 3D permet la représentation et la visualisation de la plupart des données géoscientifiques dans l'espace 3D (et même des variations temporelles peuvent être montrées – par exemple sous forme de simulation).

Ici, principalement des données géologiques (structurales) ont été représentées dans l'espace 3D. Telle quelle, la géomodélisation n'a pas apporté beaucoup à la connaissance des structures, car l'ensemble des données étant peu complexe, une simple analyse des coupes géologiques et des données de forage aurait permis d'aboutir aux deux conclusions principales :

1) à l'heure actuelle, nous ne disposons pas d'assez de données géologiques précises (par exemple de nouvelles cartes géologiques au 1/10000-1/25000) et profondes (forages profonds avec informations sur températures) pour pouvoir estimer la structure et le potentiel géothermique des

roches à plus de 2000 m de profondeur ;

2) sur base d'une série d'hypothèses, les données actuelles nous permettent de conclure qu'au moins les formations calcaires du Viséen (présentant un intérêt pour la géothermie grâce à leur grande perméabilité liée aux fractures et aux phénomènes de dissolution) ne se trouvent probablement pas à une profondeur de plus de 2000 m en dessous de la région de Liège. Il faudrait donc inclure les roches calcaires du Dévonien dans l'analyse du potentiel géothermique de la région.

Pour le futur, lorsque des données supplémentaires, (aussi géophysiques de surface et diagraphies, log de températures) seront incorporées dans l'analyse du potentiel géothermique de la région de Liège et de ses alentours, le modèle géologique 3D développé dans le cadre de ce projet sera d'une bien plus grande utilité qu'il ne l'est actuellement.

Il faut mentionner aussi la réalisation de calculs numériques de flux de chaleur faits par des chercheurs de la RWTH Aachen (Prof. Clauser) pour des régions à l'Est de la Belgique (et l'ensemble de l'EUREGIO) – ces calculs sont basés sur de modèles géologiques 3D (assez grossiers) faits avec GOCAD. Ces calculs montrent que dans toute la région le potentiel géothermique est présent, relativement faible, mais pas inexploitable.

La modélisation géologique 3D sera aussi d'une grande utilité lorsque des structures impliquant des quartzites fracturés du Dévonien (sous forme de nappes, plis) seront étudiées pour

estimer le potentiel géothermique (géothermie profonde – haute énergie) dans d'autres régions.

Finalement, la construction d'un géomodèle 3D détaillé sera indispensable une fois qu'un projet d'exploitation d'énergie géothermique profonde sera lancé. Un tel modèle permettra notamment de représenter le(s) forage(s) avec son (leur) inclinaison ou déviation, le flux de la chaleur, l'écoulement entre le forage d'injection et d'exploitation, ainsi que les sources de tous les (micro)séismes qui sont liés à la (micro)fracturation de la roche induite par des techniques mécaniques (fracturation hydraulique) ou

chimiques – ce qui facilitera énormément la compréhension de ces phénomènes qui se passeront à quelques kilomètres de profondeur. Il est d'ailleurs conseillé d'utiliser en plus des techniques de visualisation 3D (et même 4D pour montrer l'évolution temporelle) sophistiquées basées sur la réalité virtuelle (voir exemple dans la Figure 131, ci-dessous). La représentation 3D (4D) dans un environnement virtuel augmentera considérablement l'utilité des géomodèles car les données sont alors virtuellement visualisées dans un espace 3D (la 'Cave' et pas projetées -comme actuellement- sur l'écran de l'ordinateur).

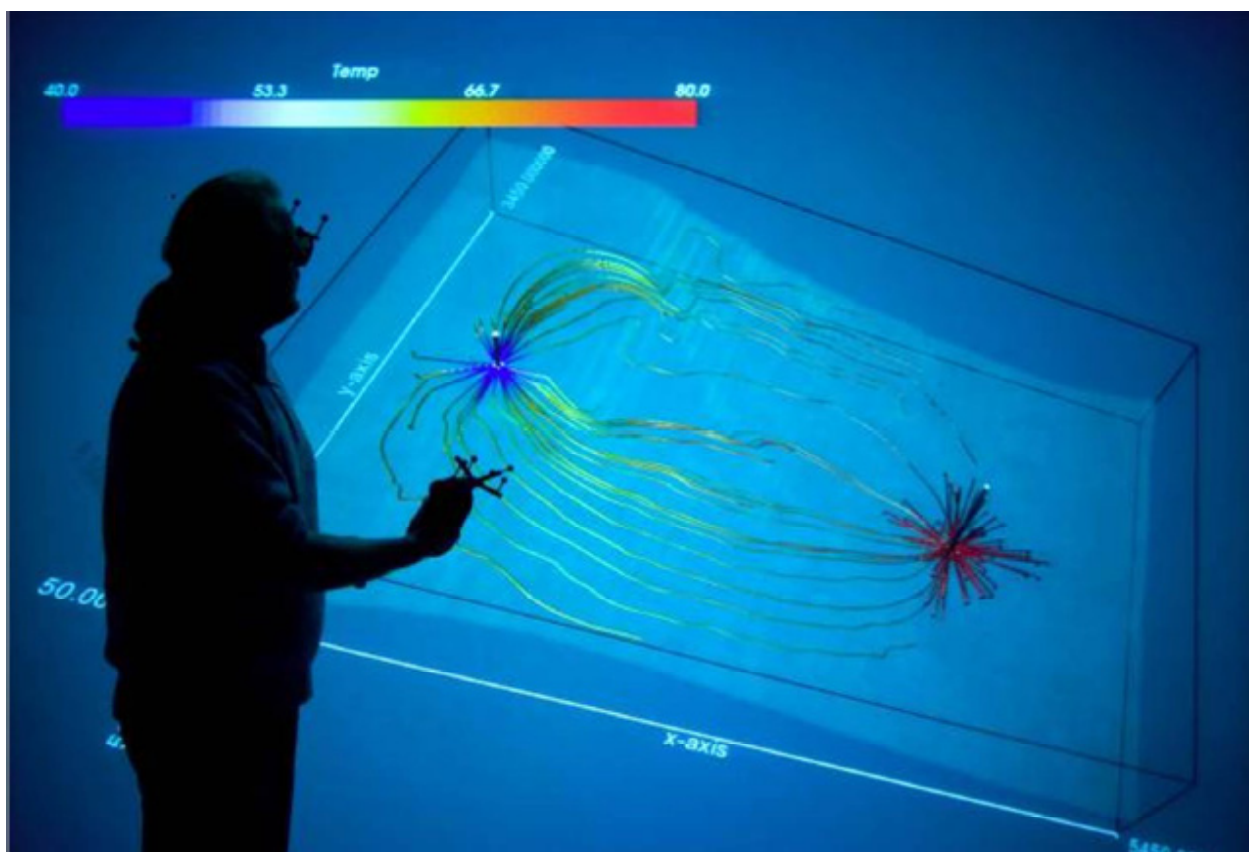


Figure 131: Représentation dans un environnement virtuel des lignes de flux de chaleur entre deux forages utilisés pour l'exploitation d'énergie géothermique (extrait d'une présentation du Prof. C. Clauser, RWTH Aachen, donnée en mai 2011 à l'Université de Liège).

Conclusions



Les zones d'intérêt géothermique pour la faible, moyenne et grande profondeur (de 300 à 6000 m) en Wallonie couvrent une grande partie du territoire de la région comme en témoignent les cartes fournies dans le cadre de cette étude. Cette richesse potentielle est le résultat d'une histoire géologique longue s'étalant sur près de 600 millions d'années ayant conduit à une grande diversité des horizons géologiques, appelés généralement formations géologiques, et le développement des structures géologiques variées. Il découle de cette évolution que des formations géologiques propices à une exploitation géothermique ont été reconnues à de grandes profondeurs dans le sous-sol wallon. A contrario, la Wallonie ne se situe pas au niveau d'une frontière entre deux plaques tectoniques, mais elle occupe une situation dite intraplaque impliquant un

flux de chaleur modéré. Notons néanmoins que la partie Est du territoire se situe à proximité du graben du Rhin qui représente un élément tectonique actif majeur en Europe dans lequel des projets géothermiques comme celui de Soultz-sous-Forêts sont localisés.

Techniquement, l'accès à un réservoir géothermique existant peut être réalisé en suivant deux grandes approches : l'une consiste à réaliser des forages profonds et d'exploiter des nappes d'eau chaude qui se trouvent naturellement dans le réservoir comme c'est le cas à Saint Ghislain, l'autre vise à profiter des zones de failles permettant d'intercepter l'eau chaude au moyen de forages moins profonds comme c'est le cas à Chaudfontaine. Dans ce dernier cas, les failles servent de

conduits naturels entre un réservoir et le forage d'exploitation. Une autre forme d'exploitation géothermique en profondeur consiste à développer artificiellement un réservoir dans une formation géologique dont les caractéristiques initiales ne sont pas hydrogéologiquement intéressantes. Ce mode de développement de ce réservoir est appelé 'Enhanced Geothermal System' (EGS) et requiert généralement le recours à la fracturation hydraulique des roches, mais pas uniquement : dans les calcaires, des acidifications avec 'lessivage' de fractures sont mises en œuvre pour améliorer la perméabilité existante.

Dans cette étude initiale des potentialités géothermiques en Wallonie, nous avons visé à identifier les formations et structures géologiques pouvant servir potentiellement de réservoirs géothermiques. Pour la géothermie de faible à moyenne profondeur (de 300 à 3000 m de profondeur) servant exclusivement à la production de chaleur, plusieurs étages ont été cartographiés. Il s'agit des calcaires dévoniens (Givétien ou Frasnien, selon les régions), des calcaires du Carbonifère (Tournaisien et Viséen), et localement du Permien et du Keuper (Trias). Pour la géothermie de grande profondeur (de 3000 à 6000 m de profondeur), les formations carbonatées dévono-carbonifères sont également des réservoirs potentiels intéressants. Dans ce cas, les roches quartzitiques observées dans différentes formations du Dévonien inférieur et du Cambrien peuvent également représenter un réservoir géothermique potentiel, mais l'utilisation de la fracturation hydraulique sera requise ou nécessitera la localisation précise des zones de failles naturelles.

En parallèle de la réalisation des cartes de potentiel géothermique en Wallonie, de nombreux contacts ont été pris avec des experts étrangers travaillant sur différents projets de géothermie. Le retour d'expérience fourni lors de ces rencontres s'avère très utile dans les choix stratégiques à réaliser pour le développement du secteur géothermique en Wallonie. Ce feedback nous fournit une réalité de terrain des projets géothermiques, ainsi que des informations sur l'évolution actuelle de ce secteur en pleine expansion. Parmi les informations recueillies et leurs implications pour la Wallonie, il ressort que :

- l'utilisation de la fracturation hydraulique en vue de créer un réservoir géothermique profond est une technique expérimentale nécessitant encore de nombreuses avancées en termes de recherches, de développement et de sécurité. Ces travaux sont en effet nécessaires afin de minimiser les impacts sismiques induits, ainsi que l'acceptation des projets géothermiques auprès de populations locales. Il ressort qu'un suivi technologique par des scientifiques est nécessaire. L'exploitation géothermique des formations quartzitiques du Dévonien inférieur en Wallonie devrait donc dans un premier temps se limiter aux axes de fracturation naturels, comme par exemple dans la région de St Vith, ou se limiter à des tests de fracturation des formations quartzitiques à petite échelle, en suivant une approche de recherche et développement.
- l'exploitation des puits géothermiques à grande profondeur et à température élevée (T entre 90 et 150°C) génère le plus souvent un mélange de phases vapeur-eau liquide. Cette gamme de températures pourrait être envisagée en

Wallonie. L'exploitation de ce type de puits pourrait donc conduire à la production d'électricité et de chaleur combinée. L'implantation de ces sites doit donc suivre la logique d'une localisation à proximité des consommateurs potentiels. La densité de la population en Wallonie est principalement concentrée le long de l'axe de Mons à Liège, il faut donc envisager ces régions comme des zones prioritaires. Le sous-sol wallon offre le grand avantage de la présence de réservoirs géothermiques profonds sous cet axe à forte densité de population et d'industries.

