
Dépôt Institutionnel de l'Université libre de Bruxelles /
Université libre de Bruxelles Institutional Repository
Thèse de doctorat/ PhD Thesis

Citation APA:

Lecocq, T. (2011). *L'activité sismique en Ardenne et sa relation avec la tectonique active* (Unpublished doctoral dissertation). Université libre de Bruxelles, Faculté des Sciences – Sciences de la Terre et de l'Environnement, Bruxelles.

Disponible à / Available at permalink : <https://dipot.ulb.ac.be/dspace/bitstream/2013/209958/9/dea902ff-5f99-4c9b-923c-b98d52105eaf.txt>

(English version below)

Cette thèse de doctorat a été numérisée par l'Université libre de Bruxelles. L'auteur qui s'opposerait à sa mise en ligne dans DI-fusion est invité à prendre contact avec l'Université (di-fusion@ulb.be).

Dans le cas où une version électronique native de la thèse existe, l'Université ne peut garantir que la présente version numérisée soit identique à la version électronique native, ni qu'elle soit la version officielle définitive de la thèse.

DI-fusion, le Dépôt Institutionnel de l'Université libre de Bruxelles, recueille la production scientifique de l'Université, mise à disposition en libre accès autant que possible. Les œuvres accessibles dans DI-fusion sont protégées par la législation belge relative aux droits d'auteur et aux droits voisins. Toute personne peut, sans avoir à demander l'autorisation de l'auteur ou de l'ayant-droit, à des fins d'usage privé ou à des fins d'illustration de l'enseignement ou de recherche scientifique, dans la mesure justifiée par le but non lucratif poursuivi, lire, télécharger ou reproduire sur papier ou sur tout autre support, les articles ou des fragments d'autres œuvres, disponibles dans DI-fusion, pour autant que :

- Le nom des auteurs, le titre et la référence bibliographique complète soient cités;
- L'identifiant unique attribué aux métadonnées dans DI-fusion (permalink) soit indiqué;
- Le contenu ne soit pas modifié.

L'œuvre ne peut être stockée dans une autre base de données dans le but d'y donner accès ; l'identifiant unique (permalink) indiqué ci-dessus doit toujours être utilisé pour donner accès à l'œuvre. Toute autre utilisation non mentionnée ci-dessus nécessite l'autorisation de l'auteur de l'œuvre ou de l'ayant droit.

----- **English Version** -----

This Ph.D. thesis has been digitized by Université libre de Bruxelles. The author who would disagree on its online availability in DI-fusion is invited to contact the University (di-fusion@ulb.be).

If a native electronic version of the thesis exists, the University can guarantee neither that the present digitized version is identical to the native electronic version, nor that it is the definitive official version of the thesis.

DI-fusion is the Institutional Repository of Université libre de Bruxelles; it collects the research output of the University, available on open access as much as possible. The works included in DI-fusion are protected by the Belgian legislation relating to authors' rights and neighbouring rights. Any user may, without prior permission from the authors or copyright owners, for private usage or for educational or scientific research purposes, to the extent justified by the non-profit activity, read, download or reproduce on paper or on any other media, the articles or fragments of other works, available in DI-fusion, provided:

- The authors, title and full bibliographic details are credited in any copy;
- The unique identifier (permalink) for the original metadata page in DI-fusion is indicated;
- The content is not changed in any way.

It is not permitted to store the work in another database in order to provide access to it; the unique identifier (permalink) indicated above must always be used to provide access to the work. Any other use not mentioned above requires the authors' or copyright owners' permission.

D 03783

**UNIVERSITÉ LIBRE DE BRUXELLES
FACULTÉ DES SCIENCES**

Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement

L'ACTIVITÉ SISMIQUE EN ARDENNE ET SA RELATION AVEC LA TECTONIQUE ACTIVE

Thèse de Doctorat réalisée par

THOMAS LECOQC

en vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences

Thèse réalisée à

l'Observatoire royal de Belgique

Direction Opérationnelle "Séismologie et Gravimétrie"

Composition du Jury :

Promoteur : Alain Préat, ULB

Promoteur : Thierry Camelbeeck, Chef de D.O. "Séismologie et Gravimétrie", ORB

Présidente : Lei Chou, ULB

Secrétaire : Sara Vandycke, UMon

Membre : Vincent Hallet, FUNDP

Expert étranger : Pr. Dr. Klaus-G. Hinzen, Professeur à l'Université de Cologne et Directeur du réseau sismologique Bensberg, Allemagne

Janvier 2011

Universite Libre de Bruxelles



003469483

8

1

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION GÉNÉRALE	5
Symboles et unités usités.....	7
ETUDE SISMOTECTONIQUE DE L'ARDENNE	9
CHAPITRE 1. L'ÉTUDE DES TREMBLEMENTS DE TERRE EN BELGIQUE.....	11
1.1. Le réseau de surveillance sismique belge.....	11
1.2. Le catalogue de l'Observatoire royal de Belgique depuis 1985	12
1.3. Mesures des phases sismiques et paramètres des sources sismiques.....	16
1.4. Localisations et relocalisations.....	18
1.5. Contrôle et validation des méthodes de relocalisation.....	21
1.6. Mécanisme au foyer d'un séisme.....	35
1.7. Identification de structures actives à partir de la distribution des foyers sismiques	45
1.8. Conclusions du chapitre	50
CHAPITRE 2. GÉOLOGIE, TECTONIQUE ET DÉFORMATIONS DE L'ARDENNE.....	53
2.1. Origine géologique et orogénèses	53
2.2. Evolution géomorphologique de l'Ardenne.....	59
2.3. Mouvements actuels de l'Ardenne	68
2.4. Conclusions du chapitre	69
CHAPITRE 3. ACTIVITÉ SISMIQUE ET CADRE SISMOTECTONIQUE EN ARDENNE	73
3.1. Séismicité historique et instrumentale.....	73
3.2. La séismicité de 1985 à 2010.....	81
3.3. Partie Ardennaise du Hainaut.....	87
3.4. La Zone Faillée de Hockai	97
3.5. La région de Manderfeld	105
3.6. La Zone "Ardenne Ouest"	113
3.7. Zone "Ardenne Est – Eifel"	117
3.8. Autres zones.....	120
3.9. Conclusions du chapitre	121
CHAPITRE 4. STRUCTURES GÉOLOGIQUES ET SÉISMES EN ARDENNE.....	123
4.1. Observations géodésiques et géophysiques.....	123
4.2. Corrélation entre les données géophysiques	137
4.3. Conclusions du chapitre	139
RECHERCHE DE STRUCTURES ACTIVES ASSOCIEES A LA ZONE FAILLEE DE HOCKAI....	143
CHAPITRE 5. IDENTIFICATION DE FAILLES SUR LE TERRAIN	145
5.1. Bases cartographiques	145
5.2. Méthodes de prospection utilisées et développements méthodologiques.....	147
5.3. Evaluation de la sensibilité de la méthode de résistivité électrique.....	155
5.4. Analyse combinée des différents types de données géophysiques	156
5.5. Conclusions du chapitre	160
CHAPITRE 6. LA ZONE FAILLÉE DE HOCKAI	162
6.1. Données existantes	162
6.2. Synthèse de l'orientation probable de la ZFH.....	174

6.3. Nouvelles données géophysiques sur la crête de la Vecquée.....	175
6.4. Nouvelles interprétations géomorphologiques	206
6.5. Histoire de la Hoëgne.....	207
6.6. Discussion	207
6.7. Conclusions du chapitre	208
CONCLUSIONS – APPORTS DE CE TRAVAIL À LA RÉGION ÉTUDIÉE.....	211
CHAPITRE 7. CONCLUSIONS	213
7.1. Conclusions de la Première Partie.....	213
7.2. Conclusions de la Deuxième Partie	214
7.3. Conclusions générales.....	214
CHAPITRE 8. APPORTS À LA CONNAISSANCE DE L'ARDENNE.....	216
8.1. Séismotectonique de l'Ardenne.....	216
8.2. Failles actives.....	216
8.3. Déformations	216
TABLE DES FIGURES.....	217
BIBLIOGRAPHIE	224

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La Belgique et les régions voisines sont situées loin des limites des plaques tectoniques, pourtant, l'activité sismique est plus importante dans nos régions que dans d'autres zones intraplaques. L'occurrence de tremblements de terre destructeurs y est connue depuis presque 30 ans (Vogt 1983). Parmi les séismes ayant touché nos régions, le séisme connu le plus important tant en magnitude qu'en dégâts qu'il a provoqué est le séisme du 18 septembre 1692. Il a été destructeur sur tout le territoire belge et a provoqué des dégâts jusque dans le sud de l'Angleterre. C'est le séisme le plus important connu au nord des Alpes. Il a été localisé dans la région de Verviers et sa magnitude a été évaluée à $6 \frac{1}{4}$ sur base de l'étude de la distribution géographique des dégâts (Alexandre et al. 2008).

Le cadre séismotectonique de l'activité sismique dans le graben de la Roer, région sismique la plus active actuellement au nord des Alpes, est maintenant bien connu (T. Camelbeeck et Meghraoui 1996; 1998; Vanneste et al. 2001). Les caractéristiques de la sismicité modérée mais relativement continue de l'Ardenne, proche du graben, sont, elles, encore hypothétiques et méritent une attention toute particulière pour ses conséquences en matière de risque sismique.

La zone épacentrale du séisme du 18 septembre 1692, bien qu'incertaine à l'échelle de ± 10 km, a été localisée dans la Zone Faillée de Hockai (ZFH). C'est une structure orientée SSE-NNO visible dans la géomorphologie régionale qui a été décrite il y a 35 ans (Ahorner 1975; Demoulin 1988). Elle a été le siège d'une séquence sismique entre 1989 et 1990 (T. Camelbeeck 1993), ces séismes s'alignant remarquablement bien avec l'orientation générale de la ZFH. Cependant, la carte géologique du Massif de Stavelot, que la ZFH recoupe, ne montre aucune faille (même "supposée") orientée dans sa direction (Geukens 1999), bien qu'il soit établi que diverses captures et détournement de rivières ont eu lieu dans la région pendant le Cénozoïque (Demoulin 1986; 1988; 1989; 1995; Pissart et Juvigné 1982) et que seules des fractures existantes dans le socle et se propageant à la surface peuvent expliquer.

Par ailleurs, il existe en Ardenne une tectonique active. Les géographes et géologues fournissent de nombreuses observations d'un soulèvement de l'Ardenne durant le Quaternaire (par exemple : Illies et Greiner 1979; Mälzer, Schmitt, et Zippelt 1979; Illies et al. 1979b; Theilen et Meissner 1979; Fuchs et al. 1983; Demoulin 1989; Garcia-Castellanos, S. Cloetingh, et Van Balen 2000; Bridgland 2000). Il existe également un volcanisme Quaternaire dans l'Eifel tout proche (par exemple : Illies et al. 1979; Ritter et al. 2001; Meyer et Stets 2007). Les causes de ces mouvements font toujours débat dans la communauté scientifique, certains y voient un soulèvement lié à un panache mantellique (exemple : Meyer et Stets 2002), d'autres la conséquence d'un plissement de l'avant-pays sous l'effet de la collision des Alpes (exemple : P.A. Ziegler 1990) ou un soulèvement dû à un flux dans la croûte inférieure en relation directe avec le climat (exemple : R. Westaway, Cordier, et Bridgland 2009). Certains annoncent un soulèvement actuel de l'Ardenne, alors que les modèles de l'ajustement isostatique postglaciaire (incorrectement encore appelé "rebond postglaciaire") prédit que nos régions devraient être en subsidence (Nocquet, Calais, et Parsons 2005). Les mesures de nivellement (Mälzer, Schmitt, et Zippelt 1979) ne sont pas en accord avec les mesures de gravimétrie absolues (Van Camp et al. 2010), les premières voient un soulèvement millimétrique alors que les secondes ne voient pas de mouvement significatif dans la plupart des cas.

Motivation

L'occurrence de très grands tremblements de terre comme celui de 1692 et également de séismes de plus faible magnitude mais tout de même ressentis par la population montrent l'importance de leur étude.

Dans les régions à taux de déformation faibles et climatiquement peu favorables comme l'Ardenne, la déformation cosismique de la surface, si elle s'est produite, a rapidement été effacée. La recherche de failles active peut alors être basée sur l'étude précise de la localisation de la sismicité actuelle, puis de reconnaissances géomorphologiques, géologiques et géophysiques sur le terrain. La relocalisation, ou "localisation relative", des séismes a montré son efficacité pour imager des structures actives, par exemple en Californie (exemple : Astiz, P. Shearer, et Agnew 2000; F. Waldhauser et W. L. Ellsworth 2000) ou en Alaska (DeShon, Thurber, et Rowe 2007).

Dans le cas du graben de la Roer, où la présence de failles est visible dans la géomorphologie, la combinaison de différentes méthodes de prospection géophysique en 2D et 3D a permis la localisation de zones de failles avec une précision de l'ordre du mètre (Demanet et al. 2001; Lecocq 2006).

Objectifs

Ce travail se décline en trois parties :

1. La première envisage le point de vue méthodologique de l'étude des tremblements de terre depuis 1985 dans nos régions. Une synthèse bibliographique et une critique des causes des mouvements Quaternaires de l'Ardenne y sont également présentées.
2. La deuxième traite particulièrement l'activité sismique en Ardenne en proposant une étude séismotectonique complète de la région, en incluant la distribution spatiale de l'activité, les paramètres des séismes et la recherche de structures alignées. Des observations géodésiques et géophysiques à grande échelle sont effectuées et corrélées avec le cadre séismotectonique.
3. La troisième partie est dévolue à la recherche de failles sur le terrain, premièrement en présentant les méthodologies existantes et nouvelles pour l'identification de failles sur le terrain et ensuite leur application au cas de la Zone Faillée de Hockai, dans le Massif de Stavelot.

De mémoire d'Homme, l'activité sismique dans nos régions et particulièrement en Ardenne ne semble pas devoir être une préoccupation réelle pour le planificateur urbain, les services d'urgences ou le gouvernement.

Dans l'ensemble de ce mémoire, nous utiliserons des abréviations et acronymes, parfois en anglais. Ceci pour faciliter les éventuelles recherches que le lecteur voudrait réaliser dans la bibliographie scientifique. La correspondance entre les abréviations, les acronymes et leur définition sera donnée dans un glossaire à la fin de ce mémoire. [ref]

Structure du texte

Symboles et unités usités

Les âges : Si non référencés, ils sont pris dans Geological Time Scale (James G. Ogg, Gabi Ogg, et Gradstein 2008).

a : année

Ma : million d'année

ETUDE SISMOTECTONIQUE DE
L'ARDENNE

CHAPITRE 1. L'ÉTUDE DES TREMBLEMENTS DE TERRE EN BELGIQUE

[A l'intérieur des continents, les déformations tectoniques récentes sont généralement peu ou pas visibles dans la morphologie des paysages et l'enregistrement géologique parce que les processus qui en sont la cause sont trop lents et peu spectaculaires. L'activité sismique actuelle est dès lors le phénomène qui atteste généralement de cette activité tectonique présente récente – **DANS L'INTRO GENERALE ?**]. La localisation des tremblements de terre ainsi que l'analyse de leur mécanisme deviennent donc primordiaux pour définir le cadre tectonique d'une région et évaluer les risques associés à leur occurrence. Dans ce chapitre, nous décrivons d'abord brièvement l'évolution du réseau de surveillance sismique en Belgique, principalement le réseau moderne implanté depuis 1985. Il fournit les données de base utilisées dans ce travail pour l'étude de la sismotectonique de l'Ardenne. Nous expliquons ensuite le travail de collecte et d'homogénéisation des données de stations sismiques allemandes et hollandaises réalisé pour disposer de l'ensemble le plus complet de données sur les tremblements de terre de nos régions depuis 1985.

Pour mettre en évidence des structures crustales actives à partir de l'activité sismique, il est nécessaire d'obtenir des localisations très précises, de manière à identifier les groupements spatiaux de séismes et analyser leur géométrie par comparaison avec les mécanismes au foyer. L'objectif principal de ce chapitre est d'expliquer les différents outils que nous avons développés pour y arriver. Nous avons adapté les programmes de calculs les plus récents permettant de faire des relocalisations (COMPLOC [ref], HYPODD [ref] et LOTOS [ref]) afin de permettre des analyses automatiques de l'ensemble des tremblements de terre de la base de données de l'ORB. Nous avons testé à partir de données théoriques les qualités respectives des trois programmes et également les précisions de localisation qui pouvaient être atteintes. Nous avons également adapté le calcul automatique des cross-corrélation des traces sismiques de différents séismes par une même station sismique [ref], ce qui devrait permettre dans le futur d'encore améliorer la précision des localisations relatives. Nous avons développé des outils d'analyse de la répartition géométrique de l'activité sismique afin de permettre une comparaison directe avec les mécanismes focaux.

Finalement, nous avons adapté les outils de calcul des mécanismes au foyer des tremblements de terre développés par Camelbeeck (1993) de manière à les rendre utilisables facilement à partir de la base de données de l'ORB et de fournir une interface graphique d'analyse facile d'utilisation et permettant de tester des sous-ensembles de données.

Toutes ces méthodes ont été testées sur les données que nous avons collectées lors de la séquence dans le Brabant wallon de 2008 à 2010.

1.1. Le réseau de surveillance sismique belge

La première station sismique a été installée à Uccle en 1898 par le mécène Ernest Solvay, soit seulement 24 ans après l'invention du premier sismographe par Filippo Cecchi. Le premier enregistrement de ce sismomètre est un séisme le 4 septembre 1899 (van camp & Cam). Uccle sera la seule station sismique permanente belge jusqu'en 1958, date à laquelle l'Institut Royal Météorologique fit construire la station géophysique de Dourbes et y installa une station sismique. Ensuite, plusieurs stations ont été implantées par l'Observatoire sur le territoire belge (exemple : Warmifontaine entre 1964 et 1970) ou luxembourgeois (exemple : casemates de Luxembourg, entre 1967 et 1972 ou dans une mine de gypse à Walferdange, depuis 1968). La galerie souterraine géophysique de Membach fut construite suite aux travaux de rehaussement de barrage de la Gileppe en dans les années 1960-1970. Depuis 1977, elle est équipée de divers

instruments géophysiques, numériques depuis 1985. Le grand développement du réseau sismique belge se produira après le séisme de Liège en 1983.

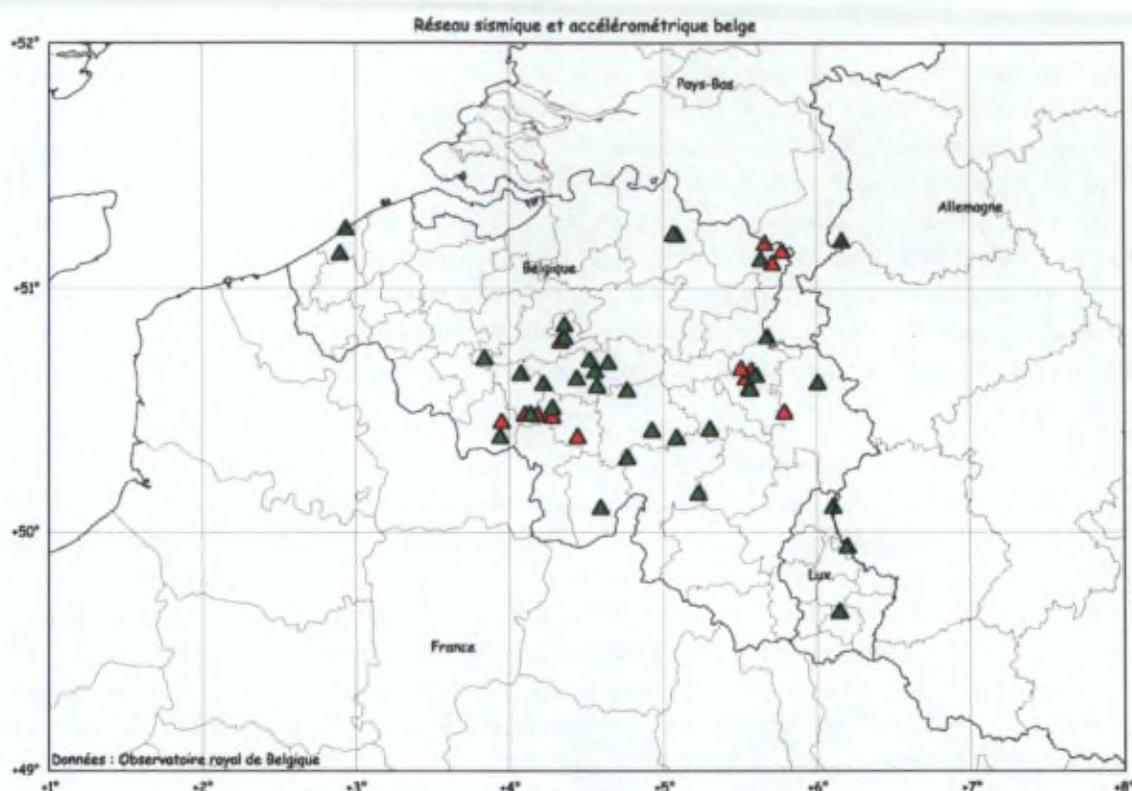


FIGURE 1-1 : RÉSEAU DE L'OBSERVATOIRE ROYAL DE BELGIQUE – STATIONS SISMQUES (VERT) ET ACCÉLÉROMÉTRIQUES (ROUGE). LES SEPT STATIONS MOBILES INSTALLÉES EN JUILLET 2008 LORS DE LA SÉQUENCE DU BRABANT WALLON SONT ÉGALEMENT REPRÉSENTÉES.

Le réseau actuel de l'Observatoire royal de Belgique est le seul réseau de surveillance sismique en Belgique. Il se compose de 25 stations sismiques permanentes et de 19 stations accélérométriques (Figure 1-1). Les stations sont principalement installées dans le Sud et l'Est du pays pour deux raisons : la majorité des séismes dans nos régions s'y situent et l'épaisseur de la couverture Tertiaire de la moitié nord du pays ne permet pas d'avoir des sites d'installation de bonne qualité à moins d'y effectuer des forages profonds et coûteux pour atteindre le socle rocheux. Par exemple, la roche est atteinte à 100 m à Uccle ou à 300 m à Oostende. Pour installer une station sismique sur le rocher à Antwerpen, il faudrait forer jusqu'à environ 900 mètres de profondeur.

1.2. Le catalogue de l'Observatoire royal de Belgique depuis 1985

1.2.1. COMPLÉTION DU CATALOGUE BELGE APRÈS 1985

1.2.1.1. COMPLÉTUDE DU CATALOGUE

Tous les événements ayant été enregistrés par le réseau belge (depuis 1985) ont, théoriquement, été mesurés et localisés quotidiennement. Il arrive cependant que certains aient été oubliés ou laissés de côté par manque de temps. Il est donc important de vérifier que toutes ces données sont correctement reportées dans la base de données.

Le catalogue belge a été comparé au catalogue du réseau allemand de Bensberg (BNS)¹ qui est le plus complet pour la zone des trois frontières. Certains événements manquants dans le catalogue belge ont été mesurés sur les enregistrements des stations belges et ajoutés dans la base de données.

1.2.1.2. APPORT DES DONNÉES ÉTRANGÈRES

Afin de localiser un séisme le plus précisément possible, il est nécessaire d'avoir le plus grand nombre de données (temps d'arrivées) possible. Ces données, obtenues auprès des réseaux hollandais (KNMI²) et allemand (BNS), ont été vérifiées et importées dans la base de données. Au total, 5400 temps d'arrivées (ondes P et ondes S) ont été importés, ce qui représente environ 15% du total des mesures désormais disponibles pour les localisations.

Le fait d'étendre virtuellement le réseau sismométrique autour des séismes permet de les placer à l'intérieur d'un réseau et donc de réduire le "gap" en azimut, un des principaux facteurs affectant la qualité d'une localisation.

Pour que les processus de localisation soient efficaces, il faut également que les informations relatives à toutes les stations sismiques soient correctes et disponibles. Ces données ont été collectées et ajoutées.

1.2.2. LE CATALOGUE BELGE

Le catalogue de l'ORB est complet (T. Camelbeeck et al. 2007) pour les séismes de magnitude $M_L \geq 1.8$ depuis 1985. Pour les séismes de magnitude supérieure ou égale à 5.0, il est complet depuis 1350. Pour les séismes de magnitudes respectives entre 4.0 et 5.0 et entre 3.0 et 4.0, il est complet depuis 1925 et 1960.

Dénomination	Années	Nombre de séismes
Catalogue Historique	- 1900	29
Catalogue Instrumental	1900 - 1985	152
Catalogue Numérique	1985 - 2010	1471

¹ BNS, Erdbebenstation Bensberg, Universität zu Köln, Allemagne

² KNMI, Het Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, Pays-Bas

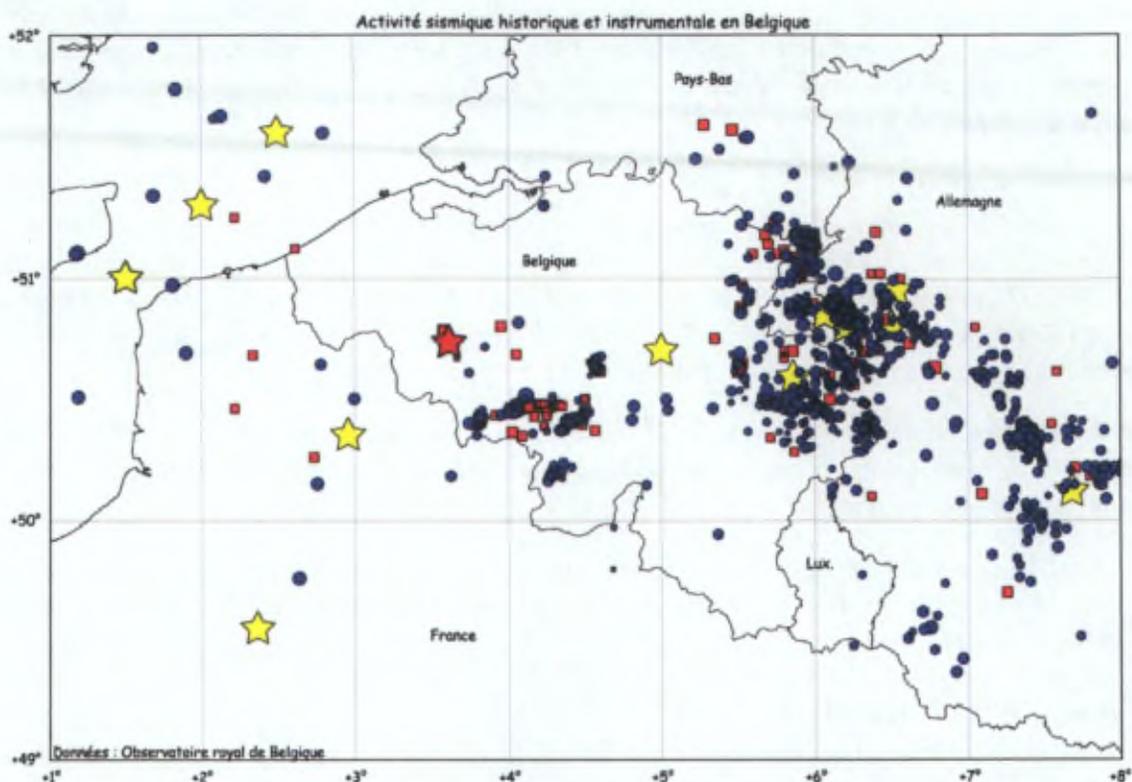


FIGURE 1-2 : CATALOGUE BELGE : SÉISMES DE MAGNITUDE ESTIMÉE ≥ 5.0 DEPUIS 1350 (ÉTOILES JAUNES), INSTRUMENTALES (1900-1985, CARRÉS ROUGES ET ÉTOILE ROUGE POUR 1938 M_s 5.0) ET INSTRUMENTALES NUMÉRIQUES (1985-2010, RONDS BLEUS).

[Ajouter Roermond]

Les grands tremblements de terre historiques (étoiles jaunes et rouge sur la Figure 1-2) ne se sont pas tous produits à des endroits connus actuellement pour leur sismicité. En effet, sur les 14 séismes de magnitude supérieure ou égale à 5, 3 se sont produits dans le sud de la Mer du Nord, 2 dans le nord de la France et 1 en Hesbaye. Ces régions sont actuellement très peu actives. A contrario, l'Ardenne et le Graben du Rhin ont connu 8 séismes de magnitude plus grande ou égale à 5, et ces régions montrent toujours actuellement une activité sismique significative. Entre 1900 et 1985, le 11 juin 1938, un séisme de magnitude 5.3 a également eu lieu dans une zone actuellement dépourvue de sismicité, la région de Renaix-Oudenaarde.

1.2.3. COMPARAISON DES MAGNITUDES LOCALES DÉTERMINÉES PAR LES RÉSEAUX SISMQUES ALLEMANDS, BELGES ET HOLLANDAIS

Les catalogues belges (ROB), hollandais (KNMI) et de l'Université de Cologne (BNS) ont été comparés pour la période 1985 – 2009 (Figure 1-3). La cohérence entre les différentes évaluations de la magnitude est bien établie ; bien que le calcul se base sur des données différentes : le mouvement maximal de l'onde S sur la composante verticale (T. Camelbeek 1985), ou horizontale (Ahorner 1983) des enregistrements sismiques. Au total, 775, 611 et 693 séismes sont communs aux paires ROB-BNS, ROB-KNMI et KNMI-BNS. La grande majorité des séismes sont déterminés à ± 0.5 points de magnitude entre les paires. La correspondance des magnitudes entre le KNMI et BNS est très bonne, avec plus de la moitié des événements ayant une magnitude comprise entre 0 et +0.1 points.

RMS Magnitude comparison
Data 1980-2009

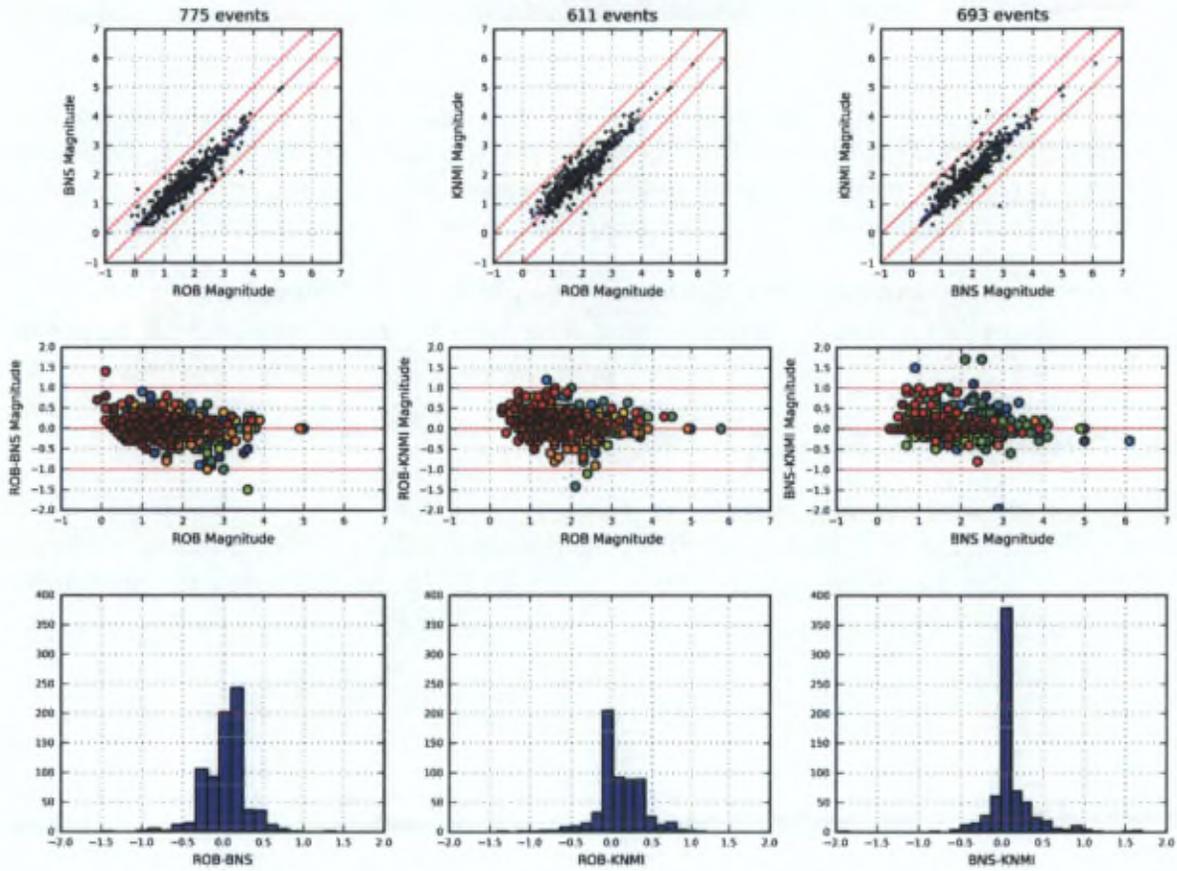


FIGURE 1-3 : COMPARAISON DES MAGNITUDES ENTRE LES CATALOGUES BELGE (ROB), HOLLANDAIS (KNMI) ET DE L'UNIVERSITÉ DE COLOGNE (BNS). LA COULEUR DES POINTS SUR LA 2IE LIGNE CORRESPOND À L'ANNÉE D'OCCURRENCE DU SÉISME, ENTRE 1985 (BLEU) ET 2010 (ROUGE).

1.3. Mesures des phases sismiques et paramètres des sources sismiques

1.3.1. MESURE DES DIFFÉRENTES PHASES SISMQUES

Les mesures des différentes phases sismiques sont réalisées sur des sismogrammes. Les stations sismiques (Figure 1-1) enregistrent les vibrations du sol, le plus souvent selon 3 composantes : Vertical, est-ouest et nord-sud (Figure 1-4). Les données sont archivées sous format numérique depuis 1985. Les mesures réalisées sur ces sismogrammes sont, pour une station donnée :

- Mesures du temps d'arrivée d'un type d'onde particulier (P, S, PmP, SmS, etc.).
- Mesures de l'amplitude du déplacement du sol pour de calculer la magnitude du séisme.
- Détermination de la polarité permet, éventuellement en combinaison avec l'amplitude, de contraindre le mécanisme au foyer du séisme (différents motifs de rayonnement des différents types d'ondes).

Le plus souvent, pour des séismes locaux et régionaux (jusqu'à maximum 400 km), seules les ondes P (première arrivée) et S (deuxième arrivée) sont mesurées (Figure 1-4). Selon la distance, ces ondes seront des Pg et Sg (ondes directes) ou Pn et Sn (ondes réfractées sur des interfaces profondes).

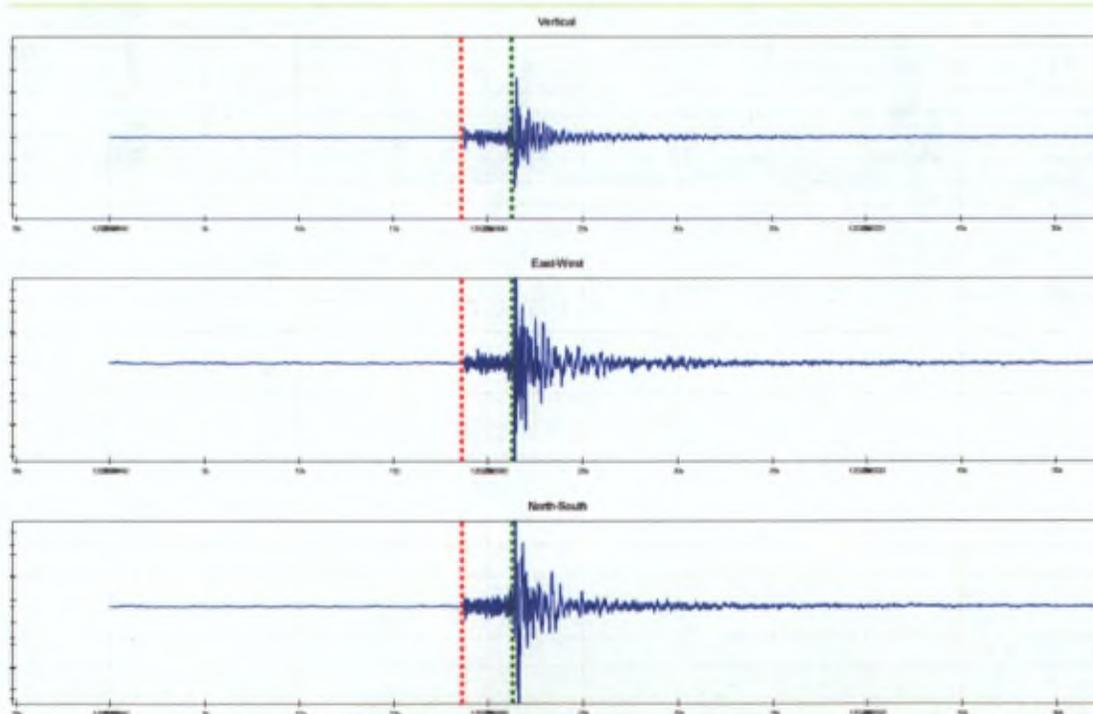


FIGURE 1-4 : SEISMOGRAMMES SELON LES 3 COMPOSANTES DU SISMOMÈTRE. ENREGISTREMENT DE LA STATION DE MEMBACH POUR UN SÉISME DE $M_L 1.8$ À SPA (2008-02-06). LES MESURES DE L'ONDE P (TIRÉ ROUGE) ET DE L'ONDE S (TIRÉ VERT) SONT INDICUÉES.

1.3.2. MODÈLE DE VITESSE DES ONDES DE VOLUME

Le modèle de vitesse de propagation des ondes de volume dans la partie supérieure de la croûte dans la région ont été déterminées dans différentes études (Ahorner 1983; T. Camelbeeck 1993; Reamer et Klaus-G. Hinzen 2004), pour cette thèse, nous utilisons le modèle défini dans le

mémoire de Valérie Calbini (2003). Il a été déterminé par l'analyse de la croûte par inversion 2D de données sismiques. Ce modèle place le Moho à 32.5 km de profondeur.

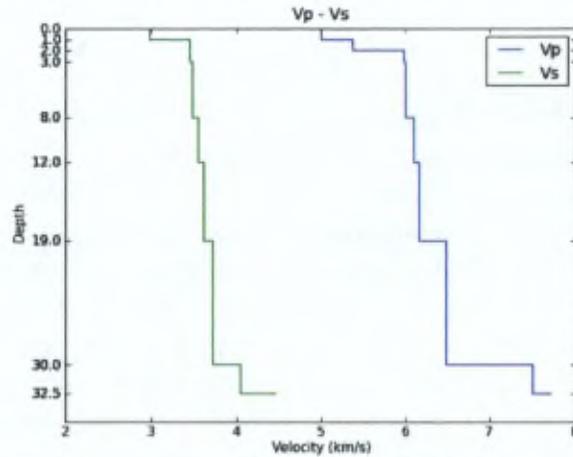


FIGURE 1-5 : MODÈLE DE VITESSE (CALBINI03) UTILISÉ POUR LES ONDES DE VOLUME P ET S.

Profondeur De	(km) à	Vp (km/s)	Vs
0	1	5.000	2.980
1	2	5.370	3.440
2	3	5.980	3.441
3	8	6.000	3.470
8	12	6.100	3.540
12	19	6.170	3.610
19	30	6.500	3.710
30	32.5	7.500	4.040
32.5		7.710	4.460

Le modèle de vitesse 1D est un élément important conditionnant la qualité des (re)localisations, au même titre que la localisation précise des stations sismiques et de mesures de temps d'arrivée rigoureuses. Le modèle CALBINI03 représente une bonne solution moyenne pour la croûte terrestre sous nos régions.

1.4. Localisations et relocalisations

Dans cette partie, nous présentons les méthodes de localisation et, pour chaque méthode, le programme informatique qui a servi à l'analyse sismologique. Les données qui sont présentées ici sont exclusivement les données du "Catalogue Numérique" (période 1985-2010).

1.4.1. LOCALISATION ABSOLUE

La localisation d'un séisme est déterminée par son heure origine H_0 , son épicycle de coordonnées X et Y à la surface du sol et une profondeur Z. Pour localiser un séisme, on mesure des temps d'arrivées d'ondes sismiques sur les enregistrements sismographiques (sismogrammes) de plusieurs stations sismiques à plus ou moins grande distance de l'événement. Pour un séisme local, on mesure généralement les temps d'arrivée des ondes de volume, P et S. La localisation se passe selon un processus itératif, visant à minimiser les résidus en temps entre les temps de parcours théoriques et ceux obtenus en soustrayant l'heure origine du séisme des temps d'arrivée des ondes sismique, pour chaque type d'onde, à chaque station. Le processus doit résoudre une équation à 4 inconnues.

Le programme informatique utilisé à l'ORB pour localiser individuellement chaque tremblement de terre dans la routine journalière est HYPO2000. Il s'agit d'une version évoluée de HYPO71 (Lee et Lahr 1972). Ce programme effectue 500 fois le calcul de la localisation, à partir de temps d'arrivée d'ondes P et S auxquels sont ajoutés une erreur aléatoire (± 0.05 et ± 0.10 secondes pour les ondes P et S, respectivement). La localisation finale est déterminée comme le centroïde des 500 solutions. L'erreur sur cette localisation est estimée à partir du volume du nuage de points autour de la solution.

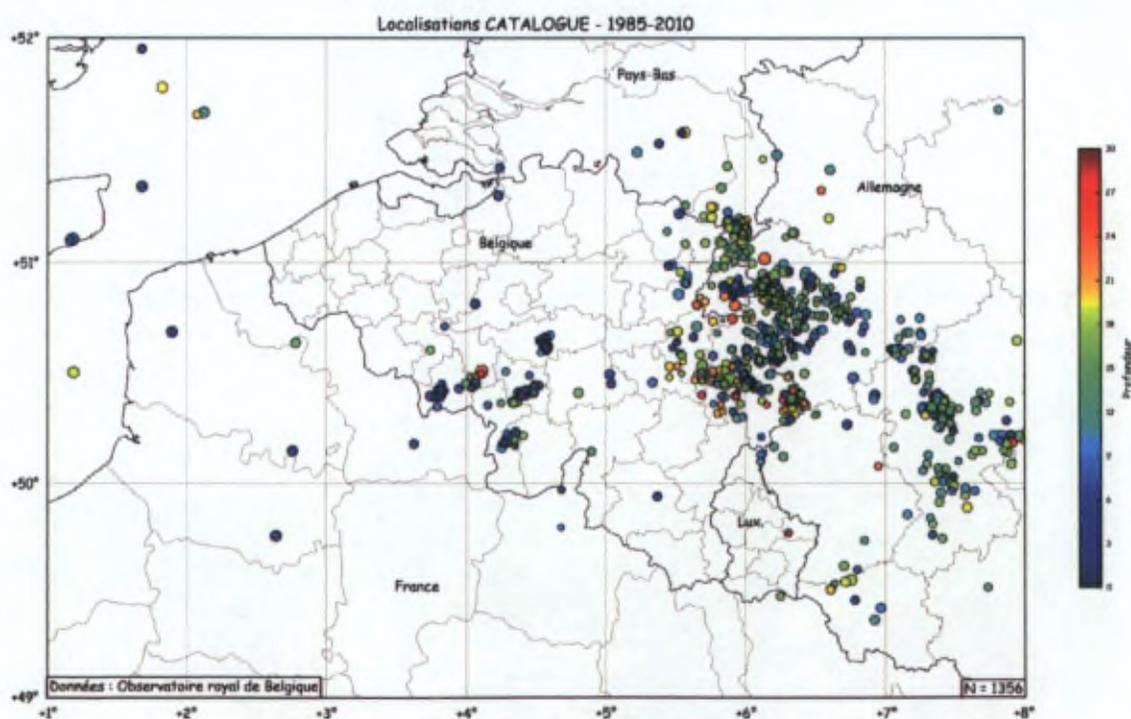


FIGURE 1-6 : LOCALISATIONS HYPO2000 DU CATALOGUE BELGE, DONNÉES 1985-2010.

1.4.2. LOCALISATION RELATIVE

Les méthodes de localisation relative entre événements sont apparues dans le milieu des années 1980. Différentes méthodes permettent d'obtenir des localisations relatives entre événements

amenant à diminuer les erreurs relatives d'un ordre de grandeur. D'une manière générale, les séismes sont **localisés** en routine. Les méthodes de localisation relative, appliquées dans un second temps, sont appelées « **relocalisations** » d'un ensemble de séismes. Ces méthodes, décrites par Lin et Shearer (2005), peuvent être appliquées à une sismicité fortement distribuée, comme celle de nos régions.

Nous décrivons ici succinctement les trois plus courantes et une méthode inédite :

1.4.2.1. CORRECTIONS DE STATION

Cette méthode a pour but d'étudier la distribution des résidus en temps à une station donnée pour l'ensemble des temps de parcours des ondes sismiques qui y sont mesurés. Si cette distribution n'est pas centrée sur 0.0, on attribue à cette station une correction dt , qui sera soustraite à chaque temps de parcours mesuré. De cette manière, on prend en compte les effets locaux (effet de site, mauvaise localisation d'une station, etc.). La correction d'une station doit, en théorie, être du même signe pour tous les types d'ondes sismiques. Les corrections dt appliquées à chaque station sont **statiques** (en anglais : Static Station Terms – SST), elles sont définies pour l'ensemble du groupe de données. Il est également possible de déterminer des corrections qui sont fonction de l'azimut et de la distance entre les séismes et la station. Ces corrections sont donc **différentes pour chaque source** (en anglais : Source Specific Station Terms – SSST). Les événements relativement proches sont associés dans des boîtes représentant les zones sources. Les SSST sont privilégiées car elles rendent mieux compte de la variabilité à trois dimensions des terrains traversés par les ondes sismiques. En réduisant la dimension des boîtes à chaque itération, la méthode détermine des corrections plus précises par groupe d'événements.

Le programme informatique utilisé pour effectuer ces relocalisations est COMPLOC (Lin et Peter Shearer 2006). Ce programme intègre l'algorithme de SSST (Richards-Dinger et Peter Shearer 2000) et propose également l'option de diminution de taille des boîtes de recherche (en anglais : shrinking box method). Dans ce cas, la localisation absolue peut également être améliorée.

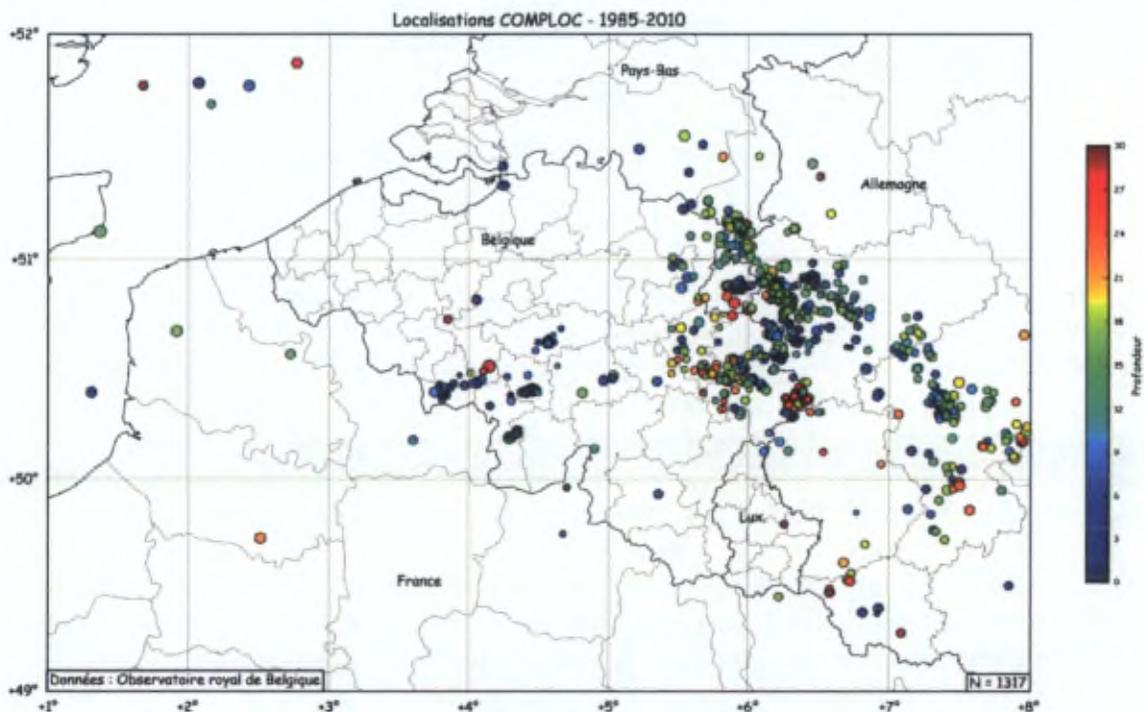


FIGURE 1-7 : RELOCALISATION DU CATALOGUE BELGE AVEC COMPLOC.

1.4.2.2. DOUBLE DIFFÉRENCE

Cette méthode considère que la différence entre deux temps de parcours mesurés à une même station pour deux séismes différents n'est due qu'à la distance relative entre ces deux séismes, le reste du parcours des ondes sismiques étant commun. De cette manière, l'anisotropie du milieu entre les séismes et la station est simplifiée et les équations ne dépendent plus que de la différence de temps de parcours.

Le programme informatique utilisé pour ces relocalisations est HYPODD (F. Waldhauser et W. L. Ellsworth 2000). Ce programme a le désavantage d'être relativement peu performant pour une sismicité fortement éparse, comme c'est le cas dans notre région d'étude. Il en résulte que seule environ la moitié des séismes (780 / 1356) a pu être relocalisée.

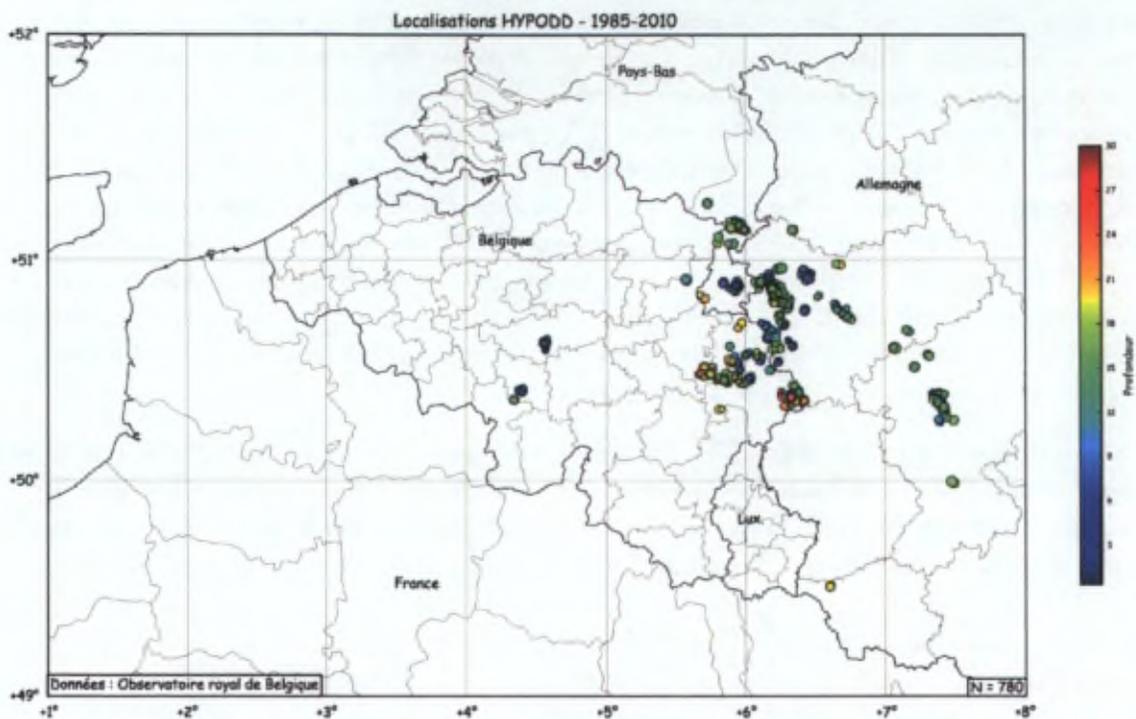


FIGURE 1-8 : RELOCALISATION DU CATALOGUE BELGE AVEC HYPODD.

1.4.2.3. CROSS-CORRÉLATION DES TRACES SISMIQUES

Deux séismes se produisant exactement au même endroit, avec les mêmes paramètres de sources, donneront à quelques variations locales près (bruit sismique, etc) le même signal sur une station d'enregistrement sismique. Si ces deux événements sont très proches, mais pas identiques, leur trace (l'enregistrement par une station sismique) sera très similaire. On peut alors déterminer les différences de temps d'arrivées des ondes sismiques dans une même station par crosscorrélation des traces sismiques des deux séismes. En effectuant cette opération pour un nombre suffisant de stations sismiques, on peut obtenir une différence de localisation précise entre les deux événements (Schaff et al. 2004). En collaboration avec D. Schaff, nous avons implémenté ses algorithmes sur les serveurs de l'Observatoire. Ceux-ci tournent sous Matlab et nécessitent des traces sismiques au format SAC. Nous avons donc écrit les routines de conversion GSE-SAC. Les tests réalisés sur les données de la séquence sismique qui touche le Brabant Wallon depuis juillet 2008 sont convaincants. Dans un futur proche, nous étendrons l'analyse à l'ensemble des données belges.

1.4.2.4. TOMOGRAPHIE VP-VS EN 3D

LOTOS10 (cf LOTOS9 dans Koulakov 2009) est un programme d'analyse tomographique des vitesses de propagation des ondes de volume dans la croûte terrestre en 3D. L'utilisation détournée de ce programme permet d'extraire les localisations des sources utilisées à chaque itération du programme. A la fin de l'exécution, le modèle de vitesse 3D est défini et les séismes sont localisés en l'utilisant. L'ensemble des séismes sont donc "relocalisés" et fournissent des données comparables aux autres programmes.

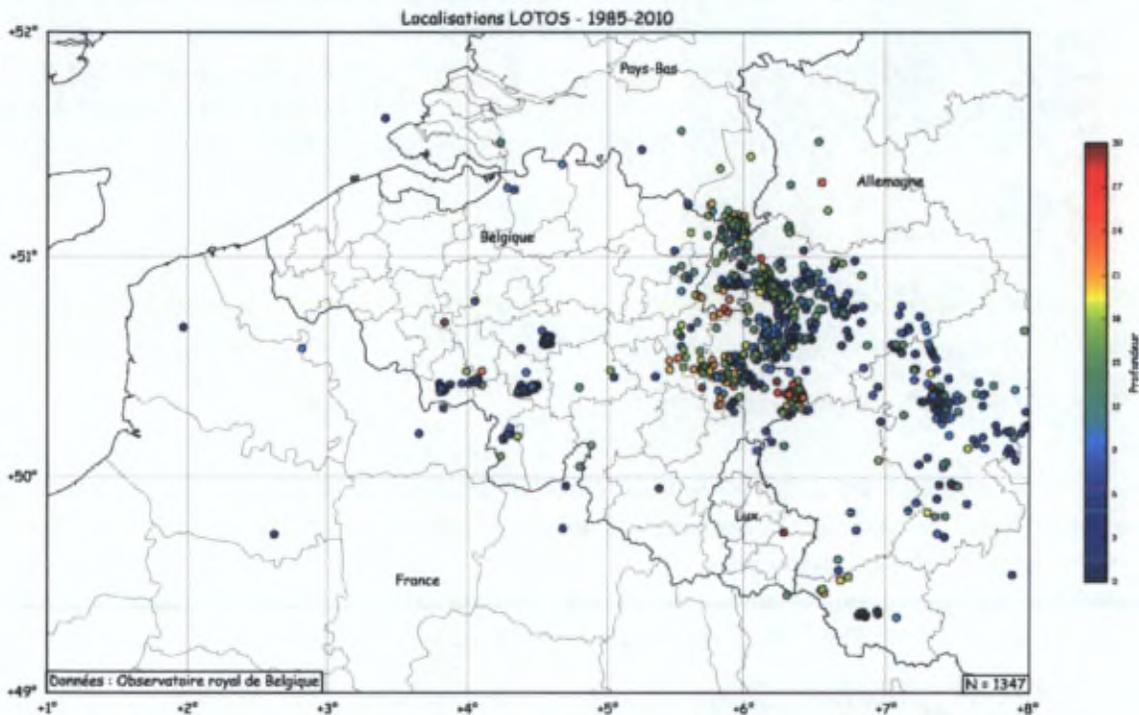


FIGURE 1-9 : RELOCALISATION DU CATALOGUE BELGE AVEC LOTOS.

1.5. Contrôle et validation des méthodes de relocalisation

1.5.1. DIMINUTION DU VOLUME D'INCERTITUDE

Les localisations effectuées par HYPO2000 sont le centroïde de 500 localisations différentes avec ajout de bruit sur les mesures. La distribution de ces 500 solutions illustre la qualité de la localisation : plus le volume autour des points est petit, plus la confiance sur la solution 'centroïde' peut être considérée comme stable. Ce volume est idéalisé par un ellipsoïde de révolution contenant au moins 95% des points (475 points pour HYPO2000). La méthode de détermination du centroïde d'un nuage de point est la même que pour la détermination de la distribution spatiale d'un groupe de séismes, elle sera explicitée dans le chapitre 1 (1.7.1 Distribution spatiale d'un groupe de séismes).

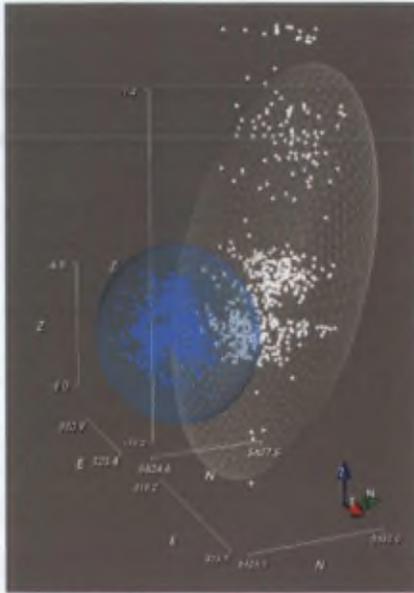


FIGURE 1-10 : COMPARAISON DU VOLUME D'INCERTITUDE AVANT (BLANC) ET APRÈS (BLEU) L'AJOUT DE DONNÉES DE STATIONS TEMPORAIRES PROCHES DE L'ÉPICENTRE.

Par exemple, le séisme à Court-Saint-Etienne (ML 1.5) du 30/10/2008 à 19h12 a été localisé une première fois (en blanc, ci-contre) avec 17 phases dans 9 stations belges et une deuxième fois (en bleu) avec 31 phases dans 16 stations. Les stations ajoutées sont des stations temporaires installées à proximité de l'épicentre. On voit clairement l'influence de ces nouvelles mesures sur le volume d'incertitude. Il est principalement diminué en profondeur (Z). Le volume contenant 95% des points évolue de 40 km³ à 11 km³ entre les deux localisations.

1.5.1.1. AJOUTS DE DONNÉES DE STATIONS SISMIQUES ÉTRANGÈRES

A proximité du séisme, l'ajout de données, surtout d'une mesure du temps d'arrivée de l'onde S, d'une station permet de mieux déterminer la profondeur du foyer. A plus grande distance, l'amélioration se ressent surtout sur la localisation de l'épicentre. Les deux ont pour résultat de diminuer le volume d'incertitude dans lequel le séisme se situe.

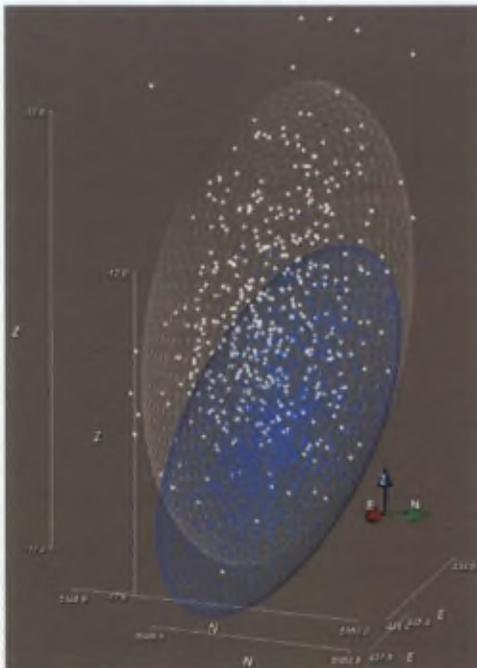


FIGURE 1-11 : COMPARAISON DU VOLUME D'INCERTITUDE AVANT (BLANC) ET APRÈS (BLEU) L'AJOUT DE DONNÉES DE STATIONS ALLEMANDES, RÉDUISANT AINSI LE GAP EN AZIMUT.

Ce séisme à Hehlrath (30/09/2008 à 22h31) a d'abord été localisé avec 12 phases dans 7 stations belges uniquement (en blanc, ci-contre) et ensuite après ajout de 7 phases dans 4 stations du réseau BNS (en bleu).

La diminution du volume d'incertitude est très importante, de 37 km³ à 11 km³. La vue en carte (ci-dessous) montre l'importance des stations BNS dans la réduction du GAP en azimuth, l'incertitude sur l'épicentre est plus circulaire, moins étirée.

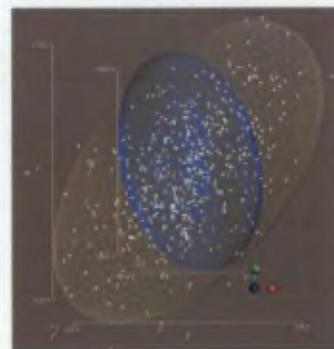


FIGURE 1-12 : VUE EN CARTE DE LA COUPE PRÉSENTÉE À LA FIGURE 1-11.

1.5.1.2. APPLICATION DES CORRECTION DE STATION

A l'instar de l'ajout de données, l'application de corrections de station pour un groupe de séismes donnés permet de faire diminuer le volume d'incertitude de la localisation.

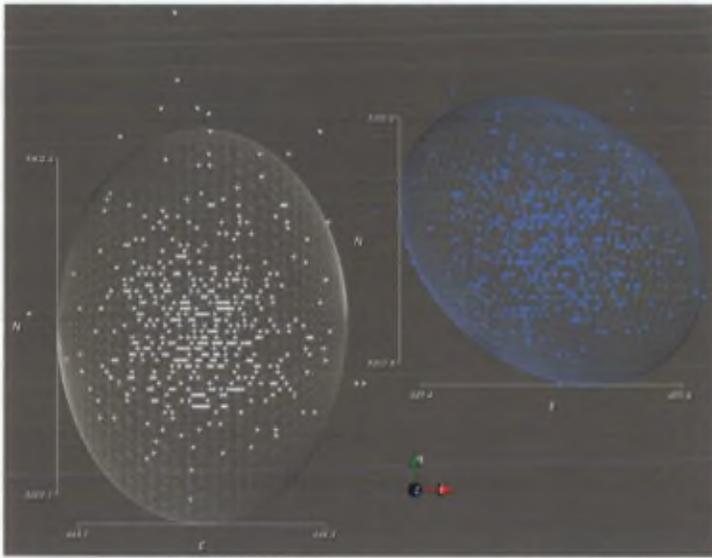


FIGURE 1-13 : COMPARAISON DU VOLUME D'INCERTITUDE DE LA LOCALISATION HYPO2000 (BLANC) ET COMPLOC (BLEU). ON OBSERVE ÉGALEMENT LA DIFFÉRENCE DANS LA LOCALISATION ABSOLUE DU SÉISME.

L'application des corrections de station déterminées par COMPLOC provoque une diminution du volume d'incertitude de 0.75 km^3 à 0.67 km^3 pour ce séisme à Rocherath (22/10/2008 à 2h29). On remarque que la localisation absolue du séisme change, c'est un avantage connu (Lin et Peter Shearer 2005) de COMPLOC par rapport à HYPODD.

1.5.2. EVALUATION DE LA QUALITÉ DES RELOCALISATIONS

1.5.2.1. MÉTHODOLOGIE

Lin et Shearer (2005) ont testé la relocalisation de données synthétiques par COMPLOC, HYPODD et JS ("hypocentroidal decomposition"). Ces auteurs montrent que les résultats sont généralement meilleurs pour COMPLOC et montrent que la qualité d'une (re)localisation dépend également de la distribution de stations autour des séismes. Pour évaluer l'influence que peut avoir la répartition des stations sismiques sur la qualité des relocalisations calculées, à fortiori avec une sismicité éparsée dans une région assez vaste. Nous avons reproduit ce test en positionnant des séismes arbitrairement dans la région et en analysant des temps de parcours théoriques auxquels du bruit de mesure a été ajouté. Les localisations réelles des stations du réseau belge et des réseaux des régions limitrophes sont utilisées. Nous nous sommes limités à tester COMPLOC, meilleure méthode du test selon Lin & Shearer. L'influence de la géométrie du réseau sismique peut dès lors également être quantifiée.

Nous nous intéressons aux régions qui sont connues pour leur activité, en les recoupant par des séries de séismes alignés. Au total, 1995 séismes sont placés arbitrairement le long de profils N-S, E-W, SE-NW et SW-NE, à 5, 10, 15, 20 et 25 kilomètres de profondeur. Le réseau virtuel qui est utilisé est plus grand et plus complet que le réseau régional actuel, mais il représente la majorité des sites qui ont été utilisés depuis 1985 pendant une certaine durée.

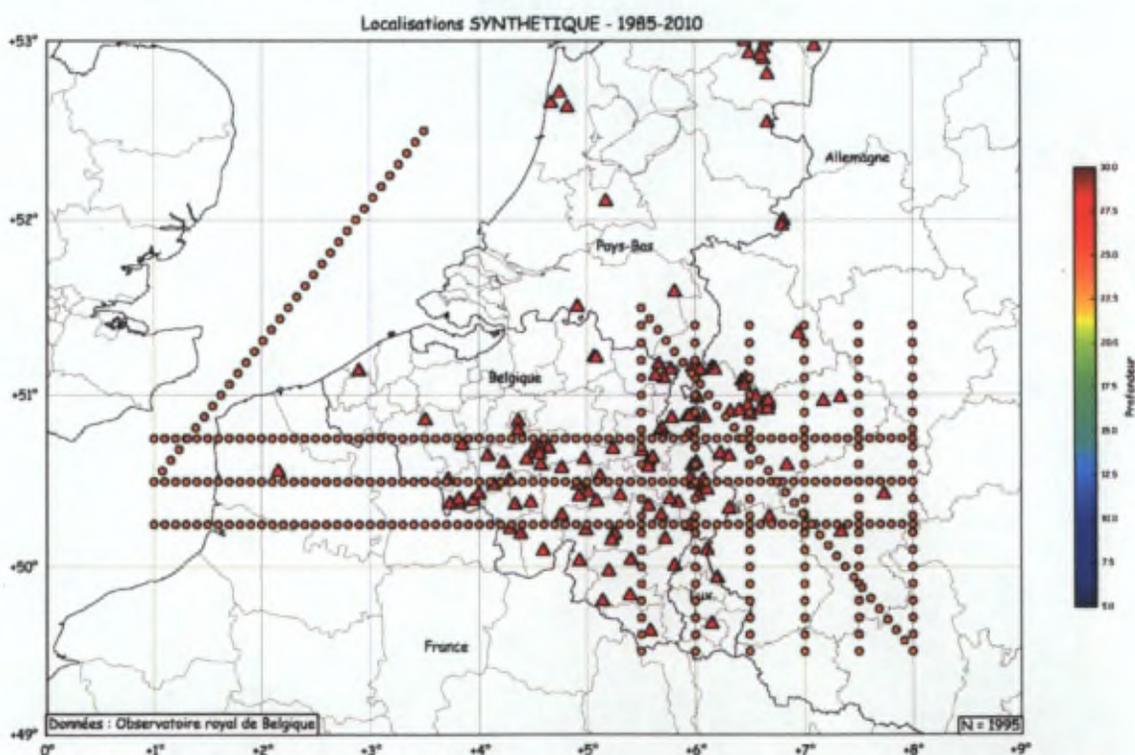


FIGURE 1-14 : LOCALISATION THÉORIQUE DES SÉISMES (CERCLES ORANGES) SOUMIS AU TEST DE RELOCALISATION. LES STATIONS QUI ONT ÉTÉ ACTIVÉS UN TEMPS NON NÉGLIGEABLE DEPUIS 1985 SONT REPRÉSENTÉES PAR DES TRIANGLES ROUGES.

On suppose que chaque station dans un rayon de 250 km autour d'un séisme a une probabilité de 60 % de le mesurer. Une onde S a une probabilité de 50 % d'être mesurée si une onde P a été mesurée. De cette manière, on obtient une moyenne de 48 ondes P et 24 ondes S par séisme.

Les temps de parcours théoriques ont été calculés avec le programme LOTOS10 à partir du modèle de vitesse 1D "CALBINI2003" (voir 1.3) étendu en 3D. Le modèle 1D est calculé avec une

variation de vitesse linéaire dans chaque niveau et non pas constante (par exemple : Lowrie 2007).

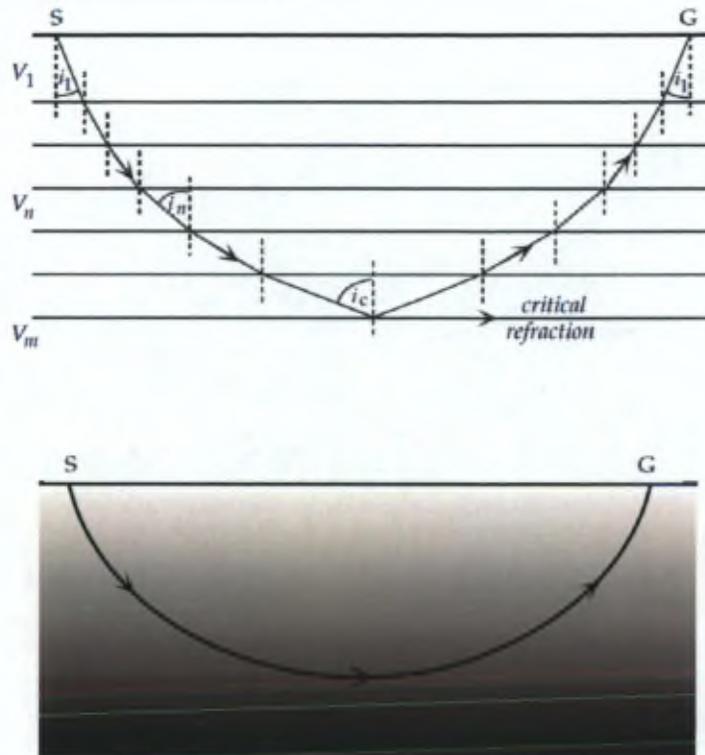


FIGURE 1-15 : RAI SISMIQUE ENTRE UNE SOURCE (S) ET UN RÉCEPTEUR (G) DANS UN MILIEU DONT LA VITESSE VARIE PAR COUCHES (V_1 À V_m) ET OÙ LA VARIATION DE VITESSE EST CONTINUE. FIGURE ISSUE DE LOWRIE (2007, P185).

LOTOS10 est également capable de calculer les rais dans un milieu anisotrope à 3 dimensions (Figure 1-16), nous utiliserons cette capacité plus loin dans ce travail (voir 1.5.2.4).

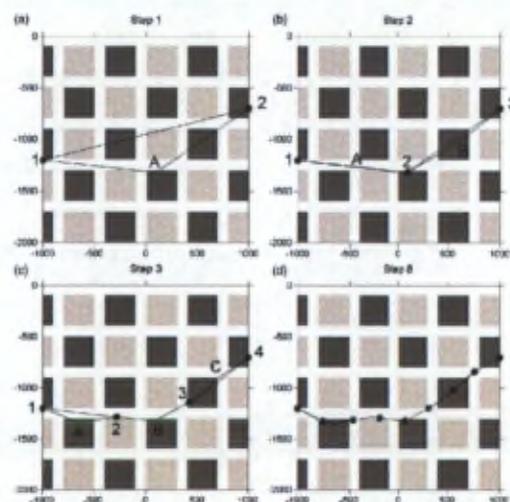


FIGURE 1-16: ILLUSTRATION DE L'ALGORITHME DE CALCUL DE RAI SISMIQUE DANS UNE CROÛTE INHOMOGÈNE PAR LOTOS. VOIR (KOULAKOV 2009) POUR LES DÉTAILS.

1.5.2.2. CROÛTE HOMOGÈNE ET AUCUNE ERREUR DE MESURE

Les localisations ont été calculées par COMPLOC en utilisant le même modèle de vitesse en gradient linéaire que celui utilisé pour créer les données synthétiques. Cette opération, exempte d'ajout d'erreur de mesure, est donc une comparaison du calcul des temps de parcours par

l'algorithme de traçage de rai et par COMPLOC, ainsi qu'une évaluation de la robustesse du processus d'inversion dans COMPLOC. La relocalisation avec COMPLOC donne de très bons résultats avec les données "propres". Les régions moins bien couvertes par le réseau de stations fournissent bien sûr une certaine erreur dans la localisation.

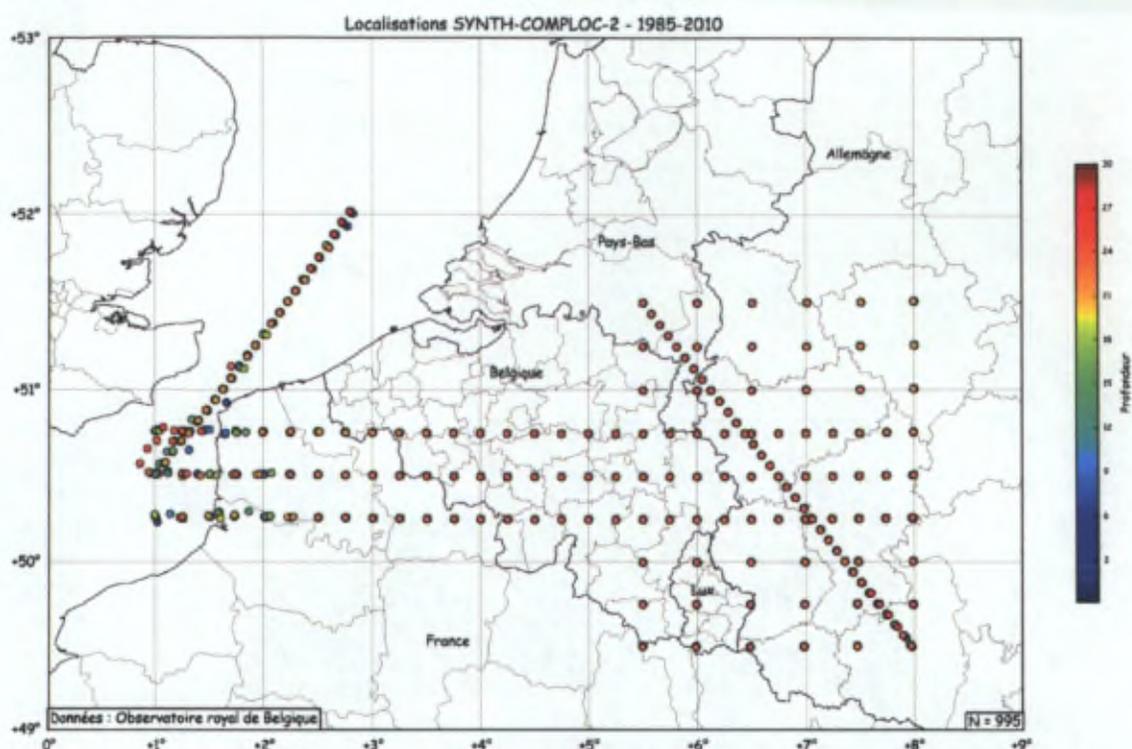


FIGURE 1-17 : RELOCALISATIONS COMPLOC DU CATALOGUE SYNTHÉTIQUE, AVEC CROÛTE HOMOGENÈME ET AUCUNE ERREUR DE MESURE.

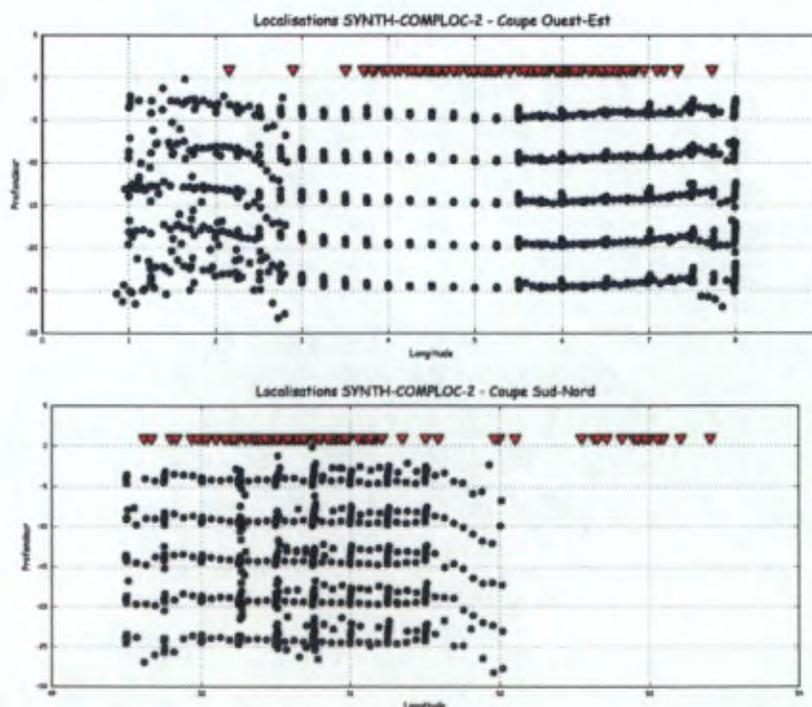


FIGURE 1-18 : RELOCALISATIONS COMPLOC – AUCUNE ERREUR DE MESURE. COUPES OUEST-EST ET SUD-NORD ILLUSTRANT LES RÉSULTATS. LES SÉISMES DEVRAIENT IDÉALEMENT S'ALIGNER SUR LA GRILLE HORIZONTALE ENTRE -5 ET -25 KM. LES TRIANGLES ROUGES INDIQUENT LA LOCALISATION DES STATIONS SISMIQUES.

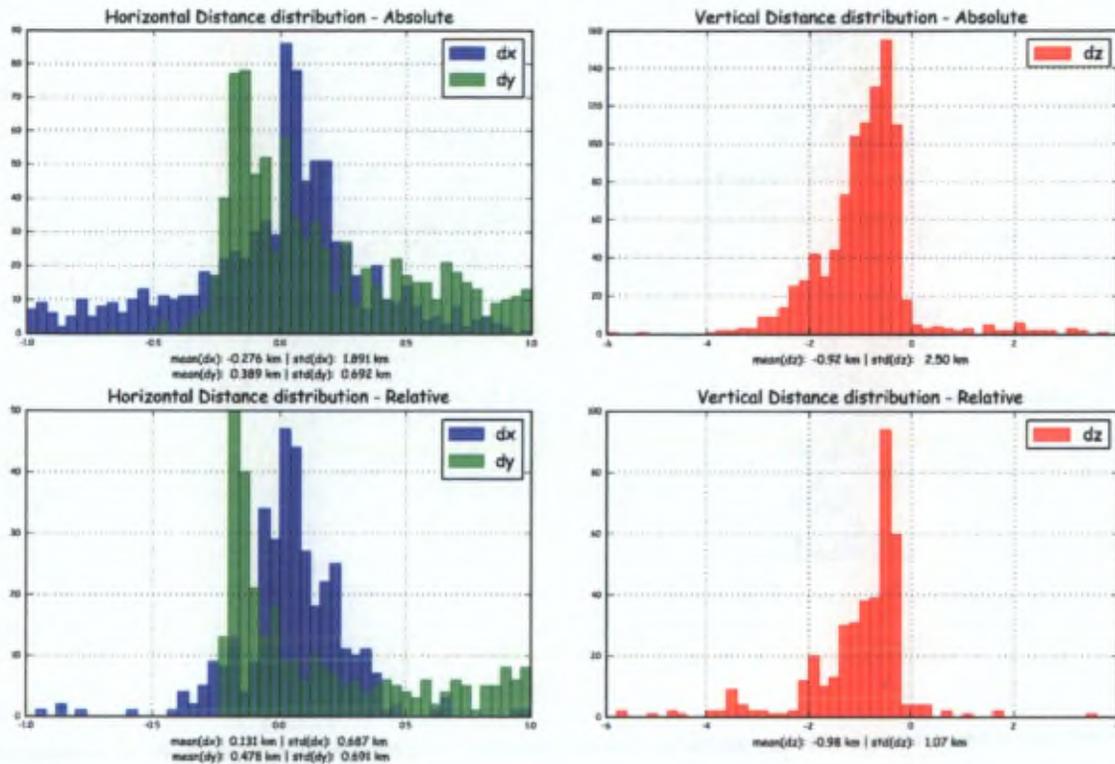


FIGURE 1-19: DISTRIBUTION DES DIFFÉRENCES DE LOCALISATIONS EN X, Y ET Z, EN ABSOLU EN ET RELATIF. LA POSITION RELATIVE EST CELLE DU CENTROÏDE DE 5 SÉISMES SITUÉS L'UN AU DESSUS DE L'AUTRE, SOIT AUX PRODFONFEURS DE 5, 10, 15, 20 ET 25 KM.

Sous le réseau et à proximité de celui-ci les localisations absolues sont très bonnes, avec toutefois une dérive systématique de 1 km vers la surface. Là où le réseau se fait moins dense, surtout dans l'Ouest, la localisation devient très difficile et le volume d'incertitude autour d'un séisme sera donc grand. En regardant l'ensemble des données sous forme de distributions de la distance en X, Y ou Z, on voit que la distribution est généralement normale. La Figure 1-19 illustre ces distances pour l'ensemble des résultats. Les résultats sont présentés selon deux méthodes : on compare les localisations absolues des événements avec la localisation théorique (ligne du haut, "Absolute") et on compare la localisation du centroïde d'un groupe de 5 événements superposés, donc ayant les mêmes X et Y de départ et un Z différent (ligne du bas, "Relative").

De même, en restreignant la zone de comparaison une zone élargie autour de l'Ardenne-Eifel (Figure 1-20), sous le réseau dense, on obtient de meilleurs résultats. La zone est définie comme :

$$3.65^{\circ}E \leq longitude \leq 6.8^{\circ}E$$

$$50.0^{\circ}N \leq latitude \leq 51.7^{\circ}N$$

Dans cette zone, les localisations sont très proches des localisations théoriques, mais toujours avec une légère dérive vers la surface.

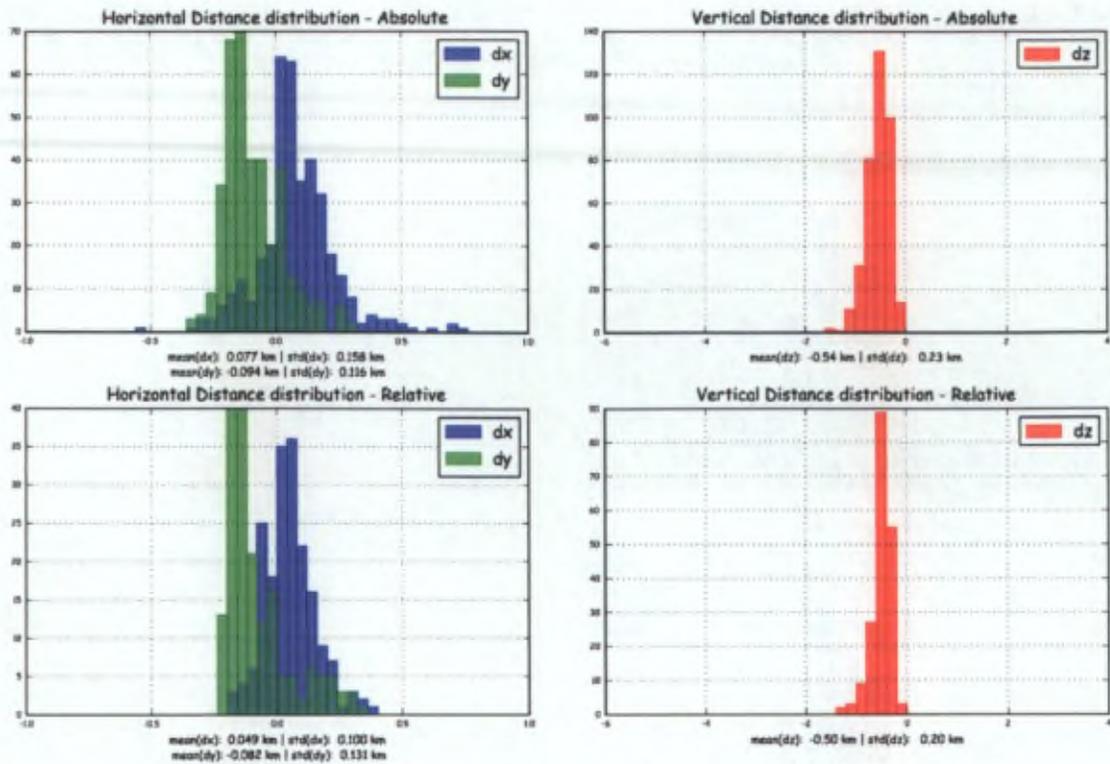


FIGURE 1-20 : MÊME CHOSE QU'EN FIGURE 1-19, MAIS POUR LA ZONE "SOUS LE RÉSEAU".

La conclusion de ce premier test est que, comme attendu, la qualité de la localisation d'un séisme dépend de la densité et la répartition spatiale de stations le mesurant. Selon les algorithmes de calcul de r_{ai} dans la croûte, les arrondis et les approximations conduisent à produire de petites différences, dont la plus nette est une faible dérive de la grande majorité des séismes vers la surface. Dans le cas où la croûte est homogène et où le modèle de vitesse réel est bien estimé, on peut considérer qu'un séisme serait localisé, en absolu, à

$$x_f = x_0 + 0.077 \pm 0.158 \text{ km} ; y_f = y_0 - 0.094 \pm 0.116 \text{ km} ; z_f = z_0 - 0.540 \pm 0.230 \text{ km}$$

et en relatif :

$$x_f = x_0 + 0.049 \pm 0.100 \text{ km} ; y_f = y_0 - 0.082 \pm 0.131 \text{ km} ; z_f = z_0 - 0.500 \pm 0.200 \text{ km}$$

1.5.2.3. AJOUT D'ERREURS DE MESURE ALÉATOIRES

Une erreur de mesure, de forme gaussienne avec une déviation standard égale à 0.05 secondes pour les mesures d'ondes P et de 0.10 secondes pour les mesures d'ondes S, a été ajoutée. La localisation pâti un peu de la propagation de ces erreurs, mais la qualité du résultat reste tout à fait satisfaisante.

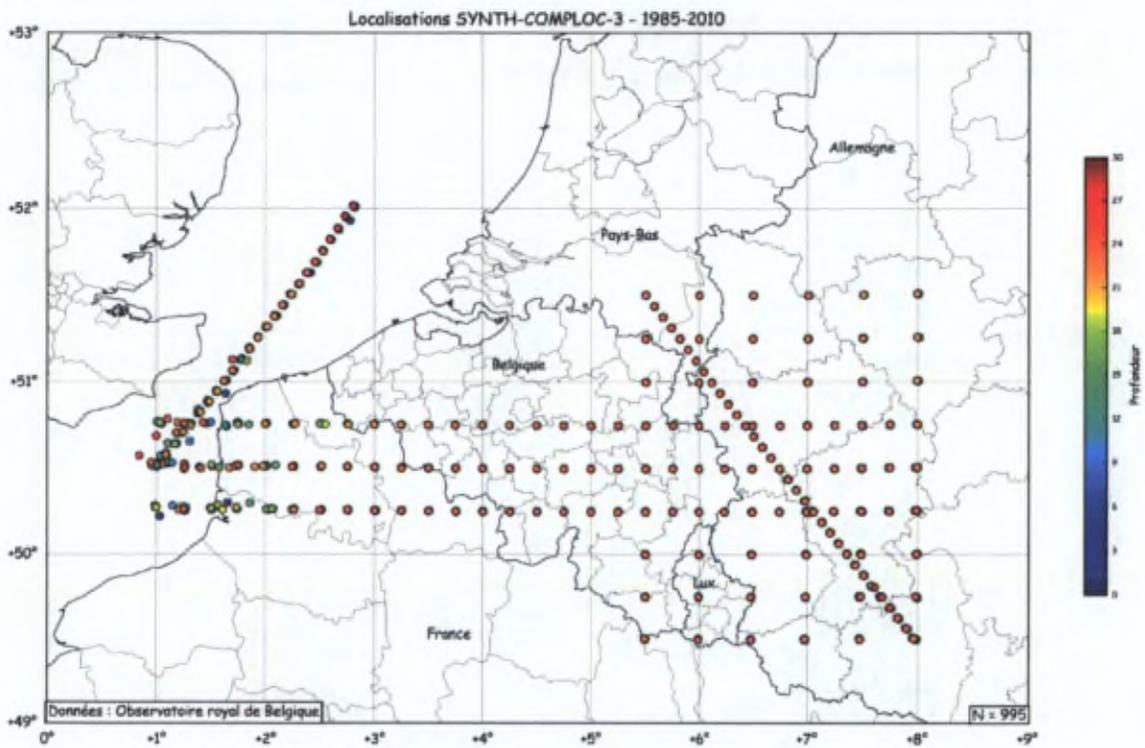


FIGURE 1-21 : RELOCALISATIONS COMPLOC DU CATALOGUE SYNTHÉTIQUE, AVEC CROÛTE HOMOGENÈ, EN TENANT COMPTE DES ERREURS DE MESURES (VOIR TEXTE).

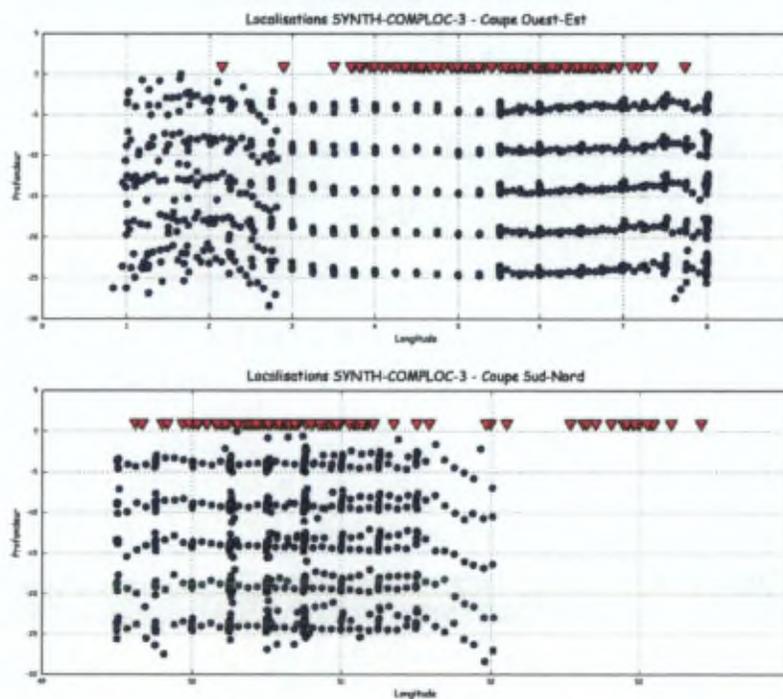


FIGURE 1-22 : MÊME LÉGENDE QU'EN FIGURE 1-18, POUR UNE CROÛTE HOMOGENÈ EN TENANT COMPTE DES ERREURS DE MESURES.

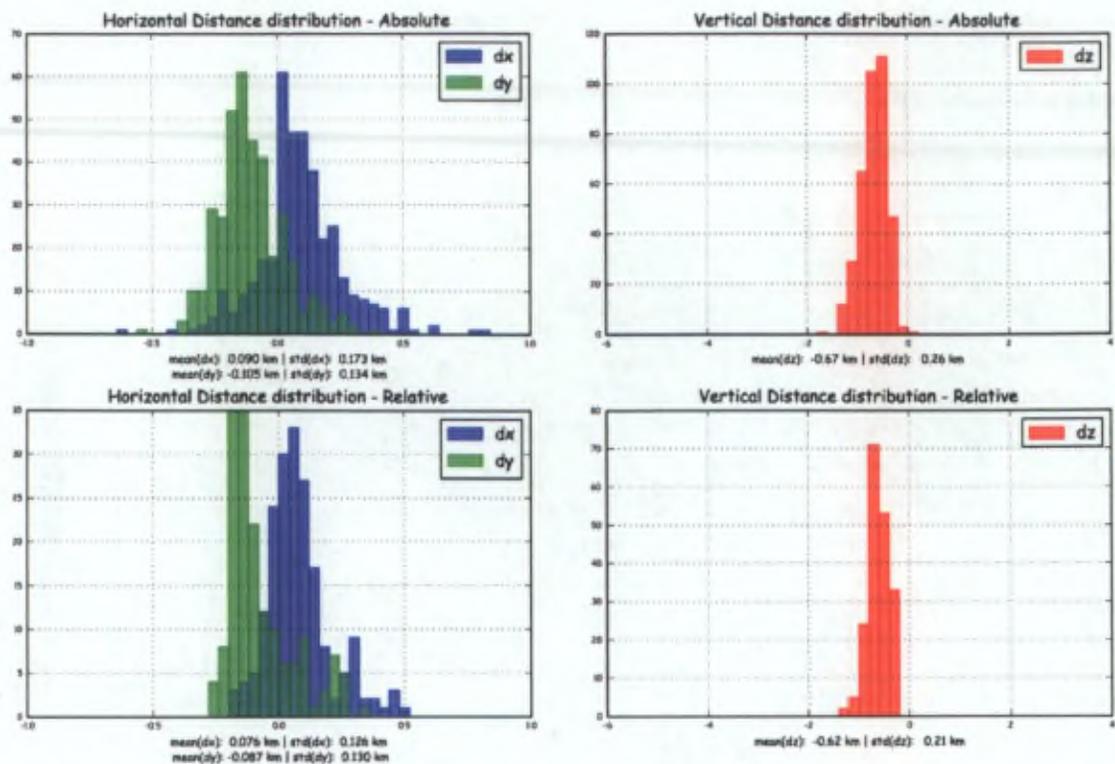


FIGURE 1-23 : DISTRIBUTION DES DIFFÉRENCES DE LOCALISATIONS EN X, Y ET Z, EN ABSOLU EN ET RELATIF (COMPARAISON DE 5 SÉISMES SITUÉS L'UN AU DESSUS DE L'AUTRE). POUR LES SÉISMES SITUÉS DANS LA ZONE "ARDENNE" ÉLARGIE.

La comparaison entre les localisations de départ et de fin montrent une distribution plus étalée, mais toujours assez faible en amplitude (Figure 1-23). La localisation, en théorie, d'un séisme dans une croûte homogène avec un modèle de vitesse bien déterminé et des erreurs de mesures aléatoires serait, en absolu :

$$x_f = x_0 + 0.090 \pm 0.173 \text{ km} ; y_f = y_0 - 0.105 \pm 0.134 \text{ km} ; z_f = z_0 - 0.670 \pm 0.260 \text{ km}$$

et en relatif :

$$x_f = x_0 + 0.076 \pm 0.126 \text{ km} ; y_f = y_0 - 0.087 \pm 0.130 \text{ km} ; z_f = z_0 - 0.620 \pm 0.210 \text{ km}$$

1.5.2.4. CROÛTE INHOMOGÈNE EN 3D ET ERREURS DE MESURE ALÉATOIRES

Pour simuler l'effet d'une croûte inhomogène, nous ajoutons $\pm 5\%$ de variation sur les vitesses V_p et V_s dans la croûte, sous forme d'un damier dont chaque case mesure 50 km de côté, les cases étant séparées par des bandes de 10 km de large sans variation (à 0%). L'anomalie est constante dans les prismes sur toute l'épaisseur de la croûte considérée. Ce modèle a été calculé avec LOTOS10.

