

RAPPORT DE RECHERCHE
DRS-12-127200-13733B

23/09/2013

**Rapport final du programme de recherche 190 –
Axe de recherche COSMOS – Projet de
recherche : Phénoménologie des instabilités
géologiques en grand et signes précurseurs**

INERIS

*maîtriser le risque |
pour un développement durable*

Rapport final du programme de recherche 190 – Axe de recherche COSMOS – programme de recherche : Phénoménologie des instabilités géologiques en grand et signes précurseurs

Rapport de synthèse

Liste des personnes ayant participé aux travaux de recherche :

Cyrille Balland (INERIS) ; Pascal Bigarré (INERIS) ; Mustapha Bennani (INERIS) ; Ngoc-Tuyen Cao (thésard INERIS, sous la direction de Jack-Pierre Piguet GEORESSOURCES INPL et Pascal Bernard de l'IPGP) ; Xavier Daupley (INERIS) ; Olga Hernandez, (Ingénieur intérimaire, INERIS) ; Farid Laoufa (INERIS) ; Simon Leder (stagiaire INERIS, Master Pro., Géophysique de Surface et Subsurface (G2S), Institut de Physique du Globe de Paris) ; Armand Lizeur (INERIS) ; Anthony Lomax (Sismologue indépendant, ALomax Scientific Software) ; Diego Mercerat (thésard INERIS, sous la direction de Jack-Pierre Piguet GEORESSOURCES INPL et Pascal Bernard de l'IPGP) ; Sylvain Pasquet (stagiaire INERIS, Master Pro., Géophysique de Surface et Subsurface (G2S), Institut de Physique du Globe de Paris) ; Jessica Tastet (Ingénieur intérimaire, INERIS)

PREAMBULE

Le présent rapport a été établi sur la base des informations fournies à l'INERIS, des données (scientifiques ou techniques) disponibles et objectives et de la réglementation en vigueur.

La responsabilité de l'INERIS ne pourra être engagée si les informations qui lui ont été communiquées sont incomplètes ou erronées.

Les avis, recommandations, préconisations ou équivalent qui seraient portés par l'INERIS dans le cadre des prestations qui lui sont confiées, peuvent aider à la prise de décision. Etant donné la mission qui incombe à l'INERIS de par son décret de création, l'INERIS n'intervient pas dans la prise de décision proprement dite. La responsabilité de l'INERIS ne peut donc se substituer à celle du décideur.

Le destinataire utilisera les résultats inclus dans le présent rapport intégralement ou sinon de manière objective. Son utilisation sous forme d'extraits ou de notes de synthèse sera faite sous la seule et entière responsabilité du destinataire. Il en est de même pour toute modification qui y serait apportée.

L'INERIS dégage toute responsabilité pour chaque utilisation du rapport en dehors de la destination de la prestation.

REMERCIEMENTS

Ce rapport a été soumis à la commission scientifique de l'INERIS. Trois experts de cette commission, reconnus en France et à l'étranger, ont été désignés pour évaluer la qualité scientifique de ces travaux de recherche : Madame Sandrine Vidal-Gilbert (TOTAL), Messieurs Pascal Bernard (IPGP) et Jean-Louis Durville (MEDDE). Leur relecture détaillée et leurs remarques constructives sur le document sont ici chaleureusement remerciées.

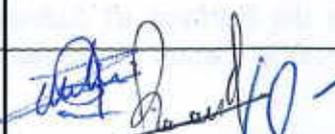
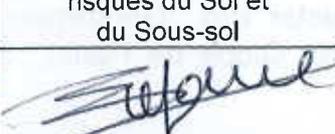
	Rédaction	Vérification	Approbation
NOM	I. CONTRUCCI E. KLEIN V. RENAUD	P. BIGARRE	M. GHOREYCHI
Qualité	Ingénieurs à la Direction des Risques du Sol et du Sous-sol	Directeur délégué de la Direction des Risques du Sol et du Sous-sol Directeur adjoint et délégué scientifique des risques du Sol et du Sous-sol	Directeur des risques du Sol et du Sous-sol
Visa			

TABLE DES MATIÈRES

1. INTRODUCTION	7
2. ETAT DE L'ART	9
2.1 L'après-mine dans le bassin ferrifère lorrain	9
2.1.1 Contexte général	9
2.1.2 Typologie des instabilités des terrains attendus	10
2.1.3 Classification des zones à risque	12
2.2 Surveillance microsismique et sources sismiques en domaine minier	15
2.2.1 Qualification de la méthode microsismique dans le bassin ferrifère lorrain	15
2.2.2 Sources sismiques dans les mines en exploitation.....	17
2.2.3 Mines abandonnées, influence de l'ennoyage sur la sismicité	19
2.3 Signes précurseurs à une instabilité minière.....	21
2.3.1 Cas d'un effondrement minier dans une mine en activité dans le bassin ferrifère lorrain	21
2.3.2 Cas d'un effondrement minier dans le bassin houiller de Provence	22
2.3.3 Cas d'un effondrement minier dans le bassin Salifère Lorrain.....	23
2.3.4 Cas d'un effondrement récent dans une carrière de pierre à ciment dans la région de Grenoble	24
2.3.5 Surveillance microsismique de l'effondrement d'une cavité saline en roumanie.....	24
2.3.6 Surveillance microsismique de l'effondrement d'une cavité dans une mine de potasse	25
2.4 Conclusion	27
3. CALIBRATION DES RESEAUX DE SURVEILLANCE OPERATIONNELLE POUR LA DETECTION DES SIGNES PRECURSEURS : EXPERIMENTATION DE TIR DE CALAGE CAMI-AFT.....	29
3.1 Contexte et objectifs.....	29
3.2 Contexte géologique du bassin ferrifère lorrain.....	29
3.3 Conception de l'expérimentation de tirs de calage	30
3.4 Instrumentation microsismique déployée sur les zones à risques et surveillance opérationnelle.....	33
3.4.1 Site d'expérimentation de Tressange	36
3.4.2 Site d'expérimentation de Fontoy	37

3.4.3 Site d'expérimentation D'Ottange	39
3.5 Méthode de localisation des événements microsismiques.....	41
3.5.1 Problème direct / inverse	42
3.5.2 Méthode de recherche des solutions	43
3.5.3 Calcul des temps de trajet dans le modèle théorique	45
3.5.4 Estimation des vitesses de propagation des ondes sismiques	46
3.6 Résultats : modèle de vitesse et calibrage de la localisation.....	46
3.6.1 Principe de l'analyse de polarisation et résultats	46
3.6.2 Modèle de vitesse des sites étudiés	48
3.6.3 Sensibilité de la localisation	50
3.7 Conclusions.....	51
4. AFFAISSEMENT ASISMIQUE : CAS D'ANGEVILLERS	53
4.1 Contexte et objectifs.....	53
4.2 Contexte géologique et Minier.....	54
4.3 Description de l'affaissement	58
4.4 Activité microsismique associée à l'affaissement.....	60
4.5 Données clinométriques station Lilas.....	64
4.5.1 Rappel	64
4.5.2 Evolution des données	64
4.6 Instrumentation et déroulement expérimental	66
4.7 Résultats	68
4.7.1 Couplage de la station Groseilliers	68
4.7.2 Champ de vitesse du massif et origine des perturbations	68
4.7.3 Champ d'atténuation du massif et détectabilité des sources	71
4.8 Conclusions.....	73
5. SUIVI MULTI-PARAMETRES EN TEMPS REEL DE L'EFFONDREMENT DE LA CAVITE SALINE DE CERVILLE	75
5.1 Expérimentation de Cerville-Buissoncourt – Rappels du contexte de mise en œuvre.....	75
5.1.1 Auscultation microsismique et mesures de déplacement de la surface du sol	77
5.1.1.1 Période anté-effondrement (Janvier 2005 à janvier 2009)	77
5.1.1.2 Période de l'effondrement (du 10 au 13 février 2009)	79
5.1.2 Caractérisation des enregistrements microsismiques.....	81
5.2 Evolution de la localisation des événements microsismiques	85

5.3	Scénario d'évolution de la cavité	90
5.3.1	Premiers stades d'évolution de la cavité : Crises microsismiques.....	90
5.3.2	Période de l'effondrement.....	94
5.4	Conclusion	100
6.	SYNTHESE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	103
6.1	Synthèse	103
6.2	Conclusions et Perspectives : actions prévues dans le programme COSMOS 2012-2014, action « rupture dynamique et sismicité induite » ..	105
7.	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	107
7.1	Références relatives à ces travaux de recherche	107
7.2	Autres références.....	109
8.	LISTE DES ANNEXES	113

1. INTRODUCTION

Des effondrements et des affaissements se sont produits dans la partie sud du bassin ferrifère dans les années 1990 après l'arrêt de l'exploitation minière. Ils sont apparus quelques mois après l'ennoyage des travaux miniers par arrêt du pompage des eaux d'exhaure. Ces instabilités ont eu lieu sur les communes d'Auboué (1996), Moutiers (1997), Moyeuvre-Grande et Roncourt (1999) (Didier, 2007). Ils ont résulté, pour la plupart, de la rupture de piliers résiduels abandonnés. L'amplitude des affaissements en surface a pu atteindre deux mètres notamment sur la commune d'Auboué. Plus de cinq cents bâtiments ont ainsi été endommagés (Deck, 2002), beaucoup ont du être évacués et détruits.

Ces événements ont conduit à la mise en place, à la demande de l'Etat et des administrations locales, d'une stratégie de gestion des risques post-miniers pour prévenir et maîtriser les risques liés à ces effondrements. Cette stratégie s'appuie sur l'évaluation des zones d'aléa hiérarchisées selon leur vulnérabilité, puis sur la mise en sécurité des zones les plus dangereuses, soit par traitement de l'aléa ou des enjeux, soit par la surveillance. Le traitement total de l'aléa est quasiment impossible car le comblement des vides souterrains nécessiterait un énorme investissement. De plus, l'exécution technique serait difficilement réalisable. La surveillance est donc apparue dans certains cas comme étant le meilleur compromis pour la gestion des risques post-miniers (Bennani et al. 2003). Elle s'appuie principalement sur des systèmes de surveillance microsismique en temps réel des zones concernées. Le but étant de détecter les émissions acoustiques qui seraient susceptibles d'être les signes précurseurs à un effondrement à grande échelle. Ce principe de surveillance, appliqué à la sécurité publique, a été testé par l'INERIS lors de l'expérimentation des Terres Rouges (Senfaute et al., 2000, Couffin et al., 2003). Ainsi depuis 1998, plus d'une trentaine de réseaux de surveillance microsismique en temps réel ont été déployés progressivement dans le bassin ferrifère Lorrain, principalement dans sa partie nord. Ce déploiement a été réalisé notamment en prévision de l'ennoyage du bassin nord qui a débuté en décembre 2005 et s'est terminé en mars 2008. Ainsi, la gestion du risque par la mise en œuvre de la surveillance a donc pour objectifs de :

- permettre d'évaluer la situation en terme de stabilité des terrains du recouvrement et préciser les scénarios probables d'évolution ;
- donner l'alerte dans un délai d'anticipation suffisant à partir de la détection de signes avant-coureurs d'une instabilité majeure, avant que celle-ci ne produise des effets en surface.

Ainsi, l'objectif général de ce projet de recherche est d'étudier et de progresser dans la connaissance des phénomènes d'instabilités géologiques en grand de nature gravitaire, pour l'amélioration des systèmes de surveillance opérationnelle microsismique déployés par l'INERIS. Il s'agit d'exploiter l'information contenue dans les signaux microsismiques, en corrélation avec d'autres types de mesures lorsque celles-ci sont disponibles, pour :

- progresser dans l'identification des signes précurseurs à un effondrement ;
- caractériser les mécanismes d'effondrement et leur dynamique, en particulier le rôle de la présence d'un banc raide dans la cinétique de l'effondrement ;
- émettre des recommandations pour la gestion de la surveillance opérationnelle.

C'est dans ce contexte général qu'a été lancé en 2007 le projet de recherche PR190 « Phénoménologie des instabilités géologiques en grand et signes précurseurs » (dit « Signes précurseurs ») qui s'est poursuivi depuis 2010 dans le cadre de l'axe de recherche COSMOS, suite à une restructuration du programme 189.

La première étape de ce projet de recherche a consisté à acquérir des données microsismiques de référence pour développer, tester et calibrer des outils de traitement, préalablement au démarrage de l'ennoyage du bassin ferrifère Nord. Des tirs d'explosifs ont été ainsi réalisés sur six zones instrumentées alors accessibles par le fond (expérimentation CAMI-AFT pour CALage Microsismique – Audun, Fontoy, Tressange). L'objectif était de s'assurer de la bonne sensibilité des dispositifs de surveillance et de calibrer les procédures de localisation et de calcul d'énergie à la source à partir de signaux parfaitement connus. Après l'introduction (chapitre 1) et l'état de l'art, le détail de ces travaux est décrit dans le chapitre 3 et l'annexe 1.

Précisons que malgré l'ennoyage du bassin nord, aucune activité microsismique notable n'a été enregistrée dans les zones surveillées qui aurait pu être associée à un mouvement de terrain d'origine minière. Seul un affaissement a été observé sur la commune d'Angevillers à partir de l'automne 2009, au niveau de la bordure sud-ouest du stot surveillé, en limite de zone dépilée et ennoyée. Cependant, cet affaissement local, d'une vitesse maximale de quelques centimètres par mois, n'a pas été détecté par la station de mesure microsismique située à proximité. Les investigations approfondies entreprises sur l'ensemble de la chaîne de mesure n'ont montré aucune défaillance technique du système. Des investigations géophysiques complémentaires, à partir de tirs de calage depuis la partie encore accessible du stot ont été réalisées pour apporter des éléments de réponse sur les propriétés géophysiques et géomécaniques du recouvrement géologique. Cette étude a permis d'identifier l'origine de la non détection de cet affaissement par les sondes microsismiques. Notons que les affaissements à cinétique lente ne posent pas de problèmes de sécurité publique, même si les dégâts matériels peuvent apparaître. Ces travaux font l'objet du chapitre 4 de ce rapport.

Parallèlement à cette action, une cavité saline en exploitation par dissolution, située sur le site SOLVAY de Cerville-Buissoncourt a été instrumentée par un système de surveillance multi-paramètres - microsismiques, déplacements, pression - entre décembre 2004 et février 2009. Cette expérimentation avait pour objectif d'améliorer nos connaissances et nos capacités d'expertise notamment en cas de crise majeure. Pour cela, la cavité saline, créée par dissolution à 150 m de profondeur, a été surveillée depuis les signes précurseurs à son instabilité jusqu'à son effondrement provoqué par pompage de la saumure. Il s'agissait notamment de préciser l'influence de la présence d'un banc raide dans le recouvrement (dolomie de Beaumont) dans la cinétique du phénomène. Les travaux réalisés dans le bassin ferrifère lorrain laissent en effet penser que la présence d'un banc raide dans le recouvrement favorise l'occurrence d'événements rapides posant un problème majeur de sécurité publique. Le dispositif de mesure multi-paramètres déployé à Cerville a permis de constituer une base de données considérable. Ces données et leur analyse ont fait l'objet de deux thèses de doctorat celle de Diego Mercerat (2007) et celle de Ngoc-Tuyen Cao (2011), ainsi que de plusieurs stages et publications. Ces travaux sont présentés dans le chapitre 5 de ce manuscrit.

Notons que des modélisations numériques géomécaniques ont été entreprises pour mieux comprendre les mécanismes à l'origine des instabilités observées (Mercerat, 2007 ; Renaud, annexe 5 ; Laoufa et al., 2012). Ces travaux essentiels seront mentionnés dans ce rapport sans être aussi développés que les études de cas d'effondrements.

Nous tenons à préciser que ces travaux ont été menés en collaboration avec de nombreux intervenants et partenaires académiques ou industriels. Outre les contributions des différents étudiants, citons celles des principaux doctorants Diego Mercerat et Ngoc-Tuyen Cao plus particulièrement sur l'expérimentation de Cerville-Buissoncourt. Les principales collaborations ont été menées avec le LAEGO (devenu GeoRessources), GEODERIS, l'IPG de Paris, l'EOST, le BRGM, l'ENSG, l'IFREMER, mais également avec les exploitants miniers ARBED et SOLVAY.

Ces travaux ont donné lieu à 3 publications de rang A, 16 communications en congrès et 2 mémoires de thèse de doctorat.

2. ETAT DE L'ART

Ce chapitre a pour objectif de rappeler le contexte historique de l'après-mine dans le bassin ferrifère lorrain ainsi que des notions sur la surveillance microsismique en domaine minier et le type de sources sismiques attendues dans ce contexte. Des exemples d'instabilités gravitaires en domaine minier et les signes précurseurs associés seront également décrits à travers quelques exemples d'effondrements dans ce contexte.

2.1 L'APRES-MINE DANS LE BASSIN FERRIFERE LORRAIN

2.1.1 CONTEXTE GENERAL

L'épuisement progressif des gisements des grands bassins miniers (charbon, fer, sel, etc.) dont l'exploitation a commencé à la fin du XVIII^e siècle durant la révolution industrielle, ainsi que la diminution de leur rentabilité a entraîné l'arrêt puis l'abandon, au sens du code minier, des exploitations minières. Les conséquences socio-économiques et environnementales à moyen et long termes inhérentes à cette cessation d'activité n'ont pas été suffisamment prises en compte. C'est ainsi que de nombreuses régions et des centaines de communes sont aujourd'hui exposées aux risques dits de l'après-mine.

Dans la région Lorraine, l'extraction du gisement de fer nécessita le creusement de plus de 40 000 km de galeries et créa des vides résiduels estimés à 500 millions de m³, sur une zone de 1 700 km² à proximité ou sous les zones urbanisées. Des mouvements de terrains ont pu être constatés suite à l'arrêt de ces exploitations, souvent concomitants à l'ennoyage progressif des travaux miniers par interruption du pompage des eaux d'exhaure. Ainsi, le 4 Octobre 1996, un affaissement rapide de la surface, atteignant jusqu'à 2 m par endroit, affectait la ville d'Auboué (54), entraînant d'importants dégâts au niveau de plusieurs habitations et infrastructures (Figure 1). Dans les mois qui suivirent, d'autres désordres analogues se développèrent au sein des villages voisins de Moutiers, Moyeuvre-Grande et Roncourt (Didier, 2007). Suite aux accidents observés dans le bassin sud et centre, l'ennoyage du bassin nord a été retardé.



Figure 1 : Exemple de dégâts sur le bâti observés dans le bassin ferrifère lorrain sud, après l'occurrence des effondrements miniers dans les années 1990.

Ces événements sont à l'origine de l'évolution du code minier (loi n°99-245 du 30 Mars 1999) et de la création dès 1998 du groupement d'intérêt public GEODERIS par le l'INERIS et le BRGM. Cet organisme apporte à l'Etat, plus particulièrement aux DREAL (anciennement DRIRE) son expertise dans le domaine de l'après-mine. Par ailleurs, une nouvelle stratégie de gestion des risques a été mise en place pour identifier, prévoir et sécuriser des zones post-minières susceptibles de présenter des risques pour les personnes et les biens. Enfin, le GISOS, Groupement d'intérêt scientifique sur l'Impact et la Sécurité des Ouvrages Souterrains a été créé en 1999 par l'INERIS, le BRGM, l'INPL et MINES ParisTech pour conduire les travaux de recherches nécessaires pour anticiper et résoudre les problèmes posés par l'après-mine.

La caractérisation des phénomènes attendus en cas d'instabilité des ouvrages miniers puis l'identification et la classification des zones à risques ont été entreprises par GEODERIS et ses membres fondateurs (cf. § 2.1.2). Cette méthodologie a été évaluée par une commission d'experts indépendante (Fairhurst, 2003). Elle a conclu que l'analyse des risques, en particulier, de la stabilité des ouvrages rocheux, ne permet pas de définir la date de l'occurrence du phénomène redouté. De ce fait, la mise en place d'une surveillance est apparue comme la solution la plus adaptée. Elle a pour objectif de suivre l'évolution du phénomène et d'être averti de son imminence. La surveillance des zones à risque représente le meilleur compromis pour réduire leur vulnérabilité (Bennani et al., 2003).

Le recours à la surveillance microsismique a été privilégié et déployé dans le bassin ferrifère lorrain, car cette technique présente l'avantage de pouvoir être déployée depuis le jour au dessus de zones inaccessibles par le fond. Cette mesure volumétrique permet en principe de suivre à distance l'évolution du phénomène redouté. Ce principe de surveillance, appliqué à la sécurité publique, a été testé lors de l'expérimentation des Terres Rouges (Senfaute et al., 2000 ; Couffin et al., 2003) et sera présenté au paragraphe 2.2.1.

2.1.2 TYPOLOGIE DES INSTABILITES DES TERRAINS ATTENDUS

Outre les effondrements liés à l'ennoyage du bassin sud, plusieurs mouvements de surface ont eu lieu dans le bassin ferrifère lorrain suite à la ruine d'édifices souterrains. Ils ont été observés depuis le début du XX^{ème} siècle, pendant la phase d'exploitation mais également de post-exploitation des mines (Tableau 1). Les effets en surface des effondrements miniers dépendent de deux principaux paramètres qui sont le mode de rupture et la nature du recouvrement. Aussi, trois principaux types d'instabilités sont attendus à savoir : les affaissements progressifs, les effondrements brutaux et les fontis (Figure 2, Bennani et Homand, 2004 ; Josien, 1993 ; Josien et al., 2010).

Nom	Type de mouvement
Roncourt, 1999	Affaissement Progressif
Moutiers, 1997	
Crusnes, 1977	
Auboué, 1972	
Auboué – Rue de Metz, 1996	
Ville-au-Montois avril, 1985	
Auboué – Coinville, 1996	
Jarny, 1949	
Rochonvillers, 1973, 1974	Effondrement Brutal
Sainte-Marie, 1932	
Escherange, 1919	
Roncourt, 1954, 1959	
Moutiers, 1940	
Audun-le-Tiche, 1902	
Thil, 1946, 1947	Fontis
Moyeuvre-Grande, 1998	

Tableau 1 : Recensement des instabilités en grand du bassin ferrifère lorrain documentés (Source GEODERIS)

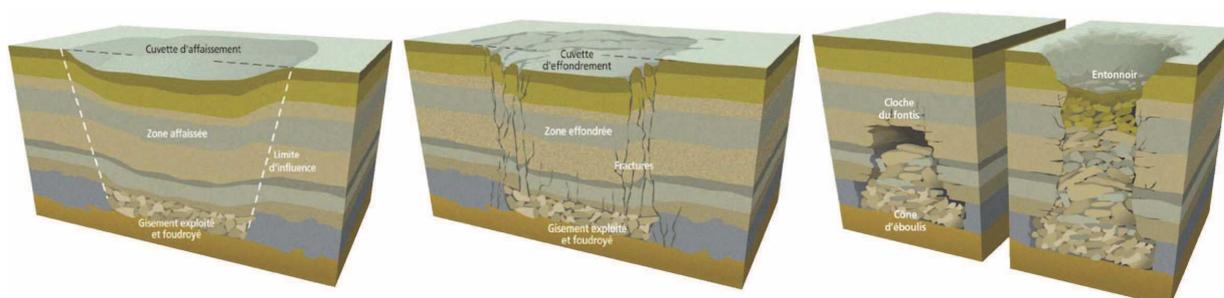


Figure 2 : Illustration de gauche à droite : d'un affaissement, d'un effondrement et d'un fontis (MEDDE)

Les **affaissements progressifs** résultent du tassement des terrains suite à la ruine d'une cavité souterraine. Ils se traduisent par la formation en surface d'une cuvette de plusieurs dizaines à centaines de mètres de diamètre (selon les dimensions et la profondeur de la cavité) se mettant en place sur quelques heures voire quelques mois. Ces phénomènes provoquent des fissurations des bâtiments situés en zones d'extension et des mises en pente sur les bords de la cuvette. Les abords de la cuvette d'affaissement débordent à la verticale des travaux effondrés au fond. L'angle d'influence varie entre 10 et 35° selon l'environnement de la zone au fond. Plus les travaux sont profonds, plus la cuvette d'affaissement est étalée (Figure 3).

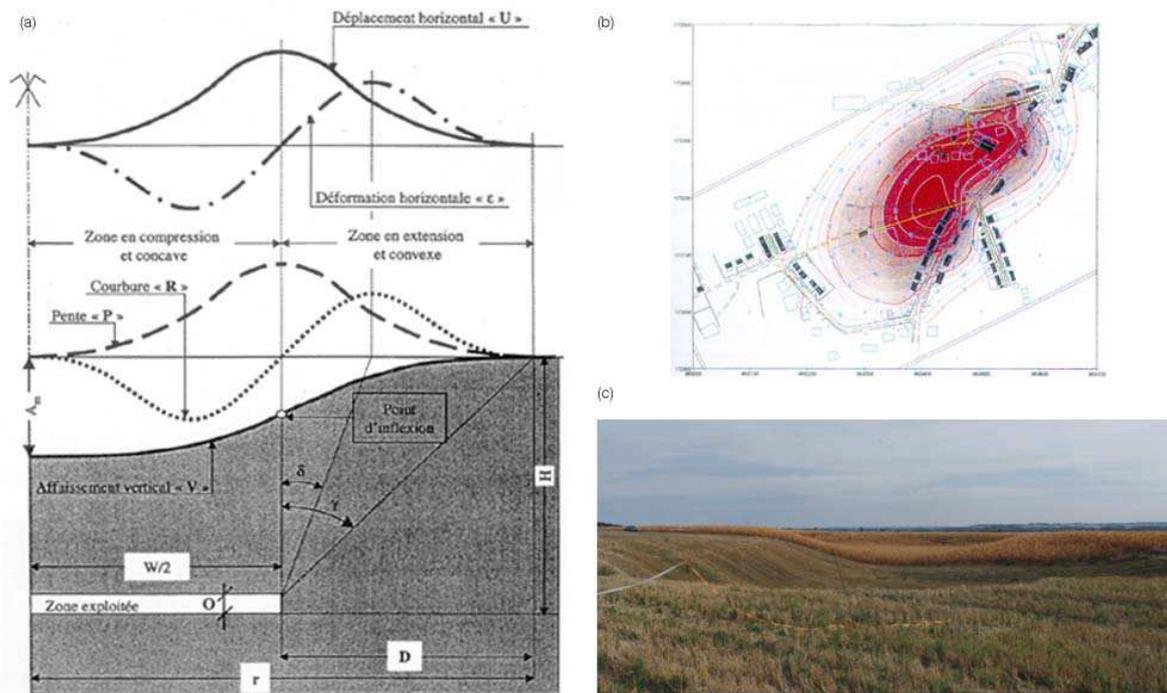


Figure 3 : (a) Illustration des mouvements de la surface des terrains et de la géométrie d'une cuvette d'affaissement progressif (Deck, 2002) ; (b) Présentation de la cuvette d'affaissement de Roncourt (GEODERIS) ; (c) Cuvette d'affaissement progressif (photo INERIS)

Les **effondrements brutaux** se définissent comme la dislocation rapide et la chute du recouvrement d'une cavité relativement peu profonde (jusqu'à 200 m) et de grande dimension. L'effondrement brutal est souvent destructeur et nécessite l'existence dans le recouvrement d'un ou plusieurs bancs résistants et rigides cédant soudainement après avoir été mis en flexion (Tincelin & Sinou, 1962). Les travaux du fond doivent être également très fragiles (fort taux de défrusement, piliers élancés). Une grande quantité d'énergie accumulée est ainsi libérée en un court laps de temps, s'accompagnant d'une secousse sismique. En surface, ces effondrements se traduisent par une brusque descente d'ensemble des terrains à l'aplomb du secteur affecté, laissant place à une cuvette avec des bords abrupts en gradins. Les terrains éboulés sont divisés en blocs de taille et de forme variables qui s'entassent en remplissant un volume plus grand que celui qu'ils occupaient à l'état initial (foisonnement).

Les **fontis** correspondent à l'apparition en surface d'un entonnoir de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de diamètre et de profondeur. Ce phénomène fait suite à la montée progressive de la voûte d'une cavité remontant peu à peu dans le recouvrement. Leur occurrence dépend principalement du volume des vides ainsi que de l'épaisseur et de la nature des terrains de recouvrement. Ainsi, le risque de fontis peut être écarté lorsque le foisonnement des blocs du toit est suffisant pour combler la cavité avant qu'elle n'atteigne la surface ou si un banc résistant arrête la dégradation progressive (GEODERIS, 2007).

2.1.3 CLASSIFICATION DES ZONES A RISQUE

Dans la hiérarchisation des zones à risque de mouvement de terrain, il est primordial de pouvoir distinguer les zones à risque d'effondrements brutaux des affaissements progressifs. Si les conséquences des effondrements progressifs peuvent être importantes à moyen terme, leur évolution lente facilite la maîtrise des risques vis-à-vis de la sécurité des personnes. Les effondrements brutaux, pouvant se déroulés en quelques secondes à quelques heures, posent un vrai problème de sécurité publique (Figure 4).

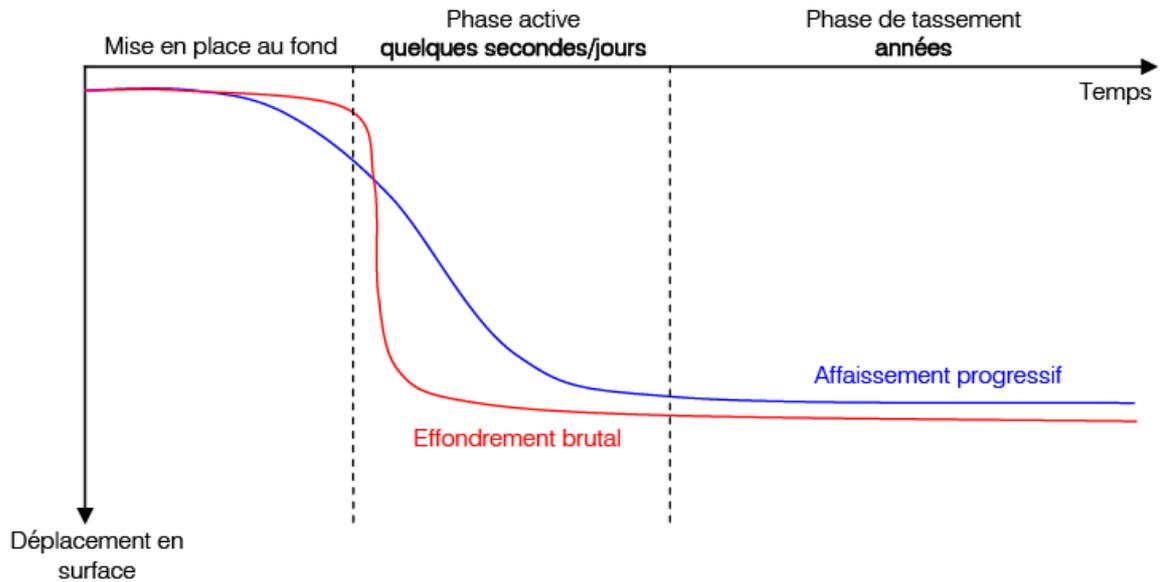


Figure 4 : Evolution schématique de l'affaissement maximal en surface en fonction du temps dans le cas d'un effondrement brutal ou d'un affaissement progressif (GEODERIS).