- Le processus de reconnaissance et de développement d'un champ géothermique est complexe, puisqu'il nécessite une bonne connaissance de la composition et des réactions du sous-sol. Les contacts pris, notamment en Suisse, ont montré qu'une approche, dite en cascade, semble être la plus intéressante dans des régions pour lesquelles il existe un manque d'expérience. Il s'agit d'une approche par étapes pendant laquelle les premiers forages exploratoires sont réalisés de manière progressive au fur à mesure de l'avancement et des résultats engrangés. Par exemple plusieurs réservoirs superposés sont investigués progressivement par un même forage. L'exploitation de la (des) ressource(s) suit cette même logique, c'est-à-dire que les choix technologiques d'exploitation d'eau chaude, d'un mélange d'eau chaude ou de vapeur sont réalisés après les résultats de la campagne d'exploration. Dans un premier temps, il ressort donc que, ce type d'exploitation doit être envisagé à proximité de futurs consommateurs. L'axe Mons-Liège, voire même jusqu'à

Verviers, doit être privilégié.

- la structure et la composition du sous-sol en Wallonie nécessitera souvent l'exploitation géothermique de fractures naturelles, cependant celles-ci ont une tendance naturelle à se sceller par un processus de cimentation qui réduit leur perméabilité. Une exception à ce processus correspond aux failles sismiquement actives pour lesquelles le processus de cimentation n'a pas encore eu le temps de refermer les fractures. En Wallonie, trois grandes zones ont été reconnues comme sismiquement actives, il s'agit du Bassin de Mons, de celui de Liège et la région de Verviers-Hautes Fagnes.

En résumé, différentes zones d'intérêts géothermiques en Wallonie ont été identifiées lors de cette étude. Parmi celles-ci, nous considérons comme zones prioritaires pour les premières recherches : les bassins géologiques de Mons et de Liège, ainsi qu'une grande zone située au Sud de Mons, de Charleroi, de Namur et de Liège sous un accident tectonique majeur connu sous le nom de la Faille du Midi. Les réservoirs géothermiques visés doivent être les roches carbonatées d'âge dévonien et carbonifère, ainsi que les axes de fracturation montrant une sismicité active au sein de ces zones. Les structures situées sous la Faille du Midi représentent une zone dont le potentiel géothermique pourrait être important mais nécessite une exploration ambitieuse.

Les anciennes campagnes d'exploration pétrolières menées dans le Nord de la France, ainsi que les investigations réalisées par le Service géologique de Belgique dans le bassin de Mons

(ex : sondage de Saint-Ghislain) ont permis d'obtenir une connaissance raisonnable de la composition et la structure du sous-sol dans cette région. Latéralement vers l'Est, c'est-à-dire au Sud d'un axe Charleroi-Liège, les modèles géologiques sont moins contraints et les interprétations divergent. Tous les modèles s'accordent néanmoins sur la présence de roches carbonatées à grande profondeur (> 3000 m) sous la Faille du Midi, mais les discussions concernent l'extension vers le Sud de ces formations géologiques. Il existe donc une potentialité d'un champ géothermique important, d'environ 90 km de long qui prolongerait la ressource géothermique déjà exploitée à Saint-Ghislain dans le bassin de Mons. L'évaluation de largeur du champ potentiel au Sud de l'axe Charleroi-Liège doit représenter une priorité stratégique pour le développement du secteur de la géothermie profonde en Wallonie. Une première étape importante vers cette évaluation est détaillée à travers la proposition de projet DeepWal.

Perspectives



8.1. Introduction

Le développement du secteur géothermique en Wallonie est une étape importante vers une utilisation croissante des énergies renouvelables et vers plus d'indépendance énergétique. Parmi les avantages de la géothermie fréquemment avancés, notons la quantité théoriquement inépuisable de cette forme d'énergie, ainsi que la possibilité d'exploiter cette ressource quelles que soient les conditions météorologiques à la différence par exemple du secteur solaire ou éolien. Au même titre que ceux-ci reçoivent ou ont reçu des aides importantes, le lancement du secteur de la géothermie profonde en Wallonie nécessitera un financement initial significatif et la mise en place d'une expertise scientifique et technologique importante.

Le développement de la géothermie profonde doit donc suivre un programme ambitieux à court, moyen et long terme à travers différentes phases. Celles-ci ont déjà fait l'objet d'une analyse lors du projet 'Obstacles à la Géothermie profonde et mitigation des risques'. Nous reprenons ici le diagramme principal à la Figure 132 en appui aux perspectives de développement de la géothermie profonde en Wallonie. L'année 2011 correspondait à une phase initiale visant entre autres à évaluer les zones présentant le plus grand intérêt géothermique pour l'ensemble du territoire wallon. Une phase de préfaisabilité doit succéder à cette phase initiale. Entre les deux étapes, un choix d'une zone d'exploration plus restreinte, ainsi qu'un choix de ressource (cf. flowchart Figure 132) doit être réalisé.

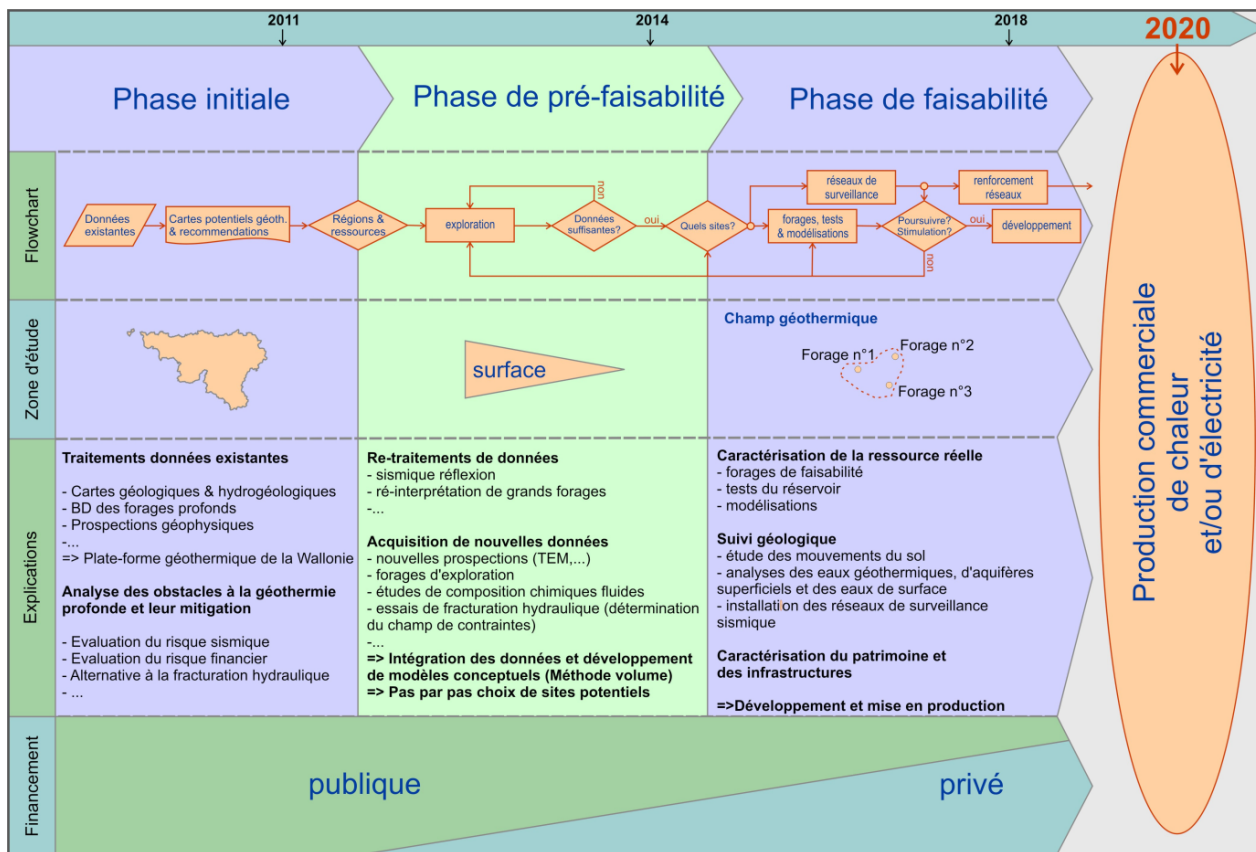


Figure 132 – Phases de développement du secteur géothermique en Wallonie.

Les perspectives d'ampleurs variées à court et moyen terme que nous proposons sont :

- le projet DeepWal : comme expliqué dans le chapitre des conclusions, il ressort qu'une zone couvrant l'axe Charleroi-Liège et sa partie Sud doivent faire l'objet d'un programme d'exploration détaillé ci-dessous
- le retraitement de certaines campagnes de sismique réflexion
- la réutilisation d'anciens grands forages réalisés par le Service Géologique de Belgique. Il s'agit dans ce cas de réutiliser ces ouvrages à des fins scientifiques et techniques, voire même dans certains cas en vue d'une exploitation géothermique (ex : puits de réinjection).