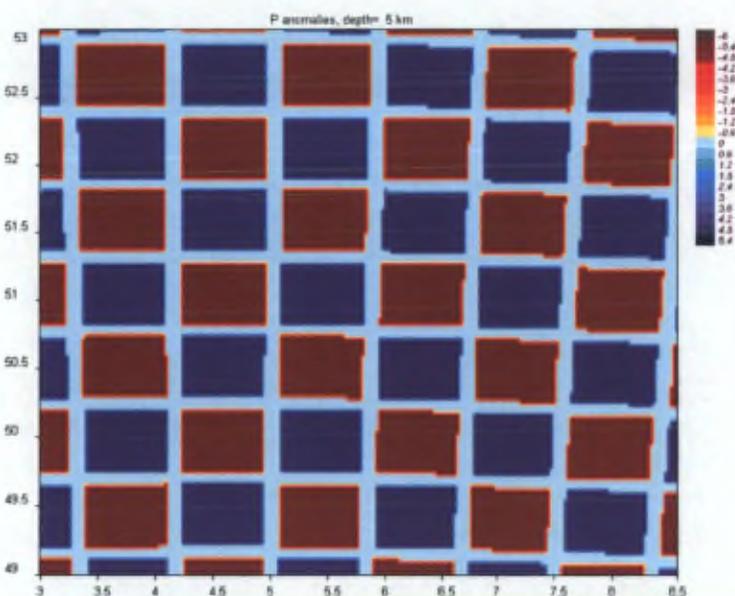


FIGURE 1-24: CROÛTE INHOMOGÈNE EN VITESSE, CRÉÉE AVEC LOTOS10. LA COULEUR ILLUSTRE LA DIFFÉRENCE DE VITESSE PAR RAPPORT AU MODÈLE 1D.

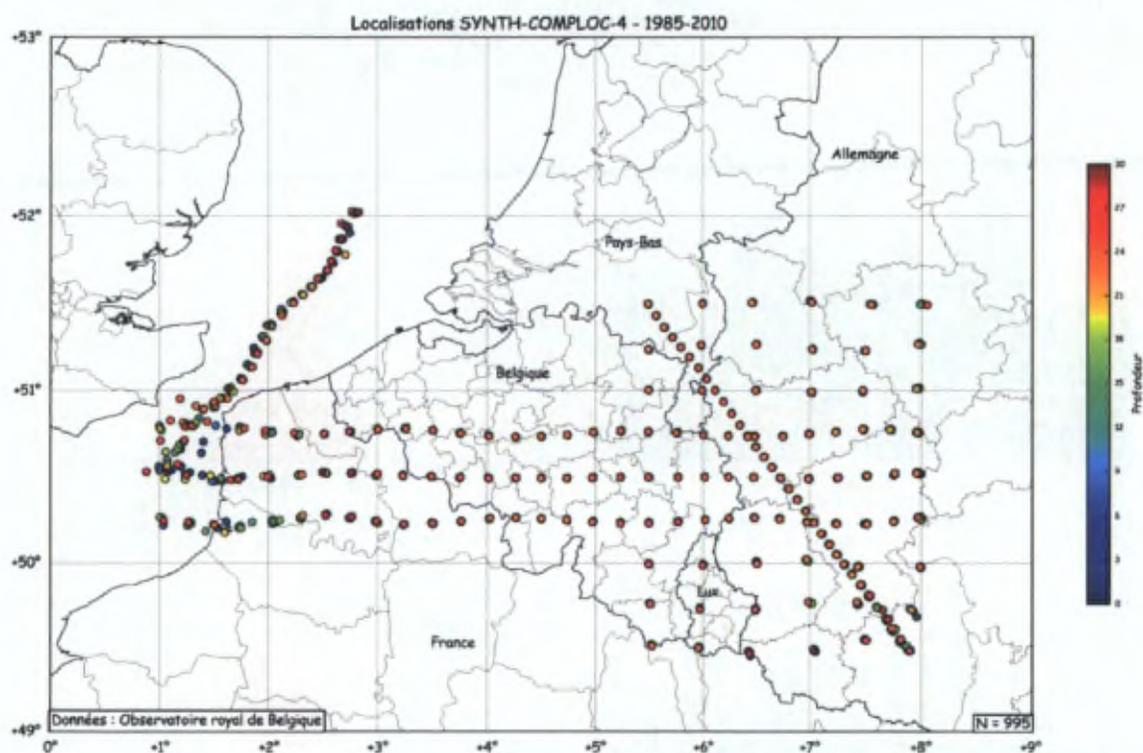


FIGURE 1-25 : RELOCALISATIONS COMPLC DU CATALOGUE SYNTHÉTIQUE, AVEC CROÛTE INHOMOGÈNE ET DES ERREURS DE MESURES (VOIR TEXTE).

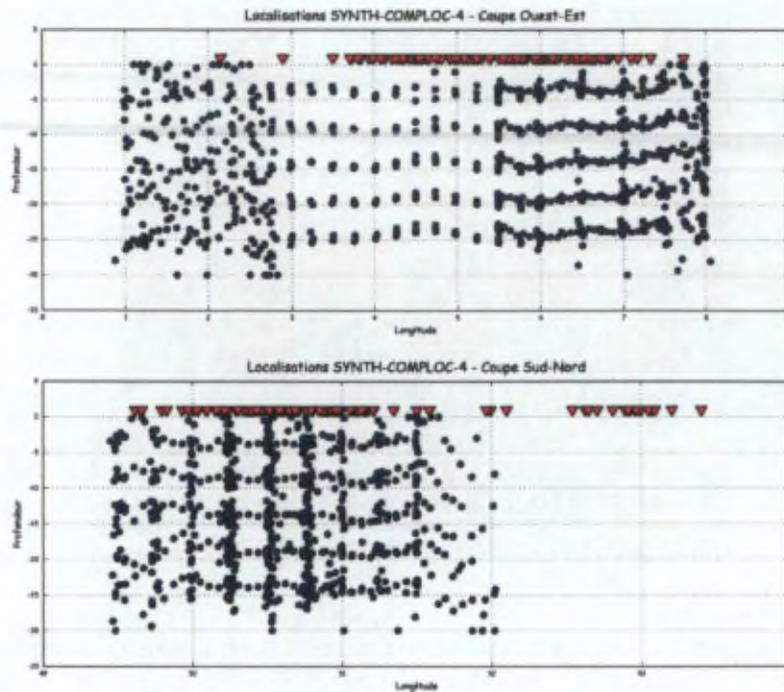


FIGURE 1-26 : MÊME LÉGENDE QU'EN FIGURE 1 11, POUR UNE CROÛTE INHOMOGÈNE ET AVEC DES ERREURS DE MESURES.

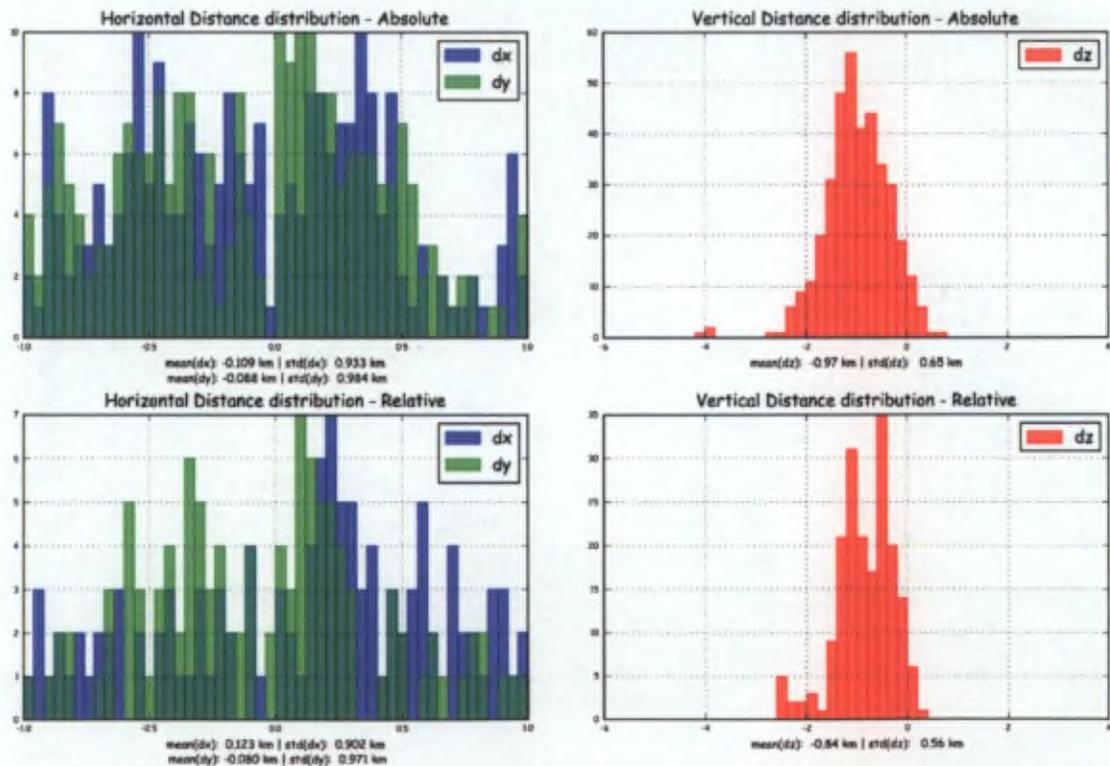


FIGURE 1-27 : DISTRIBUTION DES DIFFÉRENCES DE LOCALISATIONS EN X, Y ET Z, EN ABSOLU EN ET RELATIF (COMPARAISON DE 5 SÉISMES SITUÉS L'UN AU DESSUS DE L'AUTRE). POUR LES SÉISMES SITUÉS DANS LA ZONE "ARDENNE" ÉLARGIE.

La distribution des différences de localisation en X, Y et Z montre logiquement une allure plus étalée, d'amplitude plus importante. La moyenne des erreurs en X, Y ou Z ne change pas significativement, seule la déviation varie.

Dans le cas où la croûte est inhomogène et où le modèle de vitesse réel est bien estimé, on peut considérer qu'un séisme serait localisé, en absolu, à

$$x_f = x_0 - 0.109 \pm 0.933 \text{ km} ; y_f = y_0 - 0.088 \pm 0.984 \text{ km} ; z_f = z_0 - 0.970 \pm 0.650 \text{ km}$$

et en relatif :

$$x_f = x_0 + 0.123 \pm 0.902 \text{ km} ; y_f = y_0 - 0.080 \pm 0.902 \text{ km} ; z_f = z_0 - 0.840 \pm 0.560 \text{ km}$$

1.5.2.5. CONCLUSIONS DE L'ÉVALUATION DE LA QUALITÉ DES RELOCALISATIONS

Pour des mesures bruitées ou non et pour une croûte homogène ou non, nous avons montré que COMPLOC recalcule correctement les localisations XYZ des séismes. Il est également à remarquer la faible différence entre les erreurs absolues et relatives. Ceci est probablement causé par la distance importante entre les événements choisis pour cette comparaison. En effet, Lin et Shearer comparaient des séismes contenus dans un faible (<8 km³) volume initial, alors que nous considérons une ligne verticale de séismes de 20 km de long.

En conclusion, les relocalisations sont "aussi bonnes que possible", compte tenu des incertitudes sur le modèle de vitesse moyen, sur l'anisotropie en vitesse de la croûte terrestre et des erreurs de mesures aléatoires. La localisation d'un séisme en sortie de COMPLOC devrait être considérée différemment à l'intérieur et à l'extérieur de la zone "réseau dense". Dans le meilleur des cas, on pourra considérer que la relocalisation fournit une localisation absolue du séisme à ± 1 km dans les trois dimensions. Il est à noter que, selon nos tests, les résultats de COMPLOC montrent une dérive systématique des foyers vers la surface. La localisation relative entre des séismes très proches les uns des autres devrait être meilleure que lors de nos tests, dès lors, les valeurs Lin et Shearer (2005) doivent être considérées comme une meilleure approximation de l'incertitude :

$$x_f = x_0 \pm 0.270 \text{ km} ; y_f = y_0 \pm 0.270 \text{ km} ; z_f = z_0 \pm 0.410 \text{ km}$$

La localisation des séismes en Ardenne rentre dans la catégorie des séismes "à l'intérieur du réseau dense". Les séismes localisés dans le chapitre 4 seront donc localisés, en moyenne, à ± 1 km en absolu et probablement un ordre de grandeur plus petit en relatif.

1.6. Mécanisme au foyer d'un séisme

Un tremblement de terre résulte du mouvement relatif de deux blocs de la partie supérieure fragile de la croûte le long d'une faille d'orientation arbitraire. La géométrie de cette faille, supposée plane, est alors déterminée par son azimuth (entre la trace en surface de la faille et le Nord) et son pendage (angle entre l'horizontale et la faille). Le mouvement relatif est donné par un troisième angle qui est défini entre le vecteur de glissement (mouvement relatif entre les deux blocs) et l'azimut. Dans la littérature anglo-saxonne, ces angles sont nommés « Strike », « Dip » et « Rake ». Selon leur valeur, la faille sera qualifiée de « normale », « inverse », « oblique », « décrochante », etc.

Ces différents angles caractérisant la géométrie et le glissement de la faille définissent le mécanisme au foyer du séisme. On peut montrer que pour des longueurs d'onde supérieures aux dimensions de la faille, l'énergie sismique rayonnée autour du foyer peut être modélisée comme un double-couple de forces à moment résultant nul dont l'orientation dépend de ces 4 paramètres [CITER AKI&RICHARDS].

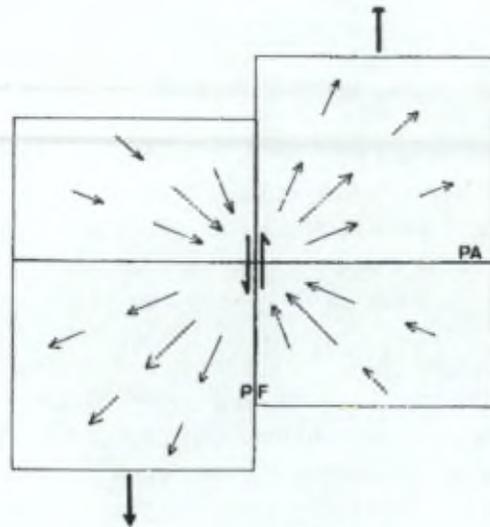
1.6.1. DÉTERMINATION DU MÉCANISME AU FOYER

Camelbeeck [CITER] explique en détail les méthodes de détermination des mécanismes au foyer des séismes locaux à partir du signal des ondes de volume. Deux types de méthodes ont été définies, celles utilisant le sens du premier mouvement et celles considérant le signal des formes d'ondes de volume.

1.6.1.1. DÉTERMINATION DE MÉCANISMES À PARTIR DE POLARITÉS D'ONDES P

Un mécanisme au foyer peut être déterminé par la polarité du premier mouvement des ondes P. Celle-ci est répartie suivants 4 quadrants, séparés par le plan de faille et un plan, appelé plan auxiliaire dont la normale correspond au vecteur glissement dans le plan de faille. Le sens du premier mouvement de l'onde P est réparti en 2 quadrants de dilatation et 2 quadrants de compression (Figure 1-28). Les rais sismiques issus de la source dans un quadrant de compression (dilatation) émergent à la surface du sol par un mouvement de soulèvement (enfouissement) du sol. L'information est donc déduite du premier mouvement de l'onde P sur la composante verticale des mouvements du sol.

Les plans nodaux donnent deux solutions possibles pour la faille responsable du séisme. Il est également possible de déterminer le type de déformation qui se produit au niveau de la source. La Figure 1-30 illustre trois types de mécanismes : faille normale (a), faille inverse (b) et faille décrochante (c).



- PF : plan de faille ; PA : plan auxiliaire
- ↓ : sens de déplacement des deux blocs crustaux
 - ↙ : direction du premier mouvement des ondes P
 - ↕ : glissement des deux blocs crustaux

FIGURE 1-28 : RÉPARTITION DU SENS DU PREMIER MOUVEMENT DES ONDES P POUR UN TREMBLEMENT DE TERRE (COURS CAMELBECK).

L'interprétation des données ne peut se faire que si l'information (compression ou dilatation) est correctement reportée en fonction de l'orientation de la station par rapport au foyer du tremblement de terre. On définit pour cela une sphère de rayon arbitrairement petit centrée sur l'hypocentre: la sphère focale (Figure 1-29). A cause de la structure interne de la Terre, les rais (courbes normales au front de propagation de l'onde) joignant le foyer à chaque station sont courbes. La position de chaque station sur la sphère sera déterminée par son intersection avec la tangente (définie par l'angle i_{ξ} et l'azimut θ) au foyer du rai issu de celui-ci vers la station. La sphère focale est souvent représentée par une projection azimutale à aire égale de l'hémisphère inférieur. La détermination d'un mécanisme au foyer est donc intrinsèquement liée à la position du foyer dans la croûte terrestre et à la position relative des stations sismiques par rapport à ce foyer. Dans ce travail, nous avons utilisé les coordonnées du foyer telles que déterminées par les méthodes de relocalisations pour calculer les mécanismes.

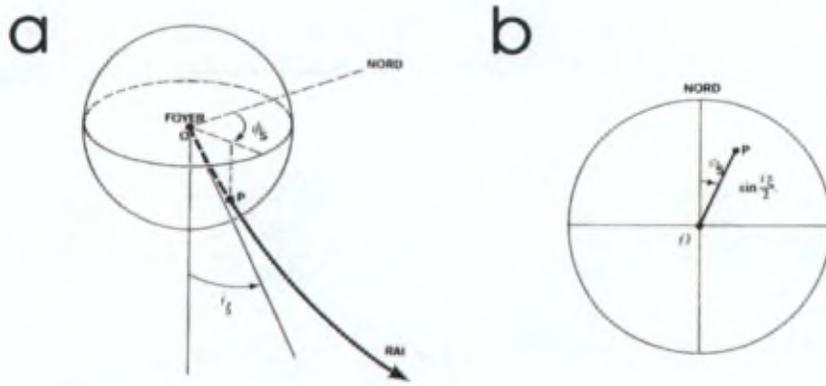


FIGURE 1-29 : LA SPHÈRE FOCALÉ [COURS CAMELBECK]

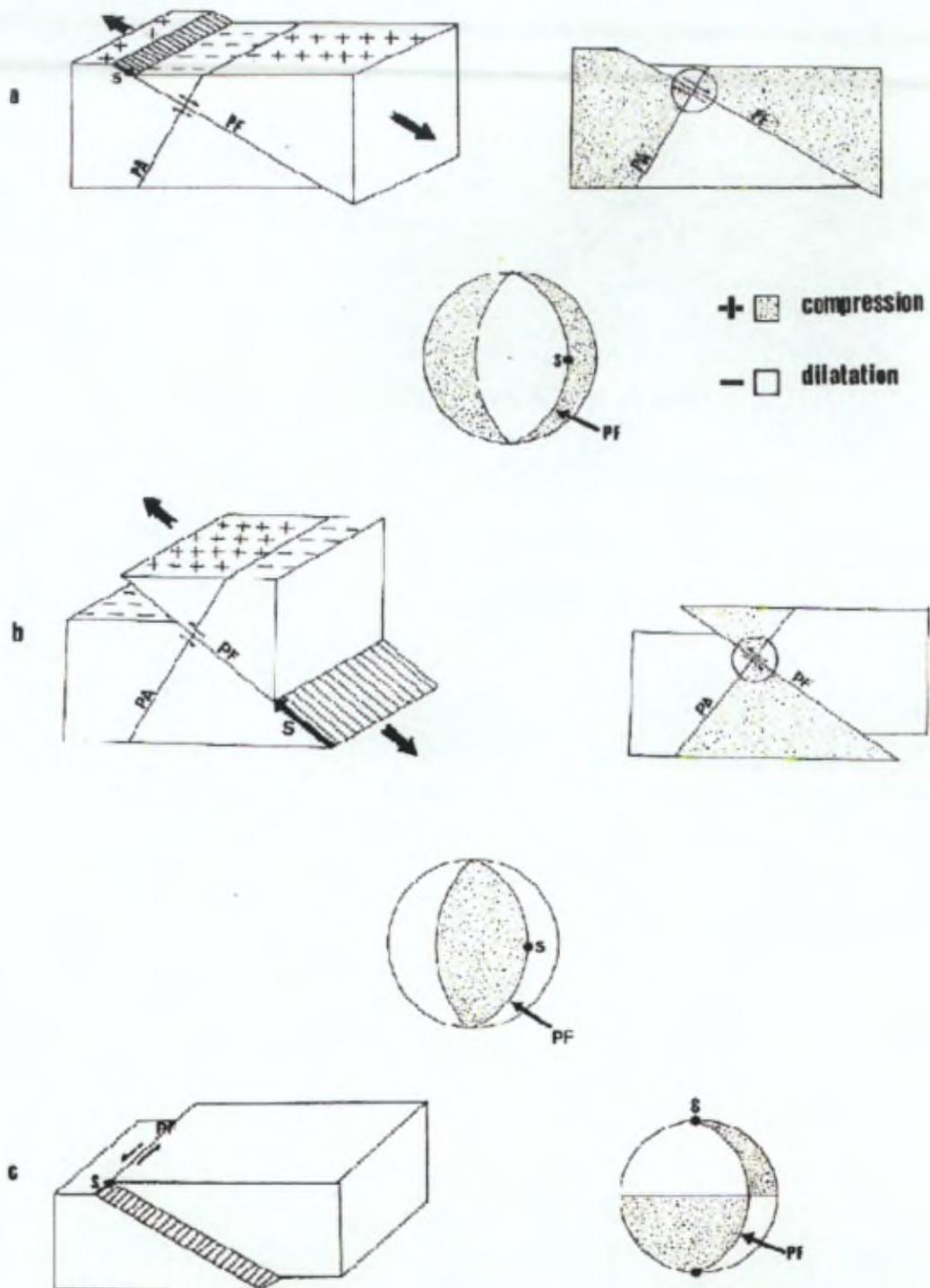


FIGURE 1-30 : DIFFÉRENTS TYPES DE MÉCANISME AU Foyer ET LEUR REPRÉSENTATION DANS LE DIAGRAMME À AIRES ÉGALES (CAMELBECK, 1993. P20). PF = PLAN DE FAILLE, PA = PLAN AUXILIAIRE, S = VECTEUR GLISSEMENT.

1.6.1.2. DÉTERMINATION DE MÉCANISMES À PARTIR DU SIGNAL COMPLET DES ONDES DE VOLUME

Détermination de l'amplitude des ondes P, SV et SH. P est mesuré sur la composante verticale, SV sur la composante radiale et SH sur la composante transverse. Pour passer de Z-E-N à Z-R-T, il

faut effectuer une rotation des séismogrammes. L'angle d'azimut d'un train d'onde doit donc être déterminé.

Il est également important de connaître l'orientation de tous les capteurs du réseau et de vérifier que chaque composante est dans le bon sens. L'étude de l'azimut d'arrivée de grands téléseismes a permis de vérifier ces paramètres.

1.6.2. DÉTERMINATION DE L'AZIMUT D'ARRIVÉE D'UNE ONDE DE VOLUME

Le rai issu d'un foyer arrive à une station donnée avec un azimut donné. Le calcul de cet azimut théorique est donné par :

$$x = \cos(StaLat) \cdot \sin(EpiLat) - \sin(StaLat) \cdot \cos(EpiLat) \cdot \cos(EpiLon - StaLon)$$

$$y = \sin(EpiLon - StaLon) \cdot \cos(EpiLon)$$

$$azimut = \arctan\left(\frac{y}{x}\right)$$

Par exemple, un séisme localisé à Court-Saint-Etienne le 13 juillet 2008 a été mesuré à la station de Steenkerque (SKQ). L'azimut théorique calculé entre l'épicentre et la station est de 91.97°.

Le signal enregistré a été filtré en passe-bas³ à 1 Hz et ensuite sélectionné manuellement, l'azimut a été déterminé à 101° ou 283°. La polarité de l'onde P (première onde de volume) étant une dilatation, le mouvement de la station est donc un mouvement vers le bas, en direction de l'épicentre. L'azimut mesuré sur les traces de SKQ est dès lors de 101°. La différence entre les deux orientations (~9°) est alors soit liée à une erreur d'orientation des capteurs, soit à une mauvaise localisation du séisme. L'orientation des capteurs peut être contrôlée par l'étude de téléseismes.

³ Le filtrage "passe-bas" est un filtre ne conservant que les fréquences en dessous de la fréquence demandée. Un filtre passe-bas de 2Hz est un filtre qui élimine ses composants de fréquence supérieure ou égale à 2Hz.

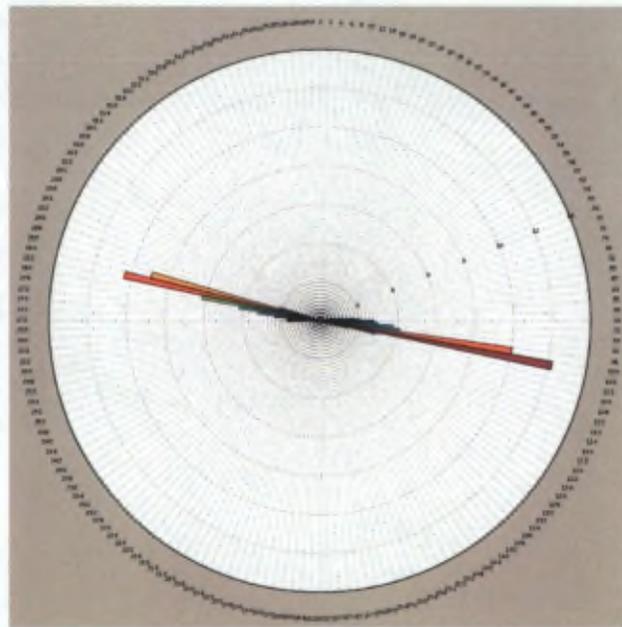
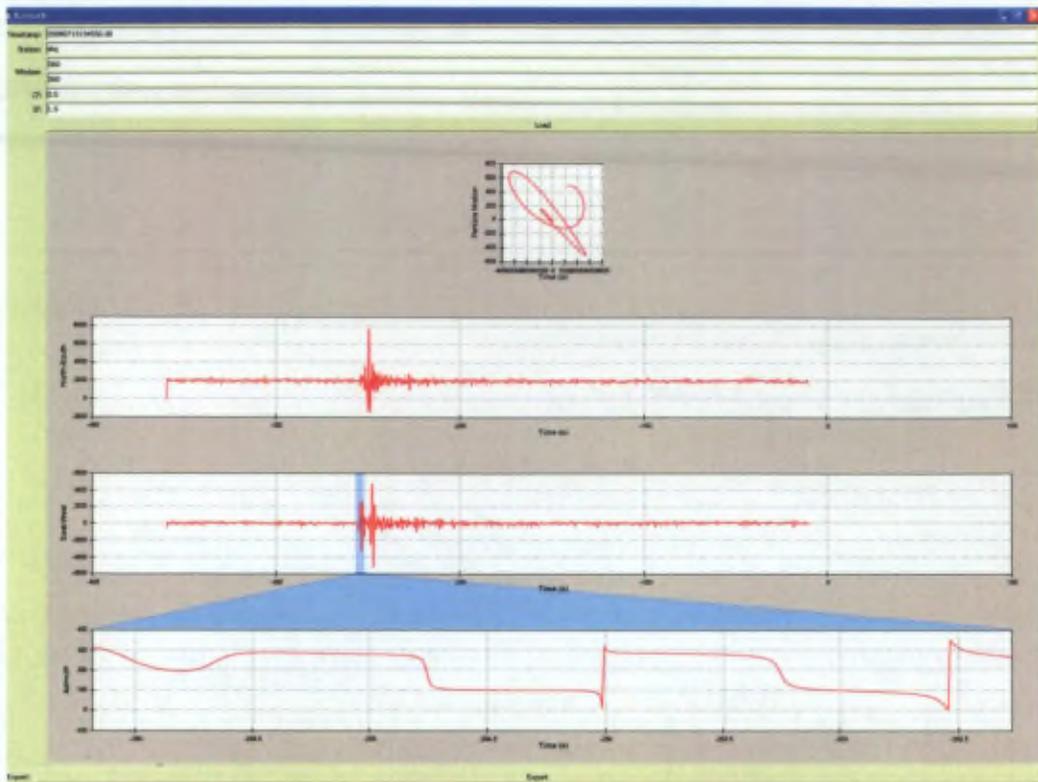


FIGURE 1-31 : INTERFACE GRAPHIQUE DÉVELOPPÉE POUR LA DÉTERMINATION DE L'AZIMUT D'ARRIVÉE DES ONDES DE VOLUME (HAUT) ET RÉSULTAT EN "ROSE".

Séisme : Court-Saint-Etienne ML3.2 enregistré à SKQ

Distance : 35.0 km

Azimut : 91.97 °

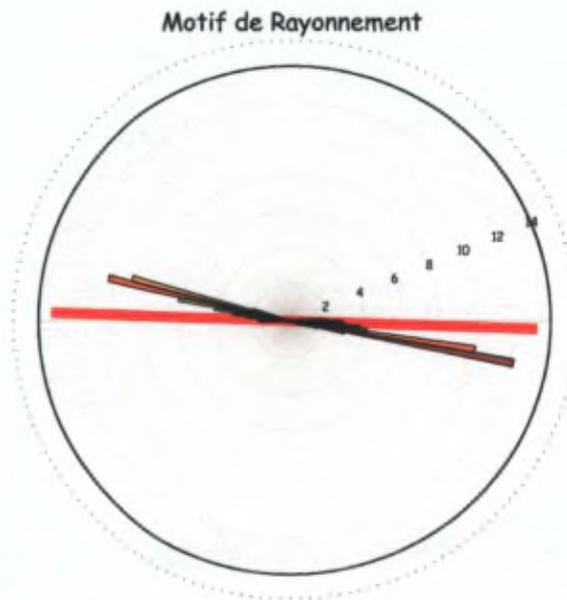
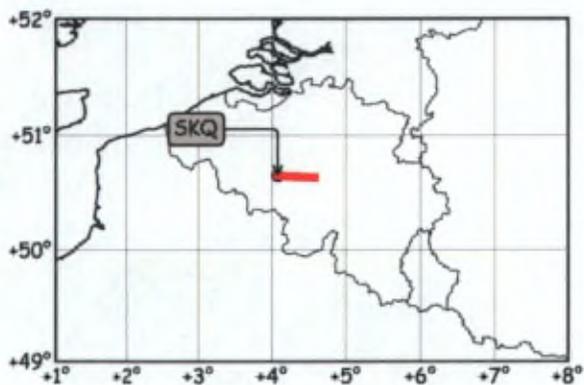


FIGURE 1-32 : ILLUSTRATION DE LA DIFFÉRENCE ENTRE L'AZIMUT CALCULÉ (EN ROUGE, 91.97°) ET MESURÉ (101°) POUR LA STATION SKQ (STEENKERQUE) D'UN SÉISME LOCALISÉ À COURT-SAINT-ETIENNE.

1.6.3. ORIENTATION DES SISMOMÈTRES DES STATIONS BELGES

L'orientation des sismomètres du réseau belge a été déterminée à partir des ondes de volume de grands télé-séismes. L'azimut calculé est comparé au mouvement de la station lors de l'arrivée des ondes de volume. Par exemple, le séisme du 1 avril 2010 en Espagne a été mesuré à la station SKQ. L'azimut calculé théoriquement est 204.12° et l'azimut mesuré sur les traces sismiques est 208° , soit une différence de $\sim 4^\circ$.

Séisme : Spain Mw6.3 enregistré à SKQ

Distance : 1631.1 km

Azimut : 204.12°

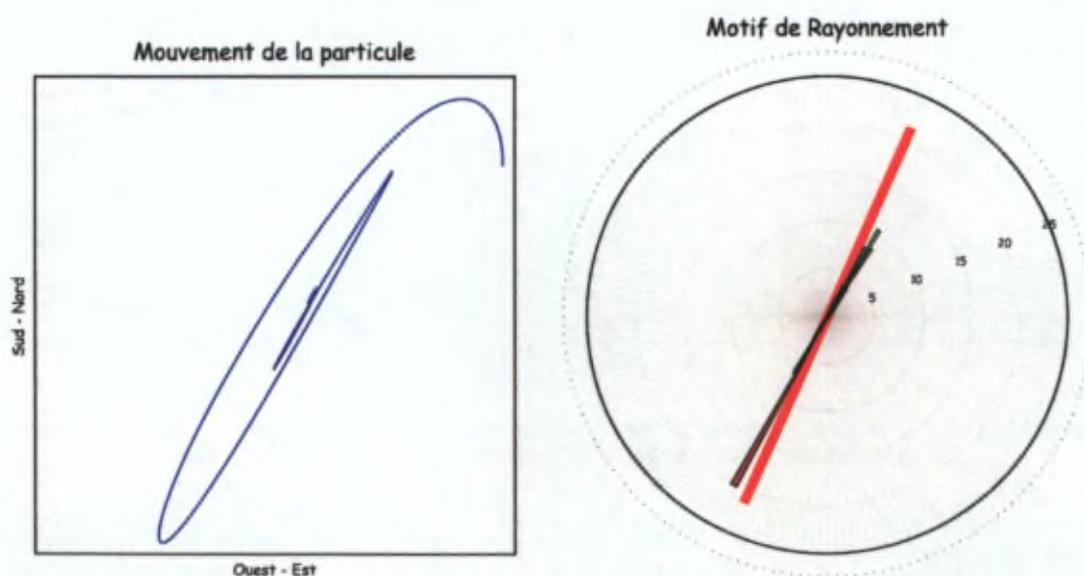
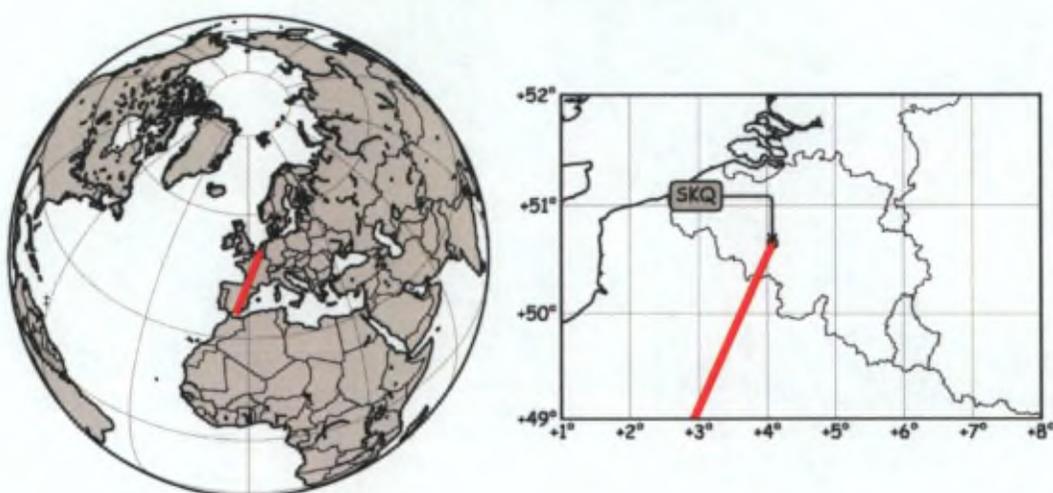


FIGURE 1-33 : ILLUSTRATION DE LA DIFFÉRENCE ENTRE L'AZIMUT CALCULÉ (EN ROUGE, 204.12°) ET MESURÉ (208°) POUR LA STATION SKQ (STEENKERQUE) D'UN SÉISME LOCALISÉ EN ESPAGNE.

1.6.4. PROGRAMMES DE CALCUL ET DÉVELOPPEMENT MÉTHODOLOGIQUES

Deux programmes sont utilisés dans la section de sismologie de l'Observatoire royal de Belgique, FPSOL et FOCALMEC. Ces deux programmes ont été développés par Thierry Camelbeeck (T. Camelbeeck 1993, pp. 42-63).

Le premier, FPSOL détermine le mécanisme au foyer à partir du sens du premier mouvement de l'onde P et est basé sur une approche classique et généralise la méthode de Pope (Pope 1972). La recherche de la solution est obtenue par le calcul en chaque point de l'espace des solutions d'une fonction de vraisemblance basée sur l'accord ou le désaccord entre le sens du premier mouvement mesuré et celui prédit par le modèle.

Le second, FOCALMEC est construit sur une approche différente. Il prend en considération non seulement les polarités, mais également les moments sismiques apparents des ondes de volume P, SV et SH. Toutes ces informations sont traitées comme des angles et la recherche de la solution se fait par rotation d'un référentiel par rapport aux informations pour trouver celui auquel correspondra l'erreur angulaire minimale, la position du trièdre qui satisfait la majorité (toutes) les observations.

Ces programmes sont écrits en Fortran, ils fonctionnent sur base de fichiers textes en entrée et produisent des commandes HPGL qui peuvent être traduites en PostScript.

Etant donnée la structure évoluée de la base de données de la section de sismologie, il devenait important de faciliter les échanges entre elle et les programmes d'analyse. Nous avons donc entrepris la modification des programmes Fortran. La modification consiste en :

- Le "Programme" devient une "Subroutine"
- La lecture de fichiers texte est supprimée et remplacée par des tableaux envoyés lors de l'appel du programme
- Les pôles des solutions des mécanismes au foyer sont stockés dans un tableau de la routine
- Les commandes HPGL sont supprimées
- La subroutine est compilée avec F2Py (Peterson 2010) pour devenir un module Python.
- La sortie graphique est gérée directement en Python, avec matplotlib.

Ce faisant, les programmes FPSOL et FOCALMEC sont maintenant des "fonctions" disponibles dans les "modules" Python, FPSOLpy et FOCALMECpy.

Un script effectue les requêtes sur la base de données :

- Demande du numéro de référence du séisme
- Propose à l'utilisateur différentes solutions de localisation (localisation, relocalisation, etc.)
- Propose à l'utilisateur de supprimer une station lors de l'analyse
- Propose de modifier la polarité d'une station

Le script gère les entrées et sorties des modules. En sortie, il reçoit les angles d'azimut et d'incidence calculés pour chaque station, de même que le tableau des solutions (les pôles). Une recherche est alors effectuée pour identifier le pôle ayant le résidu minimal. Les stations, les pôles et le mécanisme correspondant à la position du pôle minimum sont représentés graphiquement sur la représentation de l'hémisphère focal inférieur. Les pôles sont colorés en fonction de leur résidu.

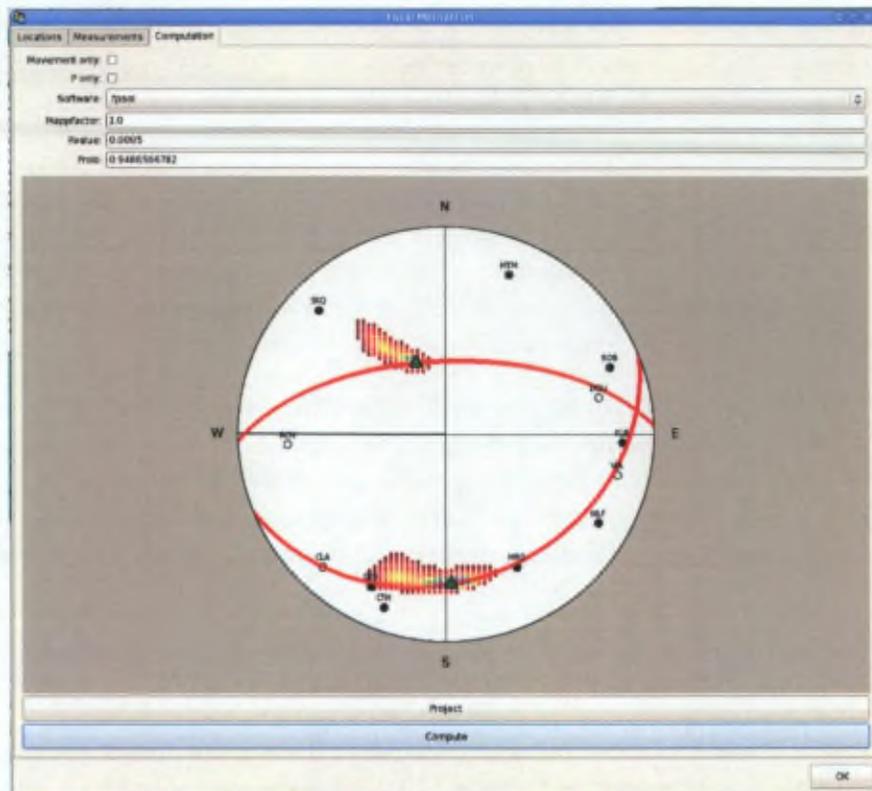


FIGURE 1-34 : NOUVELLE INTERFACE UTILISATEUR POUR LE CALCUL DES MECANISMES AU FOYER. LA FENÊTRE PROPOSE 3 ONGLETS : "LOCATIONS" PERMET DE CHOISIR LA LOCALISATION UTILISÉE PAR LE PROGRAMME, "MEASUREMENTS" PERMET DE CHOISIR LES MESURES QUI PARTICIPENT À LA DÉTERMINATION ET "COMPUTATION" CONTIENT LES PARAMÈTRES D'ENTRÉE DES PROGRAMMES DE CALCUL. IL EST POSSIBLE D'UTILISER SOIT FPSOL SOIT FOCALMEC, OU DE SIMPLEMENT EFFECTUER LA PROJECTION DES STATIONS SUR L'HÉMISPHERE FOCAL INFÉRIEURE.

La nouvelle interface interactive permet une détermination plus rapide et intuitive des mécanismes au foyer. Cette interface est désormais disponible sur les serveurs d'application de l'Observatoire royal de Belgique.

1.7. Identification de structures actives à partir de la distribution des foyers sismiques

La localisation précise de zones de failles est difficile dans une région où l'activité sismique est modérée mais où la déformation de la surface du sol en relation avec des grands séismes est probablement effacée à cause de leur longue période de retour. Il est dès lors important de déterminer au mieux la localisation de l'activité sismique actuelle. La localisation absolue et surtout la localisation relative entre des séismes proches mettent en évidence des regroupements et des alignements qui sont susceptibles d'être liés à une même structure. La distribution spatiale des séismes relocalisés est donc un élément majeur de l'étude séismotectonique, a fortiori en domaine intraplaque.

1.7.1. DISTRIBUTION SPATIALE D'UN GROUPE DE SÉISMES

Camelbeeck (1993) a établi une méthodologie pour déterminer trois axes représentant au mieux la distribution spatiale d'un groupe d'hypocentres.

On considère un groupe de N hypocentres donnés par un ensemble de coordonnées X_i, Y_i, Z_i avec $i = 1, N$. Les coordonnées du centroïde (X_c, Y_c, Z_c) sont :

$$X_c = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i ; Y_c = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Y_i ; Z_c = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Z_i$$

En prenant X_c, Y_c, Z_c comme origine, les hypocentres sont donnés par un ensemble de vecteurs :

$$\vec{H}_i \equiv (X_i - X_c, Y_i - Y_c, Z_i - Z_c)$$

Soient les vecteurs \vec{P}_n et \vec{P}_s , les vecteurs \vec{P} pour lesquels

$$V \equiv \sum_{i=1}^N \left[\frac{\vec{H}_i \cdot \vec{P}}{|\vec{H}_i|} \right]^2$$

est minimal (V_{min}) et maximal (V_{max}).

Ces deux vecteurs représentent le volume focal des hypocentres. Si l'ensemble des \vec{H}_i définit un plan, \vec{P}_n représente la normale à ce plan et \vec{P}_s la plus grande dimension dans ce plan. Un troisième vecteur $\vec{P}_b = \vec{P}_n \times \vec{P}_s$ définit l'orientation de la plus petite dimension du plan.

L'expression V est calculée en échantillonnant par pas de 2° la sphère unité centrée sur le centroïde. Le plan (de normale \vec{P}_n) correspond le mieux à la répartition hypocentrale. L'ellipsoïde généré par la distribution des foyers est représenté par les valeurs $\frac{V - V_{min}}{V_{max} - V_{min}}$.

ENCADRÉ 1 : MÉTHODE DE DÉTERMINATION DE LA DISTRIBUTION SPATIALE D'UN NUAGE DE POINTS (CAMELBEECK, 1993. P264).

La distribution des valeurs $\frac{V - V_{min}}{V_{max} - V_{min}}$ donne une idée de la forme de l'ellipsoïde, mais aucune information précise sur son volume. Autrement dit, la méthode de Camelbeeck permet de déterminer les orientations (azimut et plongement) des axes (a, b, c) ou ($\vec{P}_s, \vec{P}_b, \vec{P}_n$) de l'ellipsoïde, et nous allons définir leur longueur (norme) comme la longueur minimale nécessaire pour que l'ellipsoïde de révolution inclue un minimum de 95% des points soumis au calcul.

Dès le début du processus, Camelbeeck calcule le centroïde comme la moyenne de chaque composante (par exemple, $X_c = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i$). Si un seul séisme est localisé à grande distance de

tous les autres, le grand axe de l'ellipsoïde sera défini entre le centroïde et ce séisme, bien que cela ne représente probablement pas la réalité. Nous proposons de soumettre le nuage de points à une présélection sur base de la médiane de chaque coordonnée. Une distance d_{max} est calculée entre le point le plus distant et le centroïde. Ensuite, de manière itérative, tous les points se trouvant à une distance $d_i \geq 0.95 d_{max}$ sont éliminés et le centroïde est recalculé. Pour sortir de la boucle, on étudie la variation de d_{max} : si elle passe sous un certain seuil, l'analyse peut continuer de la même manière que décrit plus haut.

Une fois les orientations des axes de l'ellipsoïde obtenus, on considère que leur norme est telle que

$$0.0 < |\bar{P}_n| \leq |\bar{P}_b| \leq |\bar{P}_s| \leq d_{max}$$

95 % des points issus de la dernière itération de sélection doivent se trouver à l'intérieur du volume de l'ellipsoïde de révolution. Plusieurs trios de valeurs $(|\bar{P}_s|, |\bar{P}_b|, |\bar{P}_n|)$ peuvent satisfaire cette règle, la solution choisie sera l'ellipsoïde ayant le plus petit volume $(\frac{4}{3}\pi|\bar{P}_s||\bar{P}_b||\bar{P}_n|)$.

L'azimut et le pendage du plan de faille défini par (\bar{P}_s, \bar{P}_b) , sont tels que

$$Az = 90^\circ - \text{atan} \left(\frac{|\bar{P}_{ny}|}{|\bar{P}_{nx}|} \right)$$

$$Pe = \text{atan} \left(\frac{|\bar{P}_{nz}|}{\sqrt{|\bar{P}_{nx}|^2 + |\bar{P}_{ny}|^2}} \right)$$

La distribution des points sur le plan de faille est illustrée par une ellipse dont la surface est

$$S = \pi |\bar{P}_s| |\bar{P}_b|$$

Selon Brune (1970), la chute de contrainte peut être calculée comme :

$$\Delta_\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3}$$

Où M_0 est le moment séismique et r le rayon d'une faille circulaire. Les valeurs de la chute de contrainte, en intraplaque ou aux limites de plaques ont été régulièrement étudiées et les valeurs sont en général comprises entre 0.5 et 100 MPa.

Si on considère que la surface de faille peut subir une rupture en une seule fois, le moment sismique et la magnitude du séisme équivalent peuvent être calculés tels que (Onescu, T. Camelbeeck, et H. Martin 1994) :

$$M_0 = \frac{16}{7} \Delta_\sigma r^3$$

$$M_L = \frac{\log_{10}(M_0) - 10.36}{1.02}$$

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 10.7$$

Alternativement, les relations établies pour le catalogue allemand de Bensberg (Université de Cologne) publiées récemment par Reamer & Hinzen (2004) :

$$M_L = \frac{\log_{10}(M_0) - 10.215}{1.083}$$

$$M_w = 0.722 M_L + 0.743$$

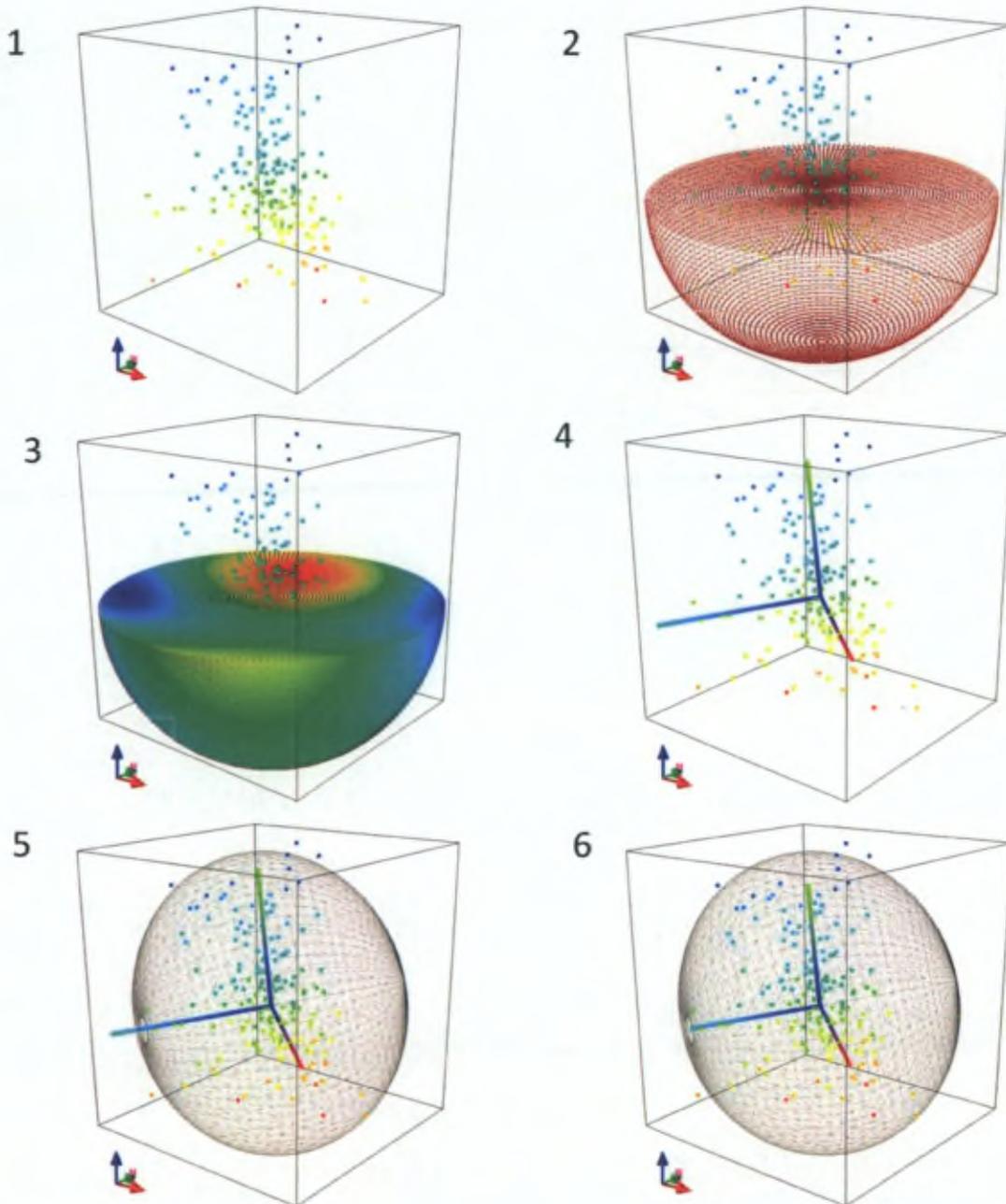
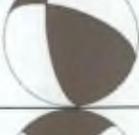


FIGURE 1-35: MÉTHODE DE DÉTERMINATION DE LA DISTRIBUTION SPATIALE D'UN NUAGE DE POINTS. 1) LE NUAGE DE POINTS ; 2) L'HÉMISPÈRE INFÉRIEURE SUR LAQUELLE 3) LES POINTS V SONT CALCULÉS ; 4) LES AXES PN, PS ET PB CORRESPONDANTS ; 5) L'ELLIPSOÏDE GRANDIT JUSQU'À CONTENIR 95% DES POINTS ET 6) LA LONGUEUR DES AXES EST DÉTERMINÉE.

1.7.2. CORRÉLATION AVEC LES MÉCANISMES AU FOYER

Les données issues du calcul du mécanisme au foyer (voir 1.6) et de la distribution spatiale d'un groupe de séismes (ci-dessus) peuvent être comparées. Par exemple, la Figure 1-36 illustre la très bonne corrélation entre un des plans nodaux de chaque mécanisme au foyer déterminé pour 8 des 300 séismes de la séquence du Brabant Wallon (2008-2010) avec la distribution spatiale des séismes telle que déterminée par l'analyse 3D, autrement dit "le plan de faille" supposé.

Date ⁴	id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme
12/07/2008	3068	335.5	61.5	-24.0	77.5	69.1	-149.3	
13/08/2008	3069	55.9	68.6	158.0	154.2	69.6	22.9	
09/08/2008	3096	138.0	85.1	84.0	8.8	7.7	140.6	
09/08/2008	3098	254.7	89.5	166.0	344.8	76.0	0.5	
12/09/2008	3165	164.4	70.8	54.0	50.1	40.2	149.4	
13/09/2008	3167	159.2	73.3	50.0	50.3	42.8	155.0	
06/10/2008	3175	171.7	58.5	134.0	290.1	52.1	41.4	
03/03/2009	3273	221.4	76.7	176.0	312.3	86.1	13.4	

Pour cet exemple, le résultat de la relocalisation COMPLOC sert de base à l'analyse du calcul de la distribution spatiale des séismes. L'ellipsoïde déterminé a les axes suivant :

Axe	Azimut	Plongement	Longueur
\bar{P}_n	234.0 °	13.9 °	0.88 km
\bar{P}_s	336.0 °	36.8 °	0.94 km
\bar{P}_b	308.7 °	41.7 °	0.94 km

⁴ Les informations (localisation, mesures, etc.) sont disponibles sur le site <http://www.seismologie.be/> → Banque de données en ligne → Événements sismiques en Belgique.

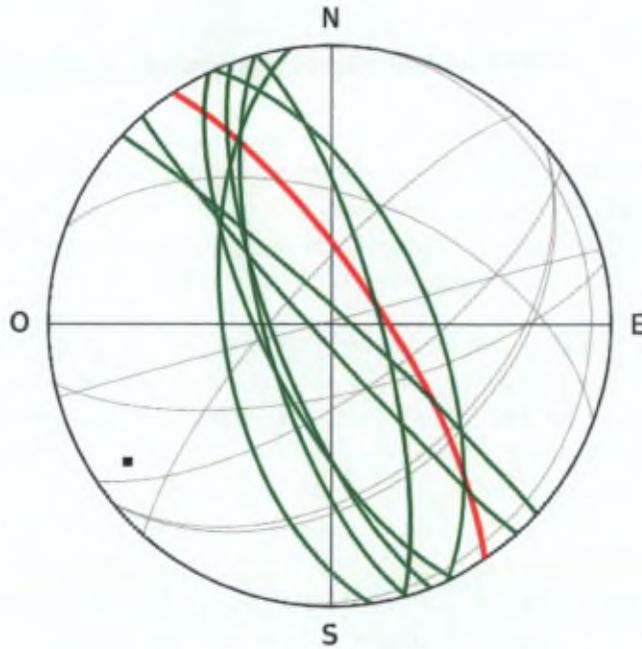


FIGURE 1-36 : PROJECTION SIMULTANÉE DES PLANS NODAUX DES MÉCANISMES AU FOYER DÉTERMINÉS POUR LA SÉQUENCE DE SÉISMES DE COURT-SAINT-ETIENNE ET DU PLAN DÉCRIVANT AU MIEUX LA DISTRIBUTION DES SÉISMES TEL QUE DÉTERMINÉ PAR L'ANALYSE 3D(EN ROUGE). CHAQUE MÉCANISME EST REPRÉSENTÉ PAR UNE PAIRE DE PLANS VERT (MEILLEUR CANDIDAT) ET GRIS.

En appliquant les équations du point 1.7.1, on obtient :

$$S = \pi |\bar{P}_s| |\bar{P}_b| = 2.8 \text{ km}^2$$

$$M_0 = \mu d S = 4.2 \cdot 10^{22}$$

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 10.7 = 4.4$$

Pour un déplacement moyen $d = 0.05 \text{ m}$.

La Figure 1-37 présente d'autres valeurs de d et les magnitudes M_w correspondantes.

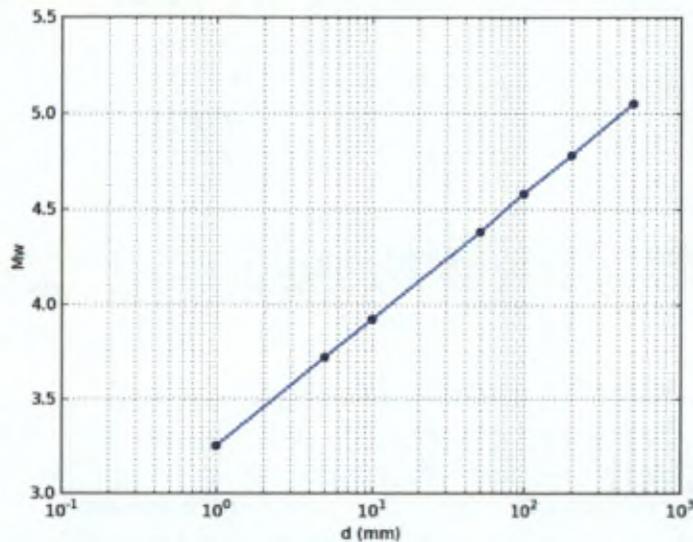


FIGURE 1-37 : DIFFÉRENTES VALEURS DE M_w EN FONCTION DE VALEURS DE d CHOISIES.

1.8. Conclusions du chapitre

Les données acquises auprès des réseaux sismiques étrangers et les nouvelles mesures réalisées nous permettent de considérer désormais le catalogue sismique de l'Observatoire royal de Belgique comme le plus complet possible pour la période 1985-2010. Chaque séisme a été localisé avec le maximum de données disponibles et sa magnitude a été calculée. Les magnitudes du catalogue belge ont été comparées avec celles fournies par le KNMI et le réseau BNS. Une grande majorité ($\geq 95\%$) des séismes possèdent une magnitude différente de maximum ± 0.5 , ce qui montre la cohérence entre les trois catalogues.

Ce catalogue complet est la base de la comparaison des méthodes de relocalisations que nous avons effectuée. Cette comparaison a montré qu'elles ne donnent pas exactement le même résultat et ne sont pas identiquement affectée par le nombre et la proximité des stations sismiques et des séismes. Les relocalisations COMPLOC et HYPODD sont généralement similaires, mais COMPLOC fournit une plus grande tolérance pour une sismicité éparse, plus de séismes sont relocalisés. LOTOS, dont le but premier est de calculer une anomalie de vitesse de propagation des ondes sismiques dans la croûte terrestre, fourni des solutions de localisations comparables avec COMPLOC et HYPODD, généralement moins groupées. L'incertitude sur localisations absolues dans les régions les plus favorables, soit sous et à proximité du réseau sismique "dense" peuvent être considérée égales à ± 1 km dans les trois dimensions. Pour les erreurs relatives entre événements proches, l'incertitude diminue d'un ordre de grandeur. La modification du code source de COMPLOC et HYPODD nous permet d'en faire des modules python. Ces modules sont appelables depuis des programmes python, comme par exemple un gestionnaire de catalogue. Leur configuration, jusqu'ici déterminée dans un fichier texte, a été modifiée pour que les paramètres puissent être fournis en arguments lors de l'initialisation du module. Un même script gère l'appel de COMPLOC et de HYPODD, ce qui permet de comparer les relocalisations dès la sortie. Une future évolution sera, dans un environnement graphique, de mettre à jour une carte à chaque itération du programme, illustrant le déplacement de chaque épicer.

Des programmes de détermination du mécanisme au foyer des séismes ont été modifiés pour devenir, à l'instar des programmes de relocalisation, des modules python. Cette opération nous a permis d'avoir la possibilité de les intégrer dans une application graphique. Cette application ne requiert plus de fichiers d'entrée et de sortie, elle est directement reliée à la base de données des séismes et le résultat du calcul est immédiatement dessiné en une figure paramétrable. Les pôles correspondants à l'intervalle de confiance 0.95 sont également dessinés. Ce travail d'intégration dans une application graphique est important étant donné que le calcul d'un mécanisme se fait par tâtonnements, en ajustant différents paramètres. Le contrôle de la stabilité d'une solution peut être effectué en appliquant des méthodes de jackknife (éliminer un élément et comparer l'analyse avec et sans). Cette approche statistique était virtuellement impossible en routine avec des programmes "classiques".

Nous avons créé une nouvelle procédure de mesure de l'intégrale des ondes P, SV et SH pour la détermination des moments sismiques apparents des ondes de volume. Une première étape est la capacité de déterminer au mieux l'orientation d'un sismomètre par rapport au nord géographique. Cette méthodologie a été testée pour quelques télé-séismes importants. Le calcul de l'intégrale du déplacement d'une station est basé sur une sélection visuelle d'échantillons sur une trace. Plutôt que de calculer immédiatement les moments sismiques apparents, les valeurs stockées en base de données sont les intégrales des formes d'ondes dans le temps en nm.s. De cette manière, la quantité enregistrée est indépendante de la localisation de la source sismique. Autrement dit, si la localisation change dans la base de données (par exemple suite à l'ajout de

données, correction, relocalisation, ...), alors les moments sismiques apparents peuvent être calculés sur base de ces valeurs.

Thierry Camelbeeck (1993) a proposé une méthodologie pour l'étude de la distribution spatiale d'un groupe de séismes par la recherche d'un trièdre pour lequel le résidu est minimal. Le résultat de ce calcul est donc un ensemble de trois vecteurs (la normale et deux vecteurs directeurs du plan de faille). Nous avons amélioré cette méthodologie en ajoutant la possibilité de déterminer la norme de chacun des trois vecteurs. Cette détermination se fait par itération jusqu'à ce que 95% des séismes soient inclus dans l'ellipsoïde de révolution, imposant une relation entre les vecteurs (la normale est plus petite ou égale aux vecteurs directeurs). La norme de chacun des vecteurs étant déterminé, nous pouvons estimer la surface du plan de faille qui contient les séismes. De même, comme l'épaisseur est la norme de la normale du plan, le volume peut être calculé. La même méthodologie peut être appliquée à n'importe quel nuage de points 3D. Alors que l'épaisseur peut être utile dans le cas d'un groupe de séismes, le volume l'est beaucoup plus lorsqu'elle est appliquée aux 500 itérations (500 solutions) d'un programme de localisation car il donne une information précieuse quant à l'incertitude et la stabilité de la solution. Plus le volume est petit, plus la stabilité de la solution sera grande. Si un nombre suffisant de donnée a été utilisée pour la localisation, la solution aura une faible incertitude. Dans un futur proche, le programme de localisation HYPO2000 sera transformé en module python, à l'instar de programmes précédents. Quand cela sera fait, il sera possible de suivre l'évolution tridimensionnelle d'un nuage de points lors d'une localisation ou lors de l'ajout ou la suppression de mesures.

L'ensemble des programmes et modules ont été créés pour durer. D'anciens programmes FORTRAN, puissants mais qu'une seule personne était capable d'exécuter, ont été transformés en modules appelables sur base de scripts simples ou des interfaces graphiques. Ces programmes sont désormais devenus des outils utilisables au quotidien car ils ne requièrent plus de talents de programmation pour les exécuter.

CHAPITRE 2. GÉOLOGIE, TECTONIQUE ET DÉFORMATIONS DE L'ARDENNE

Notre travail portant sur l'analyse de l'activité sismique en Ardenne et ses relations avec la tectonique active, il est nécessaire d'en présenter le cadre géologique.

L'Ardenne, au cours des temps géologiques, a subi les orogénèses majeures Calédoniennes et Varisque et indirectement l'orogénèse Alpine. Les terrains ardennais sont donc le résultat d'une longue histoire tectonique de déformations plus ou moins importantes, sous forme de plissement, ruptures, chevauchements, etc. C'est cette histoire que nous proposons de résumer succinctement dans la première partie de ce chapitre.

Ensuite, les géologues, géographes et géomorphologues nous indiquent des arguments actuels pour justifier un soulèvement de l'Ardenne au Cénozoïque. Nous les présentons et les discutons dans la seconde partie du chapitre. Nous évoquons l'enfoncement des rivières, le système de Rift Cénozoïque Européen, le volcanisme qui a affecté la région plusieurs fois depuis le Miocène. Nous discutons également les causes possibles de ce soulèvement, entre autres l'influence directe du plissement alpin sur son avant pays et l'hypothèse climatique liée aux propriétés dynamiques de la croûte terrestre.

Enfin, nous discutons les mouvements actuels de l'Ardenne, tels que rapportés par des études de nivellement à travers le Massif, sur des failles actives particulière ou une étude de gravimétrie absolue. Nous remettons ces observations dans le cadre théorique de l'ajustement isostatique global depuis la fin du dernier maximum glaciaire lié à la fonte de l'inlandsis.

[intro générale? : Il est très important de comprendre à quel point le laboratoire naturel est différent de la Terre théorique et dès lors l'influence que peut avoir la structure géologique complexe de l'Ardenne sur la distribution géographique des séismes. De même, l'étude des tremblements de terre actuels amène-t-elle des arguments utiles au découpage structural de la région ? ... Le lien possible entre cette structure et les séismes sera étudié dans le Chapitre 4.]

ELEMENTS IMPORTANTS POUR L'ANALYSE SISMOTECTONIQUE

2.1. Origine géologique et orogénèses

L'Ardenne est la partie occidentale d'une grande structure appelée "Bouclier Rhénan". La partie orientale est le Massif Schisteux Rhénan. Les deux parties sont séparées par le Rhin et le Bouclier Rhénan est limité au nord par la zone faillée Midi-Eifel-Aachen.

Les roches qui composent l'Ardenne se sont majoritairement formées pendant le Paléozoïque. Les roches les plus anciennes identifiées en surface et en forage en Ardenne sont datées du Cambrien (428 – 488.3 Ma). A cette époque, l'Ardenne est située en bordure de continent. Les dépôts d'argiles, sables et boues calcaires deviendront les schistes, grès et calcaires après induration, et puis les phyllades, quartzites et marbres après métamorphisme.

La région qui est aujourd'hui appelée "Ardenne" a subi directement deux des trois orogénèses majeures qui ont affecté la Terre depuis le Cambrien, les orogénèses Calédoniennes et Hercyniennes. Elle a été touchée indirectement par l'orogénèse Alpine, au moins par l'intermédiaire du système de rift Cénozoïque européen.

[Nous dressons ici brièvement la formation de l'Ardenne, entre le Paléozoïque et la fin du Tertiaire].

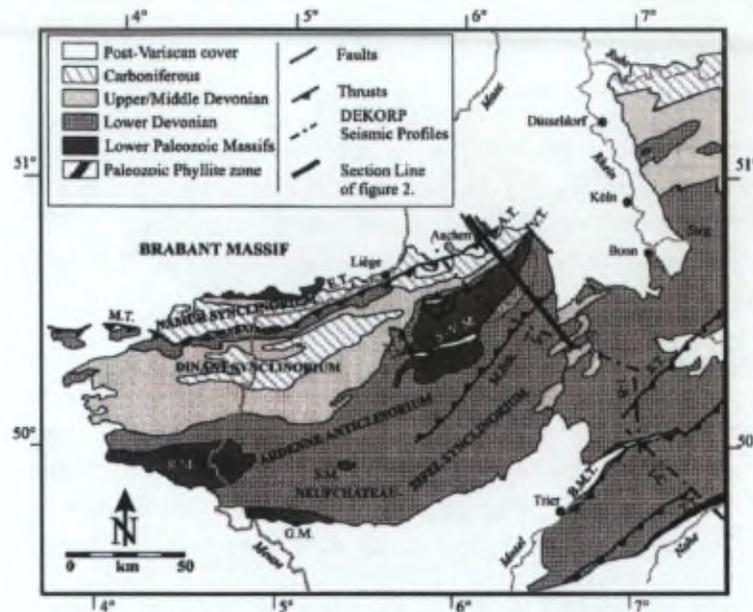


Fig. 1. Simplified geological map of the Ardennes with the location of the section (Fig. 2). Main lower Paleozoic massifs: G.M. = Givonne Massif, R.M. = Rocroi Massif, S.M. = Serpont Massif, S.-M.M. = Sambre and Meuse Massif, S.-P.M. = Strévelot-Venn Massif. Main faults: A.T. = Aachen thrust, R.-M.T. = Royard-Merf thrust, E.T. = Eifel thrust, M.Bh. = Malbecken backthrust, M.T. = Mielk thrust, S.T. = Siegmund thrust, T.T. = Tournai thrust, V.T. = Venn thrust, X.T. = Xhousis thrust, M.S.Z. = Montanau Shear Zone.

FIGURE 2-1 : LES UNITÉS GÉOLOGQUES DE L'ARDENNE, PARTIE OCCIDENTALE DU BOUCLIER RHÉNAN. FIGURE DE VANBRABANT ET AL, 1999.

2.1.1. OROGÉNÈSE CALÉDONIENNE

L'orogénèse Calédonienne a provoqué la collision d'Avalonia, Baltica et Laurentia. La chaîne de montagne ainsi formée (Caledonia, du nom latin de l'Écosse) s'étend sur tout l'est de l'Amérique du Nord (actuelle), recoupe l'Irlande et sépare l'Angleterre de l'Écosse. Le point de jonction des trois plaques se situe au milieu de la Mer du Nord actuelle. Une branche sépare les montagnes calédoniennes du Groenland et de Scandinavie. L'autre est à l'origine des montagnes germano-polonaises. Au sud de ce point triple, l'Ardenne est située en bordure sud de ce nouvel assemblage qui deviendra la Pangée plus tard. La phase principale de cette orogénèse est la phase qui a provoqué la fermeture de l'océan lapetus d'abord au nord (collision Baltica-Laurentia) et puis au sud (collision Avalonia-Laurentia), elle s'appelle "Scandienne" au nord, "Grampienne" dans les Îles britanniques et "Acadienne" en Amérique du Nord. Ce nouveau supercontinent est appelé Laurussia.

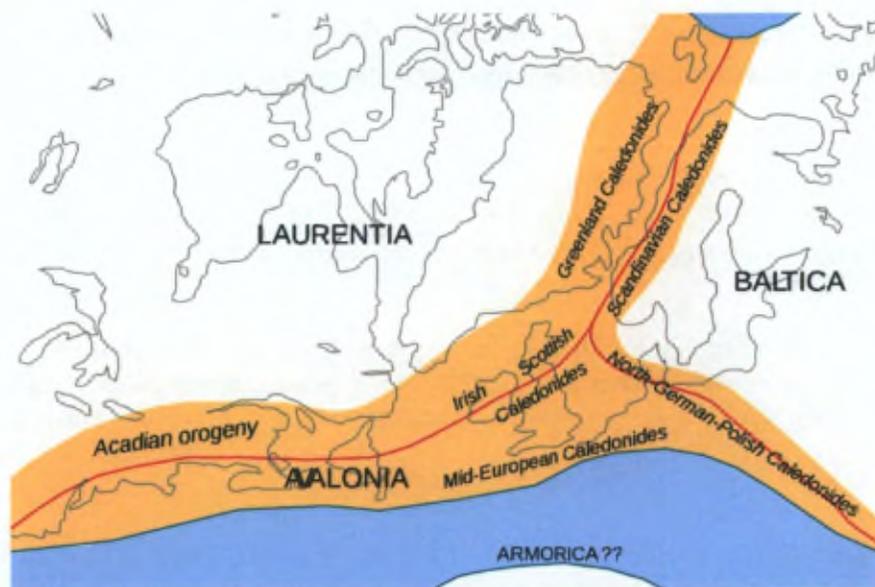


FIGURE 2-2 : PALÉOGÉOGRAPHIE DE NOS RÉGIONS LORS DE L'OROGÉNÈSE CALÉDONNIENNE. [ADAPTÉ DE WIKIMEDIA COMMONS FILE:CALEDONIDES_EN.SVG @ LIEN]

2.1.2. OROGÉNÈSE VARISQUE

L'orogénèse Varisque a provoqué la collision des masses continentales Protogondwana, Armorica avec le supercontinent Laurussia. Cette orogénèse commence au début du Carbonifère (359 Ma) et se termine par la formation du supercontinent Pangée au Permien (251 Ma). La collision s'est produite selon une direction nord-sud, compressant, entre autres, Armorica entre Laurussia et Protogondwana.

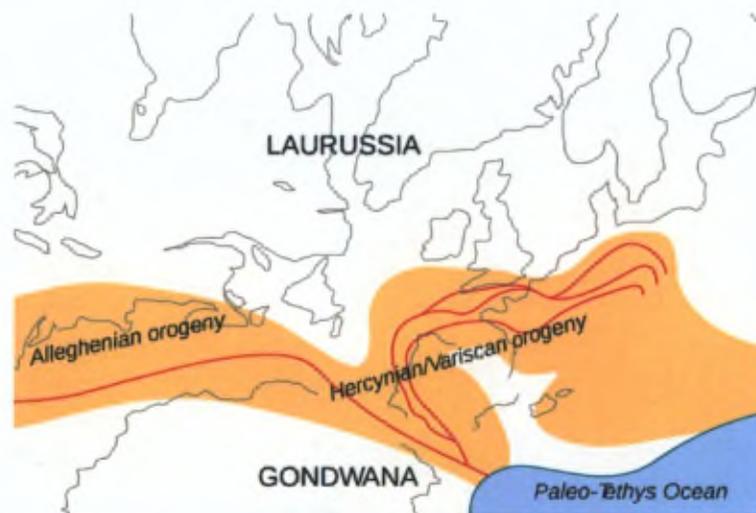


FIGURE 2-3 : PALÉOGÉOGRAPHIE DE NOS RÉGIONS LORS DE L'OROGÉNÈSE VARISQUE. [ADAPTÉ DE WIKIMEDIA COMMONS FILE:HERCYNIDES_EN.SVG @ LIEN]

Dans nos régions, la "ceinture Rhénohercynienne" constitue la limite nord de l'orogénèse Varisque (Vanbrabant et al. 1999). La collision se fait principalement sous forme de chevauchements sur Laurussia. Des terrains Dévono-carbonifères et des massifs Cambro-ordoviciens (Stavelot, Rocroi, etc.) recouvrent l'avant-pays Paléozoïque inférieur (Massif du Brabant) et sa couverture Dévono-carbonifère (Synclinorium de Namur). Cette unité parautochtone est séparée de l'Ardenne par la zone faillée Midi-Eifel-Aachen. Dans l'Ardenne, on peut distinguer trois unités, du nord au sud : le Synclinorium de Dinant, l'Anticlinorium de l'Ardenne et le Synclinorium de Neufchâteau-Eifel (Figure 2-1). La phase orogénique à la fin du Carbonifère a généré des plis à vergence NW et des

chevauchements orientés au NE, avec une déformation diminuant graduellement vers le Sud. L'allochtone est généralement vu comme une superposition de feuilles plissées séparées par des chevauchements. Dans la partie occidentale de l'Ardenne, les principaux chevauchements sont ceux d'Aachen, des Hautes-Fagnes et de Xhoris (AT, VT et XT sur la Figure 2-1). Au sud du massif de Stavelot-Hautes-Fagnes, un chevauchement inverse (Malsbenden et Trois-Vierges, M.Bth sur la Figure 2-1) affecte le Synclinorium de Neufchâteau-Eifel. Plus au sud, dans la partie allemande de la ceinture Rhénohercynienne, les chevauchements de Siegen, Boppard-Merl et Taunus affleurent (ST, B-MT et TT).

En conclusion, les terrains à la fin de l'orogénèse Varisque sont constitués de failles de chevauchements d'orientation Ouest-Est à OSO-ENE à pendage sud et de bassins plissés. Des failles normales sont également présentes, d'orientation OSO-ENE liées à l'orogénèse, ainsi que NO-SE liées à des failles déjà présentes dans le sous-bassement paléozoïque (Vanbrabant et al. 1999).

A la fin du Permien, l'épaisseur de la lithosphère est comprise entre 40 et 80 km, alors que l'épaisseur crustale est réduite à 28-35 km en réponse à son érosion régionale, la dénudation tectonique et l'interaction de fondus mantelliques avec ses parties basales. Le rééquilibrage du système lithosphère-asthénosphère gouverne le mouvement de bassins subsidents Permien-Mésozoïques (Ziegler et Dèzes 2005).

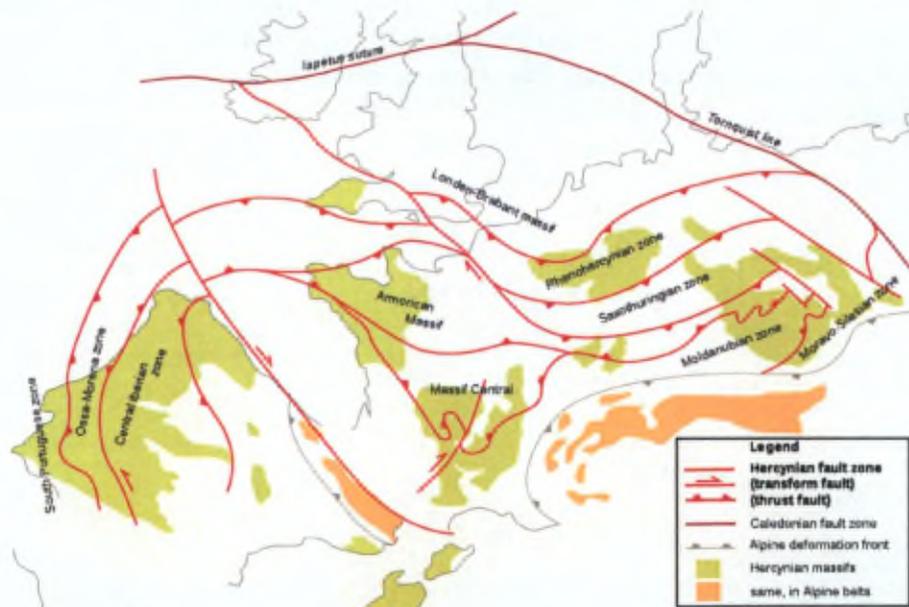


FIGURE 2-4 : GRANDES SUTURES EN EUROPE OCCIDENTALE, LIÉES AUX OROGÉNÈSES. [ADAPTÉ DE WIKIMEDIA COMMONS FILE: FILE:HERCYNIAN_STRUCTURES_EUROPE_EN.SVG @ LIEN]

2.1.3. OROGÉNÈSE ALPINE ET SYSTÈME DE RIFT CÉNOZOÏQUE EUROPÉEN

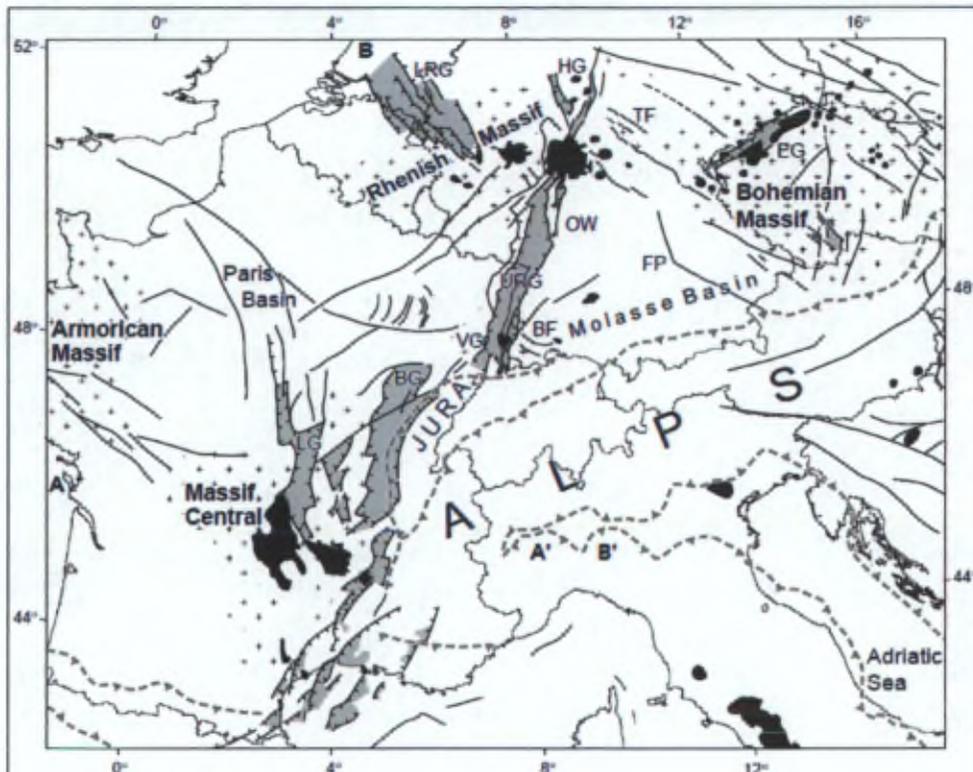


FIGURE 2-5 : GÉOGRAPHIE DU RIFT CÉNOZOÏQUE EUROPÉEN. FIGURE DE ZIEGLER ET DÈZES, 2007.

Bien que l'orogénèse alpine n'ait pas directement affecté nos régions, son action a été indirecte sous la forme de la déformation induite de son avant-pays. Cette déformation apparaît sous forme du système de rift Cénozoïque européen (ECRIS) qui s'étend de la mer du Nord jusqu'à la côte Atlantique de l'Afrique sur une distance d'environ 3000 km (Ziegler 1992). Son développement est contemporain des phases principales et tardives de l'orogénèse Alpine, période pendant laquelle l'avant-pays alpin (au nord ouest) a été soumis à des contraintes intraplaques compressives répétées, comme mis en évidence par l'inversion de bassins Mésozoïques jusqu'alors en tension.

Le système de rift du Rhin (RRS) forme une partie du ECRIS et recoupe l'orogénèse Varisque, les passes Permo-Carbonifères et les bassins subsidents Permien-Mésozoïque (Ziegler et Dèzes 2005; 2007). Commencé à l'Eocène tardif, l'ECRIS évolue en rifts passifs dans les avant pays alpins et pyrénéens sous le champ de contrainte orienté au nord, lié à la collision. Suivant la consolidation des Pyrénées, les contraintes orientées au Nord et Nord-Ouest originaires des Alpes contrôlent l'évolution de l'ECRIS. Le RRS reste actif jusqu'à Présent, alors que la branche Sud de l'ECRIS a avorté depuis le Miocène précoce.

De nos jours, les épaisseurs crustale et lithosphérique dans le RRS sont respectivement entre 24-36 km et 50-120 km (Ziegler et Dèzes 2005).

2.1.4. VOLCANISME

Des éruptions étendues majoritairement basaltiques ont percé le Bouclier Rhénan pendant l'Éocène Sup., l'Oligocène, le Miocène et le Pléistocène. Les épisodes volcaniques les plus récents sont les éruptions des maars de l'Eifel et du Laacher See il y a 11000 ans (Illies et al. 1979).

Les volcans de l'Eifel se regroupent en 3 zones, l'Eifel volcanique occidental, le Haut Eifel volcanique et l'Eifel volcanique oriental. Le dégazage actuel présent dans les maars de l'Eifel volcanique occidental et, peut-être, dans le Laacher See témoignent l'activité volcanique actuelle.

2.1.5. CONCLUSIONS GÉOLOGIQUES ET STRUCTURALES

Principales tendances des failles et structures en Ardenne. Découpage "historique", limites de déformation, etc.

2.2. Evolution géomorphologique de l'Ardenne

L'Ardenne, au début du Tertiaire (65 Ma) possédait un relief faible, proche du niveau de la mer de l'époque.

Que se passe-t-il au Quaternaire dans nos régions ? Situation géographique ? Climatique ?

La position géographique de l'Europe occidentale sur le globe terrestre est à peu près identique depuis le Miocène (20 Ma).

De nombreux auteurs ont étudié le soulèvement de l'Ardenne. Récemment, Demoulin a regroupé les arguments en faveur de ce soulèvement dans un ouvrage de synthèse. Il y expose principalement deux preuves du soulèvement depuis le Tertiaire : le soulèvement et la déformation des surfaces de pénéplanation et l'enfoncement des rivières ardennaises.

Depuis le Pliocène, le Rhin et la Moselle traversent le Bouclier et leurs terrasses fluviales sont conservées jusqu'à 300 m au dessus du niveau actuel des rivières, sous forme de vallées plus ou moins profondes (Illies et al. 1979).

2.2.1. MOUVEMENTS VERTICAUX CÉNOZOÏQUES DE L'ARDENNE

Les reliefs liés à l'orogénèse Hercynienne sont progressivement arasés et à la fin du Trias (65 Ma) il ne reste que quelques irrégularités. [Demoulin 2006]. Jusqu'au Paléocène (65 Ma) le climat y est chaud à tropical. L'activité tectonique de l'Ardenne est faible, il y a peut-être un lent soulèvement du massif aplani, relativement à ses marges subsidentes. L'acyclicité de ces subsidences provoque l'enfouissement des marges sous une couverture sédimentaire et fossilise leur inclinaison pendant que les parties émergées sont toujours érodées. La différence d'évolution entre les deux parties d'une même surface provoque donc son inflexion. Plus la surface est ancienne, plus l'inflexion sera grande. Demoulin (2006) identifie 8 "surfaces" en Ardenne. Au Paléocène Inférieur, la surface "Dano-Montienne" (Danien, 65-61 Ma) a un rayon de courbure infime et est cernée de toutes parts par d'autres surfaces. A cette époque, le "bombement en dôme progressivement accéléré" change la donne et produit des surfaces étagées cernées par des talus, tel qu'observable autour de la surface Dano-Montienne. Un basculement vers l'ouest du massif a pour conséquence le développement de la surface Éocène (56 – 34 Ma).

A la fin du Lutétien (40 Ma), un nouvel à-coup tectonique va provoquer l'emboîtement de la surface pré-tongrienne (Rupélien inf, 33 Ma), en venant buter contre les talus au pied des surfaces Dano-Montienne et Éocène. Au sud, la surface oligocène du Bassin de Paris procède de même (Moselle, etc.).

A partir de l'Oligocène Moyen (début du Chattien, 28 Ma), le massif va être sujet à un soulèvement plus rapide et monter en altitude, ce qui rend les érosions de grandes surfaces moins probables. Le soulèvement se fait en bloc, avec une flexure au niveau actuel de la Crête de la Vecquée.

Alors que les climats chauds et humides dominant au début du Cénozoïque, à partir du Miocène l'Ardenne est située à des latitudes similaires à aujourd'hui et dès lors la température moyenne baisse et les épisodes secs se multiplient. L'érosion domine par rapport à l'altération chimique qui est fortement réduite, sauf pendant les dernières phases chaudes et humides du Miocène (23 – 5 Ma). Dans nos régions, le Néogène (23 – 0 Ma) est caractérisé cette érosion. Souvent, l'érosion rencontrera le front d'altération en profondeur.

Au Pliocène (5.3 – 1.8 Ma), le soulèvement de l'Ardenne-Eifel s'accélère encore et les ruissellements diffus et l'érosion latérale des cours d'eau vont façonner les pédiments. Ces surfaces

planes sont génétiquement totalement étrangères aux grandes surfaces d'érosion et n'auront pas l'occasion de s'étendre en Ardenne.

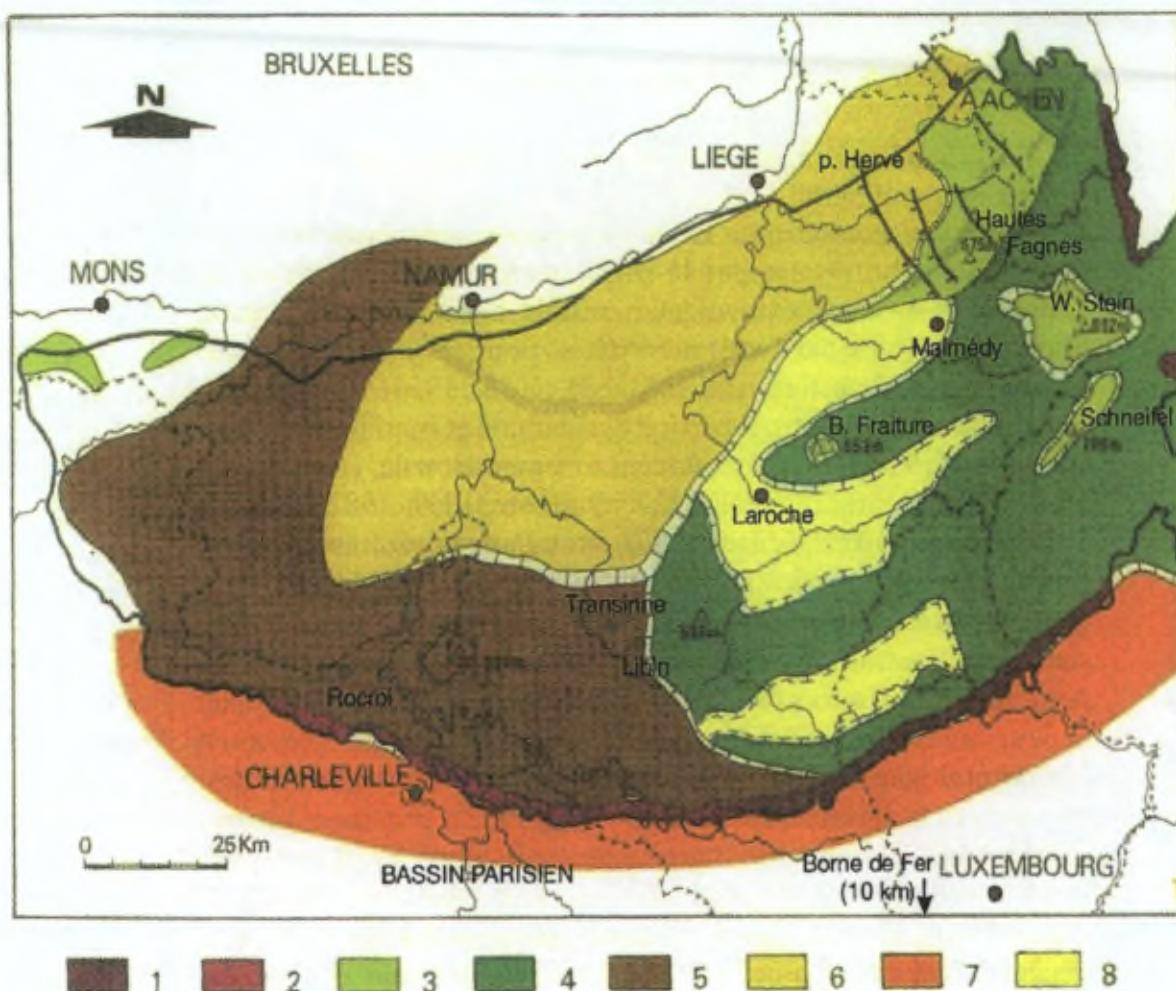


Fig. 2.5. – Les surfaces d'érosion d'Ardenne-Eifel. 1. Surface pré-triasique. 2. Surface post-hercynienne. 3. Surface pré-sénonienne. 4. Surface danienne. 5. Surface sélandienne. 6. Surface pré-oligocène du nord du massif. 7. Surface lutétienne du NE du Bassin parisien, équivalent temporel de la surface pré-oligocène, et se prolongeant à l'est par l'auge mosellane. 8. Bassins d'aplanissement néogène. En hachuré, talus d'érosion. La zone en gris traversant la surface pré-oligocène d'ouest en est marque la flexure entre la région axiale du massif, soulevée en bloc, et sa marge nord basculée.

FIGURE 2-6 : LES SURFACES D'ÉROSION EN ARDENNE-EIFEL. FIGURE & LÉGENDE DE DEMOULIN 2006.

2.2.2. MOUVEMENTS VERTICAUX DE L'ARDENNE AU QUATERNAIRE

Pour pouvoir évaluer les mouvements d'une région à l'échelle du Quaternaire, il faut trouver un élément qui existe depuis au moins 2 Ma et qui a, si possible, perduré tout au long des temps géologiques jusqu'à nos jours. Cet élément permettra alors, s'il est correctement préservé, d'obtenir l'enregistrement le plus complet et le plus détaillé possible des mouvements subis.

Les meilleurs candidats pour cette étude sont les réseaux hydrographiques qui sont présents quasiment dans leur forme actuelle dans la région depuis le Miocène (23 Ma). En effet, la position des éléments structuraux qui composent l'Europe de l'Ouest actuelle sont mis en place à la fin de l'Oligocène. De même, la région se situe déjà à peu près aux mêmes latitudes qu'aujourd'hui. Ces

réseaux ont la possibilité, via l'érosion ou l'aggradation, d'accommoder les mouvements de la croûte terrestre.

2.2.2.1. GÉNÉRALITÉS SUR L'ENREGISTREMENT DES MOUVEMENTS VERTICAUX PAR LES RIVIÈRES

Pour qu'une rivière soit intéressante d'un point de vue "histoire des mouvements", il faut qu'elle ait, à travers les temps géologiques, enregistré toutes (ou la plupart, du moins) des mouvements qu'elle a subis. Les rivières ont un comportement différent pendant les périodes glaciaires et interglaciaires. Pendant les périodes froides, la rivière érode et charrie des éléments à forte granulométrie. A la fin d'une période glaciaire, la rivière n'érode presque plus et charrie des sédiments fins. Enfin, en période interglaciaire, la rivière n'érode plus, on est en phase de biostase. L'alternance de ces comportements est donc un avantage, étant donné la cyclicité des phases froides et tempérées au niveau global pendant le Quaternaire. L'enregistrement des mouvements par les rivières sera fonction de la manière dont ceux-ci se produisent.

Soulèvement continu

Si le soulèvement d'une région est continu, disons à vitesse constante, le résultat sera alors des terrasses étagées, uniformément espacées en altitudes. Chaque terrasse correspondra à une phase interglaciaire pendant laquelle les alluvions se sont déposées. Chaque phase glaciaire correspondra donc à une phase d'incision, ou de non-déposition. Il en ressort que la base de chaque terrasse correspondra à la fin de la phase froide qui a provoqué l'incision.

Sans soulèvement

Sans soulèvement, la rivière en phase froide va principalement éroder les alluvions déposées pendant la phase tempérée, sans réelle incision. Le résultat sera des terrasses emboîtées, avec une plus grande probabilité que certaines d'entre elles aient été complètement érodées et que l'enregistrement soit donc incomplet.

Oscillations

On se situe ici dans un cas intermédiaire entre les deux précédents. Si une phase de soulèvement est suivie d'une phase calme, puis à nouveau de soulèvement, la rivière aura un profil intermédiaire. Les terrasses seront étagées, mais certains niveaux seront composés de terrasses emboîtées (potentiellement incomplètes). On aura donc des terrasses d'âges différents à des niveaux uniques. Si par contre, la phase entre les deux phases de soulèvement est une subsidence plutôt qu'une phase calme, alors on peut avoir un système de terrasses inversées, où les terrasses les plus jeunes recouvrent les plus anciennes.

Mouvements soudains

Si une rivière est subitement décalée par une faille ou un plissement, son cours s'en trouve affecté et l'organisation de ses terrasses peut être analogue à l'un des trois types précités. En outre, sur de tels profils déstabilisés, il sera possible d'avoir des taux de dépôt et d'érosion anormaux, quelle que soit la période climatique.

2.2.2.2. ENFONCEMENT DES RIVIÈRES ARDENNAISES

L'Ardenne, à la fin du Tertiaire possédait un relief faible, proche du niveau de la mer de l'époque. Depuis lors, les rivières se sont enfoncées dans des systèmes de terrasses étagées, indicatrices d'un soulèvement progressif, majoritairement continu mais pas toujours à la même vitesse.