Ainsi, sur la base d'effondrements de référence (Tableau 1, Figure 5), de modélisations des mécanismes d'instabilités et d'analyses statistiques, une méthode de classification et hiérarchisation des zones à risque du bassin ferrifère lorrain a été élaborée par l'INERIS et GEODERIS et mise en œuvre par GEODERIS (Josien et al., 2010 ; Kouniali, 2000). Deux critères nécessaires à l'occurrence d'un effondrement brutal ont ainsi pu être mis en évidence :

1. un critère « géologie du recouvrement », qualifié par la présence (ou non) dans le recouvrement d'un banc épais et résistant, pouvant être à l'origine des effondrements brutaux ;
2. un critère « géométrie liée à l'exploitation », qualifié entre autres par les paramètres suivants : taux de défrètement, ouverture exploitée, sollicitation exercée sur les piliers, dimensions et forme des piliers, etc.

Le risque d'effondrement brutal peut alors être écarté si l'un ou l'autre de ces deux critères n'est pas vérifié.

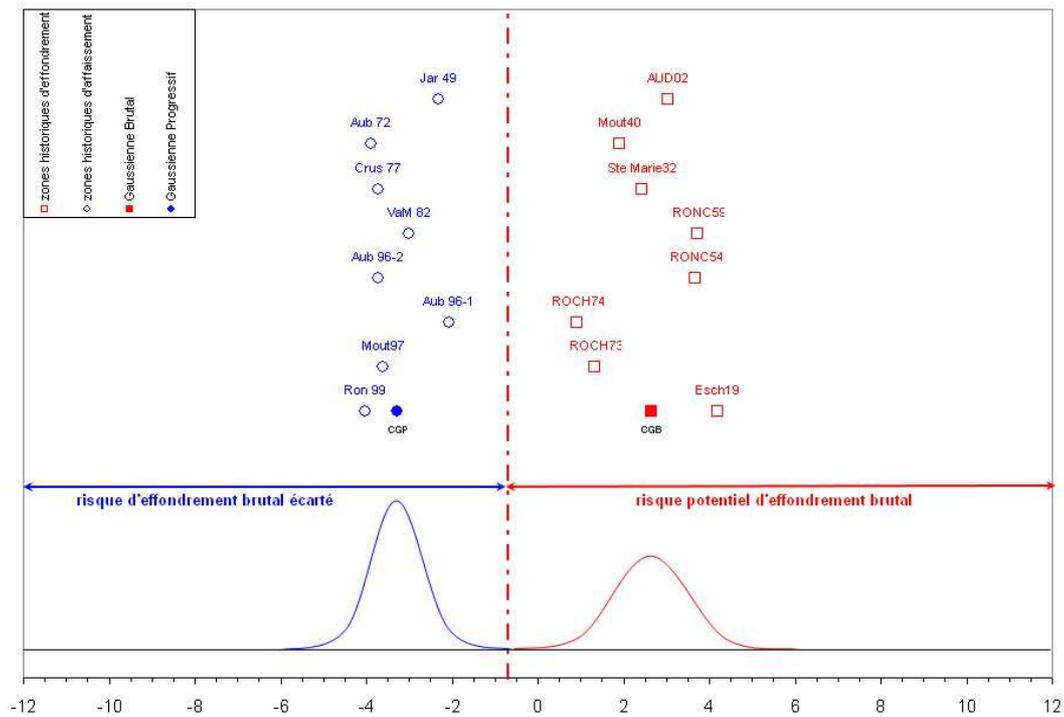


Figure 5 : Fonction discriminant les effondrements brutaux des progressifs (GEODERIS). Les abréviations correspondent aux lieux d'effondrement décrits dans le Tableau 1.

D'autres classes de risque ont été définies pour des situations particulières (GEODERIS, 2007) :

- zone à risque de fontis, si les travaux miniers sont situés à moins de 50 m de profondeur dans le contexte du bassin ferrifère lorrain ;
- à risque de mouvements résiduels (de l'ordre de la dizaine de centimètres), notamment au-dessus de certains dépilages* à faible profondeur, inférieure à 50m.

Ainsi à partir de ces critères, des cartes d'aléa sont établies ainsi que les plans de prévention des risques miniers (Figure 6 ; GEODERIS, 2007 ; Didier, 2006).

* Dépilage : action d'exploiter (extraction du matériau ou abattage à l'explosif) les piliers laissés temporairement en place au sein d'un quartier. Cette action induit le foudroyage du recouvrement.

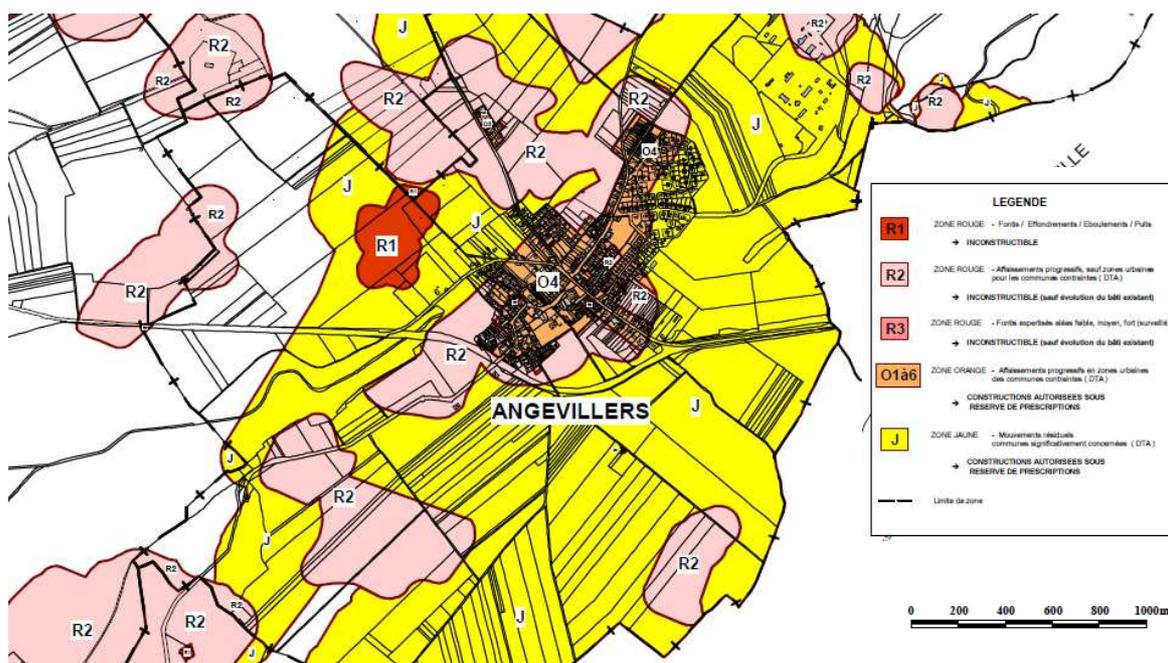


Figure 6 : Exemple de carte d'aléa sur la commune d'Angevillers (consultable sur <http://www.moselle.pref.gouv.fr/>).

2.2 SURVEILLANCE MICROSISMIQUE ET SOURCES SISMQUES EN DOMAINE MINIER

2.2.1 QUALIFICATION DE LA METHODE MICROSISMIQUE DANS LE BASSIN FERRIFERE LORRAIN

Dans le cas des mines encore en activité, soumises à des risques d'effondrement brutaux, les méthodes en usage reposaient avant tout sur des mesures ponctuelles de déformation et la détection de leurs accélérations comme précurseur d'un risque. Ainsi, en 1974, l'effondrement de Rochonvillers, a été suivi au moyen de cannes de convergence en estimant la dégradation de piliers, en utilisant un critère d'alerte fondé sur l'accélération des déformations au fond (§ 2.3.1, Josien, 1977).

Or, ces mesures ponctuelles se révèlent insuffisantes pour des zones à risque étendues. De plus, dans le contexte de l'après-mine, les travaux abandonnés sont souvent inaccessibles, notamment lorsqu'ils sont ennoyés. Leur surveillance requiert donc des méthodes volumétriques telles que la microsismique, dont les dispositifs peuvent être installés en sub-surface et sont destinés à en suivre l'évolution à distance. Afin de qualifier cette méthode de surveillance dans le contexte du bassin ferrifère lorrain, plusieurs expérimentations ont été réalisées. De plus, une crise microsismique a été enregistrée sur un site de surveillance.

La première expérimentation de surveillance a été effectuée en 1997, dans la dernière mine de fer en activité des Terres Rouges de l'ARBED (Acieries Réunies de Burbach-Eich-Dudelange). Cette expérimentation a consisté à détecter et enregistrer en surface les signaux microsismiques correspondant à des événements apparaissant en profondeur concomitants aux ruptures et effondrements locaux provoqués volontairement dans la mine par la destruction à l'explosif (torpillage) de certains piliers. Les ruptures liées au foudroyage du toit ont été corrélées à une série caractéristique de microséismes enregistrés par une station sismique placée en surface.

L'apport principal de cet essai était de déterminer les paramètres principaux d'un dispositif d'écoute adapté au contexte des mines de fer et le rayon de sensibilité du système de surveillance. L'expérimentation a permis de montrer les capacités de la méthode comme moyen de détection des signes précurseurs d'un processus d'effondrement limité au toit (Senfaute et al., 2000) et conclut qu'une station de mesure de type 3D est capable de surveiller un rayon d'environ 300 mètres. Ces premiers résultats ont guidé l'installation des réseaux de surveillance dont l'objectif essentiel était d'étudier les phénomènes sur le long terme. Ainsi depuis 1998, plus d'une trentaine de réseaux de surveillance microsismique en temps-réel ont été déployés dans le bassin ferrifère Lorrain.

Dans le cadre du GISOS, le site pilote de Tressange (57) a été choisi pour étudier les conséquences d'un ennoyage volontaire (de courte durée et sous faible pression) sur la stabilité et sur le comportement hydro-géo-chimique du massif rocheux. Un système de surveillance hydro-acoustique, composé de trois sondes tridirectionnelles de type géophone (ayant une bande passante entre 30 Hz et 1,0 kHz) et de 14 sondes mono-directionnelles de type accéléromètre (de bande passante entre 20 Hz et 2,5 kHz), a été mis en place au niveau même des piliers. Le système a permis d'enregistrer des signaux liés à des ruptures de haut niveau énergétique pendant la phase transitoire de l'ennoyage, et également, lors de la stabilisation de l'eau dans la cavité et pendant le dénoyage, des événements nombreux mais moins énergétiques (Senfaute et Wassermann, 2003).

Enfin, le site de Nondkeil, classé à risque d'effondrement progressif par GEODERIS, a connu plusieurs crises microsismiques entre 2001 et 2002, avant la période d'ennoyage (Bennani et al., 2003). Les plus importantes ont eu lieu entre le 31 septembre 2002 et 17 octobre 2002, avec plus de 2500 événements microsismiques enregistrés. Après un contrôle au fond, ces crises ont été corrélées avec des dégradations du stot (Figure 7). D'étendues peu importantes, ces dégradations consistaient principalement en des chutes d'intercalaires, en un début de soufflage du mur et plus rarement en dégradations de piliers (Bennani et al., 2003). Ces dommages ne se sont pas traduits par l'apparition d'effets en surface. Les signaux ainsi enregistrés en champ proche (Figure 8) ont montré la nécessité de développer des outils adaptés au traitement de type de données détectées par une seule station en général. Ainsi, l'instrumentation du site a été renforcée par l'installation de capteurs supplémentaires au fond. Enfin, des tirs de calage ont été réalisés pour calibrer les paramètres géophysiques du site.

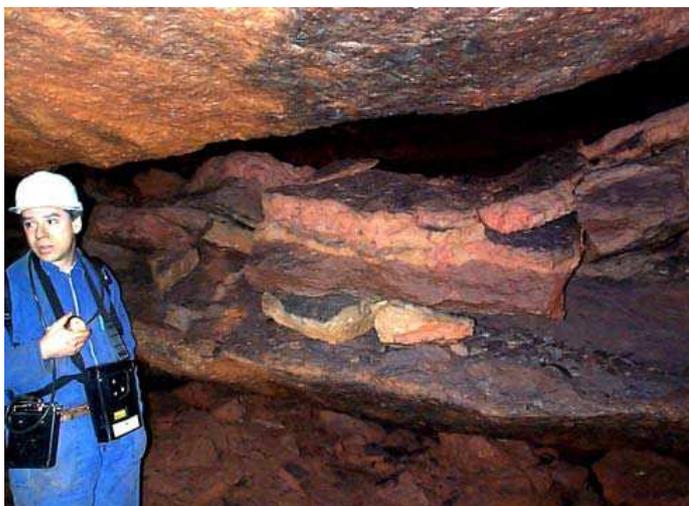


Figure 7 : Stot de Nondkeil (Ottange) - Exemple de dégradations observées dans la couche jaune principale comme la chute d'une intercalaire (photo source GEODERIS).

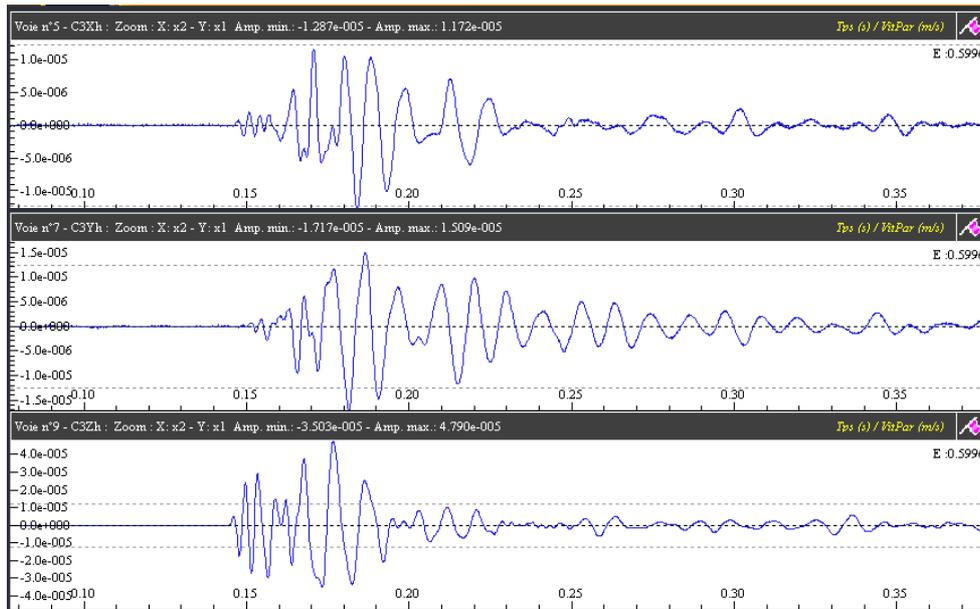


Figure 8 : Exemple d'un signal microsismique enregistré en 2002 à la station Concorde pendant les crises microsismiques du site de Nondkeil.

2.2.2 SOURCES SISMIQUES DANS LES MINES EN EXPLOITATION

L'extraction souterraine de grandes quantités de minerai induit des changements de l'état de contraintes autour des vides créés. Le réajustement de ces contraintes s'accompagne habituellement d'événements sismiques. La fréquence et l'intensité de cette sismicité induite a tendance à s'amplifier avec l'augmentation du volume de minerai extrait ainsi qu'avec la profondeur de l'extraction (Hudyma, 2008).

Les événements sismiques peuvent être classés en deux catégories (Gibowicz, 1990, 2009). La première catégorie concerne les événements induits directement par les opérations de creusement, qui se localisent en général à proximité du front de taille. Dans ce cas, la réponse sismique au creusement est proportionnelle à la dimension de l'excavation (Hudyma, 2008). Le réajustement des contraintes est local et se produit peu de temps après les opérations d'extraction.

La seconde catégorie d'événement sismique concerne le réajustement des contraintes à plus grande échelle. Les événements sont en général plus énergétiques que les premiers et impliquent des mouvements sur des discontinuités géologiques majeures préexistantes. Dans ce cas, la masse rocheuse est déjà dans un état d'équilibre instable, il suffit d'une faible variation de l'état de contrainte, induit par les opérations minières, pour créer un mouvement à grande échelle accompagné d'un événement sismique majeur (e.g., Gibowicz, 1990, 2009 ; Hudyma, 2008).

Hasegawa et al. (1989) proposent six modèles conceptuels de mécanismes à la source attendus en domaine minier. Ces mécanismes initialement décrits pour des phénomènes observés dans des mines canadiennes ont été repris par de nombreux auteurs dans d'autres contextes miniers (e.g. Teyssoneyre et al., 2002 ; Hudyma, 2008 ; Silený et Milev, 2008).

Contrairement aux séismes naturels, les séismes miniers peuvent présenter des mécanismes à la source qui ne sont pas en double couple* ou non-double couple (Figure 9 ; Hasegawa et al. 1989 ; Silený et Milev, 2008). Les trois premiers mécanismes présentés par Hasegawa et al. (1989) appartiennent à cette catégorie. Ils concernent les effondrements du toit de la cavité (rockfall) et les coups de toit (rockbursts), les ruptures de piliers (pillar burst) et les ruptures en traction du toit de larges cavités en général (Figure

* couple de force à l'origine de la source sismique

9-a-b-c). Les trois autres correspondent à des mécanismes en double couple. Ils concernent le réajustement des contraintes soit sur des failles préexistantes soit avec la création de nouvelles fractures au niveau du front de taille (Figure 9-d-e-f).

Le premier mécanisme, à savoir la chute de bloc du toit d'une cavité se déroule en deux phases. La première est le détachement de la roche du toit, et la seconde, est la chute de cette roche au sol. Ce phénomène peut être modélisé par une force simple dirigée vers le bas. Le « rockburst », ou rupture brutale, est modélisé par le même mécanisme mais dégage une énergie beaucoup plus importante. Il représente l'extraction violente d'un volume important de roche vers le bas (Figure 9-a). Les « pillar burst » sont dus à des forces verticales convergentes agissant sur les piliers. Ce phénomène de rupture de pilier est modélisé par un dipôle vertical, le champ de radiation associé est celui d'une implosion (Figure 9-b). Le troisième type de rupture qui peut se produire, est celle d'un banc situé au toit d'une cavité de grande dimension. Ces ruptures ont généralement lieu au milieu de la cavité, à l'endroit où la subsidence du toit est la plus importante. Les forces mises en jeu dans ce mécanisme sont horizontales et de directions opposées. Elles sont modélisées par un dipôle horizontal (Figure 9-c).

Des fractures peuvent également se développer au niveau du front de taille dans une roche saine (Figure 9-d). Ce sont généralement des failles de type normales qui se développent. Dans le cas où la contrainte principale majeure est horizontale, des failles peuvent jouer au dessous (et parfois au dessus) d'une cavité (Figure 9-e). La diminution de la contrainte verticale liée à l'excavation peut être suffisante pour initier la rupture dans de la roche intacte à la base de la cavité, où faire rejouer une faille préexistante à une profondeur plus importante. Des failles inverses quasi horizontales peuvent également jouer au dessus d'une cavité (Figure 9-f). Elles correspondent à des glissements de couches horizontales les unes sur les autres en réponse à la subsidence du toit de la cavité. Les failles normales comme les failles inverses présentent un champ de radiation* correspondant à un mécanisme en double couple.

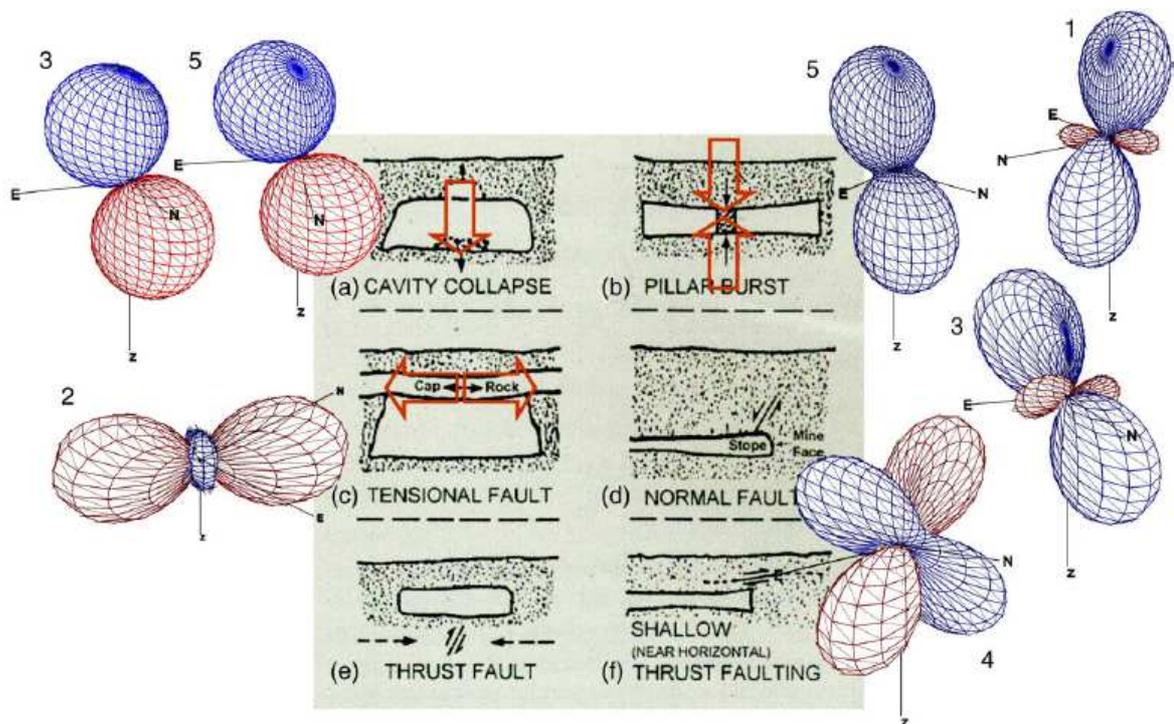


Figure 9 : Six mécanismes à la source conceptuels possibles pour la sismicité minière observée et le champ de radiation des ondes P associé, en rouge compression, en bleu dilatation (Hasegawa et al., 1989 ; Sileny & Milev, 2008).

* déplacement créé par une dislocation, ou rayonnement des ondes ainsi créées

2.2.3 MINES ABANDONNEES, INFLUENCE DE L'ENNOYAGE SUR LA SISMICITE

Dans les mines abandonnées on ne s'attend pas à observer exactement les mêmes phénomènes que ceux décrits dans le paragraphe précédent. En effet, la redistribution des contraintes sera principalement liée à la montée de l'eau dans les travaux miniers avec la réactivation possible de failles naturelles ou créées par les travaux miniers. La montée des eaux, par arrêt du pompage des eaux d'exhaure, est donc potentiellement génératrice de sismicité.

Ce phénomène est observé actuellement dans le bassin houiller de Provence en cours d'ennoyage, comme le montre la surveillance opérationnelle de ce bassin opérée par l'INERIS. Dans ce cas, la localisation des événements microsismiques est bien corrélée avec la limite du front d'ennoyage. Plusieurs crises microsismiques ont déjà été observées. La dernière date de novembre 2012, avec l'événement le plus fort de magnitude 2,8 (Bennani, 2012). Hors crise, des événements sont régulièrement enregistrés et localisés au niveau de ce front. L'étude approfondie de ces données au regard de la géométrie des travaux miniers, de la fracturation et de l'ennoyage est en cours.

Contre toute attente, la mise en eau de la partie nord du bassin ferrifère lorrain, entre 2005 et 2008, n'a pas généré d'activité microsismique singulière (GISOS, 2008). L'activité la plus importante enregistrée se situait au niveau du site d'Angevillers entre avril 2007 et mars 2008 au moment de l'ennoyage avec une vingtaine d'événements enregistrés. Dans le bassin ferrifère nord, après 2008 et jusqu'à aujourd'hui, l'activité microsismique détectée reste faible, sans crise majeure qui témoignerait des effets différés de l'ennoyage. Pourtant, l'ennoyage du bassin sud, dans les années 1990, a généré de nombreux affaissements, comme déjà mentionné (§ 2.1.1). Le contexte géologique et minier reste fondamentalement de même nature dans les exploitations du bassin Nord et dans celles du bassin Sud, il convient donc de rechercher ailleurs, l'origine des instabilités observées dans ce dernier. Notons que, la comparaison de la charge hydraulique à l'aplomb des zones affaissées du bassin Sud et celle des zones surveillées dans le bassin Nord montre que ce paramètre n'est pas déterminant.

Goldbach (2010) expose les effets de l'ennoyage sur une mine d'or située en Afrique du Sud, sur une période de cinq ans (Figure 10). Dans ce cas, la sismicité s'intensifie brutalement 14 mois après le début de l'ennoyage. Cette activité soutenue a duré six mois jusqu'à ce que la profondeur des foyers microsismiques ait rejoint le niveau du front d'ennoyage. La magnitude maximum observée a été de 3,3. L'auteur attribue cette activité sismique à la réactivation de failles naturelles ou d'origine minière par la création de surpressions au niveau des plans de faille induites par l'ennoyage.

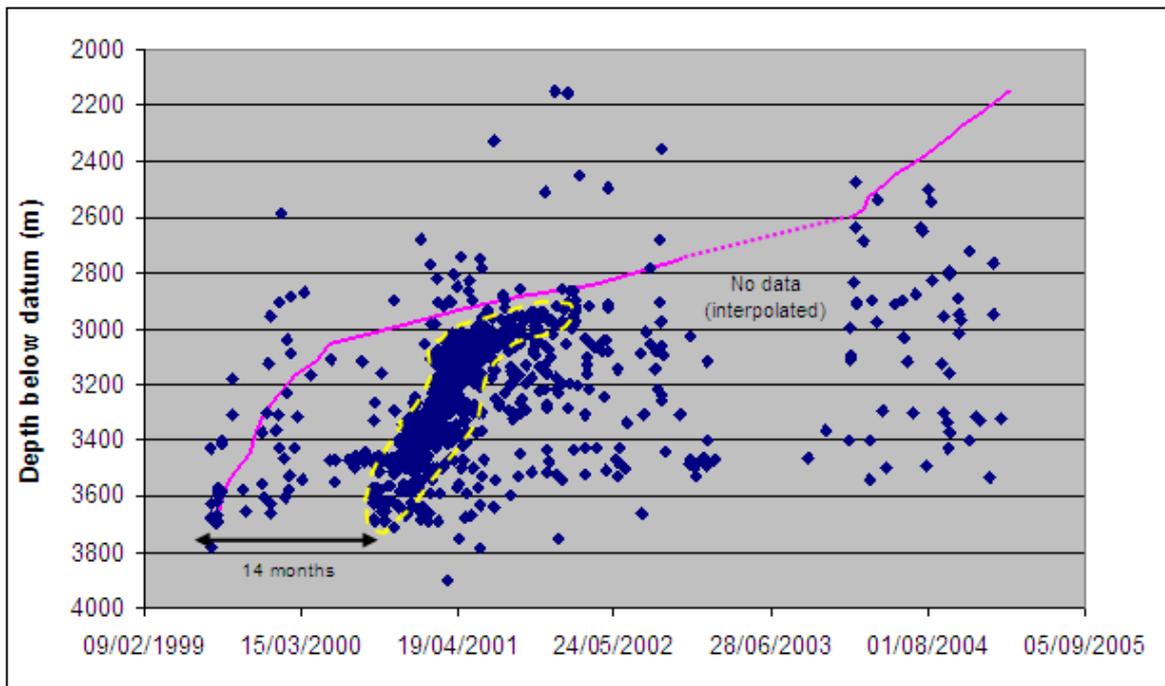


Figure 10 : Sismicité induite par l'ennoyage d'une mine d'or en Afrique du Sud. En bleu, profondeur des séismes ; en rose niveau d'eau dans la mine (Goldback, 2010).

Srinivasan et al. (2009) présentent l'activité sismique de l'ennoyage de la deuxième mine la plus profonde dans le monde, à 3,3 km de profondeur, à savoir « Kolar Gold Mine » en Inde. La période d'observation se situe entre 1991 (date du début de la fermeture de la mine) et 2008. Comme dans le cas précédent, la profondeur de cette sismicité remonte en même temps que le niveau d'ennoyage, mais de façon concomitante. Les événements les plus forts ont été enregistrés au niveau des faiblesses géologiques, à savoir une faille et d'un dyke présents sur le site. Alors que les événements les plus faibles se localisent au niveau des travaux miniers, les plus gros séismes se sont produits après des périodes d'accalmie.

Ogasarawa et al. (2002) décrivent la sismicité à long terme d'une mine au Japon après la période d'ennoyage sur une période de cinq ans. Sur cette période, seule une soixantaine d'événements a été détectés et sont de magnitude négative. Les auteurs mettent en évidence la corrélation entre la sismicité et les forts épisodes pluvieux. Les événements montrent des mécanismes au foyer en chevauchement, cohérents avec l'état de contrainte tectonique en compression de la région. Par contre, ces mécanismes ne sont pas cohérents avec la déformation observée en profondeur du gisement. Les événements qui apparaissent quelques mois après les précipitations se localisent à proximité de failles qui décalent le gisement de minerai.

Dans l'étude de cas de l'événement sismique de l'ancienne mine de Salsigne (Aude) du 15 novembre 2011 de magnitude 2,5 (Dominique et al., 2012), Al Heib (2012) propose que la fragilité des travaux miniers puisse également jouer un rôle dans le déclenchement de la sismicité au moment de l'ennoyage. En effet, la couche exploitée présente un taux de défrètement* élevé. La rupture de plusieurs piliers ne peut pas être écartée, avec comme conséquence une mobilisation du glissement le long des failles.

* Pourcentage du volume de matériau extrait sur le volume du matériau initial, avant exploitation

2.3 SIGNES PRECURSEURS A UNE INSTABILITE MINIERE

La littérature relative aux affaissements ou effondrements d'ouvrages souterrains, et plus particulièrement les mines exploitées par la technique des chambres et piliers, montre que ces instabilités ne se produisent pas sans émettre un certain nombre de signes précurseurs (e. g. Pigué et Wojtkowiak 2001 ; Szwedzicki, 2001 ; Szwedzicki, 2003). Il a ainsi été observé, quelques fois bien avant l'événement (Driad et al., 2005 ; Szwedzicki 2001), la formation de fissures, l'écaillage de piliers, des chutes de blocs, des déformations en surface mais aussi dans des galeries (Pigué et Wojtkowiak, 2001 ; Szwedzicki, 2001 ; Szwedzicki, 2003).