- un programme de prospection par analyses chimiques des eaux dans les puits existants (géothermométrie)

8.1.1. Projet DeepWal

Ce projet a pour objectif dans une première phase d'obtenir une imagerie du sous-sol du bassin géologique de Liège et sous la Faille du Midi dans une région comprise entre le Sud de Namur et de Liège. Cet objectif peut être atteint grâce à la réalisation de *deux profils de sismique réflexion*, dont une localisation préliminaire est reprise à la Figure 132. Le premier profil, DeepWal-1, a une longueur prévue de 30 km et passe par le sondage existant de Havelange qui a atteint une profondeur de 5648 m en 1984. Le deuxième profil est long de 20 km et évaluera la structure du sous-sol dans la région liégeoise,

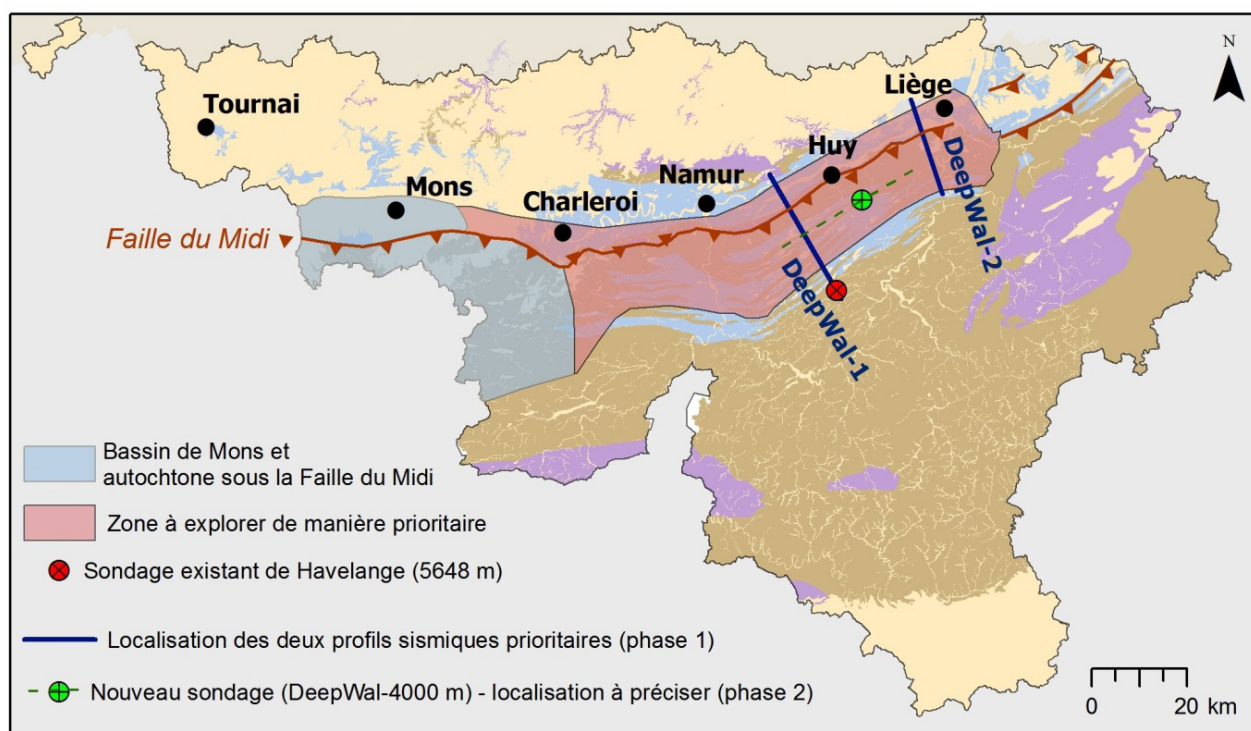
notamment par la réalisation d'une imagerie des fractures sismiquement actives sous le bassin minier.

Ces profils doivent être contraints dans une deuxième phase grâce à la réalisation d'au moins *un grand forage d'environ 4 km de profondeur* situé dans la partie Nord de la zone étudiée.

Cet ouvrage aura pour but:

- d'évaluer l'extension vers le Sud des formations géologiques carbonatées sous l'équivalent de la Faille du Midi dans cette région ;
- de déterminer l'inclinaison de cette faille ;
- d'établir la composition du sous-sol sous cette faille ;
- de quantifier les développements géothermiques potentiels pour cette région.

A la différence des sondages d'exploration réalisés dans le passé qui était généralement abandonné après leur réalisation, nous proposons de suivre un modèle d'exploration intelligente suivant un modèle en cascade. Dans cette approche, la localisation du forage sera déterminée à la fois pour ces objectifs d'exploration, mais également en vue d'une exploitation géothermique ultérieure. Pour cela, cet ouvrage devra être localisé à proximité d'une ligne électrique à haute tension dans le cas d'une découverte géothermique de très haute température. La proximité de consommateurs potentiels de la chaleur (futur lotissement, zoning industriel,...) est également un prérequis pour la localisation de ce forage. Enfin, les techniques de forage à utiliser devront envisagées deux points importants que sont la future utilisation géothermique du puits (ex : diamètre de forage adapté) et la possibilité lors du forage de rencontrer un réservoir non-reconnu actuellement de gaz naturel.



8.1.2. Retraitement de certains profils sismiques

En quelques décennies, la sismique réflexion a fait des progrès considérables à la fois dans les procédés d'acquisition et surtout dans le traitement des données. La recherche pétrolière devenant de plus en plus complexe, elle ne cesse jamais d'être encore plus innovante années après années. La prospection actuelle de nouveaux réservoirs pétroliers implique des

techniques d'imagerie du sous-sol de pointe.

Au moment où les données des campagnes de la Famenne, de Liège et du Hainaut ont été traitées, on ne tenait pas compte de l'effet de pendage et le modèle géologique utilisé n'était souvent pas adéquat. Plusieurs tentatives de retraitements de différentes données sismiques ont été tentées avant les années 1990, au mieux, elles ont sensiblement amélioré la qualité des réflecteurs.

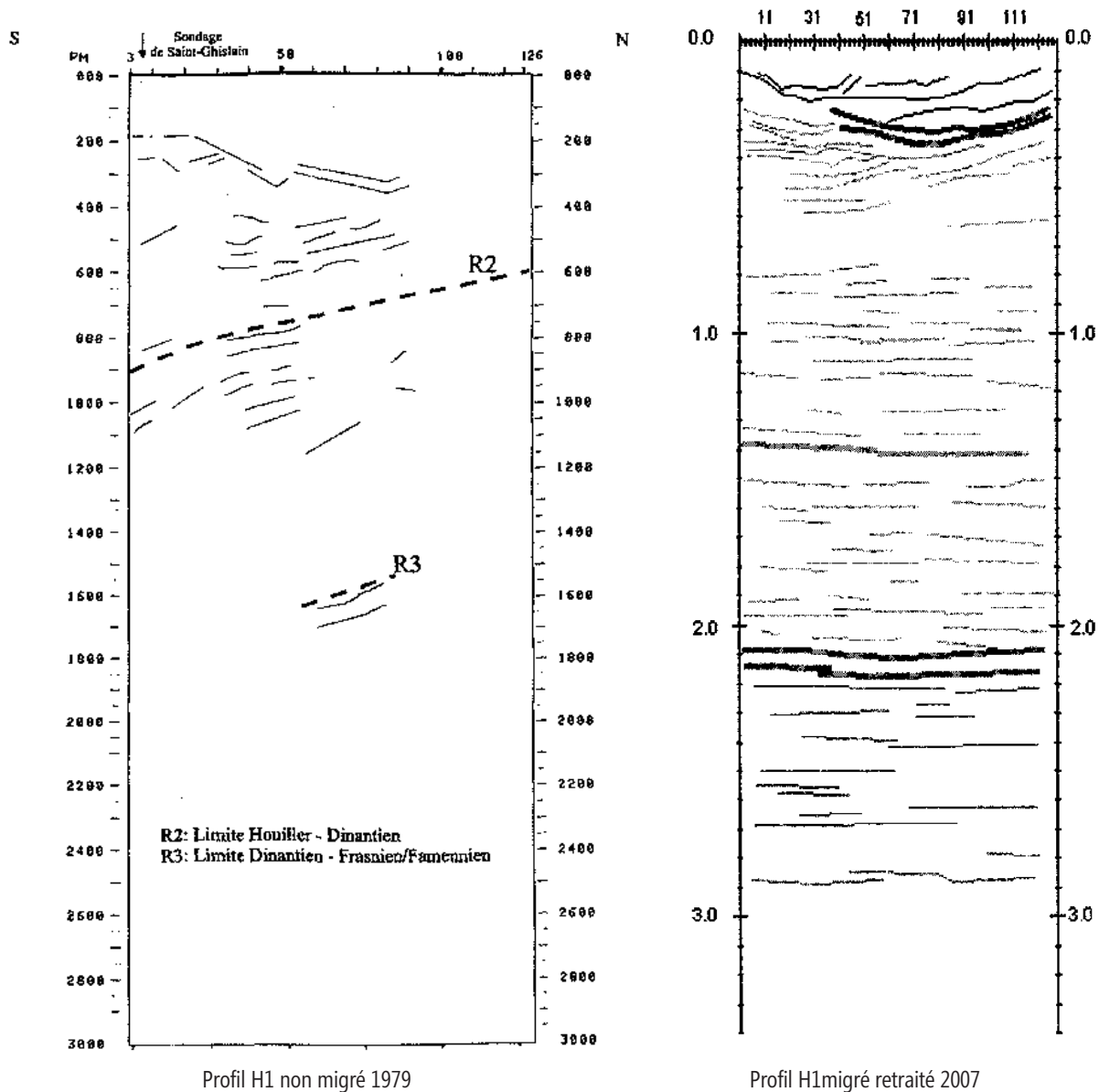


Figure 134 : Comparaison des réflecteurs du profil H1 non migré de 1979 et celui migré, retraité en 2007

Tableau 18: Intérêt du retraitement des campagnes sismiques wallonnes

Campagne	Longueur totale	Données brutes à retranscrire	Qualité de l'acquisition et données de base	Profils migrés/ Profils totaux	Faisabilité du retraitement	Intérêt du retraitement
Belcorp86	132 km	NON	OK	1/1	3/3	NON
Decorp85	45 km (en Belgique)	NON	OK	1/1	0/3	NON
Hainaut	71 km	NON	Moyen	1/10	2/3	OK
Liège	52.9 km	OUI	Moyen	2/5	2/3	OK
Famenne76	50 km	OUI	Faible	1/5	1/3	NON
Famenne78	182 km	OUI	Faible	2/8	1/3	OK ?

L'exemple de ce qui peut être obtenu de nos jours est illustré par le profil H1 de la campagne du Hainaut (1979). Il a été retraité très récemment, en 2007, par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, France) pour l'Université Polytechnique de Mons. En 1979, ce profil de 3556 mètres, passant par le sondage profond de Saint-Ghislain, n'avait pas été corrigé en pendage (migration), la section n'était pas correcte spatialement. Le nouveau profil interprété obtenu est beaucoup plus net et possède plus de réflecteurs. Certains obstacles à l'interprétation de ces réflecteurs demeurent. Les mauvaises conditions d'acquisition (de jour, axes routiers), la présence d'un pic parasite, les effets de bords importants, le carottage sismique insuffisant (calage avec le sondage de Saint Ghislain difficile) ne peuvent pas être modifiés. Malgré ces obstacles le retraitement a fourni une image bien plus nette, les réflecteurs sont continus et interprétables : voir leur représentation (Figure 134).

Les profils L3 et L4 de la campagne de Liège 79 et les lignes 8 et 13 de la campagne de la Famenne 78, ont eux aussi été retraités dans les années 90, apportant quelques éclaircissements sur certaines zones des profils. Avec les traitements performants actuels, et en

se basant sur l'exemple du profil H1 du Hainaut, on peut facilement imaginer qu'ils pourraient donner aussi de bons résultats.

Le tableau 18 reprend les informations principales des campagnes de sismique réflexion wallonnes afin d'évaluer l'intérêt pour chacune d'entre elles d'être retraitées.

D'après cette étude, les profils des campagnes du Hainaut et de Liège ont les plus grandes chances d'obtenir des résultats satisfaisants pour le retraitement. Un essai pourrait tout de même aussi être envisagé pour les profils 8 et 13 de la Famenne vu la proximité du sondage d'Havelange et de la possibilité de recalculer le VSP aux profils de surface.

8.1.3. Réhabilitation et reconversion d'anciens forages profonds de reconnaissance

A court terme, une alternative à de nouveaux forages d'exploration serait de s'intéresser aux forages profonds de reconnaissance géologique déjà réalisés en Wallonie et de les réutiliser en les convertissant en "forages-laboratoires" afin d'y étudier et d'en exploiter tous les paramètres utiles à une meilleure connaissance du potentiel géothermique de la Wallonie.