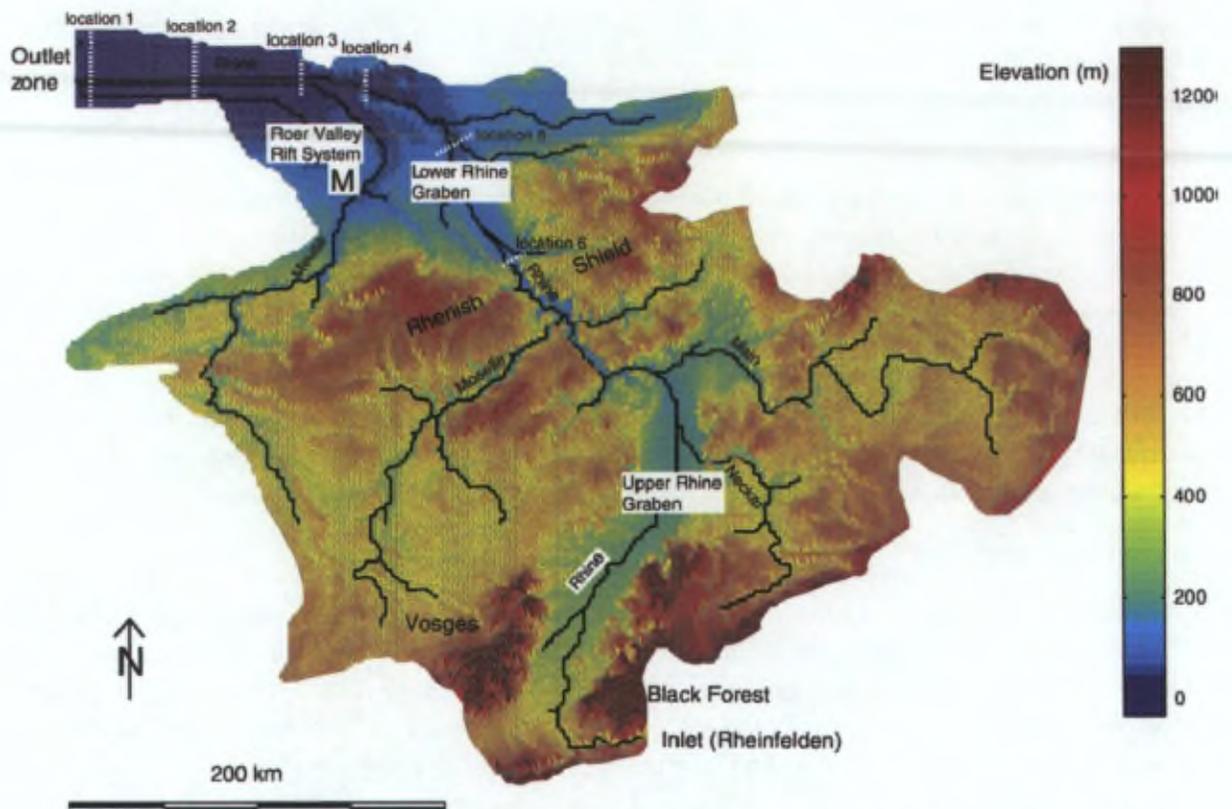


FIGURE 2-7 : TOPOGRAPHIE ET RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DE ET AUTOUR DE L'ARDENNE. SEULS LES SYSTÈMES AVEC UN DRAINAGE SUPÉRIEUR À 2500 KM² SONT ILLUSTRÉS. FIGURE DE VAN BALEN ET AL, 2010.

Le modèle numérique de terrain actuel du réseau hydrographique "Meuse-Moselle-Rhin" montre que ces rivières et leurs affluents ont incisé le Bouclier.

L'histoire de l'enfoncement des rivières est compliquée par le fait qu'elle dépend de la préservation des terrasses et de postulats difficilement contraignables, par exemple : la position, l'altitude et influence du niveau de la mer sur le profil de la rivière, l'érosion vers l'amont ou vers l'aval, etc. De plus, les variations dans les dimensions des bassins versants peuvent également provoquer de grandes variations du flux et donc du profil d'une rivière. Par exemple, la Meuse et la Moselle ont eu une histoire commune pendant un temps [CITER] et depuis leur séparation [DATE], le bassin versant de la Meuse a été réduit.

[++]

Depuis 13 Ma, la Meuse s'est enfoncée de 250 m à Maastricht (Westaway 2001), soit en moyenne 0.02 mm/a.

Au début du Pléistocène, les vitesses d'incision mesurées sont de l'ordre de 0.12 mm/a jusqu'au Pléistocène Moyen. Ensuite, jusqu'il y a 400.000 ans, les vitesses d'incision ont pu atteindre 0.50 mm/a [CITER]. L'absence d'incision depuis 400.000 a été mise en évidence dans des réseaux karstiques en Ardenne (Quinif 1999), ce qui voudrait dire qu'une certaine stabilité prévaut depuis lors (Meyer et Stets, 1998, Demoulin 2006, Van Balen et al 2000).

Notons à cet égard qu'une étude récente de radionucléides du Béryllium et de l'Aluminium (Rixhon et al. 2010) tend à montrer que l'âge de la "Younger Main Terrasse", niveau de référence dans un grand nombre d'études de l'incision des rivières ardennaises, est très différent que l'on se situe en aval ou en amont de la Meuse, l'Ourthe ou l'Ambève. Les âges obtenus sont 630 ka pour la

basse Meuse, de l'ordre de 400 ka pour la basse Ourthe et environ 220 ka pour la basse Amblève.

En conclusion, outre les incertitudes relatives aux âges des terrasses ainsi qu'à la constance d'un âge à travers une même terrasse, il apparaît que les rivières ardennaises se sont largement enfoncées depuis 3 Ma. Le lien effectué par [demoulin? westaway?] entre la Meuse et le Rhin, en prenant en compte l'histoire de la Moselle et de sa capture, permet de voir un cadre régional bien défini.

Quoi qu'il en soit, les tentatives de relier les terrasses de chaque rivière avec des niveaux OIS (par exemple : R. Westaway 2001) donnent de bons résultats, d'autant plus que l'on considère les trois rivières précitées dans leur ensemble.

--

Différentes études (H.-A. Kemna 2008; Boenigk et M. Frechen 2006; Bridgland 2000; Bridgland, R. Westaway, et Cordier 2009; Cordier et al. 2006; Sierd Cloetingh, Thybo, et Faccenna 2009; Demoulin et Hallot 2009; Manfred Frechen et al. 2009; Gibbard et Lewin 2009; Illies et al. 1979; Meyer et Stets 2002; Peters et Ronald T. van Balen 2007a; R.T. van Balen, R.F. Houtgast, et S.A.P.L. Cloetingh 2005; R. T. van Balen, Busschers, et Tucker 2010; Van Balen et al. 2000; Van Balen et al. 2002; Van Vliet-Lanoë, Magyar, et Meilliez 2004; R. Westaway et al. 2009; Bibus et A. Semmel 1977) [+citer Demoulin, Pissart, Macar, etc] sur l'enfoncement du Rhin, de la Moselle ou de la Meuse ont tenté d'écrire l'histoire de leur enfoncement.

[carte, profils des rivières, etc]

2.2.3. DISCUSSION SUR LES CAUSES DU SOULÈVEMENT

2.2.3.1. LE SOULÈVEMENT AU NIVEAU GLOBAL

Westaway a récemment proposé (R. Westaway 2001) que le mécanisme de soulèvement est relié à la "réponse isostatique aux processus de surface, générant de l'écoulement dans la couche mobile inférieure de la croûte continentale".

Ces flux ont varié avec le temps. Ils étaient moins importants au Pliocène Sup. et le sont devenu au Pléistocène. La différence entre les deux pourrait s'expliquer par la différence d'origine de ce flux. Dans le premier cas, la cause serait les "faibles" variations eustatiques en relation avec la formation/fonte de la calotte Antarctique. La seconde serait l'influence dominante de la calotte scandinave. Le passage d'un cas à l'autre a été identifié comme "La Révolution Mi-Pléistocène" (R. Westaway et al. 2009).

Sur le dernier million d'années, les rivières illustrent bien les changements climatiques liés à la dès lors dominance des cycles d'excentricité de 100 ka par rapport aux cycles de 41 ka. Ces cycles deviennent réellement dominants à environ 800 ka. La Révolution Mi-Pléistocène ("Mid-Pleistocene Revolution", MPR) correspond à un changement caractéristique dans le paysage européen, avec les rivières évoluant en vallées étroites et encaissées dans leur paléo vallée plus larges, ceci étant expliqué comme une conséquence de l'augmentation de la vitesse de soulèvement à cette époque. Ce phénomène a été également mis en évidence ailleurs dans le monde et n'est donc pas uniquement européen (Bridgland et R. Westaway 2008; Bridgland, R. Westaway, et Cordier 2009).

2.2.3.2. VARIATIONS RÉGIONALES ET LOCALES DU SOULÈVEMENT

Dans certaines régions du monde, des rivières installées depuis très longtemps ne montrent pas de terrasses étagées. C'est par exemple le cas dans les régions cratoniques, par exemple en Inde et Afrique du Sud, où des alluvions anciennes se trouvent au voisinage des cours d'eau actuels. Ces cas peuvent cependant s'expliquer de la même manière, selon Westaway et al (R. Westaway, Bridgland, et Mishra 2003). En effet, alors que dans les croûtes continentales "classiques", la profondeur du Moho est d'environ 30 km et la température à cette limite aux alentours de 350 °C, dans les cratons archéens, la lithosphère est épaisse (supérieure à 100 km ou même 200 km) et la température du Moho n'atteint pas 350 °C, ce qui exclu la présence d'une couche mobile et donc de mouvements verticaux significatifs.

Il est également possible que certaines régions de la croûte inférieure ne soient pas mobiles. Ce qui s'explique par la présence d'une couche mafique à la base de la croûte, qui, à cause de sa composition, ne peut pas s'écouler significativement à la température ambiante. Cette couche basale est générée par du sous-placage magmatique (résultant par exemple de l'intrusion de filons/couches en relation avec l'activité des panaches mantelliques) et elle limite ainsi l'épaisseur de la couche mobile sus-jacente, affectant la morphologie des terrasses fluviales. La présence d'un placage mafique de relativement faible épaisseur a pour effet d'augmenter la vitesse de soulèvement, mais son amplitude sera moins élevée. A contrario, une région sans placage se soulèvera de manière plus lente, mais avec une amplitude plus grande (voir l'exemple du sud-ouest de l'Angleterre, Westaway 2010, Westaway, comm. pers.).

2.2.3.3. AJUSTEMENT ISOSTATIQUE À LA PERTE DE CHARGE DUE À L'ÉROSION

L'incision d'une rivière correspond, de facto, à de l'érosion et du transport de matériaux vers l'aval. On peut alors se demander si la perte de charge liée à cette incision est suffisante que pour être contrebalancée par un effet isostatique. Le problème est alors de discriminer si la réponse "actuelle" d'une rivière est un phénomène de soulèvement lié à une cause tectonique extérieure actuelle, ou si la région subit un soulèvement directement lié à l'érosion passée. Ainsi, le système serait en boucle jusqu'à ce qu'un équilibre soit atteint. Ce type de phénomène a été suggéré, par exemple pour les Alpes, où Champagnac et al. (Champagnac et al. 2007) estiment que près de 50 % du soulèvement mesuré aujourd'hui dans les Alpes (dans le Valais, 1.1 mm/a) est du à l'ajustement isostatique résultant de l'érosion des roches, pour peu que celui-ci ait été constant depuis 1 Ma.

L'étude du soulèvement par la modélisation d'éléments finis en 3D est désormais possible grâce à l'utilisation d'outils tels que CASQUS (Kurfeß 2008; Kurfeß et Heidbach 2009), qui permet également d'étudier l'influence de failles sur ces processus (Maniatis et al. 2009). Il serait intéressant d'intégrer les considérations de Westaway sur le Lower Crustal Flow et l'influence qu'aurait le bilan érosion-dépôt sur la quantité et la vitesse de soulèvement d'une région sur une période de temps analogue à la durée des Pléistocène et Holocène. L'outil CASQUS, dans ce cas, permettrait de comparer un modèle aux les déplacements visibles sur des failles, par exemple dans le sud du graben de la Roer.

2.2.3.4. L'OROGÉNÈSE ALPINE

Dans un papier récent traitant du soulèvement des massifs Varisque dans l'avant-pays alpin, Ziegler et Dèzes (Ziegler et Dèzes 2007) présentent le champ de contrainte NW actuel comme résultant de la compression entre la collision alpine et l'ouverture de la ride Atlantique. Selon eux, ce champ est présent depuis le Miocène et s'est intensifié pendant le Pliocène Tardif jusqu'au Quaternaire. Ceci est mis en évidence par la subsidence accélérée du Graben du Rhin Inférieur (Graben de la Roer) et la flexure vers le bas du Bassin Mer du Nord-Allemagne du Nord. Sous le champ de contrainte actuel, le Massif Armoricaïn, le Massif Central, les parties occidentales du

Massif Rhénan et les parties septentrionales du Massif de Bohême continueraient de se soulever à un rythme de 1.75 mm/an, alors que la voûte Vosges-Forêt-Noire est stable (Ziegler et Dèzes 2007).

Dans un article très récent, [CITER], montrent une topographie du Moho déterminée par méthode [?]. Bien que l'influence des Alpes puissent être supposée dans leur proximité immédiate, il est difficile d'identifier une déformation parallèle aux alpes sous le Bouclier Rhénan.

2.2.3.5. L'AJUSTEMENT ISOSTATIQUE POSTGLACIAIRE DE L'INLANDSIS FENNOSCANDIA

Cet effet ne prend en compte que la réponse isostatique de la croûte lithosphérique à la fonte de la glace de l'inlandsis scandinave. Au droit du maximum de charge, le soulèvement actuel est maximal. Il décroît en amplitude de manière plus ou moins radiale et s'annule, pour devenir négatif dans les régions au-delà de la limite 0. Autrement dit, un soulèvement négatif correspond donc à une subsidence. Dans nos régions, le modèle prédit une subsidence de l'ordre de 1 mm/a (Nocquet, Calais, et Parsons 2005).

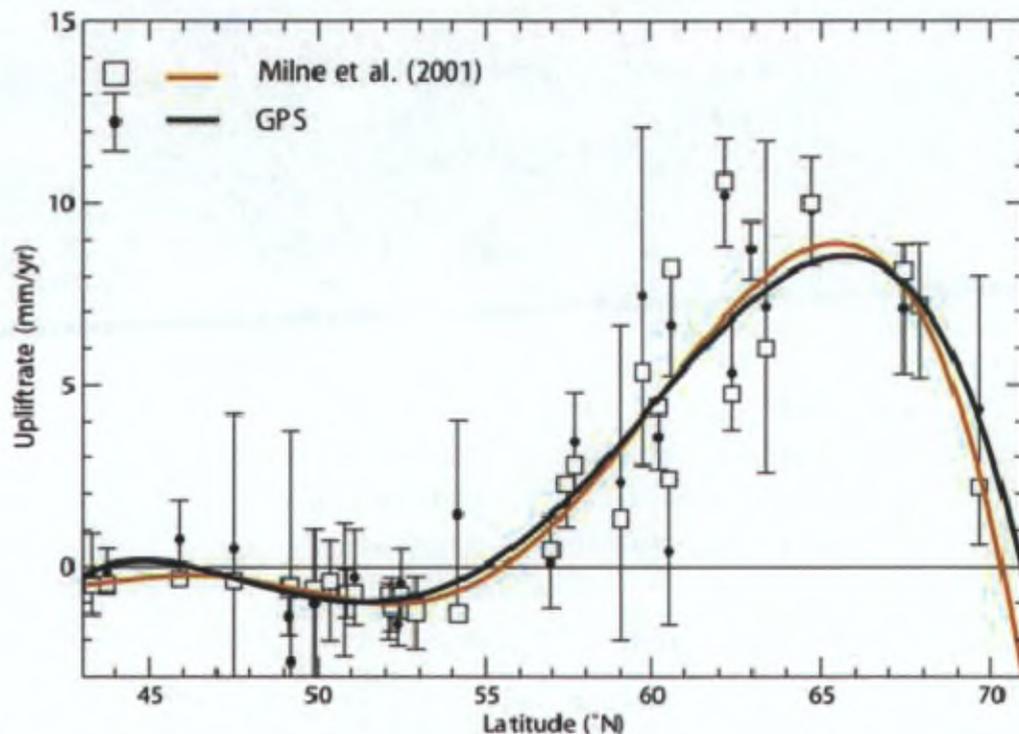


FIGURE 2-8 : PROFILS DES VITESSES VERTICALES DÉTERMINÉES POUR UNE ÉTUDE ANTÉRIEURE ET PAR NOCQUET ET AL (2005) PAR LE GPS. LES BARRES D'ERREUR POUR LE GPS ILLUSTRONT L'INTERVALLE DE CONFIANCE 95%.

2.2.3.6. LE PANACHE VOLCANIQUE DE L'EIFEL

Plusieurs auteurs (García-Castellanos, S. Cloetingh, et Van Balen 2000; Joachim R.R. Ritter et al. 2001; Meyer et Stets 2007; Ziegler et Dèzes 2007) ont présenté la possibilité de la présence d'un panache volcanique sous le Bouclier, plus particulièrement sous l'Eifel. Bien que la présence de volcanisme soit indéniable, son origine est toujours débattue. La conclusion de "l'Eifel Plume Project" (J. R.R Ritter 2007) est qu'une anomalie de vitesse négative est présente dans le manteau supérieur, à partir de 50-60 km et jusqu'à 410 km de profondeur. Cette diminution de vitesse atteint 2% et 5% pour les ondes P et S, respectivement, dans les premiers 50 km. Plus profondément, la variation n'est que de l'ordre de 1%. Le diamètre de l'anomalie est d'environ

100 à 120 km. La présence d'un résidu gelé est envisagée, de même que celle de petites poches de fondus partiels, pour expliquer ces variations. L'interprétation actuelle de ces données conduit à l'interprétation d'un petit panache mantellique remontant depuis la zone de transition et qui fond juste sous la lithosphère continentale et peut-être aussi à plus grande profondeur. Les récentes recherches en gravité et en déformation (Ritter, 2007) ne montrent pas de variation significative.

2.2.3.7. UNE INFLUENCE COMBINÉE

Ziegler et Dèzes (Ziegler et Dèzes 2007) postulent enfin que les déformations Pliocènes-Quaternaires (soulèvements et subsidences) sont une combinaison de contraintes intraplaques (reflétant le couplage de collision entre les Alpes et leur avant-pays), un amincissement du manteau lithosphérique en relation avec un plume et un mouvement isostatique postglaciaire jouant un rôle dans des zones qui étaient couvertes de glaciers de manière intermittente.

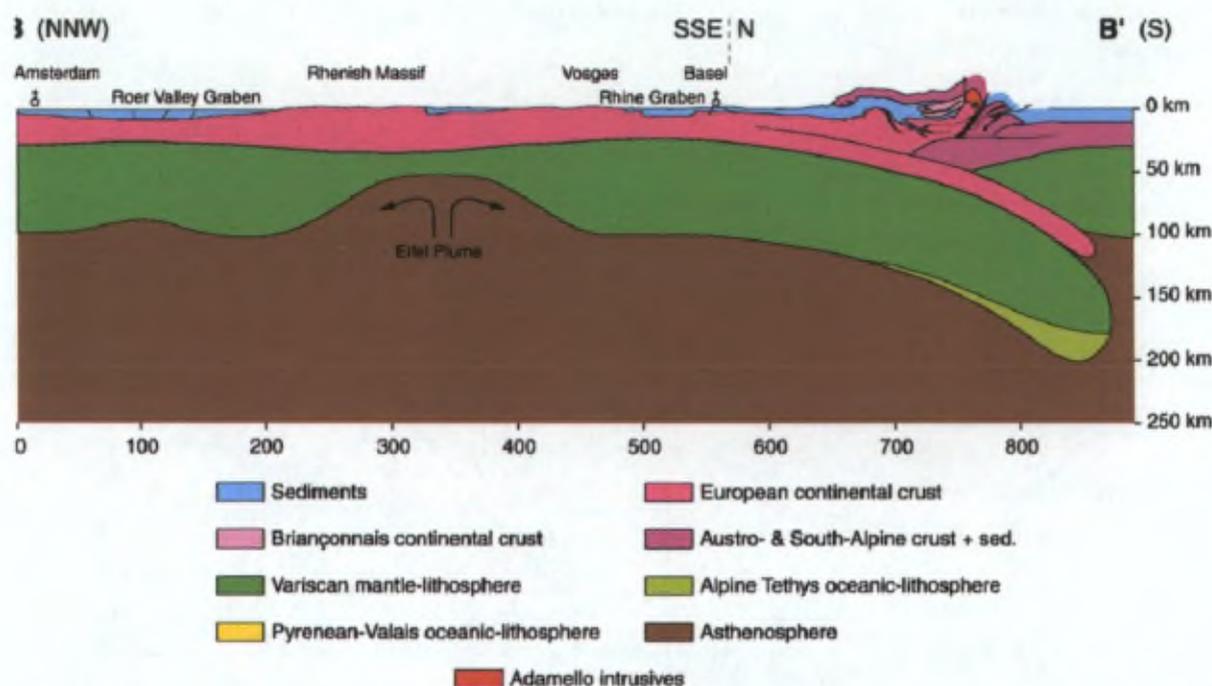


FIGURE 2-9 : COUPE NNW-SSE PUIS N-S À TRAVERS L'AVANT PAYS ALPIN ET LES ALPES. FIGURE DE ZIEGLER ET DÈZES, 2007.

Guillou-Frottier *et al* (Guillou-Frottier *et al.* 2007) essayent d'extraire les signatures topographiques respectives d'un plissement lithosphérique et d'un panache mantellique. Ils concluent que, en dehors des provinces volcaniques (Massif Central et Eifel), l'analyse en ondelettes de la distribution d'énergie des ondulations topographiques est homogène. L'analyse ne permet cependant pas d'être catégorique sur l'influence de panaches mantelliques et suggèrent d'en faire une analyse 2D.

2.2.4. CONCLUSIONS DE LA DISCUSSION

L'influence tectonique de la poussée des Alpes sur l'avant pays ne pourrait pas, à elle seule, expliquer les différences de soulèvements entre l'Ardenne, l'Eifel et le Massif Rhénan. Il faut dès lors une cause supplémentaire, comme par exemple une convection mantellique ou un panache.

Il y a deux écoles pour expliquer le soulèvement de l'Ardenne, l'une donnant une origine liée à l'orogénèse alpine en combinaison avec un panache mantellique et l'autre étant le Lower Crustal Flow (LCF).

Ziegler et Dèzes (2007), par exemple, rejettent la théorie du "Lower Crustal Flow", en argumentant que, dans le cas d'une croûte 'normale' de 30-35 km d'épaisseur, cet effet ne peut avoir lieu qu'en présence de fondus partiels. Hors, lors du développement du ECRIS, la croûte inférieure était déformée dans la zone de transition cassant/ductile. Il n'y a pas d'évidence d'épaississement crustal sous les grabens, indicatif pour le LCF.

Westaway et al (R. Westaway, Cordier, et Bridgland 2009) rejettent l'hypothèse tectonique de Cloetingh et al (S. Cloetingh et al. 2005) et du panache mantellique (Goes et al. 2000) car les hypothèses qui y sont défendues ne s'accordent pas avec la chronologie caractéristique des phases de soulèvement. Westaway base principalement ses observations sur l'enfoncement des rivières, le soulèvement des zones côtières et y reconnaît différents taux de soulèvement à travers le temps.

De notre point de vue, l'hypothèse du "Lower Crustal Flow" semble la plus convaincante comme moteur du soulèvement dans nos régions. La capacité de ce modèle à rendre compte des variations des vitesses et quantités de soulèvement et même du volcanisme de l'Eifel est intéressante. Ce modèle est basé sur des données de terrasses, qu'il faut évidemment accepter avec leurs incertitudes intrinsèques. Ces données, à l'instar des compilations de "Westaway 2001 ou Demoulin 2009", regroupent l'ensemble des rivières principales traversant le massif et peuvent donc être considérées comme les plus complètes possibles.

Au contraire, les modèles de plissement lithosphériques nous convainquent moins, principalement parce qu'ils ne permettent pas de rendre compte du changement de vitesse de soulèvement constaté dans les terrasses de rivières depuis 3 Ma et parce que la présence d'un panache mantellique est nécessaire pour justifier les quantités de soulèvement observés. De plus, la base même de ces modèles nous semble incorrecte. Le plissement de l'avant pays alpin, lié à l'orogénèse Alpine, a certes eu une influence pendant le Cénozoïque, mais nous doutons du fait que la déformation actuelle de l'Europe du Nord-Ouest soit encore liée à cette compression. Notons d'ailleurs l'absence d'ondulations du Moho parallèlement aux Alpes sous l'Ardenne [CITER]. Les données GPS (Alessandro Caporali, Silvana Martin, et Massironi 2003; A. Caporali et al. 2008; A. Caporali et S. Martin 2000) tendent à montrer qu'aucun mouvement actuel n'est observé au Nord des Alpes. Dès lors, si des auteurs considèrent que le soulèvement de l'Ardenne est actuel, ils doivent contredire les données GPS qui ne montrent aucune déformation dans l'avant pays alpin et contredire les récentes données sur l'absence de panache mantellique en Eifel.

Enfin, différents auteurs (Peters et Ronald T. van Balen 2007b; Demoulin et Hallot 2009) mentionnent la possibilité que le soulèvement depuis le Pléistocène ait été diachronique, d'abord au sud et puis au nord. Sur base de notre préférence pour le LCF, nous pensons que cette vision est erronée et que si les données de terrain confirment une différence entre les deux zones, alors il s'agit alors d'une variation de l'intensité du soulèvement au cours du temps. En effet, alors qu'au Pléistocène moyen, le soulèvement (au niveau global) était probablement lié aux relativement faibles variations du niveau marin, à partir du Pléistocène moyen, la cause principale est la croissance et la fusion des grandes calottes glaciaires au pôle Nord. Ce changement implique un plus grand LCF dans la partie Nord du continent européen et donc dans le Massif Rhénan par rapport au Graben du Rhin supérieur. [casqus+westaway+...]

2.3. Mouvements actuels de l'Ardenne

2.3.1. MOUVEMENTS THÉORIQUES

Suivant les modèles présentés ci-avant, on voit que l'ajustement isostatique lié à l'inlandsis fennoscandien prédit une subsidence de l'ordre de 1 mm/a dans nos régions (Nocquet, Calais, et Parsons 2005).

2.3.2. MOUVEMENTS MESURÉS SUR DES FAILLES EN PALÉOSISMOLOGIE

Les déplacements le long de failles du graben de la Roer ont été étudiés depuis presque 20 ans. Différents auteurs (T. Camelbeeck et Meghraoui 1998; Meghraoui et al. 2000; Vanneste et al. 2001; Th Camelbeeck et al. 2007) ont quantifié le déplacement total le long des failles sur un laps de temps donné. Ce laps de temps a été obtenu précisément dans des tranchées de paléosismologie. En moyenne, le déplacement maximum est compris entre 0.05 et 0.20 mm/a. [sur quelle durée]

2.3.3. MOUVEMENTS DÉTERMINÉS PAR NIVELLEMENT

Par les modèles Ziegler/Dèzes : +1.75 mm/a (cite demoulin, pissart&lambot,mälzer, etc).

Mälzer (Mälzer, Schmitt, et Zippelt 1979) ont réalisé deux études sur la partie orientale du Bouclier Rhénan en comparant les données issues de nivellements réalisés entre les années 1920 et 1975. Ces nivellements sont relatifs par rapport à un benchmark de référence de Rhénanie-Palatinat, sur un plateau stable des montages du Hunsrück. Ils concluent que le Bouclier ne se comporte pas comme un bloc rigide. Les régions à l'ouest du Rhin (nos régions) soit se soulèvent soit sont stables, alors qu'à l'est, subsidence et soulèvement alternent. Ils concluent également qu'à proximité de Paderborn, le soulèvement va jusqu'à 0.6 mm/a, en relation probable avec l'activité minière du district de la Ruhr et la subsidence de la région de Wittgensteiner Mulde, au nord-est du Massif. Vers le Bergisches Land, un passage rapide de soulèvement à subsidence (jusqu'à 0.6 mm/a) est observé. Dans le Bergisches Land, le soulèvement est de 0.6-0.9 mm/a et est observé sur les terrains Dévonien comme sur les séries sédimentaires quaternaires. Au niveau du Massif de Stavelot, le soulèvement est de 1.6mm/a. Certains suggèrent (Ahorne 1983) que cela pourrait être lié à la taphrogénèse en relation avec le Rhin. Enfin, la partie sud du Massif ne montre pas de variations significatives, à part dans la région de Trèves où un faible soulèvement est mentionné. Dans la partie centrale du Graben du Rhin, le soulèvement varie entre 0.3 et 0.5 mm/a et même 0.9 mm/a (au sud) et 0.7 mm/a (au nord) en direction des Montagnes Palatines. Ils estiment que le sigma sur leurs mesures est de l'ordre de 0.4 mm/a et considèrent que seuls les mouvements qui dépassent les 2 sigma (0.8 mm/a) sont significatifs.

Demoulin (2006) discute des mouvements tectoniques déduits de nivellements. En appliquant la méthodologie statistique de Camelbeeck et al (T. Camelbeeck et al. 2002; Demoulin et Collignon 2002), il étudie les mouvements (tectoniques ou non) dans la région d'Eupen et sur la faille de Feldbiss. Dans la région d'Eupen, il obtient 4 endroits où la différence de nivellement entre 1995 et 2001 est significative. Il associe 3 d'entre eux aux failles NNO-SSE et le dernier à une flexure longitudinale marquant la limite nord du "massif soulevé de la Barque Michel". (et suggère une propagation de la flexure vers le nord). [La faille de Stockem : Demoulin y calcule un déplacement de 4mm au nord d'Eupen et de 3.5 mm, entre mai 1998 et mai 1999. Il interprète ce mouvement sur la faille dans le contexte géodynamique régional comme une extension sur une faille normale. La zone de Dolhain : montre 5 mm de différence entre les deux premières mesures (1993-1994), mais n'est pas concluant étant donné le manque de données précédent cette observation. La flexure du massif de la Baraque Michel : identifie un basculement de 0.16µrad/an entre 1993 et 1999 et puis un saut de 4.1mm entre 1999 et 2000.]

Notons, au sujet des nivellements, que certains auteurs (dans une étude à proximité de Bâle, Schlatter et al. 2004) notent que pour être significatifs les quantités de déplacements mesurés doivent être au moins de 3 ou 4 mm (1 sigma). L'étude de nivellement dans la région de Bâle ne montre d'ailleurs aucun mouvement significatif sur les 30 dernières années.

2.3.4. MOUVEMENTS DÉTERMINÉS PAR GRAVIMÉTRIE ABSOLUE

Depuis 1999, l'Observatoire royal de Belgique répète régulièrement des mesures de Gravité Absolue le long d'un profil de 140km. Il consiste en 8 stations, dont une de référence. Six stations (Sohier, Werpín, Manhay, Sprimont, Monschau, Membach) sont situées en Ardenne du côté occidental du Graben du Rhin. Les deux autres sont situées dans le Graben (Jülich) et à l'est dans le Massif Rhénan (Bensberg). L'avantage de cette méthode géodésique est qu'elle est Absolue, elle est indépendante de tout référentiel terrestre vu qu'elle est basée sur des mesures et temps et de longueur. Une subsidence est mise en évidence à Sohier (-2.2 +/- 1.8 mm/a) et Werpín (-1.1 +/- 1.2 mm/a). Les stations de Jülich (-13.6 +/- X?) et Bensberg (-0.7 +/- 0.6 mm/a) sont affectées par des effets anthropogéniques. Ce pourrait également être le cas pour Membach et Monschau, mais les données actuelles ne permettent pas encore de le confirmer.

2.4. Conclusions du chapitre

La complexité géologique de l'Ardenne est la conséquence directe de son histoire. En effet, la région a été déformée par les orogénèses Calédonienne et Varisque et aurait subi et subirait encore l'influence de l'orogénèse Alpine, selon certains auteurs. Les rivières ardennaises montrent des profils étagés, indicateurs de l'alternance plus ou moins rapprochée dans le temps de variations climatiques. La "révolution mi-Pléistocène", le passage des cycles climatiques de 41 ka à ceux de 100 ka, est marquée dans nos régions par la différence entre des terrasses de rivières assez étendues et des terrasses fortement encaissées liées à une incision plus rapide des cours d'eau.

Il n'y a aucun doute que l'Ardenne se soit soulevée depuis au moins le début du Quaternaire. La cause de ce soulèvement, par contre, reste débattue. Certains auteurs préfèrent une influence combinée de la collision continentale au niveau des Alpes et d'un panache volcanique en Eifel, là ou d'autres préfèrent une hypothèse plus générale. La seconde nous paraît plus correcte dans la mesure où elle rend compte, à elle seule, des différences de soulèvements observés en différents points du globe, dans des contextes géologiques différents. Nous pensons qu'à défaut d'avoir une solution fine pour chaque problème, une bonne solution générale est préférable. C'est le cas de l'explication du soulèvement par la mobilité de la croûte inférieure. La principale cause du soulèvement est le climat qui, par l'intermédiaire de l'apparition et la disparition des glaciers et des calottes polaires, agit fortement sur la lithosphère. Cette influence climatique est également suffisante pour expliquer la différence de soulèvement observée entre le Graben du Rhin Supérieur et le Bouclier Rhénan. En effet, la cause directe du soulèvement de ces régions a changé au moment de la "Révolution mi-Pléistocène" et l'influence polaire a été plus importante sur le Bouclier Rhénan que sur le Graben du Rhin Supérieur, provoquant un soulèvement plus important du Bouclier.

Concernant les mouvements actuels, il faut considérer l'ensemble des données disponibles dans l'enregistrement Quaternaire, de même que les mesures géodésiques réalisées aujourd'hui. Les modèles théoriques de l'ajustement isostatique prédisent une subsidence de nos régions de l'ordre de 1 mm/a. Les mesures effectuées sur les failles du Graben du Rhin Inférieur montrent une déformation de l'ordre de 0.05 et 0.20 mm/a depuis [combien] d'années. Les méthodes de nivellement semblent montrer un soulèvement général du Massif de Stavelot de 1.6mm/a (Mälzer) et de 0.40 à 0.90 mm/a sur des failles particulières dans cette région (Demoulin). [ici: argument

de poids]. Enfin, les mesures de gravimétrie absolue ne montrent aucun mouvement significatif depuis 10 ans en Ardenne.

Les mesures réalisées actuellement et les interprétations de l'histoire géologique de l'Ardenne ne permettent pas, aujourd'hui, d'affirmer que l'Ardenne est encore en mouvement. Il est tout de même intéressant d'essayer d'imaginer que si, 1° le modèle GIA est valable et 2° les mesures de gravimétrie sont fiables, alors le mouvement 0 observé en gravimétrie correspondrait à un soulèvement régional de l'ordre du millimètre par an de la région ($-1 + 1 = 0$). Ceci reste tout à fait hypothétique et ne pourra être confirmé que lorsque les données GPS et gravimétriques permettront de mieux contraindre le GIA et que l'échantillon de données gravimétriques en Ardenne sera plus étoffé pour diminuer les barres d'erreurs sur les tendances observées.

"THE QUESTION WHETHER OR NOT AN AREA HAS BEEN INFLUENCED BY RELATIVELY RECENT TECTONIC MOVEMENTS CAN OFTEN BE ANSWERED TO A GREAT EXTENT BY THE STUDY OF FLUVIAL TERRACES. THIS ANSWER WILL CONCERN MANY THOUSAND YEARS, BUT THE ANSWER TO "WHAT HAPPENS TODAY" CAN ONLY BE GIVEN BY EVALUATION OF GEODETIC MEASUREMENTS", MÄLZER, HEIN ET ZIPPELT (1983). CITATION À LAQUELLE IL FAUDRAIT AJOUTER "AND THEIR ERROR BARS".

DEUXIÈME PARTIE – ÉTUDE
SISMOTECTONIQUE DE
L'ARDENNE



CHAPITRE 3. ACTIVITÉ SISMIQUE ET CADRE SISMOTECTONIQUE EN ARDENNE

L'activité sismique en Ardenne est une évidence de l'activité tectonique récente de cette région. Dans ce chapitre nous analysons les différentes caractéristiques de cette sismicité dans la perspective de trouver ses relations éventuelles avec les phénomènes géodynamiques récents affectant l'Ardenne et décrits dans le Chapitre 2.

Dans la première partie de ce chapitre, nous présentons une synthèse de l'activité sismique historique et instrumentale en Ardenne en guise d'introduction à la deuxième partie. Celle-ci contient notre analyse détaillée des séismes s'étant produits depuis 1985 et sur lesquels nous avons appliqué les méthodes de relocalisation des tremblements de terre et d'analyse conjointe de la distribution spatiale des groupements de séismes avec les mécanismes au foyer, développées et décrites dans le premier chapitre. Nous avons conduit cette analyse des microséismes depuis l'implantation d'un réseau sismique moderne en Belgique pour deux raisons ; d'abord pour mettre en évidence des groupements de séismes et étudier leur relation possible avec la structure géologique et ensuite pour étudier les variations éventuelles de l'épaisseur de la croûte fragile en Ardenne.

Cette analyse contribue également à une meilleure connaissance de l'activité sismique et de ses conséquences en replaçant le grand tremblement de terre du 18 septembre 1692 dans la région de Verviers, le séisme connu le plus important en Europe au nord des Alpes, dans un cadre géodynamique approprié.

3.1. Séismicité historique et instrumentale

3.1.1. LA SÉISMICITÉ AVANT 1985

L'étude des tremblements de terre s'étant produits avant le développement des réseaux sismiques modernes est basée principalement sur l'observation des effets des événements sismiques et l'importance des dégâts causés aux constructions. A partir de la localisation et de l'extension des zones de dégâts ou de perception, la localisation et la magnitude des tremblements peuvent être évaluées (Ambraseys, 1995; Bakun and Wentworth, 1997).

A l'Observatoire royal de Belgique, les historiens collectent des documents originaux au sujet des effets des tremblements de terre historiques depuis plus de vingt ans. L'information disponible concerne la période de 700 AD jusqu'à nos jours pour l'Europe de l'ouest. Une base de données sauvegardant ces données ainsi que l'information sur les sources historiques correspondantes a été créée (Camelbeek et al., 2009). Certaines de ces données sont accessibles par internet.

Ambraseys N. (1985). Intensity-attenuation and magnitude-intensity relationships for northwest European earthquakes, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 13, 733-778.

Bakun W. and Wentworth C. (1997). Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 1502-1521.

Camelbeek T., Knuts E., De Vos F., Alexandre P.

The historical earthquake database of the Royal Observatory of Belgium

Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, vol. 28, 2009, p. 31-36.

Ces informations qui ne résultant pas de données fournies par des instruments sont, lorsqu'elles sont analysées correctement, essentielles pour l'étude de l'activité sismique d'une région. Ainsi, les données historiques (avant 1900) et les données instrumentales non numériques (1900-1985) nous apportent une quantité d'information de la plus haute importance.

3.1.2. AVANT 1900 : SÉISMICITÉ HISTORIQUE

La compilation critique des archives historiques a permis l'identification de 38 séismes dans ou à proximité de l'Ardenne entre l'an 1000 et 1900. Certains de ces séismes ont provoqué des dégâts dans la région et parfois à très grande distance, alors que d'autres ont seulement été ressentis par la population sans provoquer de dégâts. Les noms de localités sont mentionnés là où le séisme a été ressenti, ou une région-source probable sur base de la distribution des données.

	Date	Localité	Intensité Max
1	1000-03-29	Florennes, St-Amand, Liège	
2	1013-11-18	Liège	
3	1081-03-27	Gembloux, Lobbes, Liège	
4	1179 ou 1180-08-01	Liège, Floreffe, Aix, Brauweiler, Cologne et Gand	
5	1439-03-25	Liège	
6	1456-08-25	Liège	
7	1640-04-04	Aachen (Aix), Köln (Cologne)	VII
8	1641-03-31	Montjoie	
9	1643-08-00	Liège	
10	1666-05-19	Malmedy, Montjoie	
11	1692-09-18	Verviers, Liège, Aachen (Aix)	VIII
12	1692-09-20	Verviers	
13	1692-09-23	Aachen (Aix)	
14	1692-10-01	Aachen (Aix)	
15	1692-10-19	Verviers	
16	1692-10-28	Verviers	V-VI
17	1694-03-19	Verviers	
18	1733-04-13	Bastogne	VI-VII
19	1755-10-18	Spa, Jalhay	
20	1773-08-08	Luxembourg	
21	1789-02-05	Philippeville	III
22	1789-02-16	Philippeville	
23	1794-02-02	Stavelot, Malmedy	
24	1794-03-08	Stavelot	
25	1795-03-06	Stavelot, Malmedy	
26	1808-12-20	Marche-en-Famenne	
27	1812-05-13	Zülpich	
28	1828-01-25	Spa	
29	1849-01-14	Liège	
30	1867-01-02	Spa	III

31	1867-01-03	Spa	IV
32	1867-02-07	Liège	III
33	1867-02-08	Liège	
34	1879-09-17	Warmifontaine	III
35	1881-10-15	Liège	
36	1881-11-18	Aachen (Aix)	VI
37	1883-06-11	Spa	IV
38	1895-12-06	Theux	

3.1.2.1. 29 MARS 1000

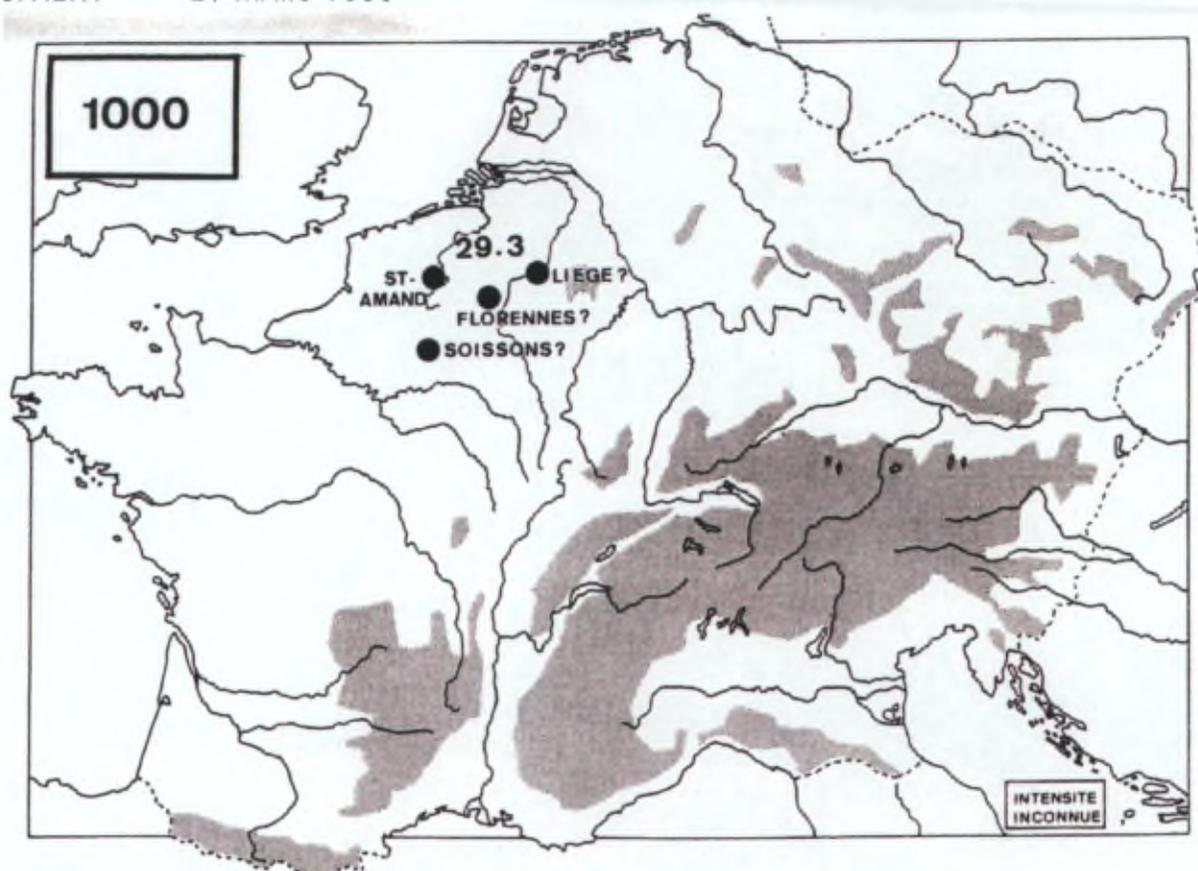


FIGURE 3-1 : LOCALISATION DES SOURCES MENTIONNANT LE SÉISME DU 29 MARS 1000, ALEXANDRE 1990.

Le séisme du 29 mars 1000 pourrait avoir sa source en Ardenne. Les mentions dans les archives historiques de St-Amand, Soissons, Florennes et Liège [CITER ALEXANDRE 1990] font état d'une secousse importante. Cependant, l'intensité macroséismique ne peut pas être déterminée sur base des textes. Si un séisme est mentionné dans des sources historiques aussi anciennes, cela signifie qu'il a été très fort à l'endroit (sans aucun doute une intensité minimale de V) où il est noté (P. Alexandre, communication personnelle). Le sentiment rapporté dans les sources laisse à penser que la secousse fut plus intense à Florennes et à Saint Amand. Si l'épicentre se situe à proximité de Florennes, le rayon nécessaire pour englober Saint Amand, Liège et Soissons est d'environ 125 km. Si on considère une intensité minimale V, cela correspondrait à un séisme de magnitude proche de 5.5 en utilisant les lois d'atténuation de l'intensité d'Ambraseys [CITER].

3.1.2.2. 1 AOUT 1179 OU 1180

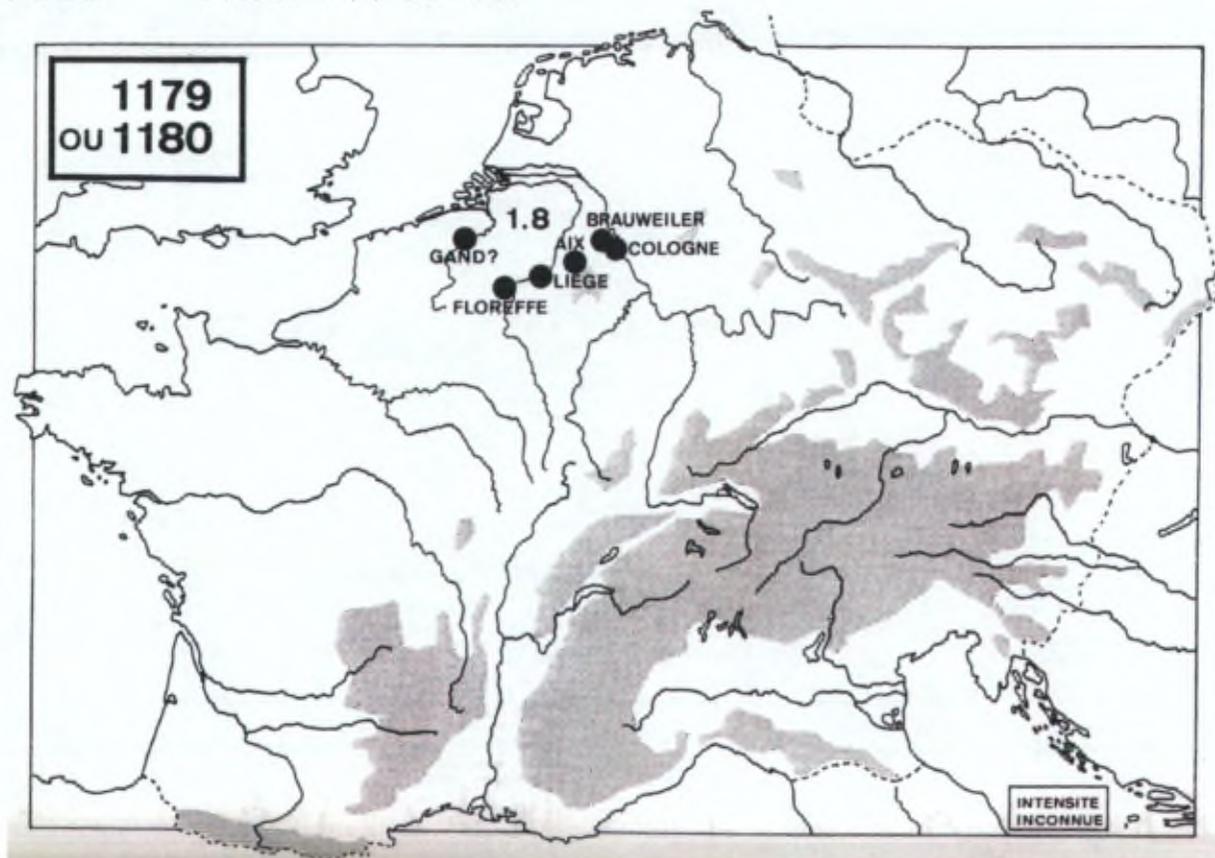


FIGURE 3-2 : LOCALISATION DES TÉMOIGNAGES RELATIFS AU SÉISME DU 1 AOUT 1179 OU 1180.

Une analyse identique à celle réalisée pour le séisme précédent peut être conduite. Ce séisme est certainement un des plus importants qui aient secoué nos régions. Est-il localisé en Ardenne ?

Ces deux exemples montrent la difficulté de préciser la source des tremblements de terre avant le XIV^e siècle, même pour les plus importants.

3.1.2.3. 18 SEPTEMBRE 1692

Le plus grand séisme ayant affecté le nord-est du continent européen au nord des Alpes a eu lieu en 1692 dans la région de Verviers dans le nord de l'Ardenne belge. Ce séisme de magnitude estimée (Alexandre et al. 2008) à $6\frac{1}{4}$ a provoqué des dégâts importants dans les villes proches de l'épicentre et des dégâts légers même jusqu'à Londres, comme on peut le comprendre par la répartition des isoséistes (Figure 3-3) où l'intensité V de l'échelle EMS98 (Grünthal et Levret 2001) est atteinte dans le sud-est de l'Angleterre. La localisation de l'épicentre a été possible par l'analyse critique de documents contemporains faisant état de l'importance de la secousse dans la zone épiscopale.

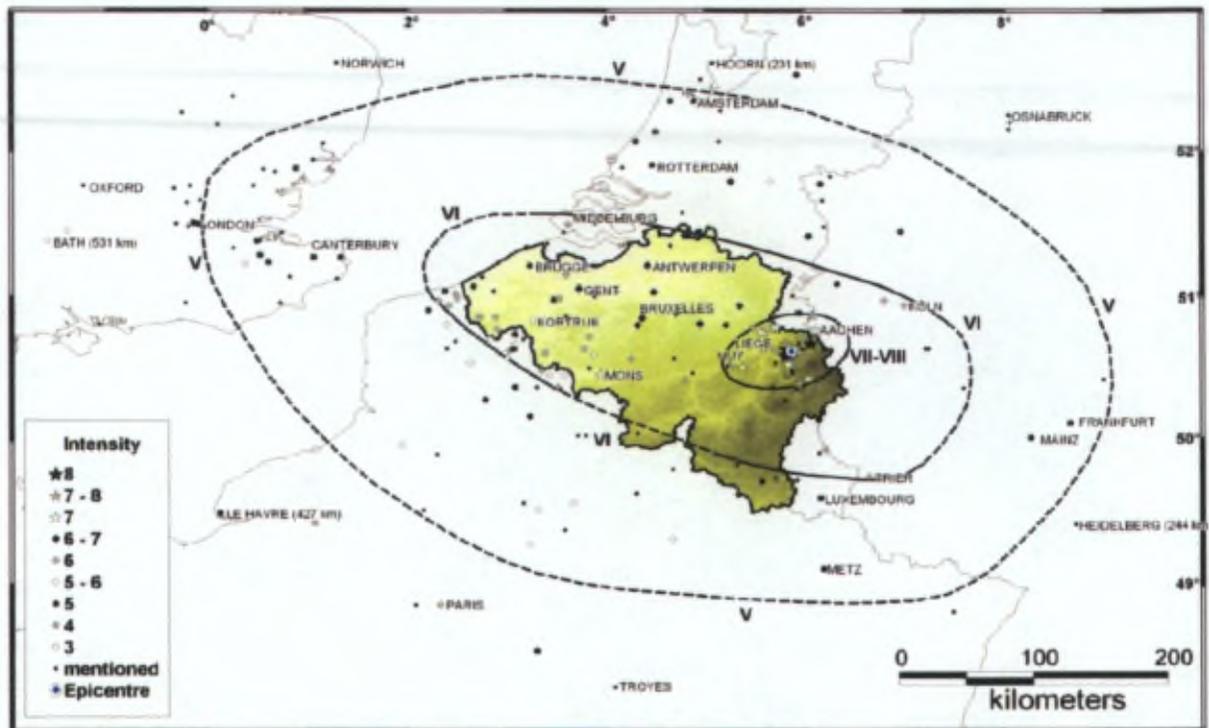


FIGURE 3-3 : CARTE MACROSÉISMIQUE DU SÉISME DU 18 SEPTEMBRE 1692. LES INTENSITÉS SONT MENTIONNÉES EN EMS98. D'APRÈS ALEXEANDRE ET AL (2008).

La zone épiscopale de ce séisme a été déterminée en inversant les données macrosismiques et a été localisée au nord-ouest d'Andrimont (Alexandre et al. 2008). L'application du logiciel BOXER (Gasparini et al. 1999) a permis de calculer une source probable orientée à N172°.

3.1.3. 1900 – 1985 : SÉISMICITÉ INSTRUMENTALE

Entre 1900 et 1985, soit depuis l'installation du premier sismomètre à Uccle et jusqu'à l'installation du réseau sismique moderne, 61 séismes ont été localisés en Ardenne. Parmi ces 61 séismes, 40 ont été ressentis par la population. Contrairement à ce que l'on croit généralement, le terme « sismicité instrumentale » ne signifie pas que tous les événements sismiques ont pu être localisés à partir des mesures des temps d'arrivées des phases dans les stations sismiques. En effet, jusqu'au début des années 1960, la distribution des stations sismiques dans cette partie de l'Europe est telle que seuls les séismes les plus importants sont enregistrés par un nombre suffisant de stations permettant une localisation d'une précision suffisante. Par contre, il est généralement possible d'évaluer la magnitude de manière relativement fiable. En général, les tremblements de terre sont localisés par l'étude de la distribution des intensités déduites des enquêtes macrosismiques.

PROBLEMES DES HEURES DANS LE TABLEAU (+ explications des colonnes)

DATE	HEURE T.U.	RÉGION	LATITUDE	LONGITUDE	Z (1)	ML	Ms	Mw	MwH (2)	I (3)
1904/11/30	06:30:---	AIX-LA-CHAPELLE	50.1330°	6.0160°						
1906/06/10	01:52:---	SCY(CINEY)	50.3000°	5.2000°						
1907/02/03	20:30:---	THEUX	50.5330°	5.8000°						III
1908/11/12	09:14:---	POULSEUR	50.4600°	5.6400°				3.7		VI
1910/11/07	00:40:---	HAUTES FAGNES	50.6500°	6.2330°				3.6		V
1911/05/30	23:20:---	EIFEL-RAEREN(D)	50.6750°	6.1250°						III
1911/05/30	22:30:---	EIFEL-SCHMIDT(D)	50.6660°	6.4000°						III

1911/05/30	20:30:--	EIFEL-ROETGEN(D)	50.6330°	6.2000°						III
1911/05/30	19:43:25--	EIFEL-EICHERSCHEID(D)	50.6500°	6.2330°		4.5	4			V
1911/05/30	19:26:17--	EIFEL-MAUSBACH(D)	50.6500°	6.2500°		4.3	3.7			V
1911/05/31	23:28:43--	EIFEL-IMGENBROICH(D)	50.5630°	6.2550°		4.1				
1911/05/31	21:05:44--	EIFEL-IMGENBROICH(D)	50.6500°	6.2330°		4.1				IV
1911/05/31	20:45:--	EIFEL-MUETZENICH-SCHMIDT(D)	50.6160°	6.3160°						III
1911/05/31	19:35:--	EIFEL-HERGARTEN(D)	50.7160°	6.0000°						III
1911/05/31	15:05:12--	EIFEL-MAUSBACH(D)	50.6500°	6.2330°		4				V
1911/05/31	10:03:31--	EIFEL-BUESBACH(D)	50.6500°	6.2330°		4				V
1911/05/31	02:08:03--	EIFEL-WENAU-HEISTERN(D)	50.6500°	6.2330°		4.3	3.7			VI
1911/05/31	01:55:--	EIFEL-WALHEIM(D)	50.7080°	6.1830°						III
1911/05/31	00:18:42--	EIFEL-EICHERSCHEID(D)	50.6500°	6.2330°		3.6				V
1911/09/06	19:30:--	EIFEL-LAMMERSDORF(D)	50.6330°	6.2660°						II
1911/09/06	14:45:--	EIFEL-RAEREN	50.7000°	6.3160°						
1911/09/06	13:54:13--	EIFEL-RAEREN	50.7000°	6.3160°		4.3	3.7			V
1921/02/20	16:17:35--	STEMBERT	50.5300°	5.8900°		4			3.5	V
1926/01/05	23:37:19--	SIEGBURG-ZUELPICH (D)	50.7330°	6.6160°		4.8	4.4			V
1928/01/14	23:20:--	KALTERHERBERG (D)	50.5000°	6.1000°						
1928/01/14	03:--	KALTERHERBERG (D)	50.5000°	6.1000°						
1928/01/14	00:17:35--	KALTERHERBERG (D)	50.5000°	6.1000°		4.4	3.7		4	VI
1935/06/22	07:06:--	VERVIERS-THEUX	50.5000°	5.8160°						V
1937/03/14	07:03:--	MONSCHAU-IMGENBROICH	50.5630°	6.2550°	5					IV
1937/03/30	00:03:--	LIEGE	50.6660°	5.5550°						
1950/03/08	27:04.0	EUSKIRCHEN (D)	50.6350°	6.7500°	7					VII
1951/09/07	23:06:48--	THEUX	50.7000°	5.8600°	13	4.1	3.9			VI
1953/08/30	35:30.0	VIELSALM	50.3670°	5.9330°						VI
1955/10/02	--:--:--	SAIVE	50.6500°	5.6830°						VI
1962/10/19	36:47.0	WAIMES	50.4200°	6.1000°		2.5				VI
1964/12/17	39:48.0	BORDER BELGIUM-DEUTCHLAND	50.7000°	5.8000°		2.7				
1965/12/21	00:02.2	ANS-VOTTEM	50.6500°	5.5280°	7.2	4.3				VII
1967/10/19	07:41:--	GRESSENICH	50.7500°	6.2830°		2.5				
1969/08/17	30:57.5	OBERMAUBACH	50.7000°	6.4300°		2.5				
1970/01/01	22:03:39--	HERVE	50.6700°	5.8000°		2.8				
1972/02/17	03:29.0	CANTONS DE L'EST	50.6000°	6.1000°		3.1				IV
1972/02/19	41:22.6	EUPEN	50.4700°	5.8600°	11	3.6				IV
1975/01/23	05:42:--	VIELSALM	50.2830°	5.8670°		2.6				III
1977/04/16	31:38.9	BELGIUM/GERMANY	50.4200°	6.4600°						
1978/05/05	52:05.4	BELGIUM	50.5000°	5.7900°						
1978/06/10	58:20.6	EUPEN	50.6100°	6.0400°		2.8				
1978/10/07	30:09.5	PRUM	50.1000°	6.3700°		2.6				
1979/08/06	25:45.1	CHAMPS DE HARRE	50.3400°	5.7100°		2.7				
1983/11/08	13:22.4	LIEGE	50.6100°	5.4970°	4.2	3.5				V
1983/11/08	24:54.8	LIEGE	50.6430°	5.5170°	2	2.9				IV
1983/11/08	54:48.6	LIEGE	50.6500°	5.5000°		2.7				

1983/11/08	49:34.5	LIEGE	50.6280°	5.5150°	5.8	5	4.6			VII
1983/11/20	03:25.9	LIEGE	50.6350°	5.5180°	0.2	2.4				III
1983/12/01	52:49.2	LIEGE	50.6200°	5.4920°	0.3	2.7				III
1983/12/04	41:11.1	LIEGE	50.6500°	5.5000°		1.9				
1984/01/05	38:09.5	LIEGE	50.6200°	5.5250°	4	2.2				
1984/01/15	22:14.4	LIEGE	50.6500°	5.5000°		2.2				III
1984/03/07	16:11.1	LIEGE	50.6500°	5.5000°		2.6				
1984/05/01	31:18.2	LIEGE	50.6500°	5.5000°		2.6				
1984/07/09	19:01.3	HEERS	50.7500°	5.3500°		3.6				IV
1984/10/16	23:37.5	LIEGE	50.6500°	5.5000°		2				II

TABLEAU 3-2 : SÉISMES LOCALISÉS EN ARDENNE ENTRE 1900 ET 1985.

Pour les séismes dont la profondeur est inférieure à 10 km, la localisation des intensités les plus élevées est représentative de la proximité de l'épicentre des tremblements de terre. Lorsque la profondeur du foyer devient plus importante, ce n'est plus le cas. Il peut alors devenir difficile de définir avec certitude l'épicentre, même à 50 km près. Dans ce cas, une approche commune d'analyse des données des stations sismiques et des enquêtes macroséismiques s'avère indispensable, mais n'est pas nécessairement suffisante.

Les séismes les plus importants durant la période considérée sont (Camelbeeck, 1993) :

Le 30 mai 1911 à 19h43m : c'est l'événement le plus important d'une séquence sismique qui a secoué l'Eifel et le nord de l'Ardenne belge en 1911. Son épicentre est localisé à proximité de Rötgen et sa magnitude est estimée à $M_s = 4.0$.

Le 5 janvier 1926 à 23h37m : Ce tremblement de terre a été ressenti sur une grande étendue en Allemagne, en Belgique et aux Pays-Bas sans avoir provoqué de dégâts particuliers, ce qui est représentatif d'une profondeur de foyer importante probablement supérieure à 20 km. Sa magnitude est estimée à $M_s 4.4$. L'International Seismic Summary (ISS) propose une localisation à $51^\circ N - 6^\circ E$ dans le graben de la Roer à partir des mesures des phases sismiques, mais celles-ci sont peu cohérentes entre elles. Il apparaît donc difficile de fixer un épicentre avec précision sans une analyse plus approfondie des données disponibles. Les données macroséismiques semblent indiquer que ce séisme s'est produit dans l'Eifel.

Le 14 janvier 1928 à 0h17m : Ce séisme a également été ressenti sur une étendue significative. Une analyse récente à partir des données des stations sismiques le localise $50.3^\circ N - 5.35^\circ E$ (région de Somme Leuze). Sur base de la distribution des intensités, le séisme a son épicentre dans la région de Vielsalm à $50.3^\circ N - 5.95^\circ E$. Sa magnitude est évaluée à $M_s = 3.7$. En comparant la distribution des intensités (relativement à l'intensité maximale) avec le séisme de Liège en 1983 et de Roermond en 1992, on identifie une profondeur du foyer supérieure ou égale à 17 km.

Le 7 septembre 1951 à 23h06m : Ce tremblement de terre de magnitude $M_s = 3.9$ a été fortement ressenti dans la province de Liège où l'intensité VI a été observée en deux zones ponctuelles distantes de 30 km. Il est depuis toujours appelé "le séisme de Theux". Par comparaison des données macroséismiques des séismes de Liège en 1983 et de Roermond en 1992, sa profondeur doit être supérieure à 20 km de profondeur.

Comme on peut le constater lors cet aperçu rapide, aucun de ces séismes n'a eu de conséquence néfaste, bien qu'ils aient généralement été ressenti sur une très grande étendue. Ils attestent

cependant, comme les séismes historiques mentionnés dans le paragraphe précédent, d'une activité tectonique actuelle en Ardenne.

Remarquons également que nous n'avons pas inclus dans cette liste le tremblement de terre fortement destructeur de Liège du 8 novembre 1983, parce qu'il s'est produit au nord de la faille du Midi.

3.2. La sismicité de 1985 à 2010

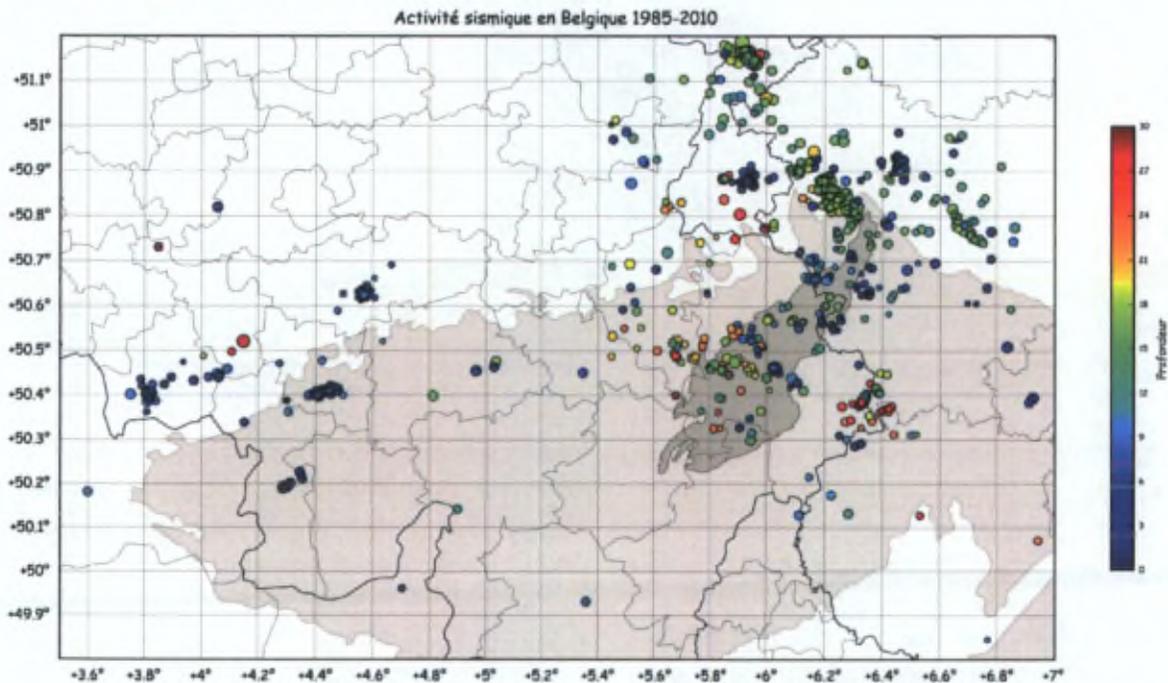


FIGURE 3-4 : ACTIVITÉ SISMIQUE EN ARDENNE DEPUIS 1985. LE BOUCLIER RHÉNAN ET LE MASSIF DE STAVELOT SONT ILLUSTRÉS EN GRISÉ. LES SÉISMES SONT DIMENSIONNÉS EN FONCTION DE LA MAGNITUDE ET COLORÉS EN FONCTION DE LA PROFONDEUR. LOCALISATIONS CATALOGUE.

Suite au tremblement de terre fortement destructeur à Liège, le 8 novembre 1983, un réseau sismique moderne a progressivement été implanté en Belgique à partir de mars 1985. Les données collectées par ce réseau permettent de faire une analyse beaucoup plus détaillée de l'activité sismique en Ardenne et des mécanismes de déformation et d'identification de structures géologiques actives.

Entre 1985 et 2010, 453 séismes se sont produits à l'intérieur ou en bordure immédiate de la partie Est du Bouclier Rhénan (en grisé sur la Figure 3-4). Les magnitudes calculées vont de -0.4 à 3.8 et la profondeur des foyers varie de 0 à 29 km.

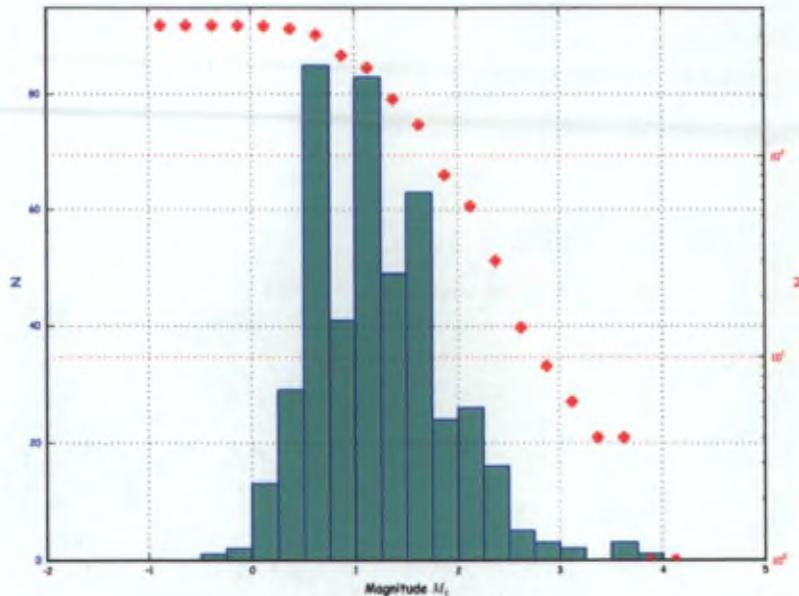


FIGURE 3-5: DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES EN ARDENNE. ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSE DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).

Par la localisation des événements sismiques, nous avons défini une série de zones sismiques dans lesquelles des groupements de tremblements de terre se sont produits. Dans la suite de ce chapitre, nous étudions en détail la répartition géographique de l'activité dans chacune de ces zones par les différents programmes de relocalisation, nous comparons celle-ci avec les mécanismes au foyer des quelques événements sismiques pour lesquels nous avons pu obtenir une bonne solution et la structure géologique locale. Nous étudions également la répartition géographique de la profondeur des foyers qui nous donne une indication sur l'épaisseur de la zone séismogène et les propriétés rhéologiques de la croûte.

3.2.1. LES ZONES D'ACTIVITÉ SISMIQUE SUIVANT LA DISTRIBUTION DES PROFONDEURS

Les séismes dans la "Partie Ardennaise du Hainaut" se produisent à entre la surface et 20 km (CATALOGUE et LOTOS) ou 10 km (COMPLOC et HYPODD). Seuls COMPLOC et LOTOS donnent une image d'une structure nette, nous la discuterons plus loin dans le texte.

Dans l'ouest de l'Ardenne (à partir de 4.6°E), les profondeurs des foyers sismiques varient entre la surface et presque 30 km de profondeur. Notons que seuls quelques séismes sont localisés dans la Province de Namur, de manière éparse. La Figure 3-6 est une représentation en histogramme 2D où les séismes sont groupés dans des classes hexagonales. Le percentile 84 de la distribution des profondeurs de chaque hexagone contenant au moins 2 séismes est illustré. Différents domaines sont immédiatement visibles sur cette carte. Les coupes en profondeur en fonction de la latitude (Figure 3-7) et de la longitude (Figure 3-8) de la sismicité dans l'Est de l'Ardenne (principalement en Province de Liège) montrent également ces variations significatives dans la distribution des profondeurs des foyers. En effet, on remarque une tendance à rencontrer des séismes plus profonds (15 à 25 km) dans une zone limitée à l'est par la Zone Faillée de Hockai (6.0°E, 50.5°N), reconnaissable à ses séismes peu profonds (4 à 9 km). Vers l'est, les profondeurs maximales rencontrées sont d'environ 15 km alors que dans la partie à l'extrême sud-est de la province de Liège, des séismes se produisent jusqu'à 29 km de profondeur. Nous pouvons donc décrire la sismicité en découpant des zones selon ces motifs de profondeur.

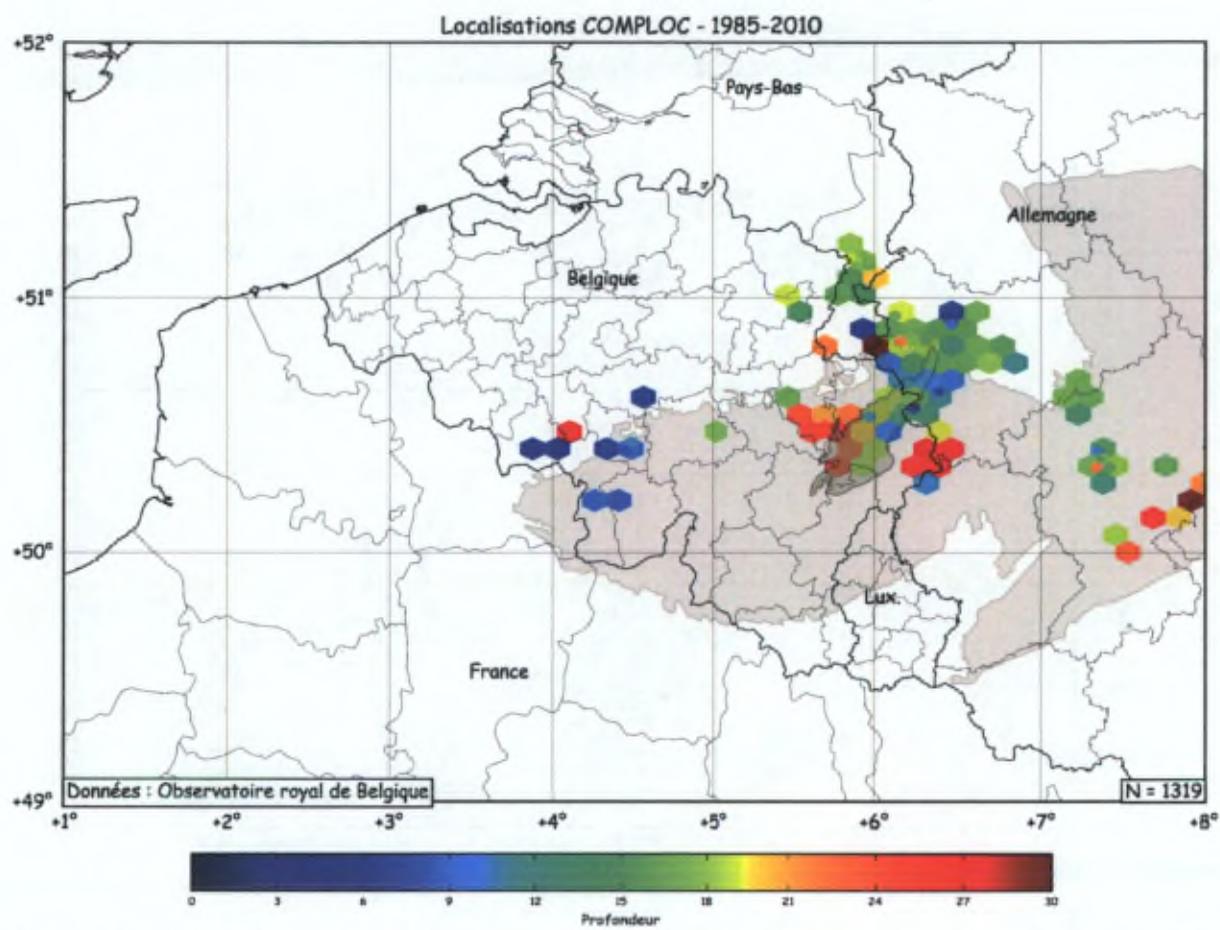


FIGURE 3-6 : PERCENTILE 84 DE LA PROFONDEUR D'OCURENCE DES SÉISMES DANS NOS RÉGIONS, IL Y A AU MINIMUM 2 SÉISMES PAR HEXAGONE.

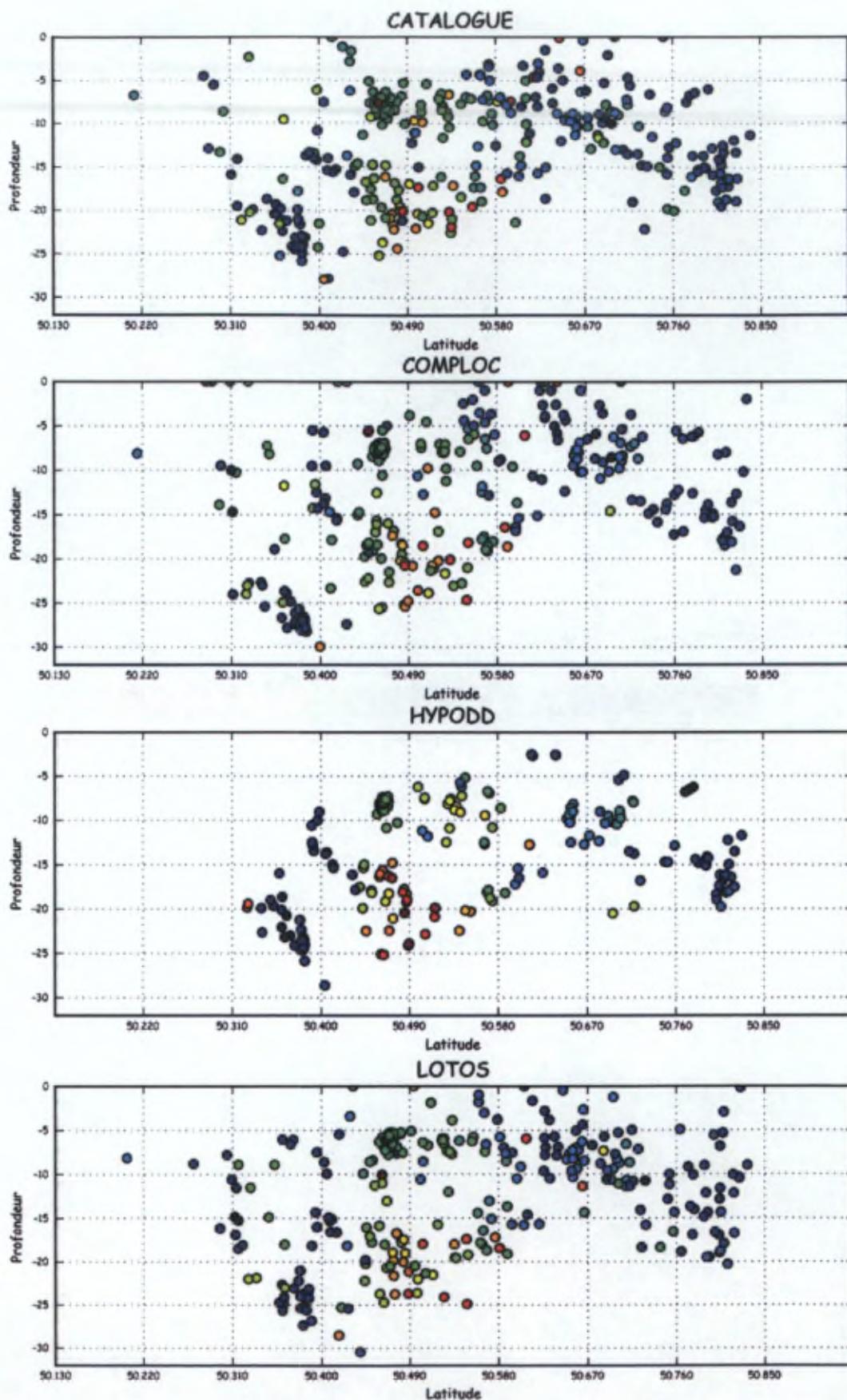


FIGURE 3-7 : COUPES SUD-NORD DE LA SISMICITÉ DANS L'EST DE L'ARDENNE. LES COULEURS FROIDES SONT À L'AVANT PLAN (PLUS À L'EST), LES COULEURS CHAUDES À L'ARRIÈRE PLAN (PLUS À L'OUEST).

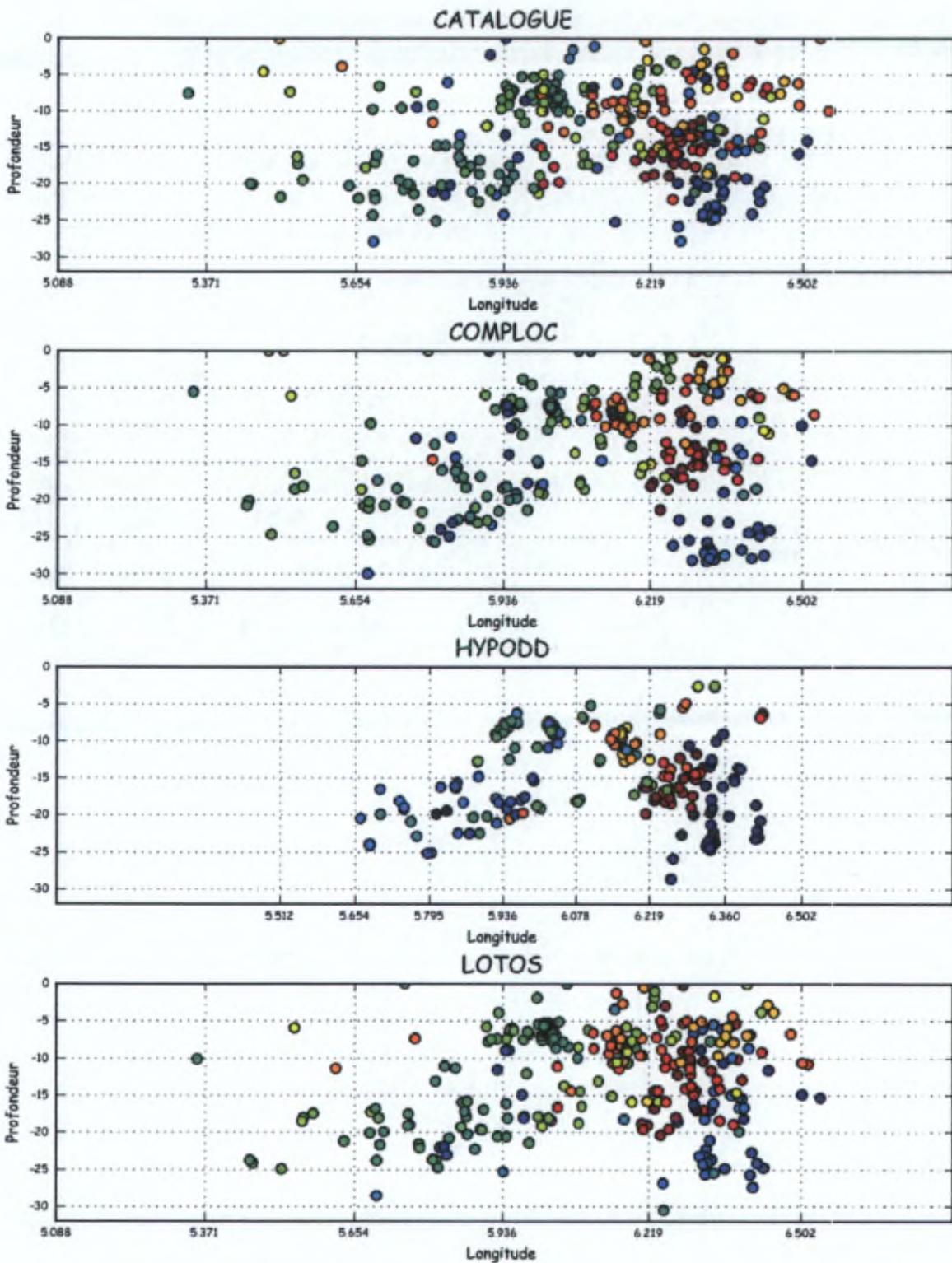


FIGURE 3-8 : COUPES OUEST-EST DE LA SISMICITÉ DANS L'EST DE L'ARDENNE. LES COULEURS FROIDES SONT À L'AVANT PLAN (PLUS AU SUD), LES COULEURS CHAUDES À L'ARRIÈRE PLAN (PLUS AU NORD).

En plus de la "Partie Ardennaise du Hainaut", l'Ardenne orientale sera découpée en quatre parties distinctes (Figure 3-9):

- La Zone Faillée de Hockai, étroite bande au centre de l'Ardenne orientale et qui fait la frontière entre les deux zones suivantes
- A l'ouest, la zone "Ardenne Ouest", caractérisée par des séismes profonds
- A l'est, la zone "Ardenne Est - Eifel"
- Au sud-est, la zone "Manderfeld" est caractérisée par des séismes très profonds.

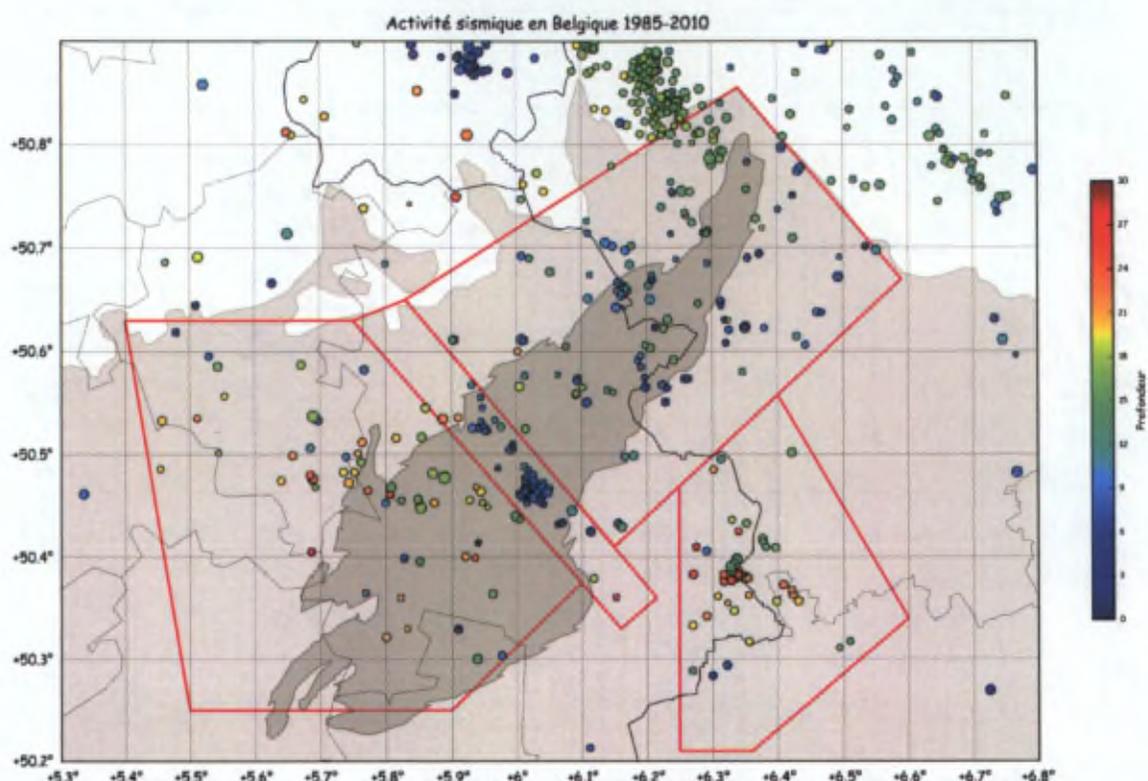


FIGURE 3-9 : DÉCOUPAGE DE L'ARDENNE ORIENTALE EN FONCTION DES MOTIFS DE PROFONDEUR. LOCALISATIONS CATALOGUE.

Les caractéristiques séismotectoniques de chacune des zones sont décrites en détail dans les paragraphes suivants. Leur interprétation fera l'objet du Chapitre 4.

3.3. Partie Ardennaise du Hainaut

Cette zone comprend deux concentrations de séismes, à proximité de Charleroi au nord et à proximité des barrages de l'Eau d'Heure au sud.

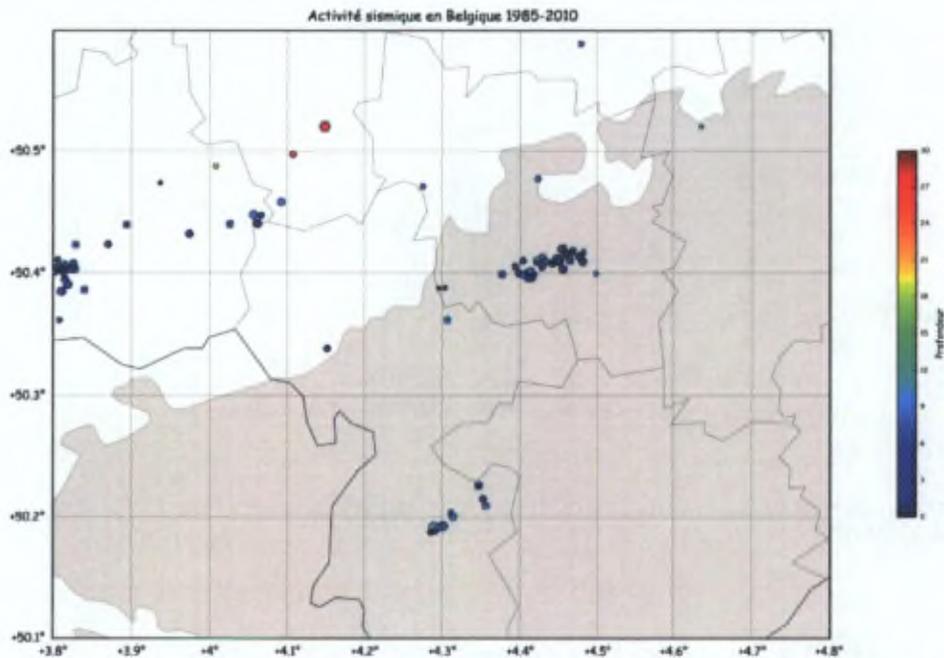


FIGURE 3-10 : LOCALISATION COMPLOC DES SÉISMES DANS L'OUEST DE L'ARDENNE. LES SÉISMES QUI NOUS INTÉRESSENT ICI SONT LOCALISÉS À L'INTÉRIEUR DU LE BOULIER RHÉNAN (EN GRIS).

La relocalisation COMPLOC des séismes (Figure 3-10) montre un alignement net, globalement Ouest-Est, pour les séismes au nord de la zone. Au sud, bien que le nombre de séismes relocalisés soit faible, les séismes semblent s'aligner de manière Ouest-Sud-ouest - Est-Nord-est. Tous ces séismes sont localisés, dans le cas de COMPLOC, à moins de 10 km de profondeur. Les trois autres méthodes de (re)localisation donnent cependant des images différentes. En effet, le catalogue (Hypo2000) et LOTOS donnent des profondeurs jusqu'à 20 km, alors que les quelques séismes relocalisés par HYPODD vont jusqu'à 15 km.

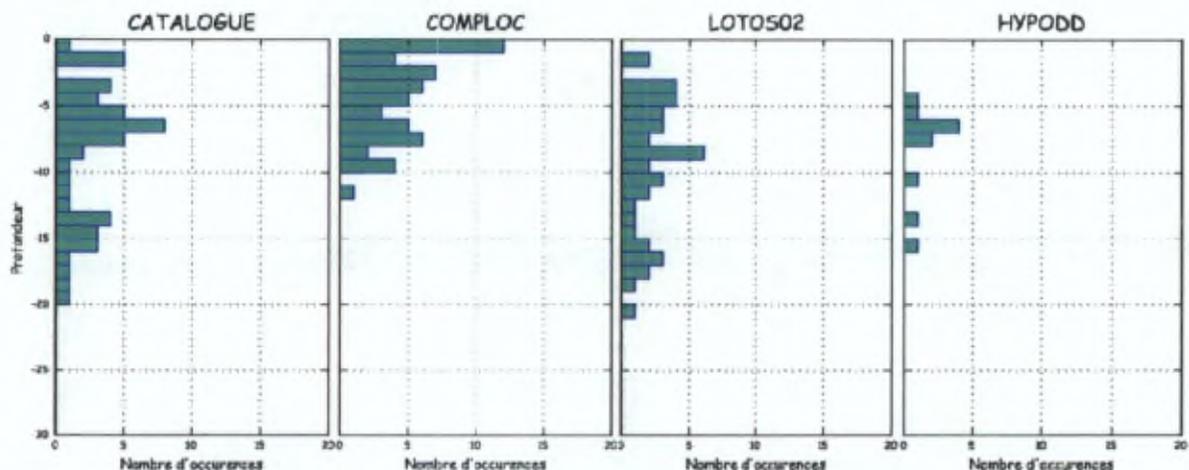


FIGURE 3-11 : DISTRIBUTION DE LA SISMICITÉ EN PROFONDEUR, SELON LES 4 PROGRAMMES D'ANALYSE.

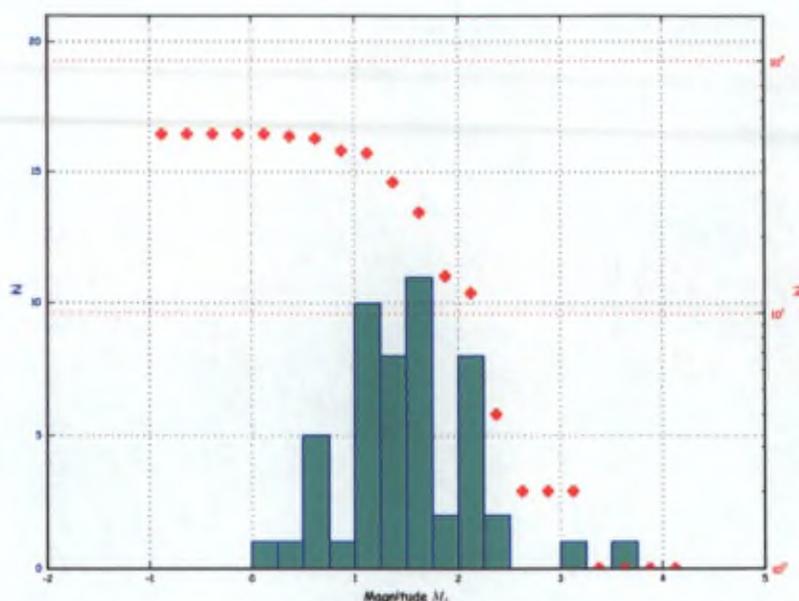


FIGURE 3-12: DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES DANS LA "PARTIE ARDENNAISE DU HAINAUT".
ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSE DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).

3.3.1. LA SISMICITÉ AU SUD DE CHARLEROI

Pour chaque méthode de localisation, l'analyse en 3D de N séismes (dont M sélectionnés par la méthode décrite en "1.7.1 Distribution spatiale d'un groupe de séismes") donne les résultats suivants pour un ellipsoïde contenant un pourcentage "%" des séismes :

Méthode	N - M	%	Axe	Azimut (°)	Plongement (°)	Longueur (km)
CATALOGUE	37-33	97	\bar{P}_n	334	2.0	9.49
			\bar{P}_s	244	32	11.22
			\bar{P}_b	67.2	57.9	11.22
COMPLOC	41-36	91	\bar{P}_n	159	4.0	1.57
			\bar{P}_s	272	80	5.71
			\bar{P}_b	68.3	9.2	5.33
LOTOS	37-35	97	\bar{P}_n	158	6.0	5.66
			\bar{P}_s	306	84	9.47
			\bar{P}_b	67.6	3.2	7.42
HYPODD	11-10	100	\bar{P}_n	338	4.0	2.32
			\bar{P}_s	106	82	4.27
			\bar{P}_b	247.5	6.2	2.32

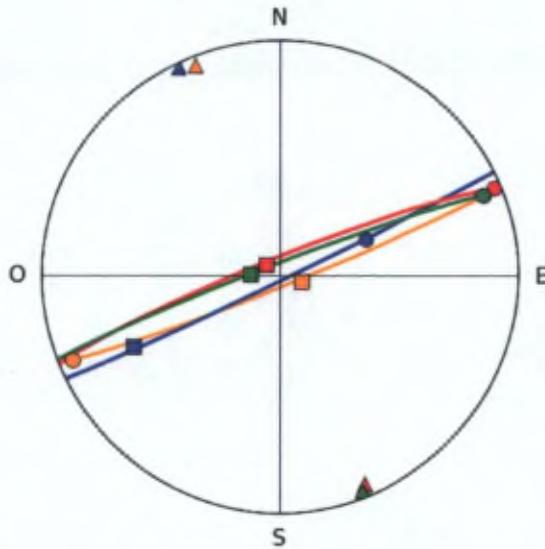


FIGURE 3-13 : REPRÉSENTATION DES TROIS AXES PN (TRIANGLE), PS (CARRÉ) ET PB (ROND) POUR CHACUNE DES MÉTHODES : CATALOGUE (BLEU), COMPLOC (VERT), LOTOS (ROUGE) ET HYPODD (ORANGE).

Les trois méthodes de relocalisation mettent en évidence (Figure 3-13) la même structure que la localisation "Catalogue", mais sa surface et son volume sont nettement diminués. Elle a un pendage fort, entre 84 et 88° , et une orientation $N64$ à $N68$ ou $N248$ à $N249$, selon les méthodes.

Deux coupes (Figure 3-15, COMPLOC) selon les directions perpendiculaires $N249^\circ$ et $N159^\circ$ mettent en évidence une distribution des séismes suivant un plan. Les données présentées sur la Figure 3-15 sont colorées en fonction de la date d'occurrence de chaque tremblement de terre, ce qui permet d'appréhender la variation spatio-temporelle de l'activité sur cette structure. 6 et 11 séismes se sont produits en 1987 et 1998, soit 14 % et 25 % des événements entre 1985 et 2010.

Perpendiculairement à ce plan (coupe $N 159^\circ$), les séismes sont confinés dans une bande d'environ 1.5 km de large (visuellement identique au calcul de \bar{P}_n).

Le plan mis en évidence a une orientation probable à $N247 \pm 3^\circ$ avec un pendage compris entre 86 et 88° SE ou NO.