L'imminence de l'effondrement s'accompagne de l'accélération des mouvements verticaux, de l'augmentation des craquements et de l'activité microsismique (Driad et al., 2005 ; Senfaute et al., 1997). Les outils généralement utilisés pour surveiller l'occurrence de ces désordres sont souvent l'écoute microsismique (Hudyma et al., 2004 ; Lai et al., 2006 ; Mansurov, 2001) et l'instrumentation géotechnique (Lai et al., 2006 ; Szwedzicki, 2003 ; Josien, 1977). Les hydrophones peuvent également être utilisés pour la détection de c haute fréquence de signes précurseurs dans les zones ennoyées (Miller et al., 1989 ; Bernardie et al., 2007 ; Lebert et al., 2011).

Il existe quelques études où d'autres types de précurseurs ont été mis en évidence. Ainsi, des émissions d'ondes électromagnétiques haute fréquence (Frid et Vozoff 2005 ; Goldbaum et al., 2003) et des changements du niveau des eaux souterraines ont été observés avant un effondrement minier ainsi que des émissions de gaz, plus particulièrement dans les mines de charbon (Szwedzicki, 2001).

Nous allons présenter ici quelques exemples d'effondrements miniers et leurs signes précurseurs associés. Certains sont à l'origine de la surveillance minière qui a été menée par le CERCHAR puis l'INERIS.

2.3.1 CAS D'UN EFFONDREMENT MINIER DANS UNE MINE EN ACTIVITE DANS LE BASSIN FERRIFERE LORRAIN

L'effondrement de la mine de Rochonvillers s'est produit dans le bassin ferrifère lorrain le 1^{er} juillet 1974, alors que cette mine était encore en activité. Il s'agit d'un exemple d'effondrement instrumenté et surveillé (Josien, 1977). Cet effondrement a affecté une zone d'environ 20 hectares et a été très brutal. Le taux de défrètement moyen de cette zone était de l'ordre de 65%. L'onde sismique générée a été enregistrée à l'époque par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg. La mine était équipée, au fond, de cannes de convergence permettant la mesure de la déformation des piliers (Figure 11-a). Ce système a permis d'être alerté de l'imminence de l'effondrement, quelques jours avant celui-ci, en se basant sur l'accélération des déformations observées au fond (Figure 11-b).

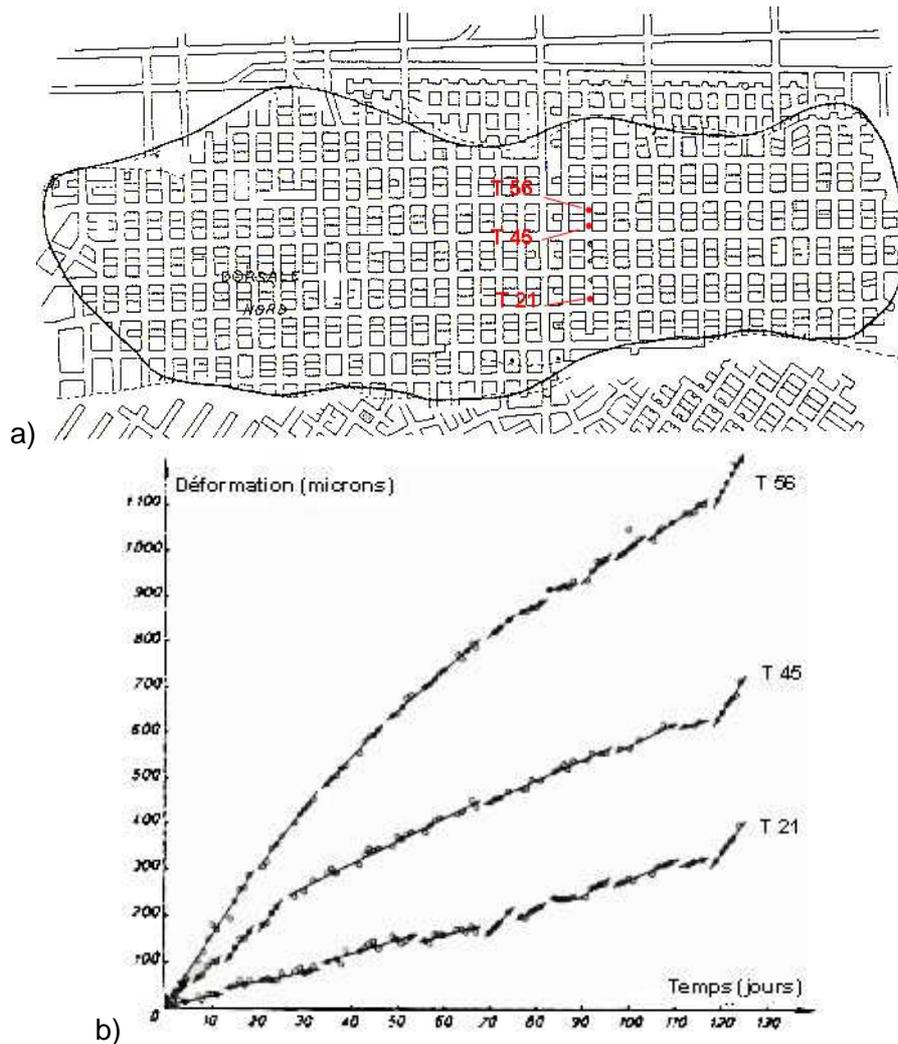


Figure 11 : Surveillance de l'effondrement à partir du fond. Exemple de la mine de fer de Rochonvillers (57) : (a) localisation des cannes de convergence, (b) évolution des mesures de convergence dans le temps (Josien, 1977).

2.3.2 CAS D'UN EFFONDREMENT MINIER DANS LE BASSIN HOILLER DE PROVENCE

Dans le bassin houiller de Provence, qui est aujourd'hui surveillé dans le cadre de l'après-mine, un effondrement s'est produit dans la nuit du 29 au 30 avril 1879 dans la mine des Rochers Bleus. L'effondrement général du quartier se produisit soudainement. La secousse fut ressentie fortement dans le village de Gréasque, où une maison s'effondra, et nettement perçue dans les villages voisins : St Sournin, Valdonne, Fuveau, Gardanne. Il y eut d'autres secousses moins fortes le 30 avril et le 1^{er} mai. Le taux de défrètement du secteur affecté a été évalué à 75%, en effet la largeur des piliers avait été réduite entre 1873 et 1876 puis élargie ensuite. Avant l'effondrement, les piliers les plus faibles travaillaient fortement, ils s'écaillaient, les plus chargés se fissaient, enfin des craquements étaient perçus. Les distances indiquées par M. Villot (1889) entre ces différents villages et le centre de l'effondrement ont permis de localiser approximativement celui-ci (Figure 12). L'entendue des dommages a été estimée à environ 40 hectares, en de nombreux points, le mur et le toit se rejoignaient. Cependant, il n'y a qu'une fissure importante constatée en surface.

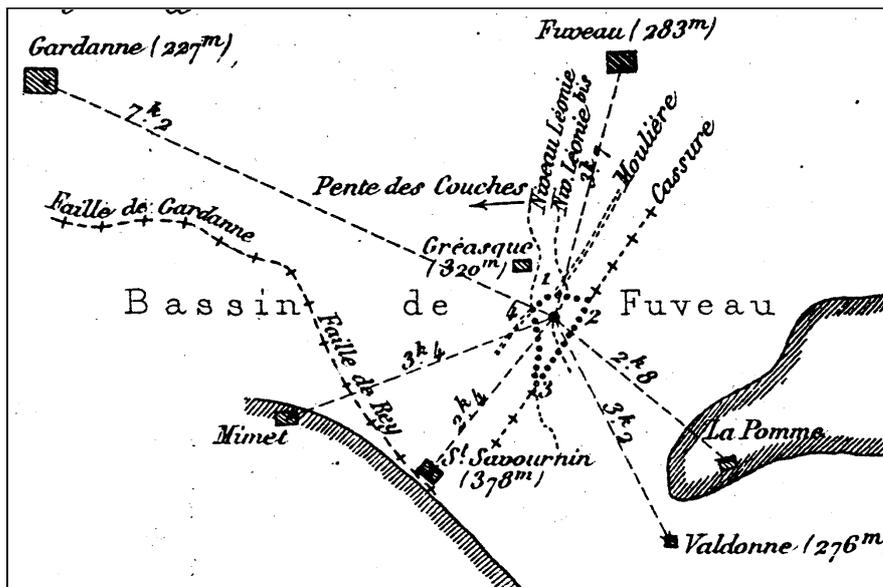


Figure 12 : Distance de l'effondrement aux villages avoisinants (Villot, 1889).

2.3.3 CAS D'UN EFFONDREMENT MINIER DANS LE BASSIN SALIFERE LORRAIN

Dans un autre contexte, on peut citer un des accidents les plus importants qui s'est produit dans une mine de sel en France, celui de la mine de Varangéville, le 31 octobre 1873 (Figure 13). Cet effondrement, qui ne dura que quelques secondes, a provoqué un séisme ressenti jusqu'à Nancy, situé à une dizaine de kilomètres de là. Cette mine exploitée en chambre et pilier montrait un taux de défrètement de 82 % et était exploitée par une méthode d'abattage par jets d'eau creusant des saignées dans les parois. Cette méthode d'abattage a ainsi fragilisé les marnes du mur (Berest et al., 2008). Cinq ans auparavant un certain nombre de signes précurseurs ont été observés (Berest et al., 2003) : des fissures apparaissent dans les piliers ; des fractures verticales, larges de 5 cm, affectaient toute la hauteur de certains piliers ; des rigoles ménagées au mur se refermaient ; le mur se soulevait de 80 cm dans une galerie ; en octobre une subsidence se développe en surface ; le 31 octobre, à 5 h du matin, une fissure apparue dans un bâtiment de la saline, la zone a été évacuée avant l'occurrence en quelques secondes de l'effondrement.



Figure 13 : Toit et pilier situés à proximité de la zone effondrée dans la mine de Varangéville. (Source : archives CSME, photo publiée dans Bérest et al., 2008)

2.3.4 CAS D'UN EFFONDREMENT RECENT DANS UNE CARRIERE DE PIERRE A CIMENT DANS LA REGION DE GRENOBLE

On peut citer un effondrement récent, celui de la carrière de VICAT à Saint Martin le Vinoux le 9 Janvier 2011 à 23:07 (TU). La secousse produite par cet effondrement a été enregistrée à plus de 300 km de là et correspond à l'énergie d'un séisme de magnitude 1,6 (SISMALP) ou 2,3 (LDG) (source OMIV). Une galerie de mine située à 400 m d'altitude, encore utilisée, a été endommagée sur 200 m de long et s'est totalement effondrée sur plus de 80 m. Plusieurs maisons ont été endommagées, dont 2 ont été évacuées (Figure 14). Des fractures et des mouvements de terrain superficiels ont été observés, dans le hameau du Mas caché, et surtout plus haut vers le sommet du Mont Rachais (à l'Est), où l'on a vu une fracture plus ou moins continue sur plus de 200 m, dans le prolongement de l'effondrement des Combes qui a eu lieu en 1987, aussi causé par l'effondrement de galeries (Figure 14, source OMIV). VICAT a mesuré d'importants pics d'émanation de radon dans les jours qui ont précédé cet effondrement. Un réseau sismologique temporaire a été installé après le choc principal par l'ISTerre. Entre le 21 et le 24 janvier, plus de 900 événements ont été enregistrés. Cette activité, bien qu'en diminution, a été enregistrée au moins jusqu'au 21 juin 2011.



Figure 14 : Effondrement de la carrière de Vicat à Saint Martin le Vinoux le 9 Janvier 2011 à 23:07 (TU). Exemple de désordres observés en surface (source OMIV).

2.3.5 SURVEILLANCE MICROSISMIQUE DE L'EFFONDREMENT D'UNE CAVITE SALINE EN ROUMANIE

Le gisement de sel d'Ocnele Mari est situé au sud de la Roumanie. Il fait 8 km de long d'est en ouest, avec une largeur de 3,5 km et une épaisseur allant jusqu'à 400 m et une pente de 20° vers le nord (Figure 15). Le sel a été exploité par dissolution pendant 25 ans et a conduit à l'extraction de 13,5 millions de tonnes de sel jusqu'à un effondrement majeur qui a eu lieu en mars 1991. Cet événement a souligné les risques liés à la présence de grandes chambres de dissolution à proximité d'une zone densément peuplée, à moins d'un kilomètre, et a provoqué l'arrêt de l'exploitation (Zamfirescu et al., 2007a).

Des mesures réalisées en 1993, après l'accident, ont montrés que six des quinze cavités créées à l'aplomb des différents forages ont été mises en communication, sur une surface estimée à 10,5 ha. Puis, un autre effondrement majeur a eu lieu sur la bordure nord de la cavité en septembre 2001 avec la formation d'un cratère de près de 200 m de diamètre et conduisant au déversement de 1,7 millions de m³ de saumure. Les blocs effondrés ont

bouché les canaux d'extraction de la saumure. Un deuxième effondrement important a ensuite eu lieu en Juillet 2004, où le cratère d'origine s'est élargi. Ce dernier événement a conduit l'exploitant à chercher une solution à ce problème d'instabilité mécanique (Zamfirescu et al., 2007a, 2007b).

Pour cela, l'effondrement de la cavité a été provoqué. Dans ce cas, il y a eu à la fois pompage de la saumure et injection d'un volume équivalent de stérile au centre de la cavité pour maintenir une pression hydraulique stable. Une surface 1 km² a été instrumentée par 36 géophones dans 12 forages à des profondeurs situées entre 160 et 360 m (Trifu et Shulima, 2010).

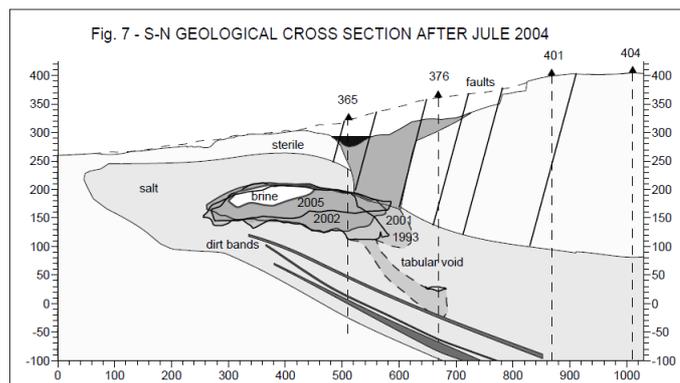
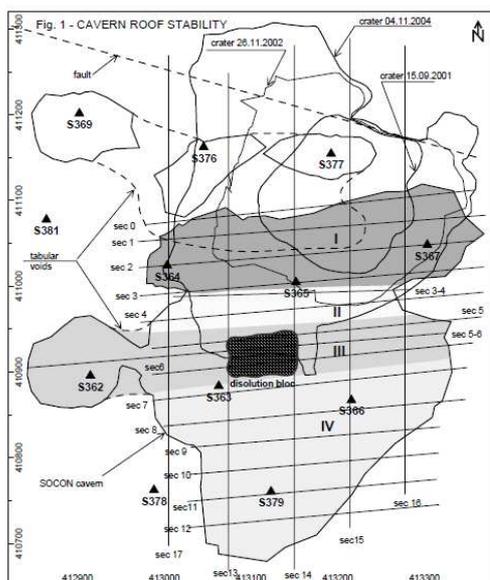


Figure 15 : Vue en plan et en coupe de l'exploitation de sel par dissolution de Ocnele Maria en Roumanie (Zamfirescu et al., 2007a, 2007b) ainsi que de l'évolution de l'effondrement.

Trifu et Shumila (2010) présentent l'analyse des données microsismiques enregistrées lors de cette expérimentation qui a duré 9 mois où 2400 événements microsismiques ont été enregistrés. Deux crises microsismiques ont été observées avant le principal effondrement et correspondent à 2 effondrements sur le site. La distribution spatiale des événements est bien corrélée avec les structures géologiques préexistantes et les structures anthropiques. La plupart des événements ont été associés à la fracturation et à la chute du toit de la cavité.

Les événements ont montré des mécanismes au foyer très différents : cisaillement pur, implosion et explosion. Notons que dans ce cas, le réseau a été conçu pour à la fois bien localiser les événements, c'est-à-dire entourer la zone d'intérêt, mais également pour bien contraindre les mécanismes au foyer, en couvrant correctement la sphère focale.

2.3.6 SURVEILLANCE MICROSISMIQUE DE L'EFFONDREMENT D'UNE CAVITE DANS UNE MINE DE POTASSE

En octobre 2006, un accident est survenu dans une des plus importantes mines de potasse du monde, située à Berezniki en Russie. Le recouvrement s'est fracturé provoquant l'écoulement d'aquifères sus-jacents dans les travaux miniers. Cela a entraîné un ennoyage et une dissolution incontrôlés des ouvrages miniers. La localisation et l'évolution exacte de l'ennoyage étaient inconnues à cause de l'impossibilité d'accès au fond de la partie de la mine concernée. Ce suivi a été réalisé grâce à des mesures géophysiques et géotechniques (Malovichko et al., 2011).

Le réseau microsismique, installé quelques jours après la catastrophe, au début de l'ennoyage, était composé de 14 puits de 30 géophones en forage, entre 10 et 50 m de profondeur. 10 000 événements ont été enregistrés sur la période.

D'octobre 2006 à juillet 2007, l'activité karstique du site n'a pas eu d'effet visible et catastrophique en surface. Cependant un affaissement de l'ordre de 3 cm/mois a été observé ainsi qu'une diminution des vitesses sismiques du recouvrement et de fortes concentrations en méthane dans le sol. En juillet 2007, un effondrement majeur a atteint le jour avec un diamètre initial de 80 m sur une hauteur de 55 m (Figure 16-a). Durant les mois qui suivirent, le cratère s'est agrandi jusqu'à atteindre à la fin de l'année 2008 la taille de 440 m x 320 m, lorsque l'ennoyage total de la mine était terminé (Figure 16-b).



Figure 16 : Apparition du fontis en surface le 28 juillet 2007 (a) et de son état d'extension le 29 novembre 2008 (b) (Malovichko et al. 2007).

Les auteurs notent qu'avant l'apparition de l'effondrement à la surface, l'activité microsismique de la zone à risque était faible, avec un contenu fréquentiel élevé. Une activité sismique anormale a été détectée 2 semaines avant l'effondrement en surface (Figure 17). Cette activité se caractérise par l'apparition d'essaims d'événements, allant jusqu'à plus de 100 événements microsismiques par jour. La répartition spatiale de ces événements montre qu'ils sont situés en subsurface à moins de 100 m de profondeur. Puis, pendant les 5 jours avant l'effondrement, l'activité microsismique enregistrée était faible, de basse fréquence et de type rafale. L'apparition au jour de l'effondrement s'accompagne d'une activité sismique importante sur plusieurs jours. Ensuite, l'activité est restée soutenue témoignant de l'agrandissement du cratère.

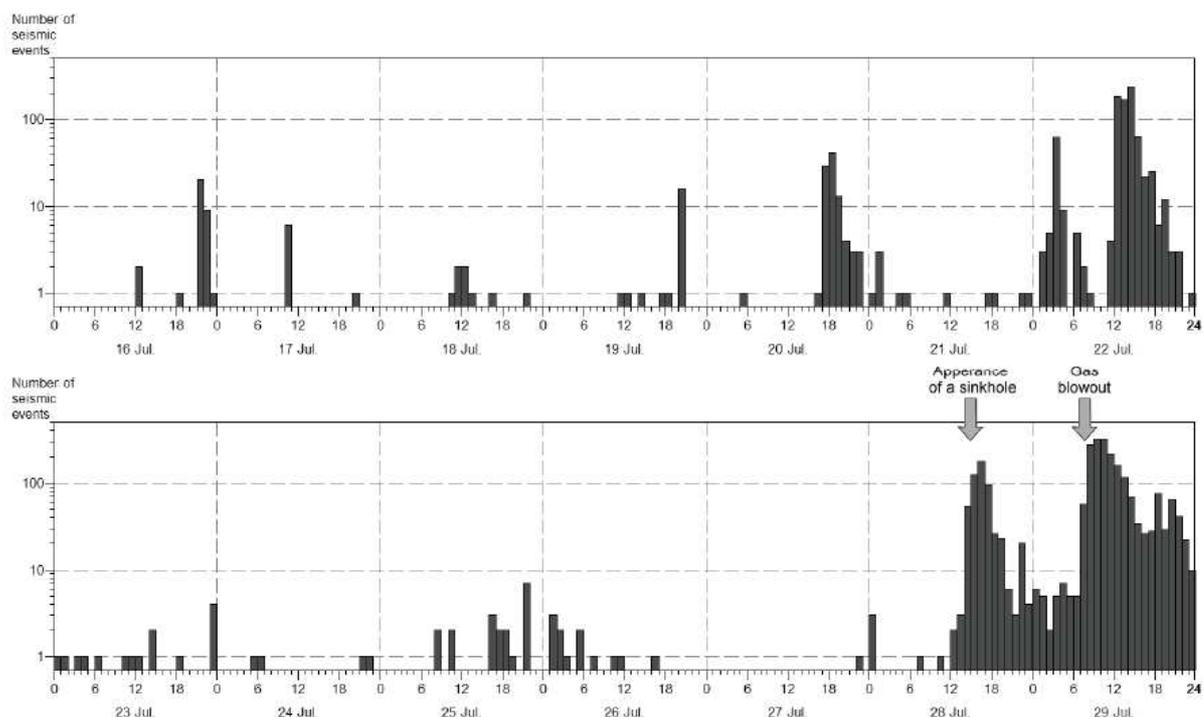


Figure 17 : Historique de l'activité microsismique de la zone à risque avant et pendant l'effondrement (Malovichko et al. 2011).

2.4 CONCLUSION

De cet état de l'art, on peut conclure que l'occurrence d'une instabilité, dans les mines exploitées en chambres et piliers, est souvent précédée de dégradations du toit, et/ou du mur et/ou des piliers. Cependant, il est apparu nécessaire d'aller au-delà de ces indices visuels pour juger de la stabilité de ces édifices miniers. D'autres paramètres physiques ont été ainsi instrumentés dans l'espoir de détecter la mise en place de ces instabilités au plus tôt et sans intervention humaine. Le principe de cette surveillance est basé sur la détection de phases d'accélération de ces observables au fur et à mesure que le phénomène se développe. Dans le cas de l'effondrement de Rochonvillers, ce sont les déformations qui s'accroissent sur les 3 cannes de convergence. Pour Nondkeil, bien qu'il n'y ait pas eu d'affaissement en surface, les crises microsismiques observées ont bien été corrélées avec des désordres constatés au fond. Elles témoignent de la dégradation lente du stot. La surveillance microsismique permet donc de suivre cette évolution très en aval de l'apparition des effets en surface.

Nous avons également constaté que la cinétique du phénomène redouté, est un des paramètres ayant une incidence directe sur les capacités d'un système de surveillance, notamment microsismique, à détecter les signes précurseurs d'une instabilité. Si le phénomène est très rapide (quelques heures à quelques jours), le système peut-être inefficace car le délai d'alerte devient trop court ou la date exacte de l'occurrence devient difficile à prévoir pour la mise en sécurité des personnes. Si le phénomène est lent (plusieurs mois) et continu, les signes précurseurs peuvent devenir difficiles à interpréter, ou sont inexistantes. Cependant, ces situations ne posent pas de problèmes de sécurité publique, même si des dégâts matériels peuvent être constatés. Le domaine d'application de la technique de surveillance microsismique se situe donc entre ces deux extrêmes, c'est-à-dire, lorsque le phénomène d'instabilité redouté est rapide sans être trop brutal pour laisser le temps d'une évacuation de la population affectée.

Les sources sismiques attendues en domaine minier peuvent être différentes de celles observées dans la sismicité naturelle. En effet, les chutes de toit, les coups de terrain ou les ruptures de piliers présentent des composantes non double-couple, contrairement aux sources générées par des failles tectoniques. L'eau joue un rôle particulier dans la génération de la sismicité des travaux miniers ennoyés. Cette sismicité est induite par la montée du front d'envoyage mais également par les variations de ce niveau (battements de nappe). Cette activité peut être concomitante ou différée par rapport à la montée des eaux dans les travaux. Les failles naturelles ou les fractures d'origines minières peuvent être réactivées. La tectonique régionale joue un rôle important dans le déclenchement de cette sismicité. Enfin, la « fragilité » des travaux miniers peut également jouer un rôle dans la réactivation de ces failles, lorsqu'ils sont situés à proximité.

3. CALIBRATION DES RESEAUX DE SURVEILLANCE OPERATIONNELLE POUR LA DETECTION DES SIGNES PRECURSEURS : EXPERIMENTATION DE TIR DE CALAGE CAMI-AFT

3.1 CONTEXTE ET OBJECTIFS

L'ennoyage des bassins ferrifères lorrains sud et centre dans les années 1990 s'est accompagné d'une série d'accidents miniers en zones urbanisées, dont les affaissements à l'aplomb d'exploitations profondes de 1996 d'Auboué, de 1997 à Moutiers et de 1999 à Roncourt, ainsi que les fontis survenus en 1998 à Moyeuve-Grande au droit d'exploitations peu profondes en marge du bassin minier (cf. §.2.1).

Des études d'aléa et de risques miniers ont depuis lors été réalisées. Elles ont conduit, dans le cadre de la surveillance après-mine, à la mise en place de divers moyens de surveillance sur les sites concernés dont, en particulier, une trentaine de réseaux de surveillance microsismique déployés sur les zones à fort enjeu pour l'ensemble du bassin ferrifère lorrain (cf. §.2.1).

Dans le bassin nord, la mise en service de 11 réseaux parmi ces derniers, dont 6 dans le bassin d'ennoyage, a constitué une condition préalable à l'arrêt du pompage des eaux d'exhaure. Cependant, avant l'ennoyage de ce bassin, aucune activité microsismique notable n'a été enregistrée dans les zones surveillées. Les événements détectés sont de faible énergie au capteur. Ils soulèvent de réelles difficultés d'analyse quantitative, notamment en termes de localisation et de répartition spatio-temporelle, indispensables à la compréhension des mécanismes d'instabilités locales.

C'est pourquoi, la perspective du démarrage de l'ennoyage du bassin ferrifère nord fin 2005 a motivé la réalisation d'une expérimentation de calage par tirs d'explosifs sur six zones instrumentées encore accessibles par le fond (expérimentation baptisée CAMI-AFT pour CALage Mlcrosismique – Audun, Fontoy, Tressange). L'objectif était de s'assurer de la bonne sensibilité des dispositifs de surveillance et de calibrer les procédures de traitement de données, de localisation et énergie à la source à partir de signaux artificiels parfaitement connus en termes de localisation et d'énergie à la source.

Notons que l'ennoyage du bassin nord a débuté le 1er décembre 2005 et s'est poursuivi jusqu'au débordement constaté en mars 2008 au niveau du rejet vers la vallée de la Fensch. Le niveau statique du réservoir minier s'est stabilisé peu après à la cote 207,5 m NGF. Une activité microsismique très peu marquée, en fréquence et en énergie des signaux, a été enregistrée durant la période de mise en eau pour les 6 réseaux concernés à savoir Angevillers, Aumetz, Fontoy, Havange, Nondkeil et Tressange (rapports annuels GISOS 2007 & 2008).

3.2 CONTEXTE GEOLOGIQUE DU BASSIN FERRIFERE LORRAIN

Le bassin ferrifère, localisé sur la bordure orientale du bassin parisien, s'étend sur une distance de 100 km environ, entre les villes de Luxembourg au Nord et de Nancy au sud, et sur 20 à 30 km d'est en ouest. L'anticlinal de Pont-à-Mousson partage la région en deux zones géologiques distinctes : le bassin de Briey-Longwy-Thionville au nord et le bassin de Nancy au sud (Figure 18). Les formations du bassin ferrifère Lorrain sont d'origine marine et n'ont quasiment pas subi de déformation après leur dépôt. Cependant le bassin est découpé par de grandes failles normales plurikilométriques d'orientation NE-SW. Le gisement est quasi horizontal avec un pendage moyen régulier de 3% vers le sud-ouest, sauf à proximité des grandes fractures où le pendage local peut atteindre 10°, comme par exemple au niveau de la faille d'Audun-le-Tiche.

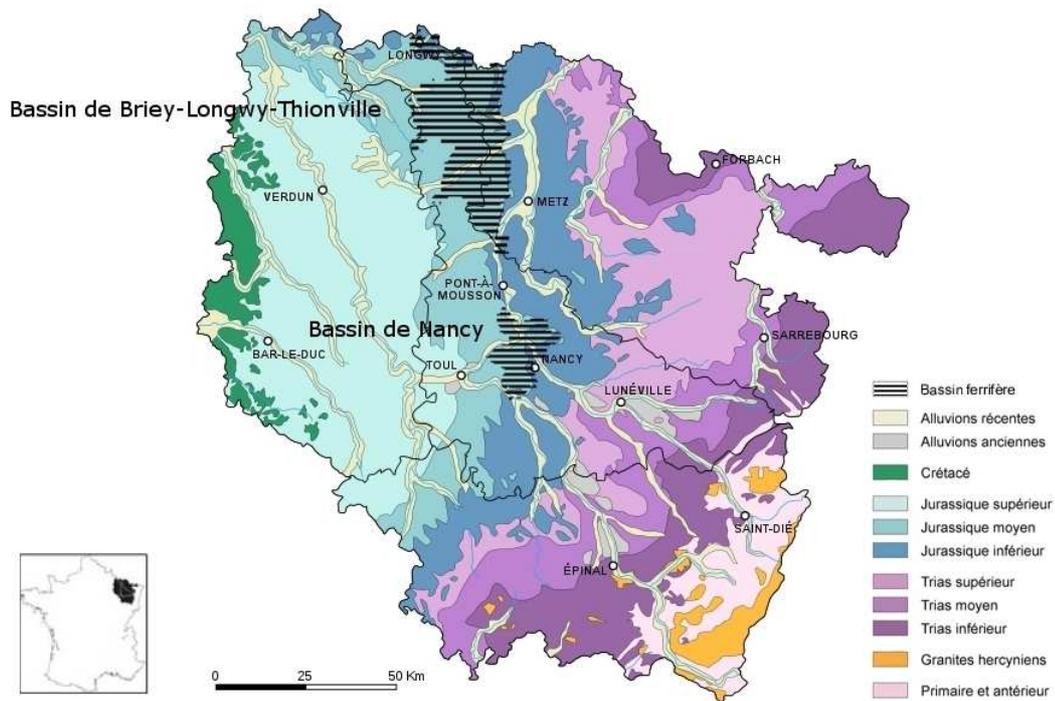


Figure 18 : Carte géologique de la Lorraine et localisation du bassin ferrifère de Briey-Longwy-Thionville et de Nancy (BRGM).