Techniquement, cette démarche est très à la mode aux Etats-Unis (Texas, ...) où d'anciens puits de gaz et/ou pétrole non productifs ou devenus non productifs sont rachetés, réhabilités et exploités, entre autres, pour leur potentiel géothermique (nappes d'eaux chaudes souvent sous-jacentes aux réservoirs oil&gas). L'idée de faire l'inventaire d'anciens forages profonds abandonnés (forages d'exploration pétrolière abandonnés, forages d'exploitation pétrolière non productifs, forages profonds de reconnaissance géologique) en vue de leur réutilisation à des fins géothermiques semble également susciter un nouvel intérêt dans des pays voisins du nôtre (France, Allemagne, Suisse).

La Belgique, privée de ressources pétrolières, ne dispose malheureusement pas de la densité de données dont bénéficient certains de nos voisins (France, Autriche, Angleterre, ...) grâce aux vastes campagnes de forages (d'exploration et d'exploitation) entreprises et financées par les compagnies pétrolières.

Le Service Géologique de Belgique a cependant mené, dans les années 1950 à 1991, différents projets ambitieux de reconnaissance géologique par forages profonds, avec des objectifs divers :

- reconnaissance des gisements de charbon, forages dépassant rarement 1500-2000 m de profondeur ;
- études des structures géologiques profondes (tectonique, stratigraphie) des grands bassins sédimentaires et massifs structuraux, avec quelquefois l'espoir de découvrir des gisements profonds de gaz liés aux gisements de charbon (ex. forage de St Ghislain, forage d'Havelange).

Le forage de St Ghislain est un bel exemple d'un forage d'exploration profond (5400 m) qui, ayant par surprise permis la découverte d'une nappe d'eau chaude (72°, entre 2200 et 2400 m), a poursuivi ses travaux et objectifs (reconnaissance de structures géologiques profondes, avec un secret espoir de découverte de gaz) jusqu'à la profondeur finale et qui, à la fin des travaux de forage et après réalisation de tests complémentaires sur la nappe géothermique, a été reconverti en forage d'exploitation géothermique.

La reconversion d'un ancien forage de reconnaissance nécessitera toutefois une approche critique, forage par forage.

Pour sélectionner les forages les plus intéressants, les premiers éléments à vérifier sont les suivants:

- la position exacte du forage, son accessibilité tant géographique que juridique (qui est aujourd'hui propriétaire du terrain, du forage ?) ;
- la faisabilité technique du projet, en réunissant toutes les informations techniques disponibles (rapports de chantier, publications, implication de témoins de la période d'exécution des forages) permettant de reconstituer l'architecture du forage :
 - diamètres et profondeurs des tubages ;
 - diamètre de forage et profondeur finale;
 - qualité des aciers de tubages ;

- manière dont le forage a été abandonné : rebouchage partiel ou total (bouchons étagés), avec quels matériaux (ciment, bois, cuttings, déchets divers), présence de boue dense de forage ou d'eau,
 - manière dont le forage a été sécurisé en surface (dalle béton, tête de puits) ;
 - présence d'un "poisson" ou matériel métallique perdu dans le forage, ... souvent cause de l'abandon du forage ;
 - risques propres à ce forage (venues de gaz, nappe artésienne, ...) ;
 - l'ensemble de tests et mesures déjà réalisées dans ce forage (diagraphies dont mesure de t°, géophysique en forage, tests de débits, analyses chimiques des eaux, existence de carottes, etc. ...) ;
 - quels seraient les travaux préliminaires à réaliser pour "rouvrir" le forage (reforage des bouchons de ciment, mise en place d'un BOP Blow Out Preventer, ...) afin que des instruments de tests et mesures puissent y être descendus et en faire l'évaluation budgétaire.
- A titre d'exemples, quelques forages profonds qui retiennent dès à présent notre intérêt et pour lesquels nous donnons dans le tableau en Annexe II, les premiers éléments contrôlés.
- Ensuite, il s'agira, pour chaque ancien forage candidat à la réhabilitation :
- de définir l'intérêt scientifique du projet en lien avec la géothermie : identification des formations lithologiques et stratigraphiques traversées par le forage (rapports scientifiques, publications), en particulier dans la partie inférieure non tubée du forage, présence de formations aquifères profondes (zone tubée ou non) et nature de celles-ci : calcaires ou roches massives fracturées, intérêt de ce forage dans les contextes géologique et structural régionaux ;
 - d'établir un programme de tests et essais à réaliser dans le forage (ce point est détaillé plus loin) et en faire l'évaluation budgétaire;
 - d'envisager d'éventuelles nouvelles perspectives pour le forage, par exemple :
 - approfondissement du forage ;
 - réalisation d'un forage latéral (offset well) à partir de ce même forage ;
 - exploitation d'une nappe d'eau chaude (géothermie sur nappe), avec percement du tubage métallique si celui-ci occulte la nappe ;
 - utilisation du forage comme puits de réinjection dans le cadre d'un "doublet géothermique" – un seul forage, le forage d'exploitation restant alors à forer ;
 - équipement du forage en échangeur vertical (géothermie en circuit fermé).

Le premier objectif de la reconversion d'un ancien forage de reconnaissance serait d'utiliser celui-ci comme un "laboratoire" permettant de réaliser divers tests et mesures. En voici une liste non exhaustive :

- diagraphie de température (les outils de mesure sont plus performants de nos jours et donnent des valeurs absolues et non plus relatives comme dans le passé), si possible avant de remuer le fluide remplissant éventuellement le forage (températures en équilibre avec les formations après de nombreuses années écoulées depuis l'abandon du forage) ;
- autres diagraphies visant à s'assurer du bon état du forage (état du tubage / corrosion - encroûtements, état de la cimentation derrière le tubage, déviation du forage, inspection caméra si eau claire) ;
- si non disponibles ou incomplètes, nouvelles diagraphies permettant de définir des paramètres liées aux formations : radioactivité naturelle, densité – porosité, conductivité-résistivité électrique, vitesse sonic, fracturation et pendagemétrie, ...
- géophysique en forage (ex. VSP Vertical Seismic Profile) permettant une corrélation avec les profils géophysiques de surface (sismique réflexion);
- tests visant à améliorer la perméabilité de formations cibles (EGS – Enhanced Geothermal System), c'est à dire :
 - tests d'acidification (en cas de nappe aquifère en milieu calcaire) ;

- tests de fracturation hydraulique (en cas de formation aquifère massive ou fracturée,
- telle que grès, quartzites) – à discuter car ces tests sont impopulaires en raison de phénomènes de micro-séismicité provoqués par ces tests, et actuellement abandonnées en Suisse et en France ;

Il est à noter que toute prestation à réaliser dans un forage profond nécessitera d'avoir recours :

- à un bureau d'études spécialisé dans l'étude de projets de forages profonds, en lien avec l'exploration pétrolière et/ou à la géothermie profonde ;
- à une entreprise de forage active, selon la profondeur du forage, dans les secteurs du pétrole et/ou de la géothermie, la plupart de ces entreprises étant depuis quelques années actives dans ces 2 secteurs.

Selon le programme de travaux et de tests à réaliser dans le forage, il pourrait être moins coûteux de faire appel à une société de services et de maintenance de forages pétroliers, encore appelée société de "workover", plutôt qu'à une entreprise de forage. Ce type de bureaux d'études et d'entreprises de forage ou de workover n'existent malheureusement plus actuellement en Belgique, mais existent dans les pays voisins (France, Allemagne, Angleterre, Suisse). Il n'est toutefois pas impossible qu'une ou deux entreprises de forage belges s'y intéressent à l'avenir si un signal fort est donné par les Autorités Fédérales et/ou Wallonnes, par exemple un programme d'exploration

continu sur une période de 10 minimum, garantissant les investissements coûteux nécessaires au marché du forage profond.

Les diagraphies (logging) et tests géophysiques à réaliser en forage sont des opérations ponctuelles, à confier à des entreprises spécialisées, telles que respectivement : Schlumberger (Paris), Compagnie Générale de Géophysique (Paris) ou d'autres.

8.1.4. Géothermométrie

La géochimie est intensément impliquée dans les phases préliminaires d'exploration de réservoirs géothermiques. C'est une méthode de surface, qui permet d'obtenir des informations indirectes sur le réservoir géothermique. Durant la phase d'exploration, la tâche de la géochimie consiste à :

- estimer les températures du réservoir géothermique en utilisant les géothermomètres chimiques et isotopiques
- identifier la source de l'eau en utilisant principalement les techniques isotopiques

Parmi les géothermomètres chimiques, il existe ceux à cations (Na-Ca-K) contrôlés par le magnésium, ceux à silice, et enfin celui utilisant Na et Li. Les géothermomètres présentent l'avantage d'être très simples à mettre en œuvre et peuvent être comparés pour obtenir une bonne première estimation de la température du réservoir géothermique. Les mesures de concentrations de chacun de ces éléments (Na, Ca, K, Mg, Li et SiO_2) doivent être comparables (même date, mêmes conditions de prélèvement, ...).

Une campagne de géothermométrie à grande échelle devra être envisagée. De nouveaux prélèvements avec l'analyse classique des concentrations des éléments (Na, Ca, K, Mg, SiO_2) et avec en plus l'analyse de la concentration en Lithium devront être effectués le même jour pour un même site afin que les analyses soit comparables entre elles. Une comparaison avec les anciennes données issues de la base de données des analyses chimiques des eaux de la Direction des eaux souterraines devra être faite afin de valider les nouvelles mesures. Reprendre les analyses chimiques des eaux rencontrées dans les sondages profonds et les analyser sera un volet important de l'étude.

Les techniques isotopiques pourraient intervenir simultanément aux analyses chimiques. Le géothermomètre « Oxygène des sulfates de l'eau » est moins sensible aux phénomènes de dilution, semble relativement fiable et présente l'avantage de faire appel à des paramètres indépendants des autres méthodes. Toutefois, il a le désavantage d'être nettement plus onéreux.

8.1.5. Conclusions

Afin de couvrir l'ensemble de ces thématiques, il est nécessaire de fédérer les universités et les centres de recherches autour de ce sujet d'importance, notamment en initiant des projets de recherches doctorales ou postdoctorales. Ce développement permettra d'acquérir l'expertise scientifique nécessaire afin de mener à bien dans le futur le développement des projets géothermiques commerciaux en Wallonie. Parallèlement à

l'augmentation de la connaissance scientifique, l'expertise technique doit être également soutenue, notamment en développant l'expérience en matière de forages profonds en Belgique. Ce volet ne pourra réussir que si le secteur du forage en Belgique perçoit l'existence d'une vision à long terme à travers la possibilité de développer un marché comprenant la réalisation de plusieurs forages profonds par an en Wallonie.

Le lancement du projet DeepWal, ainsi que les autres initiatives déjà en cours dans la région de Mons, représenteront donc un signe positif pour le secteur du forage en Belgique, ainsi que pour les investisseurs privés potentiels qui devront rapidement contribuer au développement de cette énergie renouvelable en Wallonie.



Figure 135: Source géothermale entre 80°C et 100°C de Blesi (Islande, Geysir)

Références Bibliographiques

Arnorsson, S. (1983). Chemical equilibrium in Icelandic geothermal systems. *Geothermics*, 12, pp.119-128.