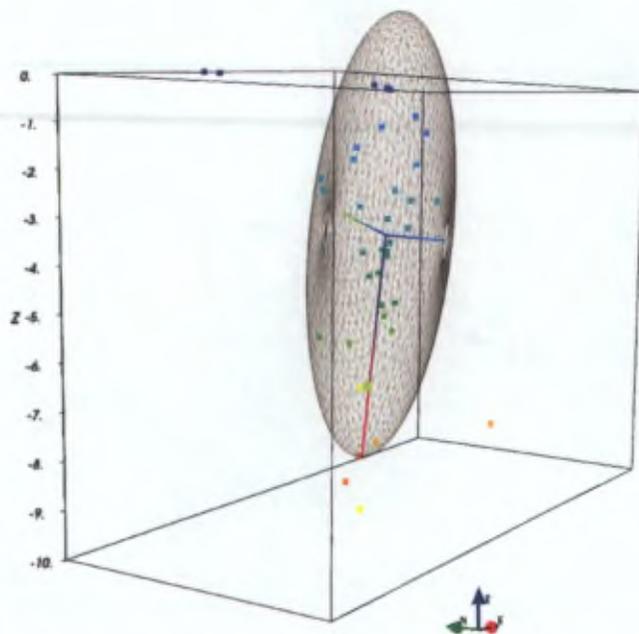


FIGURE 3-14 : VUE EN 3D VERS LE NORD-EST DES SÉISMES DE LA RÉGION DE CHARLEROI. L'ELLIPSOÏDE DE RÉVOLUTION DÉFINI PAR SES TROIS AXES CONTIENT 97.2% DES POINTS. LOCALISATIONS COMPLIC.

Localisations COMPLOC pour Charleroi
43 séismes

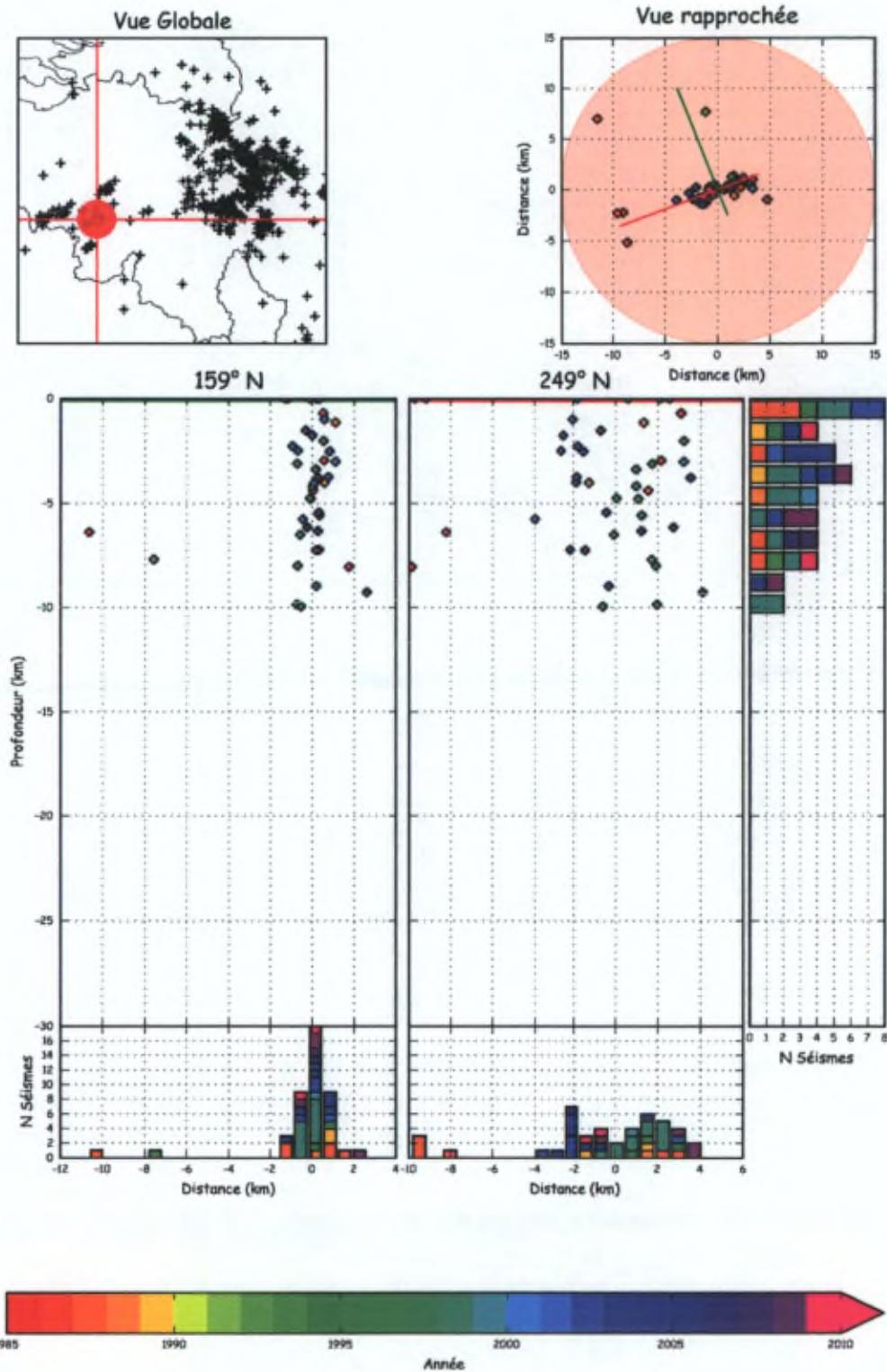


FIGURE 3-15 : COUPES EN PROFONDEUR DES SÉISMES DANS LA RÉGION DE CHARLEROI. LES SÉISMES SONT COLORÉS PAR ANNÉE D'OCCURRENCE.

3.3.2. LA SISMICITÉ DANS LA RÉGION DE L'EAU D'HEURE

Pour chaque méthode de localisation, l'analyse en 3D de N séismes (dont M sélectionnés par la méthode décrite en 1.7.1) donne les résultats suivants pour un ellipsoïde contenant un pourcentage "%" des séismes :

Méthode	N - M	%	Axe	Azimut (°)	Plongement (°)	Longueur (km)
CATALOGUE	12-11	91	\bar{P}_n	168	6	5.37
			\bar{P}_s	60	70	6.24
			\bar{P}_b	260	18.9	6.24
COMPLOC	12-10	90	\bar{P}_n	324	4	4.73
			\bar{P}_s	204	84	5.81
			\bar{P}_b	54.3	5.2	5.46
LOTOS	4	Données insuffisantes				
HYPODD	0	Données insuffisantes				

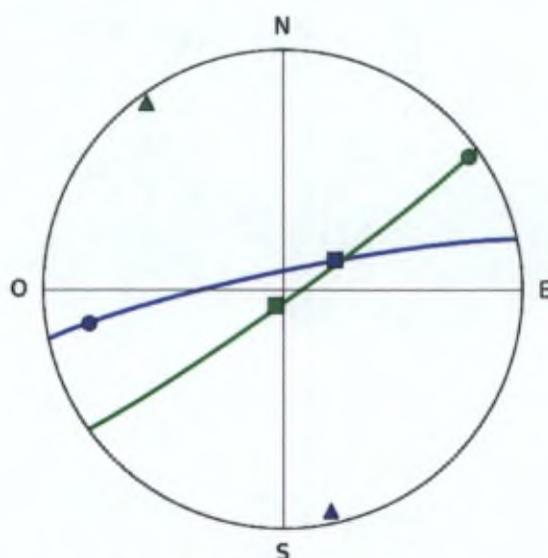


FIGURE 3-16 : REPRÉSENTATION DES TROIS AXES PN (TRIANGLE), PS (CARRÉ) ET PB (ROND) POUR CHACUNE DES MÉTHODES : CATALOGUE (BLEU) ET COMPLOC (VERT).

La faible quantité de séismes (12) analysés ne permet pas d'affirmer avec certitude une répartition planaire dans la région, mais nous la supposons "probable", étant donné que COMPLOC et le catalogue s'accordent sur une structure orientée OSO-ENE. LOTOS et HYPODD n'ont pas relocalisé suffisamment de séismes que pour permettre une détermination 3D.

Notons enfin l'occurrence de deux séismes dans cette zone les 3 et 7 juillet 2010, après 15 ans de quiescence. Ils ne semblent pas, au vu de la localisation "catalogue", se localiser parmi les 12 précédents, mais bien plus profondément. Ces événements seront repris dans des études ultérieures.

Localisations COMPLOC pour L'Eau d'Heure
12 séismes

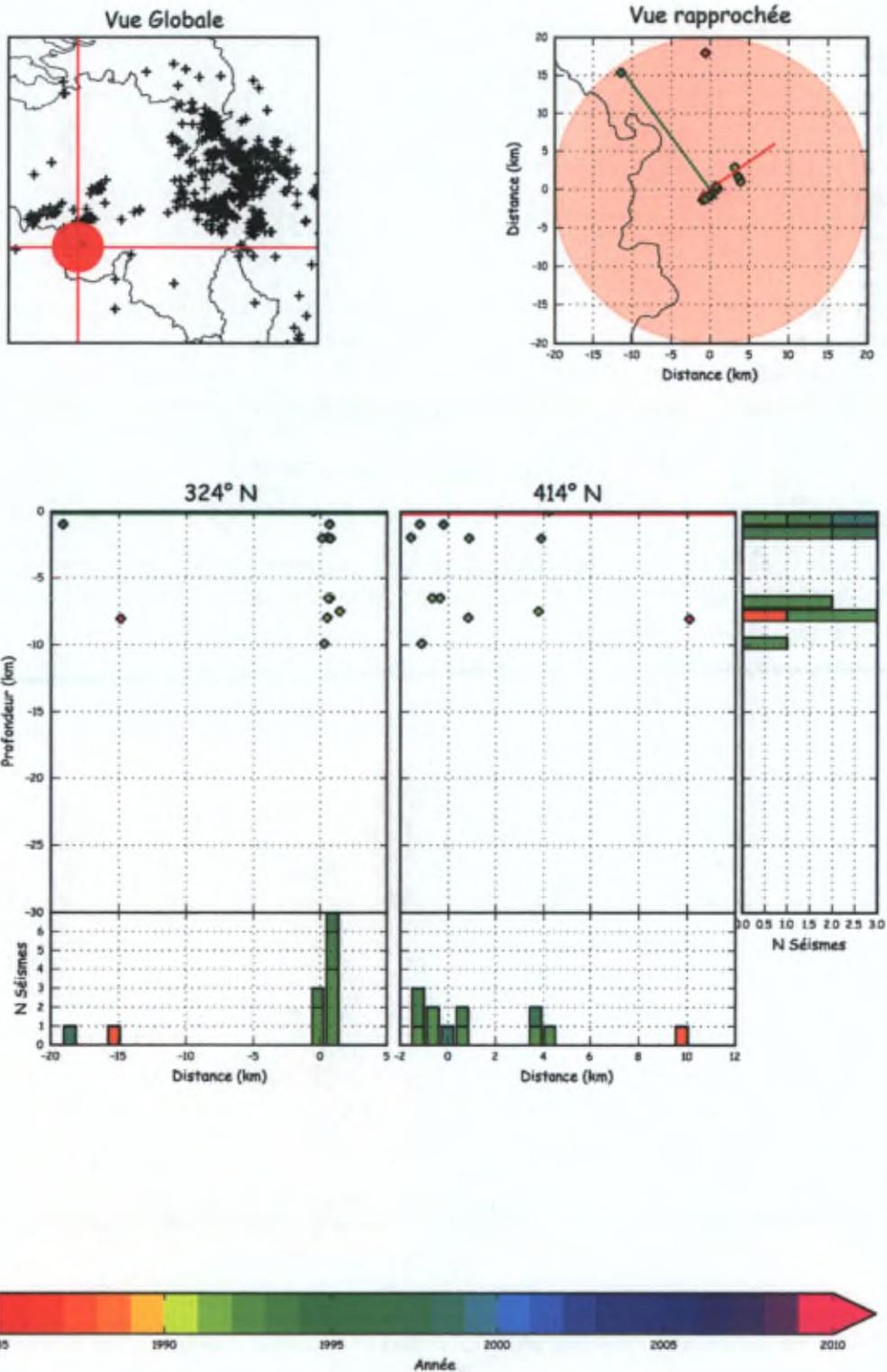
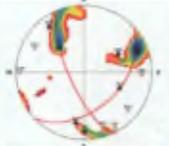


FIGURE 3-17 : COUPES EN PROFONDEUR DES SÉISMES DANS LA RÉGION DE L'EAU D'HEURE. LES SÉISMES SONT COLORÉS PAR ANNÉE D'OCCURRENCE.

3.3.3. MÉCANISMES AU FOYER

Date ⁵	id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme
1989-12-02 21:59:03 Charleroi	864*	97.9	88	3.5	7.8	86.5	178	
1992-08-29 09:22:43 Eau d'Heure	1044	156	72.4	48.7	47	44.3	154.4	

Le premier mécanisme est localisé au cœur de la structure dans la région de Charleroi, le second parmi les quelques séismes de l'Eau d'Heure. Ils montrent un mécanisme en décrochement soit le long d'une faille est-ouest (NE-SO) soit nord-sud (NNO-SSE). Leur mouvement est inversé, l'un étant sénestre sur le premier type de faille alors que l'autre est dextre.

3.3.4. CORRÉLATION AVEC LES MÉCANISMES AU FOYER

Nous appliquons ici la méthodologie décrite plus avant (Chapitre 1, Paragraphe 1.7.2).

Pour la région de Charleroi, le plan "est-ouest" du mécanisme au foyer déterminé par Camelbeeck (1993) semble en accord avec la structure que nous avons déterminée, à une vingtaine de degrés près (Figure 3-18, A). Le mécanisme que nous avons déterminé pour un séisme en 1992 dans la région de l'Eau d'Heure (Figure 3-18, B) présente le plan SO-NE en accord avec l'orientation de la structure supposée calculée en 3D.

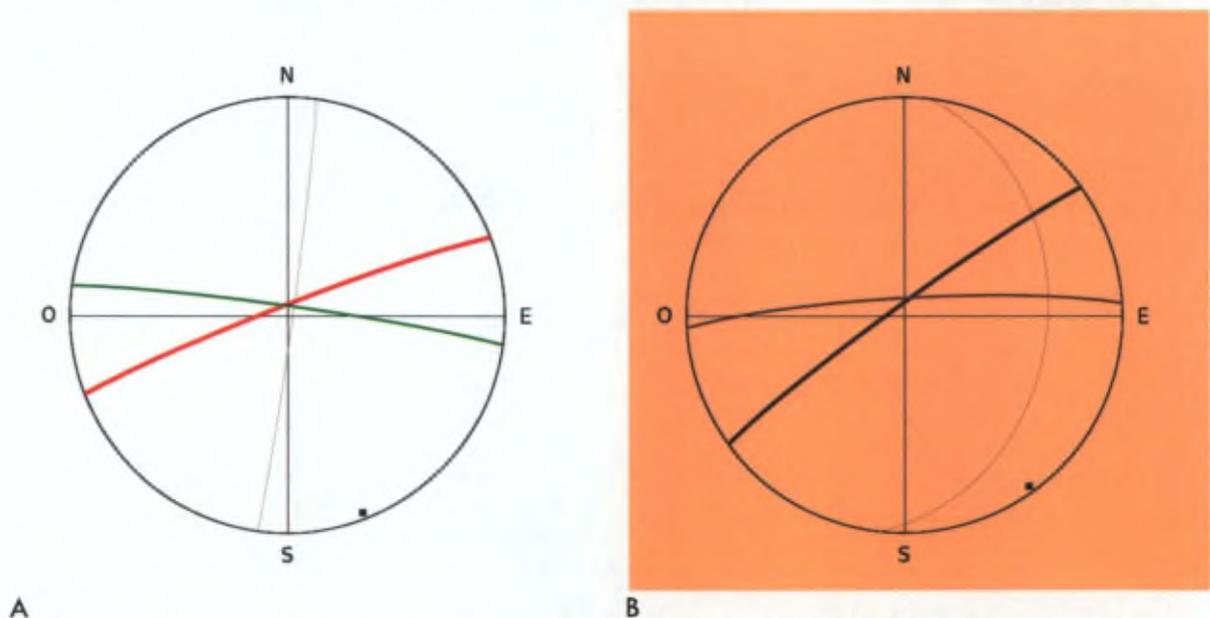


FIGURE 3-18 : CORRÉLATION ENTRE LE MÉCANISME AU FOYER DÉTERMINÉ POUR LA ZONE DE CHARLEROI (A) ET DE L'EAU D'HEURE (B) ET L'ORIENTATION DE LA STRUCTURE DÉTERMINÉE EN 3D. VOIR CHAPITRE 1, PARAGRAPHE 1.7.2 POUR L'EXPLICATION DE LA MÉTHODE.

⁵ Les informations (localisation, mesures, etc.) sont disponibles sur le site <http://www.seismologie.be/> → Banque de données en ligne → Événements sismiques en Belgique.



3.4. La Zone Faillée de Hockai

La Zone Faillée de Hockai (HFZ) est une structure visible dans la géomorphologie régionale et décrite pour la première fois par Ahorner (1975) et ensuite par Demoulin (1988). C'est est une structure d'orientation générale SSE-NNO, entre le Pays de Herve (Graben de La Minerie) au nord et l'Amblève au sud. Elle traverse le Massif de Stavelot, à peu près perpendiculairement à la Crête de la Vecquée, arrête sommitale des Hautes-Fagnes.

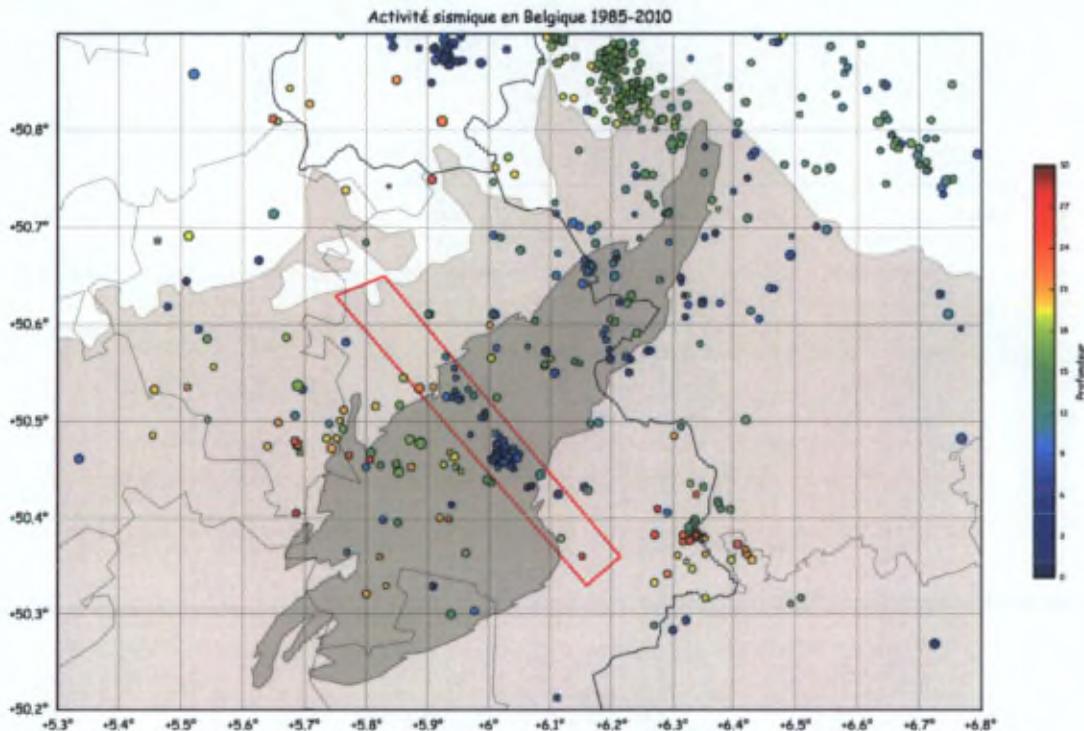


FIGURE 3-19 : ACTIVITÉ SISMIQUE EN BELGIQUE. LE CADRE ROUGE ILLUSTRE LA ZONE "ZONE FAILLÉE DE HOCKAI". LOCALISATIONS "CATALOGUE".

La HFZ est caractérisée par une majorité de l'activité sismique confinée entre 5 et 10 km de profondeur. 103 séismes se sont produits dans cette zone depuis 1985, dont 96 (sur plus de 400 identifiés mais n'étant pas mesurés par suffisamment de stations pour permettre leur localisation) pendant une séquence sismique entre octobre 1989 et mai 1990 (T. Camelbeeck 1993). Quelques séismes plus profonds (12-20 km) se sont produits au nord-ouest et au sud-est de la séquence, pas en dessous.

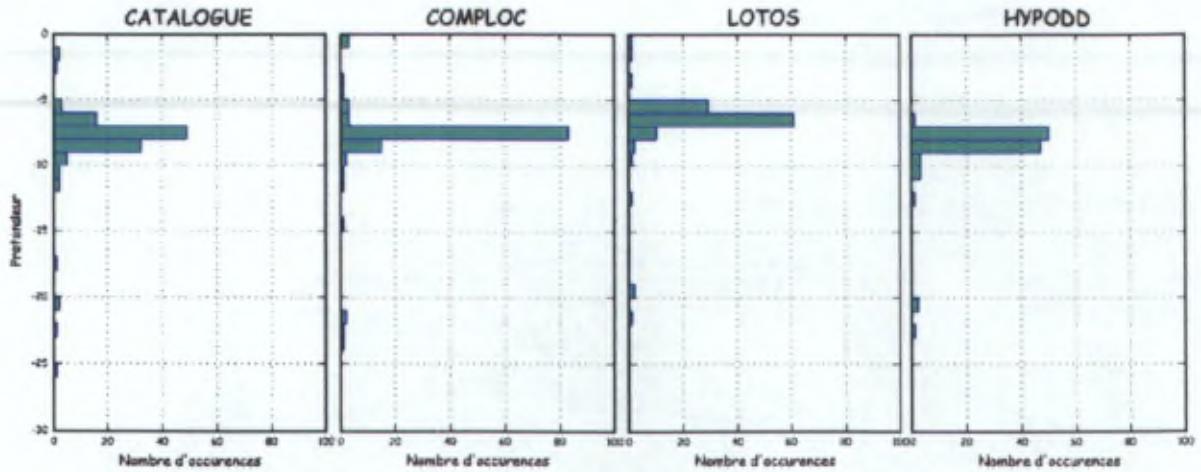


FIGURE 3-20 : DISTRIBUTION DE LA SISMICITÉ EN PROFONDEUR, SELON LES 4 PROGRAMMES D'ANALYSE. ZONE FAILLÉE DE HOKKAI.

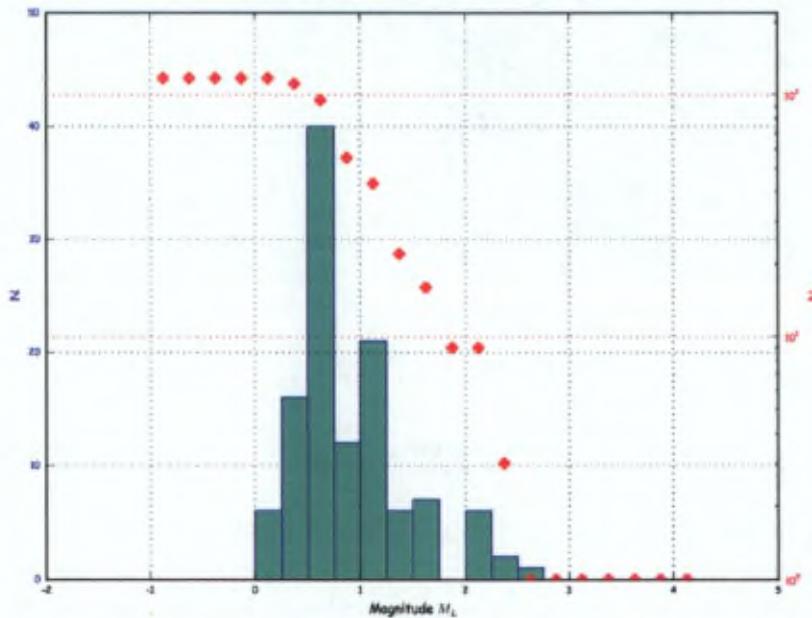


FIGURE 3-21 : DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES DANS LA ZONE FAILLÉE DE HOKKAI. ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSE DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).

Camelbeek (1993) a étudié la distribution spatiale des séismes de la séquence 1989-1990 et a obtenu un plan de faille orienté $N330^\circ$ avec un pendage de 70° . Il note également que ce plan change de pendage en fonction de la profondeur : il est proche de 90° entre 6.8 et 7.5 km et décroît jusqu'à 9° à 9 km de profondeur. La valeur déterminée à 70° représente donc la valeur moyenne du pendage. Les valeurs de Camelbeek sont donc :

Méthode	N	Axe	Azimut ($^\circ$)	Plongement ($^\circ$)
CAMELBECK	96	\bar{P}_n	240	20

Nous allons comparer ces valeurs avec celles déterminées par l'application de notre méthodologie. Pour chaque méthode de localisation, l'analyse en 3D de N séismes (dont M sélectionnés par la méthode décrite en 1.7.1) donne les résultats suivants pour un ellipsoïde contenant un pourcentage "%n" des séismes :

Méthode	N – M	%	Axe	Azimut (°)	Plongement (°)	Longueur (km)
CATALOGUE	103 – 82	90	\bar{P}_n	274	52	0.91
			\bar{P}_s	98	38	1.55
			\bar{P}_b	6.5	1.9	1.55
COMPLOC	101 – 85	91	\bar{P}_n	44	4.0	0.61
			\bar{P}_s	136	38	1.03
			\bar{P}_b	309	51.8	0.65
LOTOS	94 – 79	96	\bar{P}_n	242	24	0.60
			\bar{P}_s	126	44	1.27
			\bar{P}_b	351	36.2	1.07
HYPODD	97 – 82	96	\bar{P}_n	34	10	0.59
			\bar{P}_s	132	38	0.70
			\bar{P}_b	291.7	50.0	0.66

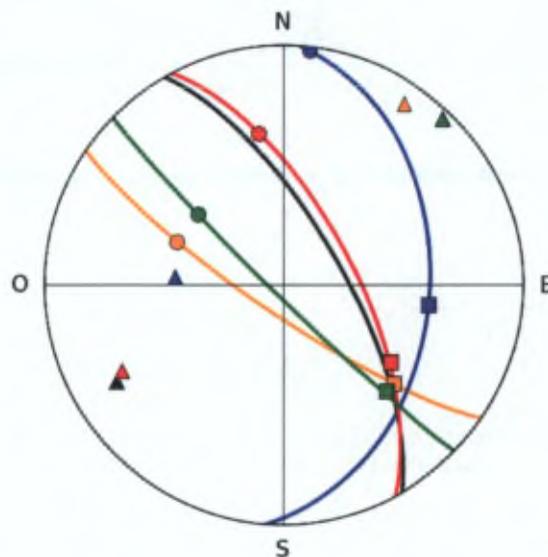


FIGURE 3-22 : REPRÉSENTATION DES TROIS AXES PN (TRIANGLE), PS (CARRÉ) ET PB (ROND) POUR CHACUNE DES MÉTHODES : CATALOGUE (BLEU), COMPLOC (VERT), LOTOS (ROUGE) ET HYPODD (ORANGE). LE PLAN DE FAILLE DÉTERMINÉ PAR CAMELBECK (1993) ET ILLUSTRÉ EN NOIR.

La Figure 3-22 illustre les trois axes de l'ellipsoïde déterminé pour chaque méthode de localisation, ainsi que le plan de faille (dont la normale est P_n). LOTOS est en parfait accord avec Camelbeek, COMPLOC et HYPODD montrent une orientation similaire mais un pendage opposé. En moyenne, le plan de faille déterminé s'oriente $N140^\circ$ - $N320^\circ$ à $\pm 15^\circ$. L'orientation du grand axe de l'ellipsoïde de la distribution des hypocentres est $N131^\circ \pm 6^\circ$.

En appliquant notre méthode de calcul, nous obtenons les valeurs de surface de faille suivantes :

Méthode	Surface (km ²)
CATALOGUE	7.52
COMPLOC	2.10

LOTOS	4.27
HYPODD	1.46

Si un séisme parvenait à provoquer la rupture de toute cette surface, alors, pour des valeurs de d données (déplacement moyen dans le plan), la magnitude du séisme serait :

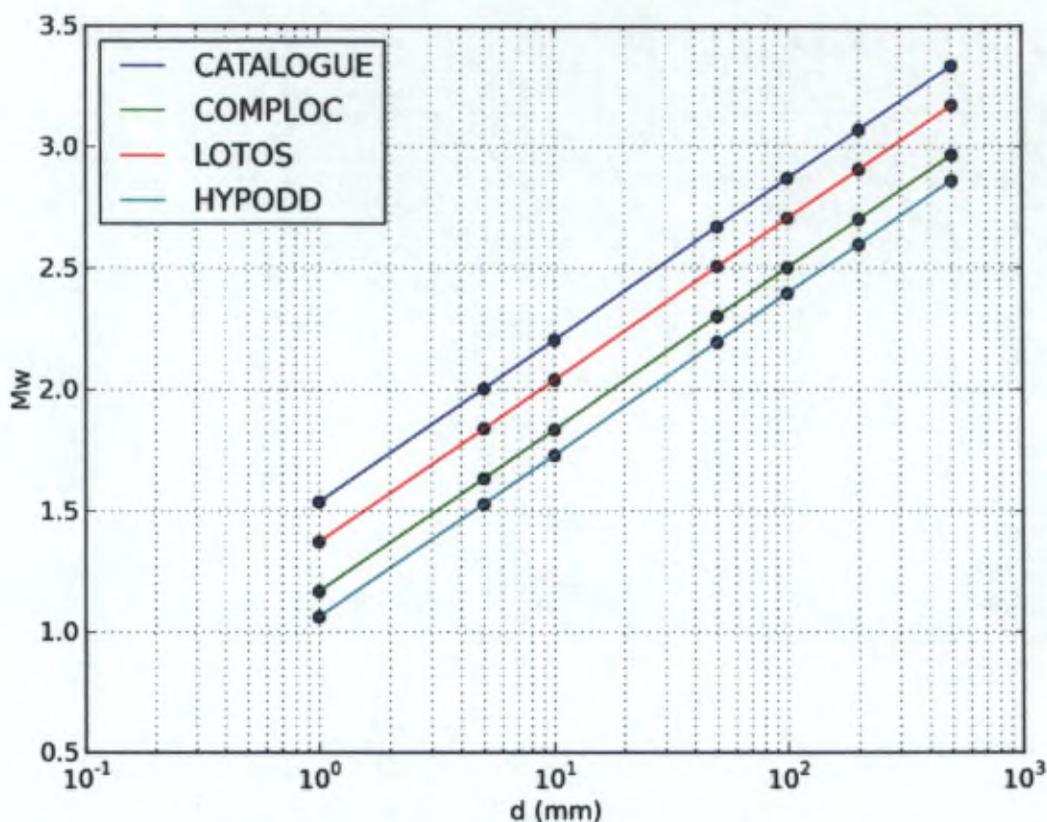


FIGURE 3-23 : VARIATION DE LA MAGNITUDE CALCULÉE EN FONCTION DE "D", DÉPLACEMENT MOYEN DANS LE PLAN DE FAILLE. POUR LES 4 SURFACES DE FAILLE DÉTERMINÉES.

La Figure 3-24 illustre la distribution en profondeur des séismes telle que déterminée par la relocalisation COMPLOC. Les coupes sont faites perpendiculairement (orientation de Pn) et parallèlement au plan de faille déterminé en 3D. Les couleurs correspondent à l'année d'occurrence des séismes. Sous les deux coupes, la distribution des foyers en fonction de la distance le long de la coupe est illustrée sous forme d'histogramme. La coupe N134° semble, visuellement, montrer un alignement mieux déterminé, ce qui va à l'encontre des résultats de l'analyse 3D. En effet, la densité de séismes, telle que représentée sous les deux coupes, permet de voir que les séismes sont plus densément regroupés dans la coupe N44°.

Localisations COMPLOC pour Les Hautes Fagnes
101 séismes

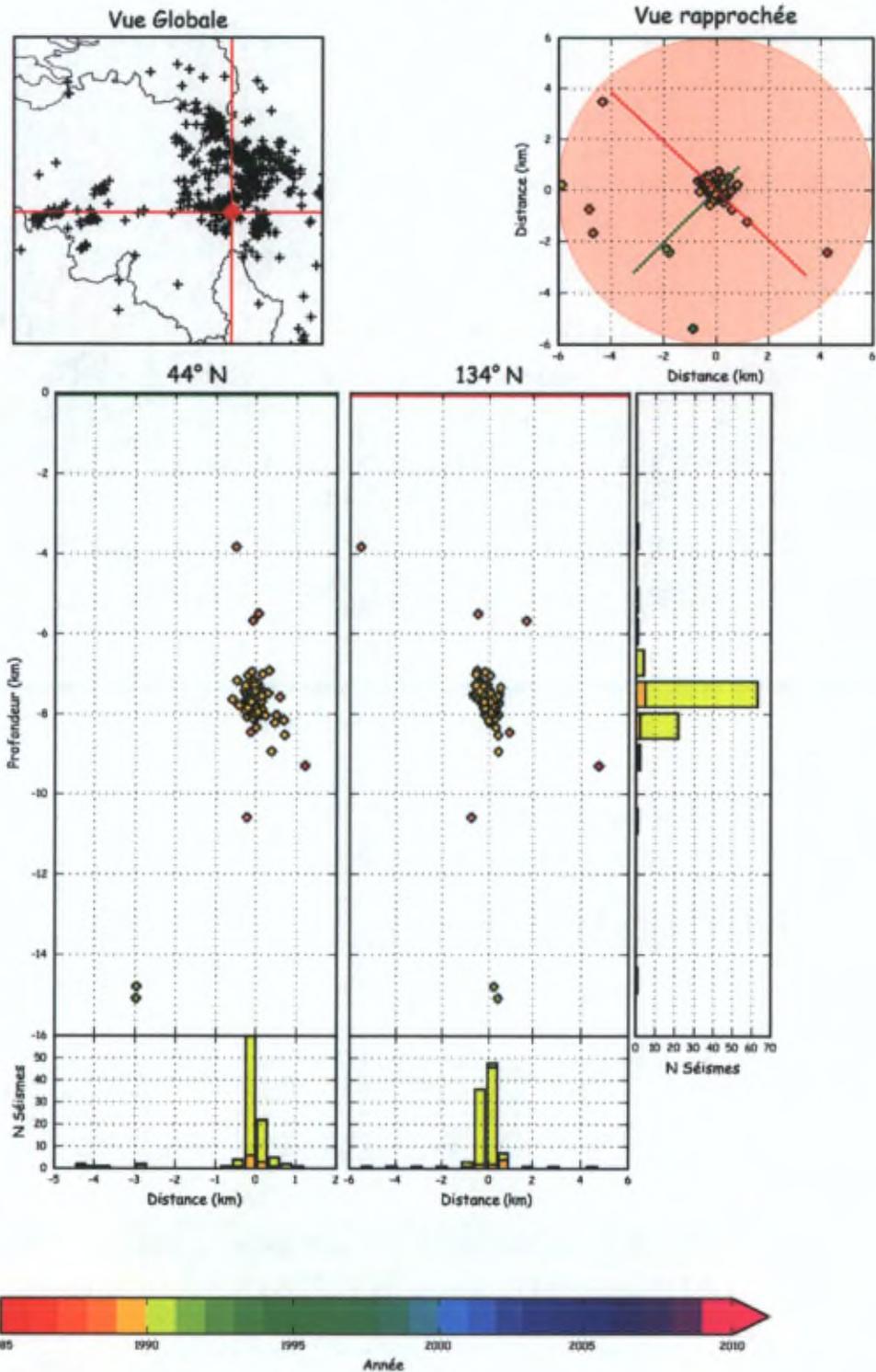
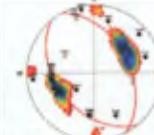


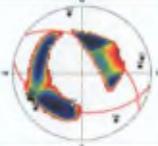
FIGURE 3-24 : COUPES EN PROFONDEUR DE LA ZONE "HOCKAI - HAUTES-FAGNES". LES SÉISMES SONT COLORÉS PAR ANNÉE D'OCCURRENCE

3.4.1. MÉCANISMES AU FOYER

Date	id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme
1985-05-12 21:47:57	669	137.2	71.3	-76	279.3	23.2	-125.6	
1990-01-12 10:22:17	881	282.7	61	-82	86.6	30	-104.1	
1990-02-24 09:40:43	932	280	80.5	-106	160	18.5	-31.3	
	669*	131.9	54.9	-79.9	294.7	36.3	-104	
	905*	85.3	65.3	-158.2	345.8	70.3	-26.3	
	913*	238.2	83.8	178.8	328.3	88.8	6.2	
	914*	348.8	71.4	-22.1	86.2	69.1	-160	

Dans la partie Nord de la zone :

Date	id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme
1995-10-30 23:16:52	1111	332.5	47.0	-81.7	140.5	43.7	-98.8	
1995-10-30 23:16:52	1111*	7.6	79.3	-4.0	98.3	86.1	-169.3	
2001-07-12 14:45:29	1543	90.0	90.0	-142.0	360.0	52.0	0.0	

2005-05-08 09:38:32	2190	54.1	88.6	30.0	323.3	60.0	178.4		
2006-07-14 01:55:39	2413	304.4	50.7	-74.0	100.0	41.9	-108.6		
1998-06-29 15:06:37	1277	218.6	56.9	-10.0	314.1	81.6	-146.5		

3.4.2. CORRÉLATION AVEC LES MÉCANISMES

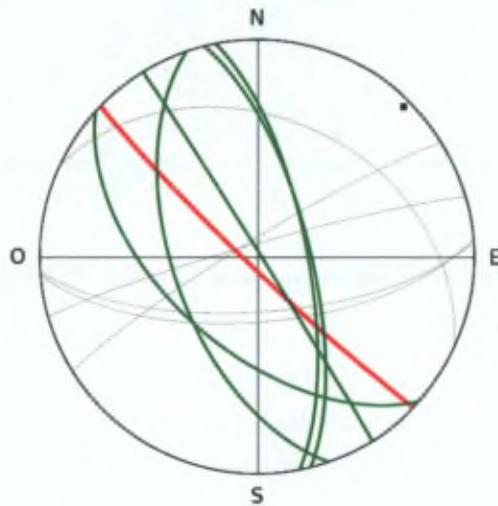


FIGURE 3-25 : COMPARAISON ENTRE LES PLANS NODAUX DES MÉCANISMES AU FOYER DES SÉISMES LOCALISÉS DANS LA ZONE FAILLÉE DE HOKKAI AVEC, POUR EXEMPLE, LE PLAN DE FAILLE DÉTERMINÉ EN 3D POUR LES RELOCALISATIONS COMPLEXES. LE PLAN DE FAILLE SUPPOSÉ EST INDIQUÉ EN VERT, LE PLAN AUXILIAIRE EN GRIS.



3.5. La région de Manderfeld

Cette zone est située à l'extrême sud-est de la Province de Liège (Figure 3-26). Elle comprend les séismes de la zone frontalière entre la Belgique la Rhénanie-Palatinat et la Rhénanie-Du-Nord-Westphalie.

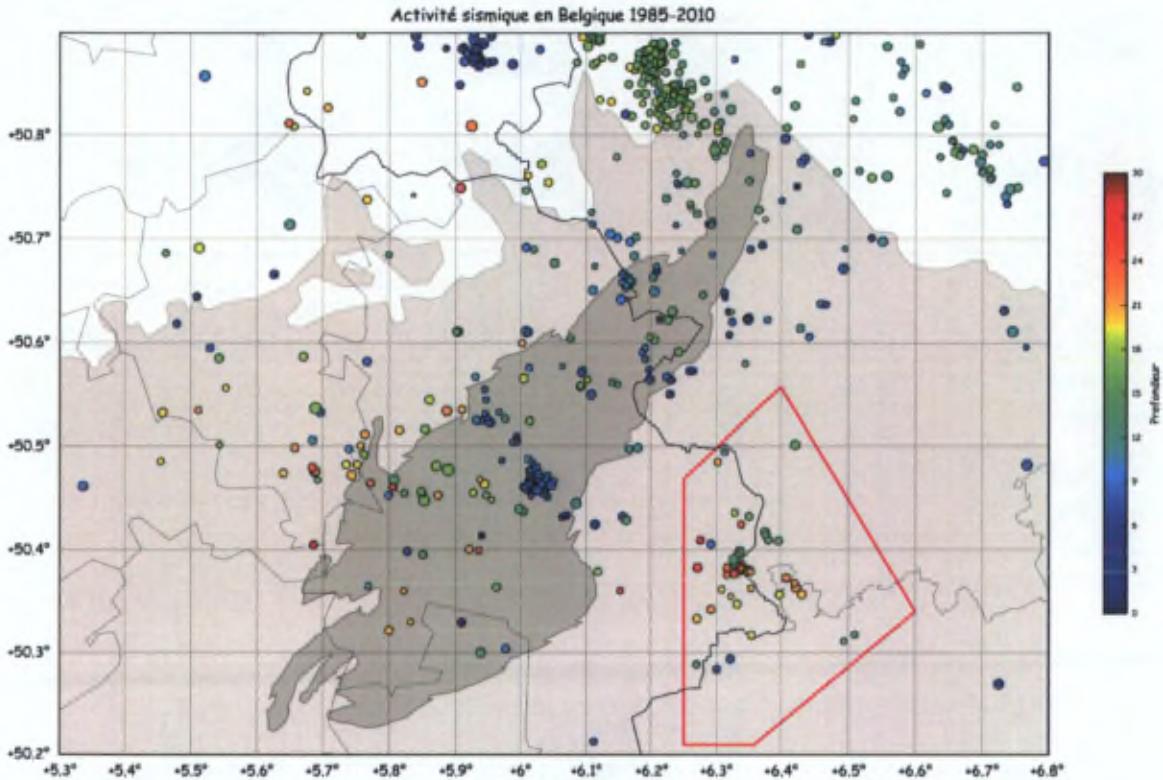


FIGURE 3-26 : ACTIVITÉ SISMIQUE EN BELGIQUE. LE CADRE ROUGE ILLUSTRE LA ZONE "MANDERFELD". LOCALISATIONS "CATALOGUE".

Les séismes qui y sont localisés se sont majoritairement produits à des profondeurs supérieures à 9 km. La profondeur maximale ne varie pas significativement selon les programmes d'analyse, mais la distribution est assez différente (Figure 3-27). Les quatre solutions s'accordent sur le fait que la majorité des séismes sont très profonds, ils montrent une distribution entre 18 et 27 km (CATALOGUE), 22 et 28 km (COMPLOC), 21 et 27 km (LOTOS) et 20 et 26 km (HYPODD).

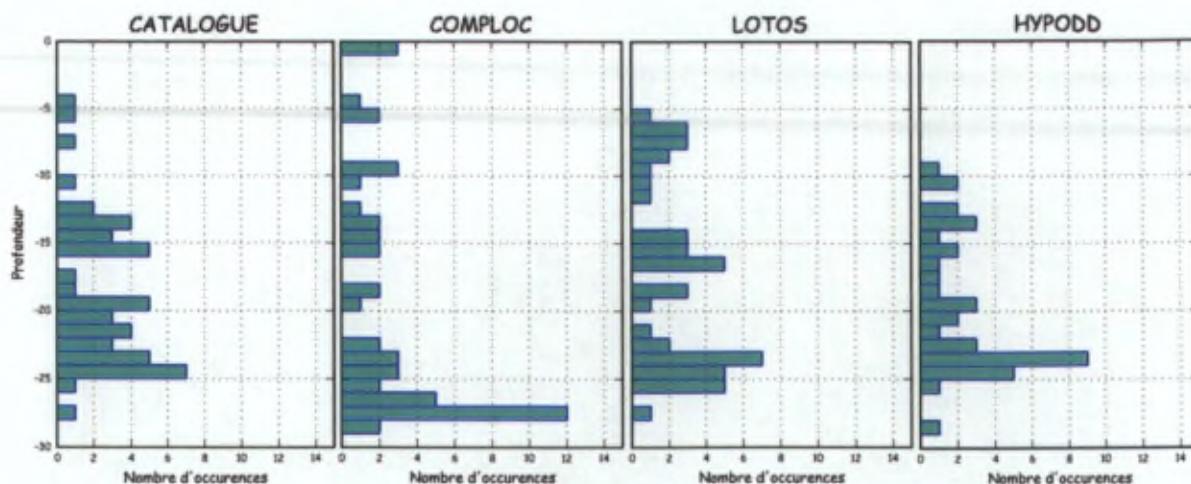


FIGURE 3-27 : DISTRIBUTION EN PROFONDEUR DES SÉISMES SELON LE PROGRAMME DE LOCALISATION. ZONE "MANDERFELD".

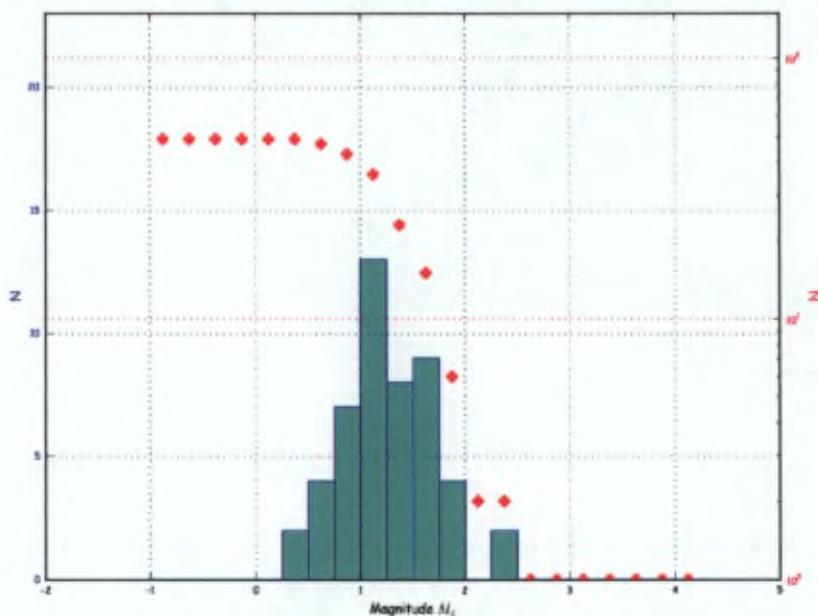


FIGURE 3-28: DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES POUR LA ZONE "MANDERFELD". ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSES DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).

La distribution en profondeur des séismes apparaissant relativement bipolaire (entre 5 et 18 km et entre 18 et 30 km de profondeur), nous avons décidé d'analyser les deux gammes de profondeur séparément.

3.5.1. LES SÉISMES AVEC UNE PROFONDEUR ENTRE 22 ET 28 KM

Le premier groupe est le plus dense des deux. Le centroïde de l'ensemble sera bien déterminé, il suffit donc d'éliminer un plus grand nombre de séismes lors des itérations préparatoires (cf 1.7.1 : Distribution spatiale d'un groupe de séismes). Ici, de manière itérative, tous les points se trouvant à une distance $d_i \geq 0.80 d_{max}$ sont éliminés et le centroïde est recalculé. 16 séismes sont ainsi éliminés et l'analyse continue.

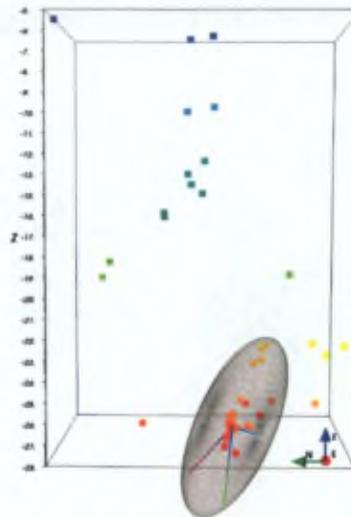


FIGURE 3-29 : VUE VERS L'EST DES SÉISMES À MANDERFELD. UNE STRUCTURE A ÉTÉ MISE EN ÉVIDENCE EN PROFONDEUR.

Pour chaque méthode de localisation, l'analyse en 3D de N séismes (dont M sélectionnés par la méthode décrite en 1.7.1) donne les résultats suivants pour un ellipsoïde contenant un pourcentage "%" des séismes :

Méthode	N - M	%	Axe	Azimut (°)	Plongement (°)	Longueur (km)
CATALOGUE	41-25	92	\bar{P}_n	146	30.0	4.25
			\bar{P}_s	308	60.0	7.69
			\bar{P}_b	51.5	7.7	6.96
COMPLOC	42-26	85	\bar{P}_n	166	22.0	1.50
			\bar{P}_s	56	40.0	5.80
			\bar{P}_b	277	41.9	4.91
LOTOS	45-17	88	\bar{P}_n	174	6.0	1.47
			\bar{P}_s	290	74.0	3.06
			\bar{P}_b	82.5	14.3	1.65
HYPODD	39-24	91	\bar{P}_n	176	28.0	3.71
			\bar{P}_s	328	58.0	7.35
			\bar{P}_b	79.1	12.7	7.35

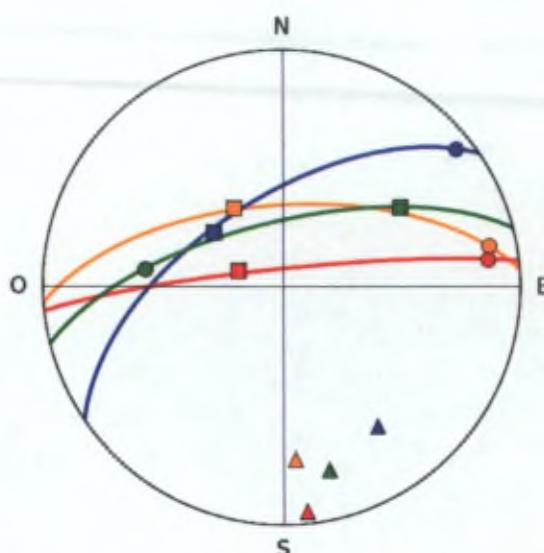


FIGURE 3-30 : REPRÉSENTATION DES TROIS AXES PN (TRIANGLE), PS (CARRÉ) ET PB (ROND) POUR LA CHACUNE DES MÉTHODES : CATALOGUE (BLEU), COMLOC (VERT), LOTOS (ROUGE) ET HYPODD (ORANGE).

Les trois méthodes de relocalisation s'accordent (Figure 3-30) pour imager une structure orientée $N262 \pm 6^\circ$ avec un pendage de $72 \pm 12^\circ$ NO. Les données "Catalogue" ne sont pas très différentes, à $N236^\circ$ et de pendage 60° NO.

3.5.2. LES SÉISMES AVEC UNE PROFONDEUR ENTRE 6 ET 19 KM

Le deuxième groupe a tous ses membres à des profondeurs inférieures à 19 km. Nous filtrons donc les données d'entrée pour tenir compte de cette information. 13 séismes sont ainsi sélectionnés et l'analyse continue.

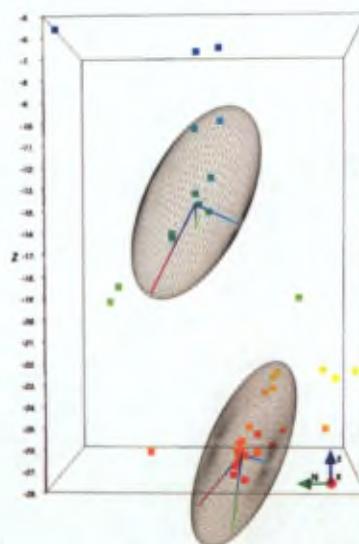


FIGURE 3-31 : LES DEUX GROUPES DE LA ZONE "MANDERFELD" ONT ÉTÉ DÉTERMINÉS INDÉPENDEMMENT.

Pour chaque méthode de localisation, l'analyse en 3D de N séismes (dont M sélectionnés par la méthode décrite en 1.7.1) donne les résultats suivants pour un ellipsoïde contenant un pourcentage "%" des séismes :

Méthode	N - M	%	Axe	Azimut (°)	Plongement (°)	Longueur (km)
CATALOGUE	13-10	90	\bar{P}_n	192	66	1.35
			\bar{P}_s	44	20	3.84
			\bar{P}_b	309.7	11.7	3.72
COMPLOC	13 - 9	88	\bar{P}_n	166	24	2.80
			\bar{P}_s	32	58	5.96
			\bar{P}_b	265	20.4	3.85
LOTOS	21-18	88	\bar{P}_n	126	2.0	8.27
			\bar{P}_s	34	56	10.1
			\bar{P}_b	217.3	34	10.1
HYPODD	14-12	91	\bar{P}_n	146	2	4.25
			\bar{P}_s	54	32	5.03
			\bar{P}_b	239	57.9	4.57

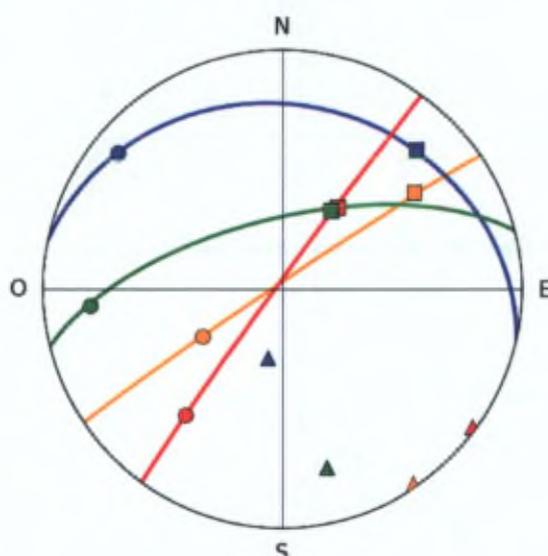


FIGURE 3-32 : REPRÉSENTATION DES TROIS AXES PN (TRIANGLE), PS (CARRÉ) ET PB (ROND) POUR LA CHACUNE DES MÉTHODES : CATALOGUE (BLEU), COMPLOC (VERT), LOTOS (ROUGE) ET HYPODD (ORANGE).

Ici (Figure 3-32), les structures déterminées pour les quatre méthodes sont relativement différentes. En moyenne, les trois relocalisations donnent une structure orientée $N216 \pm 20^\circ$ avec un pendage $80 \pm 10^\circ$.

3.5.3. COUPES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR

Les coupes $N 166^\circ$ et $N 256^\circ$ (Figure 3-33) montrent la distribution en profondeur des séismes de la zone de Manderfeld pour les années 1985-2010 (relocalisation COMPLOC). Une grande proportion des séismes se sont produits en 2005 (14 séismes, 33%). Ils sont tous localisés à grande profondeur, entre 26 et 28 km et font partie du premier groupe tel que définit ci-dessus. La majorité des autres séismes font partie du second groupe. Sur la coupe perpendiculaire ($N 166^\circ$) aux deux groupes, on voit un troisième se dessiner à environ 4 km au sud (à droite) du Groupe 22-17 km. Il s'agit de séismes s'étant produit en 2001-2002.

Localisations COMPLOC pour Manderfeld
42 séismes

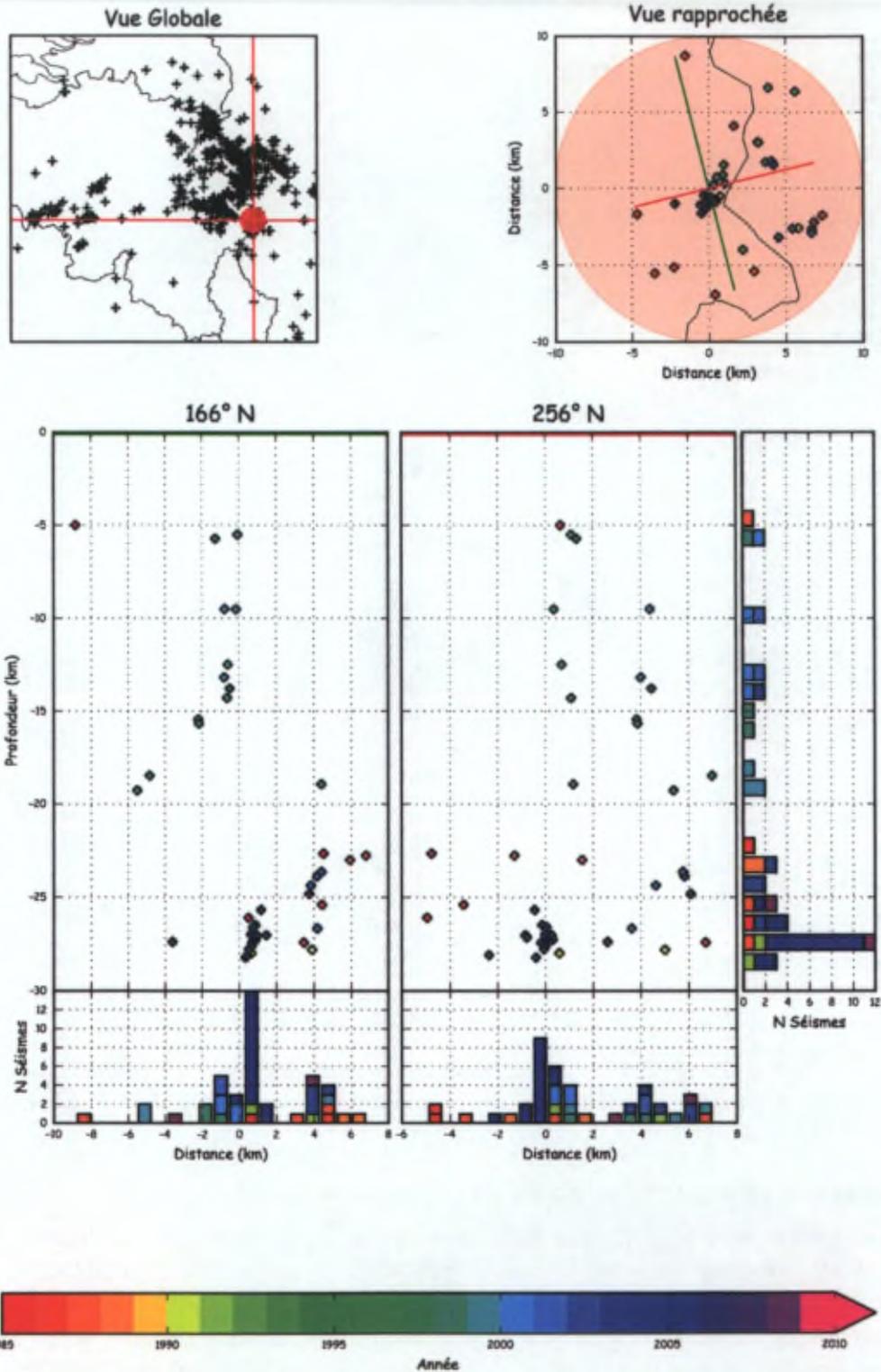
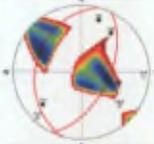


FIGURE 3-33 : COUPES EN PROFONDEUR DE LA ZONE "MANDERFELD". LES SÉISMES SONT COLORÉS PAR ANNÉE D'OCCURRENCE.

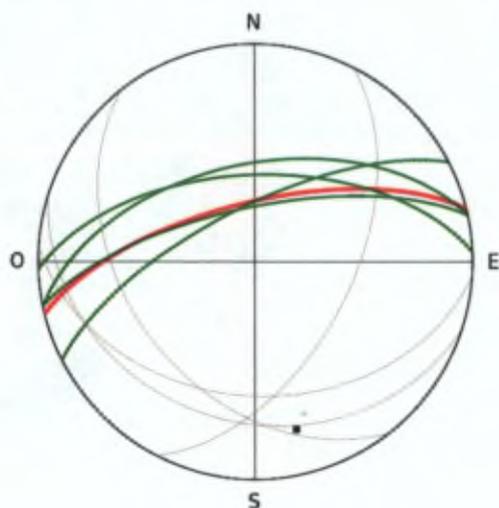
3.5.4. MÉCANISMES AU FOYER

Date	id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme
1998-03-09 23:46:26	1261	44.9	82.4	-85.5	194.3	8.8	-120.3	
1998-03-10 22:35:21	1262	19.7	82.8	-82.6	153.9	10.3	-135.4	
2000-02-25 08:33:50	1506	58.5	85.2	92	216	5.2	67.6	
2000-03-03 12:32:42	2436	184.9	81.5	-90	4.9	8.5	-90	
2000-03-08 01:13:57	2435	236.2	68.1	-112	103.5	30.7	-47.1	
200-07-05 11:20:14	1627	194.1	86.5	166	285	76	3.6	
2002-05-25 02:16:00	1616	29.2	80.8	-96	242.5	11	-57.2	
2005-08-27 08:51:05	2169	271.7	57.9	132	32.2	51	43.2	
2005-08-27 04:48:25	2212	175.3	54	-62	313.2	44.4	-122.9	
2005-08-27 04:56:30	2213	84.9	37	90	264.9	53	90	
2005-08-27 17:16:35	2216	355.2	83.7	52	257.2	38.4	169.8	

2005-08-30 15:27:02	2220	165.9	75.5	-64	283.1	29.5	-149.5		
2008-10-15 22:32:24	3199	296.4	57.1	96	105.4	33.4	80.8		
2008-10-22 02:29:57	3201	158	73	164	252.7	74.7	17.6		

La plupart de ces mécanismes sont relativement peu contraints.

3.5.5. CORRÉLATION AVEC LES MÉCANISMES



3.6. La Zone "Ardenne Ouest"

Cette zone est située à l'ouest de la Zone Faillée de Hockai (ZFH), elle est définie sur base de la profondeur moyenne des séismes qui s'y produisent. En effet, la ZFH était caractérisée par une activité sismique confinée entre 5 et 9 km, la zone de Manderfeld par des séismes très profonds alors qu'ici les séismes sont majoritairement localisés à des profondeurs supérieures à 9 km mais moins profonds que dans la zone de Manderfeld.

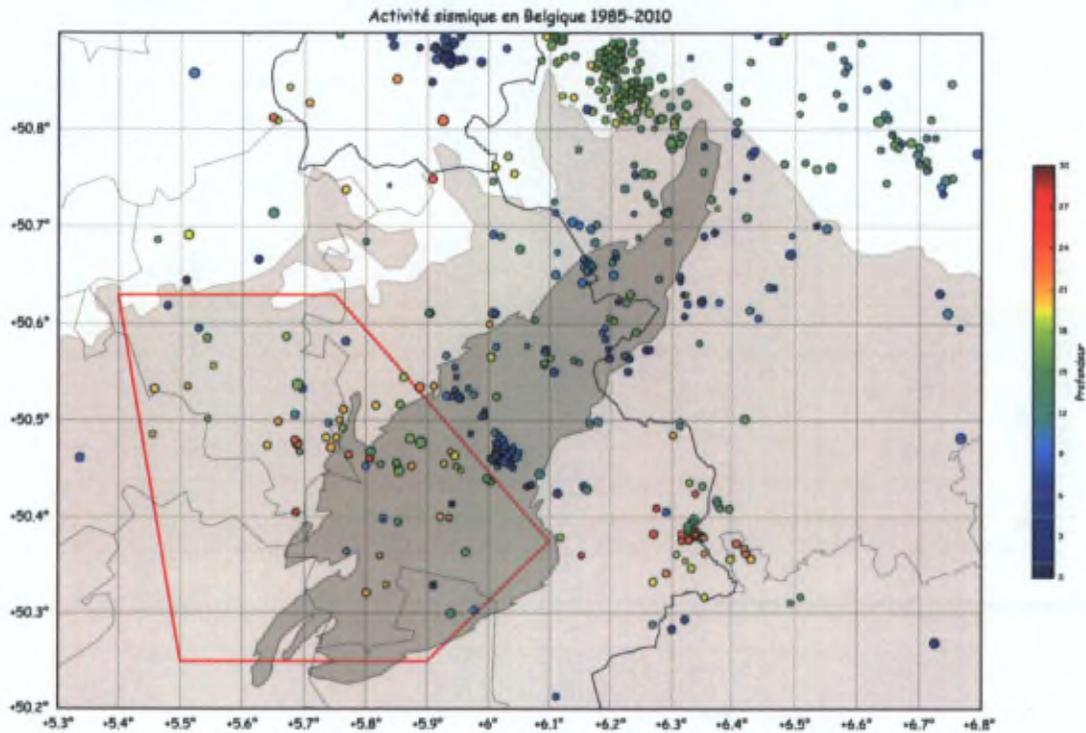


FIGURE 3-34 : ACTIVITÉ SISMIQUE EN BELGIQUE. LE CADRE ROUGE ILLUSTRE LA ZONE "ARDENNE OUEST". LOCALISATIONS "CATALOGUE".

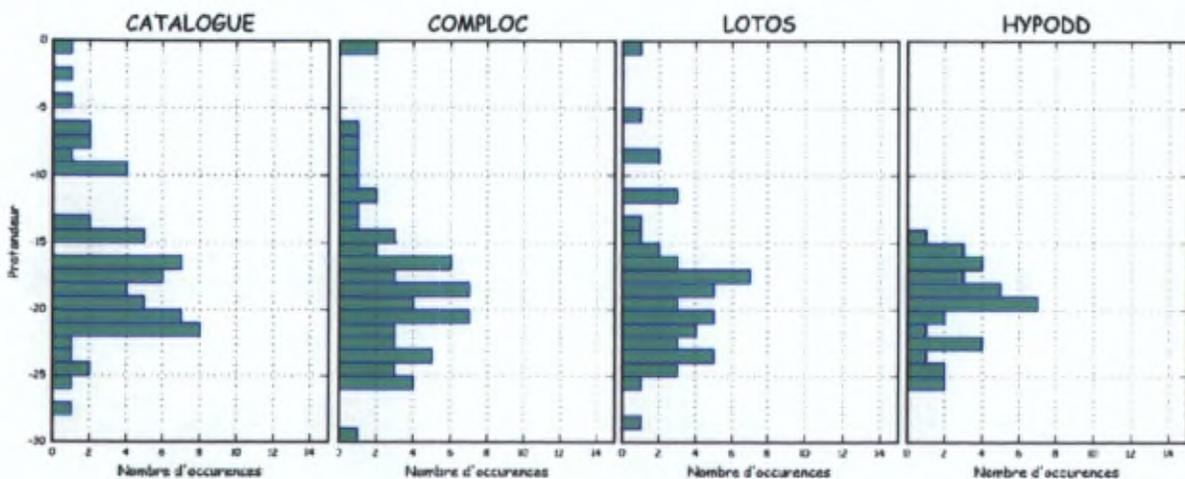


FIGURE 3-35 : DISTRIBUTION EN PROFONDEUR DES SÉISMES SELON LE PROGRAMME DE LOCALISATION. ZONE " ARDENNE OUEST ".

Les magnitudes calculées pour les séismes dans cette zone sont comprises entre 0.2 et 3.8. Trois des séismes les plus importants en magnitude font partie de la zone, ce qui représente 50% des séismes de magnitude supérieure ou égale à 3 qui se sont produits en Ardenne depuis 1985.

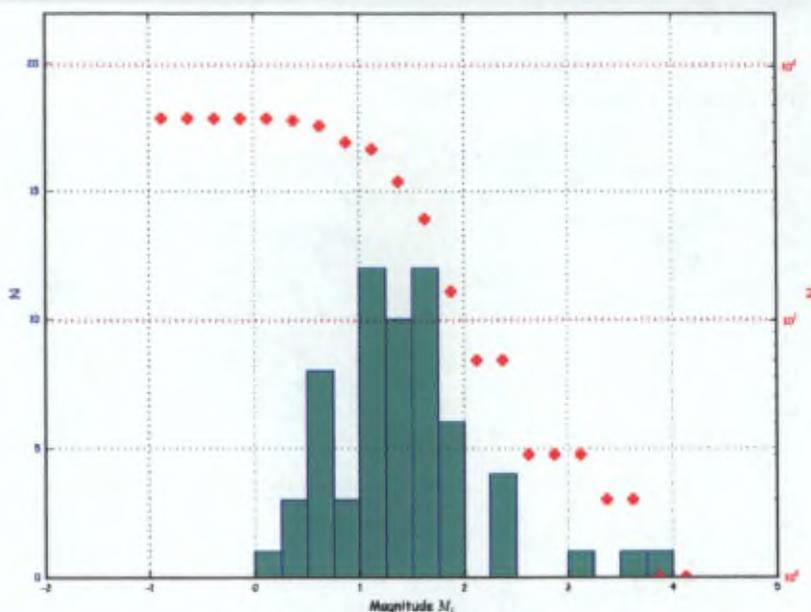


FIGURE 3-36: DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES POUR LA ZONE "ARDENNE OUEST". ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSE DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).

Les trois séismes les plus importants sont :

- ML 3.5 Sprimont : 27 décembre 1988
- ML 3.8 Spa : 23 juillet 1996
- ML 3.1 La Gleize : 25 novembre 2007

Ils ont tous les trois été ressentis par la population dans la région.

[COUPE ??]

3.6.1. MÉCANISMES AU FOYER

Date	id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme
2008-06-19 03:12:39	3067	91	66	-140	342	64	-30	
2008-05-10 19:53:02	3027	207	7	-89	26	83	-90	
1988-12-27 11:53:19	830	334	38	-38	96	67	-122	

2008-02-03 05:34:06	2986	236	27	92	54	63	89	
2006-08-11 00:47:05	2423	105	25	-76	269	65	-96	
2007-09-15 15:45:56	2664	62	47	-36	178	64	-131	
2007-03-31 06:46:27	2559	138	53	-80	302	38	-103	
2008-02-06 08:28:35	2988	233	14	-106	69	76	-86	
1996-07-23 22:30:40	1114	87	47	-81	254	44	-99	
2008-06-11 22:19:51	3066	101	42	-60	243	55	-114	
2007-11-25 03:10:20	2975	116	53	-123	343	48	-54	
1991-05-18 09:52:02	976	3	72	9	270	81	162	
1991-03-27 23:00:49	974	40	78	-166	307	76	-12	
2001-12-20 08:31:00	1573	145	29	40	19	72	112	

2003-06-17 22:09:52	2279	348	33	-28	102	75	-119	
2003-03-23 22:23:05	2290	167	38	-126	30	60	-65	
2003-03-23 22:20:32	2291	169	35	-126	31	62	-67	
2003-03-23 21:34:41	2292	167	38	-126	30	60	-65	
2008-12-24 03:12:37	3231	145	66	-24	245	68	-154	
1996-06-15 10:20:25	2700	51	56	-68	195	39	-119	
1990-07-11 12:02:45	964	62	90	170	152	80	0	

3.7. Zone "Ardenne Est – Eifel"

Cette zone est située à l'est de la Zone Faillée de Hockai (ZFH), elle est également définie sur base de la profondeur moyenne des séismes qui s'y produisent. Ici, les séismes sont majoritairement localisés entre la surface et maximum 20 km de profondeur.

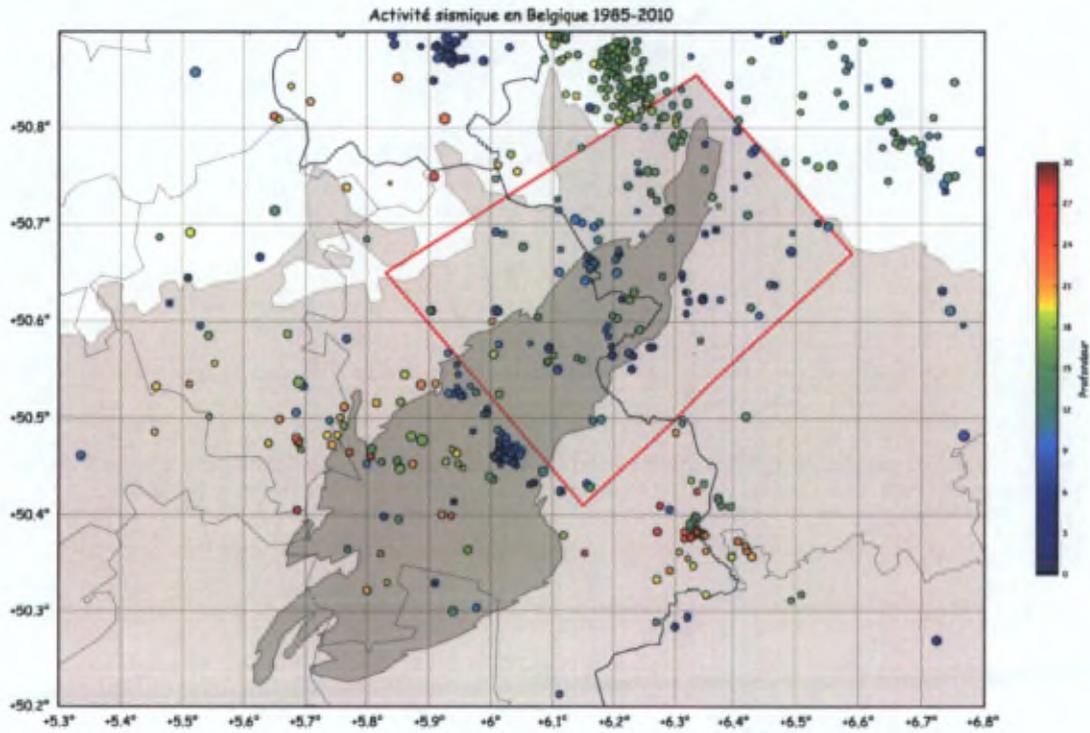


FIGURE 3-37 : ACTIVITÉ SISMIQUE EN BELGIQUE. LE CADRE ROUGE ILLUSTRE LA ZONE "ARDENNE EST - EIFEL". LOCALISATIONS "CATALOGUE".

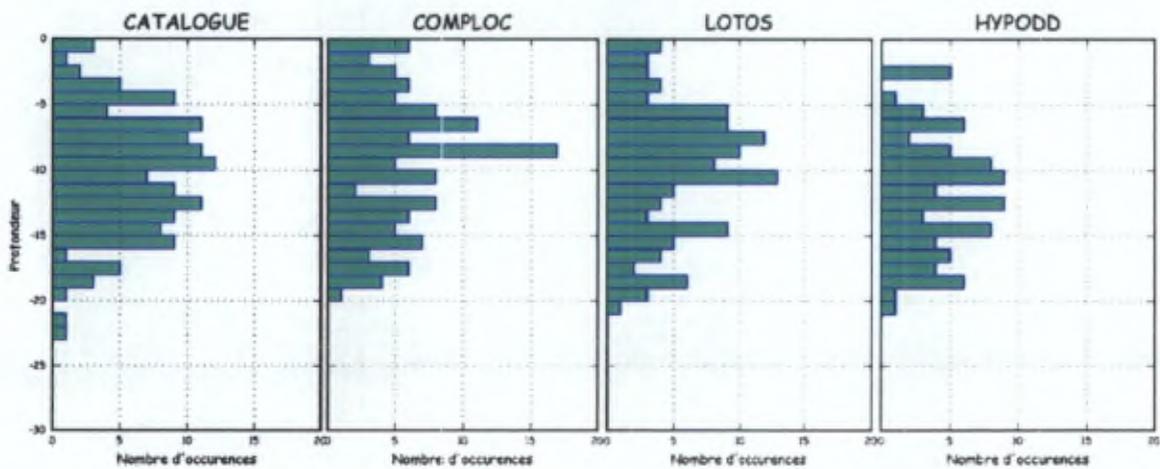


FIGURE 3-38 : DISTRIBUTION EN PROFONDEUR DES SÉISMES SELON LE PROGRAMME DE LOCALISATION. ZONE " ARDENNE EST - EIFEL ".

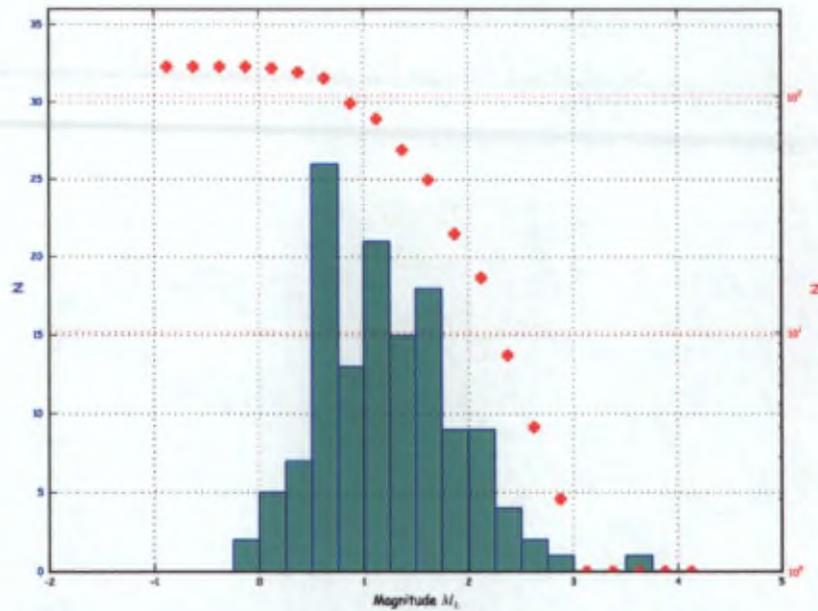
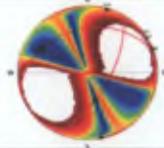
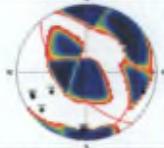
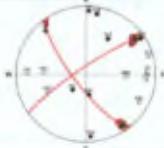


FIGURE 3-39: DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES POUR LA ZONE "ARDENNE EST - EIFEL". ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSE DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).

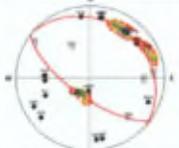
[coupes ???]

3.7.1. MÉCANISMES AU FOYER

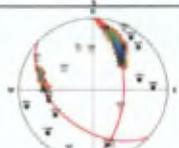
Date	id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme
1997-04-07 06:16:10	1215	168.6	21.6	36	44.5	77.5	107.8	
1997-10-20 12:04:16	1248	160.3	19	-90	340.3	71	-90	
1998-04-06 07:20:20	1265	225.2	86	85.9	91.2	5.7	135.9	
2001-08-31 20:56:38	1561	180	1.6	-106	16	88.4	-89.6	
2004-01-01 21:48:12	1923	169.4	89.7	92	268.6	2	9.2	

2004-01-01 21:10:34	1941	95.4	17.2	-172	357.8	87.6	-73		
2004-01-01 21:39:24	1942	298.7	64.1	-114	164.2	34.8	-50.1		
2004-04-27 23:55:51	1966	266.9	30.2	-56	48.9	65.3	-108.1		
2005-05-20 07:38:42	2192	189.6	52.8	-122	55.6	47.5	-55.1		
2007-07-06 19:08:11	2611	145.3	81.6	-166	53.2	76.2	-8.6		

Jalhay :

Date	id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme	
2006-01-20 05:43:51	2277	126	68	-92	311	21	-86		

Düren - Rhin

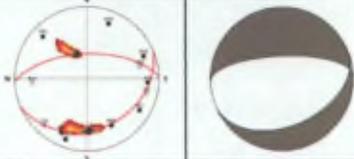
Date	id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme	
2002-03-17 14:46:36	1604	110	67	-95	502	23	-78		
1992-04-20 16:50:11	1033	131	46	-129	1.5	56	-56		
1994-03-09 16:46:45	1083	171	42	-44	297	62	-123		

--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

3.8. Autres zones

[CARTE]

Fechaux

Date	Id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme
2008-07-03 18:41:29	3077	268	61	-80	68	30	-107	

Bois-de-Villers

Date	id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme
1994-10-12 10:34:20	1093	172	88	20	81	70	178	

Bonneville

Date	id	Strike	Dip	Slip	Strike2	Dip2	Slip2	Mécanisme
2004-07-19 01:41:00	1959	296	56	-90	116	34	-90	

3.9. Conclusions du chapitre

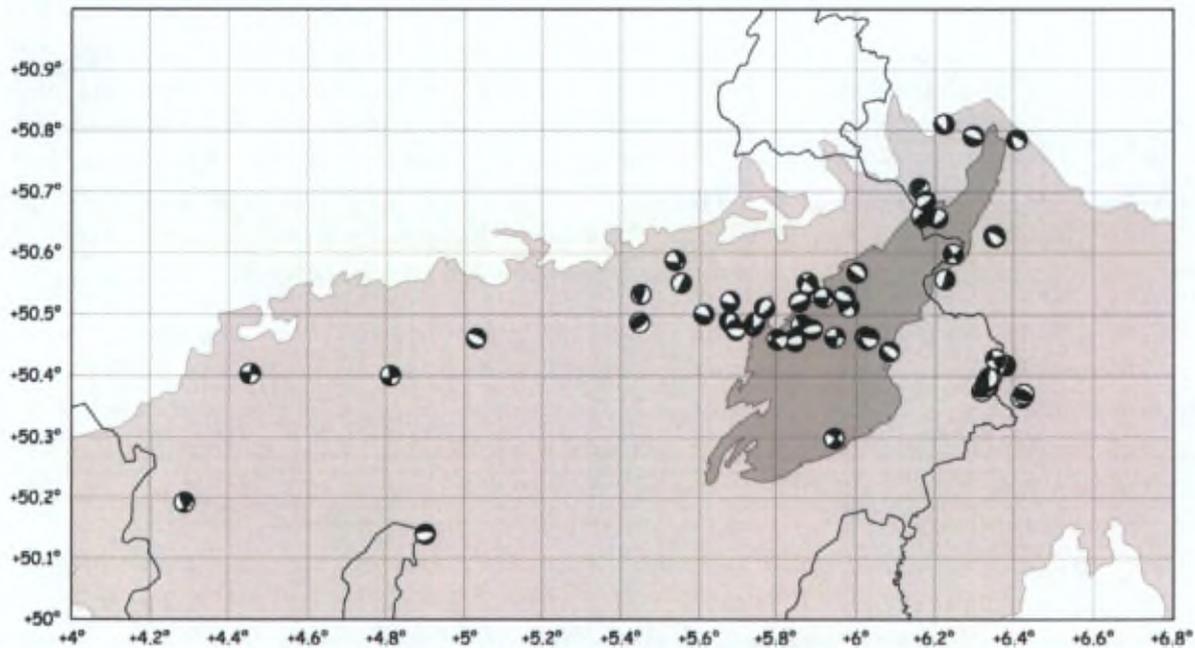


FIGURE 3-40 : MÉCANISMES AU FOYER DES SÉISMES EN ARDENNE, 1985-2010.

L'activité sismique en Ardenne de 1985 à 2010 a été relocalisée en utilisant différentes méthodologies. Les résultats des différents programmes sont cohérents. En particulier, une division en "zones" selon les motifs de profondeur maximale d'occurrence de la sismicité a été pour la première fois mise en évidence.

Les séismes dans le Hainaut sont localisés jusqu'à des profondeurs de 10 km, les mécanismes au foyer de ces événements mettent en évidence des failles décrochantes, dont l'un des plans est en bon accord avec les distributions 3D des séismes. Ces failles ont donc visiblement un mouvement de décrochement dextre le long de failles E-O ou SO-NE.

Très peu de séismes (6) se sont produits dans la Province de Namur en 35 ans, pour deux d'entre eux, le mécanisme au foyer indique un mouvement de faille normale, orientée E-O ou ONO-ESE. Le troisième mécanisme au foyer, le plus proche de la ville de Charleroi, indique un mouvement de décrochement dextre, similaire à celui rencontré dans la région de Charleroi.

Dans la partie orientale de l'Ardenne, les séismes se produisent à des profondeurs très différentes selon 4 zones distinctes. La première zone, la "Zone Faillée de Hockai" est caractérisée par des séismes localisés majoritairement à moins de 9 km de profondeur. Les mécanismes déterminés pour cette zone sont soit des mouvements de décrochements sénestres le long de plans NO-SE (ou dextres selon des plans OSO-ENE) ou en faille normale NO-SE. La corrélation avec la distribution spatiale des séismes de la séquence sismique de 1989-1990 privilégie les plans orientés NO-SE.

Dans la deuxième zone, appelée "Ardenne Ouest", les séismes se sont produit jusqu'à environ 25 km de profondeur. Les mécanismes au foyer montrent principalement des mécanismes en faille normale, selon des plans orientés ouest-est, nord-est – sud-ouest ou nord-ouest – sud-est. Deux séismes ont un mécanisme différent, en faille inverse, le long de plans nord-sud ou sud-ouest – nord-est.

A l'est de la Zone Faillée de Hockai, la zone "Ardenne Est - Eifel", qui s'étend ci-dessus de Jalhay au Rhin, a connu des séismes à des profondeurs inférieures à 20 km. Les mécanismes déterminés pour cette zone ne sont pas tous parfaitement contraints. Parmi les mécanismes bien déterminés, notons un séisme à proximité de Jalhay (en bordure de la Zone Faillée de Hockai) avec un mécanisme (#2277 ci-dessus) en faille normale orientée SE-NO. Dans la région de Düren, trois mécanismes ont été déterminés, tous trois (#1064, 1033 et 1083) mettent en évidence les failles bordières du Rhin, orientées SE-NO. Entre Rötgen et Monschau (pointe dans la frontière là où le massif de Stavelot la croise), deux mécanismes sont bien déterminés, l'un (#2611) en faille décrochante et l'autre (#2192) en faille normale. Les autres mécanismes ne sont pas assez contraints pour en déduire une orientation particulière des plans nodaux, mais par contre, le pendage des plans, subvertical ou subhorizontal, peut être pris en considération.

Enfin, dans la région de Manderfeld, au sud-est de la Province de Liège, des séismes se sont produits à des profondeurs très importantes, jusqu'à près de 30 km de profondeur. En particulier, une petite séquence en 2005 est localisée à 28 km de profondeur. Les mécanismes au foyer peu contraints déterminés pour ces séismes profonds montrent une bonne correspondance avec l'orientation de la structure déterminée en 3D et montre une faille normale orientée N260° avec un pendage de l'ordre de 70°N. Les autres mécanismes de cette zone ne sont pas bien contraints.

- occurrence de séismes ressentis
- Relation avec les séismes historiques

CHAPITRE 4. STRUCTURES GÉOLOGIQUES ET SÉISMES EN ARDENNE

L'analyse de l'activité sismique en Ardenne dans le Chapitre 3 nous montre différents motifs structuraux qui sont mis en évidence par la distribution géographique des séismes et leur profondeur d'occurrence.

Dans ce chapitre, nous nous intéressons aux propriétés géophysiques de la croûte terrestre telles que déterminées par des mesures ponctuelles au sol (gravimétrie, flux de chaleur), aéroportées (magnétisme), par des profils d'investigation profonds (sismique réflexion ou réfraction) ou des études sismologiques (réflexions d'ondes de volume sur le Moho). Nous présentons, pour chaque méthode, une tentative de corrélation entre la propriété mesurée et les motifs de sismicité.

Nous étudions ensuite les corrélations entre ces propriétés. Enfin, nous concluons en précisant la structure de la croûte et des ensembles structuraux liés à ces séismes, dans le but de mieux contraindre les modèles séismotectoniques qui seront à la base des futures études d'aléa et de risque sismique en Ardenne.

4.1. Observations géodésiques et géophysiques

4.1.1. ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES

Récemment, Michel Everaerts montrait dans sa thèse (Everaerts 2000) que l'analyse des cartes d'anomalie gravimétriques et magnétiques peut permettre d'identifier et de caractériser les grandes unités structurales en Belgique et dans les régions limitrophes. Il s'est principalement concentré sur le Massif du Brabant et l'Artois-Boulonnais. Il nomme improprement "Ardenne" tout ce qui est au sud et sud-ouest du Massif du Brabant.

Des cartes d'anomalie de Bouguer et d'anomalie à l'Air Libre ont été dessinées sur base de données acquises lors de missions au sol.

Etant donné que l'anomalie de Bouguer dans l'Ardenne a des valeurs majoritairement inférieures à zéro, nous reproduisons une carte d'anomalie de Bouguer, avec une dynamique de couleur blanc-noir s'étalant du minimum à zéro. Nous surimposons également un contour bleu à rouge pour souligner les contrastes.

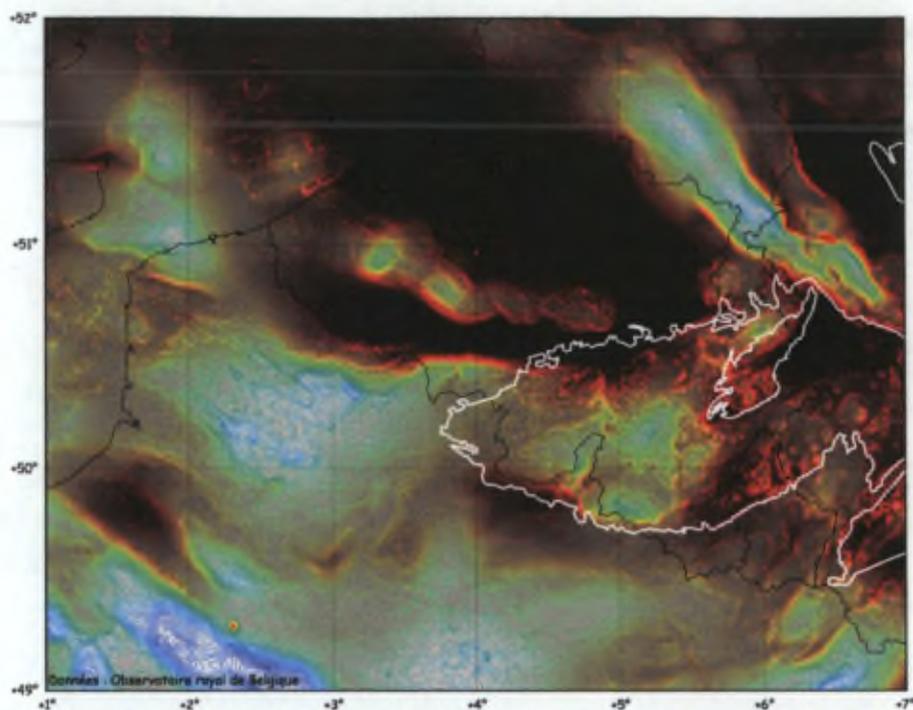


FIGURE 4-1 : ANOMALIE DE BOUGUER EN BELGIQUE ET RÉGIONS LIMITOPHES. LES COULEURS CLAIRES SONT DES VALEURS NÉGATIVES (BLANC=MINIMUM) ET FONCÉES SONT PROCHES DE ZÉRO (NOIR = ZÉRO), UN CONTOUR BLEU À ROUGE EST SURPIMPOSÉ POUR RENFORCER LES CONTRASTES. LE BOUCLIER RHÉNAN ET LE MASSIF DE STAVELOT SONT DESSINÉS EN BLANC.

Nous pouvons également traiter, à l'instar d'Everaerts, l'anomalie de Bouguer en extrayant son gradient vertical. Plus le gradient est grand, plus la limite entre deux structures est nette.

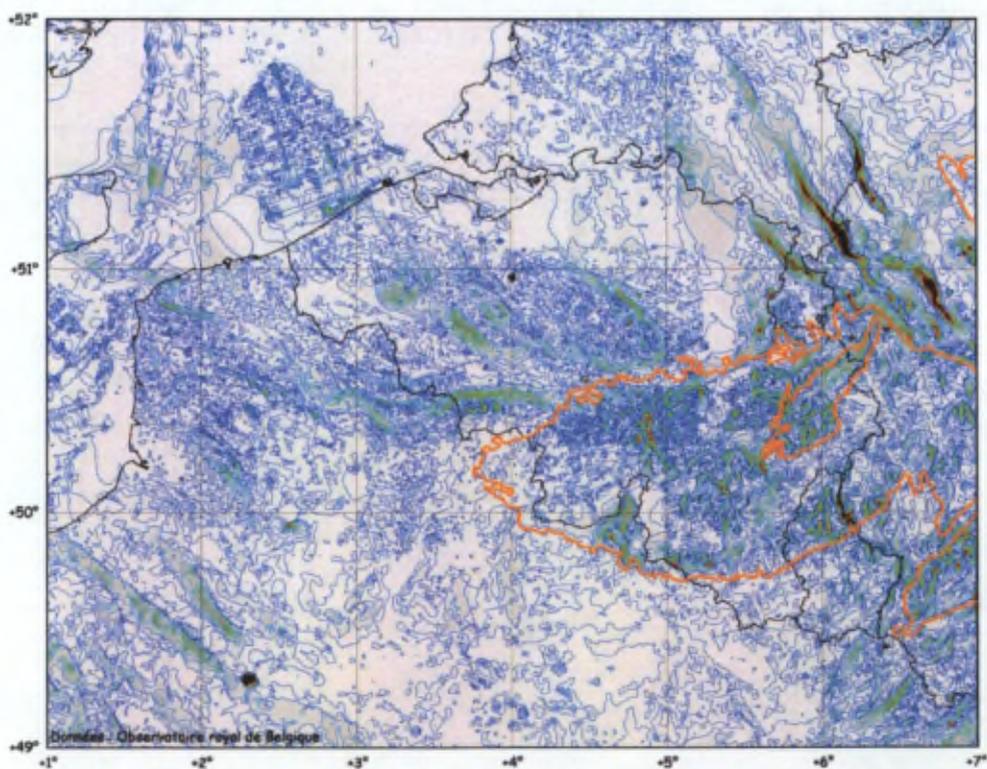


FIGURE 4-2 : GRADIENT VERTICAL DE L'ANOMALIE DE BOUGUER. LE BOUCLIER RHÉNAN ET LE MASSIF DE STAVELOT SONT DESSINÉS EN ORANGE.

La carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer (Figure 4-2) illustre également très nettement les grandes unités structurales régionales. D'Ouest en Est, on remarque d'abord les traits nets des failles en échelon partant du Pas de Calais et décalant vers le sud (51°N , 1.8°E), la très nette mise en évidence de la faille du Bray (50°N , 1.5°E), orientée NO-SE. Le nord du Bassin de Mons (50.5°N , 3.7°E) est marqué par une limite ouest-est nette. Au nord, le Massif du Brabant est caractérisé par des gradients nets, NO-SE. A l'extérieur du Bouclier Rhénan (en orange sur la Figure 4-2), les gradients les plus forts dans nos régions sont rencontrés au niveau des failles du Graben du Rhin Inférieur.

Même si l'on considère l'Ardenne (Figure 4-3) comme la partie occidentale du Bouclier Rhénan, force est de constater qu'elle est loin d'être homogène structuralement. La région de Charleroi, dans ce que nous avons appelé la "Partie ardennaise du Hainaut", est dans une zone où les gradients de l'anomalie de Bouguer sont faibles et tendent à s'aligner de manière Est-Ouest pour la partie Nord (50.4°N), alors qu'aucun gradient net n'est visible pour la région des Lacs de l'Eau d'Heure (50.2°N).

A plus petite échelle, on voit des gradients importants et très nets dans tout l'est et sud-est de la Belgique, dans tout le territoire délimité par la Meuse au nord et à l'ouest, par la Lorraine belge au sud et par la frontière allemande à l'est. Ce que n'est pas le cas dans la région de Manderfeld où les gradients sont faibles et orientés globalement SO-NE.

Il est également à noter qu'un fort gradient est visible sur la carte, vers 4.9°E , il correspond à la Meuse. Il est dès lors probable que la correction de ne soit pas suffisante et que la topographie joue ici encore un rôle important.