Le gisement de minerai de fer, d'âge alénién, est inséré dans la succession géologique entre le Lias et le Dogger (subdivisions du Jurassique, d'après Tincelin, 1958). Le recouvrement marno-carbonaté appartient au Bajocien. De manière générale, les différentes formations géologiques, rencontrées dans le bassin sont les suivantes (Bennani et Homand, 2004) : (1) les calcaires oolithiques de Doncourt ; (2) les calcaires oolithiques de Jaumont ; (3) les calcaires à Polypiers, supérieurs et inférieurs ; (4) les calcaires d'Haut-Pont ; (5) les calcaires d'Ottange ; (6) les marnes de Charennes ; (7) la formation ferrifère. La géométrie, l'épaisseur et l'extension de ces séries peuvent varier latéralement de façon rapide. Toutes ces formations ne sont pas présentes sur tous les sites d'expérimentation. Les calcaires oolithiques de Doncourt, par exemple, ne sont présents qu'à l'ouest du bassin ferrifère.

La formation ferrifère peut être considérée comme une alternance de marnes et de minerai. Son épaisseur varie de 0 à 65 m avec une valeur moyenne de 40 m (Montage et al., 1992). Le minerai de fer est de type oolithique. Neuf couches minéralisées ont été dénombrées sur la totalité du bassin (Maubeuge, 1955), nommées en fonction de la couleur des oolithes. La teneur moyenne en fer des couches exploitées est faible et de l'ordre de 30 % à 35 % (30 % pour être exploitable). De ce fait, le minerai est qualifié de « minette », diminutif du mot mine.

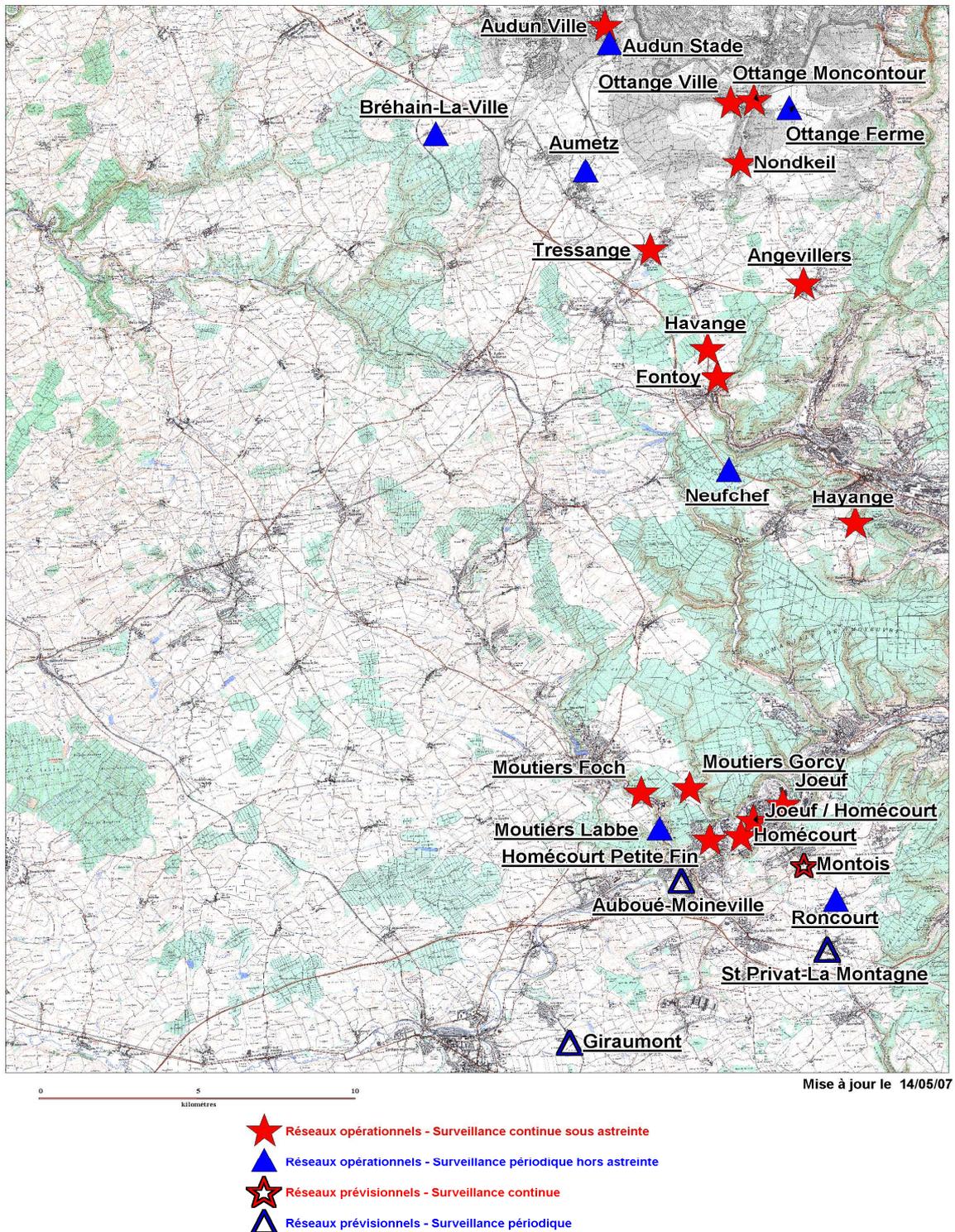
En général, plusieurs couches ont été exploitées par concession. L'exploitation a été réalisée par la méthode des chambres et piliers au droit des zones urbanisées, et par défilage en dehors de ces zones. Au total, 3,1 milliards de tonnes de minerai de fer ont été extraites, soit environ 1,2 milliards de m³ sur une surface de 1700 km².

3.3 CONCEPTION DE L'EXPERIMENTATION DE TIRS DE CALAGE

L'expérimentation de tir de calage CAMI-AFT a été réalisée par l'INERIS entre octobre 2005 et mai 2006, sur les communes d'Audun-le-Tiche, Fontoy, Tressange, Ottange et Moutiers (Figure 19). Celles-ci sont équipées de réseaux de surveillance microsismique déployés depuis la surface pour la surveillance des travaux miniers souterrains

abandonnés. Ces travaux miniers étaient, lors de l'expérimentation, accessibles pour l'ensemble des sites, excepté celui de Moutiers, situé dans le bassin sud, qui était déjà ennoyé. Les autres sites sont ennoyés depuis 2005.

La mine d'Angevillers a fait l'objet également de tir de calage en 2010, mais dans un autre contexte. Les résultats de cette expérimentation spécifique font l'objet du chapitre 4.



Réseaux de surveillance microsismique

Figure 19 : Réseaux de surveillance microsismique déployés dans le bassin ferrifère Lorrain.

L'objectif principal de l'expérimentation de calage était de quantifier certains paramètres physiques liés à la propagation d'ondes, à partir de sources contrôlées, pour apporter des améliorations dans l'analyse et l'interprétation des signaux microsismiques enregistrés par le réseau de surveillance considéré.

Excepté pour le site de Moutiers, où les tirs de calage ont été réalisés à partir d'un forage en surface, l'expérimentation a consisté à procéder à des tirs de dynamite de faible charge dans des piliers de mine (Figure 21), à des profondeurs comprises entre 50 et 250m depuis la surface du sol selon le site ; le but étant de simuler un événement microsismique en fond de mine (Figure 20).

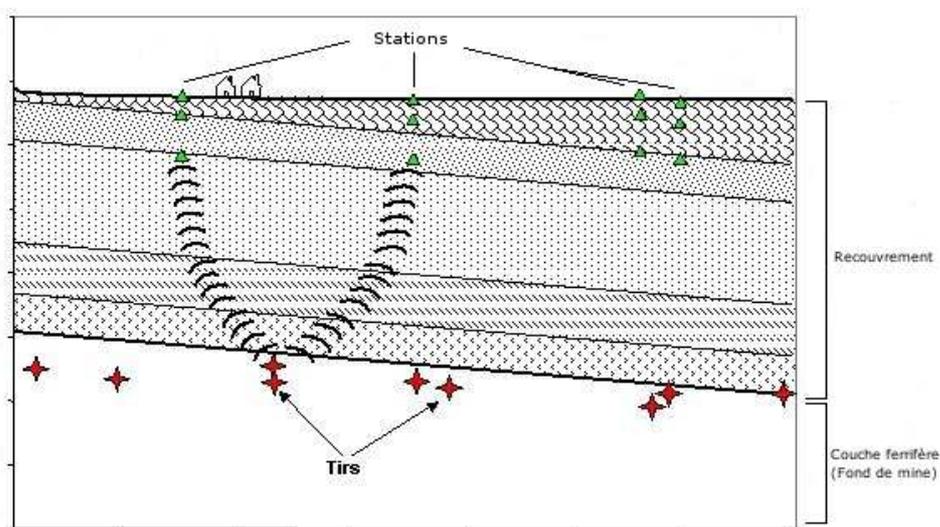


Figure 20 : Principe de l'expérimentation de tir de calage.



Figure 21 : Mise en place du bourrage lors de la préparation d'un forage de tir.

Les charges explosives ont été choisies de façon à produire un signal avec un rapport signal/bruit suffisamment important pour être exploitable (supérieur à 10), sans pour autant saturer les capteurs. Sans préjuger de leur représentativité par rapport à la rupture des roches, ces charges ont été dimensionnées pour fournir des sismogrammes de la meilleure qualité possible à la fois sur les stations les plus proches du tir considéré et les stations les plus éloignées pour chaque réseau de surveillance et chaque zone étudiée.

Afin de tester et de caler les formulations et paramètres de caractérisation des foyers à la source, des sources de différentes charges et orientations ont été utilisées. Ainsi, les tirs présentaient des charges variant de 0,5 à 12 kg de dynamite en fonction du site d'expérimentation et de sa configuration.

Enfin, la répartition des tirs devait assurer une couverture maximale en termes d'azimut et pendage du rai émergent aux stations. Ce dernier point devait permettre de tester le meilleur échantillonnage possible des données d'entrée à traiter pour évaluer les capacités des outils numérique utilisés, notamment pour l'étude de la polarisation des ondes directes et pour la localisation des foyers.

Au total, 1683 signaux ont été enregistrés pour la totalité de l'expérimentation CAMI-AFT (Tableau 2).

Site surveillé	Date	Nombre de tirs	Charge explosive (kg)	Nombre de signaux
Fontoy	Oct-Nov 05	13	3 – 12	130
Tressange	Oct. 05	13	2 – 5	260
Audun-le-Tiche	Nov. 05	11	2 – 9	165
Nondkeil	Avril 04 et Janv. 06	10	0,5 – 2	140
Ottange	Mai 06	18	2 – 10	468
Moutiers	Nov. 05	5	1 – 5	115
Maxéville	Janv. 08	8	1 – 6	80
Angevillers	Sept. 10	25	0,1 - 20	325
Total		103	0,1 – 20	1683

Tableau 2 : Récapitulatif des tirs de calage réalisés dans le bassin ferrifère lorrain.

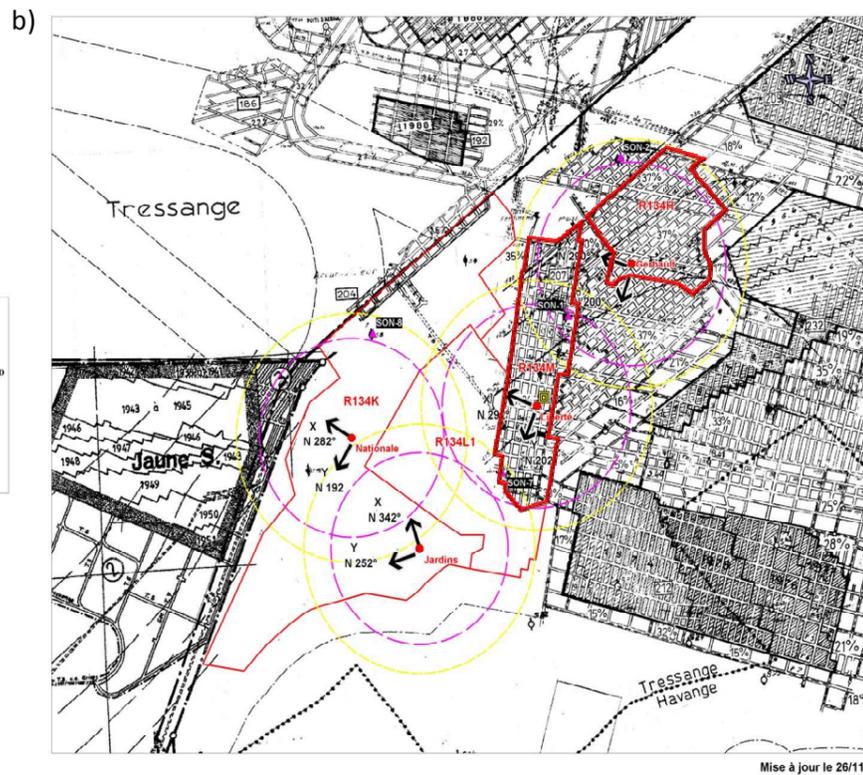
3.4 INSTRUMENTATION MICROSISMIQUE DEPLOYEE SUR LES ZONES A RISQUES ET SURVEILLANCE OPERATIONNELLE

Comme exposé dans l'état de l'art, les études menées par GEODERIS pour définir les zones d'aléas (Josien et al., 2010 ; GEODERIS, 2007) montrent que deux types d'aléas sont potentiellement à craindre dans le bassin ferrifère, à savoir l'affaissement et l'effondrement brutal.

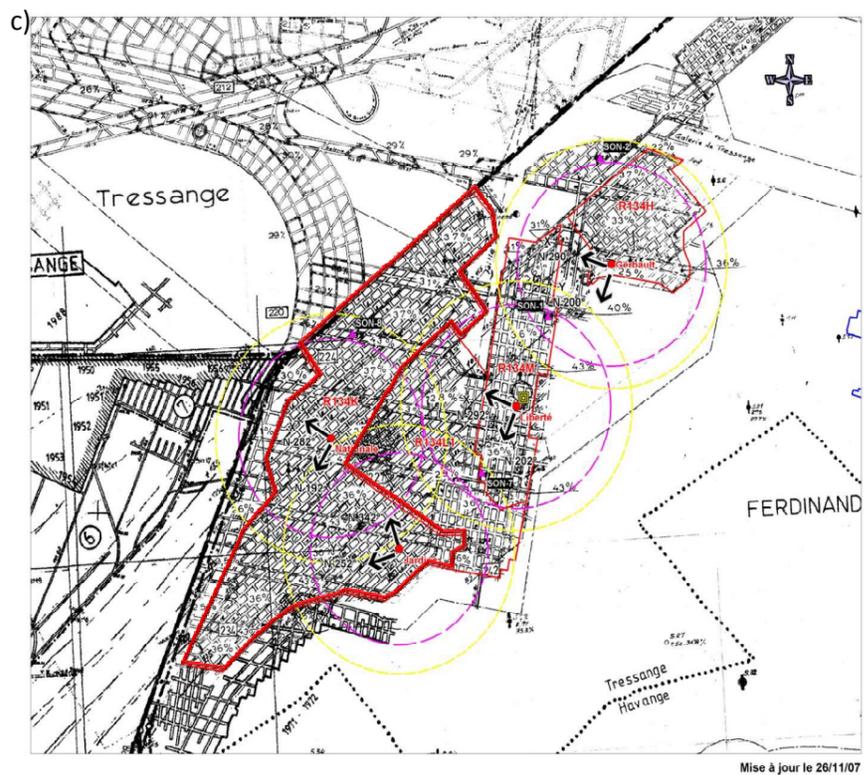
La définition des zones d'aléas a été suivie de la mise en place de réseau de surveillance microsismique. En général, ils sont composés d'une ou plusieurs stations de mesure microsismique, dont l'implantation est définie de manière optimale par rapport aux dimensions de la zone à surveiller, aux enjeux et aux contraintes techniques d'installation et maintenance (Figure 22).



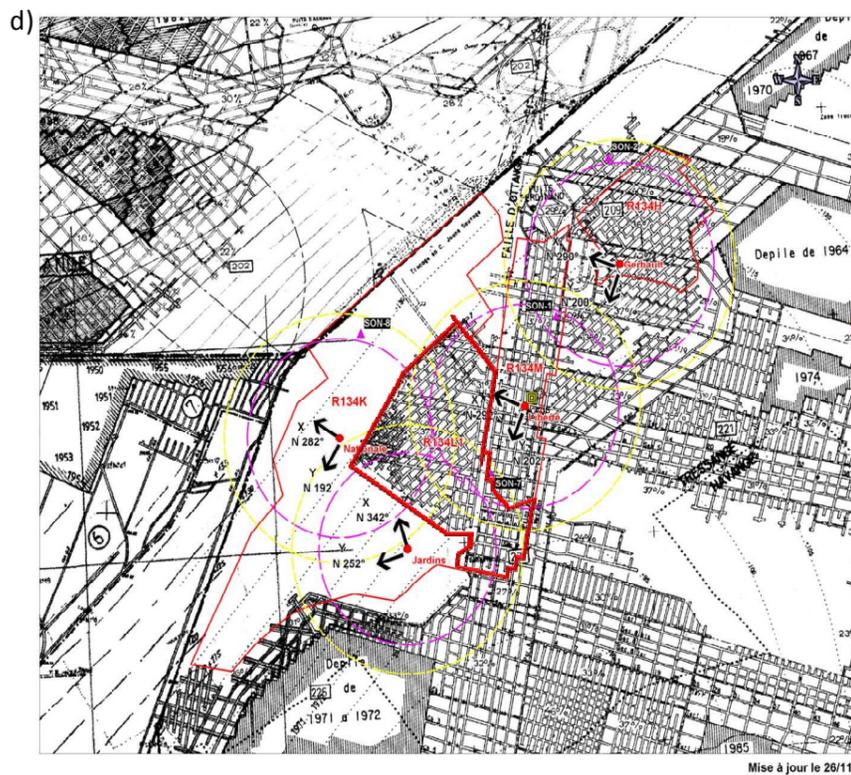
TRESSANGE



TRESSANGE
Couche jaune sauvage



TRESSANGE
Couche brune



TRESSANGE
Couche grise



Figure 22 : Exemple du réseau de surveillance de Tressange. a) vue aérienne du réseau ; b) plan de la première couche exploitée « Jaune Sauvage » et des deux zones à risque associées ; c) plan de la seconde couche exploitée « Brune » et de la zone à risque associée ; d) plan de la troisième couche exploitée « Grise » et de la zone à risque associée.

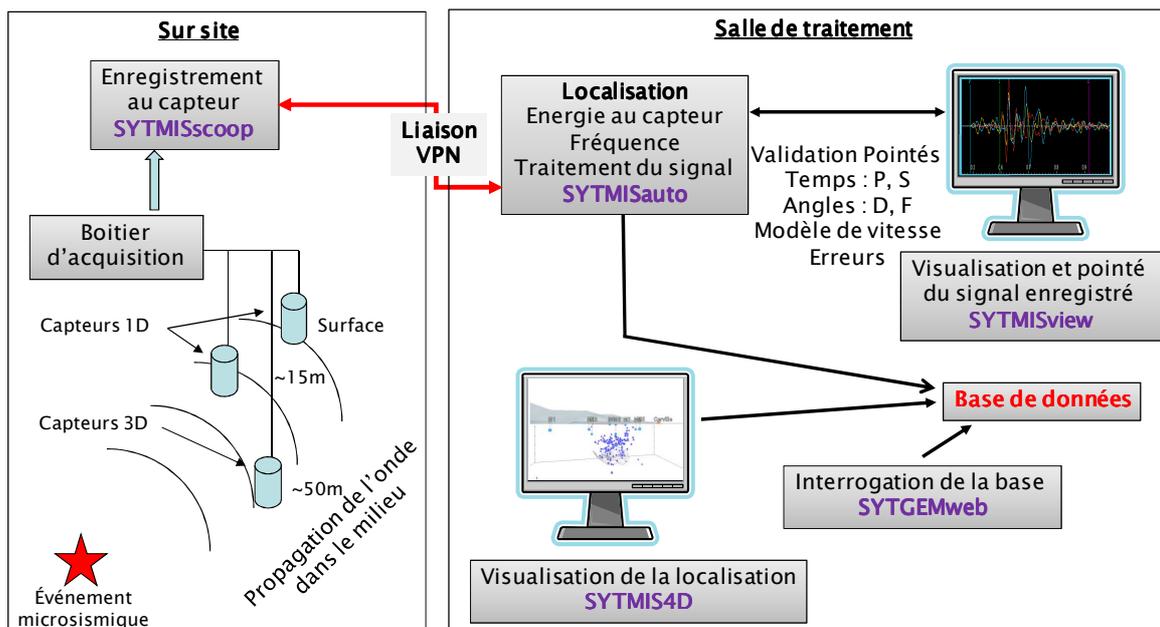


Figure 23 : Synoptique d'un réseau de surveillance.

Chaque station de mesure est composée de trois sondes équipées de géophones miniature large bande généralement cimentées en forage comme suit : une sonde 1D située en surface, une sonde 1D à ~ 15 m de profondeur et une sonde 3D à ~ 50 m de profondeur (Figure 23). Les stations sont reliées à une unité d'acquisition qui assure la détection, l'enregistrement et le transfert automatique en temps réel des données de mesure par liaison haut débit sécurisée au CENARIS à l'INERIS – Nancy (Figure 23).

Dans le cadre de ce rapport, on s'intéressera principalement aux sites de Tressange, Fontoy et Ottange.

3.4.1 SITE D'EXPERIMENTATION DE TRESSANGE

Le site d'expérimentation de Tressange est situé dans le bassin ferrifère nord. Cette concession ARBED est accessible via le carreau de la Mine Saint-Michel à Audun-le-Tiche (57).

Ce site présente 4 zones sous surveillance, à savoir, les zones R134H, R134K, R134L, R134M hiérarchisées par GEODERIS à « risque d'affaissement progressif ».

L'exploitation minière a concerné (Figure 22) :

- sur la zone R134K, la couche brune uniquement avec un taux de défrètement de 36% ;
- sur la zone R134K, les couches grise et brune avec un taux de défrètement de 37% ;
- sur les zones R134H et R134M, les couches jaune sauvage, grise et brune avec un taux de défrètement de 37%.

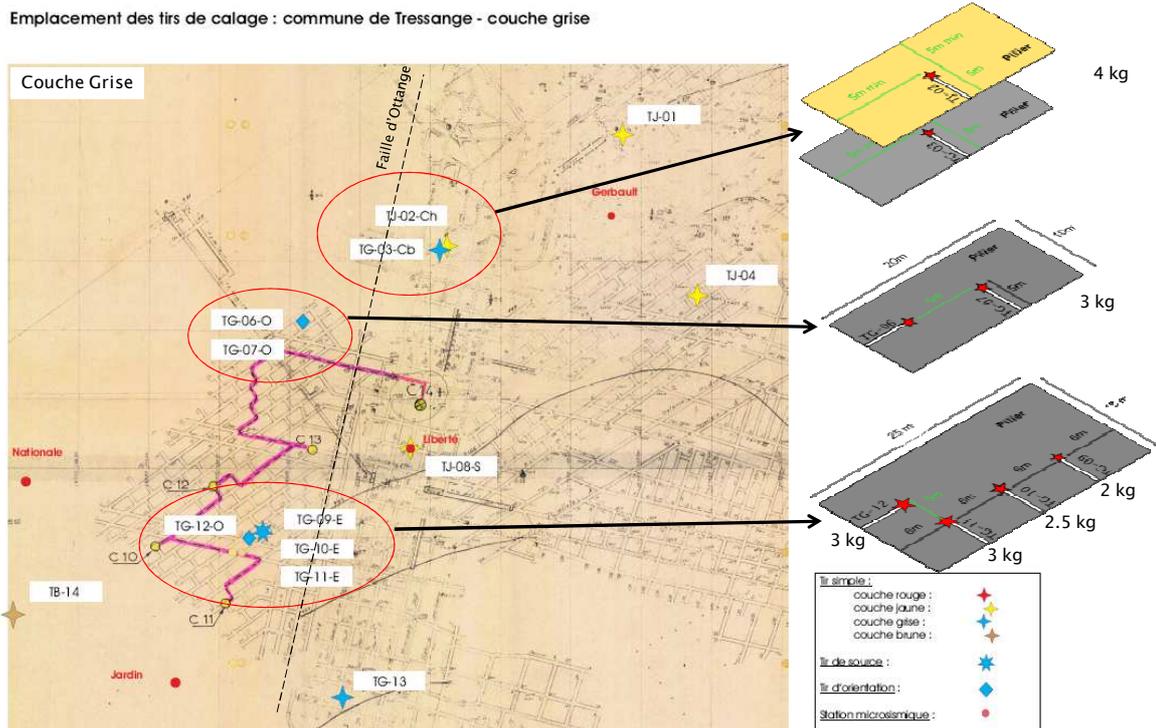
Les quatre stations de télésurveillance microsismique Gerbault, Liberté, Jardins et Nationale qui constituent le réseau de Tressange sont opérationnelles depuis avril 2004. Celles-ci sont reliées à la même unité d'acquisition située dans un local construit à proximité immédiate de la station de mesure Liberté (Figure 22).

Le site Tressange est situé sur la partie orientale d'un système de failles qui s'étend de Mont-Bonvillers à Ottange, orienté SW-NE au NNE-SSW. A noter la présence de la faille d'Ottange, orientée NNE-SSW, à Tressange (Figure 22). Le rejet de la faille est de

plusieurs mètres et le bloc Est est le bloc abaissé avec des couches qui présente un pendage régional de l'ordre de 3% vers l'ouest (Lopes, 2002).

Comme le montre la Figure 24, les stations Nationale et Jardins sont situées sur la partie ouest de la faille alors que les autres stations sont situées sur le côté est. Le puits Ferdinand, qui est situé à l'ouest de la station de Gerbault montre la structure géologique du site qui est composé de six principaux faciès (Figure 32). La structure géologique adoptée pour Tressange est basée sur ces différentes caractéristiques.

Un total de 13 tirs a été réalisé en couche Grise, Jaune et Brune générant ainsi 260 sismogrammes (Figure 24).



3.4.2 SITE D'EXPERIMENTATION DE FONTOY

Le site d'expérimentation de Fontoy est situé dans le bassin ferrifère nord. Cette ancienne concession Bassompierre était accessible via le carreau de la mine Saint-Michel à Audun-le-Tiche (57). Le site est aujourd'hui ennoyé.

L'exploitation minière a concerné 2 couches superposées, à savoir :

- la couche jaune avec un taux de défrètement de 43% ;
- la couche grise avec un taux de défrètement de 39%, ainsi qu'un défilage massif au nord de la zone sous surveillance.

Ce site présente deux zones sous surveillance, à savoir :

- la zone R129K1 à risque d'affaissement progressif ;
- la zone R129G1(G2)1b à risque d'effondrement brutal non écarté.

Pour la zone R129K1, seule la couche grise a été exploitée. La profondeur minimale au toit de cette couche est de 130 m à partir de la surface. Quant à la zone R129G1(G2)1b,

les couches grise et jaune ont été exploitées. La profondeur minimale au toit de la couche la moins profonde, la couche jaune, est de 175 m à partir de la surface.

Le site comprend deux stations de télésurveillance microsismique, nommées Burger et Paulusgrund, possédant chacune une sonde 3D et deux sondes 1D et respectivement implantées sur les zones R129K1 et R129G1(G2)1b.

Deux campagnes de tirs ont été effectuées, correspondant à 13 tirs au total, soit 130 signaux acquis (Tastet, 2006). Douze d'entre eux se situent dans la couche grise et un dans la couche jaune (Figure 26). La problématique liée à ce site est d'accommoder la procédure de localisation au deux zones sous surveillance.

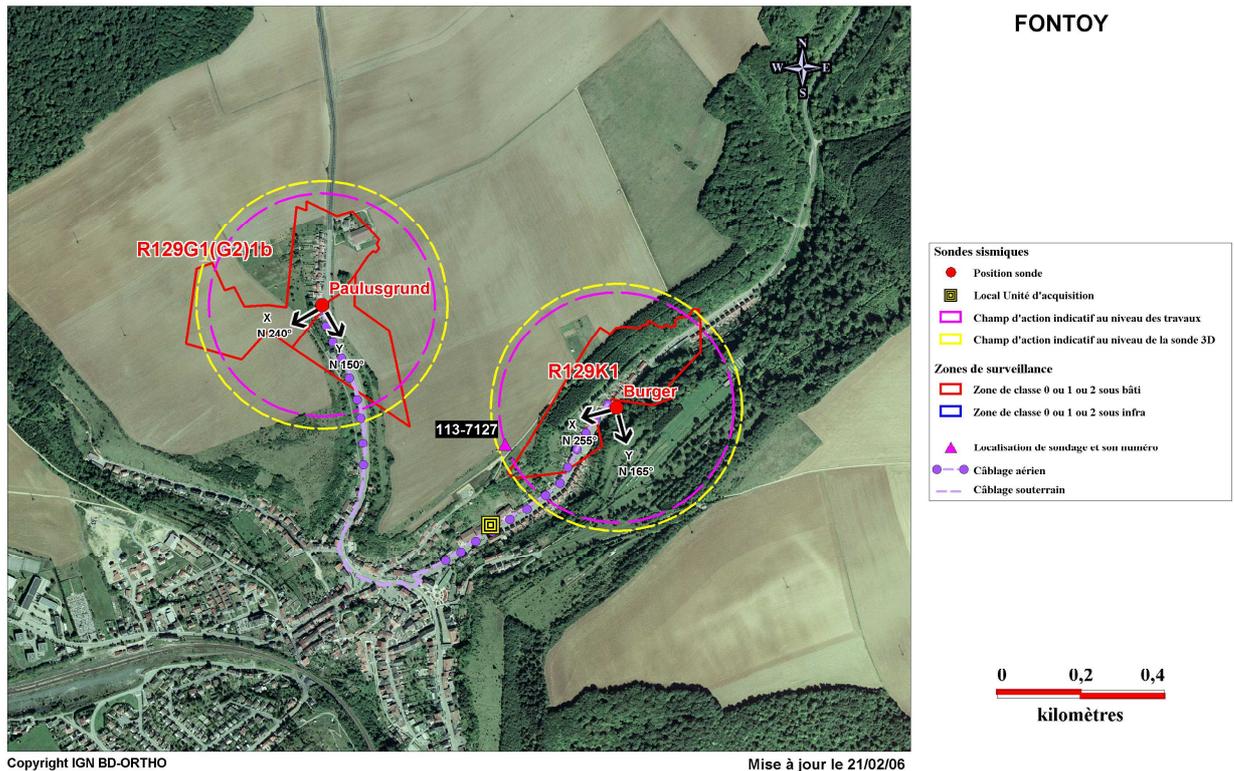


Figure 25 : Localisation des zones à risque et des stations de surveillance du site de Fontoy.