Arnorsson, S. (2000). Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. International Atomic Energy Agency book, 351p.

Asselbergs (1946) - L'Éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. Mémoire de l'Institut géologique de l'Université de Louvain. XIV, 598 p

Autun, P (1954). Le Permien, le trias et le Jurassique du Nord-Est de la Belgique. In *Prodomes d'une description géologique de la Belgique*. Soc. Géol. Belgique, p p.377-416.

Berckmans A., Vandenberghe N., 1998. *Use and potential of*

geothermal energy in Belgium. *Geothermics* 27: 235 - 242.

Betz, D., Durst, H., Gundlach, T. (1988). Deep structural seismic reflection investigations across the northeastern Stavelot - Venn massif. *Annales de la société géologique de Belgique*, 111, pp. 217-228.

Bless, M., Bouckaert, J., Paproth, E. (1980). Pre-Permian around the Brabant-Massif in Belgium, the Netherlands and Germany. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32-1/4 :1-13.

Bless, M., Bouckaert, J. (1988). Suggestions for a deep seismic investigation north of the variscan mobile belt in the SE Netherlands. *Annales de la société géologique de Belgique*, 111, pp. 229-241.

- Bouckaert, J.** (1984). Deep Drilling Programs in Belgium. In : Raleigh, C.B. Observation of the Continental Crust through Drilling I, pp.28-38.
- Bouckaert, J., Fock, W., Vandenberghe, N.** (1988). First results of the Belgian geotraverse 1986 (Belcorp). Annales de la société géologique de Belgique, 111, pp. 279-290.
- Boulvain, F., Delsate, D., Maubeuge, P.L.** (1995). Description et interprétation stratigraphique de quatre sondages dans le Secondaire de la Gaume (Neulimont, Aubange, Saint-Mard et Toernich). Geological Survey of Belgium Professional Paper, 2, 277, 51p.
- Boulvain, F.** (1996). Base de données des forages effectués par le Service Géologique de Belgique. Internal Report of the Geological Survey of Belgium, n°1.
- Boulvain, F., Belanger, I., Delsate, D., Dosquet, D., Ghysel, P., Godefroit, P., Laloux, M., Roche, M., Teerlynck, H. & Thorez, J.** (2000). New stratigraphical, sedimentological, mineralogical and paleontological data on the Mesozoic of Belgian Lorraine. Geologica Belgica, 3/1-2, pp.3-33.
- Boulvain, F., Belanger, I., Delsate, D., Ghysel, P., Godefroit, P., Laloux, M., Monteyne, R. & Roche, M.** (2001). Triassic and Jurassic lithostratigraphic units (Belgian Lorraine). Geologica Belgica, vol 4 (1-2), pp 113-119.
- BRGM**, 2008. *Production de chaleur par géothermie – l'expertise du BRGM*. Géorama, 20, nov 2008. Brochure, 27 p.
- Can, I.** (2002). A new improved Na/K geothermometer by artificial neural networks. Geothermics 31, pp.751-760.
- Cazes, M., Toreilles, G., Bois, C., Damotte, B., Galdéano, A., Hirn, A., Mascle, A., Matte, P., Van Ngoc, P. & Raoult, J.** (1985). Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil ECORS. Bull. Soc. Géol. Fr., 8, 1, pp. 925-941.
- Coppens, F., Glangeaud, F., Mari, J-L.** (2001). Traitement du signal pour géologues et géophysiciens. 1 Prospection sismique, Editions Technip.
- de Béthune, P., et L. Bouckaert.** 1968. Geological Map of Belgium and Neighbouring Countries. Atlas de Belgique, Bruxelles.
- Dahlstrom, C.D.A.** (1969). Balanced cross sections. Can. J. Earth Sc. 6, pp. 743-757.
- Dejonghe, L.** (1973). Le sondage de Boussu – Pl. Saint-Ghislain – 150 E, n°386 (IV b). Professional Paper 1973 n°3.
- Dejonghe, L., Delmer, A., Hance, L.** (1992). Les enseignements d'une campagne sismique conduite en Belgique, dans le Hainaut, selon l'axe Erquelines – Saint-Ghislain, Annales de la Société Géologique du Nord, 2, p.135-142.
- Dejonghe, L., Graulich, J.M., Hance, L.** (1989). Les enseignements d'une campagne sismique conduite entre Liège et Verviers. Bulletin de la Société belge de Géologie, 98-1, pp.29-36.
- DEKORP Research Group**, collectif (1991). Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection in the western part of the Rhenish Massif. Geophys. J. Int., 106, pp. 203-227.

- Delmer, A.** (1968). Le sondage d'Épinois. Professional Paper, 1968/8, n°32, 38p.
- Delmer, A.**(1972). Origine du Bassin crétacique de la Vallée de la Haine. Professional Paper, 1972/5, 13p.
- Delmer, A.** (1977). Le Bassin du Hainaut et le sondage de Saint-Ghislain. Professional Paper, 1977/6, n°143, 11p.
- Delmer, A.** (1979). Hydrodynamique de la nappe aquifère du calcaire Carbonifère en Hainaut. Ann. Soc. Géol. Belgique, 102, pp. 259-264.
- Delmer, A., Leclercq, V., Marlière, R., Robaszynski, F.** (1982). La géothermie en Hainaut et le sondage de Ghlin, Mons-Belgique. Ann. Soc. Geol.Nord, Villeneuve d'Ascq, CI, 189-206.
- Delmer, A., Rorive, A., Stenmans, V.** (1996). Dix ans de géothermie en Hainaut. Bulletin de la Société Belge de Géologie, 105(1-2), pp.77-85.
- De Magnée, I., Delmer, A., Cordonnier, M.** (1986). Les évaporites pré-permiennes en Europe : Aspects sédimentologiques, paléogéographiques et structuraux. Bull. Soc. Géol. Belgique, 95, pp.213-220.
- De Putter, T., Groessens, E., Herbosch, A.**(1991). Le "V3a" anhydritique du sondage de Siant-Ghislain (150E387, Province du Hainaut, Belgique): Description macroscopique et structures sédimentaires. Professional Paper 1991/6, n°250, 22p.
- De Putter, T., Rouchy, J-M, Herbosch, A., Keppens, E., Pierre, C., Groessens, E.** (1994). Sedimentology and paleo-environment of the Upper Viséan anhydrite of the Franco-Belgian Carboniferous Basin (Saint-Ghislain borehole, southern Belgium). *Sedimentary Geology*, 90, pp.77-93.
- De Putter, T.** (1995). Etude sédimentologique de la grande brèche viséenne ('V3a') du bassin de Namur-Dinant. Mem. explicatif Cartes Géol. Min. Belg., n°40, 264p.
- Deming, D.** (1989). Application of Bottom-Hole temperature corrections in geothermal studies. *Geothermics*, 8,5/6,775-786.
- Devleeschouwer, X., Boulvain, F.** (1997). Inventaire systématique des sondages. Internal Report n°2, Service Géologique de Belgique.
- Dittmar, D., Meyer, M., Oncken, O., Schievenbusch, Th., Walter, R. & von Winterfeld, C.** (1994). Strain partitioning across a fold and thrust belt: the Rhenish Massif, Mid-European Variscides. *J. Struct. Geol.* 16, pp. 1335-1352.
- Dusar, M.** (2001). Karst profond dans le Viséen du sondage de recherché géologique de Fouron-le-Comte. Service Géologique de Belgique Professional Paper 2001/3, N°295.
- Ellis, E.J.** (1979). Chemical geothermometry in geothermal systems. *Chemical geology*, 25,pp.219-226.
- Fielitz, W.** (1992). Variscan transpressive inversion in the northwestern central Rhenohercynian belt of western Germany. *Journal of Structural Geology*, 14/5, 547-563.
- Fielitz, W.** (1997). Inversion tectonics and diastathermal metamorphism in the Serpont Massif area of the Variscan Ardenne

(Belgium). Aardkundige Mededelingen 8, pp. 79-82.

Fouillac, C., Michard, G. (1981). Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10, pp.55-70.

Fournier, R.O. (1979). A revised equation for Na/K geothermometer. *Geothermal resources Council-Transactions*, 3, pp.221-224.

Fournier, R.O. & Potter II, R.W. (1979). Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, pp. 1543-1550.

Fournier, R.O. & Trusdell, AM. (1973). Magnesium correction to the Na K Ca geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, pp. 1543-1550.

Garcia, D. (1986). Etude isotopique et géochimique des eaux thermales des Vosges méridionales. Document du BRGM n°112.

Geukens, F., 1986. Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 3:15-29, Leuven.

Godefroid, J., Blicck, A., Bultynck, P., Dejonghe, L., Gerienne, P., Hance, L., Meilliez, F., Stainier, P. et Steemans, P. 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, 144 p.

Graulich, J.M. (1961). Le sondage de Wépion. Mém Explicatif Cartes Géol. Min. Belg., 2, pp. 102.

Graulich, J.M. (1969). Eaux minérales et thermales de Belgique. In : G.Kacura, Mineral and thermal waters of the world. A-Europe. Academia, Prague, pp.9-15.

Graulich, J.M. (1975). Le sondage de Bolland. Service géologique de Belgique, Professional Paper, 1975/9, pp.39.

Graulich, J.M. (1977). Le sondage de Soumagne. Service géologique de Belgique, Professional Paper, 1977/2, pp.56.

Graulich, J.M. (1980). Le sondage de Grand-Halleux. Service Géologique de Belgique, Prof. Paper 1980/6b, n°175.

Graulich, J.M. (1982). Le sondage d'Havelange (Champs du Bois). *Annales des Mines de Belgique*, 6: 545-561.

Graulich, J.M. (1983). L'hydrogéologie thermique de Chaudfontaine. *Bull. Soc. Belg. Géol.*, 92-3, pp. 195-212.

Graulich, J.M. (1984). Coupe géologique passant par les sondages d'Hermalle-sous Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pépinster 2 et 1 et Juslenville. *Bulletin de la société belge de Géologie*, 93/1-2: 45-49.

Graulich, J.M., Dejonghe, L., Cnudde, C. (1984). La définition du Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. Belge de Géologie*, 93, pp. 79-82.

Groessens, E., Conil, R., Hennebert, M. (1979). Le Dinanien du sondage de Saint Ghislain- Stratigraphie et paléontologie. *Mem. Explic. Cartes Géol. Min. Belg.*, n°22, 137p.

Grosjean A., (1954). Mesures de températures aux profondeurs

de 2185 et 2225m dans le sondage de Turnhout (Campine belge).

Bulletin de la société belge de Géologie, 63, pp. 193-201.

Hance, L. Dejonghe, P. Ghysel, M. Laloux, J.L.Mansy (1999).

Influence of heterogeneous lithostructural layering on orogenic deformation in the Variscan Front Zone (eastern Belgium).

Tectonophysics, 309, 161-177.

Hollmann, G. (1997). Der Variszische Vorlandüberschiebungsgürtel

der Ostbelgischen Ardennen. Ein bilanziertes Modell. Aachener Geowissenschaftliche Beiträge – Band 25.

Hollmann, G., Walter, R. (1995). The Variscan deformation

front between Stavelot-Venn Anticline and Brabant Massif – a balanced geological cross section along the Liège-Theux traverse. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 2, pp. 92-104.