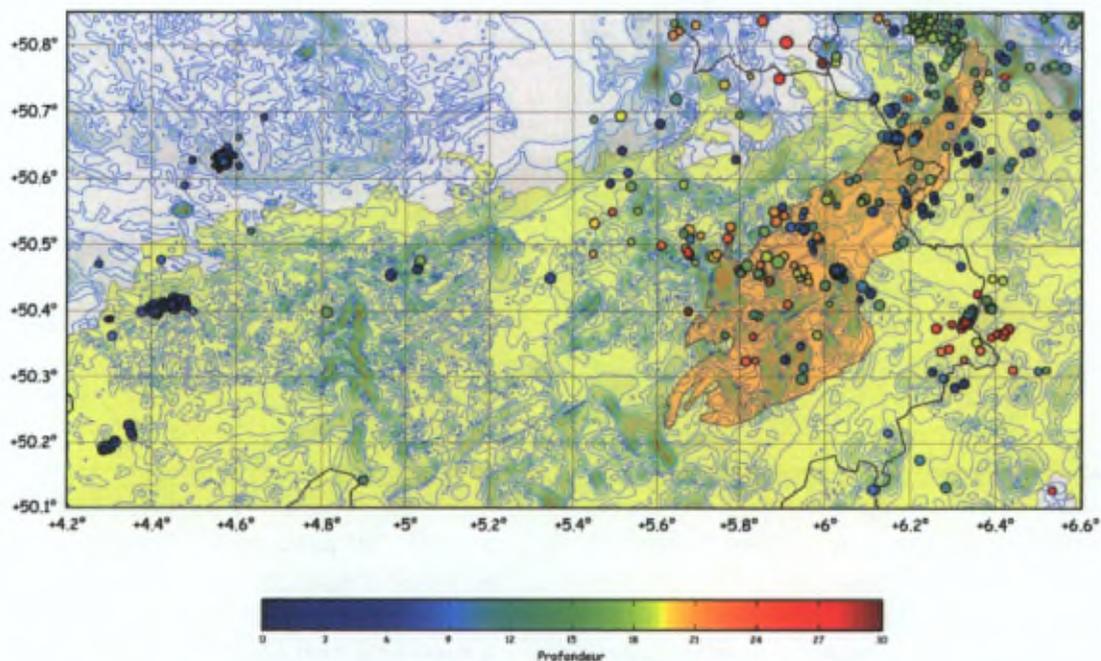


FIGURE 4-3 : GRADIENT VERTICAL DE L'ANOMALIE DE BOUGUER, ZOOM SUR LE NORD DE L'ARDENNE. LA SISMICITÉ 1985-2010 EST REPRÉSENTÉE, DE MÊME QUE LE BOUCLIER RHÉNAN (JAUNE) ET LE MASSIF DE STAVELOT (ORANGE).

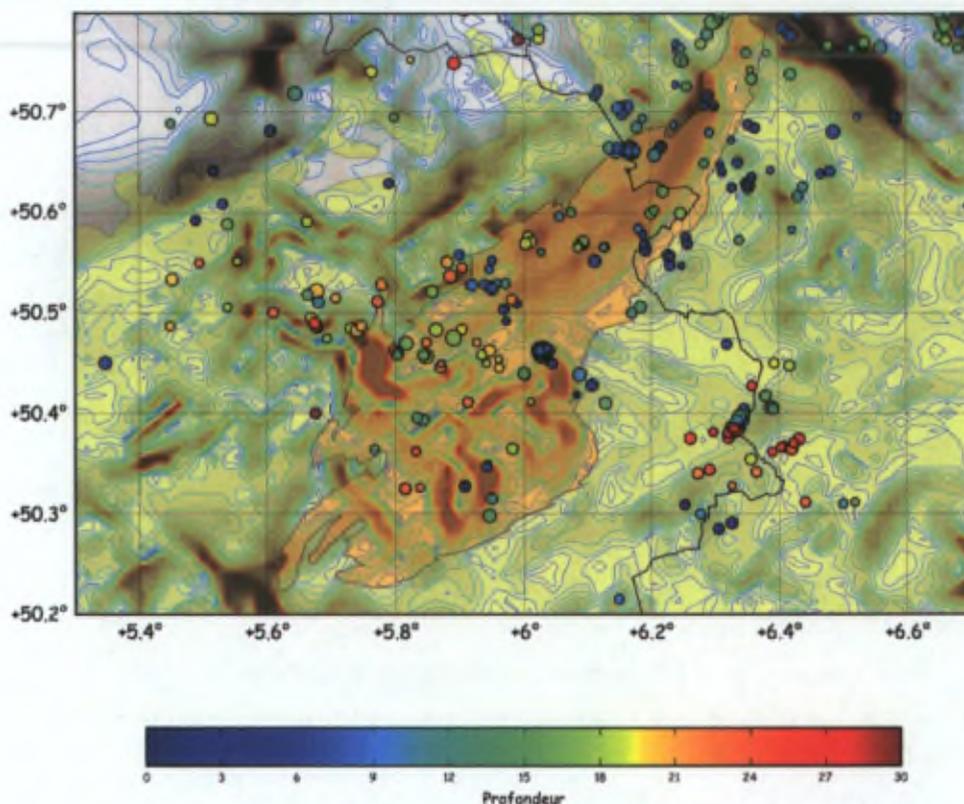


FIGURE 4-4 : GRADIENT DE L'ANOMALIE DE BOUGUER ET SUPERPOSITION DE LA SISMICITÉ 1985-2010

Le gradient de l'anomalie de Bouguer pour l'ouest de l'Ardenne est illustré sur la Figure 4-4. Le cœur du Massif de Stavelot (centre de la carte) est composé de gradients plus importants que les bords, à l'exception de l'extrême nord-est ou une structure étirée parallèlement au Graben du Rhin (NO-SE) est déjà visible. La sismicité instrumentale (1985-2010) est également présentée sur cette figure. La séquence des Hautes-Fagnes de 1989-1990 est située au centre de la carte, c'est le petit groupe de séismes bleus (6 à 8 km de profondeur). Un peu plus à l'est de cet essaim, le gradient semble étiré majoritairement selon un axe SO-NE, jusqu'au-delà de la frontière allemande, entre Rötgen et Simmerath. Ces orientations SO-NE sont concordantes avec celles connues pour le front de déformation Varisque dans la région et s'alignent d'ailleurs remarquablement bien avec la terminaison orientale du Massif de Stavelot (en orange sur la Figure 4-4). Dans le centre de la carte, les gradients les plus importants peuvent être visuellement reliés par des segments de droite orthogonaux, SE-NO et NO-SE. Ces derniers sont probablement liés au front Varisque. Le plus important correspondant au Graben de Malmedy (voir Figure 4-5). Les autres sont très intéressants pour nous. En effet, dans la région, cette orientation ne correspond à aucune limite stratigraphique, mais plutôt à des structures identifiées sur photos satellites et aériennes [CITER]. La Zone Faillée de Hockai, dans laquelle s'est produite la séquence de séismes 1989-1990 (groupements de points bleus vers 6° de longitude sur la Figure 4-4), marque une limite orientée SE-NW entre une zone de gradients intermédiaires, relativement alignés et homogènes au NE et une zone avec un assemblage de gradients forts et distribués au SO.

Ces gradients forts sont peut-être la conséquence d'une sur- ou sous-évaluation de la correction de terrain à apporter aux mesures de gravimétrie. En effet, ils correspondent à des zones où les rivières ardennaises sont fortement incisées. L'assemblage met donc également en évidence une différence importante entre les régions au SO et au NE de la Zone Faillée de Hockai, où les

rivières sont fortement incisées d'un côté (SO) et de l'autre où l'on trouve une masse rocheuse surélevée relativement homogène. Par exemple, l'alternance "gradient fort – faible – fort" à 50.3°N - 5.9°E correspond \pm au cours de l'Amblève.

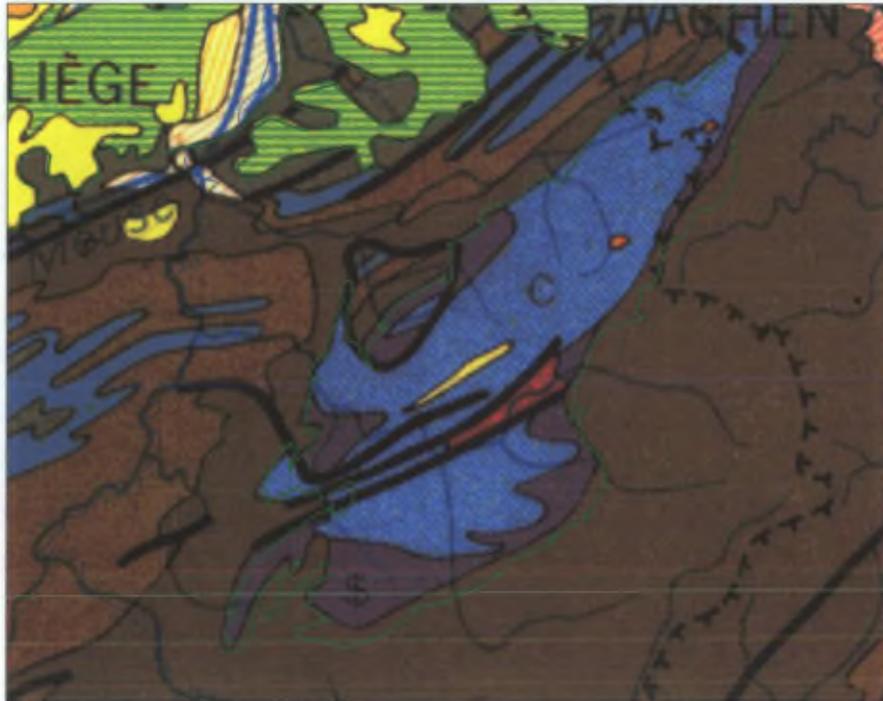


FIGURE 4-5 : CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF DE STAVELOT (SOURCE= DE BÉHUNE ET BOUCKAERT 1968?) ET CONTOUR DU MASSIF, SELON GEUKENS (1999).

4.1.2. ANOMALIES MAGNÉTIQUES

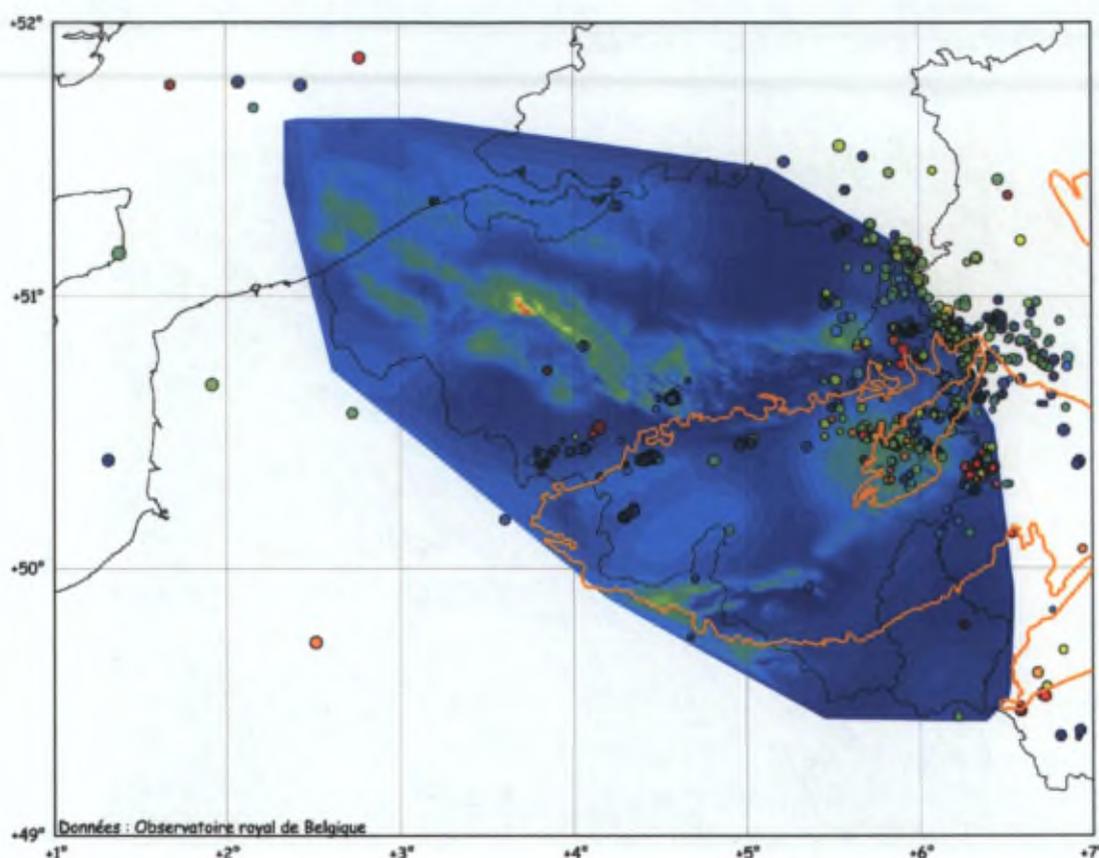


FIGURE 4-6 : ANOMALIE MAGNÉTIQUE "REDUCED TO THE POLE".

La carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle a été dessinée sur base de données acquises lors de missions aéroportées (Everaerts 2000). L'anomalie est liée à la présence en plus ou moins grande quantité de minéraux magnétiques dans la partie supérieure de la croûte. Les grandes entités géologiques régionales sont visibles sur la Figure 4-6. Everaerts y distingue trois zones : "le Massif du Brabant, les Ardennes et le Nord de la France". Il note que "la partie ardennaise montre des anomalies courte longueur d'onde coïncidant avec les parties Sud des Massifs de Rocroi et de Stavelot. Sous les anomalies de courtes longueurs d'ondes du Massif de Stavelot, on peut remarquer une anomalie de très grande longueur d'onde qui semble être associée à une autre anomalie plus à l'Ouest de celle-ci, mais de moindre amplitude". Ces deux noyaux d'anomalies ont été interprétés comme des blocs Précambriens qui auraient été déplacés l'un par rapport à l'autre par une hypothétique faille NO-SE "Anvers-Saint-Hubert" (Paproth, Dreesen, et Thorez 1986).

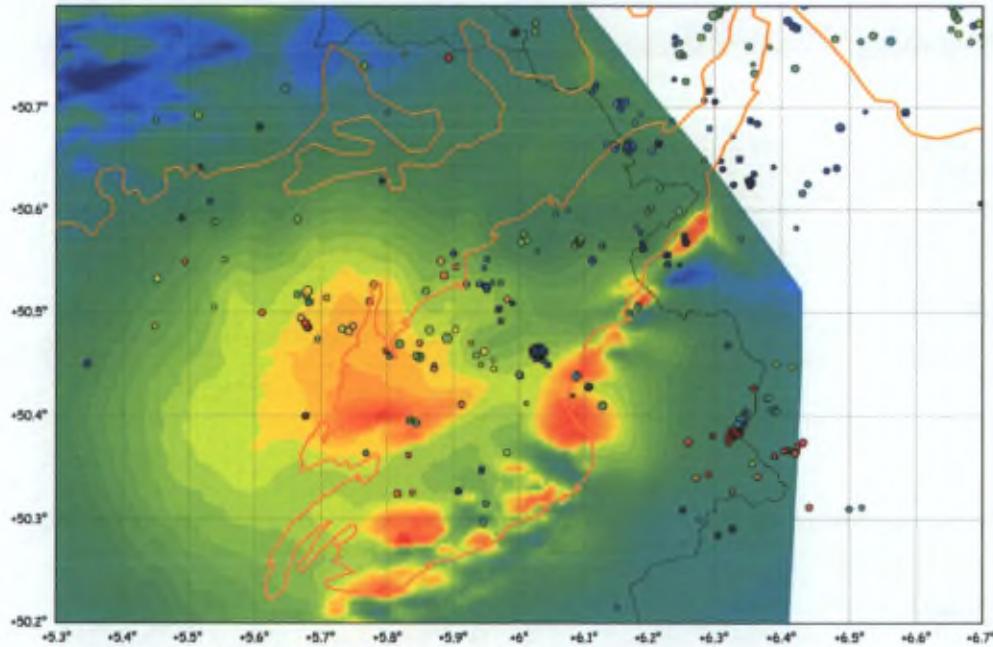


FIGURE 4-7 : ANOMALIE MAGNÉTIQUE "REDUCED TO THE POLE", DÉTAIL SUR LE MASSIF DE STAVELOT (ORANGE).

Le Massif de Stavelot est localisé à cheval sur le noyau oriental d'anomalie magnétique (Figure 4-7). Des anomalies de plus petites dimensions sont visibles au sud-ouest et le long de toute la bordure sud du Massif.

4.1.3. PROFILS DE SÉISMIQUE RÉFLEXION

De grands profils de sismique réflexion ont été effectués entre 1986 et 1987 (Dekorp Research Group 1990). Le profil DEKORP 1A (Figure 4-8) a été réalisé selon une orientation NW-SE à travers l'Ardenne et le Massif de Stavelot, à environ 15 km à l'est de la zone faillée de Hockai, puis en direction de l'Eifel (en vert sur la Figure 4-9). Ce profil est idéalisé par un segment de droite (tireté vert sur la Figure 4-9) et l'activité sismique localisée à proximité est projetée sur le profil rectiligne. Deux coupes sont représentées, l'une pour l'activité sismique au nord-est du profil, l'autre pour l'activité au sud-ouest (Figure 4-10 et Figure 4-11).

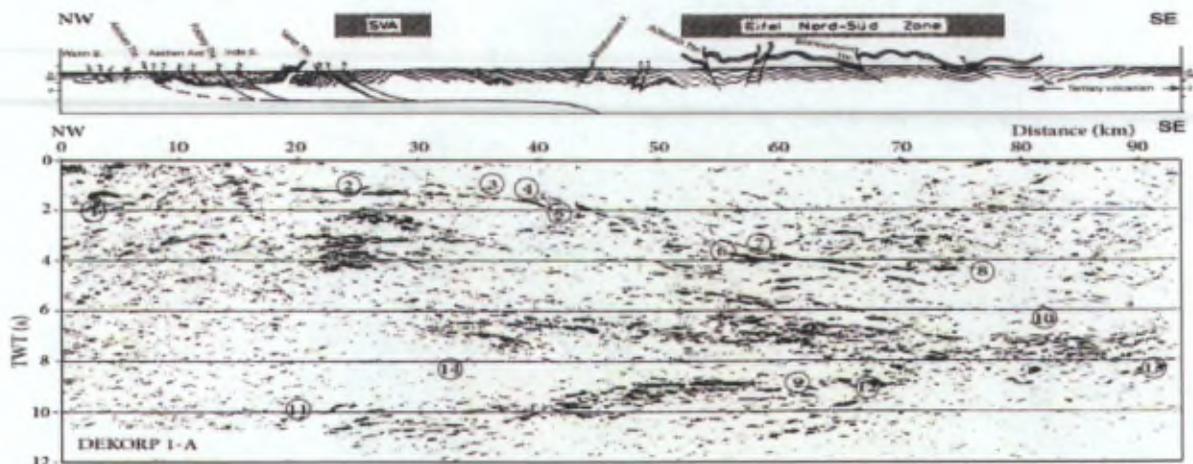


FIGURE 4-8 : PROFIL DEKORP1A SOUS UNE COUPE GÉOLOGIQUE (DEKORP RESEARCH GROUP 1991). SVA : STAVELOT -VENN ANTICLINE. NUMÉROTATION DES ÉLÉMENTS DE SICHIEIN (2009).

De l'extrémité nord vers le sud, le profil DEKORP1A montre (pro parte Sichien 2009) :

1. Peu de réflecteurs à l'exception d'un seul bien net, probablement lié à la superposition du Dévonien/Carbonifère sur le Massif du Brabant.
2. Un réflecteur net à pendage sud est, qu'il est possible de suivre jusqu'en 3 à pente constante, il s'agit probablement du chevauchement de la faille du Midi.
3. Marque la fin du pendage faible du réflecteur.
4. Passage à une pente plus raide pour la faille du Midi, le réflecteur est moins net et plusieurs réflecteurs sont présents.
5. Entre 5 et 6 il est possible d'imaginer l'allure que prend la faille du Midi en reliant les petits réflecteurs discontinus.
6. A partir de ce point, le réflecteur associé à la faille du Midi est net, à pendage un peu plus faible qu'au nord-ouest.
7. Un réflecteur subparallèle à celui en 6, probablement analogue à l'observation des multiples réflecteurs visibles en 4.
8. A partir de ce point, les réflecteurs nets ne sont plus présents. Seuls quelques traits discontinus pourraient être reliés pour former la prolongation de la faille du Midi.
9. Les réflexions associées avec le Moho sont presque horizontales sous la Zone Eifel Nord Sud.
10. Peu de réflecteurs nets sont visibles. Sichien (2009) dit que le Moho et la faille du Midi se rencontrent dans cette zone.
11. Les réflecteurs associés au Moho ont un faible pendage vers le nord est sous le nord du Massif de Stavelot, puis remontent jusqu'au point 9 et en
12. Ils deviennent moins nets mais à une profondeur similaire au celle au point 9, puis continue à remonter doucement jusqu'en 13.
13. A l'extrémité sud est du profil, les réflecteurs associés au Moho semblent réapparaître un peu plus nettement.
14. Sous le Massif de Stavelot, une zone en forme de coin située immédiatement au dessus du Moho ne présente aucun réflecteur net.

La correspondance entre les temps de parcours (TWT : two way travel time : temps aller-retour) est de l'ordre de 1s TWT = 3 km de profondeur, en considérant une vitesse de propagation des ondes de l'ordre de 6 km s⁻¹.

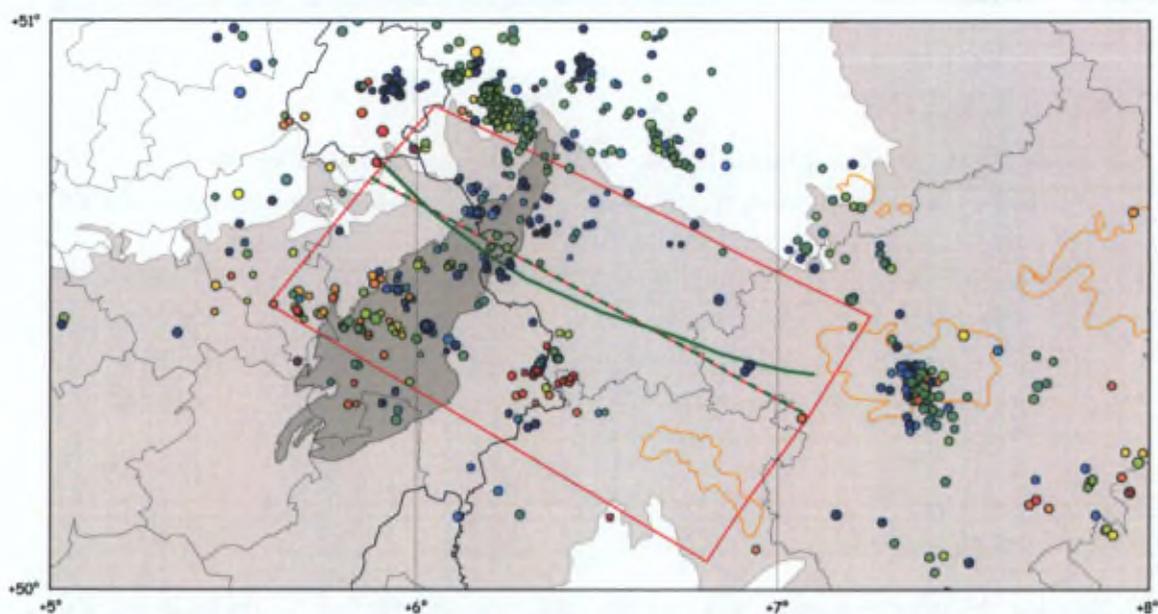


FIGURE 4-9 : PROFIL DEKORP1A (VERT), IDÉALISÉ PAR UN SEGMENT DE DROITE (TIRETS VERTS). L'ACTIVITÉ SISMIQUE PRÉSENTE DANS LES DEUX CADRES ROUGES SERA PROJETÉE SUR LE SEGMENT. LES SÉISMES SONT COLORÉS EN FONCTION DE LA PROFONDEUR DU FOYER (BLEU=0 KM, ROUGE=30 KM) ET LEUR DIMENSION EST LIÉE À LEUR MAGNITUDE.

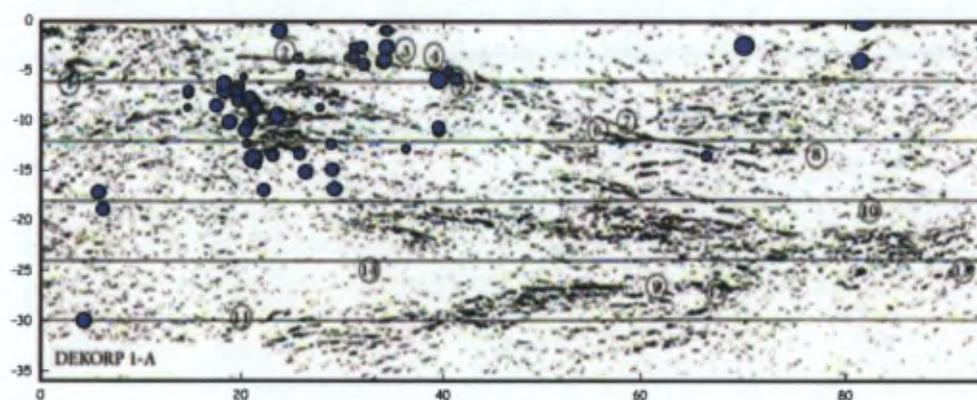


FIGURE 4-10 : COUPE EN PROFONDEUR DE L'ACTIVITÉ SISMIQUE (CADRE NORD-EST DE LA FIGURE 4-9) PROJETÉE SUR LE PROFIL DEKORP1A. LA DIMENSION DES SÉISMES EST FONCTION DE LEUR MAGNITUDE. RELOCALISATIONS COMPLIC.

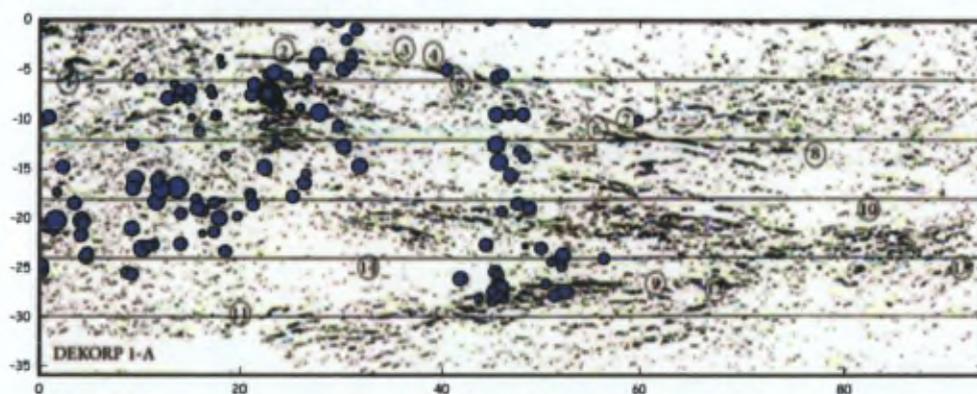


FIGURE 4-11 : COUPE EN PROFONDEUR DE L'ACTIVITÉ SISMIQUE (CADRE SUD-OUEST DE LA FIGURE 4-9) PROJETÉE SUR LE PROFIL DEKORP1A. LA DIMENSION DES SÉISMES EST FONCTION DE LEUR MAGNITUDE. RELOCALISATIONS COMPLIC.

Les projections effectuées sont des projections perpendiculaires au profil moyen dessiné en tirets verts sur la Figure 4-9.

4.1.3.1. COUPE "NORD-EST"

Cette coupe met en évidence :

- Un petit nombre de séismes se sont produits dans les premiers 15 km du profil.
- Les séismes localisés dans la région de Rötgen se produisent vers 6 km de profondeur, soit nettement en dessous du réflecteur interprété correspondant à la faille du Midi (~3 km).
- Quelques séismes ont eu lieu au dessus du réflecteur de la faille du Midi (entre le km 30 et 40), toujours au dessus de 7 km.
- Un seul séisme s'est produit entre les points 11, 14, 6, 7, 8, 10, 13 et 12.
- A proximité de l'extrémité du profil, trois séismes sont localisés à moins de 5 km de profondeur, dans une zone sans réflecteurs nets.

4.1.3.2. COUPE "SUD-OUEST"

Cette coupe met en évidence :

- Un grand nombre de séismes se sont produits dans les premiers 15 km du profil, sous 7 km de profondeur.
- Les séismes de la Zone Faillée de Hockai sont localisés au dessus d'un réflecteur vers 9 km de profondeur. Ce réflecteur est relativement faible au nord de la ZFH (environ au km 18) mais devient très important entre les km 20 et 30.
- Quelques séismes profonds dans le massif de Stavelot sont projetés dans la zone sans réflecteurs forts entre les km 20 et 30.
- Aucun séisme n'est projeté dans la zone des points 11 et 14. Le gap est même continu jusqu'à la surface entre les points 14, 3 et 4.
- Les séismes de la région de Manderfeld sont projetés sous le réflecteur de la faille du Midi et au dessus des très forts réflecteurs vers 30 km de profondeur.
- Vers le km 60, deux séismes sont localisés à proximité des réflecteurs à proximité du point 7.

Faille du midi - décrire

4.1.4. PROFILS DE SÉISMIQUE RÉFRACTION

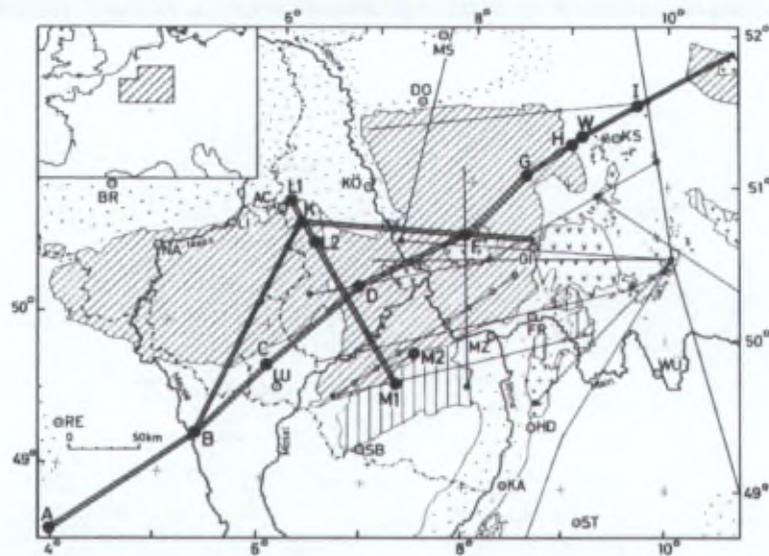


FIGURE 4-12 : SITUATION DES PROFILS DE SISMIQUE RÉFRACTION À TRAVERS LE BOULIER RHÉNAN. LE PROFIL DE SISMIQUE RÉFLEXION DEKORP1A (D1A) RECOUPE LA ZONE EIFEL NORD-SUD (ENSZ). LES PROFILS DE SISMIQUE RÉFRACTION RELIENT LES POINS B-K, L1-M ET K-F. FIGURE DE MECHIE ET AL (1983).

Des profils de sismique réfraction ont été réalisés à travers la partie occidentale du Bouclier Rhénan, dont deux à travers le massif de Stavelot (Figure 4-12) (Mechie, C Prodehl, et K Fuchs 1983). Les coupes en profondeur de la vitesse de propagation des ondes sismiques montrent des variations intéressantes tant en bordure que sous le Bouclier (Figure 4-13).

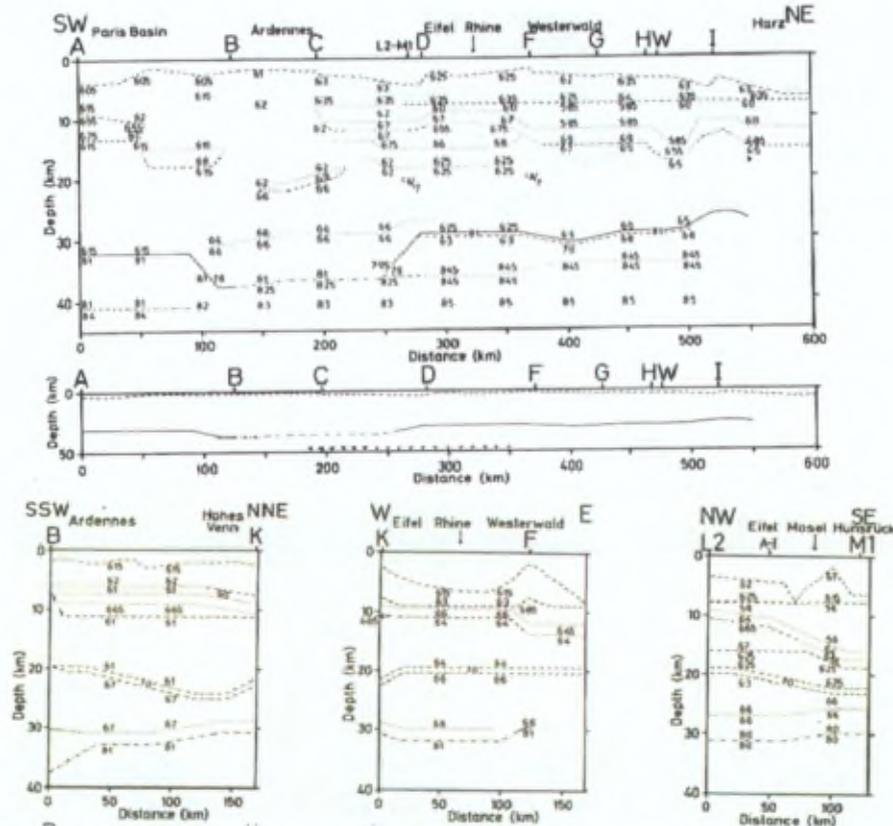


FIGURE 4-13 : PROFILS EN VITESSE ISSUS D'EXPÉRIENCES DE SÉISMIQUE RÉFRACTION (LOCALISATION SUR LA FIGURE PRÉCÉDENTE). FIGURE DE MECHIE ET AL, 1983.

Des expériences de vibroseis ont été réalisées en parallèle au profil DEKORP1A. Le résultat donne une image de la croûte terrestre en vitesse (Flueh, Klaeschen, et Rolf Meissner 1990). L'image (Figure 4-14) obtenue est complète pour la moitié sud-est du profil DEKORP1A, alors que seules les vitesses des 5 à 8 premiers kilomètres sont résolues pour le tiers nord-ouest.

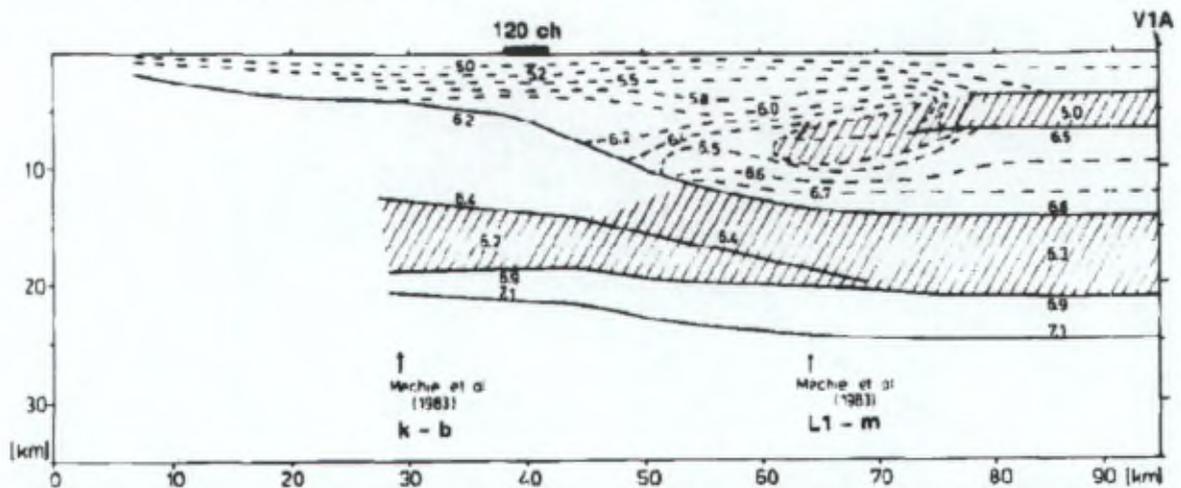


FIGURE 4-14 : MODÈLE DE VITESSE POUR LE PROFIL DEKORP1A. LES DISCONTINUITÉS DE VITESSE DE PREMIER ORDRE (LIGNES PLEINES) ET LES ISOCOURBES DE VITESSE (TIRETS) SONT REPRÉSENTÉES. LES ZONES DE VITESSE PLUS LENTE SONT HACHURÉES. LES VITESSES SONT MENTIONNÉES EN KM S⁻¹. FIGURE DE FLUEH ET AL 1990.

La structure géologique mise en évidence est interprétée comme une nappe glissant sur une autre structure plus rigide. De cette manière, le premier doublet "haute vitesse-basse vitesse" correspondrait à une nappe charriée sur la seconde, correspondant au second doublet "haute vitesse-basse vitesse". Les auteurs interprètent l'interface dans le second doublet comme le "Front de Déformation Varisque Nord". Les auteurs déclarent aussi que les réflecteurs associés au Moho ne sont pas suffisamment nets que pour déterminer sa profondeur précisément. Au contraire, ils expliquent que la transition de la croûte au manteau doit se faire progressivement

4.1.5. TOPOGRAPHIE DU MOHO

L'étude des ondes réfléchies sur le Moho (Sichien 2009) montre une variation de sa profondeur sous l'Ardenne (Figure 4-15). En regardant la détermination sur base des PmP, d'ouest en est, on passe de 31.5 ± 1.5 à 33.0 ± 1.4 . La différence entre les deux domaines est comprise dans les barres d'erreur. Cette observation est faite sur 3 paires ~ 31.5 – ~ 33.0 pour les PmP et 2 paires pour les SmS. La profondeur du Moho sous la zone du volcanisme de l'Eifel est moins profonde, à 27.5-29.5 km. Au sud-est du Luxembourg, on remarque le passage net de 30.4 à 37.4 km.

[parler de l'article "ondulations" ?]

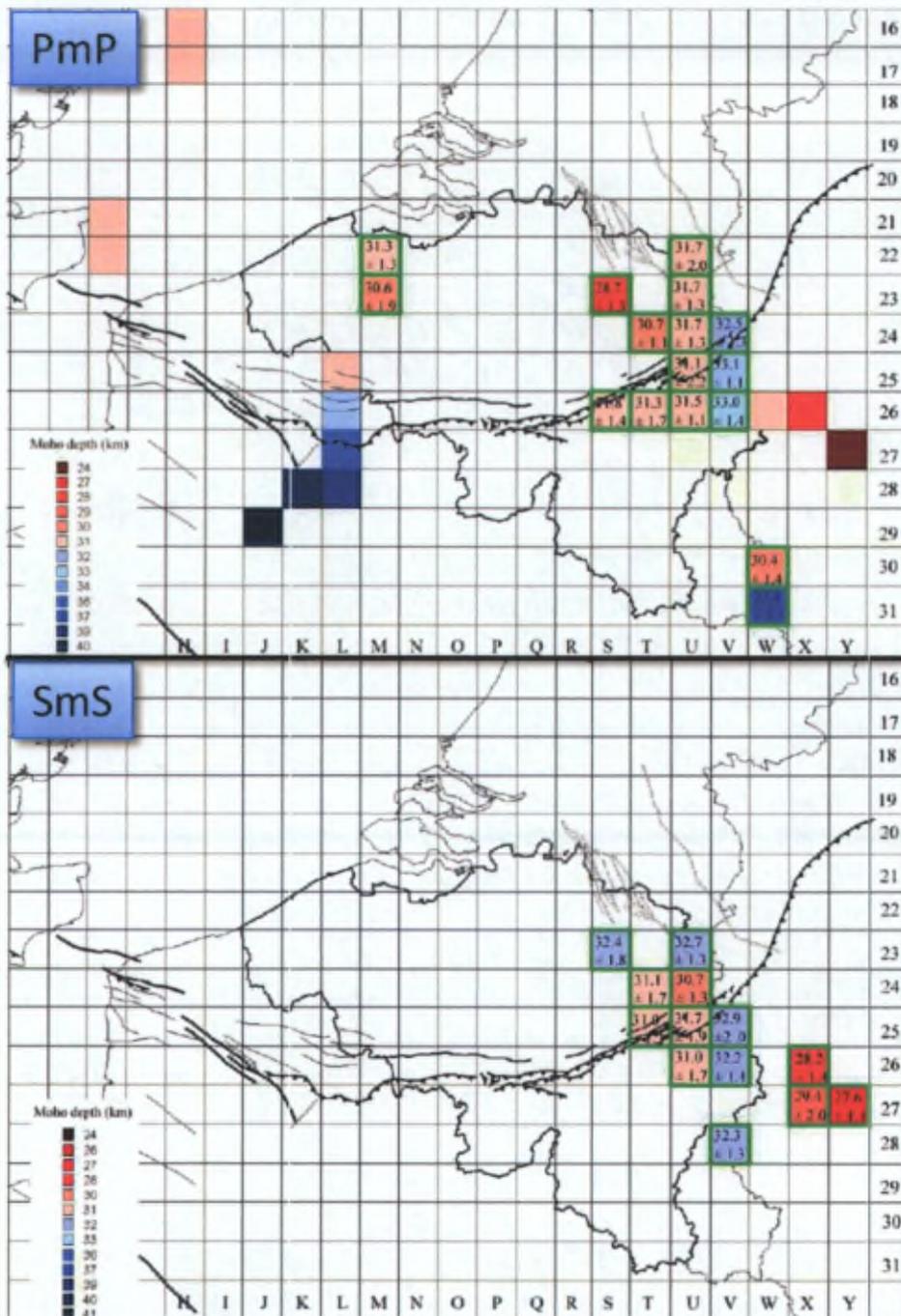


FIGURE 4-15 : PROFONDEUR DU MOHO DÉTERMINÉ PAR ÉTUDE DES ONDES PMP ET SMS (CARRÉS VERTS) ET PAR L'ANALYSE DES PROFILS DE SISMIQUE RÉFLEXION DEKORP, ECORS ET BIRPS. FIGURE D'APRÈS SICHIEU (2009).

4.1.6. CARTE DU FLUX DE CHALEUR ISSU DE LA CROÛTE

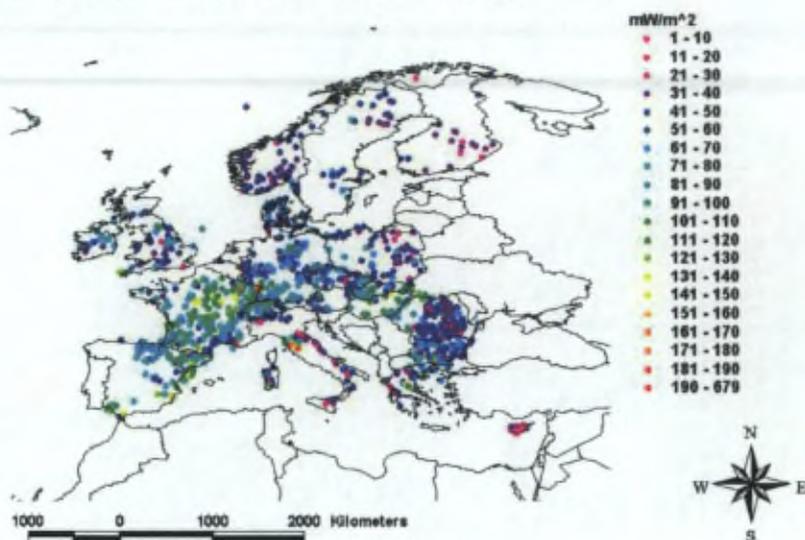


FIGURE 4-16 : FLUX DE CHALEUR EN EUROPE ([HTTP://WWW.HEATFLOW.UND.EDU/EUROPE.JPG](http://www.heatflow.und.edu/europe.jpg))

Aucune donnée de flux de chaleur en Belgique n'a été intégrée dans les études globales du flux thermique. Les valeurs communiquées pour la Belgique et d'ailleurs utilisées par différents auteurs pour contraindre leur modèle de croûte terrestre ne sont donc basées que sur des interpolations entre les données allemandes, françaises et anglaises. Une autre approche a récemment été présentée : une corrélation entre lithologie et flux de chaleur pour compléter les endroits où les données manquent (J. H. Davies et D. R. Davies 2010). Le Bouclier Rhénan se voit classé dans une gamme de 45-55 mW/m^2 , à l'exception du Massif de Stavelot et d'une bande allongée dans l'ouest (65-75 mW/m^2).

Il semble impossible de prédire les valeurs du flux de chaleur en Belgique sans mesures à la surface. L'interpolation linéaire des valeurs de pays limitrophes négligerait alors l'hypothèse du flux majoritairement dépendant de la géologie visible en surface (J. H. Davies et D. R. Davies 2010). A contrario, cette hypothèse induirait des variations locales importantes, peut-être à un niveau de détail trop important.

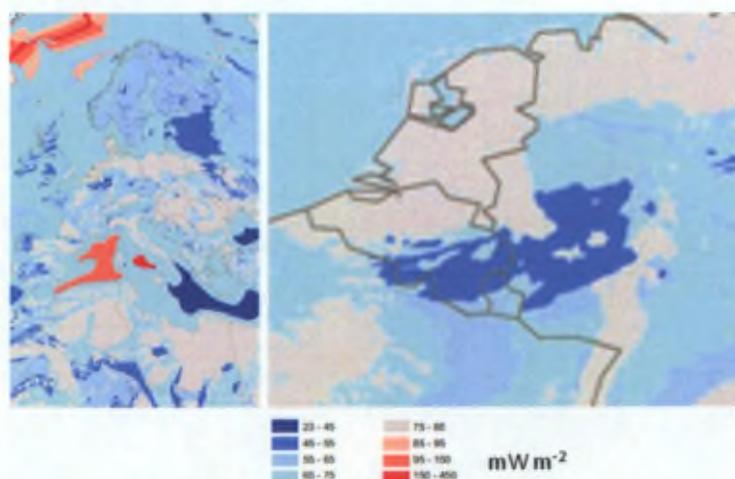


FIGURE 4-17 : GAMMES DE FLUX DE CHALEUR SUR BASE DES LITHOLOGIES POUR L'EUROPE ; ZOOM SUR LE BOUCLIER RHÉNAN. FIGURE REDESSINÉE SUR BASE DE DAVIES ET DAVIES, 2010.

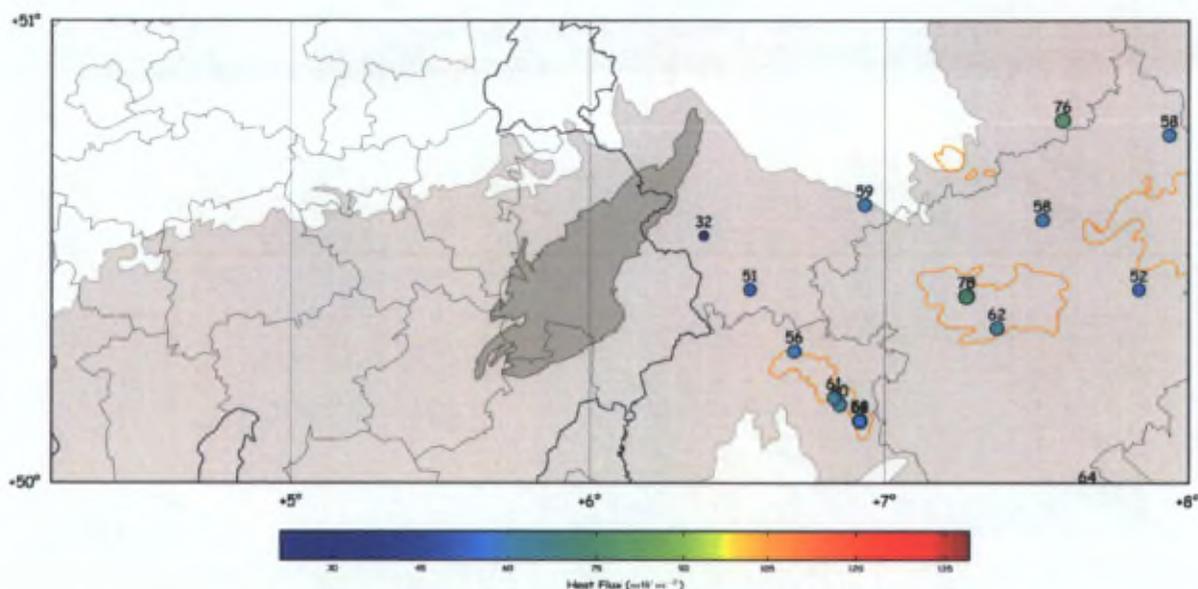


FIGURE 4-18 : DONNÉES DE FLUX DE CHALEUR DANS LA CROÛTE DISPONIBLES DANS LA BASE DE DONNÉES "WORLD HEAT FLOW".

La carte des données disponibles dans la base de données <http://www.heatflow.und.edu> montre une grande variation à proximité immédiate des frontières belgo-allemandes (Figure 4-18). Le point le plus proche du Massif de Stavelot est à 32 mWm^{-2} alors que quelques kilomètres au sud vers les zones volcaniques de l'Eifel, des valeurs de 51, puis 56 et 61 mWm^{-2} sont atteintes. A l'est, des valeurs plus hautes encore sont présentes avec plus de 70 mWm^{-2} .

Le long du profil DEKORP1A, le flux de chaleur semble donc croissant d'ouest en est. Le nombre de points de données n'est pas suffisant pour être catégorique sur la cause de ces variations. La proximité croissante avec la zone volcanique de l'Eifel est une hypothèse relativement simple qui pourrait les expliquer. Il serait intéressant d'étudier, avec plus de points, l'influence de l'épaississement de la croûte liée à l'orogénèse Varisque et à une éventuelle déstabilisation du Moho sur des variations de flux de chaleur dans la croûte.

4.2. Corrélation entre les données géophysiques

Nous proposons aussi de comparer les coupes (Figure 4-13) de vitesses de propagation des ondes sismiques le long des profils de sismique réfraction (Mechie, C Prodehl, et K Fuchs 1983) et les données d'anomalies gravimétrique et magnétiques (Figure 4-1 et Figure 4-6). La Figure 4-19 redessine les profils de sismique réfraction sur base des données fournies dans les rapports d'époque (Mechie et al. 1982) et les profils DEKORP1A-B et les superpose à des fonds de carte correspondants aux anomalies de Bouguer ou magnétique réduite au pôle. Les profils étant géo-référencés, les coupes en vitesse (Figure 4-13) peuvent être comparées (Figure 4-20).

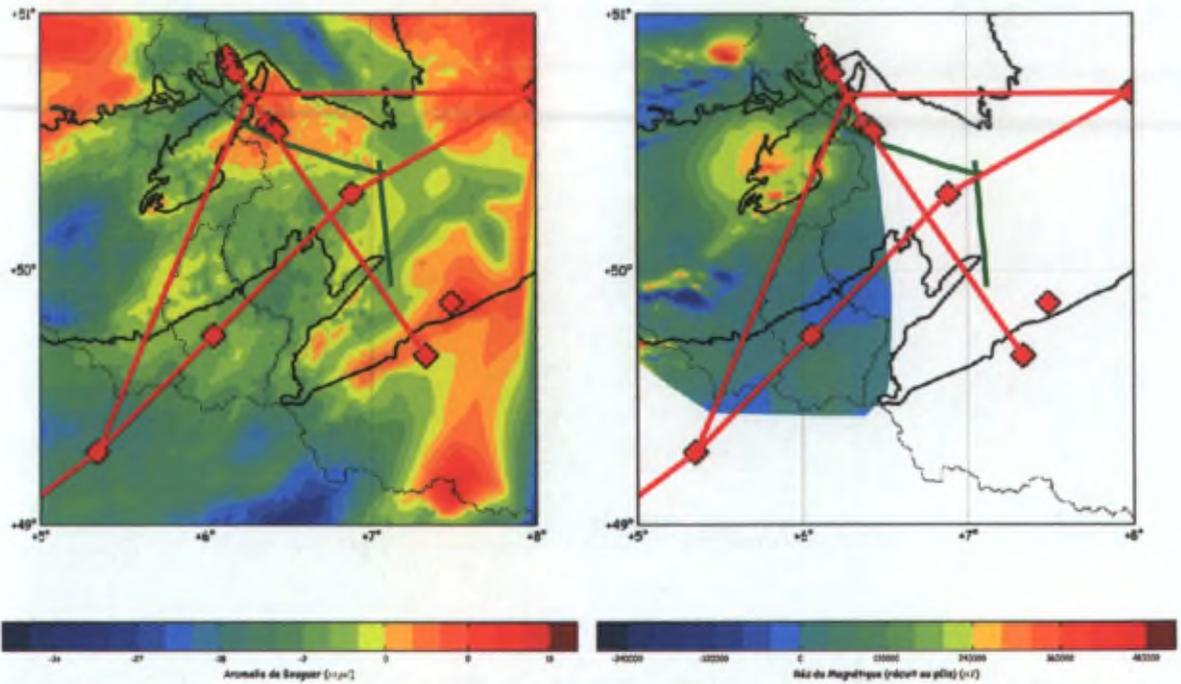


FIGURE 4-19 : LOCALISATION DES PROFILS DE SÉISMIQUE RÉFRACTION (ROUGE) ET RÉFLEXION DEKROP1A ET B (VERT). LES FONDS DE CARTES SONT L'ANOMALIE DE BOUGUER (GAUCHE) ET LE RÉSIDU DE L'ANOMALIE MAGNÉTIQUE RÉDUITE AU PÔLE (DROITE).

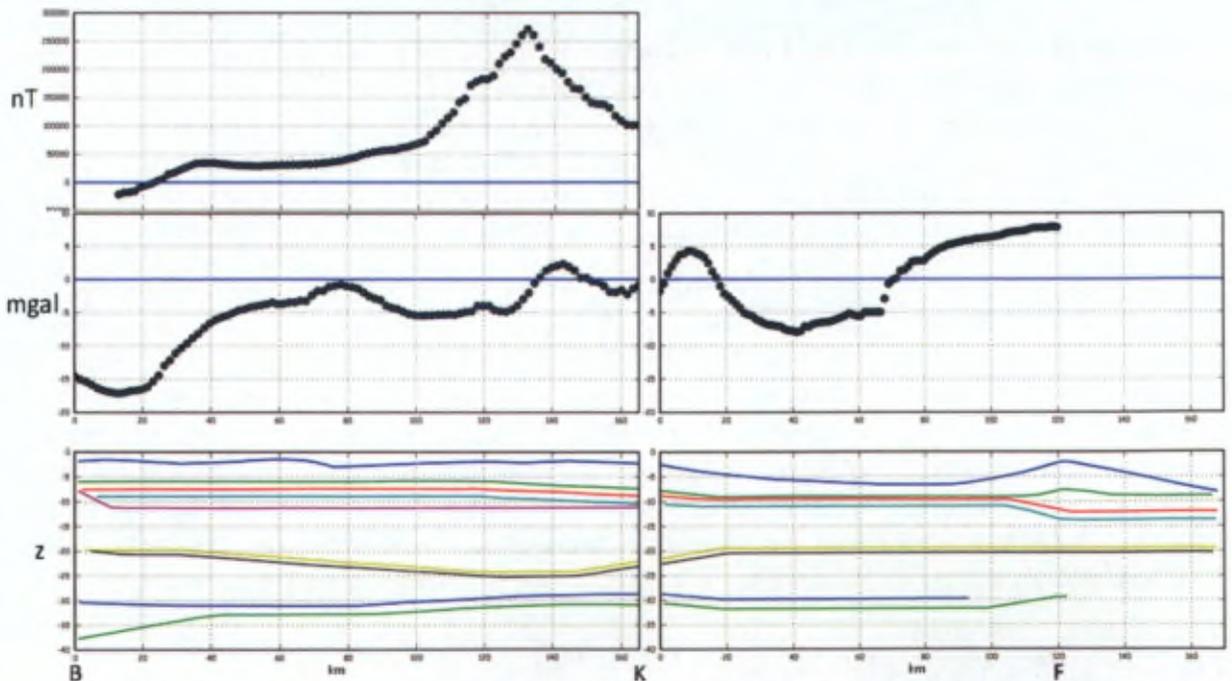


FIGURE 4-20 : PROFILS B-K ET K-F (FIGURE 4-12) DE SÉISMIQUE RÉFRACTION (BAS, MECHIE ET AL 1983) ET CORRÉLATION AVEC LES PROFILS DE L'ANOMALIE DE BOUGUER (MILIEU) ET D'ANOMALIE MAGNÉTIQUE (HAUT).

La cause de l'anomalie magnétique basse fréquence sous le Massif de Stavelot a été proposée comme la présence d'un bloc Précambrien en profondeur [CITER]. Cette hypothèse semble possible car le trait noir sur la coupe B-K montre un épaississement progressif de la couche supérieure, dont la base varie de 20 à 25 km de profondeur. Le pic d'anomalie magnétique le long du profil B-K ne peut cependant pas être expliqué par cette variation, par contre, le profil de vitesse B-K

(Figure 4-13, B-K) mentionne une anomalie en vitesse (de 6.1 à 6.0 km/s) dans une couche peu épaisse vers 7-9 km de profondeur. Le lien entre cette anomalie et le pic d'anomalie magnétique reste cependant inconnu.

La variation de l'anomalie de Bouguer, d'ouest en est, met en évidence la différence de profondeur des interfaces de vitesses profondes (37 km, puis 30 à 32km). La signature bombée de la première interface de vitesse (ligne bleue) semble également avoir une influence nette sur le signal, par exemple entre les bornes 60 et 80 du profil B-K. L'anomalie de Bouguer devient même positive à proximité de la zone d'anomalie de vitesse (6.1 km à 6.0 km/s). Sur la coupe K-F, la signature du graben du Rhin, tant en profondeur (lignes beige et bleue) qu'en surface (ligne bleue) montrent des variations corrélables avec le signal gravimétrique. L'influence de la variation d'épaisseur au dessus de la ligne noire n'est pas simple.

Nous nous sommes intéressés à la qualification des effets possibles. Ces hypothèses pourraient être testées et quantifiées par des modélisations des champs et l'étude de leur influence sur les mesures en surface, mais cela dépasse le cadre de cette thèse.

4.3. Conclusions du chapitre

Les cartographies et sondages des propriétés géophysiques de la croûte terrestre sous l'Ardenne montrent des variations importantes à différentes échelles. Les anomalies magnétiques à grande longueur d'onde sont corrélables avec un épaississement d'une couche dont la base varie entre 20 et 25 km de profondeur dans les profils de vitesse des ondes de volume réalisés à travers l'Ardenne. Elle pourrait correspondre au Précambrien situé sous l'Ardenne. Les variations à plus faible longueur d'onde doivent avoir une origine plus superficielle, dès lors, les variations d'épaisseur des couches de vitesses dans les 10 premiers kilomètres semblent corrélables. Le maximum du pic d'anomalie magnétique correspond bien avec la présence d'un petit niveau de vitesse différant de son environnement d'environ 10% sous le massif de Stavelot. Les grandes longueurs d'onde visibles dans les anomalies de Bouguer sont d'origine profonde et sont corrélables avec les variations d'épaisseur des couches, il est par contre plus difficile de corréliser les anomalies de plus petite longueur d'onde car l'influence d'une sous- ou sur- correction de la terrain pourrait avoir un effet important. Ceci dit, les gradients forts de cette anomalie dans le sud du Massif de Stavelot, au contact entre le Dévonien et le Massif, semblent bien corrélés aux variations de lithologie.

Le profil DEKORP-1A montre que la croûte sous l'Ardenne est loin d'être simple à caractériser. Nous montrons que l'occurrence des séismes dans la région semble suivre un motif dicté par les unités visibles sur le profil. En effet, les séismes se produisent soit dans des zones sans réflecteurs forts, soit en immédiate proximité de ceux-ci. Les réflecteurs ne concentrent pas l'activité sismique, l'hypothèse que des failles leur correspondant accommodent la déformation actuelle [citer] semble donc erronée. De même, dans l'ouest de l'Ardenne, les séismes de la région de Charleroi se produisent entre la surface et jusqu'à plus de 10 km de profondeur, soit verticalement à travers la "Faille du Midi".

La faible quantité de données de flux de chaleur dans la croûte à proximité de la Belgique et leur absence complète sur le territoire belge ne permet malheureusement pas de les comparer aux autres données géophysiques. Une hypothèse intéressante a été récemment : lier une lithologie et un flux de chaleur moyen pour les régions où les informations de flux ne sont pas disponibles. Il s'agit probablement d'une bonne approximation à grande échelle, mais qui ne peut pas prendre en compte l'ensemble de l'histoire tectonique d'une région, de même que la présence parasite de volcanisme plus ou moins récent.

La profondeur du Moho en Ardenne, déterminée par des méthodes indépendantes, montre une variation importante dans l'extrême ouest de la Belgique. La région de Manderfeld se situe au dessus d'un Moho à 33 km de profondeur, là où sous les autres régions d'Ardenne il se situe à 30 km. Cette observation est intéressante car les séismes les plus profonds rencontrés en Ardenne se situent justement sous Manderfeld.

--

[reprendre dans ce qui suit ce qui est nécessaire]

La croûte inférieure, supposée mobile, a une épaisseur différente selon la zone où on se trouve. Partant du principe que la profondeur maximale d'occurrence de la sismicité représente la limite inférieure de la croûte fragile, la couche ductile est donc comprise entre cette valeur et la limite croûte-manteau.

Dans le cas de la zone de Manderfeld, la présence du fort réflecteur en profondeur (vers 30-32 km de profondeur) autorise l'éventualité d'un sous-placage mafique sous la limite croûte-manteau. Les séismes profonds de la zone se produiraient alors dans cette zone, soit un peu plus profondément que déterminé. La croûte mobile serait donc située au dessus de ces événements, et en dessous des séismes localisés à environ 19 km de profondeur.

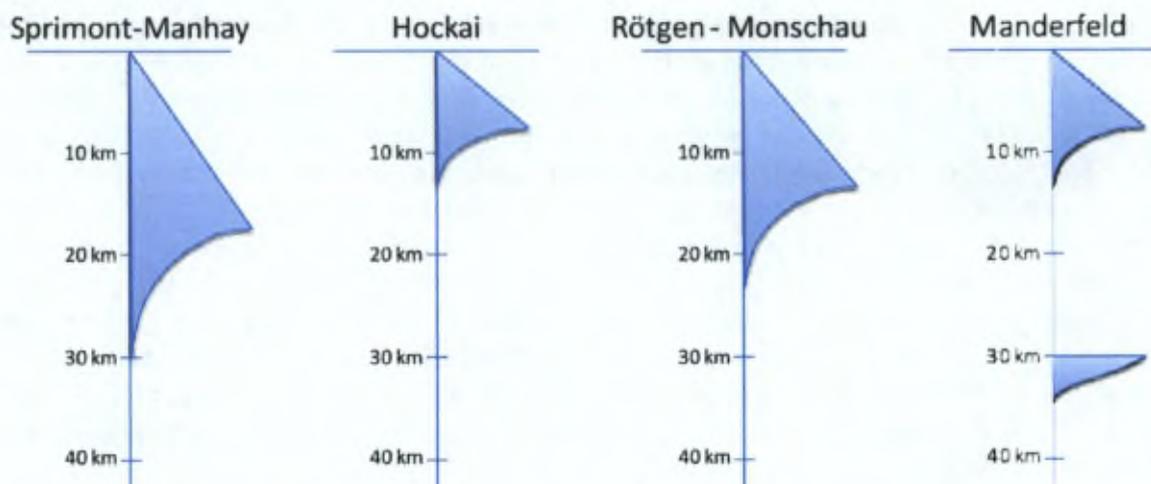


FIGURE 4-21 : PROFILS DE RÉSISTANCE DE LA LITHOSPHÈRE, SELON LA ZONE CONSIDÉRÉE

Selon Westaway (CITER), la quantité de soulèvement d'une région est directement liée à l'épaisseur de la couche mobile dans la croûte. De cette manière, un soulèvement devrait affecter plus nettement la Zone Faillée de Hockai, puis, dans l'ordre, la zone de Rötgen, la zone de Manderfeld et la zone de Sprimont-Manhay. Cela dit, la présence de sous placage sous la zone de Manderfeld a pour effet d'amplifier le soulèvement et pourrait même dépasser celui calculé pour la HFZ.

Le profil 2D de vitesses dans la croûte donné par DEKORP1A montre des vitesses supérieures à celles employées dans le programme de calcul des localisations (modèle de vitesse CAL03 est une "bonne moyenne" pour nos régions. La vitesse étant plus grande que celle généralement calculée, pour une station située au dessus de ces régions, la distance entre le foyer et la station sera toujours sous-estimée. Lors de l'application du programme COMLOC, on voit que les foyers sont relocalisés à des profondeurs plus importantes, ce qui est cohérent avec la différence de vitesse observée.

- Rapport anomalies Bouguer & Magnétiques ?
- Extension ?



RECHERCHE DE STRUCTURES
ACTIVES ASSOCIEES A LA
ZONE FAILLEE DE HOCKAI



CHAPITRE 5. IDENTIFICATION DE FAILLES SUR LE TERRAIN

L'aléa sismique d'une région est directement lié à la présence de failles actives dans une région et à la détermination de cette activité, en tout cas de l'activité Quaternaire.

L'analyse de données sismiques (Chapitre 3) nous indique que des séismes se produisent le long de structures particulières en Ardenne, à des profondeurs variées. Les questions suivantes sont donc : "Les concentrations de tremblements de terre observées en Ardenne sont-elles liées à des failles à la surface du sol?" ; "Ces failles sont-elles identifiables sur le terrain ?" ; "Sont-elles actives ?" et enfin : "Peut-on estimer leur taux d'activité ?".

Avant de déterminer si elle est "active", le géologue doit d'abord trouver une faille en surface. La recherche de failles dans l'Ardenne est compliquée en raison du faible taux de déformation qu'elle subit par rapport aux taux d'altération et d'érosion. Si, lors d'un séisme, une faille provoque une rupture en surface, cette rupture sera rapidement diffusée, effacée. La recherche de ces failles demande donc l'utilisation de méthodes d'investigations de la subsurface pour tenter d'y mettre en évidence des discontinuités dans les paramètres physiques.

Dans ce chapitre, nous présentons et discutons les méthodologies de prospection géophysiques existantes, par exemple ayant déjà prouvé leur utilité sur des failles actives bordant le Graben de la Roer (T. Camelbeeck et Meghraoui 1998; Vanneste et al. 2001). Nous présentons également les développements réalisés dans le cadre de cette thèse et, ensuite, une analyse combinée de données géophysiques permettant d'en contraindre l'interprétation telle que nous la réaliserons au Chapitre 6. Cette analyse combinée est compliquée par le fait que les profils de résistivité (ou conductivité) électrique, les mesures H/V et les mesures de gravimétrie intègrent les paramètres sur le volume, mais sont interprétées en 2D.

5.1. Bases cartographiques

5.1.1. CARTE TOPOGRAPHIQUE ET MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN

Les cartes topographiques, lorsqu'elles sont disponibles, sont la base des études de géomorphologie. Dans la plupart des cas, la meilleure résolution disponible sont les cartes au 1 :10.000 dressées par l'IGN. En 2000, la NASA a lancé une mission de cartographie qui a fourni aux scientifiques le SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, Farr et al. 2000). Depuis 2010, les données DEM (Digital Elevation Model) du satellite ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, <http://www.ersdac.or.jp/GDEM/E/>) sont également disponibles gratuitement par Internet. La résolution des données satellitaires est évidemment largement inférieure au modèle fourni par le levé de terrain ou les nouveaux levés laser. Ces données de topographie sont la base des études de géomorphologie. Les indices géomorphologiques de l'activité tectonique sont plus ou moins visibles selon les régions du globe. Dans nos régions, les indices liés aux failles actives sont bien montrés dans le Graben de la Roer [CITER] où l'activité sismique Quaternaire est également bien démontrée. En Ardenne, par contre, le lien entre l'activité sismique récente et la géomorphologie n'est pas net, bien que des éléments laissent à penser que certaines structures géomorphologiques alignées puissent avoir une origine tectonique. Ces points seront soulevés dans le Chapitre 6 consacré à la recherche de failles dans la Zone Faillée de Hockai.

5.1.2. CARTE GÉOLOGIQUE

Les cartes géologiques, lorsqu'elles sont disponibles, permettent parfois d'expliquer la géomorphologie. Par exemple : le cours d'une rivière qui se détourne soudainement de 90° peut

être expliquée par un changement lithologique ou une zone de faille. Une carte géologique est basée sur l'ensemble des données de forages et de levés de surface, ce qui implique que ces derniers soient présents en nombre suffisant dans une région donnée pour en établir une carte fiable. Les cartes géologiques présentent parfois une brève esquisse structurale.

Une carte géologique permet également de mieux appréhender la réponse d'un terrain aux mesures que l'on pourra y réaliser. Les dispositifs de mesure peuvent également être réglés pour augmenter leur efficacité selon les terrains rencontrés.

Souvent, les données ayant servi à réaliser la carte sont plus utiles que la carte elle-même. Cela permet d'évaluer le degré d'interprétation de son auteur. Le retour aux données de bases est possible grâce à la compilation archivée du Service Géologique du Belgique.

5.2. Méthodes de prospection utilisées et développements méthodologiques

5.2.1. TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

5.2.1.1. INTRODUCTION ET MÉTHODE

Le principe des sondages électriques est de déterminer la distribution de la résistivité électrique en profondeur à partir de mesures au niveau de la surface du sol. La résistivité du sol est liée à divers paramètres géologiques tels que la minéralogie, le contenu en fluide, la porosité, etc.

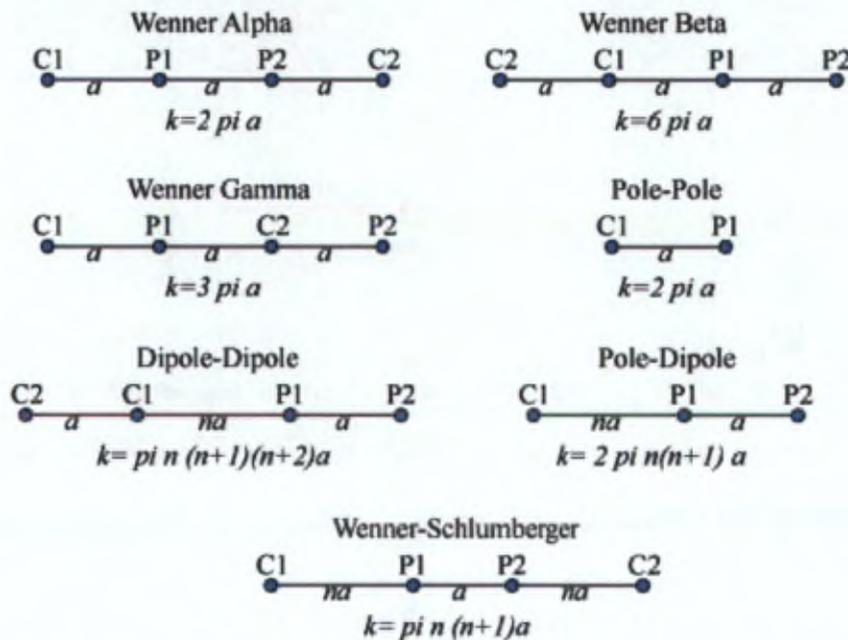


FIGURE 5-1: DIFFÉRENTES CONFIGURATIONS D'ÉLECTRODES UTILISÉES DANS LES SONDEGES ÉLECTRIQUES (REDESSINÉE D'APRÈS LOKE, 2004)

Traditionnellement, le système de mesure comporte quatre électrodes : deux électrodes de courant et deux électrodes de potentiel. La Figure 5-1 illustre les différentes configurations (position des électrodes de courant et de potentiel) couramment utilisées (M.H Loke 1997). Un courant I est injecté entre les deux électrodes C1 et C2 et un potentiel V est mesuré aux bornes P1 et P2.

La résistivité (ρ) est liée à la résistance via un facteur géométrique, ce facteur variant selon le type de configuration employé (tel que montré à la Figure 5-1)

$$\rho = kR$$

et donc :

$$\rho = kV/I$$

La Figure 5-2 illustre les gammes de résistivité des matériels géologiques les plus courants. Notons que l'eau douce couvre une gamme comprise entre 100 $\Omega.m$ et 1000 $\Omega.m$. Cette figure mentionne également des résistivités précises pour des solutions chimiques telles que le KCl et le NaCl. Ces données sont utiles dans l'étude de la dispersion d'un polluant (le sel d'épandage) en hydrogéologie par exemple.

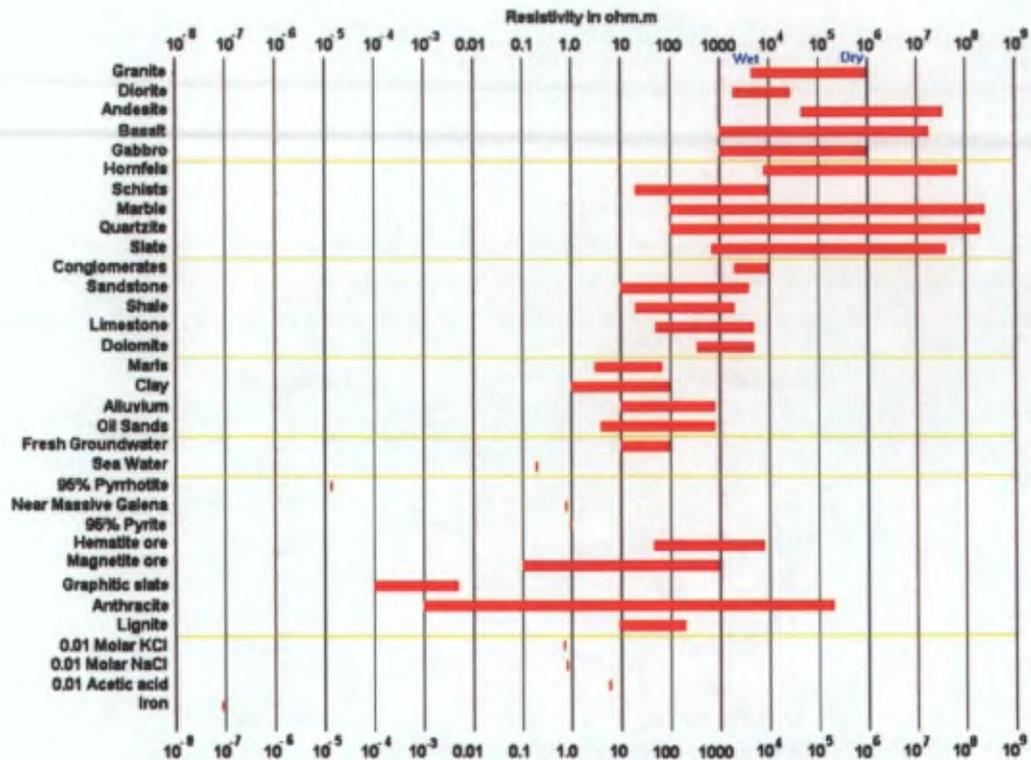


FIGURE 5-2 : GAMME DE RÉSISTIVITÉ DES ROCHES, MINÉRAUX ET DE DIVERS POLLUANTS. (D'APRÈS LOKE, M. H. 2004)

La technique, née dans les années 1920 et principalement dévolue au "sondage vertical" à l'aide de 4 électrodes a connu un développement important dès la fin des années 1980 avec l'arrivée des mesures en 2D et ensuite, plus récemment, en 3D (M.H Loke et Barker 1996a; Dahlin, Bernstone, et M.H Loke 2002). Le principe de la 2D est d'obtenir une image de la sub-surface en utilisant un grand nombre d'électrodes commandées par un système contrôlé par ordinateur (Griffiths, Turnbull, et Olayinka 1990; Griffiths et Turnbull 1985). Les méthodes de 2D (et 3D) sont de plus en plus utilisées en hydrogéologie (Sumanovac et Weisser 2001), géologie minière (Beauvais et al. 1999), études géotechniques (Steeple 2001; Perrone et al. 2004) et également en environnement (Dahlin, Bernstone, et M.H Loke 2002).

Une fois toutes les mesures terminées, nous pouvons déjà construire une pseudo section en plaçant sur un graphe les valeurs mesurées de résistivité à leur profondeur déterminée (la profondeur médiane d'investigation, fonction de l'écartement des électrodes) (Barker 1989). Cette image ne donne ni une vraie valeur de la résistivité ni de la profondeur car le sous-sol que l'on investigate n'est ni isotrope ni homogène, mais elle donne une bonne première idée de la distribution des résistivités en profondeur. Les lignes de courant ne sont donc pas des lignes simples, le courant traverse un volume qui influence la mesure. On parle alors de "résistivité apparente" et de "pseudo profondeur". Afin d'obtenir des valeurs plus proches de la réalité, il est nécessaire d'effectuer une inversion de la section.

Les techniques d'inversion évoluent rapidement depuis la fin des années 1990 (Tripp, Hohmann, et Swift 1984; Sasaki 1994; Beard, Hohmann, et Tripp 1996; Dahlin 2001; M.H Loke 2002; Binley et A. Kemna 2005). L'inversion consiste à calculer des résistivités et profondeurs réelles à partir des résistivités apparentes mesurées et de leur pseudo-profondeur déterminée. Le principe de l'inversion est simple sur papier : c'est un processus qui avance par itération en tentant de minimiser l'écart quadratique moyen (RMS) entre le modèle calculé et le modèle des résistivités apparentes (ou "modèle mesuré"). En général, les calculs d'inversion se font à l'aide de l'outil

matriciel, en considérant le profil 2D comme une série de boîtes de dimensions équivalentes (M.H Loke 1997). Notons que si les dimensions horizontales sont constantes, les dimensions verticales sont, elles, augmentées d'un facteur afin de tenir compte de l'effet de perte de signal avec la profondeur ("Damping Factor").

Ces calculs d'inversion sont devenus de plus en plus précis et accessibles grâce à la disponibilité croissante de micro-ordinateurs puissants. Les algorithmes d'inversion les plus communément utilisés ont été définis par Loke, Barker et Dahlin (M.H Loke et Barker 1995; 1996b; M H Loke et Dahlin 2002). Ces deux algorithmes appelés "robust" et "smoothness-least-constrained" sont communément nommés L_1 et L_2 . La différence entre L_1 et L_2 est une contrainte imposée à L_1 : l'algorithme tente de trouver des limites verticales et horizontales entre des zones homogènes dans le modèle calculé, cela donne donc un résultat en 'blocs'. A contrario, la norme L_2 procède de manière tout à fait libre et donne donc des modèles calculés de forme quelconque. Ces deux algorithmes ont été intégrés dans différents programmes commerciaux, nous avons utilisé le programme Res2Dinv (© Geotomo Software) et R2 (Binley et A. Kemna 2005).

5.2.1.2. ÉQUIPEMENT, PROTOCOLE ET PROGRAMME D'ANALYSE

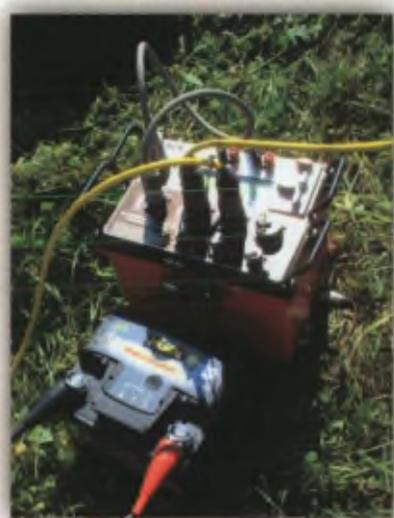


FIGURE 5-3 : APPAREILS DE MESURE ABEM (SAS1000 ET ES464)

L'appareillage est constitué d'un mesureur ABEM-SAS1000 et d'un sélecteur d'électrodes automatique ABEM-ES464. Le choix du protocole Wenner-Schlumberger pour son bon compromis entre la mise en évidence de structures horizontales et verticales. Le protocole de mesure a été déterminé en intégrant des niveaux de mesures se superposant. En effet, différentes combinaisons d'électrodes conduisent à une profondeur médiane d'investigation similaire. Cette information est alors particulièrement utile aux programmes d'inversion qui peuvent alors mieux contraindre les modèles proposés. Chaque profil de base réalisé utilise 64 électrodes et correspond à 909 points de mesure. Il est possible de continuer un profil en déplaçant les 32 premières électrodes à la fin du profil (technique du roll-along). Les mesures sont enregistrées dans la mémoire du microordinateur.

En parallèle au profil, il est impératif de lever correctement l'altitude de chaque électrode. En effet, les lignes de courant ont tendance naturellement à se concentrer dans les synformes et se disperser dans les antifformes. Si la topographie n'était pas prise en considération, cela résulterait en des erreurs dans les valeurs calculées. La position relative de chaque électrode a été mesurée à l'aide d'une Station Totale Leica (TS1100).

En laboratoire, les profils seront transférés sur PC. La topographie est ensuite jointe aux données et l'analyse est réalisée par Res2DINV ou R2.

5.2.1.3. REMARQUES SUR L'ORIENTATION D'UN PROFIL PAR RAPPORT À LA STRATIFICATION ET AUX PENDAGES

La tomographie de résistivité électrique fonctionne sur base du postulat que le profil réalisé recoupe des structures 3D infiniment étendues perpendiculairement. J'ai montré, dans mon mémoire de licence (Lecocq 2006) qu'une précision importante sur la localisation d'une faille peut être obtenue en réalisant des profils perpendiculaires à celle-ci, mais que même en étant parallèle, des profils répétés permettent une caractérisation des structures du substratum.

Notons à ce sujet que le pendage apparent d'une couche géologique donnée sera évidemment fonction de l'angle d'intersection entre le profil et sa direction. C'est ce que nous illustrons à la Figure 5-4 pour une gamme de pendages réels entre 40 et 90° et pour des intersections à 0, 20, 40, 60 et 80 degrés.

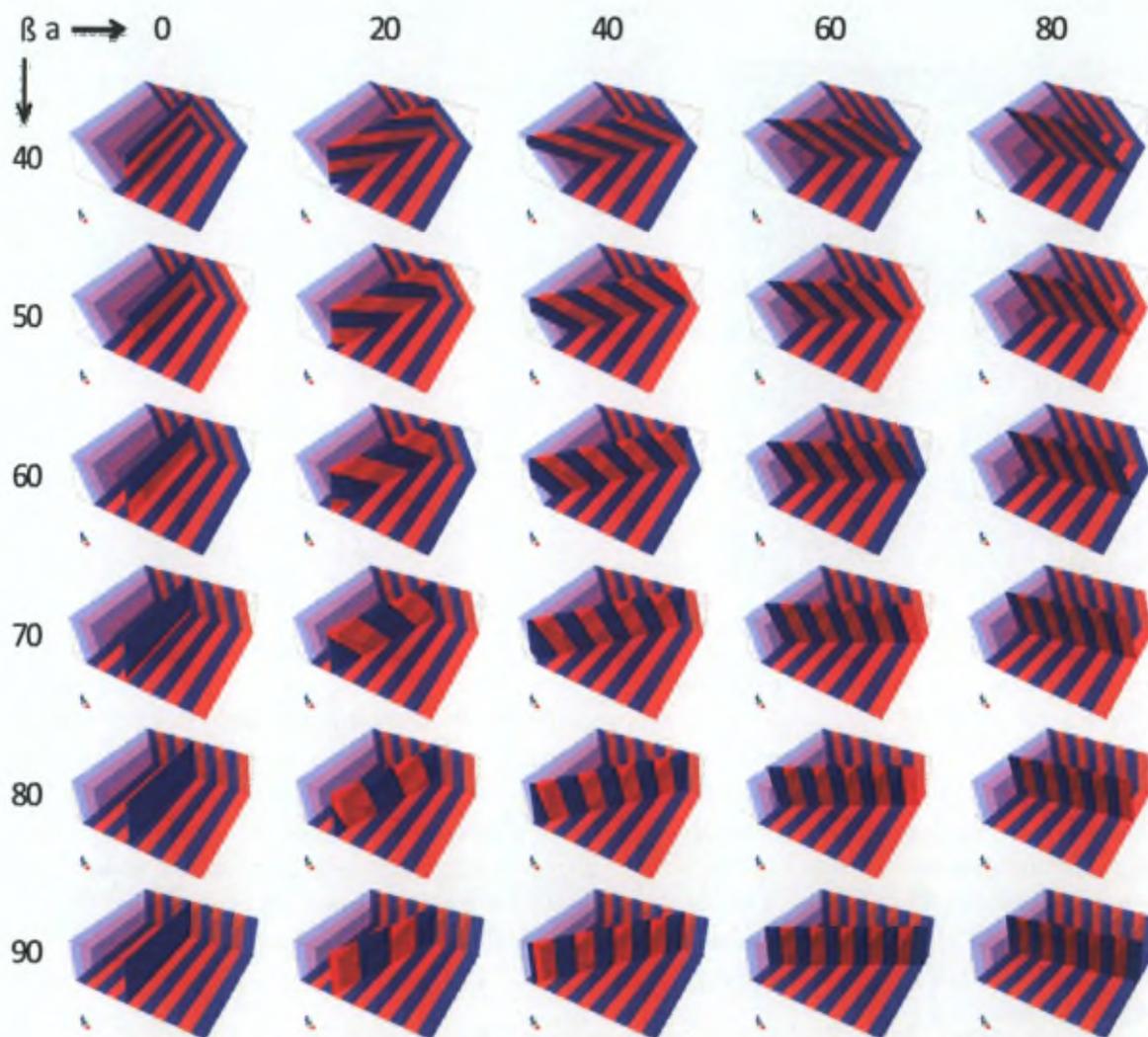


FIGURE 5-4 : ILLUSTRATION DE LA VARIATION DU PENDAGE APPARENT DES COUCHES EN FONCTION DE L'ANGLE D'INTERSECTION ENTRE LE PROFIL 2D ET LA STRATIFICATION (ALPHA) ET DU PENDAGE RÉEL (BETA). LES ANGLES SONT EN DEGRÉS.

5.2.2. MESURE DE BRUIT AMBIANT : "MÉTHODE H/V"

5.2.2.1. INTRODUCTION ET MÉTHODE

Le rapport spectral H/V (le rapport entre les spectres d'amplitude de Fourier horizontaux et vertical du microséisme) a été introduit par Nogoshi et Igarashi (Nogoshi et Igarashi 1970; 1971) et popularisé par Nakamura (Nakamura 1989; 2000). Différent auteurs ont montré la correspondance entre le pic du spectre H/V et la fréquence de résonance du sol (Field et Jacob 1993; Fäh et Giardini 2001). Ces études ont montré que si un fort contraste d'impédance existe entre des sédiments et le bedrock, alors le pic du H/V peut être utilisé pour estimer la fréquence de résonance fondamentale d'un site (mais pas des harmoniques plus hautes).

Les mesures, réalisées par un sismomètre à trois composantes, sont analysées et le spectre H/V est produit. Ce spectre est calculé pour des fenêtres se superposant. Par exemple, un set de données de 10 minutes peut être analysé selon 19 fenêtres de 60 secondes, avec une superposition de 30 secondes.

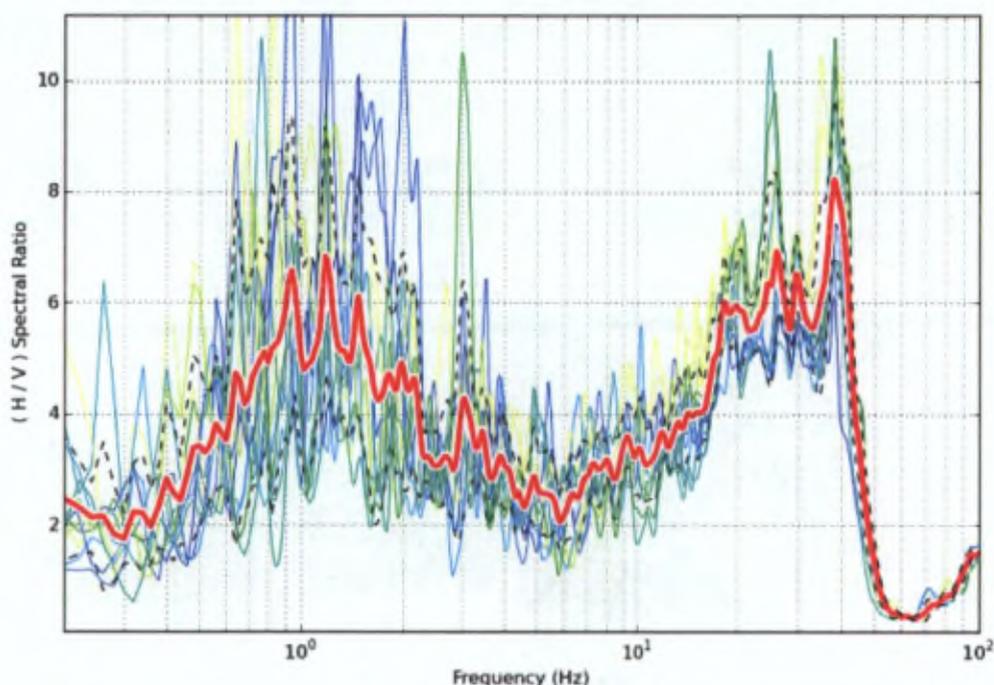


FIGURE 5-5 : SPECTRES H/V POUR CHAQUE FENÊTRE (COULEURS) ET SPECTRE MOYEN (ROUGE) \pm 1 SIGMA (TIRETÉS NOIRS).

Le pic du spectre obtenu peut être interprété en relation avec l'épaisseur de la couche limitée par l'interface qui lui correspond. Cette relation est :

$$F_0 = \frac{C_s}{4h}$$

pour F_0 étant la fréquence du pic, C_s la vitesse des ondes de cisaillement dans une couche de hauteur h .

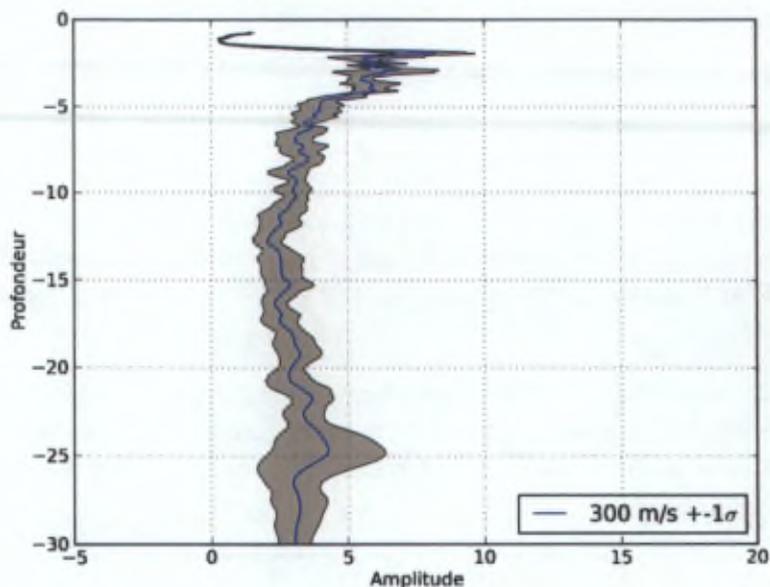


FIGURE 5-6 : "PROFIL" H/V EN PROFONDEUR.

Plus la fréquence est haute, plus la profondeur de l'interface qui provoque ce pic est faible.

5.2.2.2. ÉQUIPEMENT, PROTOCOLE ET PROGRAMME D'ANALYSE



FIGURE 5-7 : MATÉRIEL POUR LES MESURES H/V : LEAS CITYSHARK.

Le matériel utilisé dans le cadre de ce mémoire sont deux stations Leas Cityshark, chacune munie d'un sismomètre et d'un microordinateur pour l'enregistrement. A moins d'être sur une surface dure et plane (une route, le bedrock), nous veillons toujours à éliminer la première couche de sol, sur une profondeur d'environ 15 cm. Cette couche, étant généralement la moins consolidée, pourrait provoquer des nuisances. Chaque session de mesure dure 10 minutes en échantillonnant la position des masses du sismomètre 125 fois par seconde. Le gain (l'amplification) est déterminé au cas par cas, en regardant l'amplitude du bruit sur le petit vumètre numérique de la station d'enregistrement. La localisation de chaque station est mesurée soit au théodolite (si les mesures sont réalisées en parallèle à d'autres), ou par GPS classique. Dans la majorité des cas, la position du profil est connue à plus ou moins 5 mètres.

L'analyse est réalisée en laboratoire sur PySpectatio (Rosset et Petermans 2007). Chaque fichier ASCII extrait de la carte mémoire correspond à une session de mesure de 10 minutes. Les sismogrammes sont d'abord visualisés 'bruts' afin de décider si certaines portions sont clippées (saturées) ou présentent du bruit d'amplitude inhabituelle (présence des opérateurs à proximité en

début de session, etc.). Les données sont ensuite analysées par fenêtre coulissante et les spectres H/V sont produits.

5.2.3. MESURES DE GRAVIMÉTRIE RELATIVE

5.2.3.1. MÉTHODE

Le gravimètre est une sorte de balance de très haute précision, fonctionnant avec un ressort et une masse. Plus le champ de gravité est fort, plus la masse est attirée vers le centre de la terre, plus le ressort est étiré. Le gravimètre Scintrex CG-5 fonctionne selon ce principe (Scintrex 2007). Les données acquises sur le terrain doivent ensuite être corrigées d'effets globaux (latitude, marées, dérive) et locaux (topographie, densité) pour être comparables.

Une différence d'altitude de 1 mm correspond à une différence de 2 μgal . Il est donc essentiel de connaître l'altitude du point de mesure le plus précisément possible. A cette fin, l'utilisation d'un levé topographique ou d'un GPS différentiel est impérative. Le choix peut se faire selon la longueur du profil voulu. Si la distance entre deux points de mesure dépasse quelques centaines de mètres et que la longueur totale du profil est grande, le DGPS sera préféré, dans le cas contraire, le levé topographique (au laser) sera préféré pour sa plus grande précision.

5.2.3.2. ÉQUIPEMENT, PROTOCOLE ET PROGRAMME D'ANALYSE



FIGURE 5-8 : GRAVIMÈTRE SCINTREX CG-5 ET DGPS TRIMBLE.

Nous avons utilisé le gravimètre Scintrex CG-5 (Scintrex 2007) propriété de l'Observatoire royal de Belgique et un GPS différentiel prêté par l'INSU (#INSU 11: antenne Trimble Zephyr et datalogger Z-Xtrem). Ce système DGPS n'est pas temps réel, il enregistre toutes les informations relatives à la constellation de satellites toutes les 5 secondes et la position précise du point mesuré est calculée en laboratoire, par réduction des données sur base des corrections fournies par les stations du réseau GPS permanent belge.

A l'instar d'une station H/V, si le site n'est pas un sol dur (route ou bedrock), nous enfonçons solidement le trépied du gravimètre dans le sol. Nous avons réalisé plusieurs essais d'élimination de la couche de sol et de pose du gravimètre sur une dalle de rue (comme pour le H/V), mais cette opération n'améliorait pas visiblement le niveau de bruit. Chaque session de mesure dure 10 minutes, ce qui est largement suffisant pour la mesure de gravimétrie, mais est requise par le GPS différentiel pour avoir une quantité de données suffisantes pour le post-traitement.

Les données GPS ont été réduites sur un programme prêté par l'INSU. Pour les données gravimétriques, nous utilisons TSOFT, un programme d'analyse graphique développé à l'Observatoire royal de Belgique et disponible pour le public sur son site (Van Camp et Vauterin 2005).

5.2.4. PROFILAGE ÉLECTROMAGNÉTIQUE

5.2.4.1. MÉTHODE

Cette méthode permet de déterminer la conductivité du sous-sol à une profondeur donnée le long de profils. Cette profondeur est définie en fonction du type de dipôle (vertical ou horizontal) utilisé et de leur espacement. Les espacements généralement utilisés sont 10, 20 et 40 mètres. La conductivité est mesurée et les valeurs sont données en millisiemens par mètre (mS/m). Tel que

$$1\text{mSm}^{-1} = 1000\text{ ohm.m}$$

Cette méthode a prouvé son efficacité pour mettre en évidence des terrains conducteurs couvrant un substratum plus résistant (Borne 1990).

5.2.4.2. ÉQUIPEMENT & PROGRAMME D'ANALYSE



FIGURE 5-9 : EM-34 EN OPÉRATION. PHOTO DE GEONICS LTD.

Nous avons loué un Geonics EM34-3 chez ABEM France. Il se compose d'une bobine émettrice, d'une bobine réceptrice et de deux boîtiers de commande. L'acquisition a été faite en temps réel sur un datalogger et la position déterminée par un GPS. Les données brutes sont ensuite extraites de l'appareil et dessinées dans un SIG. L'utilisation de cet appareil qui peut paraître aisée, ne l'est pas. De plus, le matériel est livré sans réel mode d'emploi, juste une procédure de calibration et quelques commentaires. Nous n'avons pas eu l'occasion d'utiliser cet appareil systématiquement lors de la campagne de terrain d'août 2009. Cependant, les quelques résultats obtenus confirment la très haute résistivité des terrains, et donc tombent sous les 1 mS/m (> 1000 ohm.m).