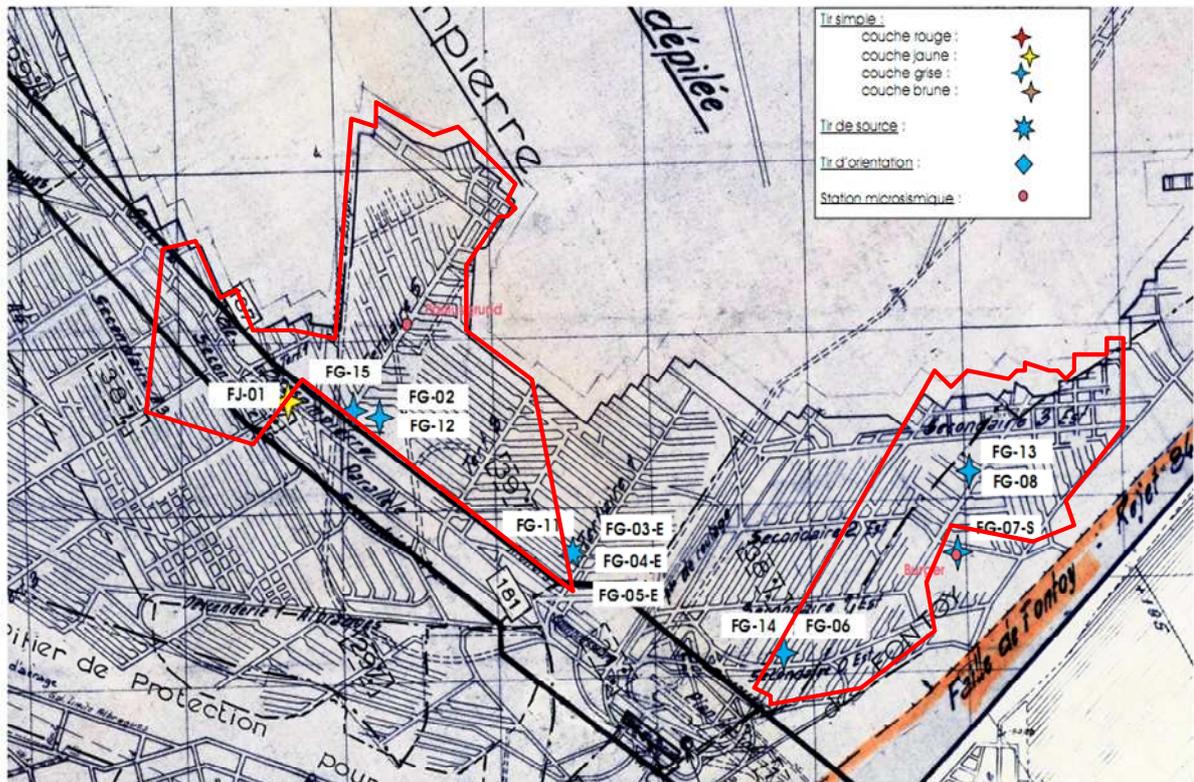


Figure 26 : Plan de position des tirs de calage sur le site de Fontoy, couche Grise.

3.4.3 SITE D'EXPERIMENTATION D'OTTANGE

Le site d'expérimentation d'Ottange est situé dans le bassin ferrifère nord et comprend les anciennes concessions Montrouge et Ottange. Ce site était accessible par une descenderie située au nord de la commune, ou encore, via le carreau de la mine Saint-Michel, à Audun-le-tiche (57).

L'exploitation a été effectuée par chambres et piliers dans cinq couches superposées (couche rouge supérieure, rouge principale, jaune supérieur, jaune principale et grise). Ce site présente plusieurs quartiers exploités en double hauteur ainsi qu'un dépilage important au nord-ouest de la zone, affectant quatre des couches exploitées. Il est aussi traversé en son centre par une faille avec une direction nord-est sud-ouest et un rejet de 10 m au sud puis 5 m vers le nord. Notons que l'épaisseur du recouvrement est très faible sur ce site, de l'ordre de 30 mètres.

La commune présente neuf zones sous surveillance. Huit d'entre elles sont à risque d'affaissement progressif et une zone est à risque d'effondrement brutal (R11A2(4)).

Deux réseaux de surveillance ont été installés pour l'ensemble de la commune. Le premier réseau, nommé Ottange ville, comprend trois stations de mesure nommées Monceau, Sainte Barbe et Saint Félix. Le deuxième réseau, nommé Ottange Moncontour, comprend deux stations de mesure nommées Nelling et Grauve. La station Nelling est la seule qui soit située à l'est de la faille.

Lors de l'expérimentation de tirs de calage, un total de 18 tirs a été effectué (Tastet, 2007), soit 450 signaux acquis (Figure 28). Seize de ces tirs ont été effectués dans la couche grise (six à l'Est de la faille et dix à l'Ouest) et deux dans la couche jaune principale (localisés à l'Ouest de la faille).

Notons que même si ses caractéristiques sont bien connues, la faille ne pourra pas être modélisée dans la construction du modèle de vitesse ou implémentée dans le module de localisation. Cependant, la procédure de localisation doit se justifier par une précision équivalente de part et d'autre de celle-ci.

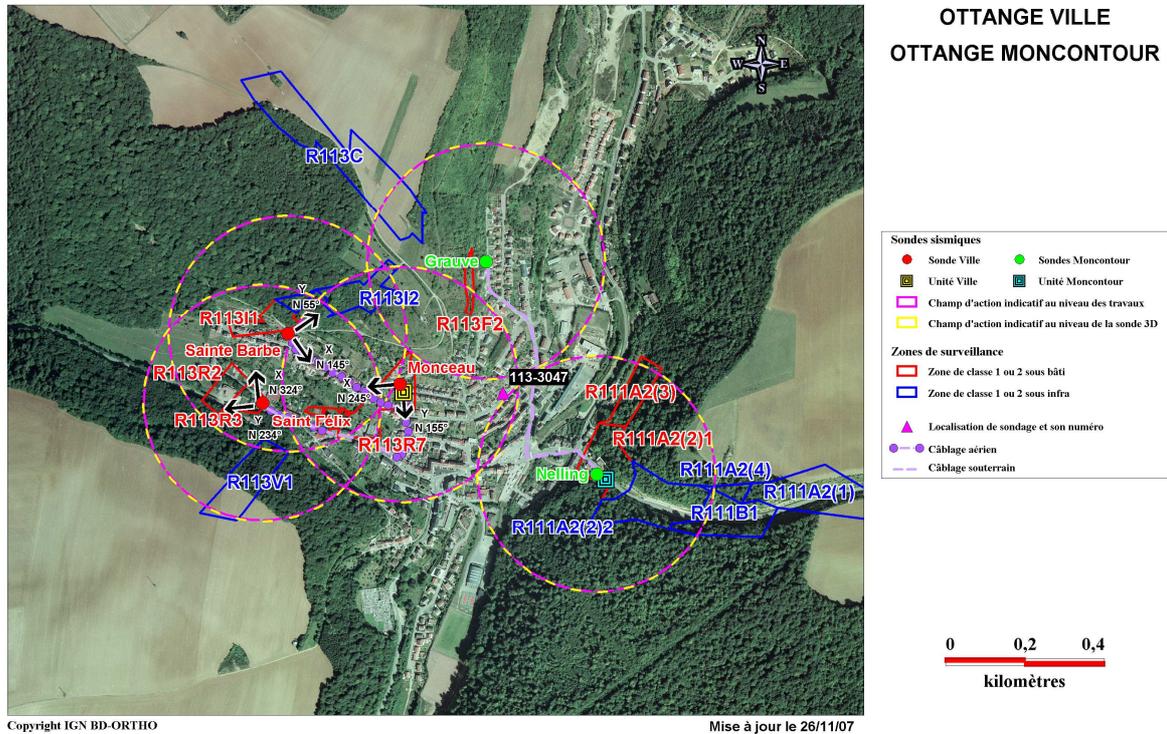


Figure 27 : Localisation des zones à risque et des stations de surveillance d'Ottange.

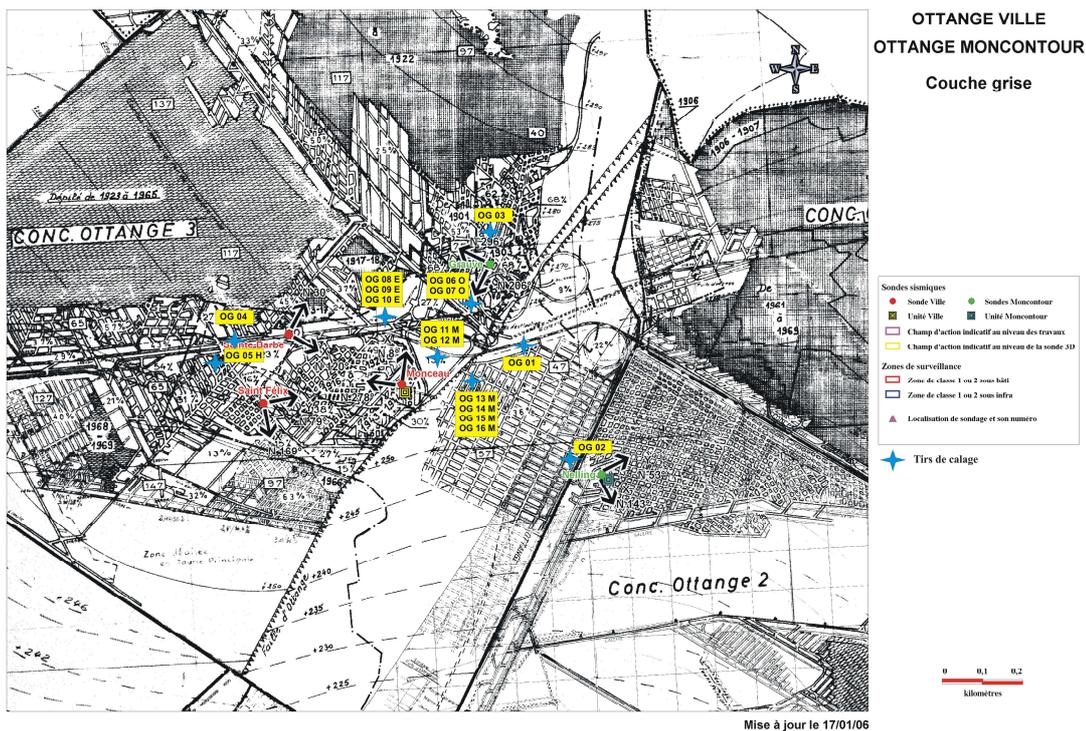


Figure 28 : Plan de position des tirs de calage sur le site d'Ottange, couche Grise.

3.5 METHODE DE LOCALISATION DES EVENEMENTS MICROSISMQUES

La localisation d'un événement microsismique est la première étape indispensable qui permet ensuite de pouvoir caractériser les paramètres à la source tels que la magnitude et le mécanisme à la source.

Localiser un événement microsismique consiste à calculer sa position X, Y et Z et son temps d'origine T_0 à partir des temps d'arrivée des ondes P et éventuellement S ainsi qu'à partir des angles polarisation (direction du rai à la sonde). Notons qu'en sismologie « classique » les angles de polarisation sont rarement utilisés pour la localisation à cause des chemins complexes des rais dans la croûte terrestre. En champ proche cette information est cruciale pour localiser les événements notamment avec une seule sonde 3D.

Trouver la position et le temps d'origine d'un événement à partir des données ou observables revient à résoudre un problème inverse c'est-à-dire à calculer la position dans l'espace ainsi que le temps origine des événements microsismiques en minimisant l'écart entre les données observées issues de l'analyse des sismogrammes et des données calculées à partir d'un modèle de propagation des ondes.

La résolution de ce problème inverse est bien souvent mal contrainte (les événements sont souvent de très faible énergie et enregistrés par une station de mesure unique ; les sismogrammes ne présentent pas d'ondes S). De plus la qualité de la localisation dépend principalement de la représentativité du modèle de vitesse utilisé pour modéliser la propagation des ondes. Les tirs de calage permettent, en particulier, de mieux contraindre cet aspect de la localisation.

Dans cette partie, nous allons rappeler quelques notions de base sur la résolution du problème inverse pour mieux comprendre le fonctionnement de l'algorithme de localisation. Puis nous expliciterons les hypothèses adoptées pour la construction du modèle de propagation.

3.5.1 PROBLEME DIRECT / INVERSE

Le problème direct décrit la manière dont les paramètres d'un modèle théorique se traduisent en effets observables expérimentalement. Soit :

$$d = G(m)$$

où :

- d représente les données mesurées ou observables ;
- m correspond aux paramètres du phénomène ;
- G est un opérateur reliant les données aux paramètres ;

Dans le cas de la localisation d'un événement microsismique, d correspond aux temps d'arrivée des ondes de volume et/ou des angles de polarisation (azimuts et/ou pendages); m, aux coordonnées de l'hypocentre et au temps d'origine de l'événement ; G dépend du modèle de propagation des ondes.

Le problème inverse consiste à essayer d'approximer au mieux les paramètres m qui permettent de rendre compte des données d observées. Il s'agit, après avoir fixé la fonction G, de trouver la position de la source d'un événement microsismique à partir des enregistrements aux sondes.

Pour ce faire, un critère appelé fonction objectif est minimisé. Cela consiste à évaluer l'écart entre les données observées et celles estimées à partir d'un modèle théorique. La méthode de localisation implémentée dans le module de localisation de notre logiciel SYTMISauto repose sur une approche probabiliste (Tarantola et Valette, 1982). Elle revient à minimiser l'écart entre données observées et calculées, c'est à dire à maximiser la probabilité de présence d'un foyer (*pdf*) en un point de l'espace.

La formulation qui a été introduite prend en compte à la fois des temps d'arrivée des ondes de volume et des angles d'incidence (azimut et pendage des rais incidents) aux sondes 3D. Cette nouvelle formulation conduit ainsi à maximiser la *pdf* donnée (Contrucci et al., 2010) :

- En norme L2 par :

$$pdf_{L2} = k \exp \left\{ - \sum_{obs_i} \frac{[Tobs_i(x) - Tcalc_i(x)]^2}{\sigma_i^2} - \sum_{obs_j} \frac{[\theta obs_j(x) - \theta calc_j(x)]^2}{\sigma_j^2} \right\}$$

Avec :

x, la position de la source; Tobsi et Tcalci les temps d'arrivée observés et calculés, θ obsi et θ calci les angles d'incidences observés et calculés, σ_i et σ_j les erreurs associées et k une constante de normalisation.

- En norme EDT (Equal Differencial Time) par :

$$pdf_{EDT} = \frac{1}{K} \left(\sum_{obs_a, obs_b} \exp \left\{ - \frac{[Tobs_a(x) - Tobs_b(x)] - [Tcalc_a(x) - Tcalc_b(x)]^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right\} + \sum_{obs_a, obs_b} \exp \left\{ - \frac{[\theta obs_a(x) - \theta obs_b(x)] - [\theta calc_a(x) - \theta calc_b(x)]^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right\} \right)$$

Avec :

Tobsa et Tobsb, les temps d'arrivée observés a et b; Tcalca et Tcalcb, les temps calculés a et b ; θ_{obsa} et θ_{obsb} les angles d'incidences observés a et b; θ_{calca} et θ_{calcb} les angles d'incidences calculés, σ_a et σ_b les erreurs associées, K une constante de normalisation.

Cette maximisation peut donc être réalisée en utilisant deux normes, L2 et EDT. Le retour d'expérience sur l'utilisation de ces deux normes (Contrucci et al., 2010) montre que la norme L2 est mieux adaptée aux dimensions des objets géologiques que nous étudions. En effet, la norme EDT a été développée pour la localisation de séismes à l'échelle du globe et a tendance à lisser les données pour s'affranchir des pointés aberrants (Pinsky et al., 2008 ; Lomax, 2005). Dans notre étude ce lissage n'est pas adapté et ce qui génère des localisations homogènes dans nos études.

3.5.2 METHODE DE RECHERCHE DES SOLUTIONS

La recherche des solutions dans l'espace est réalisée par une méthode globale par découpage de l'espace en cellule, dite « Oct-Tree » (Lomax et Curtis, 2001). Cette méthode consiste à découper de manière itérative l'espace en cellules et à affecter à chaque cellule un poids dépendant du volume de la cellule considérée et de la *pdf* au centre de cette cellule. La cellule ayant le poids le plus élevé est à son tour découpée et le processus itératif se poursuit jusqu'à ce que la taille de cellule minimale définie par l'utilisateur soit atteinte. Le centre de la cellule obtenue à l'issue du processus correspond à la position calculée du foyer le plus probable (Figure 29). Cette méthode non-linéaire permet d'identifier plusieurs zones de l'espace qui seraient susceptibles d'expliquer les temps d'arrivées et les angles de polarisation observés.

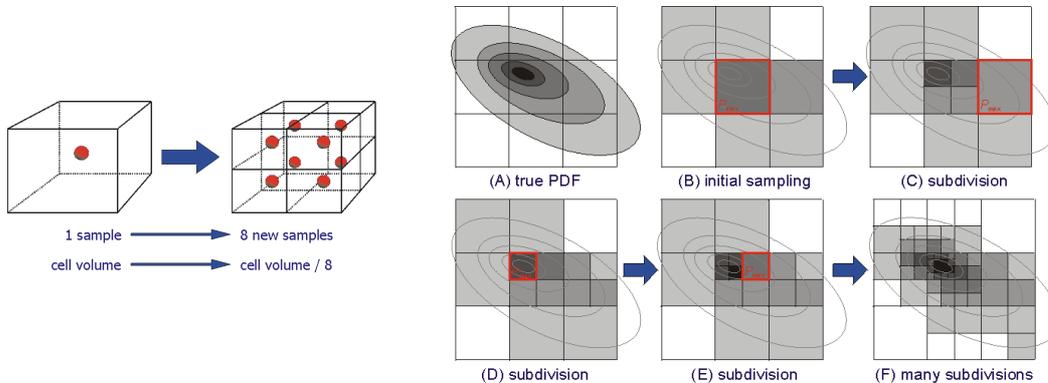


Figure 29 : Illustration du fonctionnement de la méthode de recherche Oct-Tree par découpage de l'espace en cellules (Lomax and Curtis, 2001).

Cette méthode globale, certes gourmande en temps de calcul et exigeante du point de vue paramétrage, permet aussi, par l'analyse de la *pdf* de comprendre et interpréter les résultats de localisation qui sont sensibles à la fois aux données observées et à leurs erreurs associées, ainsi qu'au modèle de vitesses utilisé. Ce développement a été réalisé en collaboration avec ALomax Scientific.

Les résultats de l'inversion ne sont pas uniques, la qualité de la localisation dépendra :

- des erreurs sur les mesures au niveau (temps et angles mesurés) des sondes ;
- de la modélisation du problème direct, c'est-à-dire de modélisation de la propagation des ondes via un modèle de vitesse ;

- de la quantité de mesures disponibles (géométrie du réseau microsismique).

La qualité des résultats de localisation est estimée dans le module de localisation de SYTMISauto grâce :

- aux résidus sur les données d'entrée (temps d'arrivée des ondes de volume et/ou angles de polarisation), i.e. les écarts algébriques entre les mesures observées et calculées ;
- à la densité de probabilité (Figure 30), qui peut être multiple, si plusieurs positions de l'espace peuvent expliquer les données observées ;
- aux ellipsoïdes d'erreur (Figure 30), contenant la position des événements avec un niveau de confiance d'au moins 68% (correspondant à une erreur gaussienne), calculées de manière empirique ; centrées sur le centre de gravité de la densité de probabilité (pouvant différer du foyer déterminé).

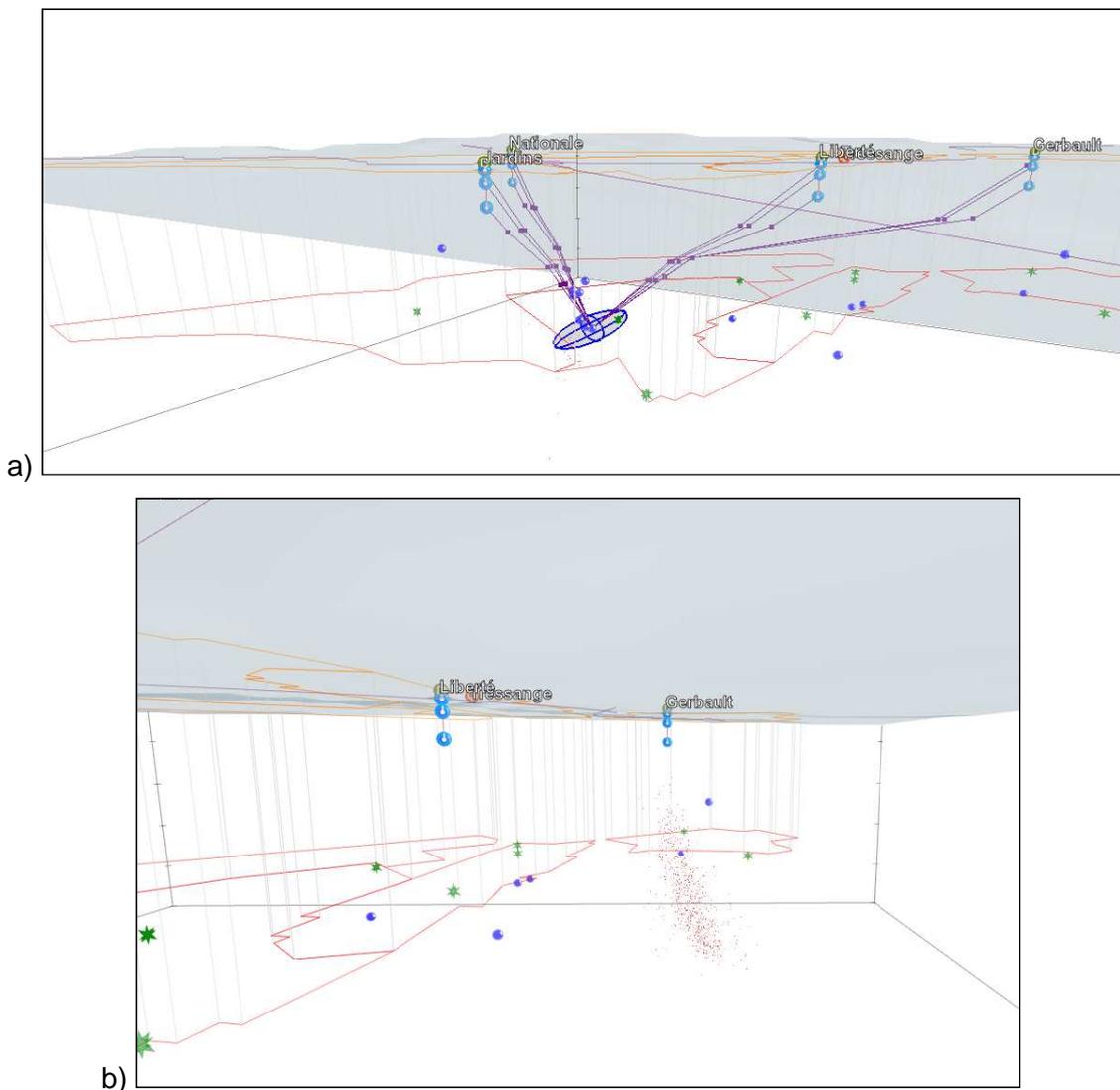


Figure 30 : Vue 3D de la localisation d'un tir de calage sur le site de Tressange, à l'aide du logiciel de visualisation SYTMIS4D. a) les lignes violettes représentent le trajet des rais sismiques et en bleu est représenté l'ellipsoïde d'erreur de la localisation. b) en rouge représentation de la densité de probabilité de la localisation.

3.5.3 CALCUL DES TEMPS DE TRAJET DANS LE MODELE THEORIQUE

Le calcul des temps de trajet est réalisé grâce à un modèle de vitesse multicouches, avec ou sans pendage, pour la localisation dans le logiciel SYSTMISauto. Cette fonctionnalité suppose que le modèle de vitesse est tel que :

- l'interface entre les couches est modélisée par un plan d'orientation connue ;
- les couches sont parallèles entre elles (i.e. d'épaisseur constante) ;
- les vitesses des ondes P et S sont constantes et isotropes par couche.

Dans ce contexte, le tracé de rais et la méthode de calcul des temps de trajet reposent sur une approche géométrique simplifiée (Figure 31) :

- les rais sont supposés rectilignes dans une même couche ;
- la Loi de Descartes et la notion d'angle limite sont appliquées au passage d'une couche à l'autre.

Le calcul des temps de trajet revient alors à examiner les différentes ondes générées (directe, transmise, réfléchie et réfractée) dont le temps de parcours peut être calculé par des formulations analytiques puis à retenir le trajet optimum, c'est-à-dire le trajet le plus rapide entre l'hypocentre et le capteur.

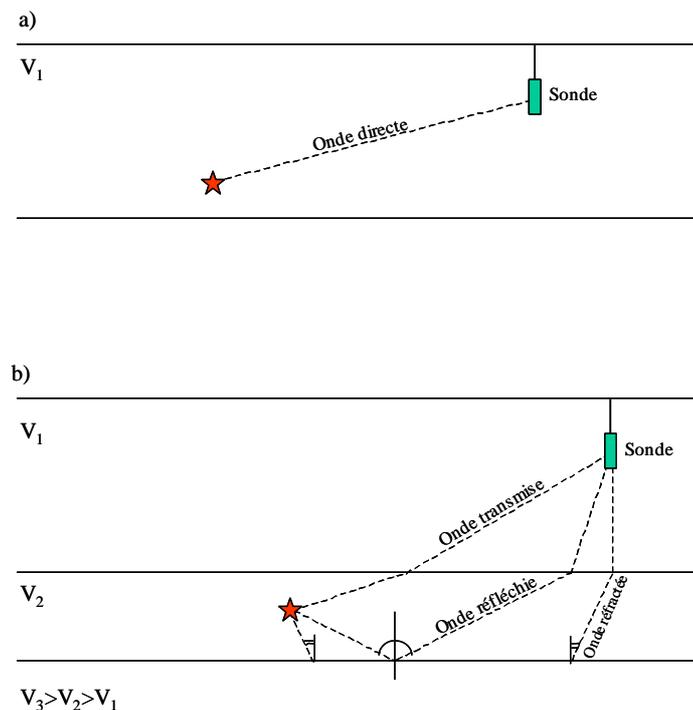


Figure 31 : Illustration de l'approche géométrique mise en œuvre pour le tracé de rais et le calcul des temps de trajet. a) onde directe dans un modèle à une couche de vitesse V_1 . b) les différents types d'ondes dans un modèle à deux couches avec des vitesses telles que $V_1 < V_2 < V_3$.

Un algorithme de tracé de rai 3D pouvant prendre en compte la géométrie complexe des travaux miniers a été développé à la fin de ce programme de recherche (cf. Annexe 1). Il n'était pas encore disponible au moment de cette étude.

3.5.4 ESTIMATION DES VITESSES DE PROPAGATION DES ONDES SISMIQUES

Le logiciel SYTMISvel a été développé par l'INERIS, en collaboration avec A. Lomax, pour l'ajustement automatique d'un modèle de vitesse (Contrucci et al., 2010). Ce modèle est construit par inversion, à partir des temps d'arrivée des ondes P ou S des tirs de calage mais également à partir des angles de polarisation et d'une structure géologique constituée de couches parallèles inclinées. Les erreurs sur chaque paramètre sont également prises en compte. Le calcul des vitesses est effectué avec ou sans le temps origine (T_0) des sismogrammes enregistrés. En effet, lorsque ce paramètre T_0 est inconnu, il est inversé.

Le principe de ce logiciel est de tester d'une façon probabiliste un grand nombre de modèles de vitesse et de ne conserver que les modèles qui minimisent au mieux la différence entre les données (temps d'arrivée et angles de polarisation) calculées et données observés. Ces modèles sont générés aléatoirement suivant un algorithme de type Monte-Carlo (Lomax and Snieder ; 1995). Leur pertinence est évaluée en fonction des différences entre les données calculées et observées par rapport à leurs incertitudes.

La minimisation des différences entre données calculées et observées est réalisée en utilisant soit la norme L2 soit la norme EDT comme pour la localisation.

3.6 RESULTATS : MODELE DE VITESSE ET CALIBRAGE DE LA LOCALISATION

La démarche suivie pour qualifier la procédure de localisation se divise en trois étapes, à savoir :

- la direction du rai incident aux sondes 3D est estimée à partir de l'analyse de polarisation des ondes. Cette analyse permet également de vérifier l'orientation des sondes 3D et de la corriger si nécessaire ;
- un modèle de vitesse de propagation du recouvrement a été construit à partir de la géologie de chacun des sites par inversion des temps d'arrivée des ondes P et des angles de polarisation pointés sur les signaux générés par les tirs de calage, grâce à la connaissance de la position des tirs et des stations ;
- l'événement microsismique, ici le tir, est ensuite re-localisé par inversion des temps d'arrivée des ondes P, des angles en tenant compte du modèle de vitesse et des erreurs des paramètres considérés. La précision de cette localisation peut être optimisée en choisissant de façon pertinente les données d'entrées (temps d'arrivée et angles de polarisation) et/ou en limitant l'espace des solutions (espace de calcul bornée, erreurs sur l'estimation des angles ou des temps modifiée).

3.6.1 PRINCIPE DE L'ANALYSE DE POLARISATION ET RESULTATS

L'analyse de polarisation permet le calcul des angles d'incidence, azimuth et pendage, du rai enregistré par une sonde 3D. Cette analyse est réalisée par la méthode de rotation d'onde qui consiste à effectuer une rotation des axes de la sonde 3D pour qu'ils correspondent à ceux du rai incident (Vidal, 1986 ; Bataille et Chiu 1991 ; Abdul Wahed, 2001). La technique repose sur l'analyse des composantes principales de la matrice de covariance, construite à partir du calcul de la covariance entre les signaux enregistrés (Flin, 1965).

Pour vérifier la cohérence des angles de polarisation des tirs de calage, ils sont comparés aux angles théoriques calculés sous l'hypothèse d'une propagation en rai droit entre la source et le capteur. Dans un premier temps, cette comparaison permet de vérifier l'orientation des sondes 3D et le cas échéant de la corriger. En effet, si une erreur azimuthale systématique est constatée entre l'orientation réelle des tirs et celle mesurée par la sonde, cela signifie que l'orientation supposée de la sonde est fautive.

L'analyse de polarisation a été menée sur les sites d'Audun-le-Tiche (Audun Ville et Audun Stade), Fontoy, Tressange, Moutiers-Gorcy et Ottange. Ainsi, sur 19 sondes 3D testées, 8 sondes présentaient des anomalies d'orientation azimutales (Tableau 3) qui ont été corrigées. Ces anomalies concernaient des stations des réseaux de Tressange, Moutiers-Gorcy, Ottange Ville et Audun Stade. Les sondes 3D des réseaux de Fontoy et Audun-Ville ne présentent pas d'écart azimutal.

Ces écarts azimutaux sont probablement liés à la rotation de la sonde au moment de son installation. Cette analyse permet donc de corriger ce type de problème. De plus, suite à ce constat, un système d'ailettes empêchant la rotation de la sonde a été mis en place pour les installations des nouvelles sondes.