Humblot, B. (1941). Le bassin houiller de Liège. Revue univer-

selle des Mines, 12, 21p.

Khatir, A. (1990). Structuration et déformation progressive au

front de l'allochtone ardennais (Nord de la France). Soc. Géol. Nord, publication n°18, 293p.

Lacquement, F., Mansy, J-L, Hanot, F., Meilliez, F. (1999).

Retraitement et interprétation d'un profil pétrolier méridien au travers du Massif paléozoïque ardennais (Nord de la France).

C. R. Académie des Sciences Paris, Sciences de la terre et des planètes, 329, pp. 471-477.

Laenen, B., 2009. *Het potentieel van geothermie in Vlaanderen en de rol van VITO.*

Intern VITO-rapport, SCT_V628R_BL_08, 23 p.

Laloux, M., Dejonghe, L., Ghysel, P., Hance, L., Mansy, J.-L.

(1997). Nouveaux concepts tectoniques dans le Synclinorium de Verviers (Est de la Belgique). Ann. Soc. Géol. Nord T.5 (2^{ème} série), pp. 23-46.

Leclercq, V. (1980). Le sondage de Douvrain. Service Géologique

de Belgique, Bruxelles, Professional Paper 1980/3, n°170.

Le Gall, B. (1992). The deep structure of the Ardennes Variscan

thrust belt from structural and ECORS seismic data. J. Struct. Geol. 14, pp. 531-546.

Legrand, R. (1975). Jalons Géothermiques. Mémoire Explicatif

Cartes Géologique et Minière de la Belgique, 16 :46 pp.

Legrand, R. (1978). La géothermie du sondage de Saint-

Ghislain. Bull. Soc. Belg. Geol., 87-3, pp.168-169.

Licour, L. & Baele, J.M., 2007. Géothermie profonde et chauf-

fage urbain en Hainaut.

Renouvelle, 22, 4^{me} trimestre 2007, pp. 21-23.

Licour, L., Rorive, A., Mangeot, A. (2007). The aquifer of

the Devono-Carboniferous limestones of Hainaut (Belgium) : a karstified medium, a non-karstic behaviour- Resources and general kind of flow. Geologica Belgica, 10/3-4, pp.156-157.

Lowrie, W. (1997). Fundamentals of Geophysics, 2nd ed.

Paperback. Cambridge, UK, Cambridge University Press, 368p.

Marlière, R. (1976). Les eaux chaudes de Baudour (Hainaut,

Belgique) et les tunnels inclinés. Soc.Sc.Arts et Lettres du Hainaut, Mons, volume 87.

Meissner, R., Dohr, G., Durbaum, H.J. (1988). Dekorp's first three years: a review. Annales de la Société géologique de Belgique, 111, pp.313-321.

Michot, P. (1986). De la Faille des Aguesses-Asse, par le sondage de Porcheresse, à l'invalidation du concept de synclinorium de Verviers, (En réponse à la note : « La définition du Synclinorium de Verviers », par J.-M. Graulich, L. Dejonghe et C. Cnudde). Bull. Soc. Belg. Géol. 95, pp. 9-25.

Michot, P. (1989). Synclinorium de Herve versus « Synclinorium de Verviers ». Faille des Aguesses-Asse, chevauchement ou grand charriage. Bull. Soc. Belg. Géol. 98, pp. 7-25.

Oncken, O., von Winterfeld, C. & Dittmar, U. (1999). Accretion of a rifted passive margin : The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). Tectonics, 18 (1), pp. 75-91.

Raoult, J.-F. (1988). Le front varisque du Nord de la France : interprétation des principales coupes d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages. In : Programme ECORS – Etude de la croûte terrestre par sismique profonde – Profil Nord de la France : M. Cazes & G. Torrelles (Eds). IFP – Editions Technip, Paris, pp. 171-196.

Raoult, J.-F. & Meilliez, F. (1986). Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant. Ann. Soc. Géol. Nord CV, pp. 97-109.

Raoult, J.-F. & Meilliez, F. (1987). The Variscan Front and the Midi Fault between the Channel and the Meuse River. J. Struct. Geol. 9, pp. 473-479.

Stacey, F.D. (1992). Physics of the Earth, 3rd ed. B. Press. Brisbane, 513p.

Vandenberghe, N., Fock, W. (1989). Temperature data of the subsurface of Belgium. Tectonophysics, 164: 237-250 pp.

Verma, M.P. (2008). Qtzgeotherm: An active component for the quartz solubility geothermometer. Computers & Geosciences 34, pp.1918-1925.

Verniers, J., Herbosch, A., Vanguetaine, M., Geukens, B., Delcambre, B., Pingot, J-L, Belanger, I., Hennerbert, M., Debacker, T.N, Sintubin, M & De Vos, W.(2001) Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). Geologica Belgica, volume 4, number 1-2 (Lithostratigraphic scale of Belgium): pp.5-38.

Williams, C.F., Reed, MJ & Mariner, RH. (2008). A review of Methods Applied by the U.S Geological Survey in the Assessment of Identified Geothermal Ressources. USGS-Open file Report 2008-1296, 27p.

Von Winterfeld, C.H. (1994). Variszische Deckentektonik und devonische Beckengeometrie der Nordeifel – Ein quantitatives Model. Profilbilanzierung und Strain-Analyse im Linksrheinischen Schiefergebirge). Aachener Geowissenschaftliche Beiträge, 319 p.

Annexe I

Forages de plus de 250 m

ANNEE	LOCALITE	NUMARCHIVE	X_LAMBERT	Y_LAMBERT	Z	PROFONDEUR	PUBLICATIONS
1981-84	Havelange	168W0314	212583.18	110294.20	286.05	5648.00	AMB, 1982; Mem. 26 (1989); Mem 27 (1989)
1972-78	Saint-Ghislain	150E0387	111626.70	126269.22	26.40	5403.00	BARB, 1976; PP 1977/6; PP 1991/6; Mem. 22 (1979)
1960-66	Grand-Halleux	171W0276	259432.91	112220.90	321.00	3225.46	IrSnB, 38 (43); ASGB 86 & 100; PP 1980/6b (175)
1967-69	Focant (S27)	185W0407	196838.00	90400.00	139.00	3208.00	Mem 43 (1997)
1962-67	Bolland	122W0260	248618.10	149817.40	277.87	3001.30	PP 75/9 & 86/2; Mem 23 & 27; ASGB, t86; BSBG, t93
1964	Rosée	174W542	172357.27	101270.41		2964.00	
1956-59	Soumagne	135W0349	248472.95	144713.24	256.58	2528.28	AMB 1963; BSBG, t 71 & 93; PP 77/2 & 86/2; MUm 23
1953-56	Wépion	155W0723	183951.74	123412.91	152.58	2310.00	AMB 1961; BSBG, t. 63; Mem. 2; PP 1988/1 (n 231)
1959-60	Epinois	152W0327	137539.75	122014.59	127.99	2009.00	PP 1968/8
1956-57	Paturages	151W0671	114212.49	121529.51	175.67	2000.00	
1958-60	Soiron	135W0376	249360.40	142656.14	101.33	2000.00	BSBG, t. 71 & 93; PP 1977/3; ASGB, t. 86
1981	Ghlin (sond. géothermique)	151W0723	117670.48	128153.44	29.04	1579.00	Contrat GE 15/80 rapp. final
1962	Vieux-Leuze	125E0298	96822.20	141907.80	49.24	1536.00	BSBG, t. 75; PP 1981/1 (180)
1979-80	Douvrain	139E0352	113597.75	129095.45	30.96	1447.30	PP 1980/3 (n 170)
	Fauroeux	163W0144	132193.04	117979.57		1368.00	PP 2003/2
1957-60	Tournai	124E0455	80832.50	143148.70	47.13	1271.00	BSBG, t 65, 68 & 75; CRASP, t 254; PP 1981/1 n 180
1972-75	Chaufontaine	134E0324	240614.00	142570.00	80.00	1229.00	PP 1978/4, Mem 28
1976	Buvrines (Le Luce)	152W0439	136839.20	120233.52	144.68	1094.60	PP 1976/10
1980-81	Fauroeux	163W0578	132193.04	117979.57	142.00	1043.00	PP 2003/2, PP1973/7, PP1986/2
1969-70	Ensival	135E0458	254442.00	142922.00	150.00	1020.40	PP 1973/7; PP 1986/2
1909-11	Pepinster 2	135E0034	251100.00	140690.00	135.00	1005.51	ASGB, t. 34, 86; BSBG, t 93
1907	Pepinster 1	135E0033	251560.00	140090.00	140.00	1004.00	ASGB, t. 34, 86; BSBG, t 93
1977-79	Polleur (sond. du Jonckeu)	135E0500	255629.30	139300.10	330.00	1000.00	Mem 27 (1989); ASGB, t. 119
1986	s' Gravenvoeren	108W0359	248486.00	161971.00	95.76	866.00	PP 01/3 (295)
1967	Villers-sur-Lesse	185E0602	203444.00	94456.00	142.00	810.00	
1911	Jusleville	148E0033	252000.00	138120.00	160.00	584.90	ASGB, t 34; BSBG, t 93
1965-66	Chaufontaine	134E0303	240262.00	142367.00	80.00	548.10	PP 1967/11; PP 1986/2; MUm 23, 28
1910-1911	Chertal	121E015	241835.88	155124.83	57.30	494.30	ASGB, t.38
1985	Latour (Ruelle)	225E0189	236840.00	26253.00	312.09	493.60	PP 93/9 (267); PP 95/2 (277)

1958-59	Wasmes, Siège 7 St-Antoine	150E0423	111553.73	121572.52	-992.00	478.28	
1964	Francorchamps	149W0210	261680.00	128412.00	424.00	444.20	PP 1966/5
1964-65	Flawinne	155W0744	180677.70	127021.72	83.99	429.00	AMB, 1965
1971	Somme-Leuze	168E0153	218845.00	113580.00	230.00	420.82	PP 1973/13
1965	Floreffe	154E0265	176718.72	123865.72	155.26	405.60	MÚm. 7 (1967)
1968	Focant (S35)	185W0406	195752.00	91434.00	141.00	404.90	
1980	Havelange (petit sondage)	168W0313	212622.00	110308.00	289.02	400.00	
1957-58	Wasmes, Siège 7 St-Antoine	150E0348	111455.90	122285.37	1143.60	395.10	
1967-68	Gochenée (Hermeton)	184W0051	179155.00	96415.00	173.00	373.20	PP 1968/11
1965	Focant (sond. 26)	185W0405	196107.00	91570.00	141.00	372.50	
1964	Hombourg (laiterie)	123W0724	258720.00	158070.00	207.00	354.00	PP 1968/9
1966	Hermalle-sous-Argenteau	122W0258	242820.00	156463.00	55.00	353.00	ASGB t. 90 (1966-67); PP 1975/4; BSBG, t 93 (1984)
1978-81	Polleur (sond. de Fays)	135E0493	256417.00	138563.00	328.00	349.65	PP 1979/2
1980-81	Ghlin (petit sondage)	151W0722	117699.70	128146.80	29.28	340.00	
1989	Aubange	223E0497	252439.00	29126.00	287.44	339.00	
1986	Aubange (P n 2)	223E0492	252392.00	28911.00	295.19	330.00	
1975	Feluy	128E0683	139700.00	138997.00	115.00	327.00	
1989	Visé	122W0292	243613.00	157776.50	65.62	326.00	
1972	Boussu	150E0386	107430.00	123442.00	56.26	324.00	PP 1971/3; PP 1973/3; PP 1976/2; MÚm 20 (1980)
1974-75	Chaufontaine	134E0396	240565.00	142340.00	80.00	300.00	PP 1978/4; PP 1986/2; MÚm 23 & 28
1968	Villers-St-Siméon (sond. E4bis)	121W0220	233314.00	157511.00	124.83	299.50	PP 1977/9 (146)
1954	Chaufontaine II	134E0300	240358.00	143540.00	193.00	296.90	PP 1978/4, MÚm 28
1992	Chaufontaine	134E0858	240705.00	142250.00	151.03	284.00	
1963-64	Grand-Halleux (3 Fontaines)	171W0281	260620.00	111958.00	410.00	279.50	PP 1967/6
1962	Grand-Halleux (3 Fontaines)	171W0280	261132.00	112311.00	445.00	250.00	PP 1967/6
1975	Villers-devant-Orval	221E0087	218490.00	35076.00	248.00	250.00	