Nous avons également loué un EM31 pendant une semaine en août 2010. Cet instrument fonctionne sur le même principe que l'EM34, mais les bobines sont maintenues à une distance fixe. L'opérateur porte l'instrument à l'épaule. L'utilisation de cet instrument est donc plus aisée. La profondeur d'investigation de l'instrument est fixée à environ 6 mètres, étant donné que l'écartement inter-bobine est fixé et la hauteur par rapport au sol est similaire selon les opérateurs. La position est déterminée par GPS et une mesure est enregistrée par seconde.

5.2.5. SONDAGES À LA TARIÈRE MANUELLE

5.2.5.1. MÉTHODE

Ces sondages permettent d'obtenir une information sur les quelques premiers mètres de la couche de sol. En général les profondeurs atteintes sont de l'ordre de 2 à 3 mètres. Une détermination de la composition, de la granulométrie et de la couleur est effectuée tous les 10 cm environ. La profondeur de la nappe, la présence de niveaux indurés ou de bedrock altéré peuvent également être mise en évidence. Les couleurs sont déterminées par comparaison avec une charte de couleur référencée (Munsell 1975).

5.3. Evaluation de la sensibilité de la méthode de résistivité électrique

Nous voulions déterminer l'influence de chaque électrode sur le profil donné comme résultat de l'inversion. Nous avons établi une nouvelle méthodologie (Lecoq et Vanneste 2009), basée sur le principe du Jackknife (Walsh 2000). Le Jackknife consiste en l'exécution d'un protocole d'analyse (en général statistique, mais d'inversion dans notre cas) en incluant toutes les données, sauf une. Nous enlevons, pour un profil donné, toutes les mesures relatives à une électrode, qu'elle ait été utilisée en tant qu'électrode de courant ou de potentiel. Chacun des N profils (N étant le nombre d'électrodes) est ensuite analysé par Res2DINV et les N résultats sont comparés au profil "complet" un à un.

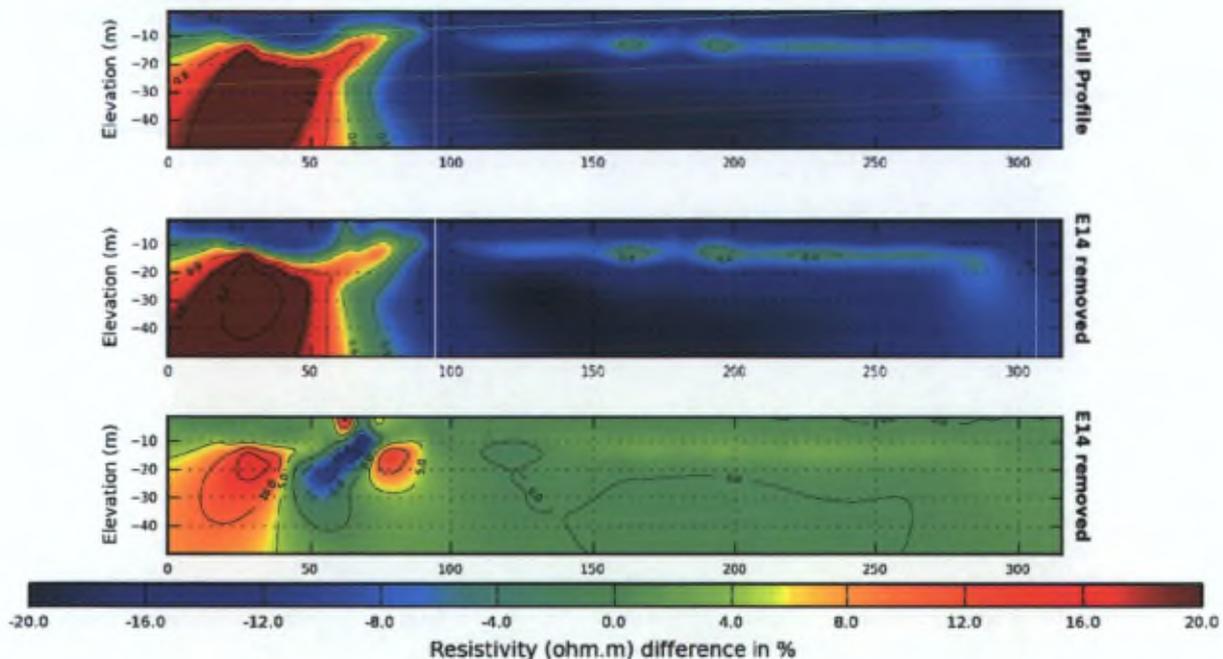


FIGURE 5-10 : EXEMPLE DE COMPARAISON ENTRE UN PROFIL DE TOMOGRAPHIE ÉLECTRIQUE COMPLET (PREMIER PROFIL) ET UN PROFIL OÙ LES DONNÉES RELATIVES À L'ÉLECTRODE 14 SONT ENLEVÉES (DEUXIÈME PROFIL). LES DIFFÉRENCES EN % SONT ILLUSTRÉES SUR LE 3IÉ PROFIL.

La conclusion de cette analyse montre que, pour un profil donné (Figure 5-10), l'élimination d'une électrode, quelle que soit sa position le long du profil, a une influence sur l'ensemble des mesures. Il devient alors très difficile d'estimer l'influence qu'une électrode défaillante (ou éliminée sur le terrain pour des raisons techniques) peut avoir sur le profil complet. De même, dans le cas de sondages répétés, pour étudier la diffusion d'un polluant par exemple, la défaillance d'une électrode au cours de la série temporelle fait que, selon nous, il faut l'éliminer de tous les profils, même s'ils ont été mesurés avant cette défaillance. En effet, les variations induites par l'absence

de l'électrode défaillante peuvent être importantes (10% de la gamme de résistivité), les profils réalisés ne seraient alors pas comparables.

5.4. Analyse combinée des différents types de données géophysiques

L'image donnée par la tomographie de résistivité électrique est une approximation 2D d'une structure 3D. Les mesures H/V sont des mesures ponctuelles à la surface et la conversion de la fréquence en une profondeur suppose des interfaces approximativement planes. Les mesures H/V sont dès lors des mesures 1D. Enfin, les mesures de gravimétrie sont ponctuelles à la surface, mais la réponse instrumentale dépend d'un volume sous la station de mesure. Ces mesures sont donc des mesures 3D.

La difficulté est dès lors de tirer des conclusions de méthodes fournissant des informations dans des dimensions différentes.

Dans ce paragraphe, nous traitons les mesures H/V et de gravimétrie par rapport aux mesures de résistivité. Nous présentons aussi une estimation de la variation en saturation en eau au sein d'une même lithologie et son influence sur les mesures de résistivité.

5.4.1. RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE ET MESURE H/V

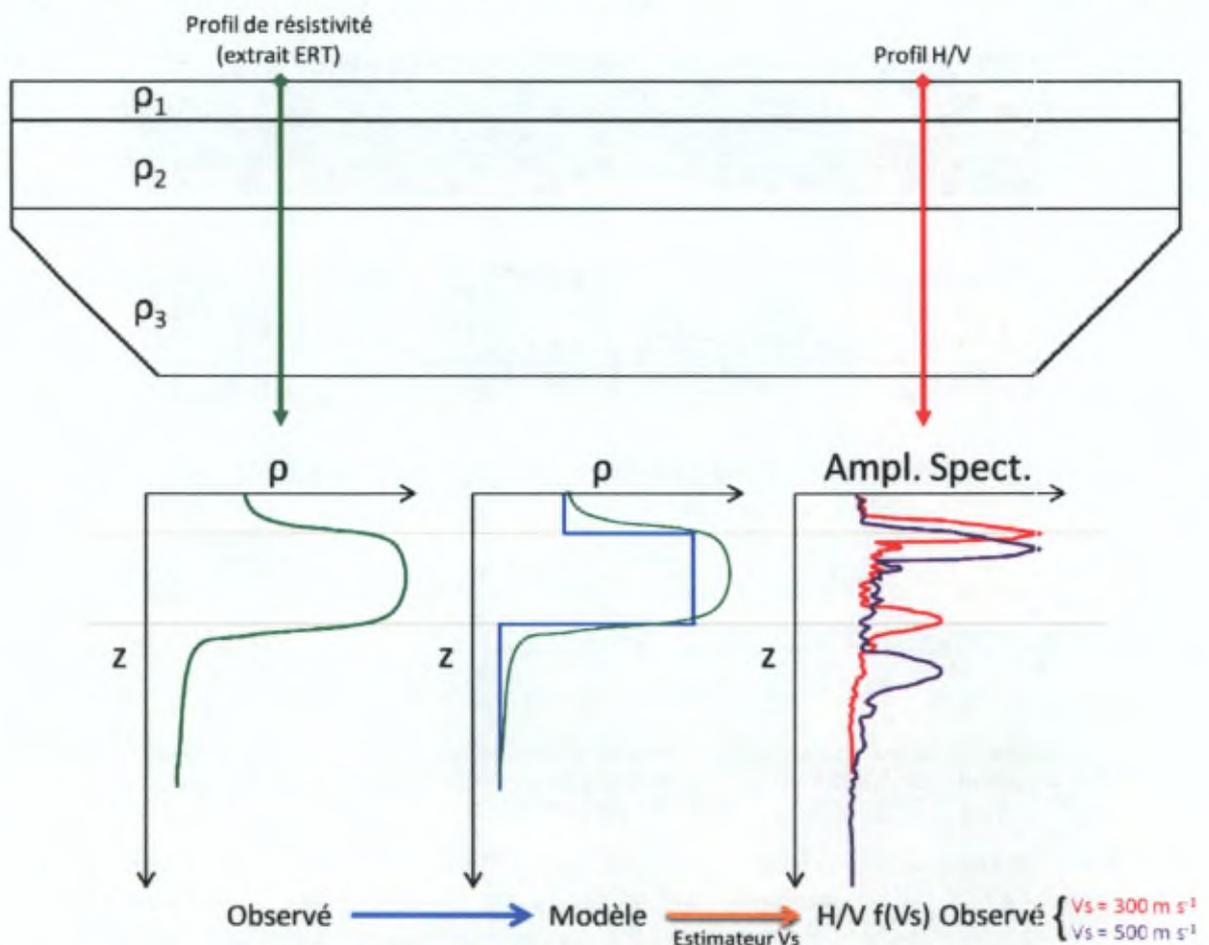


FIGURE 5-11 : ILLUSTRATION DE LA COMPARAISON DES DONNÉES ERT ET H/V POUR UN PROFIL DONNÉ.

Pour chaque site de mesure H/V, on peut extraire un profil vertical de la résistivité obtenue par la tomographie électrique (Figure 5-11). Ce profil est une courbe montrant des variations de

résistivités plus ou moins importantes. La valeur absolue de la dérivée de cette courbe met en évidence les gradients et un modèle peut en être déduit.

La courbe d'amplitude spectrale en fonction de la fréquence a été transformée pour être en fonction de la profondeur. Cette transformation requiert une valeur, inconnue, de V_s . En effet, comme nous l'avons vu plus haut,

$$F_0 = \frac{V_s}{4h}$$

La profondeur déterminée pour le modèle de résistivité nous permet d'ajuster V_s pour leur faire correspondre le premier pic (la courbe rouge présente le premier pic bien aligné, alors que la courbe mauve non). La vitesse V_s dans le premier niveau sera donc égale à 300 m s⁻¹. Le pic suivant ne correspond pas à la seconde interface de résistivité. Il est donc probable que la vitesse dans le deuxième niveau soit supérieure à celle du premier.

Si le contraste de vitesse entre les couches n'est pas assez grand, l'amplitude du signal H/V ne permettra pas de le mettre en évidence.

5.4.2. RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE ET SATURATION EN EAU

La loi d'Archie dit que, pour une roche donnée, sans argiles et minéraux conducteurs, la résistivité est telle que :

$$\rho_e = a \rho_w S_w^{-n} \phi^{-m}$$

où ρ_e est la résistivité de la roche, ρ_w celle de l'eau, S_w la fraction de saturation en eau de ϕ la fraction de porosité. Couramment, les valeurs de n et m sont proches (égales) à 2 (Monteiro Santos et al. 2006).

Si la même roche compose l'ensemble du profil, mais que le premier niveau correspond à la roche altérée, le deuxième à la roche insaturée et le troisième à la roche saturée en eau par la nappe profonde, alors leur résistivité pourrait être telle que :

$$\rho_2 > \rho_1 \geq \rho_3$$

S'il s'agit de la même roche, alors la porosité est identique, en tout cas dans les deux niveaux inférieurs présents sur la coupe de tomographie, jusqu'à des profondeurs raisonnables de l'ordre de 30 ou 40 mètres.

$$\phi_2 = \phi_3$$

Donc, si :

$$\rho_2 = a \rho_w S_{w2}^{-n} \phi^{-m} \text{ et } \rho_3 = a \rho_w S_{w3}^{-n} \phi^{-m}$$

Alors, le rapport ρ_3/ρ_2 est tel que :

$$\frac{\rho_3}{\rho_2} = \frac{S_{w3}^{-n}}{S_{w2}^{-n}} = \left(\frac{S_{w2}}{S_{w3}}\right)^n$$

Et donc, le rapport de saturation en eau entre les deux niveaux de résistivité est

$$\frac{S_{w2}}{S_{w3}} = \sqrt[n]{\frac{\rho_3}{\rho_2}}$$

Dans notre exemple, si S_{w3} est proche de 1 (=100 %), alors S_{w2} est égal à la racine carrée (n généralement égal à 2) du rapport des résistivités ρ_3/ρ_2 .

Si $\rho_2 = 4000 \text{ ohm.m}$ et $\rho_3 = 200 \text{ ohm.m}$, alors :

$$S_{w2} = \sqrt[2]{\frac{200}{4000}} S_{w3} = 0.22 S_{w3}$$

Si S_{w3} est proche de 1, S_{w2} sera proche de 0.22, soit 22 % de saturation.

La porosité peut alors être estimée, telle que :

$$\phi = \sqrt{\frac{a \rho_w}{S_w \rho_l}}$$

Dans le cas précédent, avec la résistivité de l'eau généralement comprise entre 1 et 200 ohm.m,

$$\phi = \sqrt{\frac{a \cdot \rho_w}{S_w \cdot \rho_l}} = \sqrt{\frac{a \cdot [1 - 200]}{0.22^2 \cdot 4000}} = \sqrt{\frac{a \cdot [1 - 200]}{1^2 \cdot 200}} = \sqrt{a} \cdot [0.07 - 1]$$

si $a = 1$ alors, la porosité sera comprise entre 7 % et 100 % selon les valeurs choisies pour la résistivité de l'eau.

Si le premier niveau est constitué de la même roche que les deux sous-jacents, mais altérée, sa composition et sa porosité peuvent varier fortement. La présence d'une nappe aquifère superficielle et donc d'une relativement importante saturation ne facilite pas l'évaluation de ces variations. Ceci dit, si on considère la résistivité mesurée de ce niveau, par exemple $\rho_2 = 500 \text{ ohm.m}$ et qu'il est saturé en eau, on peut estimer la porosité du matériel comme :

$$\phi = \sqrt{\frac{a \cdot \rho_w}{S_w \cdot \rho_l}} = \sqrt{\frac{a \cdot [1 - 200]}{1^2 \cdot 500}} = \sqrt{a} \cdot [0.04 - 0.63]$$

si $a = 1$ alors, la porosité serait comprise entre 4 % et 63 % selon les valeurs choisies pour la résistivité de l'eau.

5.4.3. RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE ET GRAVIMÉTRIE

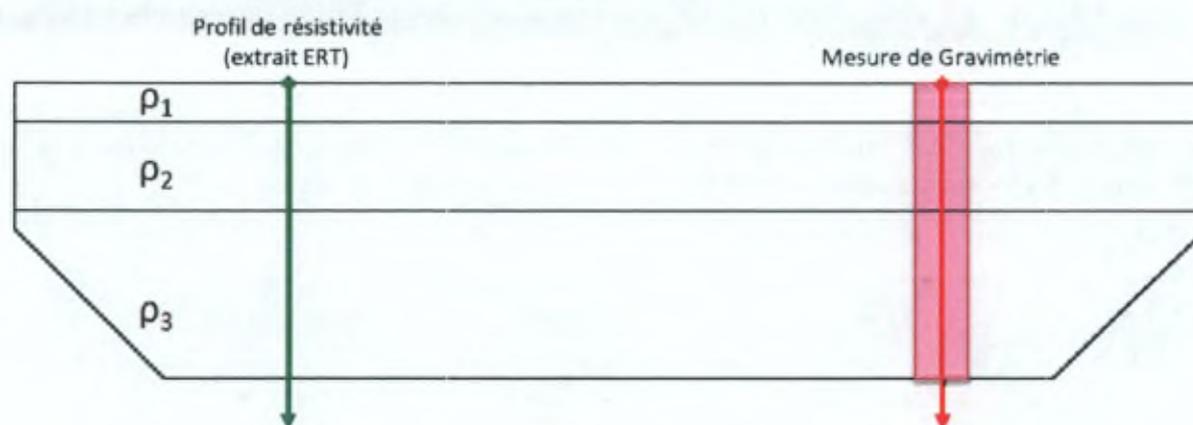


FIGURE 5-12 : ILLUSTRATION DE LA COMPARAISON DES DONNÉES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE AVEC LES MESURES DE GRAVIMÉTRIE.

La densité d'une roche est donnée, telle que (Monteiro Santos et al. 2006) :

$$\sigma_e = (1 - \phi)\sigma_m + S_w \phi \sigma_w$$

où σ_m est la densité de la roche, ϕ la porosité [0-1], S_w la saturation en eau [0-1] et σ_w la densité de l'eau.

Si on considère un prisme de 1 mètre de côté (Figure 5-12), si les niveaux 2 et 3 sont composés de la même roche (comme dans l'exemple précédent) et que la couche 1 est d'épaisseur négligeable, alors la différence de densité entre les deux niveaux sera uniquement fonction de la différence de leur saturation en eau.

Le long d'un profil vertical entre 0 et Z_{max} (la profondeur maximale), la somme de la masse des terrains rencontrés est alors :

$$\begin{aligned} m &= \int_0^{Z_{max}} \sigma_z dz = \int_0^{Z_{max}} ((1 - \phi)\sigma_m + S_{wz} \phi \sigma_w) dz \\ &= (1 - \phi)\sigma_m \cdot Z_{max} + \int_0^{Z_{max}} (S_{wz} \phi \sigma_w) dz \end{aligned}$$

Où, pour un modèle de n couches :

$$m \cong (1 - \phi)\sigma_m \cdot Z_{max} + \sum_{i=1}^n (S_{wi} \phi \sigma_w h_i)$$

Pour le modèle en niveaux homogènes, si les épaisseurs sont $h_1 = 0$ m, $h_2 = 10$ m, $h_3 = 20$ m, la porosité ϕ est de 7% et la saturation en eau $S_{w2} = 0.22$ et $S_{w3} = 1.0$, alors

$$m = 0.93 \sigma_m * 30 + (0.22 * 0.07 * 10) + (1.0 * 0.07 * 20) = 27.9 \sigma_m + 1.554$$

Si $\sigma_m = 2.67$, alors $m = 74.49 + 1.55 = 76.04$ Tonnes

Si la saturation en eau du niveau 2 varie, par exemple si $S_{w2} = 0.50$, alors la contribution de cette couche à la masse sous la station passe de 0.154 T à 0.350 T.

100 kg d'eau ont une signature de 4 μGal , donc un supplément de 200 kilogrammes représente seulement 8 μGal . Si on considère uniquement le prisme de 1 m^2 de section situé sous la station, la réponse d'un changement de saturation en eau dans les 10 premiers mètres de profil vertical ne sera donc pas détectable par rapport à l'erreur sur la mesure effectuée en surface.

Un calcul similaire peut être appliqué en sommant les contributions des terrains localisés à l'intérieur d'un paraboloïde renversé dont le maximum est la station de mesure.

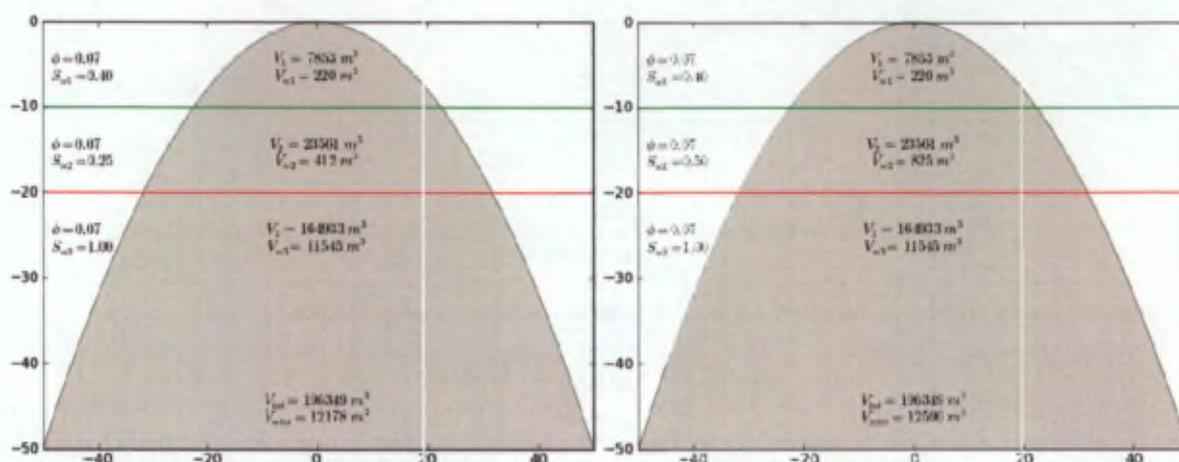


FIGURE 5-13 : COUPE 2D DANS LE PARABOLOÏDE DE RÉVOLUTION CONSIDÉRÉ COMME LE VOLUME AYANT UNE INFLUENCE SUR LA MESURE DE GRAVIMÉTRIE EN SURFACE. ILLUSTRATION DE LA VARIATION DE SATURATION EN EAU SW DANS LA COUCHE 2, 0.25 (GAUCHE) ET 0.50 (DROITE), ET DE LA VARIATION DU VOLUME D'EAU DANS LA PARTIE DE LA COUCHE 2 INCLUSE DANS LE PARABOLOÏDE.

Dans, le modèle à 3 niveaux, on calcule le volume inclus dans le paraboloïde dont les paramètres sont tels qu'à 50 mètres de profondeur le rayon d'influence (l'intersection entre le paraboloïde et le plan $z = -50 \text{ m}$ est un cercle) soit de 50 mètres. On calcule le volume d'eau V_{wi} contenu dans chaque niveau i connaissant le volume V_i , la porosité ϕ et la saturation S_{wi} .

Si la saturation dans le niveau 2 double, le volume d'eau double. Les 413 m^3 d'eau supplémentaires représentent environ 16.5 mGal. Une telle variation est détectable par le gravimètre Scintrex CG5. Notons, pour information, que la saturation double quand la résistivité est divisée par quatre :

$$S_w \propto \sqrt{\rho^{-1}}$$

5.5. Conclusions du chapitre

La base de nos recherches de failles sur le terrain est le profil de tomographie de résistivité électrique. Ce profil 2D est complété, à espacement régulier à la surface, de mesures de H/V et de gravimétrie. La combinaison des données permet la mise en évidence de discontinuités dans le sous-sol. Une connaissance, même approximative, de la géologie locale permettra alors de d'émettre des hypothèses valables sur le lien entre ces discontinuités et des variations de lithologies (pendages, plis, etc.), ou la présence d'autres structures (failles, karsts, etc.).

Sur base des comparaisons que nous avons effectuées, nous pouvons établir une clé de détermination générale. Pour chaque ligne du tableau suivant, nous partons d'une observation sur

une tomographie de résistivité électrique et donnons ensuite l'interprétation liée au signal observé sur le H/V ou la gravimétrie.

Les interprétations données ici sont faites en considérant la géologie du Massif de Stavelot, au niveau de la Crête de la Vecquée, soit des couches avec un pendage fort (40 à 60°).

Tomographie de résistivité électrique	Mesure H/V	Mesure de Gravimétrie	Interprétation
Contraste de résistivité le long d'un profil vertical	Présence d'un pic		Présence d'un contraste d'impédance suffisamment net, par exemple à une variation de lithologie ou au passage d'un bedrock altéré au bedrock sain
Contraste de résistivité le long d'un profil vertical	Pas de pic net		La différence de résistivité n'est pas due à un contraste d'impédance fort, elle est alors par exemple liée à une variation de la saturation en eau
Variation horizontale de la résistivité moyenne dans une "niveau" donné * AVEC variation du rapport de résistivité entre les niveaux superposés		Variation significative de la valeur mesurée	Augmentation/Diminution de la saturation en eau
* SANS variation du rapport de résistivité entre les niveaux superposés		Variation significative de la valeur mesurée	Changement probable de lithologie (variation de densité).

Ajouter qqchose ?

CHAPITRE 6. LA ZONE FAILLÉE DE HOCKAI

La Zone Faillée de Hockai est une structure visible dans la géomorphologie régionale et décrite pour la première fois par Ahorner (1975) et ensuite par Demoulin (1988). C'est une structure d'orientation générale SSE-NNO située dans l'Est de la Belgique, entre le Pays de Herve (Graben de La Minerie) au nord, et l'Ambève au sud. Elle traverse le Massif de Stavelot, à peu près perpendiculairement à la Crête de la Vecquée, arrête sommitale des Hautes-Fagnes.

Pourquoi je m'y intéresse ?

Cette Zone est particulièrement intéressante pour son importance dans l'évaluation de l'aléa sismique dans nos régions. En effet, le séisme du 18 septembre 1692 a été localisé dans le nord de la Zone, dans la région de Verviers. La localisation de ce séisme n'est évidemment pas précise, mais la zone épiscopale est tout de même bien contrainte, à plus ou moins 10 km. L'occurrence et l'étude minutieuse d'une séquence sismique en 1989-1990 a permis la détermination d'un plan de faille en profondeur et montrent que l'activité sismique dans cette zone est encore actuelle. Les questions qui se posent sont donc "Peut-on y trouver des failles susceptibles d'être la source du séisme de 1692?", "Les concentrations de tremblements de terre observées en Ardenne sont-elles liées à des failles à la surface du sol?" ; "Ces failles sont-elles identifiables sur le terrain ?" ; "Sont-elles actives ?" et enfin : "Peut-on estimer leur taux d'activité ?".

Dans la première partie de ce chapitre, nous présentons les données existantes relatives aux études réalisées depuis les années 80 dans la Zone. Nous expliquons ensuite le choix de la Crête de la Vecquée comme laboratoire naturel et nous présentons les nouvelles données géophysiques acquises depuis 2006 le long d'un profil perpendiculaire à la ZFH. Nous présentons enfin une nouvelle interprétation de l'histoire de la Crête de la Vecquée et donc de la Hoëgne et discutons les questions posées ci-dessus.

6.1. Données existantes

6.1.1. L'ACTIVITÉ SISMIQUE

Le séisme du 18 septembre 1692 a été localisé dans la région de Verviers. Le résultat de l'inversion des données macrosismiques du séisme du 18 septembre 1692 de magnitude $6 \frac{1}{4}$ (Alexandre et al. 2008). Ce séisme est le plus important ayant eu lieu au Nord des Alpes depuis le Moyen Âge. L'application du logiciel BOXER (Gasperini et al. 1999) a permis de calculer une source probable orientée à $N172^\circ$.

Entre novembre 1989 et mai 1990 environ 500 séismes se sont produits au nord-ouest de Malmedy, dont 92 ont pu être localisés avec précision par Camelbeek (T. Camelbeek 1993). Une coupe $N45^\circ$ dans le nuage de points représentant la séquence lui a permis d'identifier une faille orientée $N330^\circ$ et de pendage moyen de 70° . Notre analyse en 3D (voir Chapitre 3, point 3.4) montre qu'en sous-échantillonnant le nuage de point pour obtenir un groupe dense, l'orientation est $N320^\circ \pm 15^\circ$ et le pendage d'environ 86° .

La Figure 6-1 illustre l'intersection avec la surface des plans de faille déterminés en 3D en utilisant les données issues des différentes méthodes de relocalisation (voir Chapitre 1, 1.4 et 1.7.1). Les quatre traces sont relativement proches les unes des autres.

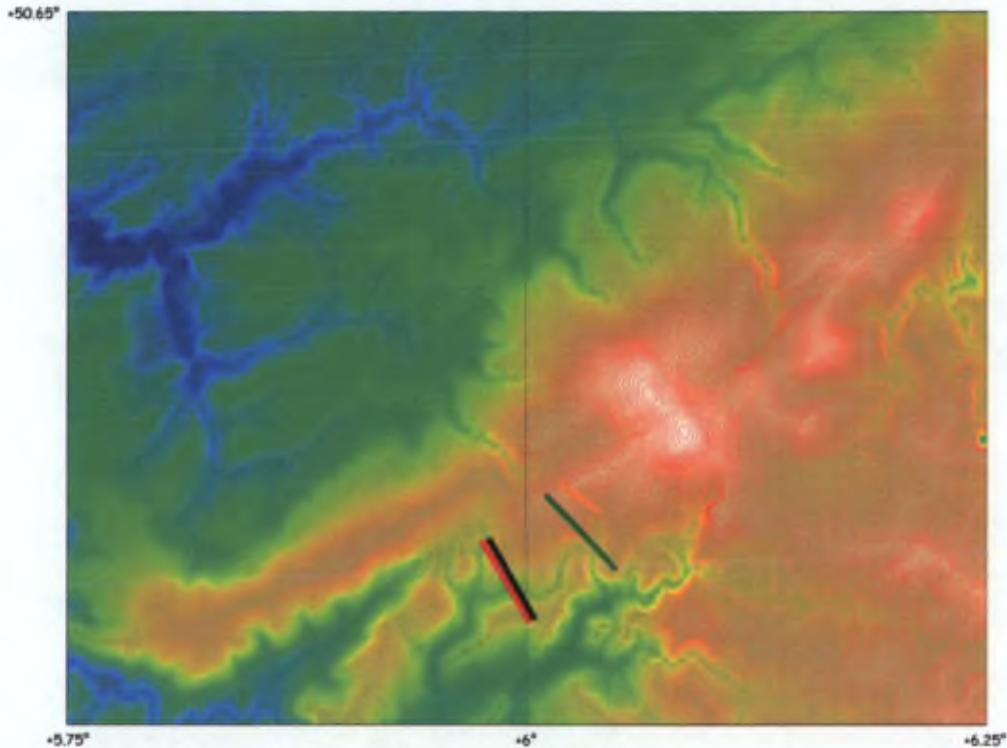


FIGURE 6-1 : MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN SUR LEQUEL SONT REPRÉSENTÉES LES PROJECTIONS EN SURFACE DU PLAN DE FAILLE DÉTERMINÉ PAR MÉTHODE 3D POUR COMPLOC(VERT), HYPODD(ORANGE), LOTOS(ROUGE) ET PAR CAMELBECK EN 1993 (NOIR).

6.1.2. LA CARTOGRAPHIE DES LINÉAMENTS

Les failles sont également mises en évidence par les alignements ou linéaments identifiés sur photo satellite ERTS-1 (1977). Les principaux éléments de la géologie régionale apparaissent : la discordance des terrains secondaires sur le Paléozoïque ardennais, la forme et l'allure de la Nappe de Dinant, l'axe du Condroz, les directions axiales au sein des structures Eifeliennes et le périmètre du Massif de Stavelot. Le linéament "Trois-Vierge – Malsbenden" est mis en évidence au sud-est. A l'intérieur du Massif de Stavelot, les linéaments sont soit de direction SSE-NNO ou alors SSO-NNE. Les linéaments SSE-NNO (approximativement N330°) mettent en évidence la Zone Faillée de Hockai.

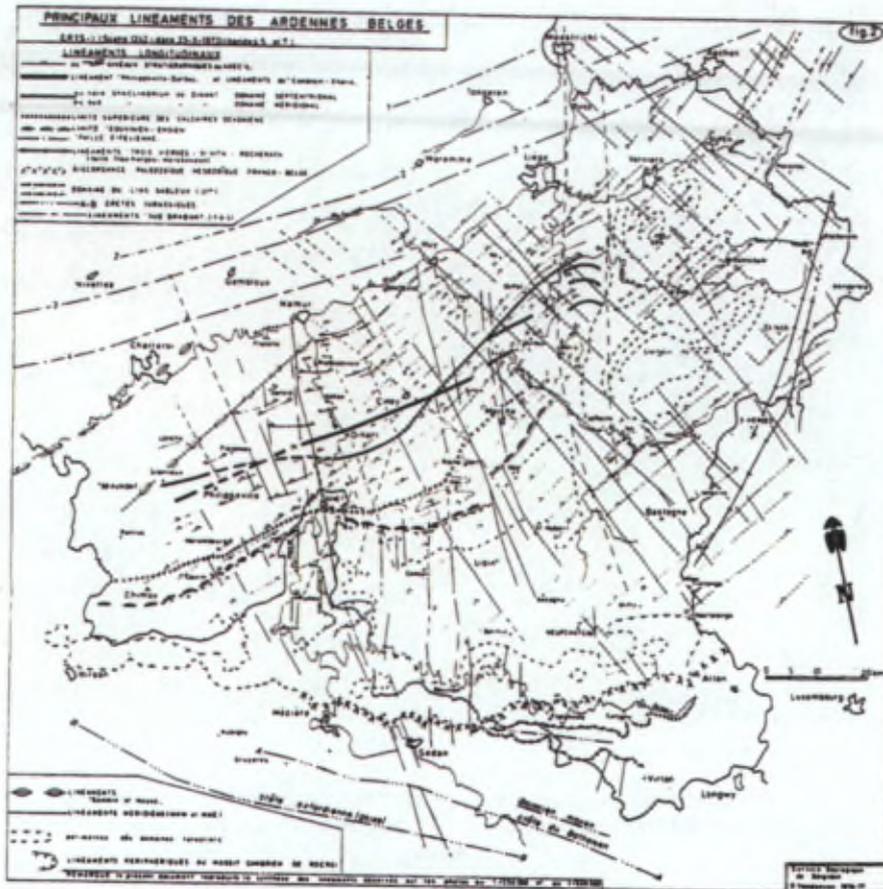


FIGURE 6-2 : LINÉAMENTS EN ARDENNE. FIGURE DE VANDENVEN (1977).

6.1.3. LA GÉOMORPHOLOGIE

La Zone Faillée de Hockai (HFZ) est identifiée dans la géomorphologie depuis environ 30 ans.

Les arguments géomorphologiques ont été résumés récemment par Demoulin (2006).

Plusieurs éléments morphotectoniques ainsi que certaines particularités de l'évolution des rivières témoignent de l'activité cénozoïque de la HFZ, voire simplement de son influence passive sur la morphologie. Ils ont permis dans un premier temps de localiser à l'échelle régionale la trace en surface de la zone faillée (Ahorner, 1983 **CITER** Demoulin, 1988) et d'estimer les déplacements induits à long terme.

- La HFZ fait la limite ENE brusque de la zone d'affleurement continu du poudingue de Malmedy et de la dépression qui lui est associée. A l'est, le petit lambeau permien de Mont-Hoffrai est situé nettement au dessus de la dépression de Malmedy.
- Deux crêtes d'ampleur régionale sont recoupées par la HFZ. La crête de la Vecquée, qui constitue l'arête sommitale du plateau des Hautes Fagnes, présente un décalage altitudinal de ~30 m de part et d'autre de la trace de la faille (peut-être même 50 m si on prend en compte un possible décrochement, voir ci-dessous), avec affaissement du compartiment ouest de celle-ci (Demoulin 1988). Dans l'hypothèse d'un mouvement normal, cette dénivellation suggère un pendage vers l'ouest de la HFZ qui semble contredit par le pendage ENE déduit de l'examen des microséismes de 1989-1990. Toutefois, la projection en surface de la faille affectée par les microséismes la place à 1 à 2 km à l'ouest de la HFZ, et on peut probablement la considérer comme une faille antithétique de seconde importance. La crête de la Vecquée

étant un reste d'une surface d'érosion retouchée pour la dernière fois à l'Oligocène, le ressaut topographique a du être acquis ultérieurement, soit au cours du Néogène et/ou du Quaternaire. A nord de la vallée de la Vesdre, la crête Battice – Henri-Chapelle ne montre aucune dénivellation topographique qui puisse être associée à la présence de la zone faillée.

- Des escarpements hauts de 15 à 40 m, tournés à l'OSO et indépendants de toute influence lithologique ou fluviale, marquent la trace de la HFZ dans la région de Verviers. Ils sont décrits ci-dessous.
- La présence de la HFZ a déterminé l'installation de tronçons de rivières rectilignes et alignés : paléo-Warche (Pissart & Juvigné 1982 CITER) dont le cours est maintenant emprunté par le Trô Maret inférieur (au sud de la Vecquée), Hoëgne en aval du coude de Hockai (au nord de la Vecquée), ruisseau des Paires (au SE de Verviers).
- La HFZ a facilité, au moins de façon passive, une capture de la Hoëgne supérieure à Hockai, vraisemblablement au Pliocène ou au début du Quaternaire. Un coude de capture obligeant la rivière à éroder une crête de quartzite résistant en lieu et place de quartzophyllade salmien plus facilement érodible, un col de capture débouchant sur la vallée surdimensionnée du ruisseau de Hockai, ainsi que les dépôts fluviaux exposés dans cette vallée témoignent de la capture (Demoulin 1986b CITER).
- A l'exception de la Vesdre, toutes les rivières à écoulement est-ouest sont défléchies vers le NO à leur intersection avec la HFZ, soit du sud au nord : l'Amblève à Montenau, la Warchenne entre Waimes et Malmedy, la Warche à Bevercé avant capture (Pissart et Juvigné 1982 CITER), la Hoëgne à Hockai et le cours supérieur de la Berwinne, auxquelles il faut associer les déflexions subies dans le même sens par les crêtes perpendiculaires à la HFZ : crête d'Ommer Wald vs Wolfsbusch et Bois d'Emmels au sud de l'Amblève, Vecquée, crête de Battice – Henri-Chapelle. Sauf à l'extrémité sud de la HFZ, les valeurs de décalage sont cohérentes (Berwinne > 1 km ; crête de Battice : 2 km ; Vecquée 1.5 km ; ancienne Warche : 2 km ; Warchenne : 2 km ; Amblève : ~3 km) et suggèrent a priori qu'au cours du Cénozoïque la HFZ aurait pu connaître un épisode de décrochement dextre d'ampleur kilométrique. Cependant, cette interprétation n'est nullement reflétée dans l'allure des couches telle qu'elle est figurée sur les nouvelles cartes géologiques (Laloux et AL CITER, BarchyMarion CITER) et elle entre en contradiction avec l'observation décrite au point suivant. De plus, aucun paléochamp de contraintes post-oligocène identifié à ce jour dans la région (Vandycke 2002 CITER) n'est capable d'intégrer correctement ce type de mouvement. Ces déflexions ont donc probablement été induites surtout de façon passive par la HFZ.
- Dans la vallée de la Hoëgne à l'aval de Hockai, plusieurs crêtes subverticales de quartzite cambrien, orientées à l'OSO, montrent une composante de décrochement sénestre de ~10 m à hauteur de l'axe de la vallée, assimilé à la trace de la HFZ (Demoulin, 1984 CITER). Dans la région de Verviers, quelques vallons subissent également un décrochement sénestre de quelques dizaines de mètres au passage de la zone faillée (voir ci-dessous). Ces observations s'accordent avec la composante sénestre importante identifiée dans le mécanisme composite de l'essaim de microséismes de 1989-1990 sur la HFZ (Camelbeek, 1993 CITER).

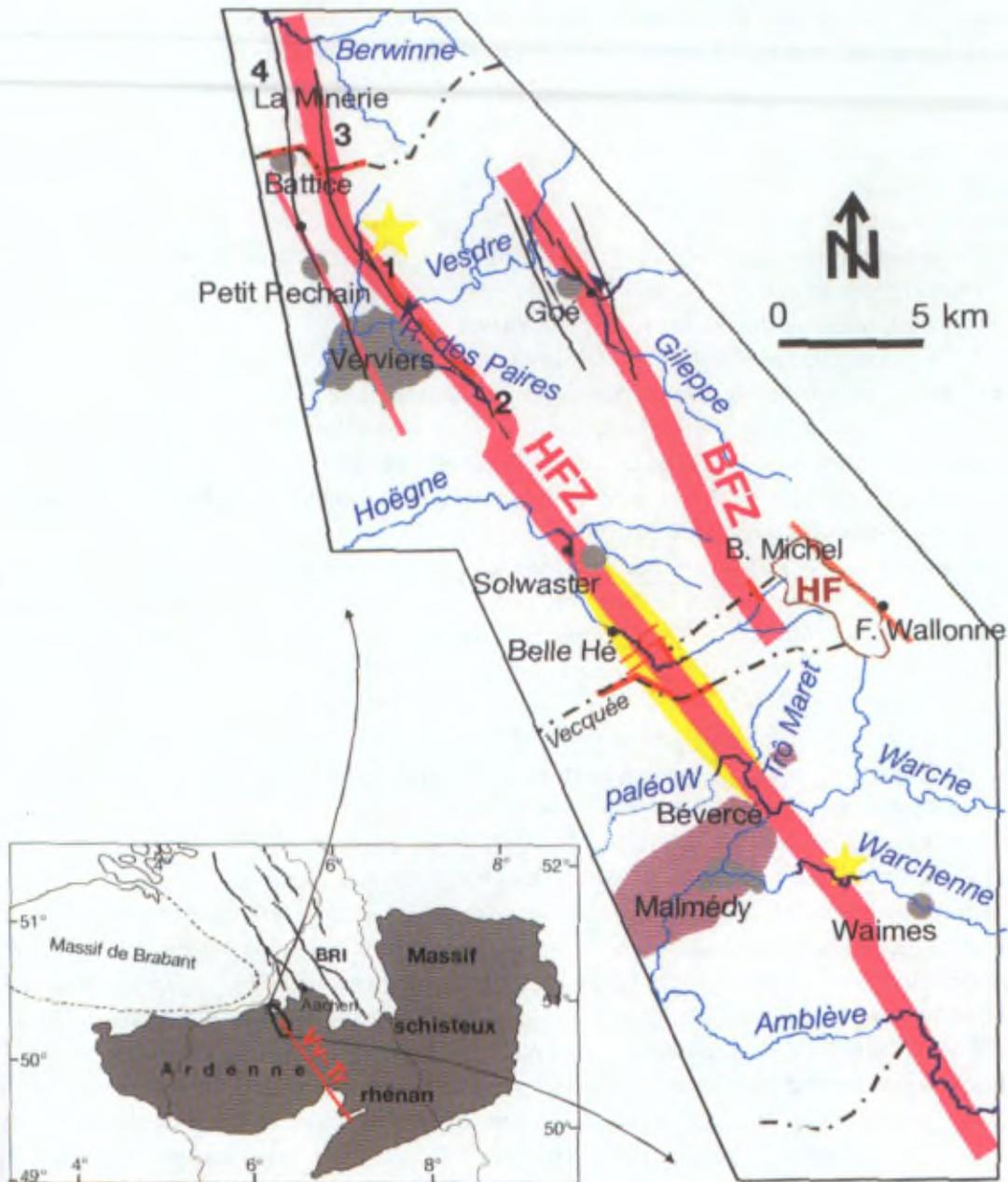


Fig. 9.1. – Schéma de localisation de la HFZ et des autres failles présentées dans ce chapitre. En rose, zones de faille potentiellement actives. En jaune, épencentres de séismes (voir texte). En violet, poudingue de Malmédy. En surlignage bleu foncé, sections de rivière déterminées par la présence des failles (les pointes de flèche indiquent des ruptures de pente des rivières). Le trait bistre délimite le massif Botrange - Baraque Michel (HF : Hauts Fagnes). Traits rouges gras: escarpements; traits rouges en baïonnette: décrochements. En noir, failles de la carte géologique: (1) f. de Verviers, (2) f. de Sècheval, (3) f. d'Ostende, (4) f. de Monty. PaléoW: paléo-Warche. Vv-Tr: linéament Verviers-Trier.

FIGURE 6-3 : ZONE FAILLÉE DE HOCKAI, SELON DEMOULIN (2006)

6.1.4. LA GÉOLOGIE

Le massif de Stavelot est composé de roches Primaires, principalement Cambriennes, qui ont subi les orogénèses Calédonienne et Varisque. Les roches rencontrées sont principalement acides : grès, grès quartzitiques, quartzites, phyllades, quartzophyllades etc. Malmédy est affecté par un graben ouvert au Permien et comblé du fameux "poudingue de Malmédy", sorte de formation de blocs hétérogènes liés par un ciment généralement calcaire. Les affleurements rocheux dans le massif de Stavelot sont relativement peu nombreux (surtout dans certaines zones de fagnes, par exemple). Les roches ayant subi deux orogénèses sont souvent fortement plissées et inclinées, présentant parfois une schistosité ou des diaclases importantes. L'orientation générale des couches est SO-NE à OSO-ENE, avec des variations locales possibles. Ces couches ont des pendages NO/SE ou NNO/SSE.

Les seules cartes géologiques dressées du Massif de Stavelot l'ont été par F. Geukens (1986 et 1999). Elles ne prennent pas en considération les arguments géomorphologiques importants identifiés sur photos aériennes et satellite comme sur le terrain (Vandenven 1977; Ahorner 1983; Demoulin 1988) et ne mentionnent donc aucune faille, même "supposée", sud-est nord-ouest au cœur du Massif.

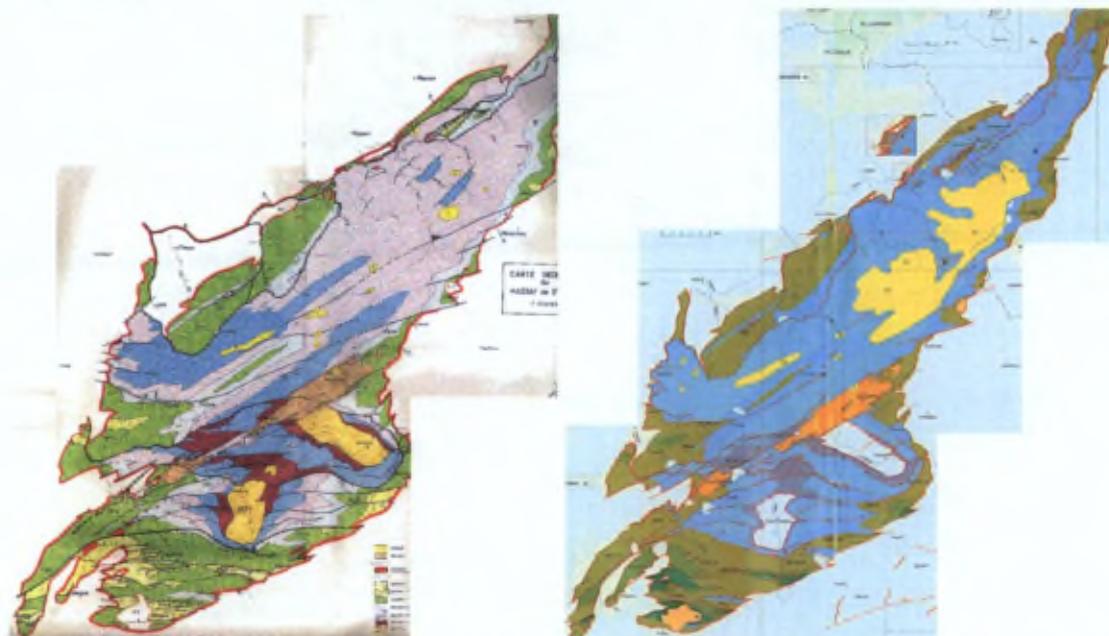


FIGURE 6-4 : CARTES GÉOLOGIQUES DU MASSIF DE STAVELOT, PAR GEUKENS (GAUCHE : 1986 ; DROITE : 1999).

Une coupe schématique du Massif a récemment été présentée (Figure 6-5) et illustre l'importance du linéament "Trèves-Verviers" dans la structure du socle (Hance et al. 1999). Les auteurs présentent ce linéament comme l'expression d'une faille normale séparant le bloc oriental plus bas (le toit) du bloc occidental plus haut (le mur). [Vérifier comment ils expliquent que les lieux les plus hauts de Belgique se situent sur le toit]. Dejonghe (2008) présente, dans le sud de la "Zone de l'Ourthe", un couloir faillé de décrochement dextre, résultant de l'action en buttoir du Massif de Stavelot lors de l'orogénèse Varisque (trait gris sur la Figure 6-5). Notons également que les auteurs de la Figure 6-5 ne placent pas Verviers dans la Zone Faillée de Hockai (liée au linéament Trèves-Verviers), alors qu'ils représentent le décrochement sénestre d'axes de plis entre la fenêtre de Theux et Verviers.

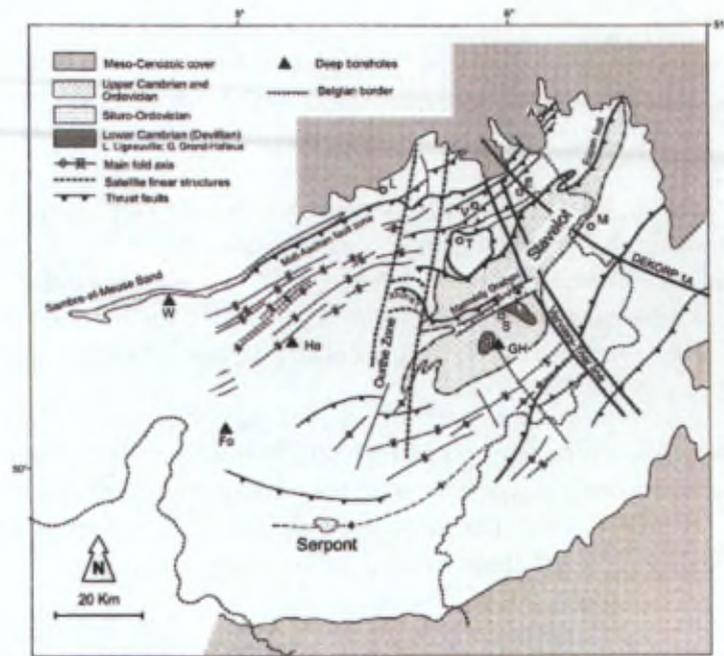


Fig. 4. Main structural elements of eastern Belgium including linear structures inferred from satellite imagery (Vandenwey, 1977). A = Aachen, E = Eupen, Fo = Focant, GH = Grand-Halleux, Hr = Havelange, L = Liège, M = Messin, S = Stavelot, T = Theux, F = Verviers, W = Wépion.

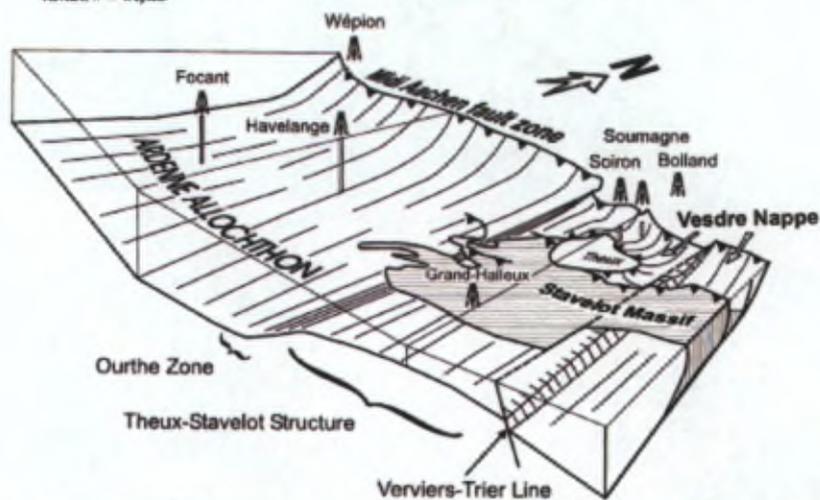


Fig. 3. 3D schematic model of the Ardennes Allochthon between central Belgium (Meuse profile) and western Germany (modified after Bless et al., 1980; not to scale). The Theux-Stavelot structure is responsible for the particular character of the allochthon in this zone (see discussion in text).

FIGURE 6-5 : SCHÉMA DES STRUCTURES PRINCIPALES DANS ET AUTOUR DU MASSIF DE STAVELOT (GAUCHE) ET MODÈLE 3D (DROITE). FIGURES DE HANCE ET AL (1999).

6.1.5. LES DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Des reconnaissances en géophysique appliquée ont été réalisées à proximité de Verviers : à Wesny, Ottomont et Houlteau (Petermans et al. 2004; Demoulin 2006). D'autres l'ont été à proximité de Hockai : à Belle-Hé et à Solwaster (Wallemacq 2000; Petermans et al. 2004).

Nous présentons brièvement les conclusions des différentes reconnaissances ci-dessous.

6.1.5.1. BELLE HÉ

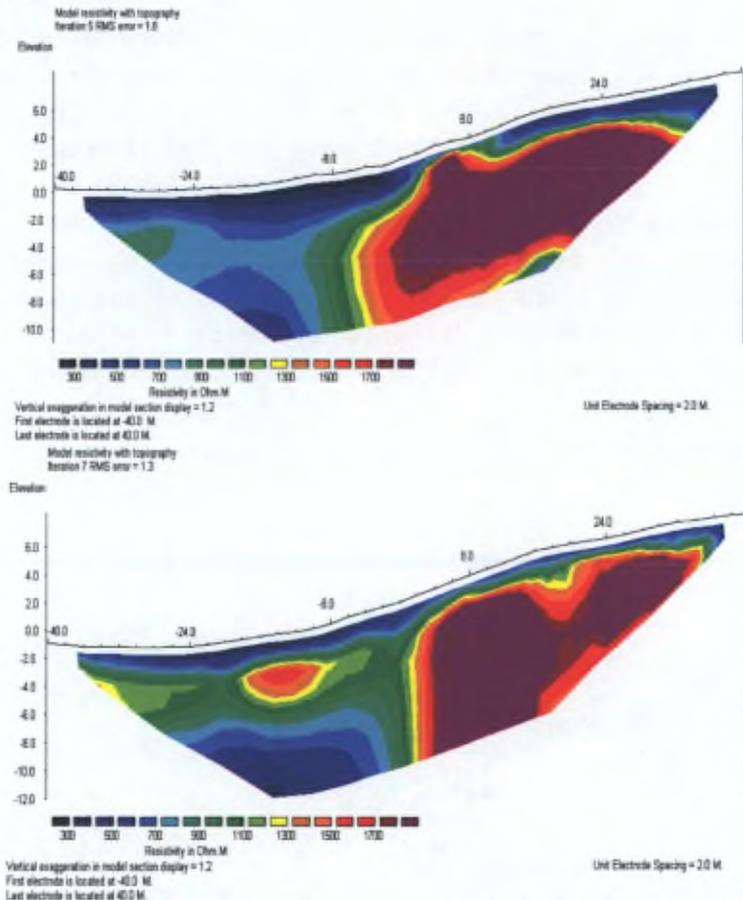


FIGURE 6-6 : PROFILS DE TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉS À BELLE HÉ, ORIENTÉES EST (GAUCHE) – OUEST (DROITE). FIGURES DE CAMELBEECK ET AL (2008).

Deux tomographies de résistivité (Figure 6-6) ont été réalisées à Belle Hé par l'Observatoire Royal de Belgique (T. Camelbeeck, Jongmans, et Vanneste 1998), de même que des profils radar et de sismique réfraction et des sondages électriques et électromagnétiques. L'analyse de la sismique réfraction donne un modèle en 3 couches, de 3m d'épaisseur à 700-770 m/s, sur 6-10m d'épaisseur à 1700 à 2150 m/s et enfin de 8.5 à 13m d'épaisseur à 4600 m/s. Malheureusement, ces données de vitesses ne sont pas localisées sur carte, nous ne savons donc pas si elles sont parallèles aux tomographies ou non. Les tomographies électriques montrent des résistivités faibles en surface (~300 ohm.m) avec un épaissement du niveau du milieu du profil vers le bas de la pente. En profondeur, le contraste de résistivité est nettement plus important, entre plus de 2000 ohm.m et 300 ohm.m. Deux profils subparallèles espacés de 30 mètres donnent une image cohérente de l'origine de cet escarpement, vraisemblablement lié à une faille.

Demoulin (2006) dit que les profils réalisés par l'Observatoire (Figure 6-6) "ne permettent pas d'écartier l'éventualité très probable qu'il s'agisse simplement d'un talus séparant une terrasse de

rivière de sa plaine alluviale actuelle". Cette affirmation suppose donc que le bedrock identifié sur la partie haute du profil ait été érodé par la rivière lors de sa dernière phase d'incision, et que les alluvions comblent aujourd'hui ce vide, provoquant le très grand contraste de résistivité présent en profondeur. Cette incision devrait être supérieure à 12 mètres, en effet le bedrock est absent de la partie basse du profil.

6.1.5.2. SOLWASTER

Wallemacq (2000) a réalisé 4 profils de tomographie de résistivité électrique doublés de profils de radar à proximité de Solwaster, en rive droite de la Hoëgne (Figure 6-7). La conclusion qu'il en tire est qu'il est possible qu'un niveau de graviers fluviaux épais de 2 ou 3 mètres soit décalé de part et d'autre du petit escarpement de 1 m de haut. Demoulin (2006) n'exclut pas la possibilité qu'il ne s'agisse que de terrasses de la Hoëgne. Le profil radar 1 (Figure 6-7) nous semble le plus concluant en faveur d'une faille. En effet, une limite nette apparaît au droit du pied de l'escarpement à partir de quelques mètres de profondeur. Cela dit, si une faille était orientée dans l'orientation générale de HFZ, une telle observation devrait être faite sur les profils 2 à 4, ce qui ne semble pas être le cas. Ces profils montrent par contre un contraste latéral en profondeur, chaque fois vers le milieu du profil. Ces variations pourraient être associées à une faille. Nous avons calculé, sur base des localisations des profils fournies par Wallemacq, que cette structure a une orientation N 337°, ce qui est tout à fait cohérent avec l'orientation générale de la ZFH.

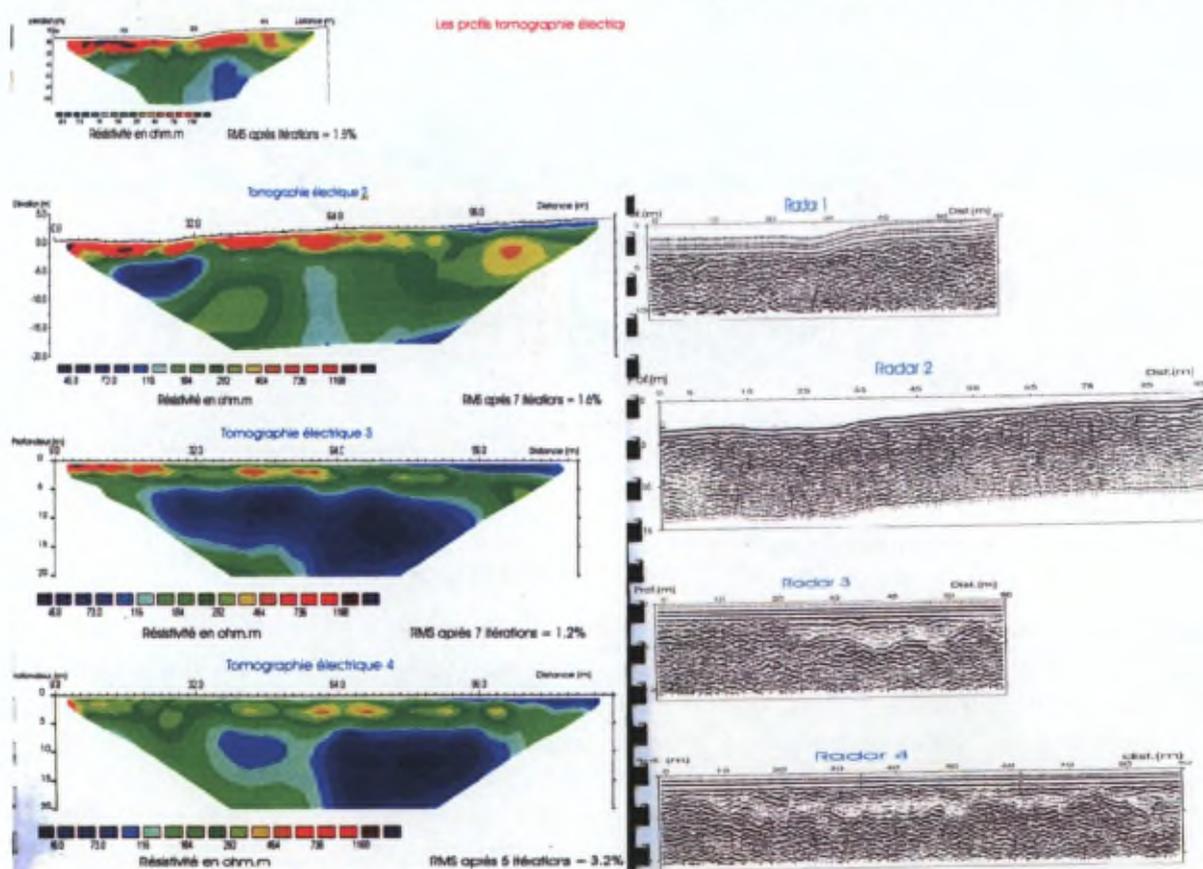


FIGURE 6-7 : TOMOGRAPHIES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉS PAR WALLEMACQ (2000) À PROXIMITÉ DE SOLWASTER. FIGURES DE WALLEMACQ (2000).

Il a également réalisé un profil de sismique réfraction et a calculé une tomographie sismique réfraction. Les vitesses rencontrées sont très importantes, entre 700 m/s à proximité de la surface et déjà près de 2700 m/s à 2m de profondeur.

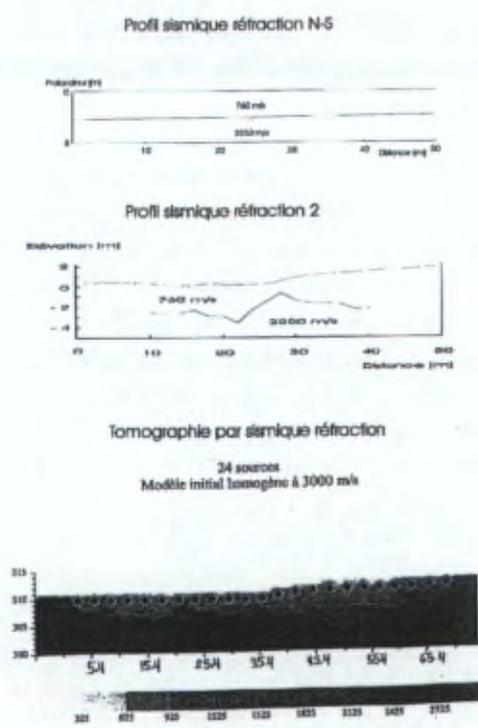


FIGURE 6-8 : PROFILS DE SISMIQUE RÉFRACTION, FIGURE DE WALLEMACQ (2000).

6.1.5.3. HOULTEAU

Petermans et al [CITER] ont réalisé une tomographie de résistivité électrique à Houlteau. Cette tomographie met en évidence une forte variation latérale de résistivité à l'emplacement supposé d'une faille liée à la ZFH (vers la cote 100 m sur la Figure 6-9). Ce contraste met même en évidence un pendage apparent du plan de faille de l'ordre de 70° vers l'ouest. Notons également l'inflexion du niveau de plus haute résistivité vers l'est du profil, vers la cote 165 m.

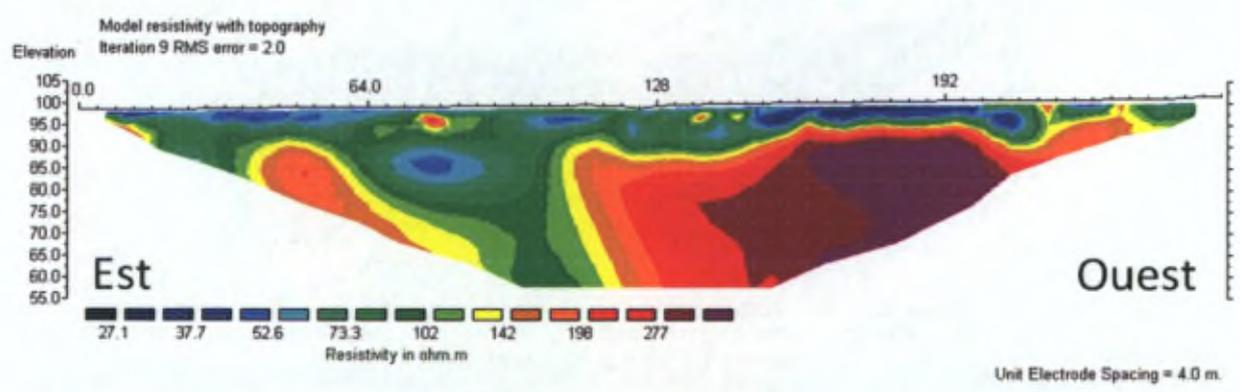


FIGURE 6-9 : PROFIL DE TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉ À HOULTEAU. FIGURE DE PETERMANS ET AL (2008).

Concernant les tomographies électriques réalisées à Houlteau (Figure 6-10) par Demoulin (2006), nous notons qu'il suppose, sur base des profils "tomo 4 et tomo 5", qu'un niveau de base serait verticalement à la base de la couche de basse résistivité. Si l'hypothèse peut être soutenue pour la "tomo 5", elle ne peut être basée, selon nous, sur la "tomo 4". En effet, (1^o) l'image montrée est le résultat d'une inversion par itération, arrivée à la 10^{ième} itération et dont l'erreur RMS est encore de 16.3 %. Nous savons que RES2DINV, le programme utilisé par Demoulin, produit en général des solutions à faible RMS très rapidement. Le fait de devoir pousser le programme jusqu'à la

10^{ème} itération et n'obtenir que 16.3% de RMS est très peu fréquent et même généralement le témoin d'un problème dans les données de base. (2°) Ce profil est différent des deux autres présentés par la présence d'un niveau de très basse résistivité dans le bas du profil, ce qui est en désaccord avec la description en 3 couches développée dans le texte, dont la plus profonde dépasse les 300 ohm.m. Ceci dit, les valeurs de résistivité électrique présentées pour la "tomo 4" semblent cohérentes avec les vitesses obtenues par sismique réfraction. La "tomo 5" montre en effet une inclinaison de niveaux de résistivités moyenne dans sa partie ESE, bien que le niveau de haute résistivité (interprété comme le bedrock schisteux) ne semble pas décalé vers le haut. Enfin, la "tomo 2" semble la plus convaincante pour montrer l'image d'une faille. Le bedrock (haute résistivité) est seulement présent sur la moitié ONO du profil, ce qui laisse supposer qu'il est décalé vers le bas à l'ESE. Ici, notons que la valeur RMS du profil est de 9.4%, une erreur haute par rapport à la configuration du terrain, peut-être liée à la présence du niveau de haute résistivité dans le "chenal" centré sur la marque "32.0 m" le long du profil.

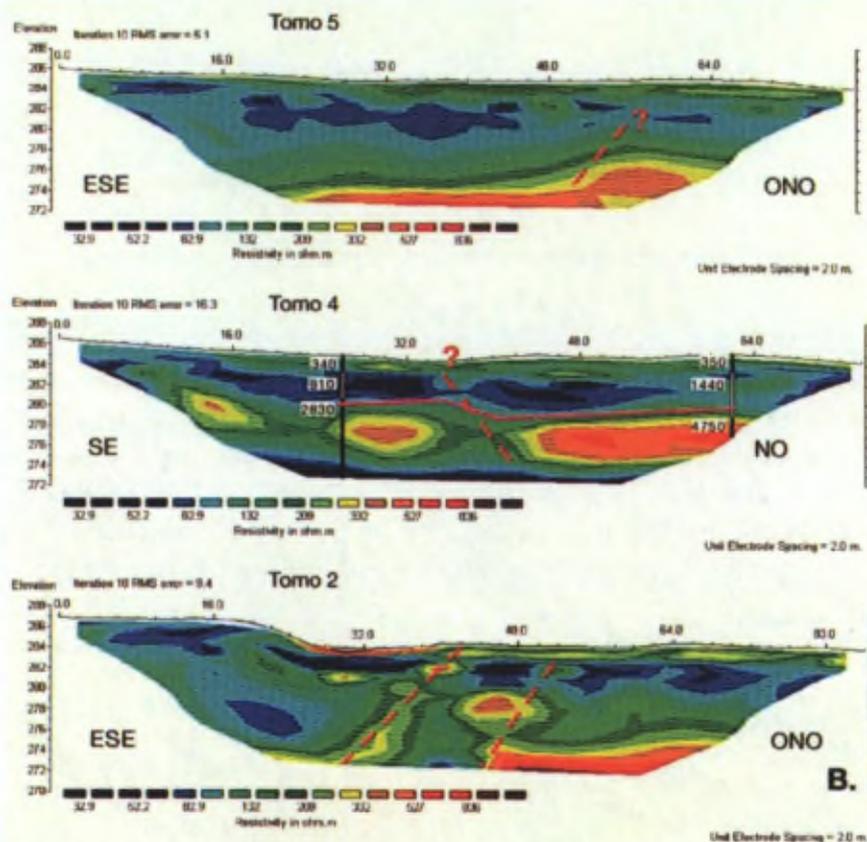


FIGURE 6-10 : TOMOGRAPHIES DE RÉSIDIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉES À HOULTEAU PAR DEMOULIN (2006). LES FAILLES POSSIBLES SONT INDIQUÉES PAR DES TRAITES ROUGES ET LES VITESSES OBTENUES EN DEUX SONDAGES DE SISMIQUE RÉFRACTION SONT INDIQUÉES. FIGURE DE DEMOULIN, 2006.

6.1.5.4. WESNY

Petermans (2004) a réalisé une tomographie de résistivité électrique de 252 mètres (Figure 6-11) dans le fond du vallon parcouru par le Ruisseau des Prés du Mont. Il interprète l'apparition de la basse résistivité vers 80 mètres et jusqu'à 120 mètres comme un possible petit bassin sédimentaire incliné en direction d'une faille proche de la borne 80 mètres. Le décalage du niveau de haute résistivité (5 m de profondeur à 64 m, 15 m de profondeur à 90 m) serait l'expression d'une faille normale ou oblique à vergence ouest. Les basses résistivités à la fin du profil vers le SSO pourraient également être associées à une faille, mais les arguments manquent pour être catégorique.

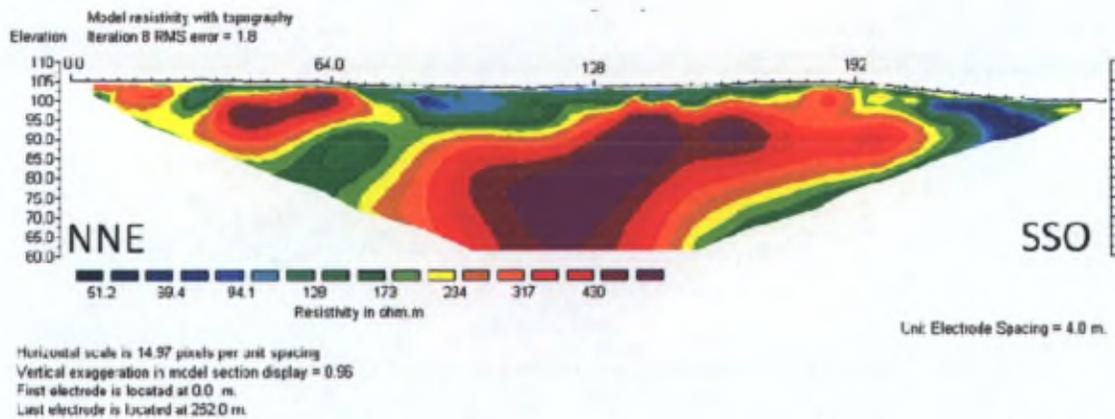


FIGURE 6-11 : TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉE À WESNY. FIGURE DE PETERMANS ET AL (2008).

Demoulin (2006) a également réalisé deux tomographies électriques à proximité du profil précédent, un peu en altitude (+5 mètres) sur le versant sud du vallon. Il a montré un décalage du bedrock d'environ 2m au SSO par rapport au NNE, qui correspondrait à une faille normale pendant vers le SSO. La résolution de ce profil est supérieure, mais la profondeur d'investigation est nettement diminuée. Le profil mesure 100 m et fournit de l'information jusqu'à 11.4 m maximum, là où le profil de Petermans *et al* donne une image jusqu'à 40 mètres de profondeur.

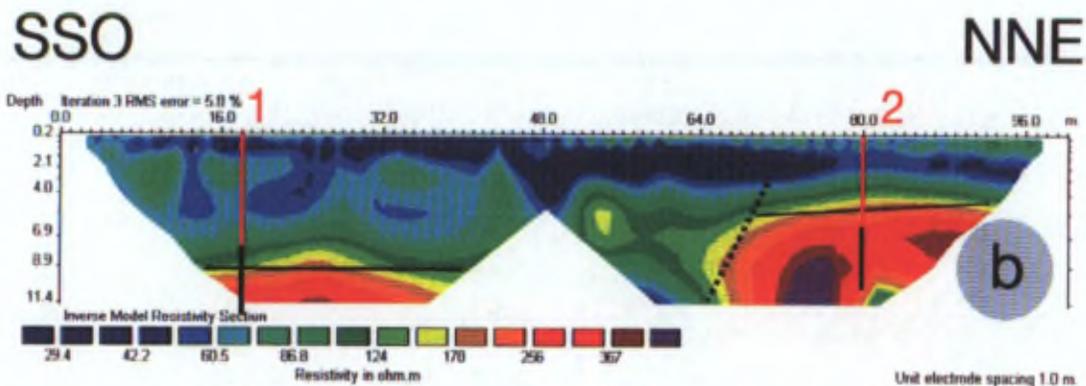


Fig. 9.6. – Tomographie électrique effectuée en travers de la position supposée de la HFZ à Wesny. **a.** Disposition des lieux (extrait de la fig. 9.3). **b.** Tomographie à haute résolution sur le remplissage du fond du vallon. En 1 et 2, sondages en sismique réfraction localisant le contact entre des couches à $V_p = \sim 450$ m/s (en surface) et ~ 3000 m/s (en profondeur). Le trait pointillé indique la position d'une faille possible.

FIGURE 6-12 : TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉE À WESNY PAR DEMOULIN (2006). FIGURE ET LÉGENDE DE DEMOULIN 2006.

6.1.5.5. OTTOMONT

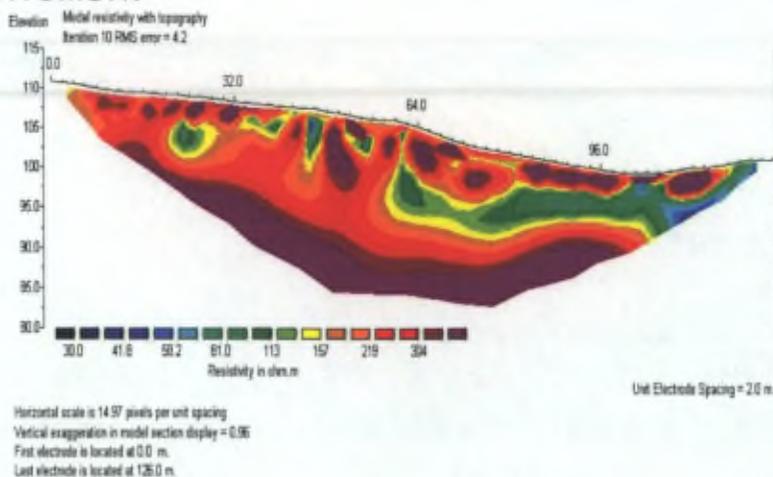


FIGURE 6-13 : PROFIL DE TOMOGRAPHIE DE RÉSTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉ À OTTOMONT. FIGURE DE PETERMANS ET AL (2008).

Petermans et al [CITER] ont réalisé une tomographie de résistivité électrique à proximité d'Ottomont. Le profil (Figure 6-13) montre des noyaux de haute résistivité à proximité de la surface (0 – 5 m). Sous ce niveau, un niveau de résistivité moyenne est présent sur toute la tomographie, mais la résistivité décroît vers le bas du profil, à partir du milieu. Ce contraste latéral pourrait être l'expression d'une faille.

6.2. Synthèse de l'orientation probable de le ZFH

Année	Source	Zone	Type d'Analyse	Orientation	Pendage
1977	Vandenvan	Complète	Linéaments	330 °	
1993	Camelbeeck	Hockai	Sismicité actuelle	330 °	70 °
1988, 1995, 2006	Demoulin	Complète	Rivières et Linéaments		
2008	Petermans	Verviers	Sismicité historique	172 °	
2010	Cette étude	Hockai	Sismicité actuelle	320 ° ±15°	86 °

6.3. Nouvelles données géophysiques sur la crête de la Vecquée

Demoulin (2006) conclut que les résultats issus des données morphotectoniques et géophysiques obtenues pour les sites localisés dans la vallée de la Hoëgne sont moins favorables que ceux collectés dans la région de Verviers et décide donc de poursuivre ses recherches de sites potentiellement paléosismiques dans cette dernière.

De notre point de vue, la crête de la Vecquée, élément majeur du paysage depuis le Tertiaire, est un site exceptionnel pour l'identification de failles en surface. Sa nature géologique différenciée, des quartzites et des phyllades d'un côté et des terrains meubles ou d'altération de l'autre, lui confère des propriétés intéressantes pour la prospection géophysique. D'un point de vue géomorphologique, des éléments mentionnés par Demoulin permettent de comprendre que cette crête est un candidat privilégié pour l'étude des failles. La capture de la Hoëgne en angle droit au niveau de la Passerelle du Centenaire et son enfoncement dans la crête et la forme surdimensionnée de la vallée du ruisseau Hockai sont les arguments les plus marquants. De plus, la proximité avec la projection en surface de la séquence sismique en 1989-1990 (Figure 6-14) nous permet d'étudier le lien possible entre elles et des failles identifiées sur le terrain.

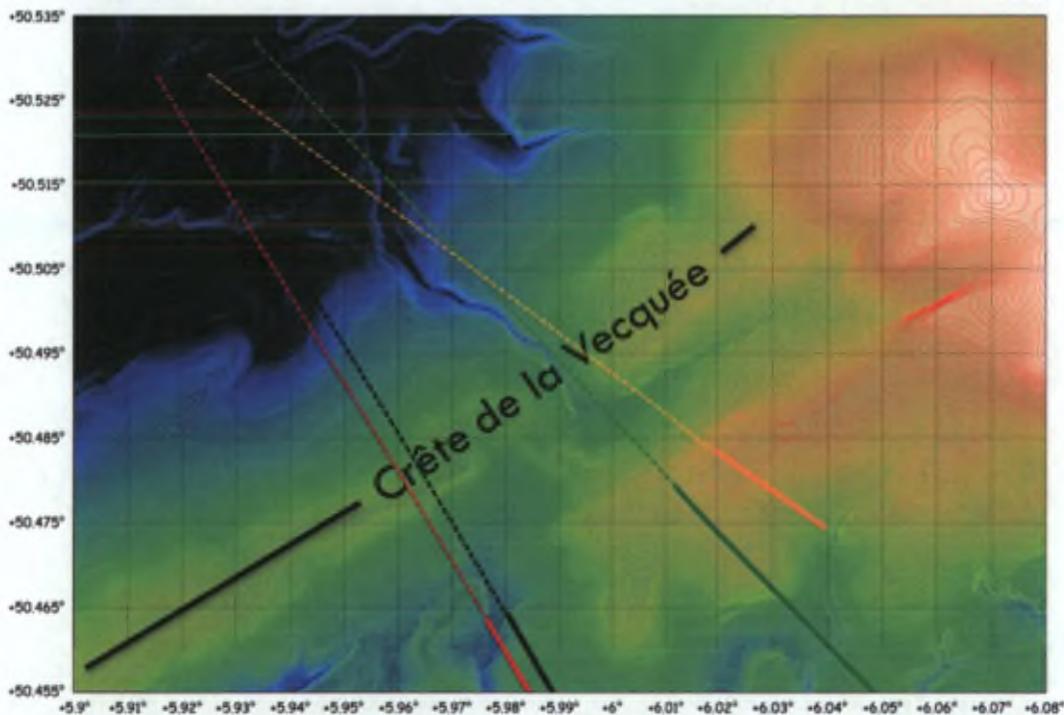


FIGURE 6-14 : MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE. L'INCISION DE LA HOËGNE Y EST PARTICULIÈREMENT BIEN VISIBLE. L'INTERSECTION AVEC LA SURFACE DES PLANS DE FAILLES DÉTERMINÉS EN 3D (VERT : COMPLC, ORANGE : HYPODD, ROUGE : LOTOS ET NOIR : CAM93) SONT ÉGALEMENT REPRÉSENTÉS, DE MÊME QUE LEUR PROLONGATION VERS LE NORD (POINTILLÉS).

En nous intéressant à la Crête de la Vecquée, nous voulons répondre à 4 questions :

1. Est-il possible d'y identifier des failles par des méthodes de prospection géophysique ?
2. Quel est leur mouvement relatif ?
3. Sont-elles reliées géométriquement à la séquence de 1989-1990 ?
4. Et enfin, sont-elles "actives" ?

Pour répondre à ces questions, notre méthode de prospection a été effectuée "À l'Aveugle", n'ayant comme a priori que la position approximative de la zone faillée de Hockai, quelque part

entre Francorchamps et l'est de Hockai. Nous voulons réaliser la première coupe géophysique de grande ampleur à travers l'ensemble de cette zone, de préférence en installant les extrémités à l'extérieur de la zone.

Je pars du principe qu'il faut cartographier les failles avant de chercher à déterminer leur activité. La crête n'est pas, par essence, un bon candidat pour les failles actives à cause de l'érosion, mais c'est une structure qui permet la localisation de failles. Ensuite, d'autres sites dans leur prolongement pourront être étudiés.

6.3.1. CAMPAGNES DE TERRAIN 2006-2010

Nous avons réalisé un grand nombre de mesures sur le terrain, le long d'un profil sur la crête de la Vecquée, entre la "Ferme Malchamps" à proximité de Francorchamps et la zone frontalière historique Prusse-Belgique, à l'est d'Hockai. A vol d'oiseau, ce profil a une longueur de 5.7 km.

Entre 2008 et 2010 nous avons réalisé, pour un total d'environ 65 jours de terrain (hors repérages) :

- 31 profils 2D de tomographie de résistivité électrique (pour un total combiné de 2333 électrodes sur 10679 mètres)
- 125 points de mesures de gravimétrie
- 168 points de mesures H/V
- XX sondages à la tarière manuelle

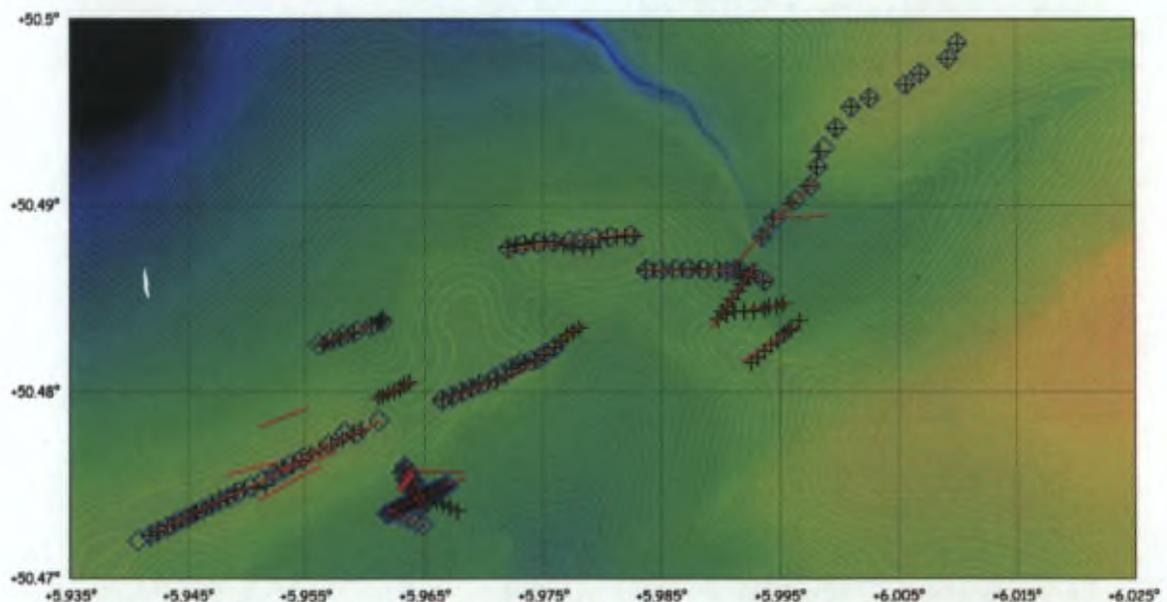


FIGURE 6-15 : MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE ET PRÉSENTATION DES MESURES GÉOPHYSIQUES RÉALISÉES SUR LE TERRAIN ENTRE 2006 ET 2010. PROFILS ERT (ROUGE), SONDAGES H/V (NOIR) ET MESURES DE GRAVIMÉTRIE (BLEU).

6.3.1.1. TOMOGRAPHIES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

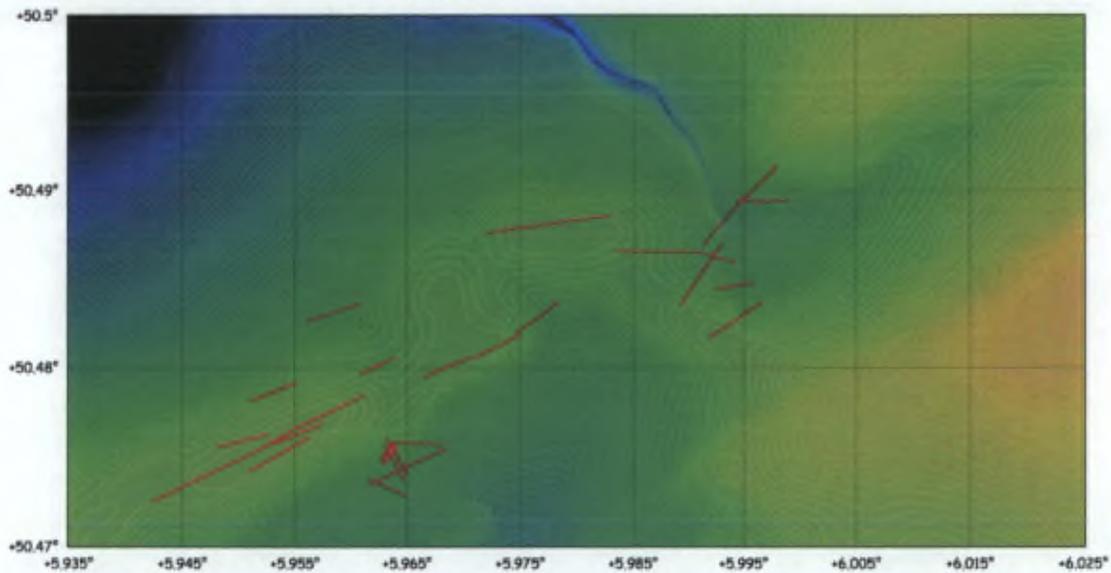


FIGURE 6-16: LOCALISATION DES TOMOGRAPHIES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE (ROUGE) SUR LE MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE

D'une manière générale, tous les profils réalisés rencontrent trois types de terrains :

- Type 1. Terrain de résistivité importante (supérieure à 1000 ohm.m) : généralement proche de la surface [0-20 m], correspondant probablement à la roche dure, faiblement ou pas altérée.
- Type 2. Terrain de résistivité faible (inférieure à 500 ohm.m) : généralement sous les niveaux de résistivité importante ou très proche de la surface, correspondant probablement soit à des zones saturées en eau soit à des roches plus conductrices à cause d'un contenu en pyrite ou minéraux similaires favorisant la conduction électronique dans la roche.
- Type 3. Terrain de résistivité intermédiaire (entre 500 et 1000 ohm.m) : généralement présent au même niveau que le Type 1 lorsqu'il est absent, il correspond probablement à des roches plus saturées en eau, plus perméables, altérées ou fracturées.

Tous les profils ont été acquis sur le même matériel et en utilisant le même protocole de mesure, c'est-à-dire un ABEM Terrameter SAS1000 et un protocole hybride Wenner-Schlumberger de 909 points par profil de 64 électrodes.

Les profils représentés ci-dessous partagent tous la même échelle de couleurs en fonction de la résistivité des terrains rencontrés :

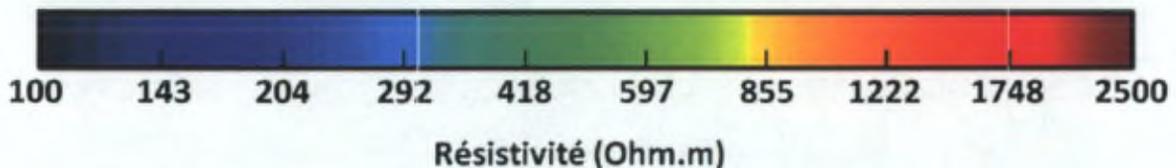


FIGURE 6-17 : ECHELLE DE COULEUR PARTAGÉE PAR L'ENSEMBLE DES TOMOGRAPHIES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE PRÉSENTÉES DANS CE CHAPITRE

6.3.1.2. MESURES H/V

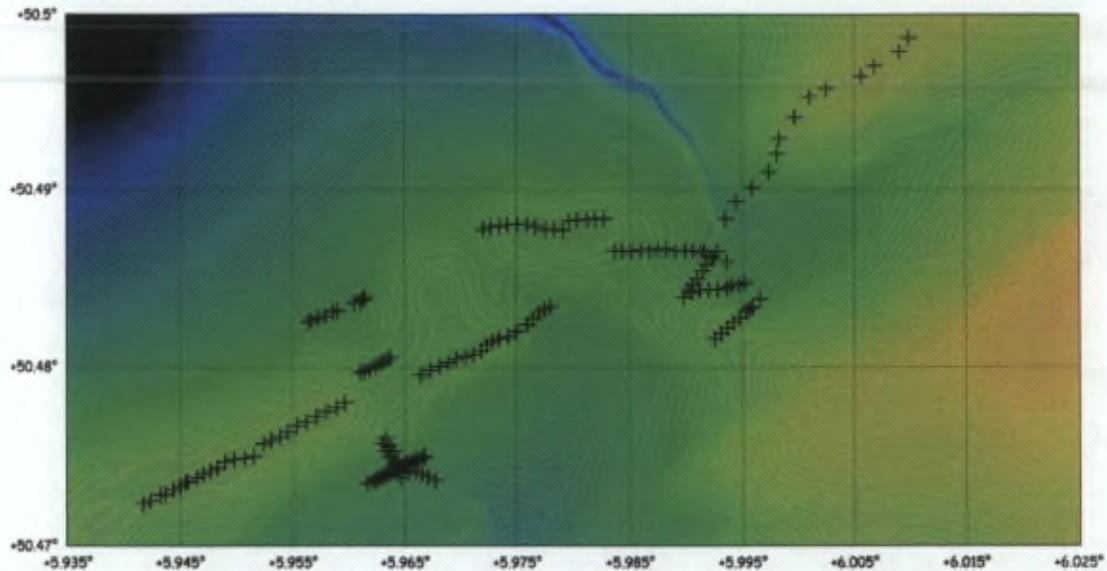


FIGURE 6-18 : LOCALISATION DES MESURES H/V (NOIR) SUR LE MNT DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE.

Les mesures H/V ont été réalisées le long des profils de tomographie électrique, avec un espacement moyen d'environ 50 m. Les conditions de mesures n'ont pas toujours été parfaites et bien que la méthode soit basée sur l'enregistrement du bruit ambiant, une source de bruit parasite (vent, pluie, mesure le long d'un chemin de randonnée ou d'une route, etc.) peut altérer l'ensemble du signal.

Les mesures H/V donnent comme résultat un spectre d'amplitude en fonction de fréquences. Nous transformons cette information en un profil en profondeur pour les comparer aux informations fournies par les autres méthodes (voir 5.2.2 Mesure de bruit ambiant : "Méthode H/V" pour la méthodologie).

6.3.1.3. GRAVIMÉTRIE

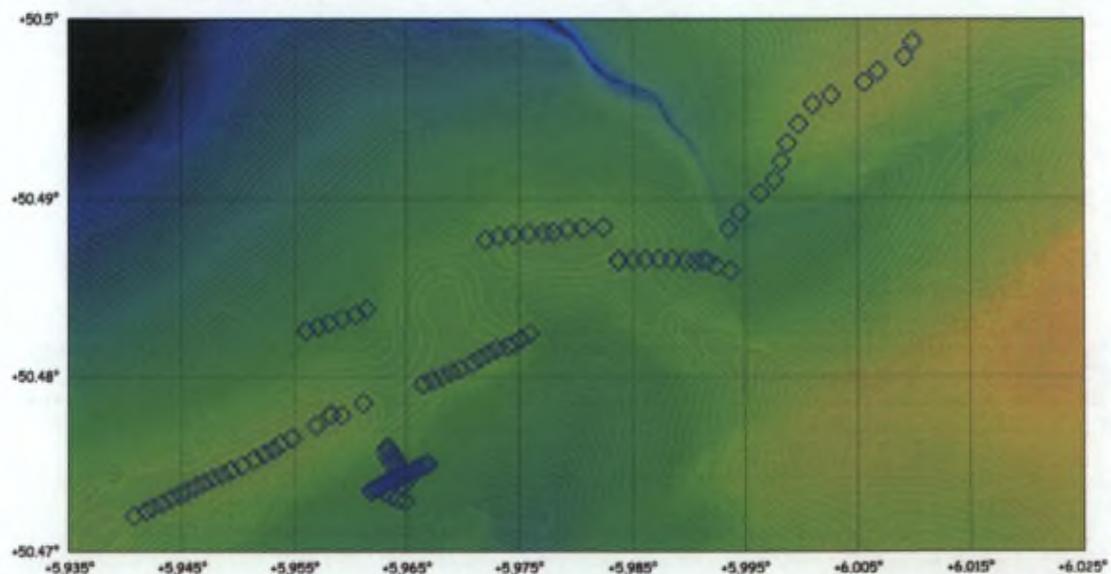


FIGURE 6-19 : LOCALISATION DES MESURES DE GRAVIMÉTRIE (BLEU) SUR LE MNT DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE.

Les mesures de gravimétrie de 2008 (sites "Ster") ont été réalisées au mois de Mars, sous des giboulées de neige et un vent relativement faible. Les altitudes relatives ont été levées à l'aide d'une station totale (Laser), mais ces altitudes n'ont pas été reliées au réseau de référence belge, les données de cette première campagne seront donc présentées de manière relative.

Les mesures de gravimétrie de 2010 ont été réalisées au mois d'avril, dans des conditions météo constantes. Dans les pâtures les plus exposées, le vent pouvait souffler assez fort et éventuellement augmenter le niveau de bruit. Les altitudes ont été obtenues par mesures de GPS différentiel post-traitées. L'exactitude de mesure d'altitude GPS est généralement de l'ordre du centimètre.