Réseau / Station	Capteur	Correction azimutale
Tressange / Gerbault	3DX	+ 50°
	3DY	+ 50°
Tressange / Jardins	3DX	+160°
	3DY	+160°
Moutiers Gorcy / Tilleul Fond	3DX	+ 45°
	3DY	+ 45°
Moutiers Gorcy / République	3DX	+ 21°
	3DY	+ 21°
Moutiers Gorcy / Fabrique	3DX	- 20° (+ 340°)
	3DY	- 20° (+ 340°)
Ottange Ville / Ste Barbe	3DX	+ 45°
	3DY	+ 45°
Ottange Ville / St Félix	3DX	+ 155°
	3DY	+ 155°
Audun Stade / Vétérans Avant le 04/04/06	3DX	+ 200°
	3DY	+ 200°

Tableau 3 : Récapitulatifs des corrections azimutales appliquées aux sondes testées.

Cette analyse de polarisation permet également d'appréhender le milieu de propagation en évaluant les différences entre le pendage du rai incident mesuré à la sonde et le pendage calculé en rai droit. En effet, cet écart est d'autant plus grand que le milieu présente des contrastes de vitesse importants d'une couche à l'autre. Cette information est donc d'une grande utilité pour la construction du modèle de vitesse (§ 3.6.2).

Notons qu'une fois l'orientation de la sonde 3D connue, la détermination de la direction du rai incident constitue une information essentielle. En effet, lorsqu'un événement microsismique n'est enregistré que par une seule station la localisation ne peut-être réalisée que si les angles de polarisation sont ajoutés aux deux temps d'arrivées minimum requis (cf. § 3.5 ; Magotra et al., 1987).

3.6.2 MODELE DE VITESSE DES SITES ETUDIES

La localisation des événements nécessite de bien simuler la propagation des rais sismiques dans le milieu traversé. Le logiciel SYTMISvel (§ 3.5.4) a été utilisé pour l'ajustement d'un modèle de vitesse des ondes sismiques constitué de couches géologiques parallèles ou pentées à partir des tirs de calage (Contrucci et al., 2010). Le modèle de vitesse est construit par inversion des temps d'arrivée des ondes P (ou S s'il y en a) et des angles de polarisation des tirs de calage à partir d'une information *a priori* sur la structure géologique (§ 3.5.4).

Plusieurs modèles de vitesse ont été élaborés pour les sites de Tressange, Fontoy et Ottange. Ces modèles sont en général de type multi-couches, pour rendre compte du pendage du rai incident à la sonde. Le nombre et l'épaisseur des couches sont choisis en fonction de la géologie du site considéré. Plusieurs modèles peuvent être élaborés pour un même site si les résidus obtenus sont faibles et les vitesses bien contraintes. Des tirs peuvent également être supprimés de l'inversion s'ils induisent des résidus trop importants. Ensuite, le modèle de vitesse retenu est celui qui minimise l'écart entre la localisation calculée et la position vraie des tirs. Ce sont ces modèles que nous présenterons ici. Plus de détails sur ce travail peut être trouvé dans Leder (2009) et Contrucci et al., (2010).

Les modèles de vitesse retenus sont présentés dans le Tableau 4 pour le site de Tressange, dans le Tableau 5 pour le site de Fontoy et le Tableau 6 pour le site d'Ottange. Les logs géologiques de ces trois sites (Figure 32) montrent des faciès différents en termes d'épaisseur du recouvrement et de distribution des formations. Ainsi le recouvrement du site de Tressange présente une épaisseur de l'ordre de 180 m, celui de Fontoy est d'environ 135 m alors que celui d'Ottange n'est que de 26 m au dessus de la formation ferrifère.

Notons que dans les modèles de vitesse des 3 sites, la couche des marnes de Charenes est commune aux trois. Toutefois, l'épaisseur et la profondeur de cette couche sont très différentes d'un site à l'autre (Figure 32). Les vitesses associées à cette formation varient de 3190 ± 970 m/s à Tressange à 3765 ± 985 m/s à Fontoy. Cependant, les incertitudes sur la détermination de cette vitesse sont plus faibles sur le site d'Ottange avec une valeur de 3305 ± 375 m/s.

Les calcaires de Jaumont, absents du site d'Ottange, présentent une faible épaisseur sur le site de Tressange (14 m) et une épaisseur 4 fois plus importante sur le site de Fontoy (57 m). Les vitesses de cette formation sont de 2340 ± 600 m/s et 3545 ± 205 m/s respectivement sur ces deux sites.

Sur le site de Fontoy, les formations des calcaires à Polypiers, des calcaires d'Ottange et de Haut-Pont ont été regroupées en une unique couche pour des raisons de résolution du modèle de vitesse. La vitesse associée est de 3845 ± 205 m/s. Sur le site de Tressange les formations des calcaires à Polypiers et des calcaires d'Ottange étant nettement plus épaisses, 85 m et 54 m respectivement, elles ont pu être discriminées en terme de vitesse. Elles présentent respectivement des vitesses de 3375 ± 165 m/s et 3855 m/s.

Cette variabilité des vitesses en fonction des formations ne permet pas vraiment de conclure quant à une valeur unique de vitesse applicable pour d'autres sites où des tirs de calage microsismiques n'ont pas été réalisés. En effet, ces trois modèles reflètent la grande variabilité latérale en termes de géométrie, d'épaisseur et d'extension de ces formations géologiques (cf. § 3.2 et Figure 32).

Notons qu'une étude des formations du bassin ferrifère lorrain (Homand et Dagallier, 2004), réalisée à partir d'échantillons, fournit des ordres de grandeur des vitesses, qui sont les suivantes :

- les calcaires à polypiers : de 2710 m/s à 4900 m/s ;

- les calcaires de Haut Pont : 2905 m/s à 5375 m/s ;
- les calcaires d'Ottange : 2950 m/s à 5000 m/s
- les marnes de Charennnes : 1965 m/s à 2680 m/s ;
- la couche ferrifère : 3270 m/s à 3450 m/s.

Ces valeurs sont néanmoins à considérer avec précaution car elles ont été réalisées sur des échantillons.

Tressange				
N° couche	Nom couche	Epaisseur (m)	Vitesse estimée (m/s)	Incertitude (m/s)
1	Jaumont	14	2340	600
2	Polypiers	85	3375	165
3	Ottange	54	3855	920
4	Charennnes	28,5	3190	970
5	Ferrifère	demi-espace	3190	305

Tableau 4 : Vitesses des formations géologiques du site de Tressange.

Fontoy				
N° couche	Nom couche	Epaisseur (m)	Vitesse estimée (m/s)	Incertitude (m/s)
1	Jaumont	57	3545	205
2	Polypiers	71	3845	205
3	Charennnes	6	3765	985
4	Ferrifère	demi-espace	3975	805

Tableau 5 : Vitesses des formations géologiques du site de Fontoy.

Ottange				
N° couche	Nom couche	Epaisseur (m)	Vitesse estimée (m/s)	Incertitude (m/s)
1	Charennnes	26	3305	375
2	Ferrifère	demi-espace	4210	100

Tableau 6 : Vitesses des formations géologiques du site d'Ottange.

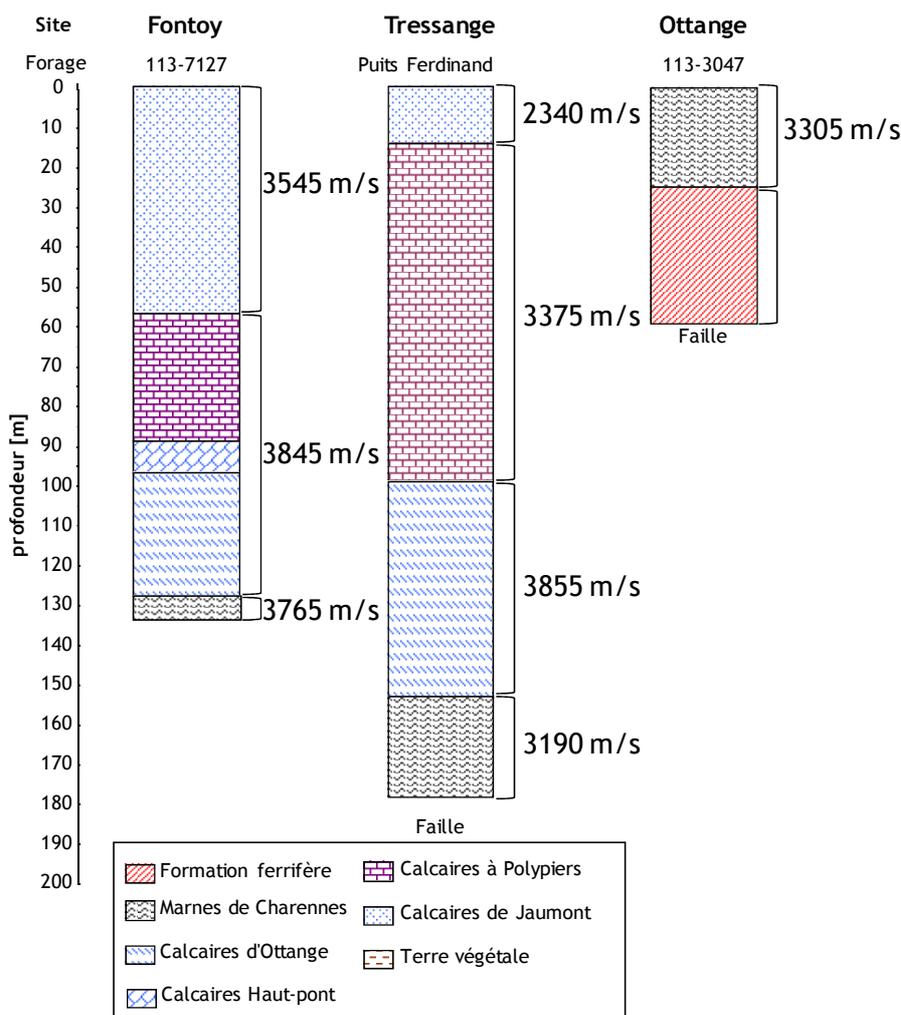


Figure 32 : Logs géologiques des sites de Fontoy, Tressange et Ottange ainsi que les vitesses associées aux différentes formations ou au groupe de formations géologiques.

3.6.3 SENSIBILITE DE LA LOCALISATION

Le suivi des zones à risque d'affaissement ou d'effondrement repose principalement sur la répartition spatio-temporelle des foyers microsismiques. L'objectif de la surveillance opérationnelle est de détecter les événements de faible énergie qui seraient précurseurs d'un effondrement à grande échelle. Ce type d'événement est en général enregistré par un nombre limité de stations, souvent par une seule station. Ainsi les tirs de calages permettent de calibrer les paramètres de la localisation pour ce type d'événement. En effet, comme la position réelle des tirs est connue, elle peut être comparée à celle calculée par inversion par le logiciel SYTMISauto avec un paramétrage donné en termes de modèle de vitesse, erreur sur les temps d'arrivée et angles de polarisation, nombre de données et de stations utilisées (§ 3.5).

L'optimisation de la localisation pour les sites étudiés montre que certains paramètres sont applicables à l'ensemble des essais. La taille des mailles a été fixée à 10 m au minimum et à 50 m au maximum. L'erreur sur les temps d'arrivée des ondes P, donc sur les pointés manuels a été fixée à 0,005 s comme pour la construction du modèle de vitesse. Ces paramètres semblent être applicables à d'autres sites puisqu'ils n'ont pas été modifiés pour les trois sites étudiés.

Les résultats obtenus pour chaque site montrent, outre le modèle de vitesse, que le nombre de donnée d'entrée (angle de polarisation et temps d'arrivée) est le facteur principal pour améliorer la précision de la localisation. Ainsi, les sites qui possèdent le plus de stations de surveillance sont ceux dont la localisation des tirs est la plus précise (Tableau 7). Le réseau du site d'Ottange qui possède le plus de sondes 3D, 5 au total, présente une précision de localisation de 30 m.

Parmi les essais réalisés, les tirs les moins bien localisés sont ceux situés en bordure des réseaux. Avec ces trois essais, il semble que la précision moyenne pour localiser un événement situé à l'intérieur du réseau de surveillance soit d'environ trente mètres. Par contre, pour les événements situés en bordure, les résultats ont été d'environ 70 m. Ces précisions sont satisfaisantes au vu des données d'entrée et des dimensions de la zone surveillée (de l'ordre du kilomètre).

Notons que le réseau de surveillance du site de Tressange qui possède 4 sondes 3D présente une géométrie en forme de « L », avec 3 sondes 3D alignées. L'alignement de ces sondes n'est pas favorable à l'amélioration de la localisation car cet alignement n'apporte pas d'information complémentaire en terme de direction azimutale.

Les essais de localisation en monostation ont montré que la précision moyenne résultante était fortement dégradée (exemple du site de Fontoy). De plus, celle-ci n'est envisageable que lorsque l'orientation et l'estimation des angles de polarisation calculés à la sonde est correcte.

	Nombre de zones surveillées	Nombre de sondes		Nombre de couches géologiques (log)	Nombre de couches modélisées	Précision moyenne selon l'axe X (m)	Précision moyenne selon l'axe Y (m)	Précision moyenne selon l'axe Z (m)	Précision moyenne en distance (m)	Spécificité
		1D	3D							
Fontoy	2	4	2	6	4	25	54	25	72 / 40 au centre du réseau	Recou. : 134 m
Ottange	9	11	5	2	1	18	12	15	30	Recou. : 26 m
Tressange	4	8	4	7	5	30	30	50	70 / 40 au centre du réseau	Recou. : 181 m Géométrie en L

Tableau 7 : Récapitulatif des différents paramètres utilisés pour la localisation de chacun des sites ainsi que la précision obtenue.

3.7 CONCLUSIONS

L'objectif de l'expérimentation de tirs de calage était d'améliorer et de caler les outils numériques de traitement et d'analyse de données microsismiques enregistrées par les dispositifs de surveillance microsismique en temps réel déployés sur des zones à risque d'instabilité post-minièrre du bassin ferrifère Lorrain (France). Nous avons présenté comment les procédures de localisation ont été paramétrées pour les sites de Tressange, Fontoy, et Ottange grâce aux données de références constituées par les tirs d'explosifs réalisés en fond de mine.

Pour optimiser cette procédure, il est nécessaire de (1) s'assurer de la bonne orientation des sondes 3D par l'analyse de polarisation des rais incidents à ces sondes, (2) de construire un modèle de vitesse pertinent qui rend compte de la propagation des ondes au sein du recouvrement et (3) de bien paramétrer le module de localisation.

Les différents résultats montrent que la précision de la localisation des événements résultante est d'environ 30 m pour les tirs situés au milieu des différents réseaux de surveillance. Cette précision se dégrade pour les tirs réalisés en bordure de réseau (~ 70 m) mais reste satisfaisante au vu des données d'entrée et des dimensions des zones surveillées (de l'ordre du kilomètre). Comme attendu, cette précision est également dépendante du nombre de stations et de leur géométrie d'implantation.

Les trois sites présentés montrent des différences importantes en termes d'épaisseur du recouvrement géologique et du nombre de formations géologiques présentes. Ainsi, seule la formation des marnes de Chareennes, d'une épaisseur de ~30 m, est présente sur le site d'Ottange, alors qu'on observe sur le site de Tressange un recouvrement de ~180 m d'épaisseur avec au moins 6 formations géologiques. Cette importante variabilité géologique rend difficile une transposition directe des vitesses calculées sur un site à un autre site où des tirs de calage n'ont pas été réalisés. Cependant nous avons ici une bonne idée de l'ordre de grandeur des vitesses qui varient entre 3200 et 3700 m/s en moyenne.

4. AFFAISSEMENT ASISMIQUE : CAS D'ANGEVILLERS

4.1 CONTEXTE ET OBJECTIFS

Dans le cadre de la surveillance des zones à risque d'affaissement minier du bassin ferrifère lorrain, l'INERIS a installé, en 2002, à la demande de GEODERIS, un réseau de surveillance microsismique sur la commune d'Angevillers (57). Depuis l'automne 2009, un affaissement est observé sur la bordure sud-ouest du stot surveillé, en limite de la zone dépilée. Cet affaissement local n'a pas été détecté par la station de mesure microsismique située à proximité, dans son rayon d'écoute de 300 m. L'INERIS s'est alors interrogé sur les raisons qui ont conduit à cette situation en entreprenant des investigations approfondies sur l'ensemble de la chaîne de mesure ainsi que sur les mécanismes d'atténuation des ondes microsismiques (rapport INERIS 2010 référencé DRS-10-92862-01333A complété par un avis d'expert de l'IPGP, rapport soumis à la commission scientifique sol et sous-sol). Aucune défaillance technique n'a été mise en évidence par ces investigations. En revanche, l'hypothèse d'une rupture progressive libérant des faibles densités d'énergie dans le temps est apparue très plausible d'après les résultats de la modélisation de la propagation d'ondes. Précisons que la zone des travaux miniers concernée par cet affaissement n'est plus accessible depuis son ennoyage fin 2007. Cet affaissement a fait l'objet d'une description dans le rapport de GEODERIS émis en février 2010 (GEODERIS 2010).

Parmi les hypothèses pouvant expliquer l'absence de précurseurs microsismiques et compte tenu de la cinétique très lente du phénomène (affaissement commencé fin 2009 qui se poursuit lentement aujourd'hui), l'une repose sur un mécanisme de grandes déformations asismiques de terrains déjà déconsolidés. Une seconde hypothèse repose sur l'existence possible et non reconnue à ce jour de conditions géophysiques et géomécaniques locales affectant de manière importante l'efficacité de la surveillance microsismique, à l'origine desquelles le couloir géologique de failles présent dans la zone surveillée pourrait avoir un rôle inattendu. Une troisième hypothèse repose sur une installation inadéquate de la station de mesure dans le massif, au niveau du couplage des sondes de mesures au terrain.

Afin d'expliquer les causes de cette situation, un programme d'investigations a été proposé par l'INERIS dans son rapport d'étude et discuté avec ses partenaires (GEODERIS, BRGM-DPSM, DREAL Lorraine), basé sur une série d'opérations complémentaires permettant d'apporter des éléments de réponse aux différentes hypothèses mentionnées ci-avant. Un premier volet d'investigations in situ a été engagé comme prioritaire par le groupe de travail constitué à l'initiative de la DREAL de Lorraine à savoir :

1. la réalisation d'une reconnaissance par robot et/ou par plongeur du secteur sur l'état des ouvrages miniers sous la zone affaissée ;
2. la conduite d'investigations géophysiques complémentaires, par tirs de calage depuis la partie Est encore accessible du stot ;
3. la mise en place d'un système de surveillance temporaire fond, au plus près de la zone d'affaissement.

La première opération a été évaluée mais n'a pu être menée à son terme pour des raisons de sécurité (difficultés d'accès) et de faisabilité technique.

Dans ce rapport nous présenterons un résumé des résultats de la seconde opération, dont le détail a fait l'objet du rapport DRS-11-114322-05512A (Balland et Contrucci 2011).

La partie Est du stot étant encore accessible, une campagne de tirs de calage microsismique à partir des ouvrages miniers a été réalisée sur le site les 21 et 22 septembre 2010. Cette expérimentation a consisté à réaliser des tirs de mines de faible charge, en tant que sources d'ondes sismiques, à partir des ouvrages miniers, pour répondre aux questions suivantes, sans préjuger de leur importance :

1. quelle est la qualité du couplage des sondes implantées en forage avec le terrain ? y-a-t-il des différences notables de couplage entre les sondes installées ?
2. quel est le champ de vitesse et d'atténuation des ondes ?
3. quelle puissance minimale à la source peut être détectée par les sondes ?
4. quel est l'impact de la géologie, du couloir de failles et du dépilage sur le champ de propagation des ondes ?

4.2 CONTEXTE GEOLOGIQUE ET MINIER

Le site d'Angevillers présente de nombreuses failles normales qui forment un couloir d'orientation moyenne ~N45°. La discontinuité principale de ce système est la faille d'Angevillers qui constitue la bordure nord-ouest des travaux miniers du stot du village. Le rejet vertical de cette faille a été estimé à 40 m vers le S-E. Ce système de failles recoupe les formations sédimentaires constituées d'une alternance de calcaires et de marnes du Bajocien qui surmontent la formation ferrifère. En aval de la faille d'Angevillers (bordures sud-ouest, sud et est), les travaux miniers ont été conduits par dépilage intégral en couche grise. En amont, les dépilages en couche grise surmontent les traçages en couche noire.

Le site comporte deux zones d'aléa (Figure 33), qualifiées de zone à risque d'affaissement progressif, qui ont été identifiées par GEODERIS :

- la Zone R136A1 (6.3 ha) où la couche ferrifère dite « grise » a majoritairement été exploitée (taux de défruitement de l'ordre de 45%). Seules quelques galeries d'exploitation sont présentes dans les couches « jaune » et « noire » ;
- la Zone R136C1 (33 ha) où seule la couche grise a été exploitée. La profondeur au toit de la couche jaune est à 150 m. Le taux de défruitement est d'environ 47%.

Les travaux miniers, exploités par chambres et piliers, sont aujourd'hui ennoyés à la cote NGF ~208 m, et se situent environ à 160 m sous la surface, avec un pendage de 2,5 ° environ (NO). Cette configuration empêche l'accès direct à la zone située à l'aplomb de la zone affaissée ainsi qu'à celui de la station Groseilliers. Par contre, la partie est de la mine est encore accessible via la galerie Louise.



Figure 33 : Couche grise du stot d'Angevillers, zones d'aléa et réseau de surveillance permanent.

3 coupes géologiques ont été réalisées par le BRGM-DPSM en 2010. Ces coupes sont situées à l'aplomb des stations de surveillance microsismique Lilas et Groseilliers, et de la zone d'affaissement. Notons que la station Groseilliers est située à l'aplomb d'une faille ayant affecté l'exploitation (Figure 34 : Coupe CC). Son impact sur les caractéristiques mécaniques du massif est significatif, les galeries étant interrompues à cet endroit.

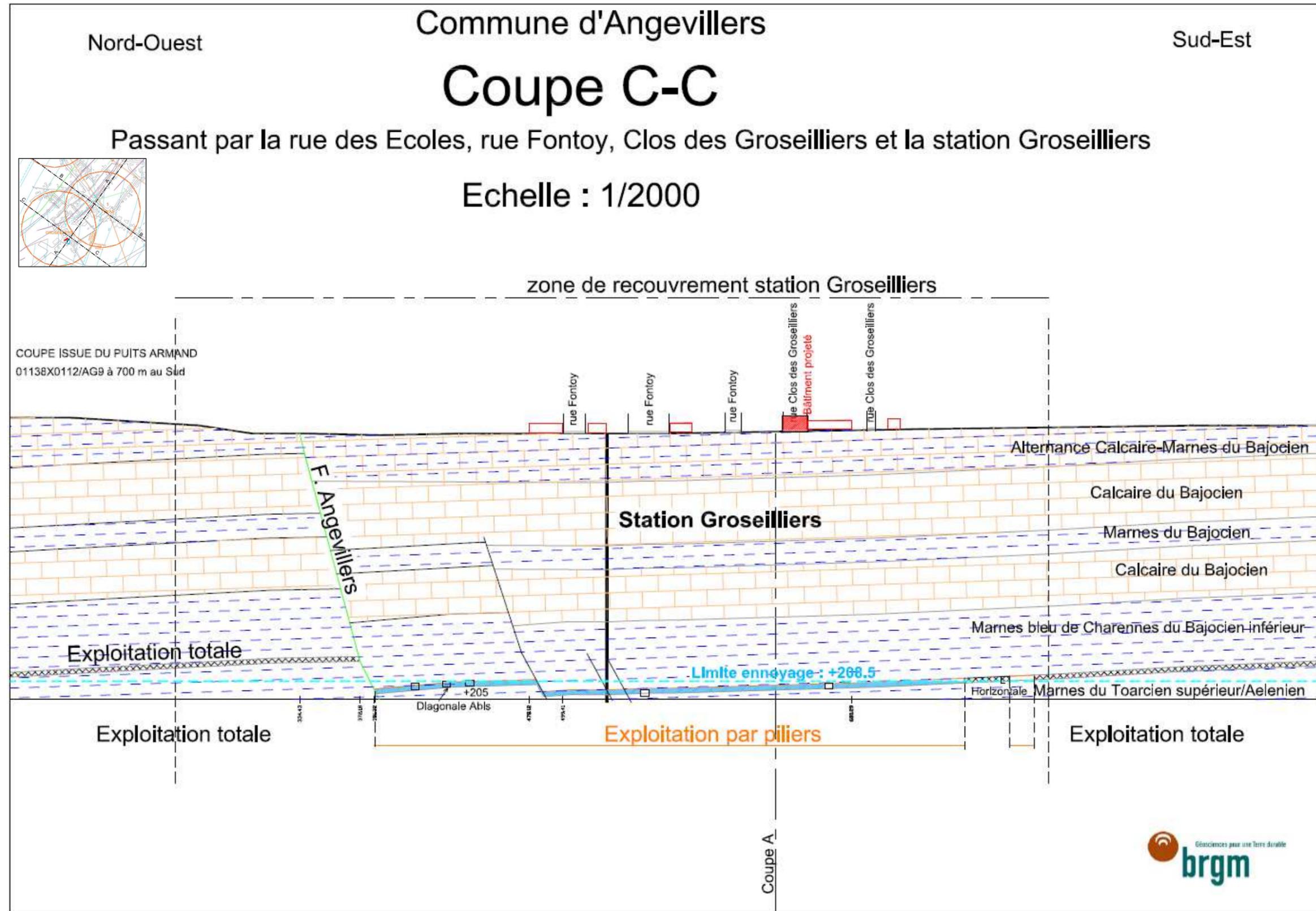


Figure 34 : Coupe géologique au niveau de la sonde Groseilliers.

La partie de la mine d'Angevillers qui a été empruntée durant les tirs de calage est globalement en bon état. Ni la galerie d'accès dite galerie Louise, ni les autres galeries d'abattage ne présentent de désordres géotechniques significatifs. Cependant, une galerie de chantier présente des désordres particuliers, sur son tronçon situé entre les tirs T9 et T11. Le toit y est éboulé sur 2 à 3 m de hauteur, ce sur une centaine de mètres de longueur, obturant ainsi les galeries transversales et notamment celles repérées pour l'accès du système de reconnaissance robotisé. La présence de poutrelles métalliques et de chandelles de soutènement du toit indique clairement un problème de tenu de toit dès l'exploitation. Cette anomalie peut avoir pour origine la proximité immédiate d'une ou plusieurs failles. Notons que la faible teneur en oxygène de l'air, pouvant descendre à 16%, a nécessité la mise en place d'un aérage pour accéder, lors de la visite et les travaux récents, à la partie nord de la mine.

4.3 DESCRIPTION DE L'AFFAISSEMENT

La commune d'Angevillers, présentant un aléa affaissement minier, dispose d'un réseau de nivellement qui fait l'objet d'un levé tous les deux ans, suivi par le BRGM-DPSM (Figure 35). Le levé régulier de février 2009 montrait, par rapport au levé précédent d'août 2007, un affaissement de l'ordre de 1 à 3 cm sur les points R122 à R 126 et R114 (Figure 35). Ces variations, sur une période de 18 mois, avaient été jugées comme non significatives à l'époque. Puis, à la lumière des événements actuels, ces variations devaient probablement correspondre à l'initiation de l'affaissement (GEODERIS, 2010).

Les désordres sur le bâti observés en octobre 2009 chez des particuliers, ont conduits à la mise en place d'un suivi topographique mensuel depuis décembre 2009 avec l'ajout de points de levé supplémentaires (Figure 36). Les déplacements mesurés mettent en évidence la formation d'une cuvette dont l'amplitude maximale est de 66 cm mesurée en avril 2012 au point R121c (Figure 35 et Figure 36).

Cette cuvette est située au Sud de la zone d'aléa en bordure de zone dépilée. Jusqu'en juillet 2011, il n'y a pas d'extension géographique de l'affaissement, notamment dans le village vers le nord sur la période. Cependant, les mesures d'août 2011 montrent une extension de l'affaissement vers l'est (points R108, R109b et R124 ; Figure 35 et Figure 36). Cette extension est confirmée par le dernier levé total d'avril 2012.

Les mesures altimétriques des mois d'août et septembre 2011 montrent une augmentation de la vitesse de l'affaissement sur de nombreux points de mesures de la cuvette (Figure 36 et Figure 37). On passe d'une vitesse qui était de l'ordre de 1 à 2 cm/mois, entre décembre 2009 et juillet 2011, à un pic à plus de 10 cm/mois en septembre 2011. Puis les vitesses de l'affaissement diminuent pour atteindre aujourd'hui des vitesses inférieures à 2 cm/mois. Cette observation est confirmée par le dernier levé partiel réalisé en novembre 2012.

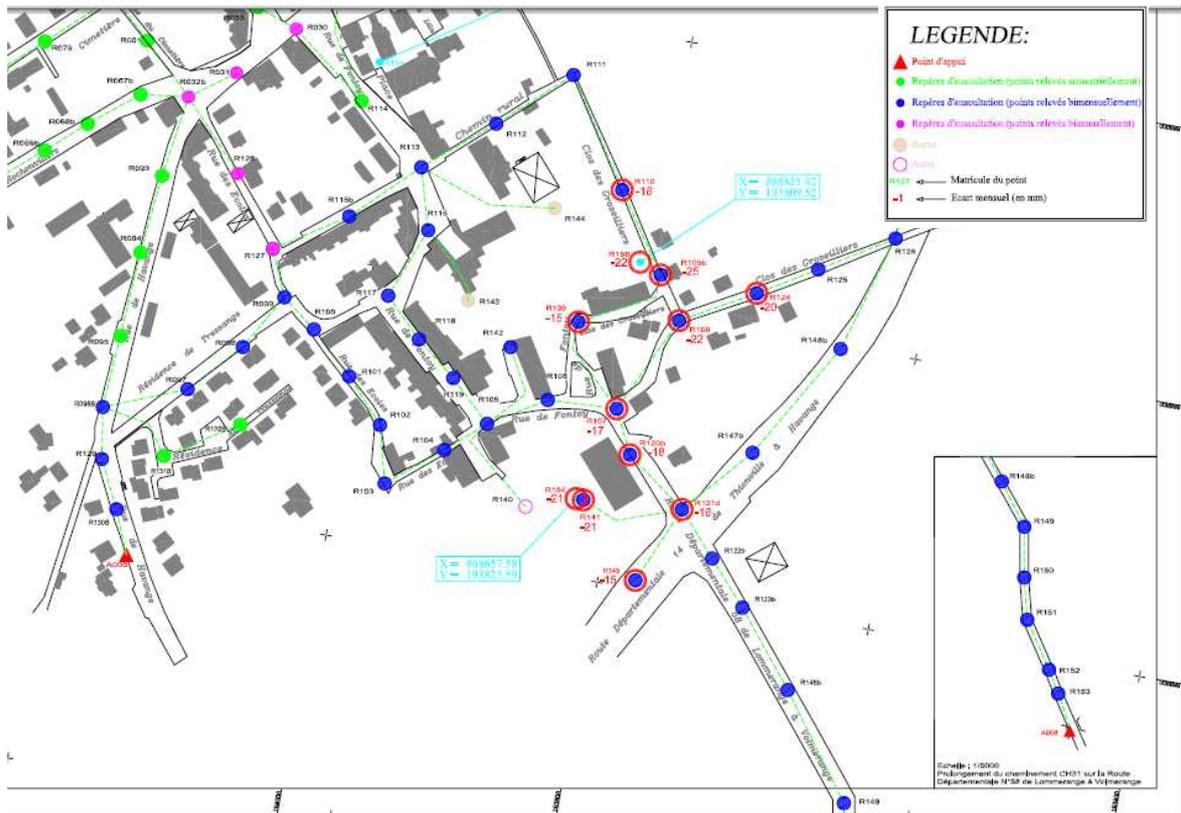


Figure 35 : Zoom sur la zone affaissée du réseau de nivellement de la commune d'Angevillers, les chiffres concernent les écarts altimétriques mensuels mesurés en avril 2012 (source BRGM-DPSM).