Annexe II

Réouverture de forage

Nom du Sondage (Dates)	Profondeur finale	Tubages acier Ø et profondeurs	Prof. et Ø du trou non tubé	Présence et Prof. d'un "poisson"	Rebouchage en fin de travaux	Cibles d'intérêt géothermique / Remarques
Havelange (1981-1984)	5648.00 m	13"3/8 (339.7 x 313.6 min) 0 - 1489 m (cimenté) 9"5/8 (244.5 x 216.8mm) 0- 3012 m (cimenté) 7" (177.8 x 157.1mm) 2913 - 4436 m (liner, partiellement cimenté – partiellement récupéré en fin de forage)	8"1/2 (215.9mm) de 3015 m à 4436 m 6" (152.4mm) de 4442 à 5648 m	de 4960 à 5648 m (outil, DC, tiges)	Bouchons de ciment : de 0 à 9 m de 2795 à 2930 m boue dense (barytée) entre les 2 bouchons de ciment	Les quartzites du Praguien (Siegenien): roche massive, probablement fracturée et aquifère De (4365) 4436 m à 4553 m Et de 4690 m à 4778 m T° à 4442 m : 93°C T° max. mesurée : 119°C à 5370 m Remarque : d'un point de vue "sécurité", il faudra tenir compte de ce que ce forage avait rencontré 2 venues de gaz : entre 4764 m et 4873 m et à 5039 m.
Focant (S27) (1967-1973)	3208.00 m	Pas d'information. Tubage de Øi > 178 mm, jusqu'à 119.30 m. cimenté Tubage de Ø i > 152.4 mm, jusqu'à 2292.9 m	Probablement 6" (~152.4 mm) de 2293 m à 3208 m	Sonde coincée à 3208 m, de longueur inconnue	Pas d'information Voir Mémoire 43	Les diverses formations calcaires : • de ~1154 m à ~1200 m (ép. 46 m) • de ~1520 m à ~1543 m (ép. 23 m) • de ~1645 m à ~1732 m (ép. 87 m) • de ~2180 m à ~2284 m (ép. 104 m) • de ~3090 m à 3208 m (ép. 118 m) Remarque : attention, la longueur du "poisson" laissé dans le forage est inconnue.
Rosée (1964)	2964.20 m	13"3/8 (339.7 x 313.6 mm min) 0 - 274.8 m (cimenté) 9"5/8 (244.5 x 216.8mm) 0 - 1977.4 m (partiellement cimenté de 1400 à 1977.4 m) ; Partie non cimentée retirée en fin de forage (0-1325m) -> reste tubage de 1325 à 1977.4 m	12"1/4 (311.15mm) de 274.8 à 1325 m 8"1/2 (215.9mm) de 1977.4 à 2964.2 m	de 2745.2 à 2964.2 m (outil, DC, tiges)	Bouchons de ciment : • de 0 à 100 m • de 252 à 350 m • de 1200 à 1325 m • de 1927 à 2027 m • de 2700 à 2740 m	Les calcaires du Frasnien Fa2 d-h, de 1933 à 2060 m, potentiellement karstiques et aquifères ; Températures possibles : 50° à 70° Les calcaires du Givétien Gv d-c, de 2393 à 2745 m (tête du poisson), potentiellement karstiques et aquifères ; Températures possibles : 61° à 87°

Nom du Sondage (Dates)	Profondeur finale	Tubages acier Ø et profondeurs	Prof. et Ø du trou non tubé	Présence et Prof. d'un "poisson"	Rebouchage en fin de travaux	Cibles d'intérêt géothermique / Remarques
Bolland (1962-1967)		14" (355.6mm) (Øext.) 0 - 6.5 m	Øext. Carottage : 158 mm de 901.25 à 1595.3 m		Pas d'information à ce sujet	<ul style="list-style-type: none"> • calcaires et dolomies du Frasnien, probablement aquifères, de 1294 à 1335.45m ; • grès et psammites du complexe schisto-gréseux du Dévonien inférieur, probablement aquifères, de 1335.45 à 2785 m ; • psammites de l'Ordovicien-Silurien, probablement aquifères, de 2785 à 3001.30 m
		12" (304.8 mm) (Øext.) 0 -52.2 m	133 mm de 1595.3 à 2221 m			
		9"1/4 (234.95 mm) (Øext.) 0 – 506.80 m	111 mm de 2221 à 3001.3 m			
		7" (177.8 x 158.4 mm min) 0 – 901.25 m				
Grand-Halleux (1960-1966)		234.95 mm (Øext.) 0 – 39.50 m	Øext. Carottage : 182 mm de 39.5 à 865.25 m	Déviations à 2186.4 m sur poisson 1 (2186.4-2351.16m)	Pas d'information à ce sujet	<ul style="list-style-type: none"> • Quartzites très abondants, probablement fracturés et aquifères, en particulier ; • les Quartzites de Hourt, de 2245.6 m à 2316.2 m ; • Quartzites Rn2a, de ~2646 à ~ 2723 m
		Peut-être : 10"3/4 (273 x 242.8mm) ou 9"5/8 (244.5 x 228.7 -206.4 mm)	158 mm de 865.25 à 1663,8 m 133 mm de 1663.8 à 2186.4 m 111 mm de 2186.4 à 3225.5 m	Déviations à 2567 m sur poisson 2 (2567-2624.6m) Poisson 3 dans le fond , probablement à partir de 2250 m (base des diagraphies)		
Soiron (1958-1960)	2000 m	Pas d'information sur un tubage éventuel ; probablement, tubage de surface de Ø int >182 mm 0 -à -5 m	Øext. Carottage : 182 mm de 3.90 à 1306.05 m 158 mm de 1306.05 à 2000 m		Rebouchage 0-75 m : bouchon de ciment 75-800 m : grenaille de pierres 800-875 m : bouchon de ciment 875-2000 m : grenaille de pierres	<ul style="list-style-type: none"> Les calcaires et dolomies du Dinantien, probablement aquifères (sous le Houiller), de 1532.55 m à 1924.35 m. <p>Remarque : le forage a été complètement rebouché et devrait être complètement reforé en destructif > risque de sortir du trou original ! > désintéressé pour ce forage dans un premier temps.</p>

Nom du Sondage (Dates)	Profondeur finale	Tubages acier Ø et profondeurs	Prof. et Ø du trou non tubé	Présence et Prof. d'un "poisson"	Rebouchage en fin de travaux	Cibles d'intérêt géothermique / Remarques
Soumagne (1956-1959)	2528.28 m	Pas d'information sur un tubage éventuel ; probablement, tubage de surface de Ø int > 158 mm 0 - à ~10 m	Øext. Carottage : 158 mm de 9.60 à 1722.65 m 124 mm de 1722.65 à 2528.28 m	-	Bouchon de bois placé à 1722 m et cimentation de cette profondeur jusqu'en surface	<ul style="list-style-type: none"> • calcaires et dolomies du Dinantien, probablement très aquifères, de 1573 m à 14785.5 m ; • calcaires et dolomies du Frasnien, de 1988 m à 2191 m ; nappe aquifère probable . Remarque : le forage a été cimenté sur 1722 m et devrait être complètement reforé en destructif - > risque de sortir du trou original ! > désintéret pour ce forage dans un premier temps.

Annexe III

Définitions

Aquiclude : couche ou massif de roches saturées de très faible conductivité hydraulique et dans lequel on peut extraire économiquement des quantités d'eau appréciables (niveau très peu perméable).

Aquifère : vient du latin « aqua » : l'eau et « ferre » : porter, il s'agit donc d'une roche qui contient de l'eau pouvant être mobilisée. Il s'agit terrain perméable contenant de l'eau en quantité exploitables (=formation aquifère)

Aquitard : formation semi-perméable permettant le transit de flux à très faible vitesse et rendant la couche sous-jacente semi-captive.

Chemisage (équipement du forage) : revêtement interne du forage avec des tubes plains et des crépines, le plus souvent en acier Inox, permettant la tenue des parois du trou. Il est alors possible d'installer une pompe immergée et d'éviter l'effondrement du trou dans les zones aquifères durant les pompages.

Crépines : partie du chemisage du puits qui est perforé (trous, fentes) pour permettre de capter les eaux souterraines. Cette partie drainante peut être laissée en trou si les parois du trou de forage montrent une bonne tenue (ex : calcaires massifs fissurés).

Conductivité thermique (ou conductibilité thermique) k (ou λ) exprimé en $[W/(mK)]$ est la vitesse d'écoulement de la chaleur à travers un corps, sous un gradient thermique égal à l'unité ; elle est directement tirée de l'équation de Fourier :

$$k = q / gradT$$

Avec : q = flux de chaleur $[W/m^2]$

T = température $[K$ ou $^{\circ}C]$

$$gradT = \Delta T / l = (T1 - T2) / l [K/m]$$

Capacité thermique massique c $[J\ kg^{-1}\ K^{-1}]$ (ou chaleur massique) ou la capacité thermique volumique C (ou chaleur volumique) $[J\ m^{-3}\ K^{-1}]$ ($C = \rho * c$) est la quantité d'énergie nécessaire à fournir à un corps pour élever respectivement 1 kg ou 1 m³ de ce corps de 1 degré Kelvin.

Diagraphies : appelées aussi « logging », elles consistent en un enregistrement continu des valeurs d'un paramètre physique donné (ex : température) lorsqu'on descend une sonde de mesure dans un forage. Elles permettent d'obtenir des renseignements sur les lithologies (porosité, présences d'argiles, etc.) et sur la présence d'eau (fissuration, débits, etc.).

Doublet : mode d'exploitation qui comprend un ensemble de deux puits, dont l'un sert pour pomper l'eau thermique et l'autre permet de réinjecter le fluide refroidi dans l'aquifère profond après en avoir exploité l'énergie thermique.

Eau thermale : eau dont la température est supérieure à 20°C. L'eau subthermale est une eau dont la température est comprise entre 12°C et 20°C.

Enthalpie : Basse, moyenne et haute enthalpie (fonction d'état en thermodynamique qui représente la quantité de calories d'un kilo de matière (Heat content).

Forage : trou creusé mécaniquement en profondeur destiné à la reconnaissance du sous-sol (sondage) ou à l'exploitation

d'une nappe d'eau.