6.3.2. DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION DES DONNÉES

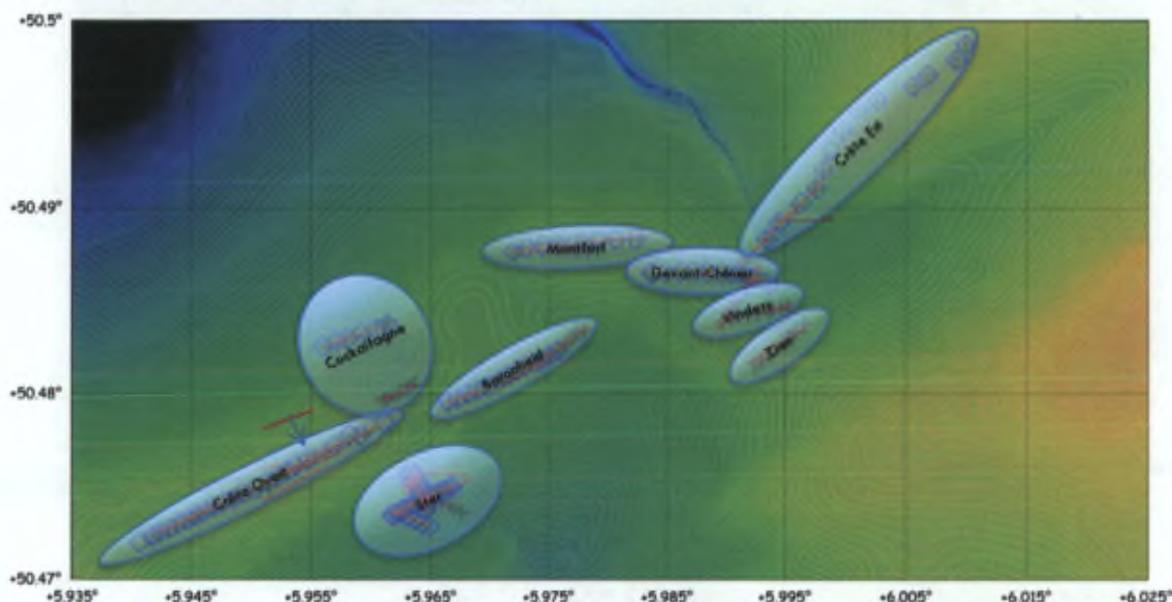


FIGURE 6-20 : MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE ET PRÉSENTATION DES MESURES GÉOPHYSIQUES RÉALISÉES SUR LE TERRAIN ENTRE 2008 ET 2010. PROFILS ERT (ROUGE), SONDAGES H/V (NOIR) ET MESURES DE GRAVIMÉTRIE (BLEU). CHAQUE SOUS-RÉGION EST NOMMÉE DANS L'ELLIPSE BLEUTÉE.

Nous allons interpréter ces nouvelles données en séparant la zone d'analyse en sous-régions plus petites, afin d'en permettre une description détaillée et un rendu de meilleure qualité.

Chaque zone regroupe un certain nombre de mesures géophysiques, leur nom respectif est mentionné sur la Figure 6-20.

6.3.2.1. STER

Ce site est situé sur le versant sud de la crête, au nord nord-est de Ster. Dans l'orientation Ouest-Est, il regroupe 2 tomographies électriques, 20 mesures H/V, 21 mesures de gravimétrie et **N** sondages à la tarière manuelle. Nous avons également réalisé 7 autres profils sur ce site, perpendiculairement ou parallèlement à ces deux ci. Nous avons également réalisé plusieurs profils électromagnétiques (EM31) sur la partie est.

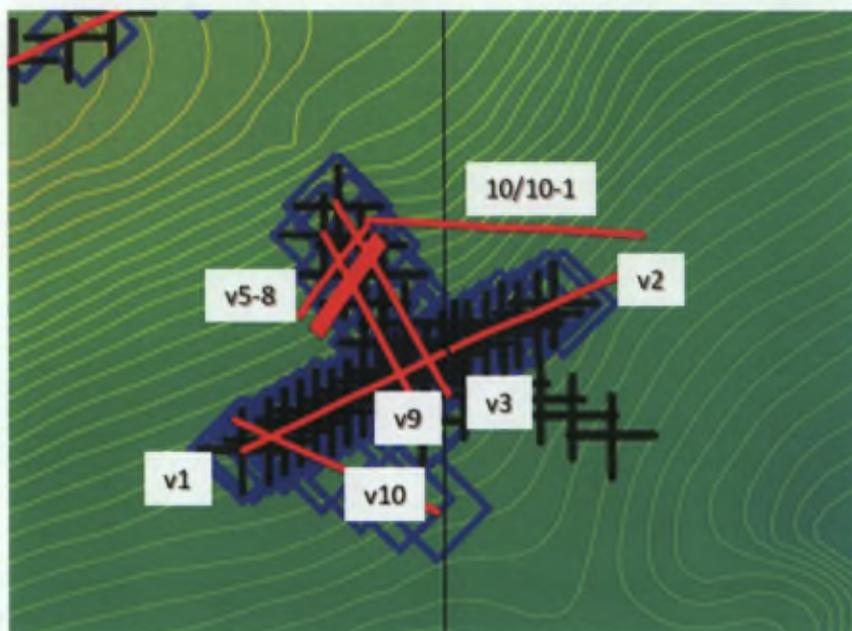


FIGURE 6-21 : LOCALISATION DES PROFILS ET MESURES GÉOPHYSIQUES RÉALISÉS SUR LE SITE DE STER.

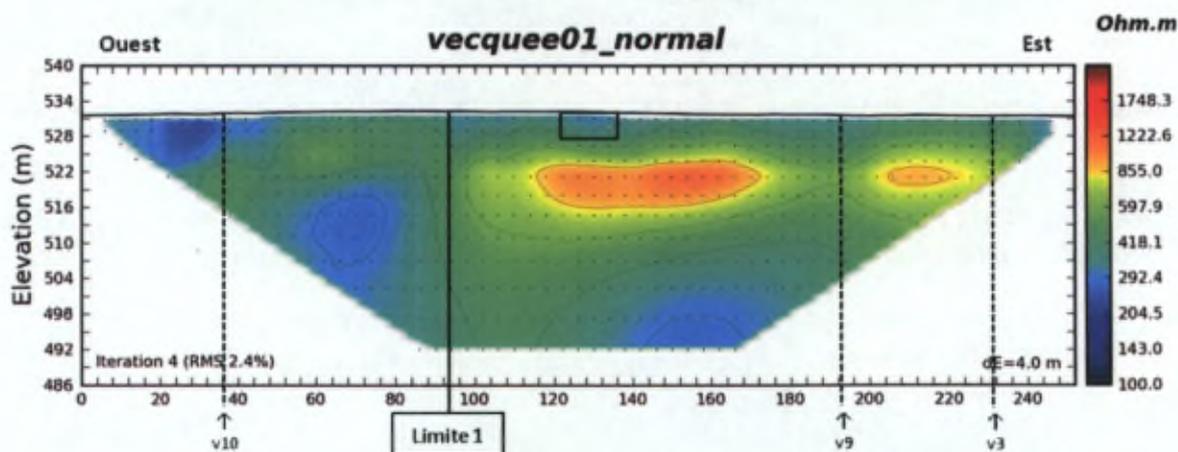


FIGURE 6-22 : PROFIL V1 - L'INTERSECTION AVEC D'AUTRES PROFILS DU SITE SONT NOTÉES. LA POSITION DE LA TRANCÉE DU PIPELINE DE L'OTAN EST ÉGALEMENT INDIQUÉE.

Le premier profil, v1, est orienté N63°. Il met en évidence des variations latérales de résistivité. La principale se situe au niveau de la cote 90 m et sépare un niveau de moyenne résistivité proche de la surface d'un niveau de plus haute résistivité, mais plus profond. Cette limite semble même avoir un pendage apparent assez fort vers l'est. Le niveau de plus haute résistivité semble diminuer en épaisseur au niveau du croisement avec le profil v9, puis épaissir jusqu'à la fin du profil.

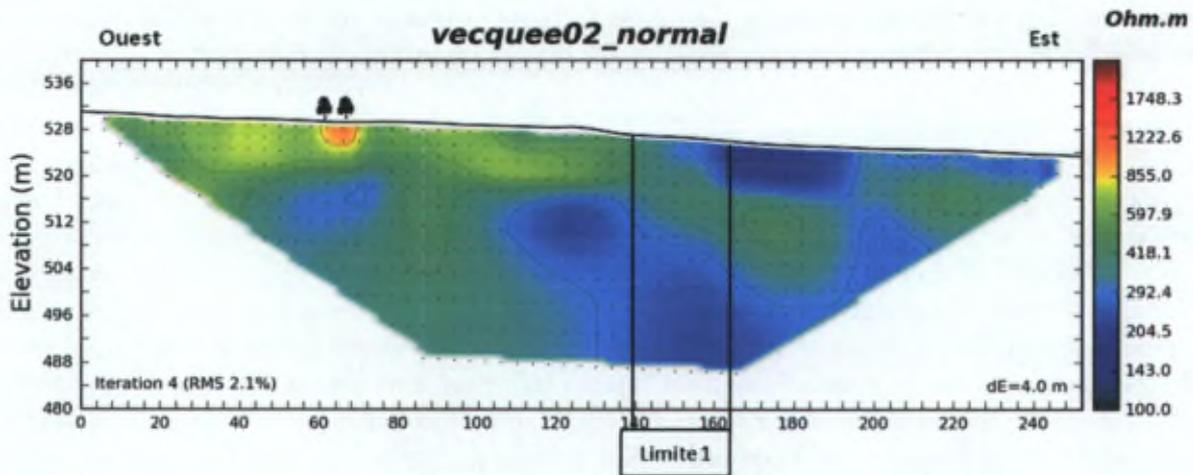


FIGURE 6-23 : PROFIL V2 - LOCALISÉ DANS LA PROLOGATION DU PROFIL V1. LES PETITS ARBRES INDIQUENT LE CROISEMENT D'UN CHEMIN D'EXPLOITATION.

Le profil v2 est situé à l'est de v1 et est également orienté N63°. Il se situe déjà dans la "vallée" du Hockai, qui coule plus loin au sud-est. Ce profil met en évidence un contraste de résistivité entre les cotes 140 et 165 m. A l'ouest les terrains sont composés de résistivités moyennes qui descendent à des valeurs basses une fois passée la Limite 1. Lors de notre première campagne de terrain sur ce site en mars 2008, cette Limite se marquait par l'apparition de terrains sursaturés en eau. Les sondages à la tarière manuelle y étaient presque impossibles car le forage se refermait plastiquement entre deux descentes. Le niveau de résistivité moyenne semble décalé verticalement vers le bas dans le bloc situé à l'est de la zone Limite. Notons également que 15 m à l'ouest de la Limite 1 se trouve un petit escarpement de quelques dizaines de centimètres.

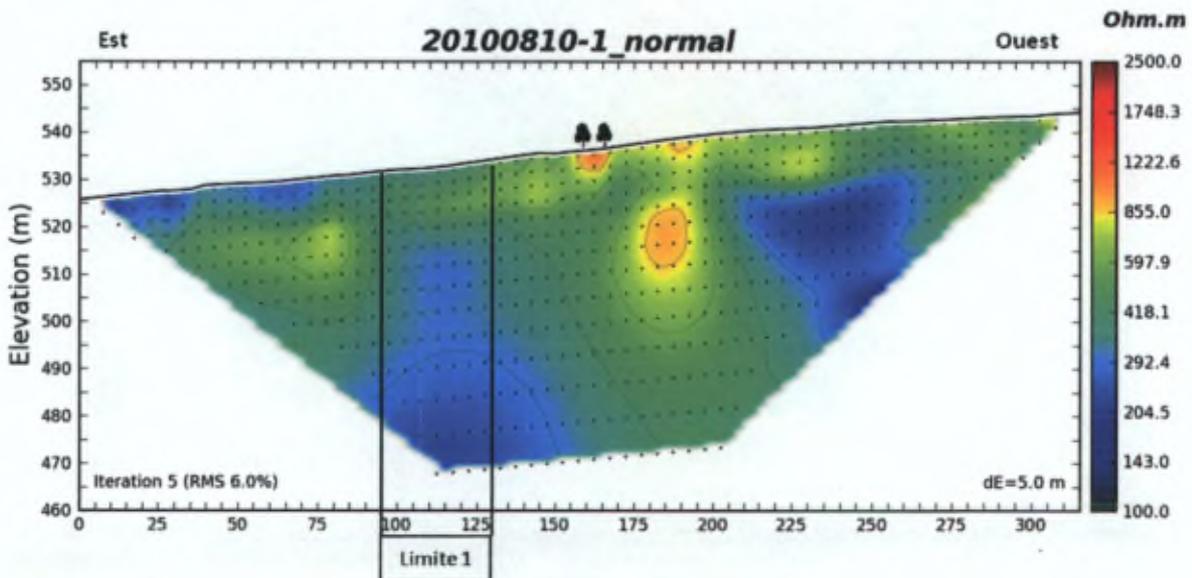


FIGURE 6-24 : PROFIL 10/10-1 - SITUÉ AU NORD DU PROFIL V2. LES PETITS ARBRES INDIQUENT LA POSITION D'UNE HAIE (PROLONGATION DU CHEMIN VISIBLE SUR V2)

Le profil 10/10-1 est situé environ 90 mètres au nord de v2 et montre des variations analogues à celles observées sur v2 (Figure 6-24). L'influence du chemin agricole visible sur v2 et qui ici n'est qu'une petite haie montre l'importance qu'a du avoir ce chemin dans l'histoire de la région. Il est en effet aligné avec le chemin agricole situé au nord-est de l'échangeur autoroutier de Hockai. La zone Limite 1 est également similaire à celle observée sur v2. Le niveau de moyenne résistivité semble décalé verticalement vers le bas à l'est de la Limite.

Nous avons tenté de déterminer le lien entre les deux zones de Limites sur v2 et 10/10-1 en cartographiant la résistivité à une profondeur donnée d'environ 6 mètres sous la surface en utilisant un conductivimètre EM31 (Figure 6-25). La résistivité des terrains localisés entre les deux profils de tomographie correspond très bien à celle imagée en profondeur. En effet, sur une coupe ouest-est, la partie centrale présente des résistivités plus hautes que les parties extérieures. Les limites approximatives de ces zones sont illustrées en tirets sur la Figure 6-25. Le X blanc indique la position de drains installés par le propriétaire à une cinquantaine de centimètres sous la surface du sol en 2008. L'influence de ces drains pourrait se marquer par une plus faible quantité d'eau dans les premiers mètres du sous-sol (l'eau libre étant drainée loin des terrains). Certaines mesures, situées entre le X et la droite en tirets noirs semblent confirmer cette hypothèse. Les résistivités plus faibles observées sur la gauche (ouest) de la zone sont peut-être liées à une interférence entre le conductivimètre et les clôtures barbelées à proximité. Le résultat serait une grande conductivité apparente, mais théoriquement beaucoup plus grande que celle observée. La structure mise en évidence a une orientation d'environ N340°.

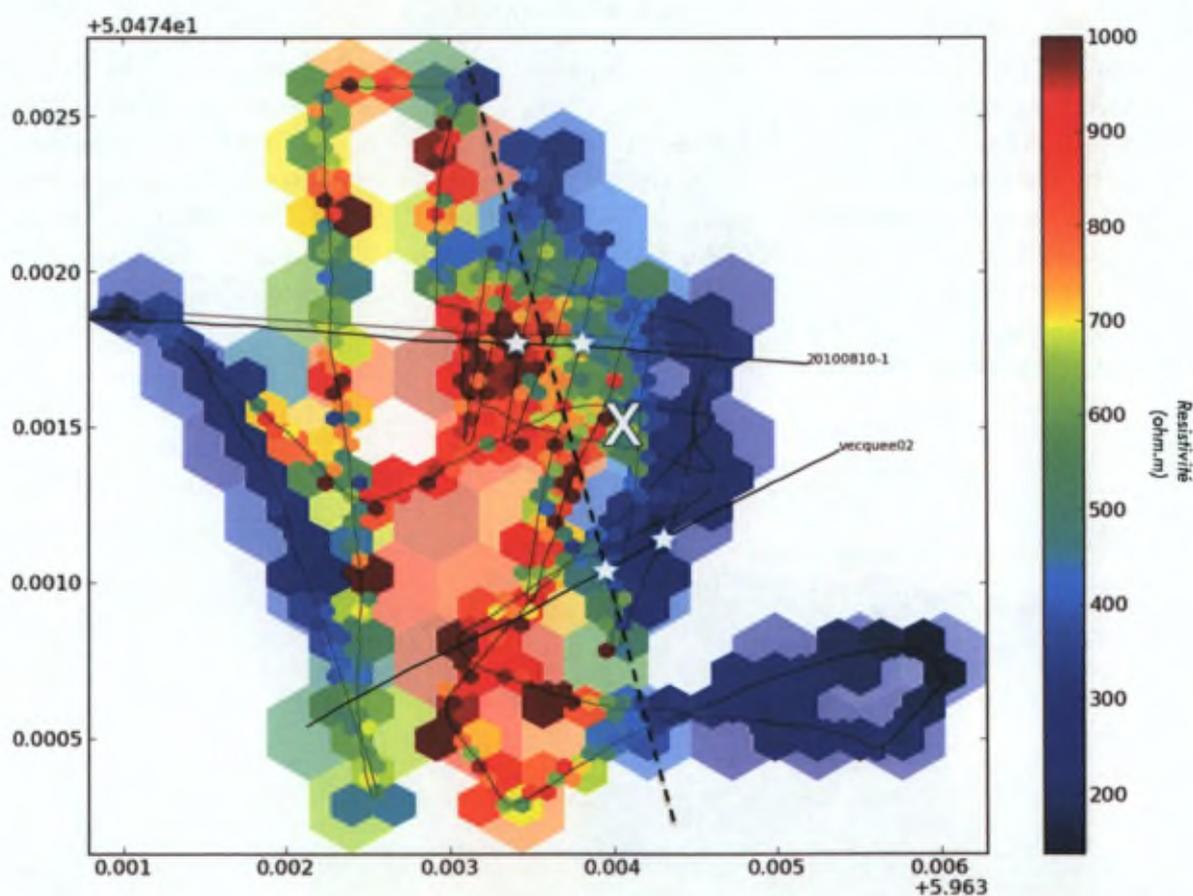


FIGURE 6-25 : CARTOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉE À STER. LES POSITIONS DES DEUX TOMOGRAPHIES SONT INDIQUÉES EN NOIR. LA RÉSISTIVITÉ DE CHAQUE POINT DE EST COLORÉE EN FONCTION DE LA MOYENNE DES POINTS LES PLUS PROCHES (BINNING HEXAGONAL). LES LIMITES MISES EN ÉVIDENCE SUR LES PROFILS V2 ET 10/10-1 SONT REPRÉSENTÉES SOUS FORME DE PETITES ÉTOILES BLANCHES. LA CROIX BLANCHE INDIQUE LA LOCALISATION APPROXIMATIVE D'UN RÉSEAU DE DRAINS INSTALLÉS EN AVRIL 2008.

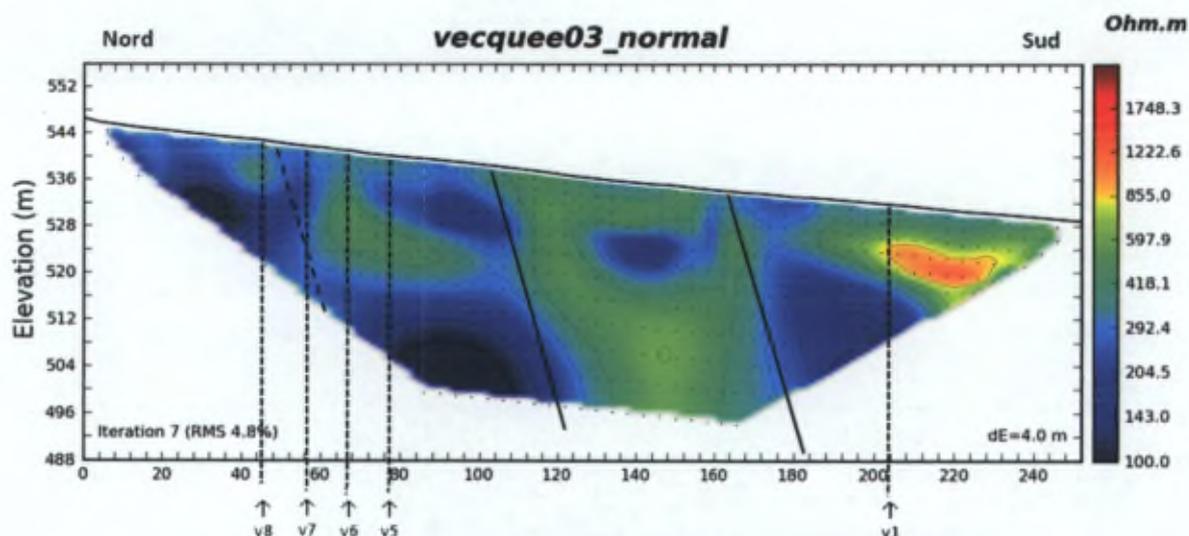


FIGURE 6-26 : PROFIL V3 - PROFIL NORD-SUD RECOUPANT LE PROFIL V1 AU SUD ET 4 PROFILS DANS LA MOITIÉ NORD. TROIS LIMITES SONT REPRÉSENTÉES (DEUX ÉVIDENTES EN TRAITS PLEINS ET UNE MOINS EN TIRÉTÉ).

Le profil v3 (Figure 6-26) montre des variations orientées de la résistivité en profondeur. Le pendage apparent est de l'ordre de 70°S . Le profil est orienté $\text{N}147^{\circ}$. La stratification telle qu'elle est connue plus à l'est dans la tranchée du chemin de fer de Hockai ou le long du cours incisé de la Hoëgne présente des valeurs entre $\text{N}40$ et $\text{N}60^{\circ}$. Si elle a une telle orientation sous ce site, alors le pendage apparent est très proche du pendage réel, il est donc de l'ordre de 70°SSE .

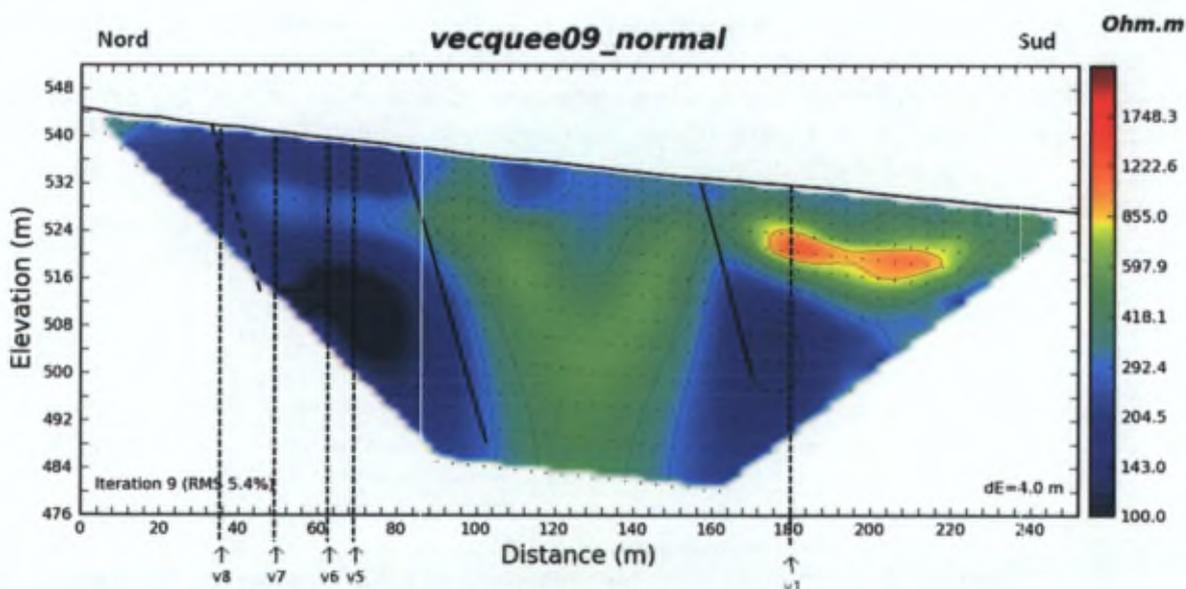
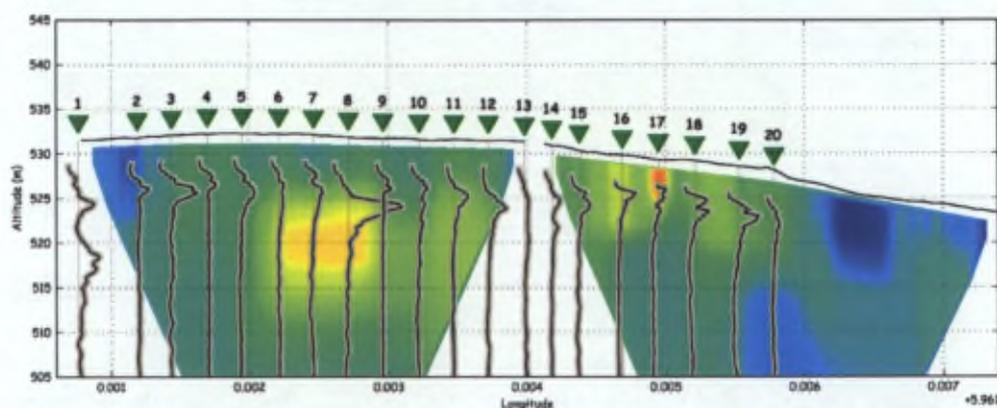
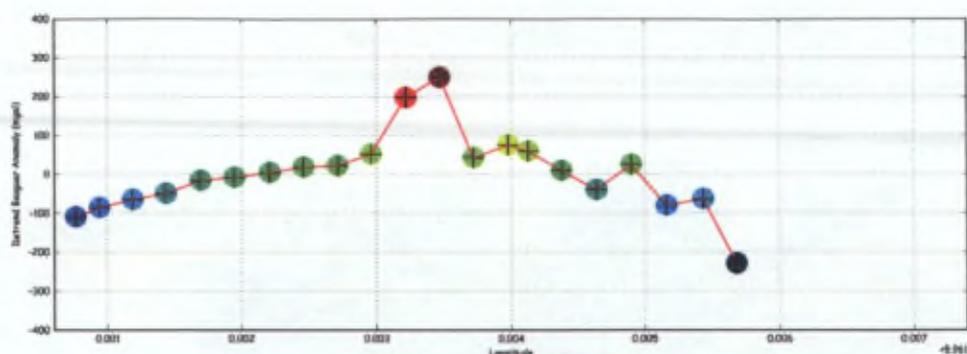


FIGURE 6-27 : PROFIL V9, PARALLÈLE AU PROFIL V3 À 35M AU SUD-OUEST. IL RECOUPE ÉGALEMENT DIFFÉRENTS PROFILS. TROIS LIMITES SONT ÉGALEMENT REPRÉSENTÉES.

Le profil v9 (Figure 6-27) est très similaire au profil v3. Les limites identifiées sur v3 semblent être identifiables ici également. Les deux limites les plus nettes, à 112 m à la surface de v3 et 84 m sur v9 sont joignables par une droite orientée $\text{N}55^{\circ}$, ce qui est cohérent avec les stratifications connues. La stratification serait donc $\text{N}55^{\circ}70^{\circ}\text{SSE}$.



De gauche (ouest) à droite (est), les profils montrent des variations horizontales de résistivité intéressantes. Entre les stations H/V 1 et 3, la résistivité est faible, elle reste intermédiaire entre 3 et 5 et atteint des valeurs plus élevées entre 5/6 et 9. En 9, la résistivité diminue légèrement et augmente déjà en 10 et 11. En 12, à proximité de la route, la résistivité diminue un peu à l'extrémité du profil. Entre 14 et 16, elle augmente progressivement tout en restant dans des valeurs intermédiaires et en 17 elle atteint des valeurs plus hautes. Elle est plus faible juste à droite de 17 et reprend des valeurs similaires à 15-16 entre 18 et 20. A partir de 20 vers la droite, la résistivité a une valeur basse à très basse.

Profil(s) H/V	Observation - Interprétation
1	Montre deux pics très étalés, profil fort bruité.
2	Montre un double pic à environ 5 m de profondeur, le second est le plus net. Correspond plus ou moins à une variation de résistivité basse à moyenne.
3	Trois pics imbriqués. Le plus grand correspond à l'interface supérieure d'un niveau de résistivité intermédiaire.
4	Double pic, un peu moins profond qu'au profil 3. Sa faible amplitude correspond assez bien à la faible différence de résistivité visible en tomographie.
5	Double pic, un premier au même niveau qu'au profil 4 et un second, étalé mais de plus grande amplitude. Il met en évidence la limite supérieure de la zone de plus haute résistivité visible latéralement vers la droite.
6	Double pic de faible amplitude. Le second met cependant en évidence la même limite que le pic inférieur de la station 5.
7	Comme en 5 et 6, deux pics donc le second illustre la limite supérieure du niveau de haute résistivité.
8	Un très grand pic très étalé, mais dont le flanc supérieur image bien le niveau de haute résistivité.
9 et 10	Deux profils très bruités présentant deux petits pics imbriqués, peu résolus. Ils correspondent plus ou moins à la limite supérieure d'un niveau de résistivité moyenne.

11 et 12	Un pic plus grand, assez étalé. Plus profond en 12 qu'en 11, il met en évidence la limite supérieure du niveau de moyenne résistivité.
13	Profil plat, sans pic apparent. Réalisé à proximité de la route, mais dans le champ.
14	Un pic assez étalé vers 6 m de profondeur, peu résolu. Un second pic est visible vers 8 m de profondeur.
15	Un pic peu résolu vers 4 à 5 m de profondeur et un second plus étalé vers 7 m. Ils ne semblent pas imager une limite particulière dans la tomographie.
16	Un pic de belle amplitude, assez étalé, vers 4 m de profondeur. Sans relation visible avec la tomographie.
17	Un pic bien net vers 3 m de profondeur, correspond au niveau de plus haute résistivité visible en tomographie.
18 et 19	Montre deux pics peu résolus et assez étalés, vers 4 et 5 m de profondeur. Un peu plus profond pour 19 (-1 m).
20	Dernier profil, ne montre pas de pic net, on peut cependant encore y identifier les pics visibles en 18 et 19, encore un peu plus profonds.

La représentation 3D des différents profils réalisés à Ster (Figure 6-28) permet la mise en évidence d'une zone de haute résistivité, allongée selon une direction N54°. Cette zone est recoupée par au moins 4 profils (annotations 1 à 4) et peut-être un cinquième (annotation 5). Son orientation est cohérente avec l'orientation des couches identifiées dans la tranchée du chemin de fer vicinal de Hockai, plus à l'est. La résistivité sous le point 5 est nettement plus faible que celle des points 1 à 4. Si cette structure était continue vers l'est, on devrait en retrouver une partie à l'extrémité est du profil sur lequel les points 7 et 8 sont notés. Hors, ce profil ne montre qu'une résistivité basse son extrémité.

L'interprétation que nous faisons de cette anomalie est que, quelque part entre le point 4 (ou 5) et le point 5 (ou 6), une zone de faille modifie la distribution des résistivités du sous-sol. Cette observation apparaît clairement lorsqu'on regarde les profils sous un autre angle, approximativement vers le nord. Cette vue met en évidence la similitude entre les deux profils situés à l'est, les points clefs étant les paires 5-7 et 6-8. A l'est de ces points, les deux profils sont fort similaires, avec globalement une résistivité plus basse, même en surface. Nous interprétons cette zone de faible résistivité comme l'expression de la zone de faille, gorgée d'eau.

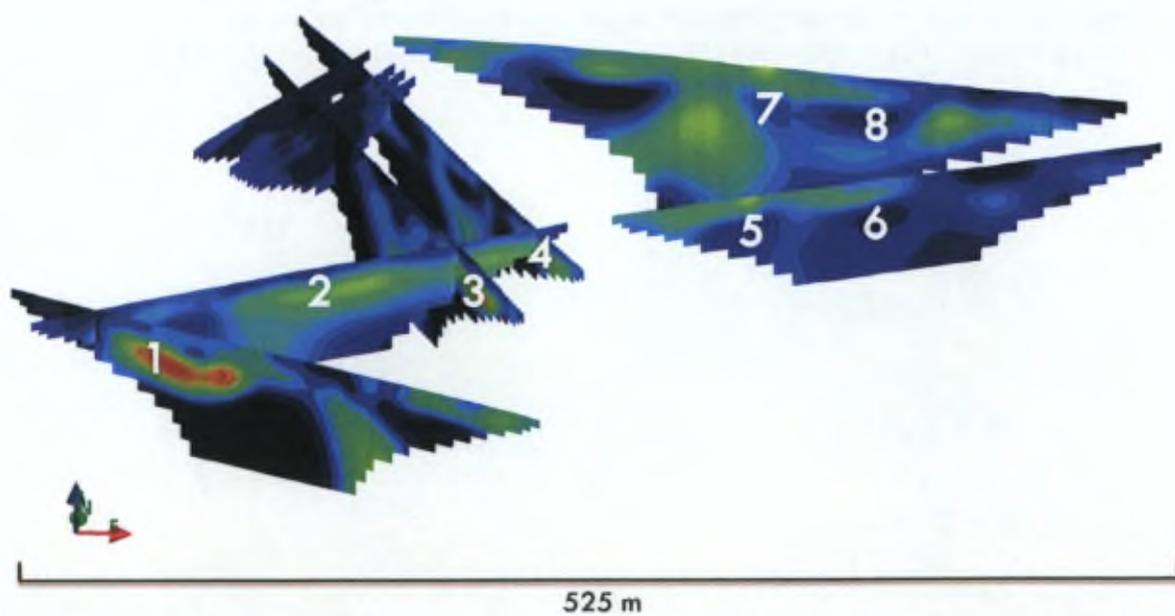
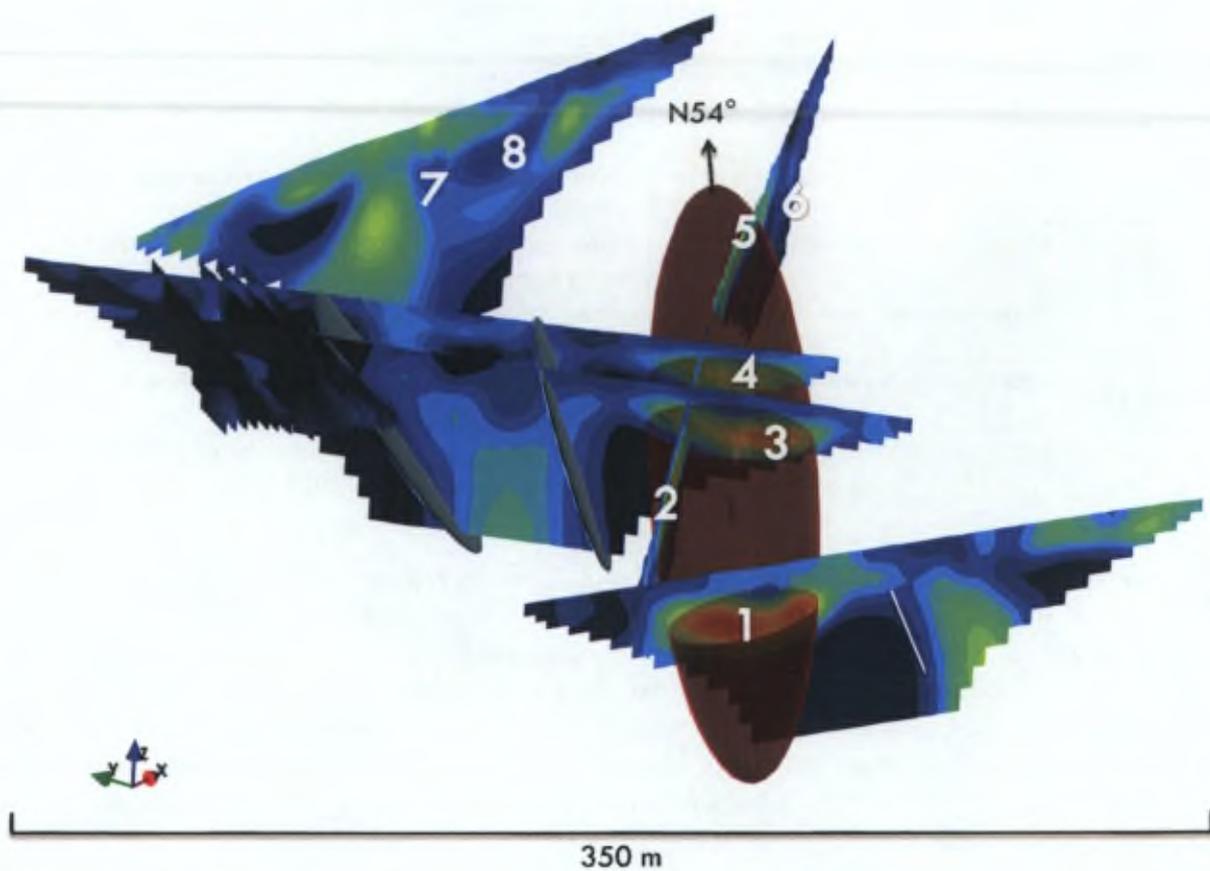


FIGURE 6-28 : MODÈLES 3D DES PROFILS DE TOMOGRAPHIE ÉLECTRIQUE RÉALISÉS À STER.

6.3.2.2. CRÊTE OUEST

Située sur la gauche de la Figure 6-20, cette zone contient 4 tomographie de résistivité (ERT) alignées, 26 points de mesure H/V et 23 mesures de gravimétrie. 4 autres ERT ont été réalisées de manière subparallèle afin de contraindre les observations en 3D (Figure 6-29).

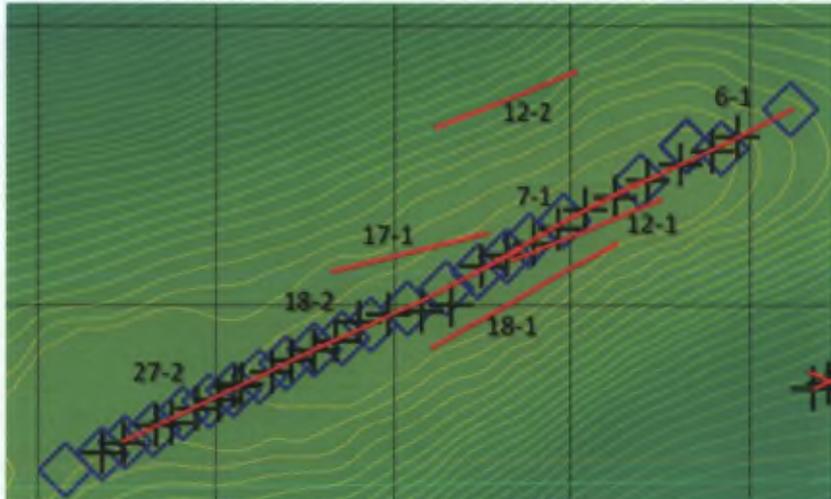


FIGURE 6-29 : SITUATION DES PROFILS ET DES MESURES GÉOPHYSIQUES SUR LE SITE "CRÊTE OUEST"

L'orientation moyenne des profils est N63° soit à peu près parallèle à la stratification connue (entre N40° et N60°) plus à l'est, dans la tranchée du chemin de fer ou le long de la Hoëgne. Les profils de tomographie électrique recoupent la stratification selon un angle très faible, probablement inférieur à 20°. La géologie connue dit que cette crête est le sommet d'un anticlinal et que les couches ont donc un pendage compris entre 70 et 90°.

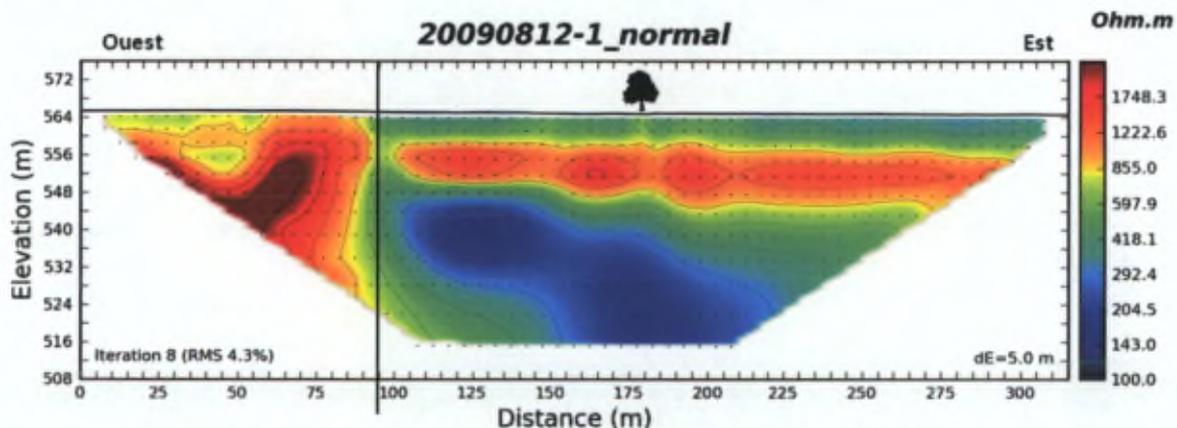


FIGURE 6-30 : PROFIL 12-1 ILLUSTRANT UN CONTRASTE LATÉRAL NET À ENVIRON 90 M. LA PRÉSENCE D'UNE LIGNE D'ARBRES ENTRE DEUX CHAMPS EST ILLUSTRÉE PAR UN SYMBOLE.

Le profil 12-1 (Figure 6-30) est celui qui montre le contraste le plus net. Cette variation latérale visible à partir d'environ 90 m du début du profil pourrait être l'expression d'une faille, mais également la signature d'un contraste lithologique subvertical. La partie orientale du profil montre trois types (voir 6.3.1.1) de résistivités, le niveau plus superficiel correspond probablement au bedrock altéré, le niveau résistif sous-jacent au bedrock sain non saturé et le niveau faiblement résistif en profondeur serait le bedrock saturé. Notons également la variation de l'épaisseur de la

couche de haute résistivité, d'ouest en est entre 100 m et 315 m. Pour tenter de décider si le contraste fort correspond à une faille ou à un contact stratigraphique, il faut chercher dans les profils alentours une signature similaire, orientée soit dans la direction supposée de couches ($N40^\circ$ à $N60^\circ$), soit ailleurs. Le profil le plus proche est le profil 7-1, qui lui-même est un profil à plus haute résolution doublant le profil 6-1 sur une partie de son parcours.

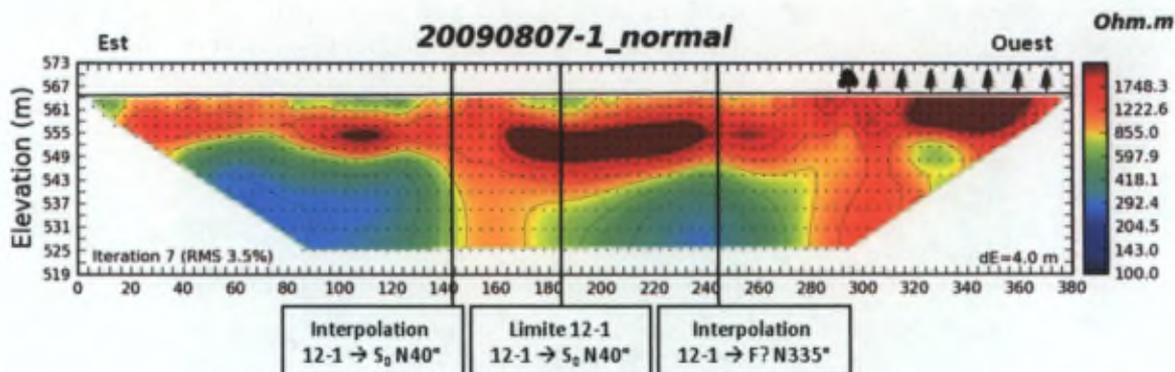


FIGURE 6-31 : PROFIL 7-1 - LA POSITION DES ARBRES REPRÉSENTE LA PARTIE DU PROFIL QUI SE SITUE EN LISIÈRE D'UN BOIS.

Ce profil 7-1 (Figure 6-31) montre des variations latérales importantes de résistivité. En particulier, un niveau de haute résistivité ondule sous la surface d'est en ouest. Il est parfois plus superficiel (à l'est et surtout à l'ouest), parfois plus profond (entre les cotes 80 m et 280 m) et "boudiné".

L'intersection d'une interpolation à $N40^\circ$ depuis le profil 12-1 met en évidence un contraste de résistivité surtout marqué en profondeur sur le profil 7-1. La limite ouest du profil 12-1 est aussi mentionnée, pour permettre de comparer l'information fournie par les deux profils. Il semble que la structure mise en évidence sur le profil 12-1 soit bien la stratigraphie car y on remarque des caractères similaires. Dans cette petite portion, un niveau de moyenne résistivité est présent au dessus d'un niveau plus résistif, ayant une pente apparente vers l'ouest, ce qui est l'observation faire sur le profil 12-1.

Si la stratigraphie est plutôt orientée $N60^\circ$, alors la ligne interpolée depuis le contraste net du profil 12-1 ne rencontre aucun profil de cette zone.

L'intersection d'une interpolation à $N335^\circ$ depuis le profil 12-1 met également en évidence une "coupure" dans le niveau de haute résistivité, il est plus épais à l'est et nettement moins à l'ouest. La transition entre la pâture et le coupe-feu "chemin de randonnée" semble avoir une importance même en profondeur.

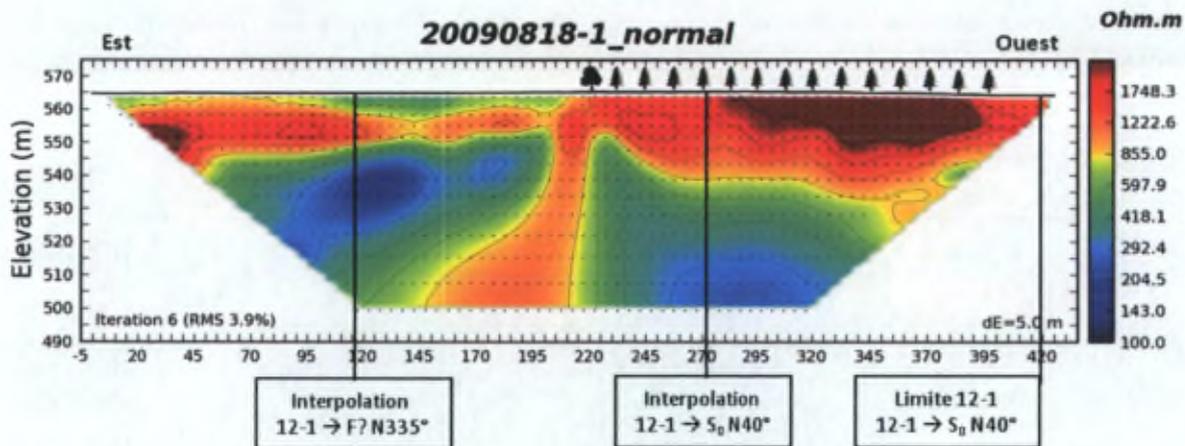


FIGURE 6-32 : PROFIL 18-1 - LE PROFIL EST A CHEVAL SUR UNE PATURE ET DANS UN COUPE FEU, LES ARBRES ILLUSTRENT CETTE TRANSITION. LES INTERPOLATIONS N40° ET N335° DEPUIS LE PROFIL 12-1 SONT ILLUSTRÉES.

Le profil 18-1 est situé environ 70 m au sud du profil 12-1. Il montre des variations latérales de résistivités importantes. Le passage de la pâture au coupe-feu est marqué par l'apparition de hautes résistivités plus proches de la surface.

L'interpolation à N40° depuis le profil 12-1 met en évidence un changement de résistivité latéral, surtout dans le niveau de haute résistivité superficiel. Cette variation est analogue à celle observée sur le profil 12-1. Notons également qu'en interpolant le contraste visible à la cote 195 du profil 18-1, vers les profils 12-1 et 7-1, les intersections, respectivement à 145 m et 80 m, correspondent toutes les deux à des variations d'épaisseur d'un niveau de haute résistivité. Cela dit, la variation est inverse pour les deux profils : épaissement d'ouest en est sur le 12-1 et d'est en ouest sur le 7-1.

L'interpolation N335° marque le changement d'épaisseur d'un niveau de haute résistivité qui passe d'environ 15 m d'épaisseur à l'est à 8 m à l'ouest. L'interpolation N335 depuis le contraste à la cote 195 vers le nord recoupe l'extrémité ouest du profil 12-1 et le profil 7-1 à la cote 290 m. Le profil 7-1 montre d'ailleurs une variation latérale de résistivité sur toute la profondeur du profil à cette cote.

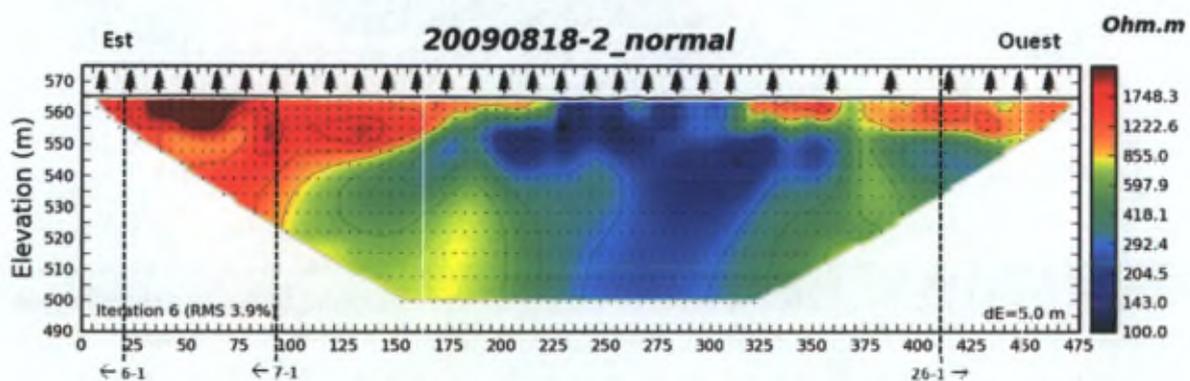


FIGURE 6-33 : PROFIL 18-2. INDICATION DE LA POSITION DES PROFILS 6-1, 7-1 ET 26-1. LES SAPINS PLUS ÉPARS INDIQUENT UNE ZONE PLUS OUVERTE AU NORD DU PROFIL.

Le profil 18-2 recouvre les extrémités et prolonge les profils 6-1 et 7-1 vers l'ouest. Il montre des variations importantes de la résistivité, surtout proche de la surface. Entre les cotes 225 et 325m, le niveau de haute résistivité disparaît même au profit de valeurs nettement plus basses. D'ouest en est, à partir de la cote 225, la couche de haute résistivité s'épaissit de 5 m à plus de 30 mètres.

Cette observation est cohérente avec la présence de hautes résistivités sur l'extrémité ouest des profils 6-1 et 7-1.

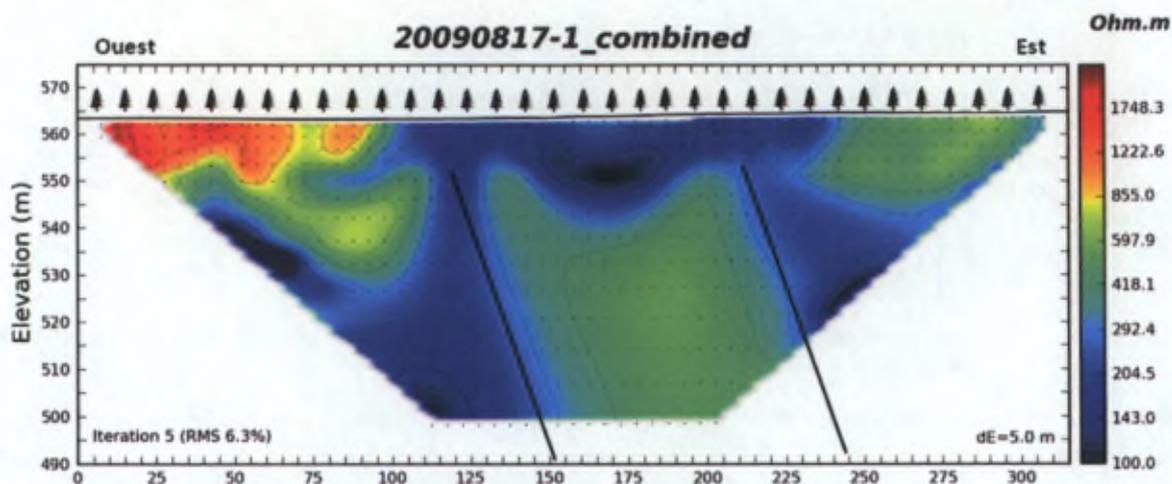


FIGURE 6-34 : PROFIL 17-1 ET MISE EN ÉVIDENCE DE DEUX CONTRASTES ALIGNÉS.

Le profil 17-1 est situé environ 90m au nord du 18-2, dans un coupe feu. Sur ce profil, deux limites nettes sont dessinées, avec un pendage apparent de 62° vers l'est. Le profil est orienté $N76^\circ$, donc il recoupe probablement la stratification avec un angle faible (une vingtaine de degrés maximum). Si ces limites correspondent à la stratigraphie, le pendage réel sera donc le l'ordre de 75° et 85° SE. Si ces limites sont des plans de failles liés à la ZFH, alors le profil leur est à peu près perpendiculaire et elles ont un pendage de 62° E.

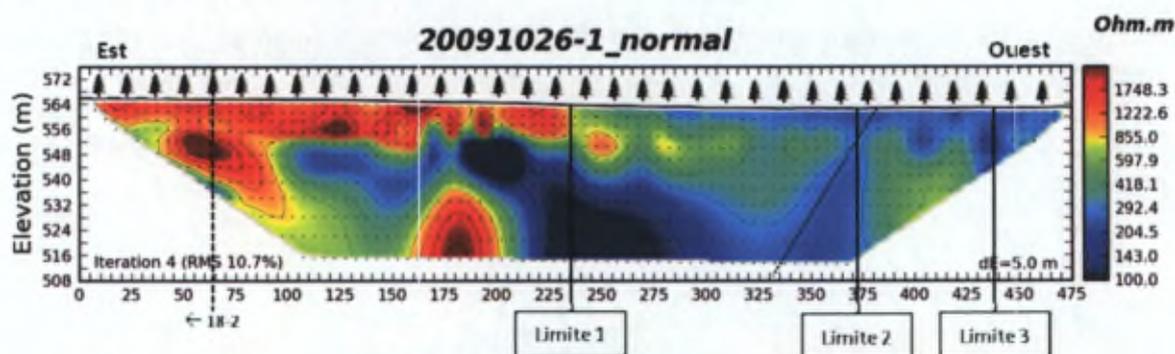


FIGURE 6-35 : PROFIL 26-1 - LA FIN DU PROFIL 18-2 EST INDIQUÉE. DEUX LIMITES SONT MISES EN ÉVIDENCE.

Le profil 26-1 prolonge le 18-2 vers l'Ouest et le chevauche sur 60 mètres (Figure 6-35). La comparaison de la zone commune aux deux profils laisse penser que l'erreur plus élevée (10.7 %) déterminée sur la solution présentée est due à la présence d'un niveau de haute résistivité à proximité immédiate de l'extrémité est du profil. Ce profil montre également des petits noyaux de haute résistivité proches de la surface (entre les cotes 100 et 200 m). Il met toutefois en évidence trois variations nettes de résistivité. L'une (Limite 1) illustre le passage d'un niveau de haute résistivité proche de la surface à un niveau moins résistif en profondeur. Les deux autres (Limite 2 et 3) sont plus ténues et correspondent à une diminution de la résistivité le long d'une verticale. La Limite 2 pourrait aussi être orientée vers l'est, avec un pendage apparent de l'ordre de 40° E. Le profil est orienté $N64^\circ$, s'il intercepte une stratification $N54^\circ$, alors le pendage réel de cette stratification serait d'environ 80° SE.

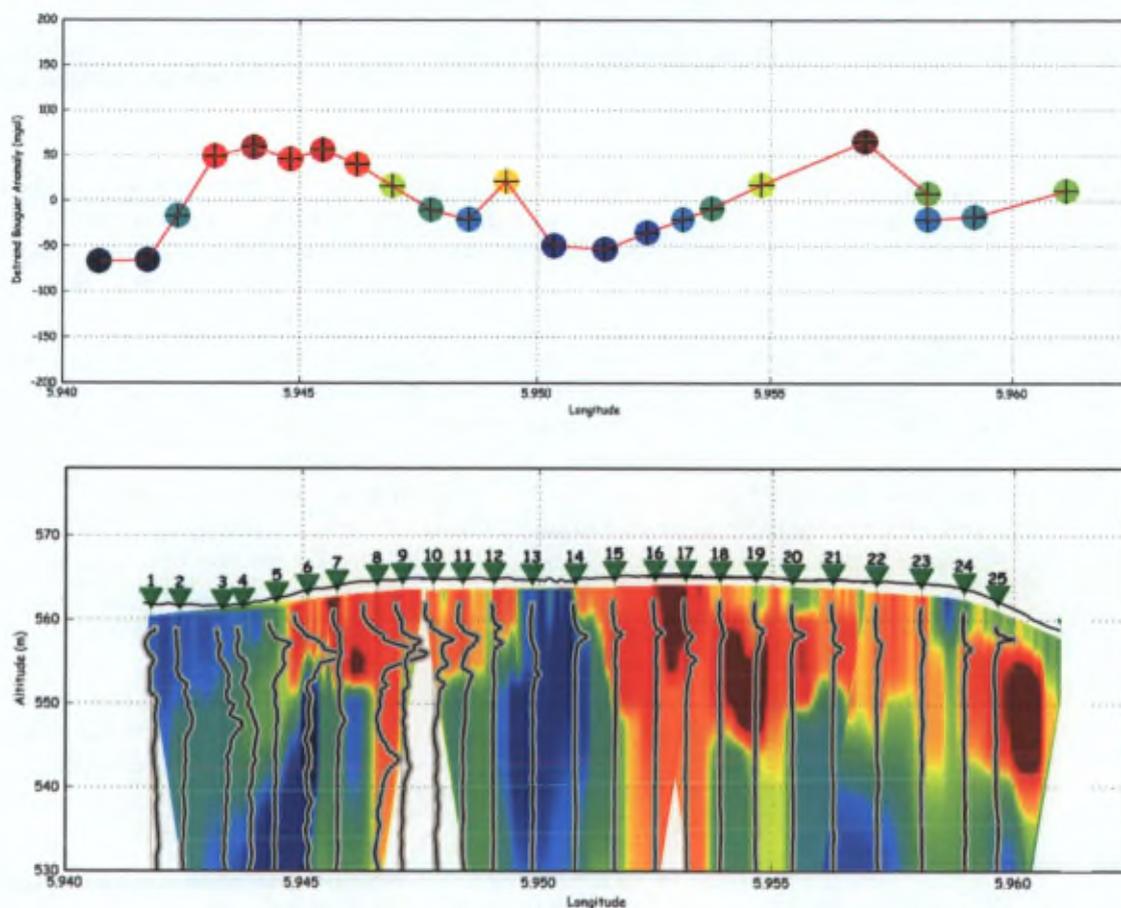


FIGURE 6-36 : SITE "CRÊTE OUEST". ANALYSE COMBINÉE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUES UTILISÉES. TOMOGRAPHIES ÉLECTRIQUES (IMAGE DE BLEU (≤ 100 OHM.M) À ROUGE (≥ 2500 OHM.M)), MESURES H/V (ICÔNES VERTES ET PROFILS NOIRS) ET MESURES DE GRAVIMÉTRIE (ROND COLORÉS AU DESSUS DE LA SURFACE).

La Figure 6-36 montre toutes les mesures H/V et de gravimétrie effectuées ainsi les 4 tomographies électriques principales projetées sur un profil Ouest-Est. Les mesures H/V sont numérotées de 1 à 26. Les tomographies électriques montrent des variations importantes de résistivité dans les 30 premiers mètres sous la surface du sol. Les bornes de l'échelle de couleur "Bleu à Rouge" ont été fixées pour faciliter la comparaison entre les différents profils et les différentes zones. Le bleu (par exemple au droit du point H/V #6, vers 550 m d'altitude) correspond à une résistivité inférieure ou égale à 100 ohm.m ; le rouge (point H/V #16-17, vers 560 m d'altitude) correspond à des valeurs supérieures ou égales à 2500 ohm.m. L'échelle de couleur est définie de manière logarithmique.

Les profils H/V (réalisés avec une vitesse $V_s = 1200 \text{ m.s}^{-1}$) et la tomographie sont corrélables par le fait qu'un fort contraste de résistivité est probablement accompagné par un fort contraste d'impédance. Le premier est imagé par l'ERT et le second par le H/V, en tout cas pour le premier ou second contraste en profondeur.

Profil(s) H/V	Observation - Interprétation
1 à 4	ne montrent pas de pic dominant et l'ERT en arrière plan est monotone.
5 et 6	montrent des pics très étalés, probablement dus à du bruit parasite.
7	a une allure proche des profils 1 à 4, avec un léger début de pic non résolu vers 558

	m.
8	a un grand pic très étalé, probablement à cause de bruit parasite. La corrélation entre la profondeur du pic et la zone de haute résistivité du profil ERT est cependant possible.
9 à 11	Trois profils très semblables, avec un grand pic net vers 556 m. Plus en profondeur, un deuxième pic peut être identifié. Ils traversent une zone de résistivité intermédiaire (grisé). Le second pic pourrait correspondre avec la limite inférieure de cette zone.
12	Présente deux pics très proches, plus proches de la surface que les précédents. Il traverse une zone de très haute résistivité très près de la surface et le premier pic semble aligné avec la limite inférieure de cette zone.
13	Présente une allure monotone, à l'exception d'un petit pic qui peut être rapporté latéralement (gauche) à la fin d'une zone de résistivité intermédiaire.
14 à 16	Présentent chacun un pic bien déterminé et aligné. Ils marquent le passage à une zone de très haute résistivité en profondeur.
17	Présente le même pic que les profils 14 à 16, bien qu'un peu plus profond. Il présente surtout un second pic très net 4 m plus profond. Il traverse une zone de résistivité moyenne séparant deux unités de très haute résistivité à gauche (plus haute) et à droite (plus basse).
18 à 20	Présentent un pic bien défini, au niveau d'un contraste de résistivité de faible à fort vers des profondeurs croissantes.
21	Présente deux pics, le premier au niveau d'un contraste de résistivité et le second plus en profondeur. Ni l'un ni l'autre ne sont alignés avec les pics précédents. Ce profil se situe dans une zone de résistivité intermédiaire, à l'instar du profil 17.
22	Présente un petit pic étalé, au niveau d'une zone de résistivité moyenne.
23	Comme le profil 22, mais avec un pic encore moins bien défini.
24	Présente un pic au niveau d'un contraste de résistivité en profondeur.
25	Présente un très grand pic, il se situe au dessus d'un très fort contraste de résistivité.

Les données de gravimétrie présentent un maximum d'anomalie de Bouguer entre les points 3 et 8 du H/V, et puis des valeurs plus basses, à l'exception des valeurs répétées sur le point de référence (au niveau du #23). Il semble difficile de corréliser ces valeurs avec l'image 2D électrique du sous-sol.

Les 4 profils subparallèles permettent d'essayer d'avoir une vision tridimensionnelle de la zone.

[...]

6.3.2.3. COCKAIFAGNE

Cette zone est située au nord-est de la zone "Crête Ouest", dans un coupe-feu à proximité d'un captage/réservoir SWDE et perpendiculairement au ruisseau qui prend sa source à la limite Nord du nœud autoroutier de Hockai.

Elle regroupe 1 profil de tomographie électrique, 10 mesures H/V, 6 mesures de gravimétrie et 4 sondages à la tarière manuelle. Ces derniers correspondent aux stations H/V 1 à 4.

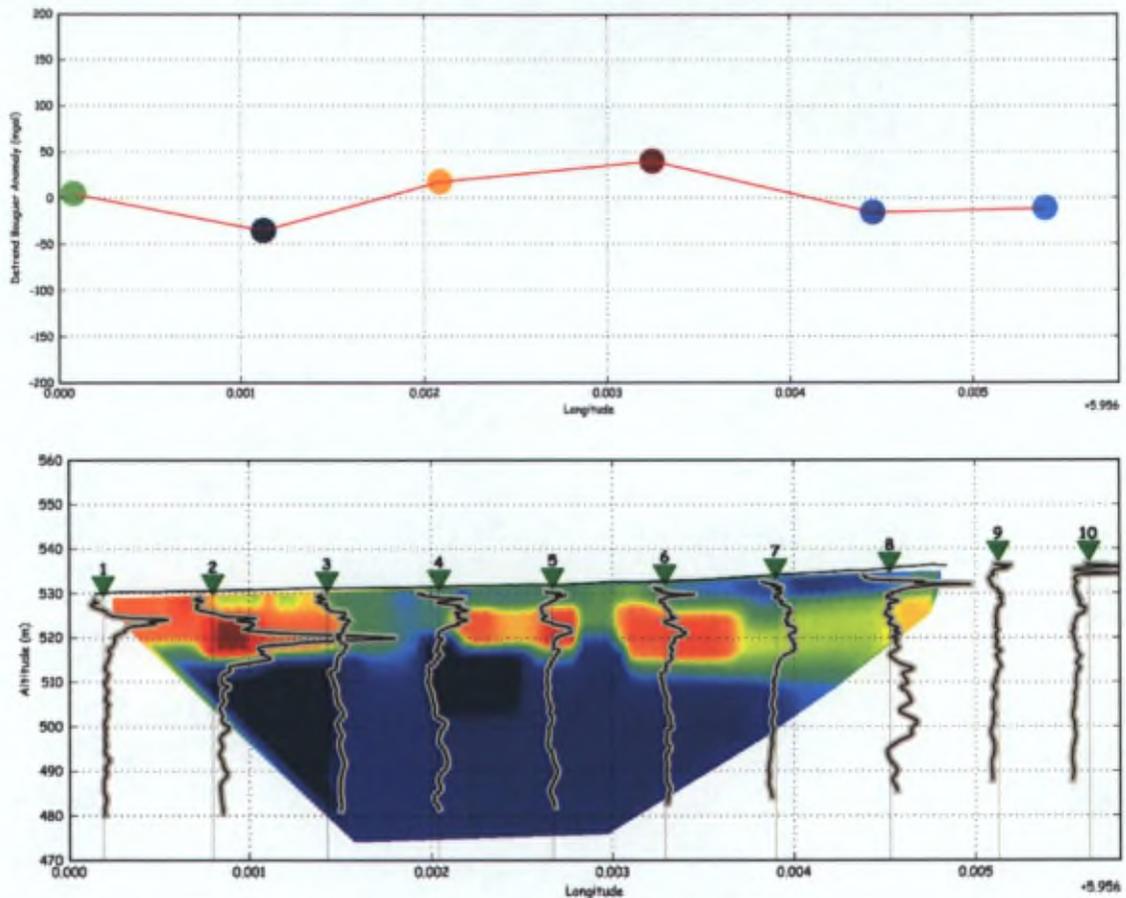


FIGURE 6-37 : SITE "CRÊTE OUEST". ANALYSE COMBINÉE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUES UTILISÉES. MÊME LÉGENGE QUE POUR LA FIGURE 6-36.

La tomographie électrique met en évidence des variations importantes de résistivités, horizontalement et verticalement. Verticalement, la résistivité est plus importante à proximité de la surface jusqu'à une profondeur d'environ 15 mètres, où elle tombe brusquement à des valeurs très basses, de l'ordre de 100 ohm.m. Horizontalement, la résistivité la plus importante est présente sur la partie droite du profil (ouest), puis au niveau de la station 3 du H/V, elle décroît assez rapidement pour atteindre des valeurs intermédiaires jusqu'à la station 4. Entre 4 et 5, la résistivité est à nouveau élevée. Un peu à l'est de la station 5, une zone de moyenne résistivité coupe le niveau de haute résistivité qui semble constant entre 4 et 6. Enfin, entre 6 et 7, la résistivité décroît vers des valeurs intermédiaires jusqu'à l'extrémité est du profil.

Les profils H/V montrent des variations intéressantes.

Profil(s) H/V	Observation - Interprétation
1	A priori, la vitesse choisie est insuffisante pour ce site, le sondage à la tarière indique

	la présence du bedrock à 60 cm sous la surface, ce qui laisse penser qu'une vitesse, par exemple de 1200 ms-1 serait plus adaptée. En multipliant par 2 la vitesse, on multiplie par 2 les profondeurs des pics, ce qui mettrait en évidence la limite inférieure de la zone de haute résistivité. Le sondage à la tarière a atteint des cailloux nombreux à 60 cm de profondeur.
2	Profil le plus "bruité", montrant des pics multiples. En ne prenant en compte que le plus grand pic, on met en évidence la très haute résistivité visible sur la tomographie. Le sondage à la tarière a atteint le bedrock à 65 cm de profondeur.
3	Ne montre pas de pic net ce qui laisse entendre qu'aucune interface n'est mise en évidence. Cela confirme la tomographie électrique qui montre une zone de basse à moyennes résistivités. Cela pourrait correspondre à une zone de faille où les terrains seraient fortement tectonisés et altérés. La présence d'eau à faible profondeur est confirmée par le sondage à la tarière qui a rencontré la nappe à 90 cm de profondeur. Entre 30 et 60 cm de profondeur, le sable limoneux et argileux est moucheté de petits points noirs de racines pourries. En dessous de 60 cm, on trouve des cailloux de quartz et quartzites. A 106 cm, le sondage a été bloqué par le bedrock.
4	Montre un pic net près de la surface et puis un pic peu résolu plus en profondeur. Il correspond également à la zone de basse résistivité proche de la surface. La nappe y est rencontrée à 60 cm de profondeur par le sondage à la tarière manuelle. Le bedrock est atteint à 110 cm.
5	Montre deux pics, un proche de la surface bien résolu et un second en profondeur, plus étalé. Ils correspondent aux deux interfaces autour de la haute résistivité.
6	Un pic bien résolu correspondant bien avec l'interface supérieure de la haute résistivité. Un second pic moyennement résolu est visible, environ au milieu de la haute résistivité.
7	Profil présentant peu de variation en profondeur, juste une augmentation étalée de l'amplitude, sans réelle information.
8	Pic très net correspondant à la première interface (supérieure) de la haute résistivité.
9 et 10	Pics très proches de la surface, correspondant probablement à l'influence du chemin carrossable entre la route et le réservoir SWDE.

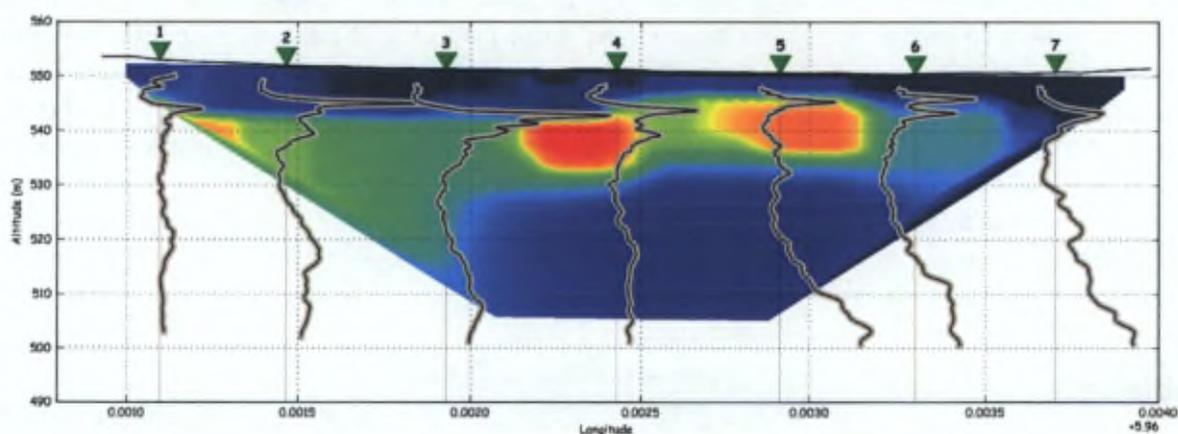


FIGURE 6-38 : SECOND SITE À COCKAIFAGNE, AU SUD DU PREMIER.

[...]

6.3.2.4. BARONHEID

Cette zone est située à l'est de la zone "Crête Ouest", dans son prolongement direct. Elle regroupe 2 profils de tomographie électrique, 14 mesures H/V et 13 mesures de gravimétrie.

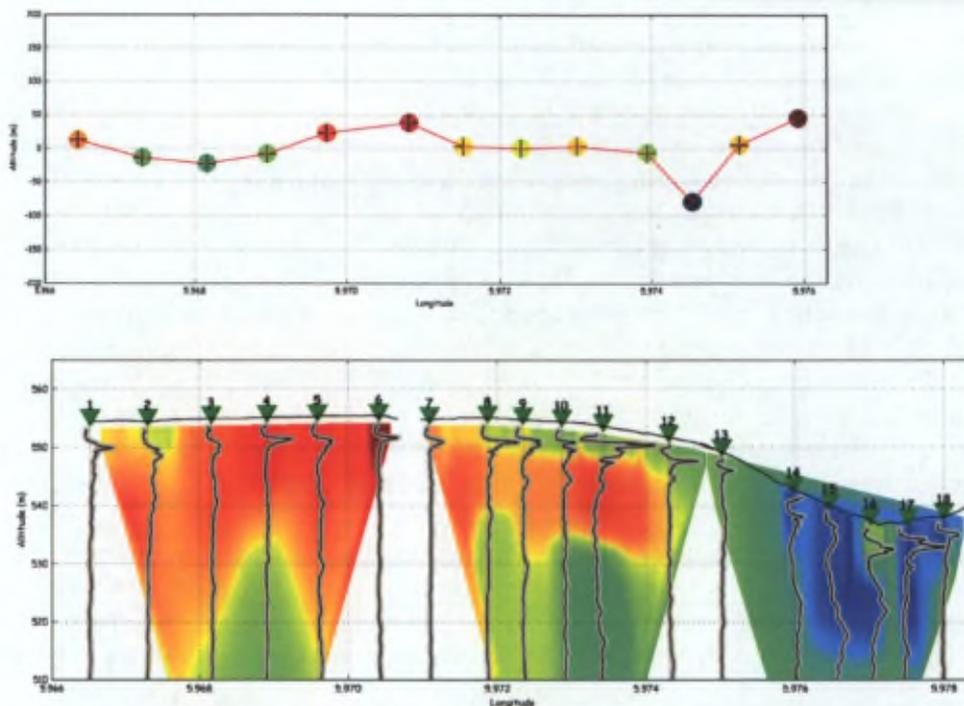


FIGURE 6-39 : SITE "BARONHEID". ANALYSE COMBINÉE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUES UTILISÉES. MÊME LÉGENGE QUE POUR LA FIGURE 6-36.

Ce site est caractérisé par des valeurs de résistivité relativement hautes sur l'ensemble des terrains traversés par les deux tomographies. La borne inférieure est de l'ordre de 450 ohm.m.

La tomographie électrique montre cependant deux visages assez différents. En effet, le profil de gauche (ouest) montre des résistivités importantes, entre 500 et 2500 ohm.m, alors que le second présente des résistivités plus basses, entre 450 et 1500 ohm.m. Le premier profil (droite) présente une variation horizontale de résistivité entre les stations 2 et 3 du H/V, les résistivités en surface, jusqu'à une vingtaine de mètres de profondeur est relativement plus basse à l'ouest par rapport à l'ouest. Le second profil présente un niveau de résistivité moyenne de 3 à 5 mètres d'épaisseur en surface. Le niveau de haute résistivité est coupé entre les sondages H/V 8 et 10 par une résistivité intermédiaire. Entre les stations 10 et 12, la résistivité est à nouveau plus haute, et puis décroît vers la station 13. [ENTRE 14 ET 18]

Profil(s) H/V	Observation - Interprétation
1	Montre un pic au niveau d'une interface de moyenne à haute résistivité.
2	Ne présente qu'un double pic peu résolu à la cote 550. Pourrait correspondre à la variation de moyenne à haute résistivité.
3	Montre un pic peu résolu, vers la cote 550.
4, 5 et 6	Un pic, plus ou moins bien défini, identifie une interface qui n'est pas visible sur la tomographie électrique. En 6, la très haute résistivité est confirmée par le dessin du pic, beaucoup plus net qu'en 4 et 5.
7	Présente un pic net, mais à plus grande profondeur qu'en 4 à 6. Il met bien en évidence l'interface entre les moyennes et hautes résistivités.
8 à 10	Présentent un premier pic bien défini à 2 ou 3 mètres de profondeur. Ne correspond a

	priori pas à une interface, à moins de doubler la vitesse de propagation des ondes pour faire correspondre ces pics avec l'interface moyenne-haute résistivité.
11	Mesures très bruitées, cependant le premier pic correspond assez bien aux profils 8 à 10.
12, 13	Un pic net, à 4 mètres de profondeur, un peu au dessus de l'interface visible en tomographie.
14	Un pic relativement bien défini, visiblement plus profond que dans les précédents. Ce profil se situe dans une petite dépression à l'est de Baronheid.

6.3.2.5. MONTFORT

Cette zone est située au nord-est de Baronheid, elle regroupe 1 tomographie électrique, 14 mesures H/V et 9 mesures de gravimétrie.

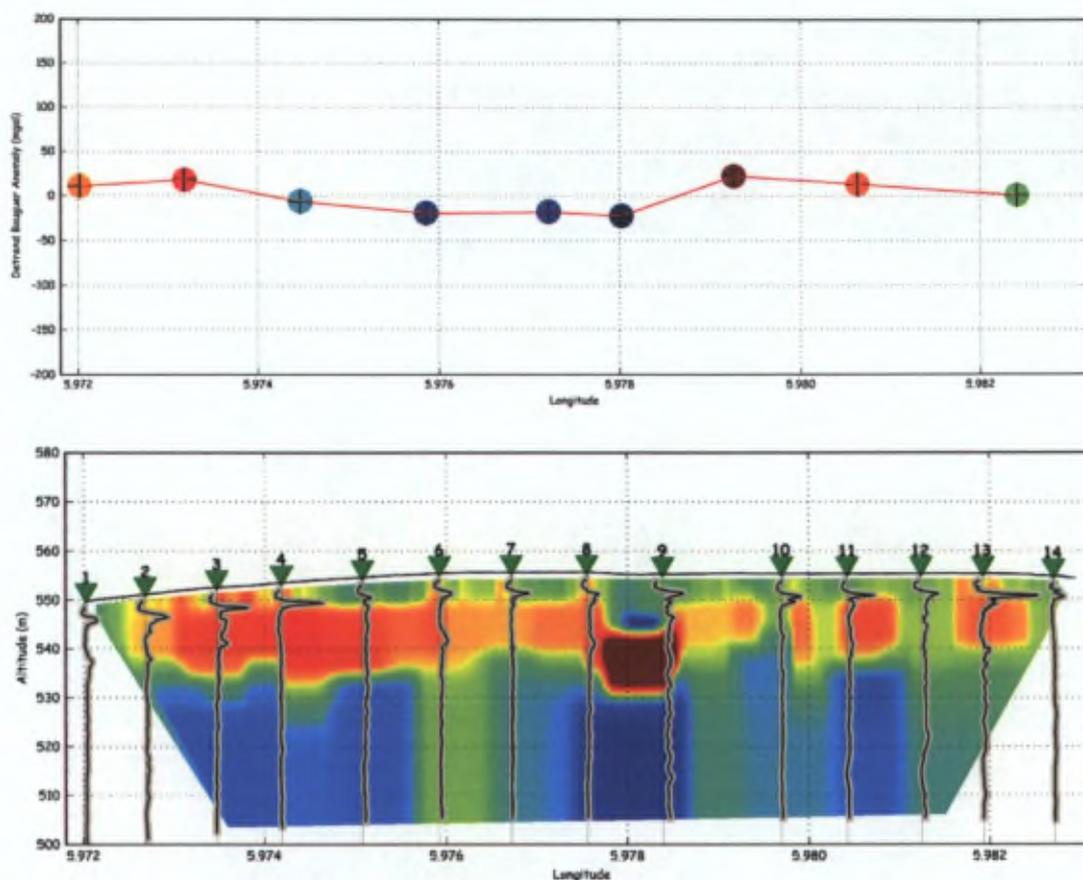


FIGURE 6-40 : SITE "MONTFORT". ANALYSE COMBINÉE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUES UTILISÉES. MÊME LÉGENDE QUE POUR LA FIGURE 6-36.

Pour ce site, la vitesse a été fixée à $V_s = 600 \text{ m s}^{-1}$ car, contrairement au site "Crête Ouest", la roche ne semblait pas présente immédiatement sous la surface et la vitesse du matériel présent doit nécessairement être inférieure à celle que nous avons choisie pour les roches dures.

De prime abord, ce choix de vitesse semble assez bon, les profils H/V montrent tous un pic qui correspond plus (#3) ou moins (#11) bien aux contrastes importants de la tomographie électrique.

Le profil de tomographie électrique montre, d'ouest en est, un profil vertical assez semblable, à l'exception de la zone délimitée par les stations 7 et 8 du H/V. Là, la résistivité en surface est nettement plus faible, et elle surmonte un niveau de très haute résistivité. Les stations H/V n'étaient pas parfaitement alignées sur le profil de tomographie, comme on peut le voir sur la Figure 6-20. Il est donc possible que nous en ayons "raté" la signature H/V. Ceci dit, le profil de la station 8 est celui qui montre plusieurs pics, ce qui semble bien correspondre à la structure, et suggère donc qu'elle a une extension "Nord-Sud".

Il est également intéressant de remarquer que la topographie, très peu accidentée, présente un changement net à la verticale de la structure (entre les stations H/V 8 et 9). Cette variation est également visible dans les mesures de gravimétrie, où le point entre les stations 8 et 9 présente une anomalie de Bouguer plus importante que précédemment.

6.3.2.6. DEVANT-CHÊNEU

Ce site est situé à l'est du précédent, le long de la petite route qui descend du village de Hockai vers la "Passerelle du Centenaire". Cette petite route est nommée "Devant-Chêne". Ce site regroupe 1 tomographie électrique, 14 mesures H/V et 11 mesures de gravimétrie.

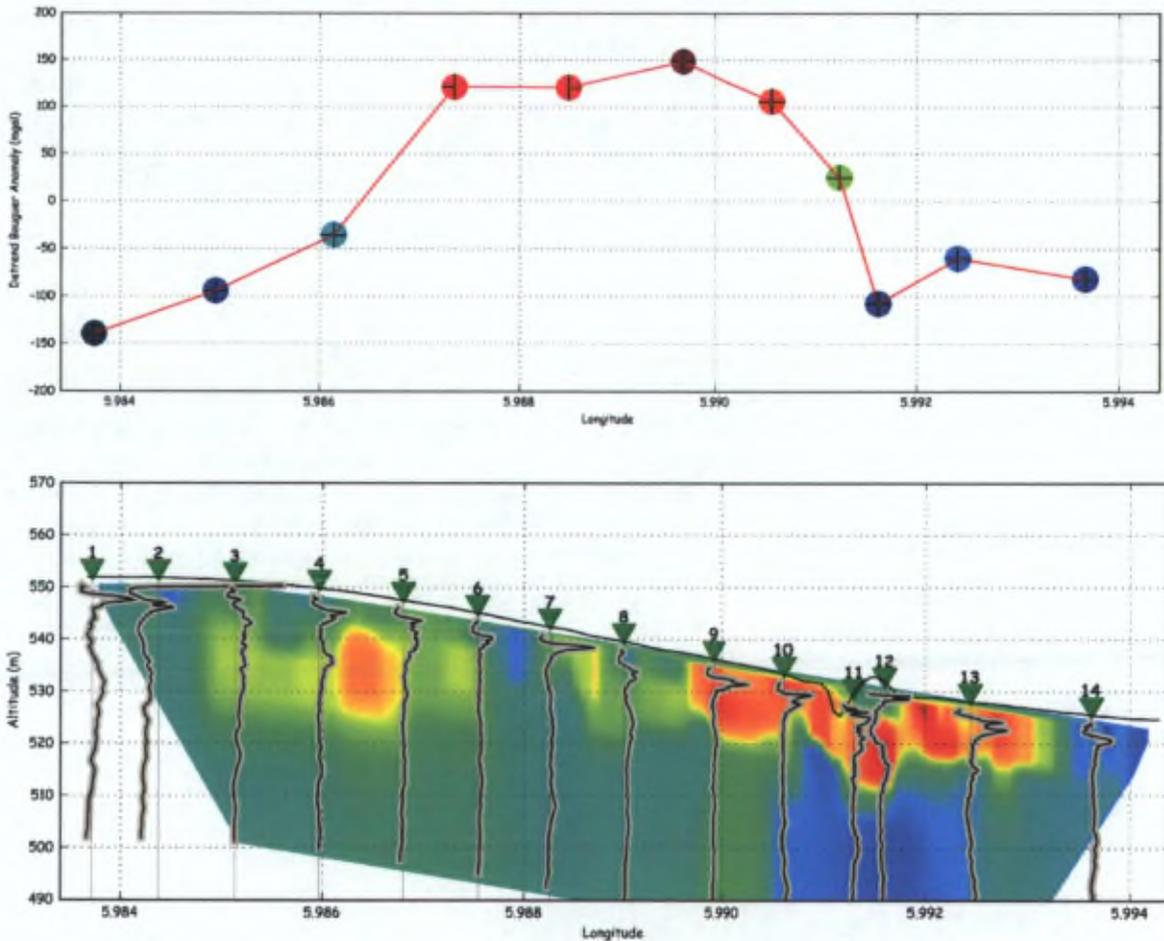


FIGURE 6-41 : SITE "DEVANT-CHÊNEU". ANALYSE COMBINÉE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUES UTILISÉES. MÊME LÉGENDE QUE POUR LA FIGURE 6-36.

Comme pour le site précédent, nous gardons la vitesse fixée : $V_s = 600 \text{ ms}^{-1}$.

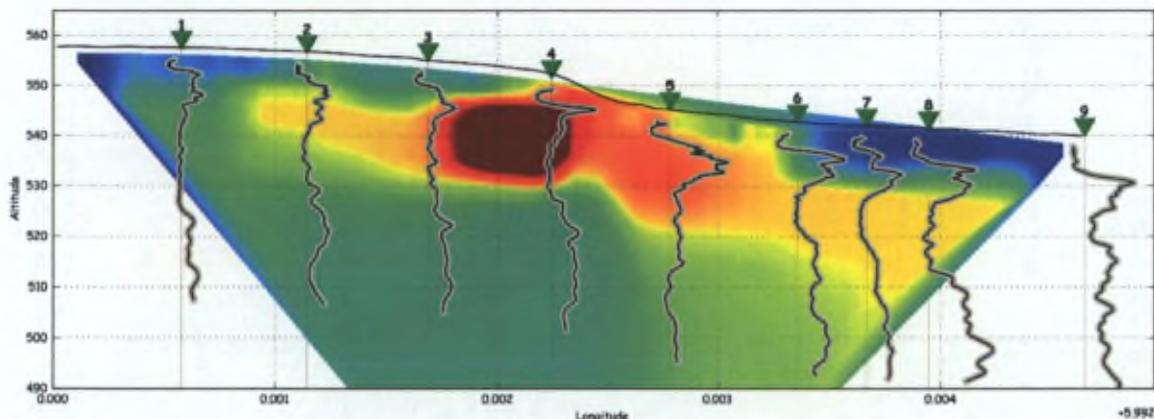
Contrairement au site "Montfort", la tomographie électrique ne donne pas une image constante d'ouest en est. Les profils H/V présentent pour la majorité des pics relativement bien définis et qui correspondent à des variations de résistivité du sous-sol. Les profils 8 et 9 recourent les unités les plus résistives et présentent un pic plus étalé ou même deux pics pour le profil 9.

Profil(s) H/V	Observation - Interprétation
1	Un très beau pic bien défini à 3 ou 4 mètres de profondeur.
2	Présente deux pics, un quasiment à la surface et un second à environ 4 m de profondeur. Il peut correspondre à la limite inférieure de la petite zone de faible résistivité à proximité de la surface.
3	Présente des petites oscillations, peut-être de petits pics mais de faible amplitude. Il illustre bien la monotonie de la résistivité intermédiaire, de la surface à 30 m de profondeur.
4	Deux pics, un premier bien défini et un second un peu moins. Le premier correspond à

	la limite supérieure d'une haute résistivité (visible sur la droite du profil) et le second pourrait correspondre à une limite entre deux niveaux de résistivité intermédiaire.
5	Montre un pic net à proximité immédiate de la surface, au dessus d'un niveau de haute résistivité et ensuite un profil relativement monotone, peut-être avec un pic correspondant à l'interface inférieure du niveau de résistivité moyenne.
6	Un seul pic bien défini, à la limite supérieure d'un niveau de résistivité moyenne.
7	Un seul pic, très bien défini, moins profond qu'en 6 et surlignant l'interface supérieure d'un niveau de résistivité moyenne.
8	Un pic très peu résolu au niveau du passage d'une résistivité basse à des valeurs moyennes. Les faibles amplitudes des pics montrent une bonne relation avec l'aspect monotone de la résistivité en profondeur.
9	Un pic assez large, bien défini, au niveau de la limite supérieure d'un niveau de haute résistivité.
10	Double pic, le premier correspond probablement à une interface dans les niveaux de haute résistivité et le second semble correspondre à leur interface inférieure.
11	Profil "bruité", montre un double pic peu résolu à très faible profondeur, à la limite supérieure d'un niveau de haute résistivité.
12	Un pic très net à proximité immédiate de la surface, correspondant à la limite inférieure du déblai recouvrant un niveau de haute résistivité. Un second pic, très étalé, pourrait correspondre au niveau de haute résistivité en profondeur.
13	Double pic bien définis, mais difficilement corrélables à la tomographie, à moins d'augmenter la vitesse de propagation des ondes d'un facteur 2 et correspondrait alors à l'interface inférieure du niveau de haute résistivité.
14	Un pic bien défini, à 5 mètres de profondeur ne correspondant visiblement à aucune limite en profondeur. Ce site étant dans un milieu extrêmement humide, il est possible qu'ici la vitesse soit surévaluée et que ce pic soit en réalité beaucoup plus proche de la surface.

6.3.2.7. ZIAN

Ce site se situe à l'est du village de Hockai, entre la route de Xhoffrai et le chemin de randonnée de la Hoëgne. Il regroupe 1 tomographie électrique et 9 mesures H/V et N sondages à la tarière manuelle.

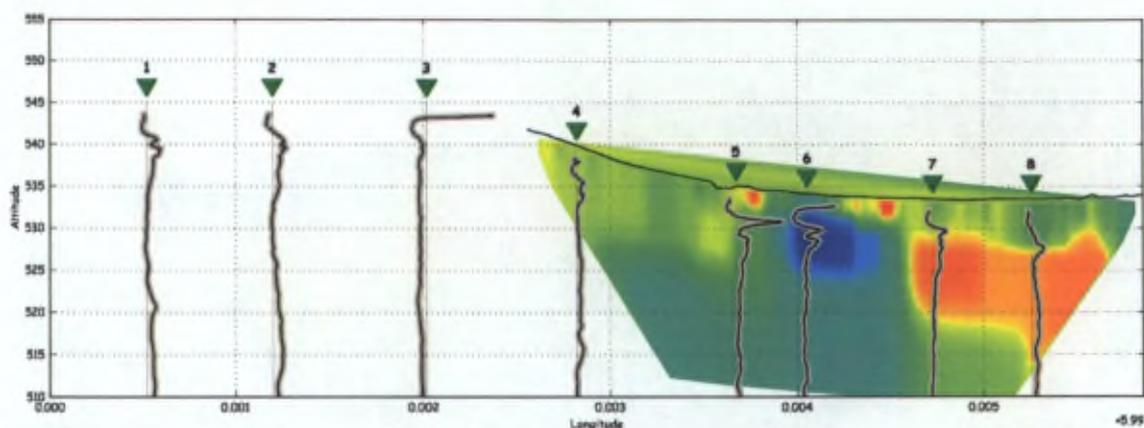


La tomographie électrique montre des variations importantes de la résistivité. D'ouest en est (droite à gauche), la résistivité passe d'un domaine peu résistif (100 ohm.m), à un domaine intermédiaire, puis très résistif au droit du haut de l'escarpement. Ensuite, des valeurs hautes et intermédiaires sont présentes, jusqu'à un changement net au niveau de la station 6 du H/V. Là, la résistivité diminue très rapidement jusqu'à la fin du profil.

Profil(s) H/V	Observation - Interprétation
1	Montre un pic relativement proche de la surface, au niveau du passage de résistivités basses à intermédiaires.
2	Montre un pic relativement peu défini, mais au niveau d'une interface nette sur la tomographie électrique.
3	Montre un pic peu résolu, mais qui identifie bien la limite supérieure du noyau de haute résistivité au centre du profil.
4	Très beau pic bien défini, identifie la limite supérieure du niveau de haute résistivité.
5	Pic très large et étalé, dont le flanc supérieur identifie la limite supérieure du niveau de résistivité intermédiaire.
6	Montre deux pics, dont le premier est le mieux défini. Le premier ne semble pas correspondre à un niveau particulier sur la tomographie électrique, alors que le second au passage à un niveau de résistivité intermédiaire.
7	Montre les deux mêmes pics que le profil 6, mais la situation est inversée. Le premier pic (qui n'est toujours pas expliqué par la tomographie électrique) est plus petit et moins bien défini que le second, qui marque le passage de la basse à la moyenne résistivité.
8	Montre 2 pics, dont le premier correspond au second des stations 6 et 7, il image le passage de la résistivité basse à moyenne, semble-t-il un peu plus proche de la surface. Le second pic, plus étalé, montre une seconde interface entre des niveaux de résistivités intermédiaires.
9	Toujours deux pics, probablement corréléable à la station 8. Seul le premier est bien défini, il semble plus profond qu'à la station 8.

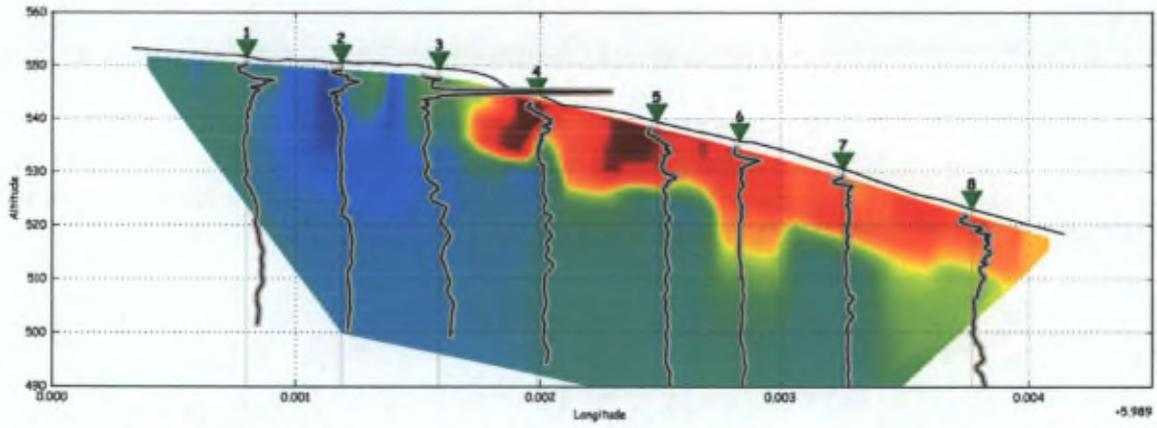
6.3.2.8. VINDERS

Situé au nord du site précédent, il regroupe 1 tomographie électrique et 8 mesures H/V et 7 sondages à la tarière localisés à proximité du profil.



La tomographie montre une zone de faible résistivité entourée par une zone de résistivité intermédiaire (gauche, ouest) et de plus haute résistivité (droite, est).

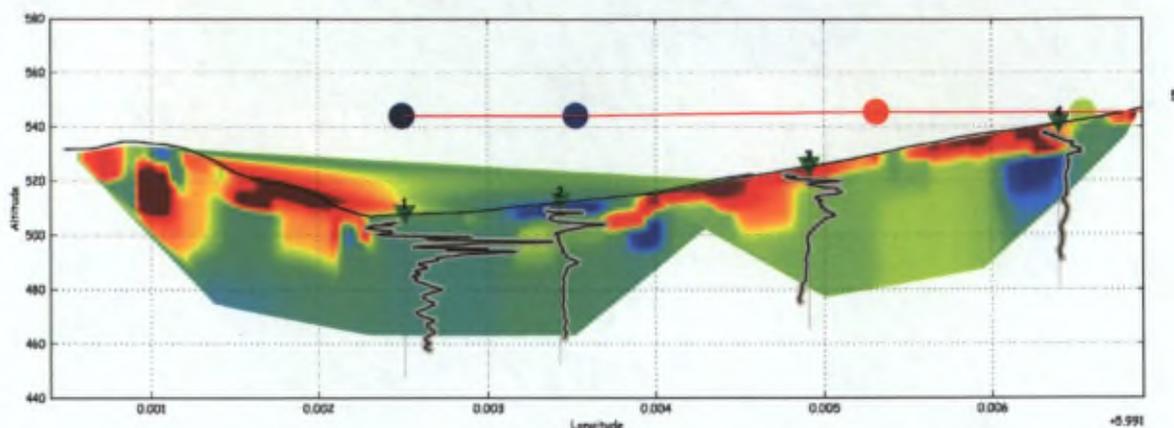
Profil(s) H/V	Observation – Interprétation
1	Montre deux pics peu résolus, à 2 m de profondeur.
2	Comme le 1, peu résolu.
3	Un pic très proche de la surface, probablement un effet de la couche de sol.
4	Pas de pic dominant sur ce profil, ce qui semble cohérent avec les résistivités intermédiaires constantes en profondeur.
5	Montre deux pics, le premier étant le plus grand et le mieux résolu, il correspond à une limite inférieure de la petite zone de haute résistivité proche de la surface.
6	Montre trois pics, un très proche près de la surface et un double pic à 5 m de profondeur. Il se situe dans une zone de basse résistivité. Si cette zone correspond à des terrains moins consolidés, il est possible que la vitesse soit surévaluée et que ces profils, par exemple à 10m de profondeur marqueraient l'interface entre le niveau de basse résistivité et un niveau intermédiaire en profondeur.
7	Montre un pic bien résolu identifiant nettement la limite supérieure du niveau de haute résistivité à 4 m de profondeur.
8	Montre un pic moyennement résolu mais qui correspond à la limite supérieure du niveau de haute résistivité à 7 ou 8 m de profondeur, soit 4 m plus bas qu'en 7.