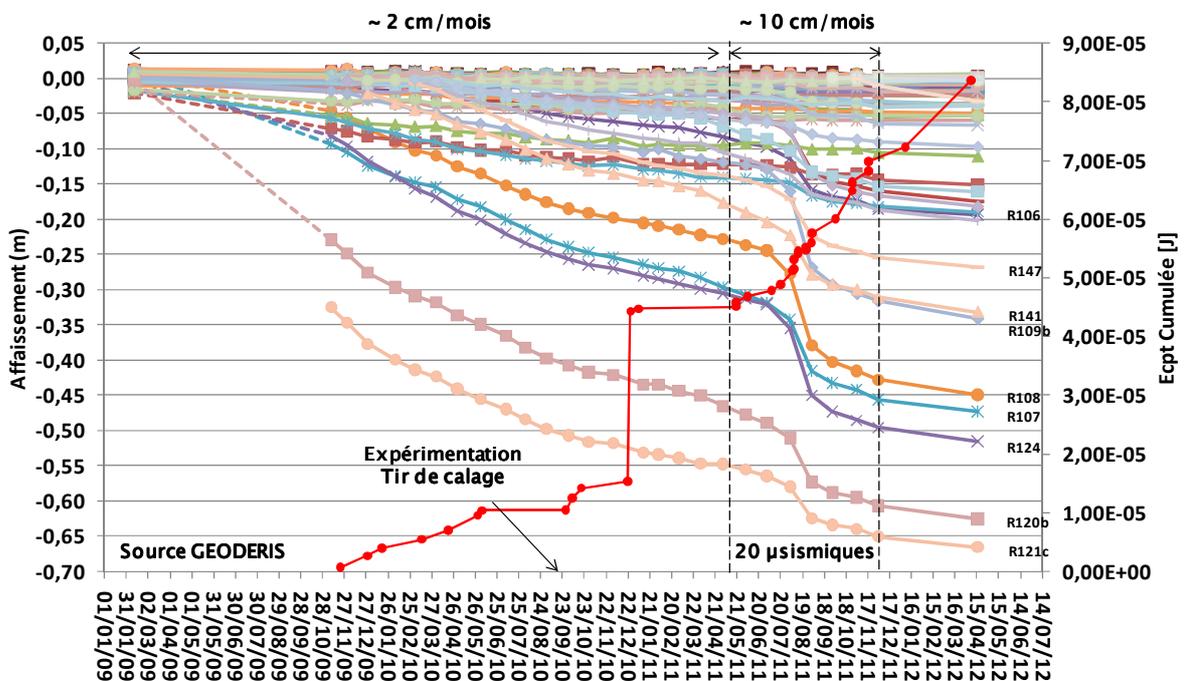


Figure 36 : Mesures de nivellement depuis janvier 2009 jusqu'en avril 2012 superposées à l'énergie cumulée enregistrée au capteur (en rouge).

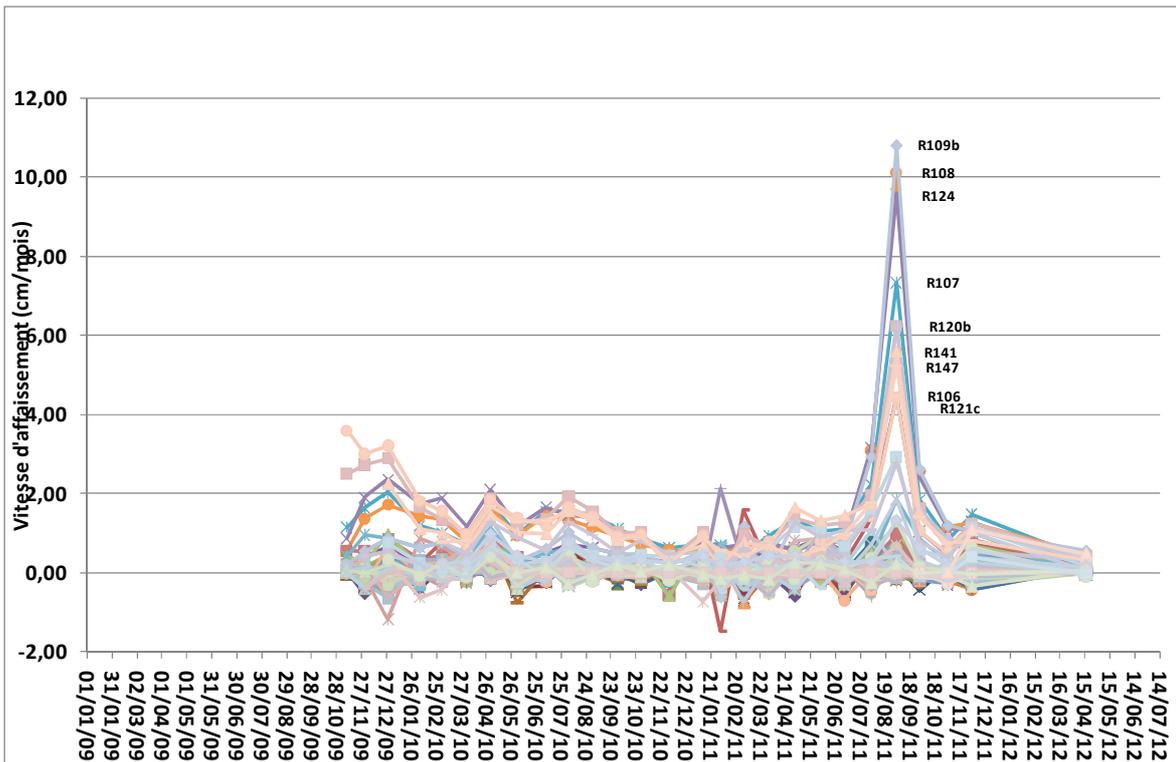
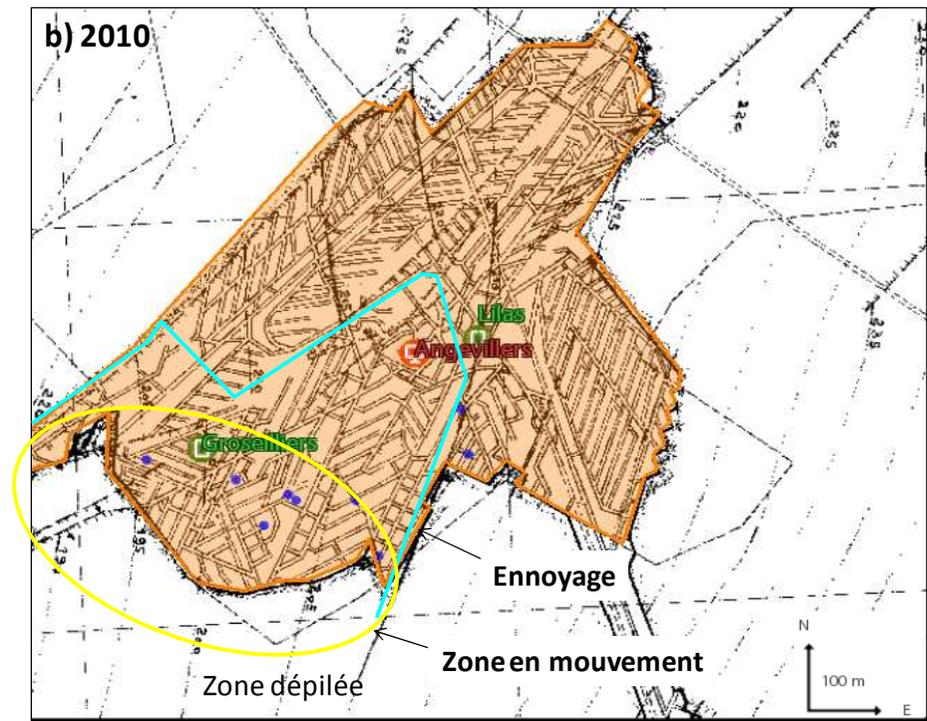
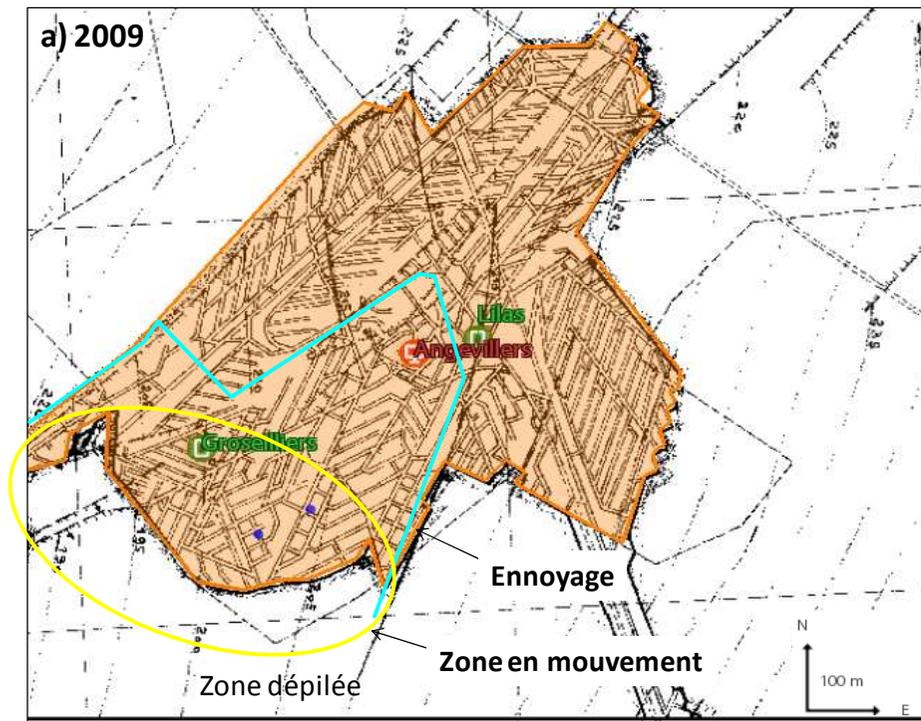


Figure 37 : Evolution des vitesses de l'affaissement d'Angevillers depuis janvier 2009 jusqu'à avril 2012 (source GEODERIS).

4.4 ACTIVITE MICROSMIQUE ASSOCIEE A L'AFFAISSEMENT

Entre le 21/11/2009 et 30/05/2012, l'activité microsismique est relativement faible. Sur cette période, 38 événements ont été qualifiés dont 2 en 2009, 10 en 2010 et 21 en 2011 et 5 en 2012 (Tableau 8).

L'activité microsismique de l'année 2010 est diffuse spatialement mais aussi temporellement, avec moins d'un événement par mois en moyenne sur toute l'année (Figure 38). Entre le 1^{er} janvier 2011 et le 31 décembre 2011, l'activité est surtout concentrée en juillet et août avec 10 événements microsismiques sur les 21 au total. Ces dix événements sont relativement bien concentrés au sud-est de la station Groseilliers. Leurs positions correspondent bien aux points de nivellement sur lesquels une reprise de l'affaissement a été observée en août 2011. Puis en 2012, l'activité est située à l'est et reste faible.



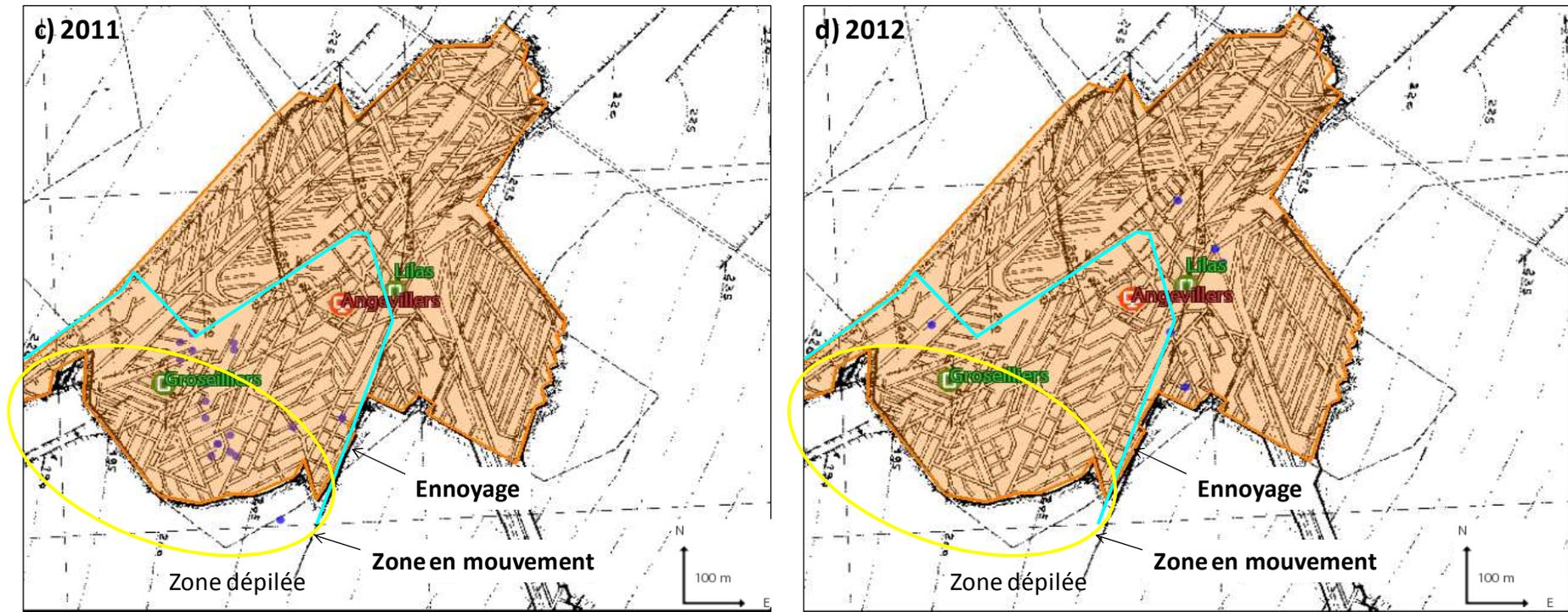


Figure 38 : Localisation de l'activité microsismique sur le site d'Angevillers superposée au plan du village et aux limites des zones à risque pour 2009 (haut gauche), 2010 (haut droit), 2011 (bas gauche) et 2012 (bas droit).

Date	Heure	Sondes 3D Pointées(1)	Energie aux sondes 3D (J)	Direction	Distance Epicentrale	Localisation
30/05/2012	02:58:55	3D-Lilas	8,60.10 ⁻⁰⁶	186°N	145 m	Angevillers_R136C1
		3D-Lilas-BF	7,16.10 ⁻⁰⁶	182°N	145 m	
30/05/2012	02:58:54	3D-Lilas	2,46.10 ⁻⁰⁶	214°N	68 m	Angevillers_R136C1
		3D-Lilas-BF	1,87.10 ⁻⁰⁶	198°N	68 m	
16/05/2012	08:18:18	3D-Lilas	1,73.10 ⁻⁰⁶	55°N	60 m	Angevillers_R136C1
		3D-Lilas-BF	1,84.10 ⁻⁰⁶	54°N	60 m	
16/05/2012	08:18:16	3D-Lilas	1,93.10 ⁻⁰⁶	52°N	67 m	Angevillers_R136C1
		3D-Lilas-BF	2,09.10 ⁻⁰⁶	37°N	67 m	
06/04/2012	11:38:15	3D-Lilas	1,14.10 ⁻⁰⁵	13°N	125 m	Angevillers_R136C1
		3D-Lilas-BF	8,40.10 ⁻⁰⁶	356°N	125 m	
18/11/2011	09:26:28	3D-Lilas	1,40.10 ⁻⁰⁷	269°N	237 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	1,58.10 ⁻⁰⁶	77°N	108 m	
		3D-Lilas-BF	3,63.10 ⁻⁰⁶	256°N	237 m	
18/11/2011	09:10:41	3D-Lilas	2,28.10 ⁻⁰⁷	255°N	233 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	1,51.10 ⁻⁰⁶	61°N	113 m	
		3D-Lilas-BF	3,70.10 ⁻⁰⁶	253°N	233 m	
26/10/2011	15:33:56	3D-Groseilliers	2,87.10 ⁻⁰⁷	25°N	65 m	Angevillers_R136C1
26/10/2011	15:33:55	3D-Groseilliers	1,24.10 ⁻⁰⁶	37°N	63 m	Angevillers_R136C1
26/10/2011	15:33:54	3D-Groseilliers	4,75.10 ⁻⁰⁶	28°N	84 m	Angevillers_R136C1
03/10/2011	12:53:48	3D-Lilas	1,37.10 ⁻⁰⁶	235°N	243 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	1,01.10 ⁻⁰⁶	141°N	188 m	
		3D-Lilas-BF	2,12.10 ⁻⁰⁵	224°N	243 m	
01/09/2011	09:23:03	3D-Lilas	8,26.10 ⁻⁰⁷	222°N	199 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	7,68.10 ⁻⁰⁷	104°N	251 m	
		3D-Lilas-BF	2,29.10 ⁻⁰⁵	209°N	199 m	
31/08/2011	13:03:48	3D-Lilas	3,90.10 ⁻⁰⁷	216°N	199 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	3,50.10 ⁻⁰⁷	116°N	251 m	
		3D-Lilas-BF	1,09.10 ⁻⁰⁵	207°N	199 m	
23/08/2011	12:10:16	3D-Groseilliers	4,41.10 ⁻⁰⁷	76°N	56 m	Angevillers_R136C1
		3D-Lilas-BF	6,07.10 ⁻⁰⁷	-	294 m	
23/08/2011	09:19:25	3D-Groseilliers	1,99.10 ⁻⁰⁷	90°N	95 m	NL
13/08/2011	07:54:28	3D-Groseilliers	3,35.10 ⁻⁰⁷	131°N	126 m	Angevillers_R136C1
13/08/2011	04:08:03	3D-Lilas	6,49.10 ⁻⁰⁸	-	306 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	9,88.10 ⁻⁰⁷	103°N	62 m	
		3D-Lilas-BF	8,12.10 ⁻⁰⁷	251°N	306 m	
07/08/2011	16:41:11	3D-Groseilliers	2,64.10 ⁻⁰⁷	115°N	119 m	Angevillers_R136C1
		3D-Lilas-BF	1,80.10 ⁻⁰⁷	245°N	309 m	
07/08/2011	16:41:11	3D-Lilas	9,00.10 ⁻⁰⁸	236°N	371 m	HZS
		3D-Groseilliers	1,57.10 ⁻⁰⁶	312°N	257 m	
		3D-Lilas-BF	2,82.10 ⁻⁰⁷	194°N	371 m	
05/08/2011	14:56:59	3D-Lilas	1,48.10 ⁻⁰⁷	-	326 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	2,24.10 ⁻⁰⁶	120°N	146 m	
		3D-Lilas-BF	6,15.10 ⁻⁰⁶	-	326 m	
19/07/2011	18:06:57	3D-Groseilliers	9,26.10 ⁻⁰⁷	-	-	NL
07/07/2011	17:12:10	3D-Lilas	1,29.10 ⁻⁰⁷	247°N	320 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	9,03.10 ⁻⁰⁷	126°N	76 m	
		3D-Lilas-BF	3,23.10 ⁻⁰⁶	244°N	320 m	
04/06/2011	08:50:19	3D-Lilas	1,11.10 ⁻⁰⁷	233°N	331 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	9,06.10 ⁻⁰⁷	127°N	115 m	
		3D-Lilas-BF	1,72.10 ⁻⁰⁶	221°N	331 m	
19/05/2011	10:42:48	3D-Lilas	1,43.10 ⁻⁰⁷	238°N	331 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	5,71.10 ⁻⁰⁷	124°N	115 m	
		3D-Lilas-BF	2,88.10 ⁻⁰⁶	225°N	331 m	
19/05/2011	10:42:19	3D-Lilas	5,66.10 ⁻⁰⁸	-	327 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	3,01.10 ⁻⁰⁷	120°N	136 m	
		3D-Lilas-BF	7,87.10 ⁻⁰⁷	212°N	327 m	
05/01/2011	15:03:12	3D-Groseilliers	3,97.10 ⁻⁰⁷	24°N	42 m	Angevillers_R136C1
25/12/2010	13:47:34	3D-Lilas	2,90.10 ⁻⁰⁵	199°N	89 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	1,02.10 ⁻⁰⁷	85°N	301 m	
		3D-Lilas-BF	1,98.10 ⁻⁰⁴	198°N	89 m	
22/12/2010	00:27:55	3D-Lilas	3,68.10 ⁻⁰⁷	213°N	243 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	6,93.10 ⁻⁰⁷	94°N	188 m	
		3D-Lilas-BF	2,34.10 ⁻⁰⁵	207°N	243 m	

Tableau 8 : Activité microsismique du site d'Angevillers entre le 21/11/2009 et 30/05/2012.

Date	Heure	Sondes 3D Pointées(1)	Energie aux sondes 3D (J)	Direction	Distance Epicentrale	Localisation
18/10/2010	22:45:43	3D-Groseilliers	$1,70.10^{-06}$	129°N	55 m	Angevillers_R136C1
		3D-Lilas-BF	$3,75.10^{-07}$	236°N	328 m	
06/10/2010	02:55:28	3D-Groseilliers	$1,98.10^{-06}$	260°N	65 m	Angevillers_R136C1
		3D-Lilas-BF	$3,56.10^{-07}$	242°N	409 m	
27/09/2010	08:06:04	3D-Puits Armand	$2,77.10^{-05}$	78°N	80 m	HZS
04/06/2010	04:58:22	3D-Lilas	$8,43.10^{-07}$	8°N	143 m	Angevillers_R136C1
		3D-Lilas-BF	$7,19.10^{-06}$	4°N	143 m	
29/05/2010	04:14:01	3D-Lilas	$4,76.10^{-08}$	238°N	290 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	$2,43.10^{-06}$	132°N	115 m	
		3D-Lilas-BF	$7,47.10^{-07}$	246°N	290 m	
18/04/2010	19:47:46	3D-Lilas	$3,88.10^{-08}$	245°N	288 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	$1,52.10^{-06}$	135°N	125 m	
		3D-Lilas-BF	$3,92.10^{-07}$	235°N	288 m	
12/03/2010	18:04:27	3D-Groseilliers	$1,43.10^{-06}$	123°N	242 m	Angevillers_R136C1
18/01/2010	00:10:04	3D-Lilas	$7,55.10^{-08}$	217°N	337 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	$1,18.10^{-06}$	139°N	118 m	
28/12/2009	19:39:04	3D-Lilas	$4,34.10^{-07}$	225°N	285 m	Angevillers_R136C1
		3D-Groseilliers	$1,52.10^{-06}$	124°N	147 m	
21/11/2009	14:40:07	3D-Groseilliers	$6,43.10^{-07}$	148°N	126 m	Angevillers_R136C1

(1) En gras, première sonde déclenchante,

Tableau 8 : Activité microsismique du site d'Angevillers entre le 21/11/2009 et 30/05/2012.

4.5 DONNEES CLINOMETRIQUES STATION LILAS

4.5.1 RAPPEL

Les deux sondes tridirectionnelles (40 hz et Basse Fréquence) de la station Lilas sont des sondes multiparamètres. Elles intègrent chacune un clinomètre biaxial permettant de mesurer les composantes rotationnelles d'un champ de déplacement affectant le terrain environnant par rapport à un axe vertical. Les deux sondes étant positionnées l'une au-dessus de l'autre dans le même forage, toute composante rotationnelle affectant le terrain environnant doit fournir des mesures identiques sur les deux capteurs, une fois l'orientation respective de pose corrigée.

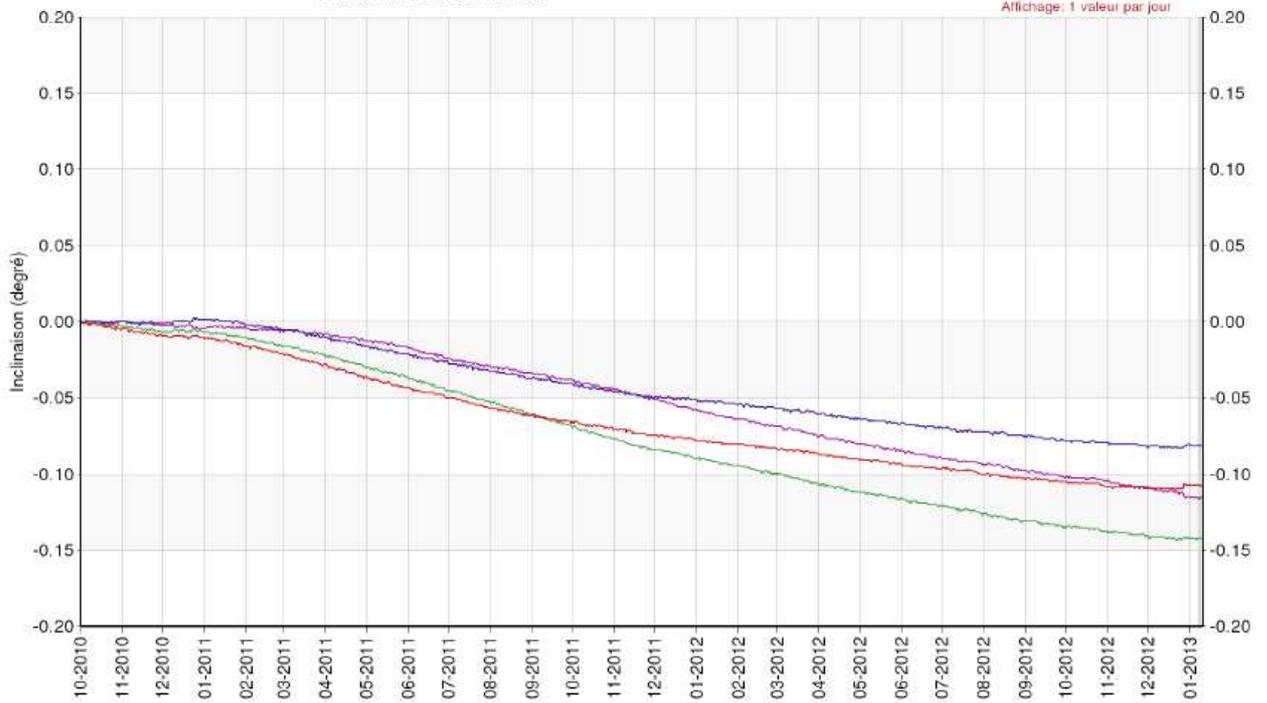
Mises en place à titre expérimental, ces mesures ont été traitées, corrigées et analysées. Les mesures sont converties en mesures relatives (en mesures de variations par rapport à une mesure de référence), ici choisie à la date d'octobre 2010. Aucun retour d'expérience de ce type de mesure placées en forage et situées dans une zone proche d'un affaissement minier dans le contexte géologique du Bassin Ferrifère n'étant disponible à notre connaissance.

4.5.2 EVOLUTION DES DONNEES

Les séries temporelles des 2 composantes X et Y de chacun des 2 capteurs montrent une évolution très similaire: évolution lente, monotone, régulière, sur la période considérée.

Sur la période considérée d'octobre 2010 à fin 2012 :

- une inflexion des chroniques apparait début 2011 ;
- l'amplitude d'inclinaison moyenne est comprise entre 0,04° et 0,14° (Figure 39) ;
- la direction angulaire d'inclinaison moyenne mesurée est N 220° (Figure 40).



Mesures corrigées relatives (référence : 01/10/2010) - Précision du capteur : +/- 0.01 degré

Edité le 10/01/2013

■ Période de qualification ■ GS11 X ■ GS11 Y ■ GS20 X ■ GS20 Y

Figure 39 : Inclinaison mesurée par les capteurs d'octobre 2010 au janvier 2013.

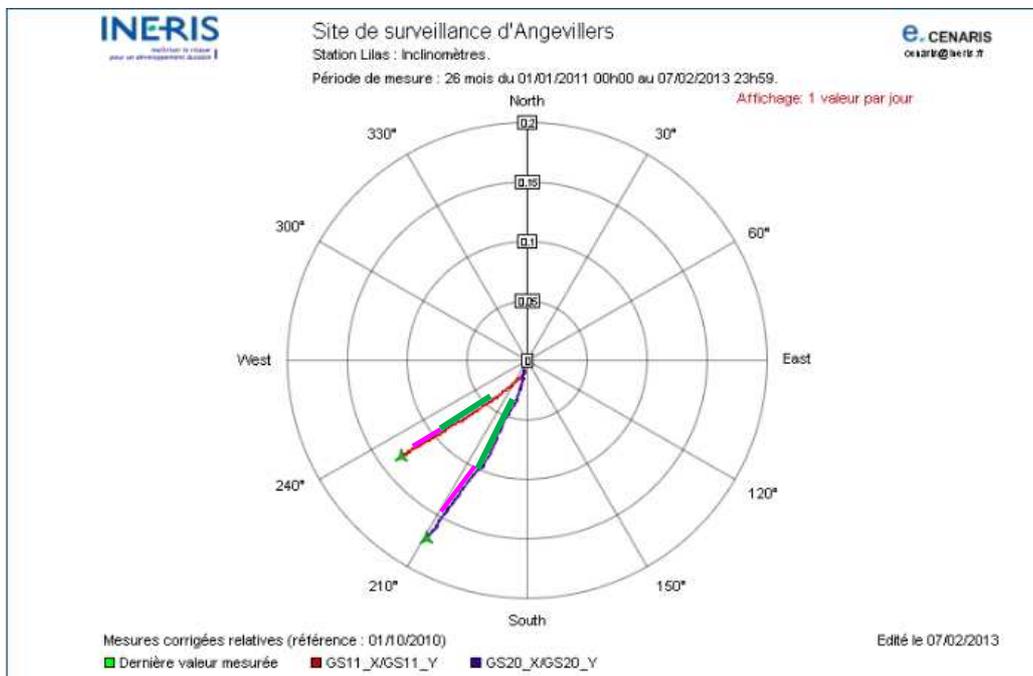


Figure 40 : Direction angulaire d'inclinaison mesurée par les capteurs d'octobre 2010 à janvier 2013. En vert, du 01/05/2011 au 01/12/2011. En rose, du 01/12/2011 au 01/07/2012.