Géothermie : la géothermie, du grec (gé=la terre) et (thermos =la chaleur), est la science qui étudie les phénomènes thermiques internes du globe terrestre et la technique qui vise à l'exploiter. Par abus de langage, la géothermie désigne aussi l'énergie géothermique issue de l'énergie de la Terre qui est convertie en chaleur ou en électricité. Deux types de géothermie sont classiquement utilisés:

- Géothermie de faible profondeur: concerne les systèmes faisant appel à une pompe à chaleur (PAC) pour valoriser la chaleur du sous-sol : systèmes de surface (horizontaux, hélix, etc.), sondes géothermiques verticales (SGV), géostructures énergétiques, nappes phréatiques de faible profondeur
- Géothermie de grande profondeur: aquifères profonds (APR), systèmes géothermiques stimulés (EGS)

Géothermie sur aquifères profonds (APR): l'exploitation thermique des aquifères profonds consiste à capter des fluides géothermiques, à les amener à la surface, à en extraire la chaleur à des fins de chauffage ou de production électrique, puis à les réinjecter en profondeur.

Dans la plupart des cas, les fluides contenus dans les aquifères profonds sont moyennement à fortement minéralisés et contiennent certains gaz en quantité plus ou moins abondante, ce qui les rend impropres à la consommation usuelle et n'autorise pas à les rejeter après refroidissement dans une rivière, un lac, ou dans une nappe phréatique de faible profondeur.

Après l'usage thermique de ces fluides profonds, il est par conséquent nécessaire de les refouler dans le même aquifère au moyen d'un second forage (puits d'injection) et ainsi éviter tout impact sur l'environnement. L'autre avantage notoire de ce mode d'exploitation est de conserver la totalité du fluide dans l'aquifère et de n'extraire que la chaleur, ce qui permet de maintenir la pression hydraulique dans le forage de production et de ne pas augmenter les coûts de pompage au cours du temps. Dans le cas rare où les eaux souterraines profondes ne sont que faiblement minéralisées et non sulfurées, il est envisageable, après le refroidissement, d'obtenir l'autorisation d'évacuer l'eau dans le réseau hydrographique de surface (cas de Saint-Ghislain). Seul un puits de production (singlet) suffira alors. Dans la plupart des installations, le fluide géothermique est produit par une pompe électrique immergée placée dans la partie supérieure du forage (50-200 m). Dans quelques rares cas où la pression artésienne de l'aquifère est suffisamment élevée, le forage est mis en production sans pompe.

Le mode d'exploitation à deux puits est appelé un doublet géothermique. Un forage de production apporte l'eau chaude à la surface au moyen de la pompe immergée vers un échangeur de chaleur situé à proximité de la tête de puits. Celui-ci permet immédiatement de transmettre l'énergie géothermique à un circuit secondaire, ce qui évite les problèmes de corrosion et de dépôt dans les conduites du réseau de chauffage par l'eau géothermale.

Géothermie Basse énergie (BE) ou Basse Enthalpie est dédiée à la production de chaleur.

Différentes formes d'exploitation de la chaleur de la Terre

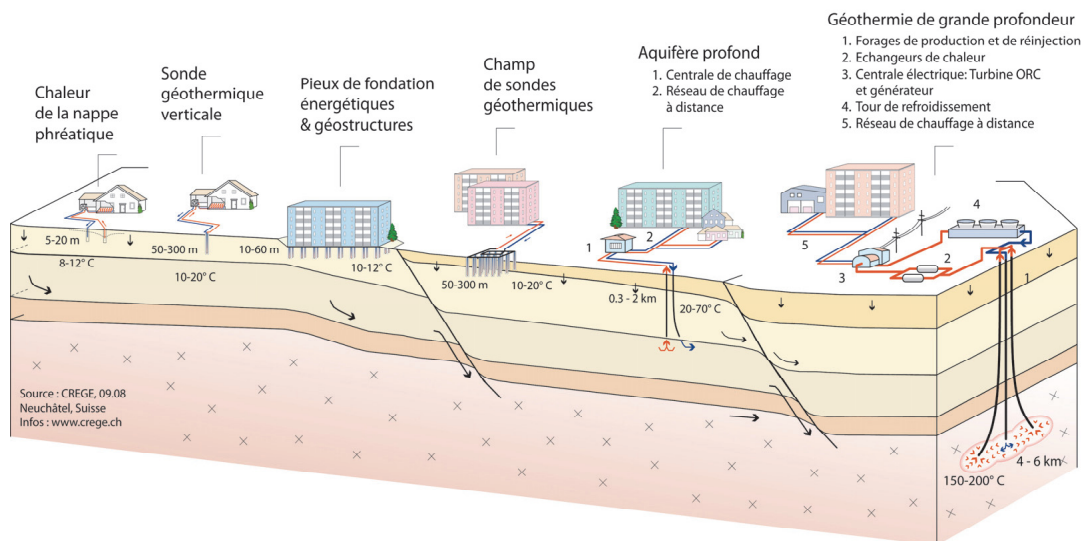


Figure 1 : Différents types d'exploitation de la chaleur géothermique (CREGE, Suisse, 2008).

Géothermie Haute Energie (HE) ou Haute Enthalpie concerne

la production d'électricité.

La géothermie profonde des réservoirs fracturés (EGS)

La géothermie profonde des réservoirs fracturés, encore appelée principe des Systèmes Géothermiques Stimulés (en anglais EGS pour « Enhanced Geothermal Systems »), vise à capter des fluides géothermaux présents dans des réservoirs naturellement fracturés. De tels réservoirs ne peuvent exister qu'à la faveur de failles naturellement présentes dans le sous-sol. En effet, même si les terrains du sous-sol ont une perméabilité pratiquement nulle, ils sont rendus localement perméables grâce aux zones faillées créées par les mouvements tectoniques qui ont pu les affecter tout au long de leur histoire géologique. Le but n'est donc pas de fracturer la roche encaissante, mais de capter l'eau déjà présente dans les fractures du sous-sol en profitant de la perméabilité et des circulations naturelles présentes dans le réseau de failles déjà existantes.

Gradient Géothermique

En sciences, le terme gradient correspond au taux de variation d'un élément météorologique en fonction de la distance. Le gradient géothermique est l'expression, en degré Celsius, de l'accroissement de température (ΔT) avec la profondeur (ΔZ). Pour le déterminer, il faut connaître avec précision au dixième de degré la température, et la profondeur au mètre près à laquelle elle a été mesurée. En géosciences, la mesure de la température T est reliée au flux de chaleur, Q , par une équation simple:

$$Q = K \Delta T / \Delta Z, \text{ où } K \text{ est la conductivité thermique de la roche.}$$

Toutefois, la conductivité thermique varie en fonction des formations géologiques qui se succèdent en profondeur, il faut donc éviter de parler **du** gradient géothermique d'**un** lieu abstraction faite du contexte géologique.

MWe : Megawatt électrique

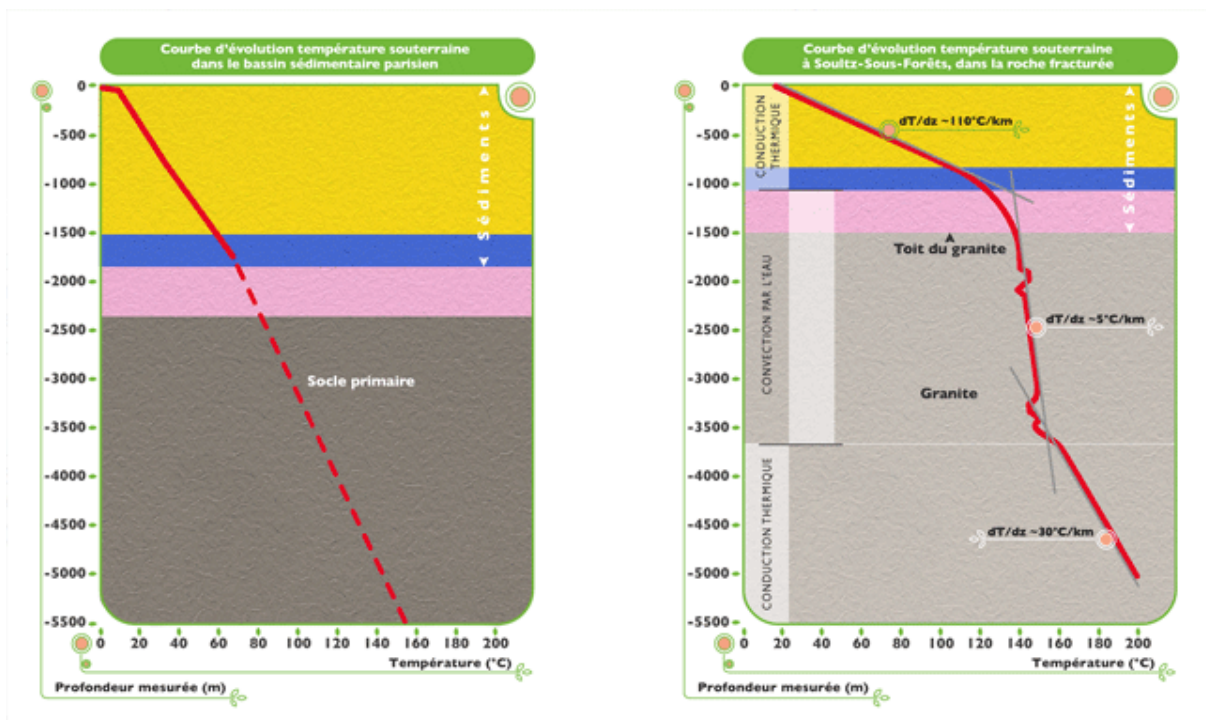


Figure 2 : Gradient géothermique à Soutz-sous-forêts (France)

MWth : Megawatt thermique

Nappe d'eau souterraine : ensemble des eaux comprises dans un aquifère.

Nappe captive (artésienne)/jaillissante : nappe d'eau souterraine limitée au-dessus par une couche imperméable (aquiclude), qui provoque une mise en pression. Au sens large, le niveau d'eau mesuré dans un forage monte plus haut que là où les premières venues d'eau ont été rencontrées lors de la perforation. Si le niveau d'eau dépasse le niveau topographique, on parle de nappe artésienne. Avec un forage, on observe un écoulement naturel, sans besoin de pomper.

Niveau piézométrique : niveau supérieur de la colonne statique qui équilibre la pression hydrostatique. C'est le niveau d'eau mesuré dans un forage.

Perméabilité : ce paramètre définit la facilité d'une roche, plus ou moins poreuse ou fissurée, à laisser transiter de l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique. Elle est mesurée par le coefficient de perméabilité, qui a la dimension d'une vitesse et s'exprime en m/s

Pompe à chaleur (PAC) : elle permet de transférer de l'énergie d'un niveau basse température vers un niveau à température plus élevée. Ce transfert consomme de l'électricité, mais grâce à l'apport de la géothermie, l'énergie sortant de la PAC est supérieure à l'énergie électrique fournie au système.

Porosité : correspond au volume des vides présents dans la roche. Elle se mesure en %, elle est définie par :

Puits : en général on parle de puits lorsque le forage a été revêtu (chemisage) par des tubages résistants à la corrosion, permettant d'installer une pompe immergée et d'exploiter les aquifères.