Le pic du H/V 3 est probablement lié à la présence de déblais du chemin de fer vicinal voisin.

6.3.2.9. CRÊTE EST

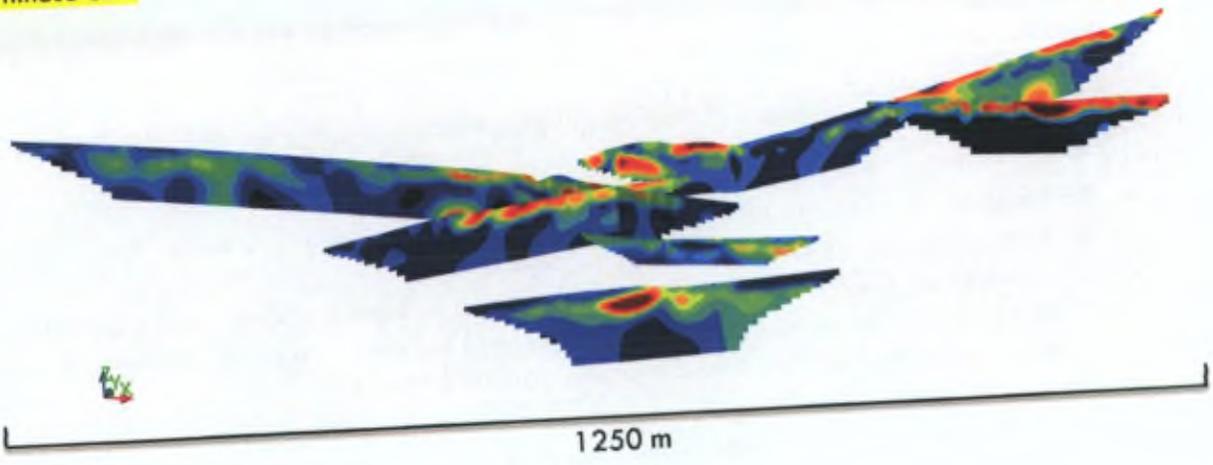
Située à l'est du profil général, cette zone commence au niveau du pont au dessus du Ravel (Devant-Chêne), descend à côté de la "Passerelle du Centenaire" et remonte la Vecquée vers l'Est. Elle se compose de 2 profils de tomographie électrique alignés, de 13 mesures H/V et de 13 mesures de gravimétrie. Notons que les mesures de gravimétrie remontent la Vecquée sur encore 1 km plus à l'est que les tomographies. Un troisième profil part également vers l'est, de manière sécante au niveau de l'intersection des deux premiers.



La tomographie électrique montre des variations très importantes de résistivité en profondeur. Le point le plus bas du profil correspond à la Hoëgne. Il est assez surprenant de voir que la résistivité au droit de la rivière n'est pas très basse (de l'ordre de 500 ohm.m). De gauche (ouest) à droite (est), plusieurs contrastes verticaux sont visibles. Sous la butte entre le RAVeL et la Hoëgne, un niveau de haute résistivité est décalé verticalement vers le bas, puis est à nouveau présent très proche de la surface jusqu'à la rivière. A partir de la Hoëgne, la résistivité est moyenne et devient même très basse au droit de la station 2 du H/V. Ensuite, le niveau de haute résistivité réapparaît en surface et est présent sur le reste du profil, à l'exception de deux zones de résistivités intermédiaires.

Profil(s) H/V	Observation – Interprétation
1	

Synthèse 3D :



6.4. Nouvelles interprétations géomorphologiques

En considérant uniquement les données cartographiques (IGN Planches 50-1 et 50-2 et le modèle numérique de terrain correspondant), différents éléments nous interpellent.

Un grand nombre de rus, ruisseaux et rivières qui prennent source dans la région sont déviés de leur cours "normal" à un moment ou à un autre :

- La Hoëgne rencontre la zone faillée et son cours tourne brusquement d'environ 90°. Cet accident est le plus visible dans la topographie.
- Le ruisseau de Cockaifagne prend sa source dans la zone de fagne située au nord de l'échangeur de Baronheid, entre l'autoroute et l'ancienne route de Verviers. Il coule approximativement parallèlement à la plus grande pente.
- Un second ruisseau prend sa source dans le centre du hameau de Cockaifagne et coule parallèlement à la plus grande pente jusqu'à la cote 465 quand il bifurque à l'ouest-sud-ouest pour aller couler parallèlement au ruisseau précédent, et enfin le rejoindre. A cet endroit, plusieurs bras ou petits ruisseaux coulent parallèlement et vont se jeter dans le Wayai.
- Le Hockai prend sa source au nord-est de Baronheid, dans le bois de Morfâ. Il coule vers le sud-est dans une dépression surdimensionnée et rejoint le cours de la paléo-Hoëgne au sud-est de Baronheid, après avoir croisé le RaVel (ancien chemin de fer). Plus loin, après être passé sous l'autoroute, il vient butter contre "Sur la Hârotte" qui le domine de 20 m.
- Le Hodial prend sa source sur le versant Sud de la crête de la Vecquée, il coule relativement perpendiculairement aux courbes de niveau.
- Au nord de la Vecquée, le Wayai prend sa source à proximité de la Ferme de Malchamps et après un cours forcé par l'homme, il coule parallèlement à la plus grande pente vers le Nord, puis tourne progressivement vers le nord-est jusqu'avant Wayai. Il tourne alors au nord-ouest vers Stockai et enfin plein est vers Nivezé.
- Dans le Bois Communal de la Hoëgne, sur le versant nord de la crête à l'est de Cockaifagne, le ruisseau coule d'abord selon une direction N 40 puis tourne dans le sens de la plus grande pente, jusqu'à longer un chemin, le croiser et suivre la plus grande pente vers la Hoëgne.
- Depuis les étangs situés au sud-est de la Ferme Peltzer, le ruisseau coule perpendiculairement aux lignes de niveau et, à la cote 480, tourne au nord-est sans raison apparente. Il croise ensuite le chemin de fer et descend la plus grande pente jusqu'à la Hoëgne.
- En rive droite de la Hoëgne, le Ruisseau des Plénisses coule perpendiculairement aux lignes de niveaux, vers le sud-ouest.

6.5. Histoire de la Hoëgne

Selon notre interprétation, la Hoëgne a été affectée par la zone faillée de Hockai plusieurs fois au cours de son histoire. En effet, Demoulin (1986) mentionne déjà que le cours inférieur du Roannai est dans l'alignement du cours supérieur de la Hoëgne. En réalité, il est "à peu près" dans l'alignement.

1. Nous pensons que la Hoëgne, au début de son histoire, coulait dans l'axe parallèle à la crête de la Vecquée, depuis son cours supérieur actuel jusqu'à Francorchamps, en lieu et place du Roannai actuel.
2. Soit suite à un accident tectonique (un mouvement décrochant sénestre du bloc Est) suivant un axe Ster-Cronchamps – Cockaifagne, soit une capture par un ruisseau remontant par érosion régressive une zone de faiblesse préexistante, la Hoëgne a été déviée de son cours vers le sud-ouest, au nord-est de Ster.
3. Ensuite, un accident tectonique a décalé la crête de la Vecquée à l'Est de Baronheid vers le Nord (décrochement sénestre). Cela a forcé la Hoëgne à produire un coude face à la crête de Quartzite qui se présentait.
4. Enfin, l'érosion régressive d'une paléo-Hoëgne, à l'est de Hockai, a terminé l'histoire des captures de la Hoëgne.

Un accident supplémentaire peut être mis en évidence entre Francorchamps et Ster, au niveau du "Trou Henet". Ici, une autre zone de faiblesse a provoqué la déviation du Hodial vers le sud-sud-ouest, alors qu'il coulait probablement vers le Roannai avant cette capture.

6.6. Discussion

En comparant les profils géophysiques les plus proches, comme par exemple "Zian", "Vinders", "Devant Chêne" et "Crête Est", on remarque qu'ils présentent tous des variations latérales de résistivité, corrélées avec des variations des profils H/V. Nous avons marqué ces variations et tenté de relier les marqueurs de profil à profil, en essayant plusieurs azimuts différents. En dessinant des droites orientées à $\sim N325^\circ$, il est possible de relier un maximum de marqueurs. Nous avons alors tenté de relier les marqueurs présents sur d'autres profils. Dans la grande majorité des cas, des droites orientées $N325^\circ$ satisfont les observations. Parfois, nos droites sont contraintes par seulement deux points, mais il ne semble pas possible de trouver une autre orientation satisfaisant les marqueurs identifiés.

[Image des segments de droite N325]

Les données géophysiques [...]

6.7. Conclusions du chapitre

En matière de méthodologie de prospection, on remarque que l'information donnée par les H/V est généralement très bien corrélée avec celle des tomographies électriques. Il faut cependant bien estimer la vitesse de propagation des ondes de cisaillement. Il est également intéressant de noter que les profils ne montrant aucun pic significatif semblent correspondre à des terrains homogènes, généralement de faible résistivité. Cette information est donc très importante dans la recherche de zones de failles qui sont généralement composées de terrains cassés et altérés, et donc "homogènes" ou "ne comportant pas de limite d'impédance nette en profondeur".

Les tomographies électriques – leur profondeur d'investigation.

Nous pouvons dès lors répondre aux quatre questions posées plus haut (cf. 1.1) :

6.7.1. EST-IL POSSIBLE D'Y IDENTIFIER DES FAILLES PAR DES MÉTHODES DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUE ?

Oui, nous avons montré que les tomographies électriques combinées avec l'analyse H/V et la gravimétrie permettent de mettre en évidence des zones de failles.

6.7.2. QUEL EST LEUR MOUVEMENT RELATIF ?

Bien que la majorité de nos prospections soient à 2D (voire même 1D), nous pouvons préciser un mouvement relatif pour certaines structures dans la zone.

[...]

6.7.3. SONT-ELLES RELIÉES GÉOMÉTRIQUEMENT À LA SÉQUENCE DE 1989-1990 ?

La projection en surface de la séquence 1989-1990 [FIGURE] montre que notre profil recoupe certainement la faille qui en est responsable. Dans l'hypothèse que "cette" faille soit continue jusqu'à la surface du sol, alors il est probable que soit [vecquee] soit [zian] recoupe cette structure.

6.7.4. ET ENFIN, SONT-ELLES "ACTIVES" ?

Définition d'une faille "active" : [...]

En regardant les résultats présentés plus haut, trois sites sont potentiellement intéressants en matière d'activité potentielle.

- Le premier est situé au niveau de l'échangeur autoroutier de Hockai, il a été identifié par :
 - La présence de roches fortement tectonisées dans les sondages de préparation de l'autoroute
 - La présence de terrains saturés en eau, probablement en lien avec un glissement de terrain en cours (Ster2)
 - Le contraste de résistivité sur le profil de tomographie à Cockaifagne
 - La grande variabilité de la profondeur de la nappe le long du même profil
 - L'absence de pic significatif sur les H/V au droit de la zone de faille, le long du même profil
- Le deuxième est situé au niveau de la petite dépression qui donne naissance au ruisseau de Hockai, identifié par :
 - Le décalage visible de la crête, entre les profils "Baronheid" et "Montfort"
 - Le changement d'allure de la résistivité en profondeur à l'est de Baronheid
- Le troisième est situé au niveau du sentier de randonnée du "Chemin de la Hoëgne", il a été identifié par :

- La prolongation vers le Sud de l'incision majeure de la Hoëgne, ainsi que de l'escarpement de Belle Hé
- Les contrastes importants identifiés sur 4 tomographies électriques subparallèles
- [L'alignement avec les tomographies de belle hé]
- Le changement net d'allure des pics H/V au droit des variations de résistivité
- La grande variabilité de la profondeur de la nappe d'eau souterraine

De ces sites, le plus prompt pour une éventuelle étude paléosismologique, bien que pas obligatoirement la structure "active" actuelle, serait le troisième. En effet, ce lieu est caractérisé par une dépression alluviale qui serait favorable à l'enregistrement sédimentaire d'une rupture en surface, par diffusion de pente, développement de sols, etc.

- Première coupe géophysique à grande échelle à travers le Massif de Stavelot et la HFZ
- Mise en évidence de discontinuités (H0, Fn)?
- Nouvelle interprétation de la capture de la Hoëgne



CONCLUSIONS – APPORTS DE CE TRAVAIL À LA RÉGION ÉTUDIÉE



CHAPITRE 7. CONCLUSIONS

7.1. Conclusions de la Première Partie

Dans la première partie de cette thèse, nous nous sommes intéressés à l'étude séismotectonique de l'Ardenne. Le catalogue belge a été complété par les données des réseaux sismiques voisins et la localisation de chaque séisme a été recalculée. La capacité des méthodes de relocalisation disponibles pour la communauté scientifiques à relocaliser des données synthétiques a été évaluée et les résultats obtenus sont bons. Nous avons généralisé une méthode d'étude de la distribution spatiale d'un ensemble tridimensionnel de points pour obtenir non seulement les axes de l'ellipsoïde mais aussi la norme de chacun des vecteurs. Ces informations permettent de quantifier son volume. Les méthodes de localisation, de détermination de l'azimut d'arrivée d'une onde sismique et de calcul du mécanisme au foyer ont été mises au point ou adaptées aux systèmes informatiques modernes et sont désormais disponibles par l'intermédiaire d'interfaces graphiques rendant aisée leur utilisation en routine.

La géologie de l'Ardenne est comme son histoire : compliquée. Les différentes orogénèses l'ont structuré et ont laissé des traces. Le soulèvement Cénozoïque de l'Ardenne est indéniable et son origine, longtemps débattue, nous semble aujourd'hui plus claire. La mobilité de la croûte inférieure et l'influence des changements climatiques majeurs sur la lithosphère par l'intermédiaire des glaciers et calottes polaires permettent d'expliquer le soulèvement de même que les variations de sa vitesse au cours du Cénozoïque. Les hypothèses de plissement de l'avant pays alpin ne sont, aujourd'hui, pas en mesure de démontrer ces deux points sans considérer l'influence additionnelle d'un panache mantellique en Eifel. De nos jours, l'Ardenne ne montre aucun mouvement vertical, bien que les modèles théoriques de l'ajustement isostatique global prédisent une subsidence de 1 mm/a à nos latitudes. Les mesures de nivellement de terrain le long de failles particulières ne sont pas **significatives**. Le profil de gravimétrie absolue à travers le Massif ne montre aucun mouvement significatif depuis 10 ans. Ceci laisse une porte ouverte à un soulèvement régional de 1 mm/a contrebalançant l'ajustement isostatique, mais il serait alors identique d'Oostende à Cologne.

L'étude de l'activité sismique en Ardenne depuis 1985 met en évidence une structuration importante. En particulier, la Zone Faillée de Hockai est une limite nette entre deux zones où les séismes se produisent à des profondeurs plus importantes. En effet, à l'ouest des profondeurs de 25 km sont fréquemment rencontrées, à l'est c'est plutôt 20 km et dans la Zone, seulement 9 km de profondeur. A l'extrême sud-est de la Province de Liège, la zone de Manderfeld est caractérisée par des séismes très profonds, environ 28 km. Différents groupements de séismes ont été observés et leur analyse 3D a permis de déterminer une orientation probable de la structure. Cette orientation a ensuite été corrélée aux mécanismes au foyer des séismes et montre généralement une bonne corrélation, permettant de déterminer quel est le plan de faille.

Nous avons réalisé une corrélation entre les localisations des foyers sismiques et les propriétés géophysiques de la croûte sous l'Ardenne. Le découpage structural mis en évidence par les séismes est confirmé par l'analyse des anomalies magnétiques et de Bouguer. Les foyers se répartissent aussi de manière particulière par rapport aux réflecteurs des profils de sismique réflexion : soit dans des zones sans réflecteurs, soit à proximité de ceux-ci. Les séismes ne s'alignent cependant pas avec les réflecteurs, invalidant l'hypothèse que les failles qui leur sont associées accommodent la déformation actuelle de l'Ardenne. Dans un but strictement qualitatif, nous avons comparé les données géophysiques entre elles et tenté une corrélation avec les modèles de vitesses des ondes de volume obtenues par sismique réfraction ou réflexion. La corrélation est bonne et demande

maintenant une étude quantitative, par exemple par modélisation des couches et l'étude de leur influence sur le signal mesuré. Les anomalies magnétiques à grande échelle sous l'Ardenne peuvent être expliquées par l'épaississement d'un niveau Précambrien sous le massif (épaississement de 5 km par endroits), alors que les anomalies à petite longueur d'onde ont une origine moins profonde. La petite anomalie magnétique observée au sud de la Zone Faillée de Hockai semble, par exemple, bien corrélée avec des vitesses sismiques plus faibles dans un petit niveau vers 10 km de profondeur.

7.2. Conclusions de la Deuxième Partie

La deuxième partie de cette thèse est consacrée à la recherche de failles actives dans la Zone Faillée de Hockai. Différentes méthodes géophysiques qui ont déjà fait leurs preuves à travers le monde ont été utilisées et de nouvelles méthodologies d'analyse ont été mises au point. En particulier, la comparaison entre les données H/V, gravimétriques et les profils de tomographie de résistivité électrique a pour la première fois été présentée comme une clé d'interprétation de la coupe réalisée. L'information fournie par le H/V est généralement limitée à la profondeur de la première interface. Le signal gravimétrique est lui fortement influencé par la présence en plus ou moins grande quantité d'eau dans les couches à faible profondeur. Ces informations sont donc capitales pour qualifier les interfaces visibles sur les tomographies de résistivité électrique.

Nous avons réalisé le premier profil de mesures géophysiques de subsurface à grande échelle à travers la Zone Faillée de Hockai. Nous avons choisi la Crête de la Vecquée pour son importance dans le paysage ardennais depuis l'Oligocène. Le profil mesure 5.7 km de long et contient environ 10 km de profils de tomographie de résistivité électrique doublés de 125 mesures de gravimétrie et 168 mesures de H/V. Nous avons mis en évidence des discontinuités importantes dans le substratum de la Crête de la Vecquée et les plus importantes sont interprétables comme des failles. Là où nous avons réalisés plusieurs profils en parallèle, nous avons été en mesure de déterminer une orientation probable de la structure. En général, une orientation N337° est observée. En prolongeant cette orientation depuis un site à l'Ouest de l'échangeur autoroutier de Hockai, nous pouvons le relier à l'escarpement de Wesny par une ligne droite. Certes, une droite basée sur 2 points distants de 17 km est un peu légère pour confirmer l'hypothèse et cette observation devra être confirmée dans le futur en tentant de suivre la structure sur des profils parallèles. Les failles identifiées ou supposée le long du profil et les arguments géomorphologiques nous permettent de dresser une nouvelle histoire de la Crête de la Vecquée et également de celle de la Hoëgne qui lui est étroitement liée. La Crête a subi [...]

7.3. Conclusions générales

L'activité sismique dans nos régions est désormais mieux connue et un schéma structural de l'Ardenne a été mis en évidence. L'Ardenne a subi de nombreuses phases tectoniques dans son histoire et son soulèvement Cénozoïque est probablement lié aux variations climatiques ayant une influence indirecte sur la couche mobile de croûte terrestre par l'intermédiaire des glaciers et calottes polaires.

La Crête de la Vecquée est un excellent laboratoire naturel pour la recherche de failles actives dans le contexte faiblement déformé intraplaque. Son histoire est complexe, mais les linéaments visibles sur photo satellite et donc dans la géomorphologie correspondent bien à des failles. Les nouvelles données géophysiques permettent de relier la Crête de la Vecquée à d'autres sites où la présence de failles a été supposée et parfois clairement mise en évidence.

Ces deux points ont une conséquence importante pour nos régions. En effet, le séisme historique le plus important s'étant produit au nord des Alpes a été localisé à proximité de Verviers. Sa

magnitude a été estimée à $6 \frac{1}{4}$ ce qui suppose une longueur de faille de l'ordre de 10 km. Il est dès lors impossible, sur base du schéma structural que nous avons mis en évidence, que cette faille soit orientée autrement que dans l'axe de la Zone Faillée de Hockai. Hors, c'est précisément l'orientation des failles responsables de séismes importants qui est à la base des calculs d'aléa sismiques dans une région.

CHAPITRE 8. APPORTS À LA CONNAISSANCE DE L'ARDENNE

8.1. Séismotectonique de l'Ardenne

L'étude de l'activité sismique en Ardenne depuis 1985 nous a permis de mettre en évidence différentes zones. Ces zones sont définies sur base de critères de profondeurs d'occurrence des séismes. En effet, le confinement de la sismicité entre des bornes nettes (comme dans la zone faillée de Hockai entre 4 et 9 km), son occurrence entre la surface et des profondeurs variables (10 km pour la partie ardennaise du Hainaut, 25 km pour Sprimont-Manhay, 20 km pour Rötgen-Monschau) ou à grande profondeur (28 km à Manderfeld), montrent combien le contexte séismotectonique est varié, bien que la région soit relativement restreinte (**dimensions?**).

8.2. Failles actives

Nous avons montré que l'étude des groupements de séismes par des méthodes de relocalisation permet de définir des regroupements et alignements nets. Ces données ont ensuite été recoupées avec les mécanismes au foyer des séismes, qui ont confirmé leur orientation probable. Les dimensions de ces failles ont été estimées sur base de paramètres statistiques.

La corrélation avec la géomorphologie ou la géologie de surface n'est pas évidente, d'autant plus que la structure identifiée est profonde.

8.3. Déformations

Nous avons montré que les outils de prospection géophysiques et l'analyse combinée de plusieurs méthodes permet la mise en évidence d'anisotropie dans la subsurface. Ces anisotropies ont été interprétées en matière de variations de lithologie et de zones de failles probables.

Nous montrons que la Crête de la Vecquée, élément majeur du paysage depuis le Tertiaire (**???**) a été fortement déformée. Nous proposons une nouvelle histoire de la capture successive des rivières qui coulent dans ou à proximité du lit de la Hoëgne, du Hockai, du Hodial, etc. Cette histoire est liée à des zones de failles que nous pouvons identifier ou supposer sur base de l'analyse géophysique que nous avons réalisée. La plupart des "captures" ou "déviation" peuvent avoir deux explications : soit elles ont profité d'une zone de faiblesse pré-existante, soit elles sont été déviées par un mouvement brusque. Même si la première hypothèse est généralement préférée par les géomorphologues, nous pensons qu'au moins une des zones investiguées a été brusquement décalée. La preuve en est la dimension exagérée de la "baie" dans laquelle le Hockai prend sa source. Nous pensons que la Hoëgne a brusquement du contourner la crête de quartzites qui se présentait devant elle, érodant les terrains et formant la "baie".

TABLE DES FIGURES

FIGURE 1-1 : RÉSEAU DE L'OBSERVATOIRE ROYAL DE BELGIQUE – STATIONS SISMIQUES (VERT) ET ACCÉLÉROMÉTRIQUES (ROUGE). LES SEPT STATIONS MOBILES INSTALLÉES EN JUILLET 2008 LORS DE LA SÉQUENCE DU BRABANT WALLON SONT ÉGALEMENT REPRÉSENTÉES.	12
FIGURE 1-2 : CATALOGUE BELGE : SÉISMES DE MAGNITUDE ESTIMÉE ≥ 5.0 DEPUIS 1350 (ÉTOILES JAUNES), INSTRUMENTALES (1900-1985, CARRÉS ROUGES ET ÉTOILE ROUGE POUR 1938 M_s 5.0) ET INSTRUMENTALES NUMÉRIQUES (1985-2010, RONDS BLEUS).	14
FIGURE 1-3 : COMPARAISON DES MAGNITUDES ENTRE LES CATALOGUES BELGE (ROB), HOLLANDAIS (KNMI) ET DE L'UNIVERSITÉ DE COLOGNE (BNS). LA COULEUR DES POINTS SUR LA 2 ^{IE} LIGNE CORRESPOND À L'ANNÉE D'OCCURRENCE DU SÉISME, ENTRE 1985 (BLEU) ET 2010 (ROUGE).	15
FIGURE 1-4 : SEISMOGRAMMES SELON LES 3 COMPOSANTES DU SISMOMÈTRE. ENREGISTREMENT DE LA STATION DE MEMBACH POUR UN SÉISME DE M_L 1.8 À SPA (2008-02-06). LES MESURES DE L'ONDE P (TIRÉ ROUGE) ET DE L'ONDE S (TIRÉ VERT) SONT INDICUÉES.	16
FIGURE 1-5 : MODÈLE DE VITESSE (CALBINI03) UTILISÉ POUR LES ONDES DE VOLUME P ET S.	17
FIGURE 1-6 : LOCALISATIONS HYPO2000 DU CATALOGUE BELGE, DONNÉES 1985-2010.	18
FIGURE 1-7 : RELOCALISATION DU CATALOGUE BELGE AVEC COMLOC.	19
FIGURE 1-8 : RELOCALISATION DU CATALOGUE BELGE AVEC HYPODD.	20
FIGURE 1-9 : RELOCALISATION DU CATALOGUE BELGE AVEC LOTOS.	21
FIGURE 1-10 : COMPARAISON DU VOLUME D'INCERTITUDE AVANT (BLANC) ET APRÈS (BLEU) L'AJOUT DE DONNÉES DE STATIONS TEMPORAIRES PROCHES DE L'ÉPICENTRE.	22
FIGURE 1-11 : COMPARAISON DU VOLUME D'INCERTITUDE AVANT (BLANC) ET APRÈS (BLEU) L'AJOUT DE DONNÉES DE STATIONS ALLEMANDES, RÉDUISANT AINSI LE GAP EN AZIMUT.	22
FIGURE 1-12 : VUE EN CARTE DE LA COUPE PRÉSENTÉE À LA FIGURE 1-11.	22
FIGURE 1-13 : COMPARAISON DU VOLUME D'INCERTITUDE DE LA LOCALISATION HYPO2000 (BLANC) ET COMLOC (BLEU). ON OBSERVE ÉGALEMENT LA DIFFÉRENCE DANS LA LOCALISATION ABSOLUE DU SÉISME.	23
FIGURE 1-14 : LOCALISATION THÉORIQUE DES SÉISMES (CERCLES ORANGES) SOUMIS AU TEST DE RELOCALISATION. LES STATIONS QUI ONT ÉTÉ ACTIVES UN TEMPS NON NÉGLIGEABLE DEPUIS 1985 SONT REPRÉSENTÉES PAR DES TRIANGLES ROUGES.	24
FIGURE 1-15 : RAI SISMIQUE ENTRE UNE SOURCE (S) ET UN RÉCEPTEUR (G) DANS UN MILIEU DONT LA VITESSE VARIE PAR COUCHES (v_1 À v_m) ET OÙ LA VARIATION DE VITESSE EST CONTINUE. FIGURE ISSUE DE LOWRIE (2007, P185).	25
FIGURE 1-16: ILLUSTRATION DE L'ALGORITHME DE CALCUL DE RAI SISMIQUE DANS UNE CROÛTE INHOMOGÈNE PAR LOTOS. VOIR (KOULAKOV 2009) POUR LES DÉTAILS.	25
FIGURE 1-17 : RELOCALISATIONS COMLOC DU CATALOGUE SYNTHÉTIQUE, AVEC CROÛTE HOMOGÈNE ET AUCUNE ERREUR DE MESURE.	26
FIGURE 1-18 : RELOCALISATIONS COMLOC – AUCUNE ERREUR DE MESURE. COUPES OUEST-EST ET SUD-NORD ILLUSTRANT LES RÉSULTATS. LES SÉISMES DEVRAIENT IDÉALEMENT S'ALIGNER SUR LA GRILLE HORIZONTALE ENTRE -5 ET -25 KM. LES TRIANGLES ROUGES INDICUENT LA LOCALISATION DES STATIONS SISMIQUES.	27
FIGURE 1-19: DISTRIBUTION DES DIFFÉRENCES DE LOCALISATIONS EN X, Y ET Z, EN ABSOLU EN ET RELATIF. LA POSITION RELATIVE EST CELLE DU CENTROÏDE DE 5 SÉISMES SITUÉS L'UN AU DESSUS DE L'AUTRE, SOIT AUX PRODONFEURS DE 5, 10, 15, 20 ET 25 KM.	27
FIGURE 1-20 : MÊME CHOSE QU'EN FIGURE 1-19, MAIS POUR LA ZONE "SOUS LE RÉSEAU".	28
FIGURE 1-21 : RELOCALISATIONS COMLOC DU CATALOGUE SYNTHÉTIQUE, AVEC CROÛTE HOMOGÈNE, EN TENANT COMPTE DES ERREURS DE MESURES (VOIR TEXTE).	29
FIGURE 1-22 : MÊME LÉGENDE QU'EN FIGURE 1-18, POUR UNE CROÛTE HOMOGÈNE EN TENANT COMPTE DES ERREURS DE MESURES.	29
FIGURE 1-23 : DISTRIBUTION DES DIFFÉRENCES DE LOCALISATIONS EN X, Y ET Z, EN ABSOLU EN ET RELATIF (COMPARAISON DE 5 SÉISMES SITUÉS L'UN AU DESSUS DE L'AUTRE). POUR LES SÉISMES SITUÉS DANS LA ZONE "ARDENNE" ÉLARGIE.	30
FIGURE 1-24: CROÛTE INHOMOGÈNE EN VITESSE, CRÉÉE AVEC LOTOS10. LA COULEUR ILLUSTRE LA DIFFÉRENCE DE VITESSE PAR RAPPORT AU MODÈLE 1D.	31
FIGURE 1-25 : RELOCALISATIONS COMLOC DU CATALOGUE SYNTHÉTIQUE, AVEC CROÛTE INHOMOGÈNE ET DES ERREURS DE MESURES (VOIR TEXTE).	31

FIGURE 1-26 : MÊME LÉGENDE QU'EN FIGURE 1 11, POUR UNE CROÛTE INHOMOGÈNE ET AVEC DES ERREURS DE MESURES.	32
FIGURE 1-27 : DISTRIBUTION DES DIFFÉRENCES DE LOCALISATIONS EN X, Y ET Z, EN ABSOLU EN ET RELATIF (COMPARAISON DE 5 SÉISMES SITUÉS L'UN AU DESSUS DE L'AUTRE). POUR LES SÉISMES SITUÉS DANS LA ZONE "ARDENNE" ÉLARGIE.	32
FIGURE 1-28 : RÉPARTITION DU SENS DU PREMIER MOUVEMENT DES ONDES P POUR UN TREMBLEMENT DE TERRE (COURS CAMELBEECK).	36
FIGURE 1-29 : LA SPHÈRE FOCALE [COURS CAMELBEECK]	37
FIGURE 1-30 : DIFFÉRENTS TYPES DE MÉCANISME AU FOYER ET LEUR REPRÉSENTATION DANS LE DIAGRAMME À AIRES ÉGALES (CAMELBEECK, 1993. P20). PF = PLAN DE FAILLE, PA = PLAN AUXILIAIRE, S = VECTEUR GLISSEMENT.	38
FIGURE 1-31 : INTERFACE GRAPHIQUE DÉVELOPPÉE POUR LA DÉTERMINATION DE L'AZIMUT D'ARRIVÉE DES ONDES DE VOLUME (HAUT) ET RÉSULTAT EN "ROSE".	40
FIGURE 1-32 : ILLUSTRATION DE LA DIFFÉRENCE ENTRE L'AZIMUT CALCULÉ (EN ROUGE, 91.97°) ET MESURÉ (101°) POUR LA STATION SKQ (STEENKERQUE) D'UN SÉISME LOCALISÉ À COURT-SAINT-ETIENNE.	41
FIGURE 1-33 : ILLUSTRATION DE LA DIFFÉRENCE ENTRE L'AZIMUT CALCULÉ (EN ROUGE, 204.12°) ET MESURÉ (208°) POUR LA STATION SKQ (STEENKERQUE) D'UN SÉISME LOCALISÉ EN ESPAGNE.	42
FIGURE 1-34 : NOUVELLE INTERFACE UTILISATEUR POUR LE CALCUL DES MECANISMES AU FOYER. LA FENÊTRE PROPOSE 3 ONGLETS : "LOCATIONS" PERMET DE CHOISIR LA LOCALISATION UTILISÉE PAR LE PROGRAMME, "MEASUREMENTS" PERMET DE CHOISIR LES MESURES QUI PARTICIPENT À LA DÉTERMINATION ET "COMPUTATION" CONTIENT LES PARAMÈTRES D'ENTRÉE DES PROGRAMMES DE CALCUL. IL EST POSSIBLE D'UTILISER SOIT FPSOL SOIT FOCALMEC, OU DE SIMPLEMENT EFFECTUER LA PROJECTION DES STATIONS SUR L'HÉMISPHERE FOCAL INFÉRIEURE.	44
FIGURE 1-35: MÉTHODE DE DÉTERMINATION DE LA DISTRIBUTION SPATIALE D'UN NUAGE DE POINTS. 1) LE NUAGE DE POINT ; 2) L'HÉMISPHERE INFÉRIEURE SUR LAQUELLE 3) LES POINTS V SONT CALCULÉS ; 4) LES AXES PN, PS ET PB CORRESPONDANTS ; 5) L'ELLIPSOÏDE GRANDIT JUSQU'À CONTENIR 95% DES POINTS ET 6) LA LONGUEUR DES AXES EST DÉTERMINÉE.	47
FIGURE 1-36 : PROJECTION SIMULTANÉE DES PLANS NODAUX DES MÉCANISMES AU FOYER DÉTERMINÉS POUR LA SÉQUENCE DE SÉISMES DE COURT-SAINT-ETIENNE ET DU PLAN DÉCRIVANT AU MIEUX LA DISTRIBUTION DES SÉISMES TEL QUE DÉTERMINÉ PAR L'ANALYSE 3D(EN ROUGE). CHAQUE MÉCANISME EST REPRÉSENTÉ PAR UNE PAIRE DE PLANS VERT (MEILLEUR CANDIDAT) ET GRIS.	49
FIGURE 1-37 : DIFFÉRENTES VALEURS DE MW EN FONCTION DE VALEURS DE D CHOISIES.	49
FIGURE 2-1 : LES UNITÉS GÉOLOGIQUES DE L'ARDENNE, PARTIE OCCIDENTALE DU BOUCLIER RHÉNAN. FIGURE DE VANBRABANT ET AL, 1999.	54
FIGURE 2-2 : PALÉOGÉOGRAPHIE DE NOS RÉGIONS LORS DE L'OROGÉNÈSE CALÉDONNIENNE. [ADAPTÉ DE WIKIMEDIA COMMONS FILE:CALEDONIDES_EN.SVG @ LIEN]	55
FIGURE 2-3 : PALÉOGÉOGRAPHIE DE NOS RÉGIONS LORS DE L'OROGÉNÈSE VARISQUE. [ADAPTÉ DE WIKIMEDIA COMMONS FILE: FILE:HERCYNIDES_EN.SVG @ LIEN]	55
FIGURE 2-4 : GRANDES SUTURES EN EUROPE OCCIDENTALE, LIÉES AUX OROGÉNÈSES. [ADAPTÉ DE WIKIMEDIA COMMONS FILE: FILE: FILE:HERCYNIAN_STRUCTURES_EUROPE_EN.SVG @ LIEN]	56
FIGURE 2-5 : GÉOGRAPHIE DU RIFT CÉNOZOÏQUE EUROPÉEN. FIGURE DE ZIEGLER ET DÈZES, 2007.	57
FIGURE 2-6 : LES SURFACES D'ÉROSION EN ARDENNE-EIFEL. FIGURE & LÉGENDE DE DEMOULIN 2006.	60
FIGURE 2-7 : TOPOGRAPHIE ET RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DE ET AUTOUR DE L'ARDENNE. SEULS LES SYSTÈMES AVEC UN DRAINAGE SUPÉRIEUR À 2500 KM ² SONT ILLUSTRÉS. FIGURE DE VAN BALEN ET AL, 2010.	62
FIGURE 2-8 : PROFILS DES VITESSES VERTICALES DÉTERMINÉES POUR UNE ÉTUDE ANTÉRIEURE ET PAR NOCQUET ET AL (2005) PAR LE GPS. LES BARRES D'ERREUR POUR LE GPS ILLUSTRONT L'INTERVALLE DE CONFIANCE 95%.	65
FIGURE 2-9 : COUPE NNW-SSE PUIS N-S À TRAVERS L'AVANT PAYS ALPIN ET LES ALPES. FIGURE DE ZIEGLER ET DÈZES, 2007.	66
FIGURE 3-1 : LOCALISATION DES SOURCES MENTIONNANT LE SÉISME DU 29 MARS 1000, ALEXANDRE 1990.	76
FIGURE 3-2 : LOCALISATION DES TÉMOIGNAGES RELATIFS AU SÉISME DU 1 AOUT 1179 OU 1180.	77
FIGURE 3-3 : CARTE MACROSÉISMIQUE DU SÉISME DU 18 SEPTEMBRE 1692. LES INTENSITÉS SONT MENTIONNÉES EN EMS98. D'APRÈS ALEXEANDRE ET AL (2008).	78

FIGURE 3-4 : ACTIVITÉ SISMIQUE EN ARDENNE DEPUIS 1985. LE BOUCLIER RHÉNAN ET LE MASSIF DE STAVELOT SONT ILLUSTRÉS EN GRISÉ. LES SÉISMES SONT DIMENSIONNÉS EN FONCTION DE LA MAGNITUDE ET COLORÉS EN FONCTION DE LA PROFONDEUR. LOCALISATIONS CATALOGUE.	81
FIGURE 3-5: DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES EN ARDENNE. ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSE DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).	82
FIGURE 3-6 : PERCENTILE 84 DE LA PROFONDEUR D'OCCURENCE DES SÉISMES DANS NOS RÉGIONS, IL Y A AU MINIMUM 2 SÉISMES PAR HEXAGONE.	83
FIGURE 3-7 : COUPES SUD-NORD DE LA SISMICITÉ DANS L'EST DE L'ARDENNE. LES COULEURS FROIDES SONT À L'AVANT PLAN (PLUS À L'EST), LES COULEURS CHAUDES À L'ARRIÈRE PLAN (PLUS À L'OUEST).	84
FIGURE 3-8 : COUPES OUEST-EST DE LA SISMICITÉ DANS L'EST DE L'ARDENNE. LES COULEURS FROIDES SONT À L'AVANT PLAN (PLUS AU SUD), LES COULEURS CHAUDES À L'ARRIÈRE PLAN (PLUS AU NORD).	85
FIGURE 3-9 : DÉCOUPAGE DE L'ARDENNE ORIENTALE EN FONCTION DES MOTIFS DE PROFONDEUR. LOCALISATIONS CATALOGUE.	86
FIGURE 3-10 : LOCALISATION COMPLOC DES SÉISMES DANS L'OUEST DE L'ARDENNE. LES SÉISMES QUI NOUS INTÉRESSENT ICI SONT LOCALISÉS À L'INTÉRIEUR DU LE BOUCLIER RHÉNAN (EN GRIS).	87
FIGURE 3-11 : DISTRIBUTION DE LA SISMICITÉ EN PROFONDEUR, SELON LES 4 PROGRAMMES D'ANALYSE.	87
FIGURE 3-12: DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES DANS LA "PARTIE ARDENNAISE DU HAINAUT". ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSE DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).	88
FIGURE 3-13 : REPRÉSENTATION DES TROIS AXES PN (TRIANGLE), PS (CARRÉ) ET PB (ROND) POUR CHACUNE DES MÉTHODES : CATALOGUE (BLEU), COMPLOC (VERT), LOTOS (ROUGE) ET HYPODD (ORANGE).	89
FIGURE 3-14 : VUE EN 3D VERS LE NORD-EST DES SÉISMES DE LA RÉGION DE CHARLEROI. L'ELLIPSOÏDE DE RÉVOLUTION DÉFINI PAR SES TROIS AXES CONTIENT 97.2% DES POINTS. LOCALISATIONS COMPLOC.	90
FIGURE 3-15 : COUPES EN PROFONDEUR DES SÉISMES DANS LA RÉGION DE CHARLEROI. LES SÉISMES SONT COLORÉS PAR ANNÉE D'OCCURRENCE.	91
FIGURE 3-16 : REPRÉSENTATION DES TROIS AXES PN (TRIANGLE), PS (CARRÉ) ET PB (ROND) POUR CHACUNE DES MÉTHODES : CATALOGUE (BLEU) ET COMPLOC (VERT).	92
FIGURE 3-17 : COUPES EN PROFONDEUR DES SÉISMES DANS LA RÉGION DE L'EAU D'HEURE. LES SÉISMES SONT COLORÉS PAR ANNÉE D'OCCURRENCE.	93
FIGURE 3-18 : CORRÉLATION ENTRE LE MÉCANISME AU FOYER DÉTERMINÉ POUR LA ZONE DE CHARLEROI (A) ET DE L'EAU D'HEURE (B) ET L'ORIENTATION DE LA STRUCTURE DÉTERMINÉE EN 3D. VOIR CHAPITRE 1, PARAGRAPHE 1.7.2 POUR L'EXPLICATION DE LA MÉTHODE.	94
FIGURE 3-19 : ACTIVITÉ SISMIQUE EN BELGIQUE. LE CADRE ROUGE ILLUSTRE LA ZONE "ZONE FAILLÉE DE HOCKAI". LOCALISATIONS "CATALOGUE".	97
FIGURE 3-20 : DISTRIBUTION DE LA SISMICITÉ EN PROFONDEUR, SELON LES 4 PROGRAMMES D'ANALYSE. ZONE FAILLÉE DE HOCKAI.	98
FIGURE 3-21: DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES DANS LA ZONE FAILLÉE DE HOCKAI. ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSE DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).	98
FIGURE 3-22 : REPRÉSENTATION DES TROIS AXES PN (TRIANGLE), PS (CARRÉ) ET PB (ROND) POUR CHACUNE DES MÉTHODES : CATALOGUE (BLEU), COMPLOC (VERT), LOTOS (ROUGE) ET HYPODD (ORANGE). LE PLAN DE FAILLE DÉTERMINÉ PAR CAMELBECK (1993) ET ILLUSTRÉ EN NOIR.	99
FIGURE 3-23 : VARIATION DE LA MAGNITUDE CALCULÉE EN FONCTION DE "D", DÉPLACEMENT MOYEN DANS LE PLAN DE FAILLE. POUR LES 4 SURFACES DE FAILLE DÉTERMINÉES.	100
FIGURE 3-24 : COUPES EN PROFONDEUR DE LA ZONE "HOCKAI - HAUTES-FAGNES". LES SÉISMES SONT COLORÉS PAR ANNÉE D'OCCURRENCE	101
FIGURE 3-25 : COMPARAISON ENTRE LES PLANS NODAUX DES MÉCANISMES AU FOYER DES SÉISMES LOCALISÉS DANS LA ZONE FAILLÉE DE HOCKAI AVEC, POUR EXEMPLE, LE PLAN DE FAILLE DÉTERMINÉ EN 3D POUR LES RELOCALISATIONS COMPLOC. LE PLAN DE FAILLE SUPPOSÉ EST INDIQUÉ EN VERT, LE PLAN AUXIMLAIRE EN GRIS.	103
FIGURE 3-26 : ACTIVITÉ SISMIQUE EN BELGIQUE. LE CADRE ROUGE ILLUSTRE LA ZONE "MANDERFELD". LOCALISATIONS "CATALOGUE".	105
FIGURE 3-27 : DISTRIBUTION EN PROFONDEUR DES SÉISMES SELON LE PROGRAMME DE LOCALISATION. ZONE "MANDERFELD".	106

FIGURE 3-28: DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES POUR LA ZONE "MANDERFELD". ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSES DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).	106
FIGURE 3-29 : VUE VERS L'EST DES SÉISMES À MANDERFELD. UNE STRUCTURE A ÉTÉ MISE EN ÉVIDENCE EN PROFONDEUR.	107
FIGURE 3-30 : REPRÉSENTATION DES TROIS AXES PN (TRIANGLE), PS (CARRÉ) ET PB (ROND) POUR LA CHACUNE DES MÉTHODES : CATALOGUE (BLEU), COMPLOC (VERT), LOTOS (ROUGE) ET HYPODD (ORANGE).	108
FIGURE 3-31 : LES DEUX GROUPES DE LA ZONE "MANDERFELD" ONT ÉTÉ DÉTERMINÉS INDÉPENDEMMENT.	108
FIGURE 3-32 : REPRÉSENTATION DES TROIS AXES PN (TRIANGLE), PS (CARRÉ) ET PB (ROND) POUR LA CHACUNE DES MÉTHODES : CATALOGUE (BLEU), COMPLOC (VERT), LOTOS (ROUGE) ET HYPODD (ORANGE).	109
FIGURE 3-33 : COUPES EN PROFONDEUR DE LA ZONE "MANDERFELD". LES SÉISMES SONT COLORÉS PAR ANNÉE D'OCCURRENCE.	110
FIGURE 3-34 : ACTIVITÉ SISMIQUE EN BELGIQUE. LE CADRE ROUGE ILLUSTRE LA ZONE "ARDENNE OUEST". LOCALISATIONS "CATALOGUE".	113
FIGURE 3-35 : DISTRIBUTION EN PROFONDEUR DES SÉISMES SELON LE PROGRAMME DE LOCALISATION. ZONE " ARDENNE OUEST ".	113
FIGURE 3-36: DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES POUR LA ZONE "ARDENNE OUEST". ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSE DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).	114
FIGURE 3-37 : ACTIVITÉ SISMIQUE EN BELGIQUE. LE CADRE ROUGE ILLUSTRE LA ZONE "ARDENNE EST - EIFEL". LOCALISATIONS "CATALOGUE".	117
FIGURE 3-38 : DISTRIBUTION EN PROFONDEUR DES SÉISMES SELON LE PROGRAMME DE LOCALISATION. ZONE " ARDENNE EST - EIFEL ".	117
FIGURE 3-39: DISTRIBUTION DES MAGNITUDES CALCULÉES POUR LES SÉISMES POUR LA ZONE "ARDENNE EST - EIFEL". ORDONNÉES : NOMBRE DE SÉISMES PAR CLASSE DE 0.25 POINTS DE MAGNITUDE (BLEU) ET GUTENBERG-RICHTER (ROUGE).	118
FIGURE 3-40 : MÉCANISMES AU FOYER DES SÉISMES EN ARDENNE, 1985-2010.	121
FIGURE 4-1 : ANOMALIE DE BOUGUER EN BELGIQUE ET RÉGIONS LIMITOPHES. LES COULEURS CLAIRES SONT DES VALEURS NÉGATIVES (BLANC=MINIMUM) ET FONCÉES SONT PROCHES DE ZÉRO (NOIR = ZÉRO), UN CONTOUR BLEU À ROUGE EST SURPIMPOSÉ POUR RENFORCER LES CONTRASTES. LE BOUCLIER RHÉMAN ET LE MASSIF DE STAVELOT SONT DESSINÉS EN BLANC.	124
FIGURE 4-2 : GRADIENT VERTICAL DE L'ANOMALIE DE BOUGUER. LE BOUCLIER RHÉMAN ET LE MASSIF DE STAVELOT SONT DESSINÉS EN ORANGE.	124
FIGURE 4-3 : GRADIENT VERTICAL DE L'ANOMALIE DE BOUGUER, ZOOM SUR LE NORD DE L'ARDENNE. LA SISMICITÉ 1985-2010 EST REPRÉSENTÉE, DE MÊME QUE LE BOUCLIER RHÉMAN (JAUNE) ET LE MASSIF DE STAVELOT (ORANGE).	125
FIGURE 4-4 : GRADIENT DE L'ANOMALIE DE BOUGUER ET SUPERPOSITION DE LA SISMICITÉ 1985-2010	126
FIGURE 4-5 : CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF DE STAVELOT (SOURCE= DE BÉHUNE ET BOUCKAERT 1968?) ET CONTOUR DU MASSIF, SELON GEUKENS (1999).	127
FIGURE 4-6 : ANOMALIE MAGNÉTIQUE "REDUCED TO THE POLE".	128
FIGURE 4-7 : ANOMALIE MAGNÉTIQUE "REDUCED TO THE POLE", DÉTAIL SUR LE MASSIF DE STAVELOT (ORANGE).	129
FIGURE 4-8 : PROFIL DEKORP1A SOUS UNE COUPE GÉOLOGIQUE (DEKORP RESEARCH GROUP 1991). SVA : STAVELOT -VENN ANTICLINE. NUMÉROTATION DES ÉLÉMENTS DE SICHIEU (2009).	130
FIGURE 4-9 : PROFIL DEKORP1A (VERT), IDÉALISÉ PAR UN SEGMENT DE DROITE (TIRETS VERTS). L'ACTIVITÉ SISMIQUE PRÉSENTE DANS LES DEUX CADRES ROUGES SERA PROJETÉE SUR LE SEGMENT. LES SÉISMES SONT COLORÉS EN FONCTION DE LA PROFONDEUR DU FOYER (BLEU=0 KM, ROUGE=30 KM) ET LEUR DIMENSION EST LIÉE À LEUR MAGNITUDE.	131
FIGURE 4-10 : COUPE EN PROFONDEUR DE L'ACTIVITÉ SISMIQUE (CADRE NORD-EST DE LA FIGURE 4-9) PROJETÉE SUR LE PROFIL DEKORP1A. LA DIMENSION DES SÉISMES EST FONCTION DE LEUR MAGNITUDE. RELOCALISATIONS COMPLOC.	131
FIGURE 4-11 : COUPE EN PROFONDEUR DE L'ACTIVITÉ SISMIQUE (CADRE SUD-OUEST DE LA FIGURE 4-9) PROJETÉE SUR LE PROFIL DEKORP1A. LA DIMENSION DES SÉISMES EST FONCTION DE LEUR MAGNITUDE. RELOCALISATIONS COMPLOC.	131

FIGURE 4-12 : SITUATION DES PROFILS DE SISMIQUE RÉFRACTION À TRAVERS LE BOUCLIER RHÉNAN. LE PROFIL DE SISMIQUE RÉFLEXION DEKORP1A (D1A) RECOUPE LA ZONE EIFEL NORD-SUD (ENSZ). LES PROFILS DE SISMIQUE RÉFRACTION RELIENT LES POINS B-K, L1-M ET K-F. FIGURE DE MECHIE ET AL (1983).	133
FIGURE 4-13 : PROFILS EN VITESSE ISSUS D'EXPÉRIENCES DE SÉISMIQUE RÉFRACTION (LOCALISATION SUR LA FIGURE PRÉCÉDENTE). FIGURE DE MECHIE ET AL, 1983.	133
FIGURE 4-14 : MODÈLE DE VITESSE POUR LE PROFIL DEKORP1A. LES DISCONTINUITÉS DE VITESSE DE PREMIER ORDRE (LIGNES PLEINES) ET LES ISOCOURBES DE VITESSE (TIRETS) SONT REPRÉSENTÉES. LES ZONES DE VITESSE PLUS LENT SONT HACHURÉES. LES VITESSES SONT MENTIONNÉES EN KM S ⁻¹ . FIGURE DE FLUEH ET AL 1990.	134
FIGURE 4-15 : PROFONDEUR DU MOHO DÉTERMINÉ PAR ÉTUDE DES ONDES PMP ET SMS (CARRÉS VERTS) ET PAR L'ANALYSE DES PROFILS DE SISMIQUE RÉFLEXION DEKORP, ECORS ET BIRPS. FIGURE D'APRÈS SICHEN (2009).	135
FIGURE 4-16 : FLUX DE CHALEUR EN EUROPE (HTTP://WWW.HEATFLOW.UND.EDU/EUROPE.JPG)	136
FIGURE 4-17 : GAMMES DE FLUX DE CHALEUR SUR BASE DES LITHOLOGIES POUR L'EUROPE ; ZOOM SUR LE BOUCLIER RHÉNAN. FIGURE REDESSINÉE SUR BASE DE DAVIES ET DAVIES, 2010.	136
FIGURE 4-18 : DONNÉES DE FLUX DE CHALEUR DANS LA CROÛTE DISPONIBLES DANS LA BASE DE DONNÉES "WORLD HEAT FLOW".	137
FIGURE 4-19 : LOCALISATION DES PROFILS DE SÉISMIQUE RÉFRACTION (ROUGE) ET RÉFLEXION DEKORP1A ET B (VERT). LES FONDS DE CARTES SONT L'ANOMALIE DE BOUGUER (GAUCHE) ET LE RÉSIDU DE L'ANOMALIE MAGNÉTIQUE RÉDUITE AU PÔLE (DROITE).	138
FIGURE 4-20 : PROFILS B-K ET K-F (FIGURE 4-12) DE SÉISMIQUE RÉFRACTION (BAS, MECHIE ET AL 1983) ET CORRÉLATION AVEC LES PROFILS DE L'ANOMALIE DE BOUGUER (MILIEU) ET D'ANOMALIE MAGNÉTIQUE (HAUT).	138
FIGURE 4-21 : PROFILS DE RÉSISTANCE DE LA LITHOSPHÈRE, SELON LA ZONE CONSIDÉRÉE	140
FIGURE 5-1 : DIFFÉRENTES CONFIGURATIONS D'ÉLECTRODES UTILISÉES DANS LES SONDAGES ÉLECTRIQUES (REDESSINÉE D'APRÈS LOKE, 2004)	147
FIGURE 5-2 : GAMME DE RÉSISTIVITÉ DES ROCHES, MINÉRAUX ET DE DIVERS POLLUANTS. (D'APRÈS LOKE, M. H. 2004)	148
FIGURE 5-3 : APPAREILS DE MESURE ABEM (SAS1000 ET ES464)	149
FIGURE 5-4 : ILLUSTRATION DE LA VARIATION DU PENDAGE APPARENT DES COUCHES EN FONCTION DE L'ANGLE D'INTERSECTION ENTRE LE PROFIL 2D ET LA STRATIFICATION (ALPHA) ET DU PENDAGE RÉEL (BETA). LES ANGLES SONT EN DEGRÉS.	150
FIGURE 5-5 : SPECTRES H/V POUR CHAQUE FENÊTRE (COULEURS) ET SPECTRE MOYEN (ROUGE) ± 1 SIGMA (TIRÉS NOIRS).	151
FIGURE 5-6 : "PROFIL" H/V EN PROFONDEUR.	152
FIGURE 5-7 : MATÉRIEL POUR LES MESURES H/V : LEAS CITYSHARK.	152
FIGURE 5-8 : GRAVIMÈTRE SCINTREX CG-5 ET DGPS TRIMBLE.	153
FIGURE 5-9 : EM-34 EN OPÉRATION. PHOTO DE GEONICS LTD.	154
FIGURE 5-10 : EXEMPLE DE COMPARAISON ENTRE UN PROFIL DE TOMOGRAPHIE ÉLECTRIQUE COMPLET (PREMIER PROFIL) ET UN PROFIL OÙ LES DONNÉES RELATIVES À L'ÉLECTRODE 14 SONT ENLEVÉES (DEUXIÈME PROFIL). LES DIFFÉRENCES EN % SONT ILLUSTRÉES SUR LE 3IÈME PROFIL.	155
FIGURE 5-11 : ILLUSTRATION DE LA COMPARAISON DES DONNÉES ERT ET H/V POUR UN PROFIL DONNÉ.	156
FIGURE 5-12 : ILLUSTRATION DE LA COMPARAISON DES DONNÉES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE AVEC LES MESURES DE GRAVIMÉTRIE.	159
FIGURE 5-13 : COUPE 2D DANS LE PARABOLOÏDE DE RÉVOLUTION CONSIDÉRÉ COMME LE VOLUME AYANT UNE INFLUENCE SUR LA MESURE DE GRAVIMÉTRIE EN SURFACE. ILLUSTRATION DE LA VARIATION DE SATURATION EN EAU SW DANS LA COUCHE 2, 0.25 (GAUCHE) ET 0.50 (DROITE), ET DE LA VARIATION DU VOLUME D'EAU DANS LA PARTIE DE LA COUCHE 2 INCLUSE DANS LE PARABOLOÏDE.	160
FIGURE 6-1 : MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN SUR LEQUEL SONT REPRÉSENTÉES LES PROJECTIONS EN SURFACE DU PLAN DE FAILLE DÉTERMINÉ PAR MÉTHODE 3D POUR COMLOC(VERT), HYPODD(ORANGE), LOTOS(ROUGE) ET PAR CAMELBECK EN 1993 (NOIR).	163
FIGURE 6-2 : LINÉAMENTS EN ARDENNE. FIGURE DE VANDENVEN (1977).	164
FIGURE 6-3 : ZONE FAILLÉE DE HOKKAI, SELON DEMOULIN (2006)	166
FIGURE 6-4 : CARTES GÉOLOGIQUES DU MASSIF DE STAVELLOT, PAR GEUKENS (GAUCHE : 1986 ; DROITE : 1999).	167

FIGURE 6-5 : SCHÉMA DES STRUCTURES PRINCIPALES DANS ET AUTOUR DU MASSIF DE STAVELOT (GAUCHE) ET MODÈLE 3D (DROITE). FIGURES DE HANCE ET AL (1999).	168
FIGURE 6-6 : PROFILS DE TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉS À BELLE HÉ, ORIENTÉES EST (GAUCHE) – OUEST (DROITE). FIGURES DE CAMELBBECK ET AL (2008).	169
FIGURE 6-7 : TOMOGRAPHIES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉS PAR WALLEMACQ (2000) À PROXIMITÉ DE SOLWASTER. FIGURES DE WALLEMACQ (2000).	170
FIGURE 6-8 : PROFILS DE SISMIQUE RÉFRACTION, FIGURE DE WALLEMACQ (2000).	171
FIGURE 6-9 : PROFIL DE TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉ À HOULTEAU. FIGURE DE PETERMANS ET AL (2008).	171
FIGURE 6-10 : TOMOGRAPHIES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉES À HOULTEAU PAR DEMOULIN (2006). LES FAILLES POSSIBLES SONT INDIQUÉES PAR DES TRAITS ROUGES ET LES VITESSES OBTENUES EN DEUX SONDAGES DE SISMIQUE RÉFRACTION SONT INDIQUÉES. FIGURE DE DEMOULIN, 2006.	172
FIGURE 6-11 : TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉE À WESNY. FIGURE DE PETERMANS ET AL (2008).	173
FIGURE 6-12 : TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉE À WESNY PAR DEMOULIN (2006). FIGURE ET LÉGENDE DE DEMOULIN 2006.	173
FIGURE 6-13 : PROFIL DE TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉ À OTTOMONT. FIGURE DE PETERMANS ET AL (2008).	174
FIGURE 6-14 : MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE. L'INCISION DE LA HOËGNE Y EST PARTICULIÈREMENT BIEN VISIBLE. L'INTERSECTION AVEC LA SURFACE DES PLANS DE FAILLES DÉTERMINÉS EN 3D (VERT : COMLOC, ORANGE : HYPODD, ROUGE : LOTOS ET NOIR : CAM93) SONT SONT ÉGALEMENT REPRÉSENTÉS, DE MÊME QUE LEUR PROLONGATION VERS LE NORD (POINTILLÉS).	175
FIGURE 6-15 : MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE ET PRÉSENTATION DES MESURES GÉOPHYSIQUES RÉALISÉES SUR LE TERRAIN ENTRE 2006 ET 2010. PROFILS ERT (ROUGE), SONDAGES H/V (NOIR) ET MESURES DE GRAVIMÉTRIE (BLEU).	176
FIGURE 6-16: LOCALISATION DES TOMOGRAPHIES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE (ROUGE) SUR LE MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE	177
FIGURE 6-17 : ECHELLE DE COULEUR PARTAGÉE PAR L'ENSEMBLE DES TOMOGRAPHIES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE PRÉSENTÉES DANS CE CHAPITRE	177
FIGURE 6-18 : LOCALISATION DES MESURES H/V (NOIR) SUR LE MNT DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE.	178
FIGURE 6-19 : LOCALISATION DES MESURES DE GRAVIMÉTRIE (BLEU) SUR LE MNT DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE.	178
FIGURE 6-20 : MODÈLE NUMÉRIQUE DE TERRAIN DE LA CRÊTE DE LA VECQUÉE ET PRÉSENTATION DES MESURES GÉOPHYSIQUES RÉALISÉES SUR LE TERRAIN ENTRE 2008 ET 2010. PROFILS ERT (ROUGE), SONDAGES H/V (NOIR) ET MESURES DE GRAVIMÉTRIE (BLEU). CHAQUE SOUS-RÉGION EST NOMMÉE DANS L'ELLIPSE BLEUTÉE.	179
FIGURE 6-21 : LOCALISATION DES PROFILS ET MESURES GÉOPHYSIQUES RÉALISÉS SUR LE SITE DE STER.	180
FIGURE 6-22 : PROFIL V1 - L'INTERSECTION AVEC D'AUTRES PROFILS DU SITE SONT NOTÉES. LA POSITION DE LA TRANCHÉE DU PIPELINE DE L'OTAN EST ÉGALEMENT INDIQUÉE.	180
FIGURE 6-23 : PROFIL V2 - LOCALISÉ DANS LA PROLOGATION DU PROFIL V1. LES PETITS ARBRES INDIQUENT LE CROISEMENT D'UN CHEMIN D'EXPLOITATION.	181
FIGURE 6-24 : PROFIL 10/10-1 - SITUÉ AU NORD DU PROFIL V2. LES PETITS ARBRES INDIQUENT LA POSITION D'UNE HAIE (PROLONGATION DU CHEMIN VISIBLE SUR V2)	181
FIGURE 6-25 : CARTOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE RÉALISÉE À STER. LES POSITIONS DES DEUX TOMOGRAPHIES SONT INDIQUÉES EN NOIR. LA RÉSISTIVITÉ DE CHAQUE POINT DE EST COLORÉE EN FONCTION DE LA MOYENNE DES POINTS LES PLUS PROCHES (BINNING HEXAGONAL). LES LIMITES MISES EN ÉVIDENCE SUR LES PROFILS V2 ET 10/10-1 SONT REPRÉSENTÉES SOUS FORME DE PETITES ÉTOILES BLANCHES. LA CROIX BLANCHE INDIQUE LA LOCALISATION APPROXIMATIVE D'UN RÉSEAU DE DRAINS INSTALLÉS EN AVRIL 2008.	182
FIGURE 6-26 : PROFIL V3 - PROFIL NORD-SUD RECOUPANT LE PROFIL V1 AU SUD ET 4 PROFILS DANS LA MOITIÉ NORD. TROIS LIMITES SONT REPRÉSENTÉES (DEUX ÉVIDENTES EN TRAITS PLEINS ET UNE MOINS EN TIRÉTÉ).	183
FIGURE 6-27 : PROFILE V9, PARALLÈLE AU PROFIL V3 À 35M AU SUD-OUEST. IL RECOUPE ÉGALEMENT DIFFÉRENTS PROFILS. TROIS LIMITES SONT ÉGALEMENT REPRÉSENTÉES.	183
FIGURE 6-28 : MODÈLES 3D DES PROFILS DE TOMOGRAPHIE ÉLECTRIQUE RÉALISÉS À STER.	186
FIGURE 6-29 : SITUATION DES PROFILS ET DES MESURES GÉOPHYSIQUES SUR LE SITE "CRÊTE OUEST"	187

FIGURE 6-30 : PROFIL 12-1 ILLUSTRANT UN CONTRASTE LATÉRAL NET À ENVIRON 90 M. LA PRÉSENCE D'UNE LIGNE D'ARBRES ENTRE DEUX CHAMPS EST ILLUSTRÉE PAR UN SYMBOLE.	187
FIGURE 6-31 : PROFIL 7-1 - LA POSITION DES ARBRES REPRÉSENTE LA PARTIE DU PROFIL QUI SE SITUE EN LISIÈRE D'UN BOIS.	188
FIGURE 6-32 : PROFIL 18-1 - LE PROFIL EST A CHEVAL SUR UNE PATURE ET DANS UN COUPE FEU, LES ARBRES ILLUSTRONT CETTE TRANSITION. LES INTERPOLATIONS N40° ET N335° DEPUIS LE PROFIL 12-1 SONT ILLUSTRÉES.	189
FIGURE 6-33 : PROFIL 18-2. INDICATION DE LA POSITION DES PROFILS 6-1, 7-1 ET 26-1. LES SAPINS PLUS ÉPARS INDIQUENT UNE ZONE PLUS OUVERTE AU NORD DU PROFIL.	189
FIGURE 6-34 : PROFIL 17-1 ET MISE EN ÉVIDENCE DE DEUX CONTRASTES ALIGNÉS.	190
FIGURE 6-35 : PROFIL 26-1 - LA FIN DU PROFIL 18-2 EST INDIQUÉE. DEUX LIMITES SONT MISES EN ÉVIDENCE.	190
FIGURE 6-36 : SITE "CRÊTE OUEST". ANALYSE COMBINÉE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUES UTILISÉES. TOMOGRAPHIES ÉLECTRIQUES (IMAGE DE BLEU (≤ 100 OHM.M) À ROUGE (≥ 2500 OHM.M)), MESURES H/V (ICÔNES VERTES ET PROFILS NOIRS) ET MESURES DE GRAVIMÉTRIE (ROND COLORÉS AU DESSUS DE LA SURFACE).	191
FIGURE 6-37 : SITE "CRÊTE OUEST". ANALYSE COMBINÉE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUES UTILISÉES. MÊME LÉGENGE QUE POUR LA FIGURE 6-36.	194
FIGURE 6-38 : SECOND SITE À COCKAIFAGNE, AU SUD DU PREMIER.	195
FIGURE 6-39 : SITE "BARONHEID". ANALYSE COMBINÉE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUES UTILISÉES. MÊME LÉGENGE QUE POUR LA FIGURE 6-36.	196
FIGURE 6-40 : SITE "MONTFORT". ANALYSE COMBINÉE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUES UTILISÉES. MÊME LÉGENGE QUE POUR LA FIGURE 6-36.	198
FIGURE 6-41 : SITE "DEVANT-CHÊNEU". ANALYSE COMBINÉE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES DE PROSPECTION GÉOPHYSIQUES UTILISÉES. MÊME LÉGENGE QUE POUR LA FIGURE 6-36.	199

BIBLIOGRAPHIE

- Ahomer, L. 1975. Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. *Tectonophysics* 29, no. 1-4 (Décembre): 233-249. doi:10.1016/0040-1951(75)90148-1.
- . 1983. Historical seismicity and present-day activity of the Rhenish Massif, Central Europe. Dans *Plateau Uplift, the Rhenish Shield - a Case History*, 198-221. Springer-Verlag. Berlin: Fuchs, K., von Gehlen, K., Mälzer, H., Murawski, H. and Semmel, A., editors.
- Alexandre, P., D. Kusman, T. Petermans, et T. Camelbeeck. 2008. The 18 september 1692 earthquake in the Belgian Ardenne and its aftershocks. *Historical Seismology*: 209-230.
- Astiz, L., P. Shearer, et D. C. Agnew. 2000. Precise relocations and stress change calculations for the Upland earthquake sequence in southern California. *Journal of Geophysical Research* 105, no. B2: 2937-2853.
- van Balen, R. T., F. S. Busschers, et G. E. Tucker. 2010. Modeling the response of the Rhine-Meuse fluvial system to Late Pleistocene climate change. *Geomorphology* 114, no. 3 (Janvier 15): 440-452. doi:10.1016/j.geomorph.2009.08.007.
- van Balen, R.T., R.F. Houtgast, et S.A.P.L. Cloetingh. 2005. Neotectonics of The Netherlands: a review. *Quaternary Science Reviews* 24, no. 3-4 (Février): 439-454. doi:10.1016/j.quascirev.2004.01.011.
- Barker, R.D. 1989. Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics* 54: 1031-1037.
- Beard, L.P., G.W. Hohmann, et A.C. Tripp. 1996. Fast resistivity/IP inversion using a low-contrast approximation. *Geophysics* 61: 169-179.
- Beauvais, A., M. Ritz, J-C Parisot, M. Dukhan, et C. Bantsimba. 1999. Analysis of poorly stratified lateritic terrains overlying a granitic bedrock in West Africa, using 2-D electrical resistivity tomography. *Earth and Planetary Science Letters* 173, no. 4: 413-424.
- Bibus, E., et A. Semmel. 1977. Über die auswirkung quartärer tektonik auf die altpleistozänen Mittelrhein-Terrassen. *CATENA* 4, no. 4 (Décembre): 385-408. doi:10.1016/0341-8162(77)90006-6.
- Binley, A., et A. Kemna. 2005. Electrical Methods. Dans *Hydrogeophysics*, 129-156. Springer. Rubin and Hubbard (Eds).
- Boenigk, W., et M. Frechen. 2006. The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. *Quaternary Science Reviews* 25, no. 5-6 (Mars): 550-574. doi:10.1016/j.quascirev.2005.01.018.
- Borne, V. 1990. La méthode électromagnétique EM 34-3 pour la prospection de sub-surface. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 42, no. 1 (Octobre 1): 11-20. doi:10.1007/BF02592615.
- Bridgland, D. 2000. River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews* 19, no. 13 (Septembre): 1293-1303. doi:10.1016/S0277-3791(99)00095-5.
- Bridgland, D., et R. Westaway. 2008. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology* 98, no. 3-4 (Juin 15): 285-315. doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.032.
- Bridgland, D., R. Westaway, et S. Cordier. 2009. Les causes de l'étagement des terrasses alluviales à travers le monde. *Quaternaire*, no. vol. 20/1. Les systèmes fluviaux des bassins versants de la Moselle et du Rhin (France, Allemagne, Luxembourg) (Mars

1): 5-23.

- Brune, J.N. 1970. Tectonic Stress and the spectra of shear waves. *Journal of Geophysical Research* 75: 4997-5009.
- Calbini, V. 2003. La structure de la croûte en Belgique par inversion en deux dimensions de données sismiques. Université Catholique de Louvain.
- Camelbeeck, T. 1985. Some notes concerning the seismicity in Belgium. Magnitude scale. Detection capability of the Belgian seismic stations. Dans *Seismic activity in western Europe*. Reidel. P. Melchior.
- . 1993. Mécanisme au foyer des tremblements de terre et contraintes tectoniques : le cas de la zone intraplaque belge. Thèse de doctorat, Louvain-la-Neuve: Université Catholique de Louvain.
- Camelbeeck, T., D. Jongmans, et K. Vanneste. 1998. Belle Hé (Solwaster): an active fault scarp in the Hoëgne valley (Hockai fault zone)? Dans *Guide d'excursion*, 9-12. Münsbach (Luxembourg).
- Camelbeeck, T., et M. Meghraoui. 1996. Large earthquakes in northern Europe more likely than once thought. *EOS, Transactions AGU* 77: 405-409.
- . 1998. Geological and geophysical evidence for large paleo-earthquake with surface faulting in the Roer Graben (northwest Europe). *Geophysical Journal International* 132: 347-362.
- Camelbeeck, T., M. Van Camp, D. Jongmans, O. Francis, et T. van Dam. 2002. Comment on "Nature of the recent vertical ground movements inferred from high-precision leveling data in an intraplate setting: NE Ardenne, Belgium" by A. Demoulin and A. Collignon. *Journal of Geophysical Research* 107, no. B11 (Novembre 8): 2281. doi:10.1029/2001JB000397.
- Camelbeeck, T., K. Vanneste, P. Alexandre, K. Verbeeck, T. Petermans, P. Rosset, M. Everaerts, R. Warnant, et M. Van Camp. 2007. Relevance of active faulting and seismicity studies to assessments of long-term earthquake activity and maximum magnitude in intraplate northwest Europe, between the Lower Rhine Embayment and the North Sea. *GSA Special Papers* 425: 193.
- Camelbeeck, Th, K. Vanneste, P. Alexandre, K. Verbeeck, T. Petermans, P. Rosset, M. Everaerts, M. Warnant, et M. Van Camp. 2007. Relevance of active faulting and seismicity studies to assessments of long-term earthquake activity and maximum magnitude in intraplate northwest Europe, between the Lower Rhine Embayment and the North Sea. Dans *Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues*, éd. S. Stein et S. Mazzotti, Special Paper 425:193-224. Geological Society of America.
- Caporali, A., C. Aichhorn, M. Becker, I. Fejes, L. Gerhatova, D. Ghitau, G. Grenerczy, et al. 2008. Geokinematics of Central Europe: New insights from the CERGOP-2/Environment Project. *Journal of Geodynamics* 45, no. 4-5 (Mai): 246-256. doi:10.1016/j.jog.2008.01.004.
- Caporali, A., et S. Martin. 2000. First results from GPS measurements on present day alpine kinematics. *Journal of Geodynamics* 30, no. 1-2 (Février): 275-283. doi:10.1016/S0264-3707(99)00037-X.
- Caporali, Alessandro, Silvana Martin, et Matteo Massironi. 2003. Average strain rate in the Italian crust inferred from a permanent GPS network – II. Strain rate versus seismicity and structural geology. *Geophysical Journal International* 155, no. 1: 254-268. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02035.x.
- Champagnac, J. D., P. Molnar, R. S. Anderson, C. Sue, et B. Delacou. 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35, no. 3: 195.

- Cloetingh, S., P. A. Ziegler, F. Beekman, P.A.M. Andriessen, L. Matenco, G. Bada, D. Garcia-Castellanos, N. Hardebol, P. Dèzes, et D. Sokoutis. 2005. Lithospheric memory, state of stress and rheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. *Quaternary Science Reviews* 24, no. 3-4 (Février): 241-304. doi:10.1016/j.quascirev.2004.06.015.
- Cloetingh, Sierd, Hans Thybo, et Claudio Faccenna. 2009. TOPO-EUROPE: Studying continental topography and Deep Earth--Surface processes in 4D. *Tectonophysics* 474, no. 1-2 (Septembre 1): 4-32. doi:10.1016/j.tecto.2009.04.015.
- Cordier, S., D. Harmand, M. Frechen, et M. Beiner. 2006. Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin and Rhenish Massif). *Quaternary Science Reviews* 25, no. 13-14 (Juillet): 1460-1474. doi:10.1016/j.quascirev.2005.11.007.
- Dahlin, T. 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. *Computers & Geosciences* 27, no. 9: 1019-1029.
- Dahlin, T, C Bernstone, et M.H Loke. 2002. A 3-D resistivity investigation of a contaminated site at Lernacken, Sweden. *Geophysics* 67: 1692-1700.
- Davies, J. H., et D. R. Davies. 2010. Earth's surface heat flux. *Solid Earth* 1, no. 1 (2): 5-24. doi:10.5194/se-1-5-2010.
- Dekorp Research Group. 1990. Results of deep-Seismic reflection investigations in the Rhenish Massif. *Tectonophysics* 173, no. 1-4: 507-515. doi:10.1016/0040-1951(90)90242-Z.
- Demonet, D., F. Renardy, K. Vanneste, D. Jongmans, T. Camelbeeck, et M. Meghraoui. 2001. The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer graben, Belgium. *Geophysics* 66, no. 1: 78-89.
- Demoulin, A. 1986. Un phénomène de capture dans les Hautes-Fagnes : la Hoëgne à Hockai. *Bulletin de la Société belge d'Etudes géographiques* 109: 481-487.
- . 1988. Cenozoic tectonics on the Hautes Fagnes plateau (Belgium). *Tectonophysics* 145, no. 1-2: 31-41.
- . 1989. Quaternary tectonics in the northern Ardennes, Belgium. *Tectonophysics* 163, no. 3-4: 315-321.
- . 1995. *L'Ardenne - Essai de géographie physique*. Département de Géographie Physique et Quaternaire. Université de Liège: A. Demoulin.
- . 2006. *La néotectonique de l'Ardenne-Eifel et des régions avoisinantes*. Mémoires de l'Académie Royale de Belgique Classe des Sciences, 25.
- Demoulin, A., et Collignon. 2002. Reply to comment by T. Camelbeeck et al. on "Nature of the recent vertical ground movements inferred from high-precision leveling data in an intraplate setting: NE Ardenne, Belgium". *Journal of Geophysical Research* 107, no. B11. doi:10.1029/2002JB001837. <http://www.agu.org/journals/jb/jb0211/2002JB001837/0.shtml>.
- Demoulin, A., et E. Hallot. 2009. Shape and amount of the Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (western Europe). *Tectonophysics* 474, no. 3-4 (Septembre 10): 696-708. doi:10.1016/j.tecto.2009.05.015.
- DeShon, Heather R., Clifford H. Thurber, et Charlotte Rowe. 2007. High-precision earthquake location and three-dimensional P wave velocity determination at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 112. file:\\C:\PDF\deshon_2007-3170055454\deshon_2007.pdf.
- Everaerts, M. 2000. L'interprétation structurale de la Manche au Rhin : apport du filtrage des champs de potentiel. Université Catholique de Louvain.

- Fäh, D., et D. Giardini. 2001. A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophys. J. Int.* 145: 535-549.
- Farr, T. G., et al. 2000. *The shuttle radar topography mission*. Citeseer.
- Field, E.H., et K. Jacob. 1993. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.* 20-24: 2925-2928.
- Flueh, Ernst R., Dirk Klaeschen, et Rolf Meissner. 1990. Wide-angle vibroseis data from the western Rhenish Massif. *Tectonophysics* 173, no. 1-4 (Février 20): 83-93. doi:10.1016/0040-1951(90)90206-N.
- Frechen, Manfred, Dietrich Ellwanger, Matthias Hinderer, Jörg Lämmermann-Barthel, Inge Neeb, et Astrid Techmer. 2009. Late Pleistocene fluvial dynamics in the Hochrhein Valley and in the Upper Rhine Graben: chronological frame. *International Journal of Earth Sciences* (9). doi:10.1007/s00531-009-0482-9. <http://www.springerlink.com/index/10.1007/s00531-009-0482-9>.
- Fuchs, K., K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski, et A. Semmel. 1983. *Plateau Uplift, the Rhenish Shield - a Case History*. Springer-Verlag. Berlin.
- Garcia-Castellanos, D., S. Cloetingh, et R. Van Balen. 2000. Modelling the Middle Pleistocene uplift in the Ardennes-Rhenish Massif: thermo-mechanical weakening under the Eifel? *Global and Planetary Change* 27, no. 1-4: 39-52.
- Gasparini, P., F. Bernardini, G. Valensise, et E. Boschi. 1999. Defining Seismogenic Sources from Historical Earthquake Felt Reports. *Bulletin of the Seismological Society of America* 89, no. 1: 94-110.
- Geukens, F. 1999. Carte Géologique du Massif de Stavelot. Bruxelles: Service Géologique de Belgique.
- Gibbard, P.L., et J. Lewin. 2009. River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. *Tectonophysics* 474, no. 1-2 (Septembre 1): 41-55. doi:10.1016/j.tecto.2008.11.017.
- Goes, S., J. J. P. Loohuis, M. J. R. Wortel, et R. Govers. 2000. The effect of plate stresses and shallow mantle temperatures on tectonics of northwestern Europe. *Global and Planetary Change* 27, no. 1-4: 23-38.
- Griffiths, D.H., et J. Turnbull. 1985. A multi-electrode array for resistivity surveying. *First Break* 3, no. 7: 16-20.
- Griffiths, D.H., J. Turnbull, et A.I. Olayinka. 1990. Two-dimensional resistivity mapping with computer controlled array. *First Break* 8: 121-129.
- Grünthal, G., et A. Levret, éd. 2001. *L'Echelle Macrossismique Européenne. European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)*. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 19. Luxembourg: Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie.
- Guillou-Frottier, Laurent, Evgenii Burov, Pierre Nehlig, et Robert Wyns. 2007. Deciphering plume-lithosphere interactions beneath Europe from topographic signatures. *Global and Planetary Change* 58, no. 1-4 (Juillet): 119-140. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.10.003.
- Hance, L., L. Dejonghe, P. Ghysel, M. Laloux, et J. L. Mansy. 1999. Influence of heterogeneous lithostructural layering on orogenic deformation in the Variscan Front Zone (eastern Belgium). *Tectonophysics* 309, no. 1-4: 161-177.
- Illies, J. H., et Gerhard Greiner. 1979. Holocene movements and state of stress in the rhinegraben rift system. *Tectonophysics* 52, no. 1-4 (Février 10): 349-359. doi:10.1016/0040-1951(79)90245-2.
- Illies, J. H., Claus Prodehl, Hans-Ulrich Schmincke, et Arno Semmel. 1979. The quaternary

- uplift of the rhenish shield in germany. *Tectonophysics* 61, no. 1-3 (Décembre 30): 197-225. doi:10.1016/0040-1951(79)90298-1.
- Kemna, H.-A. 2008. Pliocene and Lower Pleistocene fluvial history of the Lower Rhine Embayment, Germany: Examples of the tectonic forcing of river courses. *Quaternary International* 189, no. 1 (Octobre): 106-114. doi:10.1016/j.quaint.2007.08.038.
- Koulakov, Ivan. 2009. LOTOS Code for Local Earthquake Tomographic Inversion: Benchmarks for Testing Tomographic Algorithms. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99, no. 1: 194-214.
- Kurfeß, Daniel. 2008. Crustal uplift and subsidence due to the interaction between tectonic and surface processes – an integrated 3D numerical approach for spatial quantification. Universität Karlsruhe.
- Kurfeß, Daniel, et Oliver Heidbach. 2009. CASQUS: A new simulation tool for coupled 3D finite element modeling of tectonic and surface processes based on ABAQUS(TM) and CASCADE. *Computers & Geosciences* 35, no. 10 (Octobre): 1959-1967. doi:10.1016/j.cageo.2008.10.019.
- Lecocq, T. 2006. Apports de la tomographie et de la cartographie de résistivité électrique à l'identification et à l'étude de failles actives en contexte extensif. Mémoire de Licence. ULB, Bruxelles.
- Lecocq, T., et K. Vanneste. 2009. How is the ERI affected by the removal of the data related to one electrode? *EOS, Transactions AGU Fall Meet. Suppl.* Abstract NS23A-1124. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2009AGUFMNS23A1124L>.
- Lee, W. H. K., et J.C. Lahr. 1972. HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. file:\\C:\PDF\hypo71manual-1916220955\hypo71manual.pdf.
- Lin, Guoqing, et Peter Shearer. 2005. Tests of relative earthquake location techniques using synthetic data. *Journal of Geophysical Research* 110, no. B04304: 14.
- . 2006. The COMPLOC Earthquake Location Package. *Seismological Research Letters* 77, no. 4: 5.
- Loke, M H, et T Dahlin. 2002. A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics* 49: 149-162.
- Loke, M.H. 1997. *RES2DINV software user's manual*.
- . 2002. Rapid 3D Resistivity and IP inversion using the least-squares method. *Geoelectrical Imaging 2D & 3D*. Geotomo Software.
- Loke, M.H, et R.D Barker. 1995. Least-square deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 61:621(Errata) 60: 1682-1690.
- . 1996a. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion techniques. *Geophysical Prospecting* 44, no. 3: 499-524.
- . 1996b. Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* 44: 131-152.
- Lowrie, William. 2007. *Fundamentals of Geophysics, 2nd Edition*. Cambridge University Press.
- Mälzer, H., G. Schmitt, et K. Zippelt. 1979. Recent vertical movements and their determination in the Rhenish Massif. *Tectonophysics* 52, no. 1-4 (Février 10): 167-176. doi:10.1016/0040-1951(79)90219-1.
- Maniatis, Georgios, Daniel Kurfeß, Andrea Hampel, et Oliver Heidbach. 2009. Slip acceleration on normal faults due to erosion and sedimentation -- Results from a new three-dimensional numerical model coupling tectonics and landscape evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 284, no. 3-4 (Juillet 15): 570-582. doi:10.1016/j.epsl.2009.05.024.

- Mechie, J., C Prodehl, et K Fuchs. 1983. The Long-Range Seismic Refraction Experiment in the Rhenish Massif. Dans *Plateau Uplift, the Rhenish Shield - a Case History*, 261-275. Springer-Verlag. Berlin: Fuchs, K., von Gehlen, K., Mälzer, H., Murawski, H. and Semmel, A., editors.
- Mechie, J., C. Prodehl, K. Fuchs, W. Kaminski, J. Flick, A. Hirn, J. Ansorge, et R. King. 1982. Progress report on rhenish massif seismic experiment. *Tectonophysics* 90, no. 1-2 (Décembre 1): 215-230. doi:10.1016/0040-1951(82)90263-3.
- Meghraoui, M., T. Camelbeeck, K. Vanneste, M. Brondeel, et D. Jongmans. 2000. Active faulting and paleoseismology along the Bree Fault Zone, Lower Rhine Graben (Belgium). *Journal of Geophysical Research* 105, no. B6: 13809-13841.
- Meyer, W., et J. Stets. 2002. Pleistocene to recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw* 81, no. 2: 217-221.
- . 2007. Quaternary uplift in the Eifel area. *Mantle Plumes*: 369-378.
- Monteiro Santos, F. A., S. A. Sultan, P. Represas, et A. L. E. Sorady. 2006. Joint inversion of gravity and geoelectrical data for groundwater and structural investigation: application to the northwestern part of Sinai, Egypt. *Geophysical Journal International* 165, no. 3: 705-718. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02923.x.
- Munsell. 1975. *Munsell Soil Color Charts*. Ringbound. Munsell Color Corporation, Juin.
- Nakamura, Y. 1989. A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface. *Q. Rep. RTRI Jpn.* 30: 25-33.
- . 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its application. *Proceedings of the XII World Conf. Earthq. Engrg., Auckland, New Zealand*: 8pp.
- Nocquet, J. M., E. Calais, et B. Parsons. 2005. Geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Europe. *Geophys. Res. Lett* 32, no. 10:1029.
- Nogoshi, M., et T. Igarashi. 1970. On the propagation characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface. *J. Seismol. Soc. Jpn.* 23: 264-280.
- . 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2). *J. Seismol. Soc. Jpn.* 24: 26-40.
- Ogg, James G., Gabi Ogg, et Felix M. Gradstein. 2008. *The Concise Geologic Time Scale*. 1er éd. Cambridge University Press, Septembre 29.
- Oncescu, C., T. Camelbeeck, et H. Martin. 1994. Source Parameters for the Roermond aftershocks of 1992 April 13-May 2 and site spectra for P and S waves at the Belgian seismic network. *Geophysical Journal International* 116: 673-682.
- Paproth, E., R. Dreesen, et J. Thorez. 1986. Famennian paleogeography and event stratigraphy of north-western Europe. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, no. 109: 175-186.
- Perrone, A., A Iannuzzi, V Lapenna, P Lorenzo, S Piscitelli, E Rizzo, et F Sdao. 2004. High-resolution electrical imaging of the Varco d'Izzo earthflow (southern Italy). *Journal of Applied Geophysics* 56, no. 1: 17-29.
- Petermans, T., T. Camelbeeck, P. Alexandre, D. Kusman, K. Verbeeck, K. Vanneste, et A. Demoulin. 2004. The 1692 September 18 earthquake in the Belgian Ardenne and its geologic context. Dans *Final Meeting of the SAFE European Project, 5-6 April 2004*, éd. M. Sébrier, UMR 7072 Tectonique:50-53. Paris: Université Pierre & Marie Curie.
- Peters, Gwendolyn, et Ronald T. van Balen. 2007a. Pleistocene tectonics inferred from fluvial terraces of the northern Upper Rhine Graben, Germany. *Tectonophysics* 430, no. 1-4 (Février 5): 41-65. doi:10.1016/j.tecto.2006.10.008.
- . 2007b. Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany.

- Global and Planetary Change* 58, no. 1-4 (Juillet): 310-334. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.041.
- Peterson, Pearu. 2010. F2PY - Fortran to Python interface generator. <http://www.scipy.org/F2py>.
- Pissart, A., et E. Juvigné. 1982. Un phénomène de capture près de malmédy : la warche s'écoulait autrefois par la vallée de l'eau rouge. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 105, no. 1: 73-86.
- Pope, A. J. 1972. Fiducial Regions for Body Wave Focal Plane Solutions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 30, no. 3: 331-342. doi:10.1111/j.1365-246X.1972.tb05818.x.
- Reamer, Sharon K., et Klaus-G. Hinzen. 2004. An Earthquake Catalog for the Northern Rhine Area, Central Europe (1975-2002). *Seismological Research Letters* 75, no. 6 (Novembre 1): 713-725. doi:10.1785/gssrl.75.6.713.
- Richards-Dinger, K. B., et Peter Shearer. 2000. Earthquake locations in southern California obtained using source-specific station terms. *Journal of Geophysical Research* 105, no. B5: 22.
- Ritter, J. R.R. 2007. The seismic signature of the Eifel plume. Dans *Mantle Plumes*, 379-404. Springer.
- Ritter, Joachim R.R., Michael Jordan, Ulrich R. Christensen, et Ulrich Achauer. 2001. A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. *Earth and Planetary Science Letters* 186, no. 1: 7-14. doi:10.1016/S0012-821X(01)00226-6.
- Rixhon, G., D. Bourlès, R. Braucher, L. Siame, B. Bovy, et A. Demoulin. 2010. Quaternary river incision in the uplifted Rhenish massif (Ardennes, Belgium) - Insights from ¹⁰Be/²⁶Al dating of river terraces. *Geophysical Research Abstracts* 12, no. EGU2010-11419.
- Rosset, P., et T. Petermans. 2007. *Guidelines of used and developed tools for ambient noise analysis*. Technical Reports. Royal Observatory of Belgium. <http://seisweb.oma.be/bibadmin/uploads/pdf/Guidelines-Ambient%20Noise%20Analysis.pdf>.
- Sasaki, Y. 1994. 3-D resistivity inversion using the finite-element method. *Geophysics* 59: 1839-1848.
- Schaff, David P., Götz H. R. Bokelmann, William L. Ellsworth, Eva Zankerka, Felix Waldhauser, et Gregory C. Beroza. 2004. Optimizing Correlation Techniques for Improved Earthquake Location. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94, no. 2: 705-721.
- Schlatter, Andreas, Dieter Schneider, Alain Geiger, et Hans-Gert Kahle. 2004. Recent vertical movements from precise levelling in the vicinity of the city of Basel, Switzerland. *International Journal of Earth Sciences* 94, no. 4 (12): 507-514. doi:10.1007/s00531-004-0449-9.
- Scintrex. 2007. CG-5 Manual.
- Sichien, Els. 2009. A study of the structure of the Belgian crust by Moho determination and local seismic tomography. Universiteit Gent.
- Steeple, D.W. 2001. Engineering and environmental geophysics at the millenium. *Geophysics* 66, no. 1: 31-35.
- Sumanovac, F, et M Weisser. 2001. Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. *Journal of Applied Geophysics* 47, no. 1: 13-28.
- Theilen, Fr., et R. Meissner. 1979. A comparison of crustal and upper mantle features in fennoscandia and the rhenish shield, two areas of recent uplift. *Tectonophysics* 61, no.

- 1-3 (Décembre 30): 227-242. doi:10.1016/0040-1951(79)90299-3.
- Tripp, A.C., G.W. Hohmann, et C.M. Swift. 1984. Two dimensional resistivity inversion. *Geophysics* 49: 1708-1717.
- Van Balen, R. T., R. F. Houtgast, F. M. Van der Wateren, et J. Vandenberghe. 2002. Neotectonic evolution and sediment budget of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw* 81, no. 2: 211-215.
- Van Balen, R. T., R. F. Houtgast, F. M. Van der Wateren, J. Vandenberghe, et P. W. Bogaart. 2000. Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System. *Global and Planetary Change* 27, no. 1-4 (Décembre 31): 113-129. doi:10.1016/S0921-8181(01)00062-5.
- Van Camp, M., et P. Vauterin. 2005. Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Computers & Geosciences* 31, no. 5 (Juin): 631-640. doi:10.1016/j.cageo.2004.11.015.
- Van Camp, M., O. de Viron, T. Lecocq, K. G. Hinzen, Y. Quinif, S. Williams, et T. Camelbeeck. 2010. Tectonic, Climatic and Anthropogenic Vertical Land Movements in Western Europe by Repeated Absolute Gravity Measurements. *Journal of Geophysical Research* (soumis).
- Van Vliet-Lanoë, B., A. Magyari, et F. Meilliez. 2004. Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe. *Global and Planetary Change* 43, no. 1-2: 103-127.
- Vanbrabant, Y., D. Jongmans, R. Hassani, et D. Bellino. 1999. An application of two-dimensional finite-element modelling for studying the deformation of the Variscan fold-and-thrust belt (Belgium). *Tectonophysics* 309, no. 1-4: 141-159.
- Vandeven, G. 1977. Les Ardennes belges vues par satellite ERTS-1 (Landsat-1). *Bull. soc. Belg. Géol.* 86: 51-56.
- Vanneste, K., K. Verbeeck, T. Camelbeeck, E. Paulissen, M. Meghraoui, F. Renardy, D. Jongmans, et M. Frechen. 2001. Surface-rupturing history of the Bree fault scarp, Roer Valley graben: Evidence for six events since the late Pleistocene. *Journal of Seismology* 5, no. 3: 329-359.
- Vogt, J. 1983. Révision des deux séismes majeurs de la Région d'Aix-la-Chapelle-Verviers-Liège ressenti en France : 1504 1692. Dans *Actes du colloque d'Antibes*. Valbonne.
- Waldhauser, F., et W. L. Ellsworth. 2000. A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90, no. 6: 1353-1368.
- Wallemacq, O. 2000. Études structurale et géophysique dans la vallée de la Hoëgne. Mémoire de Licence. Université de Liège.
- Walsh, B. 2000. Resampling Methods: Randomization Tests, Jackknife and Bootstrap. <http://nitro.biosci.arizona.edu/courses/EEB581-2006/handouts/random.pdf>.
- Westaway, R. 2001. Flow in the lower continental crust as a mechanism for the Quaternary uplift of the Rhenish Massif, north-west Europe. Dans *River Basin Sediment Systems - Archives of Environmental Change*. Taylor & Francis. <http://dx.doi.org/10.1201/9781439824672.ch4>.
- Westaway, R., D. Bridgland, et S. Mishra. 2003. Rheological differences between Archaean and younger crust can determine rates of Quaternary vertical motions revealed by fluvial geomorphology. *Terra Nova* 15, no. 5: 287-298. doi:10.1046/j.1365-3121.2003.00497.x.
- Westaway, R., D. Bridgland, R. Sinha, et T. Demir. 2009. Fluvial sequences as evidence for

landscape and climatic evolution in the Late Cenozoic: A synthesis of data from IGCP 518. *Global and Planetary Change* 68, no. 4 (Septembre): 237-253. doi:10.1016/j.gloplacha.2009.02.009.

- Westaway, R., S. Cordier, et D. Bridgland. 2009. Étude du soulèvement Pléistocène dans le nord-est de la France et le sud-ouest de L'Allemagne d'après les terrasses du bassin de la Moselle : relation avec les propriétés crustales. *Quaternaire*, no. vol. 20/1. Les systèmes fluviaux des bassins versants de la Moselle et du Rhin (France, Allemagne, Luxembourg) (Mars 1): 49-61.
- Westaway, Rob. 2010. Cenozoic uplift of southwest England. *Journal of Quaternary Science* 25, no. 4: 419-432. doi:10.1002/jqs.1394.
- Ziegler, P. A. 1990. Collision related intra-plate compression deformations in Western and Central Europe. *Journal of Geodynamics* 11, no. 4: 357-388. doi:10.1016/0264-3707(90)90017-O.
- Ziegler, Peter A. 1992. European Cenozoic rift system. *Tectonophysics* 208, no. 1-3 (Juillet 30): 91-111. doi:10.1016/0040-1951(92)90338-7.
- Ziegler, Peter A., et P. Dèzes. 2005. Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. *International Journal of Earth Sciences* 94, no. 4 (3): 594-614. doi:10.1007/s00531-005-0474-3.
- . 2007. Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. *Global and Planetary Change* 58, no. 1-4: 237-269. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.12.004.