La direction d'inclinaison moyenne projetée sur la carte des points de nivellement indique clairement les points R109b et R108 (Figure 41). Cette direction, tracée sur 5 mois

(31/05/11) et sur 11 mois (18/08/2011), est stable.

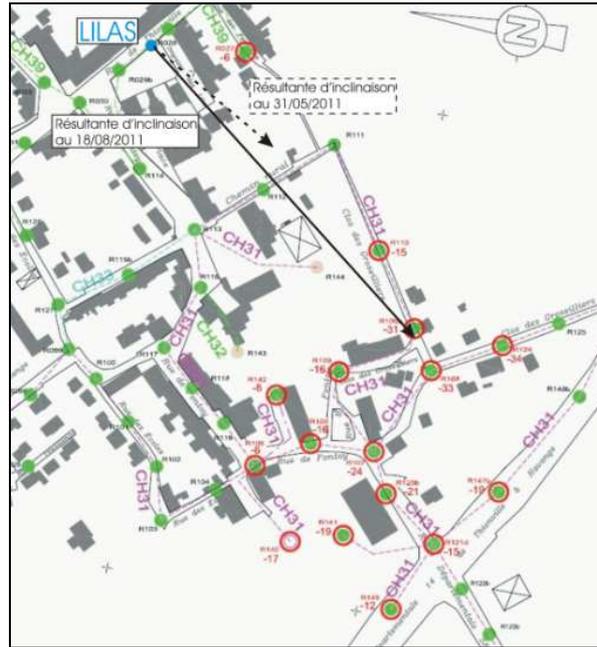


Figure 41 : Direction d'inclinaison moyenne projetée sur la carte des points de nivellement.

4.6 INSTRUMENTATION ET DEROULEMENT EXPERIMENTAL

Pour cette expérimentation de tir de calage, différents systèmes d'acquisition ont été installés à la fois au jour et au fond, en complément des stations du réseau de surveillance microsismique (stations Lilas, Groseilliers et Puits-Armand), à savoir :

- les deux flûtes de géophones temporaires en surface reliées à deux unités d'acquisition, ce dispositif de surface en complément du réseau microsismique avait pour principal objectif une acquisition d'un plus grand nombre de rais pour une analyse plus fine du champ de vitesse ;
- le réseau temporaire de surveillance fond constitué de deux stations équipées chacune d'un géophone, d'un microphone et d'un hydrophone, d'une station trois composantes basse fréquence et d'un piézomètre dynamique.

La Figure 42 représente la position des différents systèmes d'acquisition, des tirs réalisés les 21, 22 septembre et les chutes de blocs le 30 septembre.

Les tirs ont été réalisés dans des forages de 5 mètres de profondeur et 60 mm de diamètre. L'explosif utilisé pour ces tirs se présente sous forme de bâton de dynamite de type EURODYN 2000. Ces tirs se situent principalement à l'Est des stations Lilas et Groseilliers bien que la cuvette d'affaissement soit à l'Ouest. Cela est dû à l'inaccessibilité de la zone en raison de l'ennoyage et dans une moindre mesure à cause d'un air saturé en CO₂ et contenant peu d'oxygène. Les tirs ont été réalisés dans le sens inverse de l'aéragé lorsque cela était possible. La mise en œuvre et le déroulement de l'expérimentation sont décrits plus en détails dans le rapport technique DRS-10-114322-12003A (Balland et Contrucci, 2010).

Une campagne de chutes de poids (10 chutes d'un poids de 500kg) a été réalisée la semaine suivante uniquement dans la galerie Louise afin de caler principalement le réseau de surveillance sismique et acoustique au fond.

Enfin, au cours du traitement des données, une anomalie d'incidence des rais observée sur la station Groseilliers nous a conduits à mener une seconde campagne de chute de poids, cette fois depuis la surface autour des stations Lilas et Groseilliers.

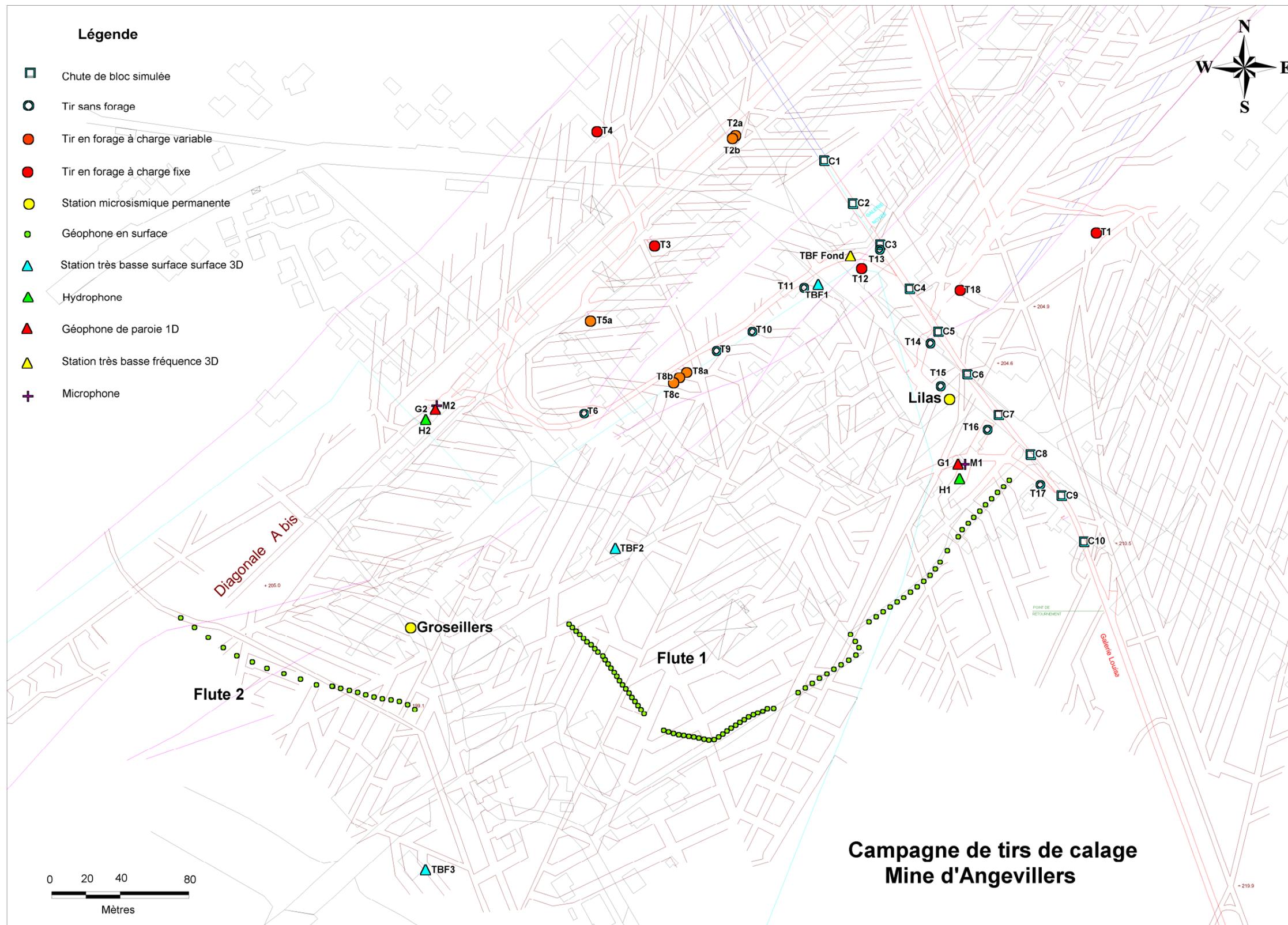


Figure 42 : Schéma d'implantation du dispositif expérimental (géométrage et représentation réalisés par E.Obringer BRGM-DPSM)

4.7 RESULTATS

Les données géophysiques recueillies lors de cette expérimentation ainsi que le détail de leur analyse ont fait l'objet du rapport DRS-11-114322-05512A. Nous ne présenterons ici que les principales conclusions de ce travail.

4.7.1 COUPLAGE DE LA STATION GROSEILLIERS

L'hypothèse selon laquelle l'origine du biais était un mauvais fonctionnement d'un des capteurs semble aujourd'hui écartée. D'une part, le bruit sismique est du même ordre sur toutes les voies de Groseilliers comme de Lilas, et d'autre part les azimuts et pendages mesurés lors de l'expérimentation de chute de poids depuis le jour sont cohérents et équivalents à ceux mesurés lors des tirs. Plus précisément, les différentes mesures de polarisation de l'onde pendant les tirs et pendant les chutes de poids depuis le jour montrent un écart identique avec l'azimut théorique sur la base de l'angle mesuré lors de l'installation de la sonde. Cet écart est confirmé par la corrélation des signaux du séisme de Bonn à supposer que la station Lilas présente une orientation conforme à ce qui a été mesuré lors de son installation. Les 18,3° d'écart peuvent être rapprochés des 18° mesurés en moyenne sur les tirs. Pour la suite de l'étude et de la surveillance opérationnelle d'Angevillers, la correction de l'azimut de la station de Groseilliers peut donc être définitivement fixée à **18°**.

En ce qui concerne, le biais sur le pendage, l'origine reste indéterminée. Il est d'abord confirmé par les chutes de poids depuis le jour. Les 25° mesurés pour les chutes effectuées à l'Est sont du même ordre que les 30° mesurés lors des tirs. Cet écart pourrait être expliqué par une inclinaison vers l'Ouest de 12° de la sonde, l'écart résiduel aurait alors été comparable entre les chutes à l'Ouest et celles à l'Est de la sonde. Cependant, cette hypothèse s'oppose à deux arguments, d'une part, il est peu probable que la sonde de Groseilliers présente un angle aussi important du fait de son diamètre et de sa position contrainte dans le forage et d'autre part la corrélation avec la station Lilas a donné une inclinaison très faible et très précise de 0,9°. Il semble donc que le biais sur le pendage ait une origine plus naturelle provoquée directement par une anomalie du champ de vitesse d'origine géologique.

4.7.2 CHAMP DE VITESSE DU MASSIF ET ORIGINE DES PERTURBATIONS

Pour l'estimation des vitesses, deux outils ont été utilisés. Le premier est SYTMISvel, décrit au paragraphe 3.5.4, dans la partie consacrée au tir de calage. Il permet à partir des temps d'arrivée déduits des tirs de calage, de la position des sondes et de la géologie du site de construire, de construire par inversion, des modèles multicouches 1D isotrope. Le second outil est TOMSIS qui est un logiciel de tomographie 2D. Son fonctionnement est décrit en détail dans l'annexe 2. Dans ce cas, les couches géologiques ne sont pas prédéfinies. Le milieu de propagation est discrétisé, ce qui permet de rendre compte de l'anisotropie des vitesses.

La première méthode d'estimation du champ de vitesse (Tableau 9) mise en œuvre montre clairement une première couche lente (~ 1900 m/s) qui affleure puis une couche plus rapide (~ 3100 m/s). Au-delà, les vitesses observées sont de l'ordre de 3700 m/s. La première couche peut être associée à la fois à la couche altérée et à l'alternance marno-calcaire tandis que la seconde peut être associée au bloc calcaire du Bajocien décrit à partir du puits Armand. Enfin la troisième couche est associée aux marnes de Chareennes. Il faut noter que la mesure des vitesses intègre largement les couches de plus petite épaisseur comme la couche de marnes (19 m) intercalées entre les deux blocs calcaires, ce qui donne une idée des limites des méthodes d'estimation de la vitesse sismique dans

ce contexte. Les observations de vitesses sont globalement conformes à ce qui a déjà été observé sur les autres sites du bassin ferrifère (cf. § 3.6.2).

Site d'Angevillers		Terrain de surface	Calcaires Bajocien	Marnes de chareennes	Ferrifère
modèle 4 couches	Epaisseur [m]	27	89	33	40
	Vitesse [m/s]	1867	3137	3695	3398
	Erreur [m/s]	373	198	208	56

Tableau 9 : Résumé des caractéristiques du modèle de vitesse à quatre couches du site d'Angevillers.

Au contraire, pour les mesures d'anisotropie, la vitesse augmente étonnamment avec le pendage (Figure 43). En général, les interfaces sédimentaires génèrent une anisotropie inverse (Oberti et al, 1979), les ondes se propagent plus rapidement dans le plan des couches et plus lentement à travers les couches. Ici, la vitesse la plus élevée a été relevée pour les rais sub-verticaux. Toute la plage des pendages n'a pu être auscultée, du fait des contraintes de site. Il semble cependant que la vitesse la plus faible se situe à un pendage de l'ordre de 35° associé avec un azimut autour de 220° (Figure 43). Comme pour d'autres sites (Ikeda et al, 1981), l'origine de cette anisotropie est sans doute à mettre en relation avec les failles présentes sur le site. L'orientation du réseau de failles observées au fond et matérialisées sur le plan de mine (Figure 42) coïncide avec l'anisotropie du champ de vitesse. L'hypothèse la plus probable est que les ondes qui se propagent dans l'axe du plan des failles rencontrent des zones dites « broyées » avec des caractéristiques mécaniques plus faibles donnant des vitesses mesurées plus faibles. Ces zones sont larges de plusieurs dizaines de mètres, ne permettant pas aux premières arrivées d'emprunter des zones plus rapides. Cette influence des failles peut aussi expliquer l'inversion de l'anisotropie due à l'empilement des couches sédimentaires. En effet, les failles sont sub-verticales, les ondes sont donc moins freinées par les couches géologiques que par les failles. Sans faille, on aurait probablement mesuré une anisotropie horizontale plus conforme à ce qui est classiquement observé dans un terrain sédimentaire. L'effet des failles sur la vitesse est donc probablement sous-estimé.

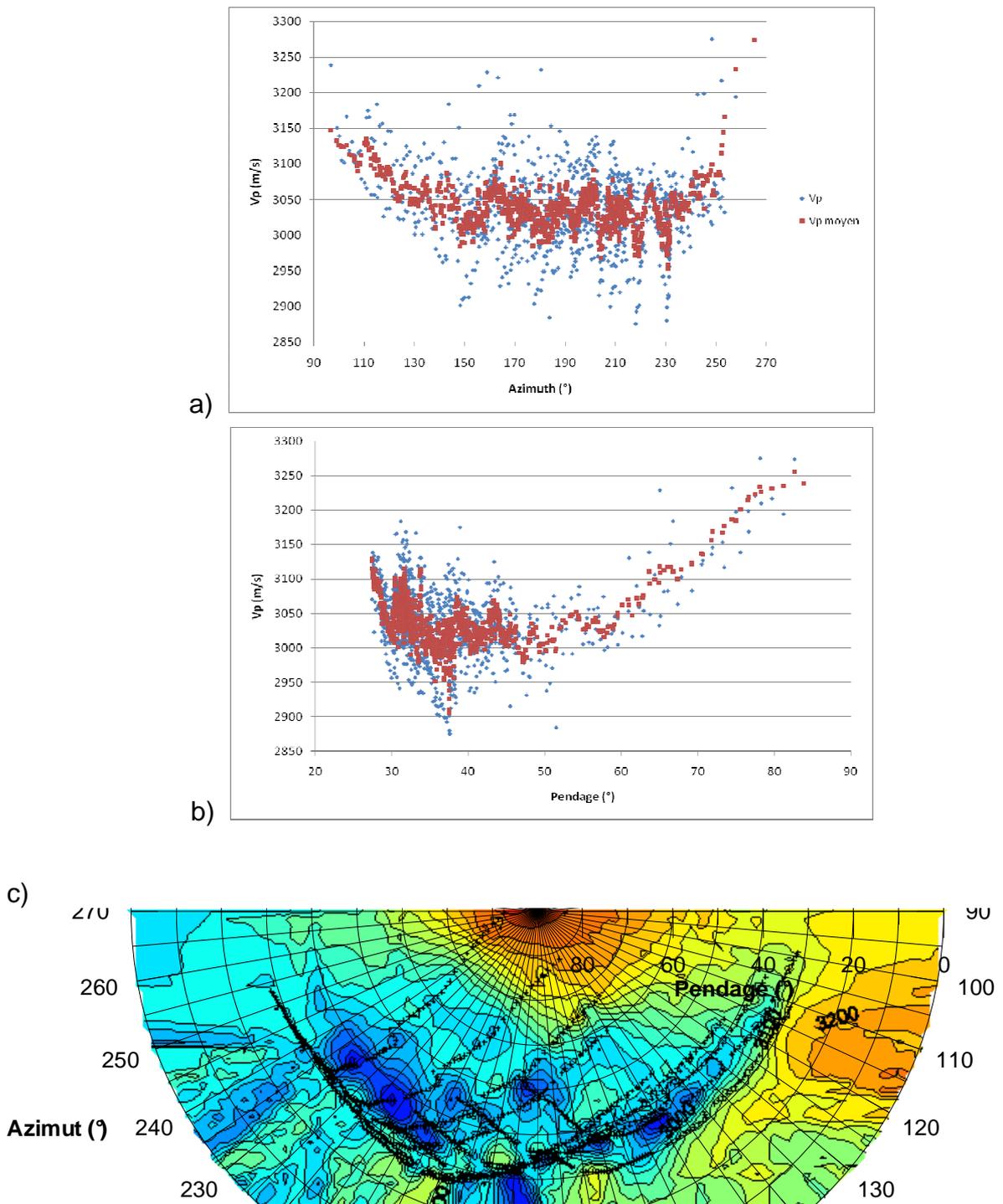
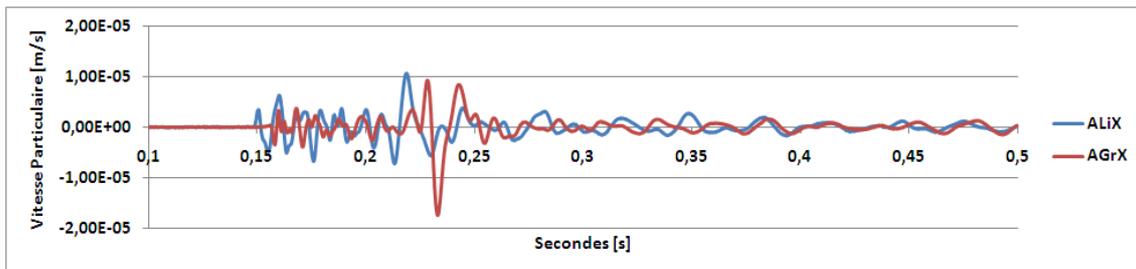


Figure 43 : Variation de la vitesse des ondes P en fonction de l'azimut (a), du pendage (b) et en représentation stéréographique (c).

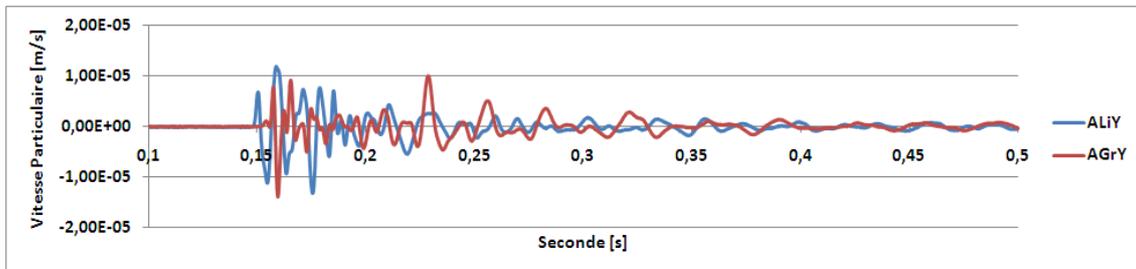
4.7.3 CHAMP D'ATTENUATION DU MASSIF ET DETECTABILITE DES SOURCES

L'environnement de la station Groseilliers ne présente pas d'atténuation particulièrement importante par rapport à celle de la station Lilas. Cette observation est confirmée par l'enregistrement d'un tir équidistant aux deux stations avec une amplitude maximale quasi-identique sur les deux sondes 3D (Figure 44). Ce tir confirme que les deux sondes sont couplées de manière identique au terrain. La station de mesure Puits Armand, située à 800 m environ au Nord du stot d'Angevillers, et de l'autre côté de la faille majeure d'Angevillers, a déclenché et fournit des sismogrammes exploitables.

a)



b)



c)

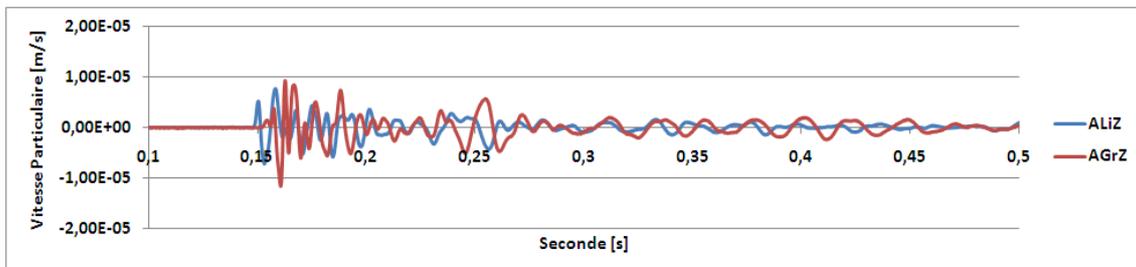


Figure 44 : Représentation des voies a) X, b) Y et c) Z des enregistrements du tir 5a (1kg) quasi-équidistance des stations Lilas et Groseilliers.

La charge minimale de tir à la source détectée par les sondes est d'environ 200g d'explosif à 250m d'une sonde 3D. D'autre part, toutes les chutes de blocs sur le sol de 500 kg réalisées dans la galerie Louise ont été détectées par la station Lilas et ceci quelle que soit la distance hypocentrale (jusqu'à 150 m). La transmission des ondes générées par les chutes de blocs est sans doute favorisée par le fort contenu basse fréquence à la source. Le rendement énergétique des chutes de poids doit aussi être meilleur que l'explosif. En effet, une quantité non négligeable de la charge explosive est transformée en chaleur et souffle, ce dernier accentué par l'absence de bourrage des sondages.

Le calcul du facteur de qualité moyen dans la bande de fréquence 40-100 Hz sur le site d'Angevillers (rapport DRS-11-114322-05512A) montre une valeur faible de l'ordre de 6. Ce coefficient est 3 à 4 fois plus faible qu'à Tressange (Figure 45). Cette forte atténuation est probablement liée à la fracturation des terrains observée sur le site d'Angevillers. Cela est en accord avec les modèles de vitesse et l'anisotropie mise en évidence. Par ailleurs, la variabilité du facteur de qualité est plus importante sur le site de Tressange que sur celui d'Angevillers (avec un écart type respectif de 20 et 3). Cela vient probablement d'une plus grande diversité de rais sismiques sur le site de Tressange liée à la facilité d'accès au fond.

Plus généralement, le passage d'un facteur de qualité de 25 à 6, respectivement représentatif des sites de Tressange et Angevillers (à fréquence et vitesse constantes) produit une réduction d'amplitude de plus de 90% à 300 m de la source réduisant d'autant la capacité d'un réseau à détecter un événement microsismique d'une intensité donnée.

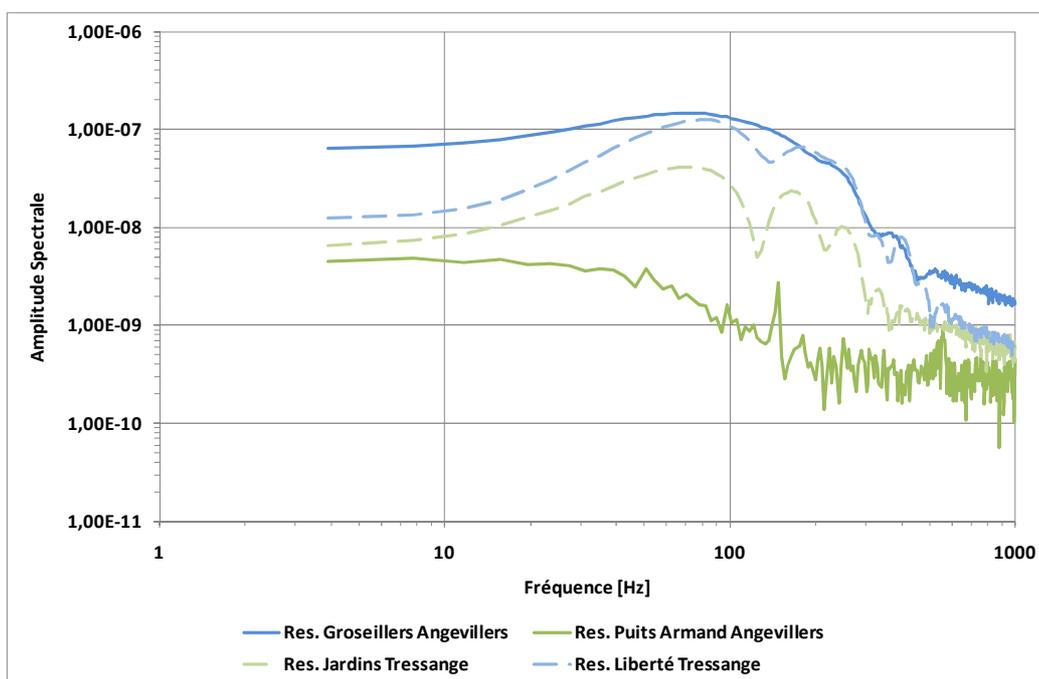


Figure 45 : Comparaison des amplitudes spectrales des sites d'Angevillers et de Tressange sur des tirs situés aux mêmes distances des stations de mesure. En pointillés : amplitude spectrale de la résultante de la première arrivée d'un tir du site de Tressange enregistré par les stations Liberté (309 m du tir) et Jardins (575 m du tir). En trait plein : amplitude spectrale d'un tir du site d'Angevillers enregistré par les stations Groseillers (286 m du tir) et Puits-Armand (560 m du tir).

Notons que dans la littérature on peut observer des valeurs du facteur Q faibles pour des vitesses situées entre 3500 et 4500 m/s (Figure 46, Barton 2007). Ces valeurs ont été obtenues à partir de campagnes de sismique réfraction pour des terrains situées en surface et sub-surface.

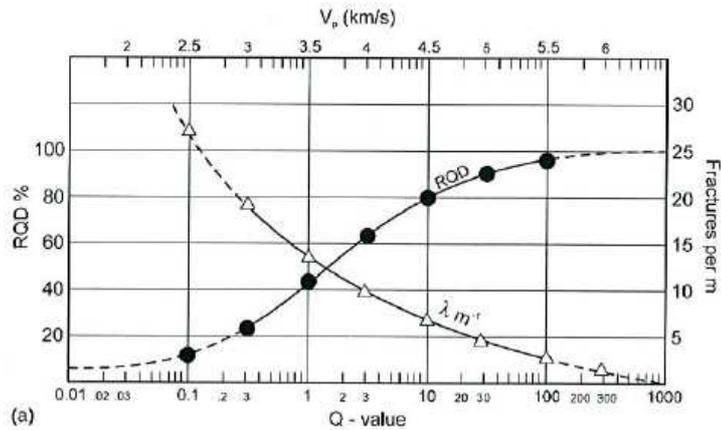


Figure 46 : Relation entre facteur de qualité, vitesse des ondes P et facturation des terrains d'après des campagnes de terrains situés en surface et sub-surface (Barton, 2007 adapté Sjogren et al., 1979).

4.8 CONCLUSIONS

Ces investigations ont permis de mettre en évidence une atténuation importante au niveau du stot d'Angevillers, tant en terme de caractéristique intrinsèque que par rapport au site surveillé de Tressange, situé à quelques kilomètres au Nord. Même si la valeur estimée sur le site d'Angevillers semble faible, c'est la différence de valeur entre les deux sites qui est à considérer, sachant que le protocole d'acquisition de données par tir de mine depuis le fond et la méthode de calcul utilisée sur les deux sites sont identiques. Le site d'Angevillers est donc plus atténuant que celui de Tressange. Cette forte atténuation est probablement liée à l'important réseau de failles qui traverse le stot d'Angevillers.

Elle peut expliquer en grande partie la non détection d'événements microsismiques de faible énergie liée à l'affaissement lent relevé par le nivellement. Elle traduit une mauvaise transmission des ondes microsismiques et se rajoute à un mécanisme d'affaissement de cinétique très lente et très peu « émissif » en termes d'activité microsismique. En effet, l'affaissement, qui a démarré très probablement début fin 2008, a montré un régime quasi linéaire entre novembre 2009 et janvier 2011, avec des vitesses de déplacement vertical pratiquement constantes. La vitesse maximale de 2 cm/mois atteinte durant plus de 12 mois, indique une diffusion lente et régulière de l'énergie de déformation. Si, comme cela a été le cas pour les affaissements progressifs de 1996 à Auboué et 1997 à Moutiers par exemple, la majeure partie de l'énergie de déformation (de l'ordre de 70 à 80%) s'était dégagée en quelques semaines, avec une part importante en quelques heures à quelques jours, des événements microsismiques auraient normalement été enregistrés.

Le réseau de surveillance microsismique en place dans le bassin ferrifère lorrain est plutôt adapté à la détection de mécanismes d'affaissements « rapides ». Suite à cette expérimentation, un GPS différentiel a été installé sur le site d'Angevillers pour suivre ce mouvement lent et asismique, comme cela est réalisé pour la surveillance sismologique basée à la fois sur des réseaux sismiques pour les tremblements de terre et les réseaux géodésiques pour les grands mouvements, lents et asismiques.

5. SUIVI MULTI-PARAMETRES EN TEMPS REEL DE L'EFFONDREMENT DE LA CAVITE SALINE DE CERVILLE

L'analyse de ces données ont fait l'objet de la thèse de doctorat de Ngoc-Tuyen Cao, 2011 et celle de Diego Mercerat, 2007 ainsi que de plusieurs publications (Contrucci et al ; 2011 ; Daupley et al., 2011, 2012. ; Laoufa et al., 2012 ; Mercerat et al., 2010 ; Klein et al., 2008). Ici seront présentés les résultats principaux de ces travaux.

5.1 EXPERIMENTATION DE CERVILLE-BUISSONCOURT – RAPPELS DU CONTEXTE DE MISE EN ŒUVRE

Afin d'améliorer la compréhension des phénomènes de rupture à grande échelle, induits par l'instabilité de cavités souterraines d'origine minières, une expérimentation in situ a été réalisée par les partenaires du GISOS entre 2004 et 2009, en collaboration avec la société SOLVAY. Ainsi, la cavité de Cerville-Buissoncourt, située dans le bassin salifère lorrain, au Sud de Nancy, exploitée par la technique dite intensive par dissolution jusqu'à l'effondrement des terrains de recouvrement (partie intégrante du schéma d'exploitation, Figure 47), a été instrumentée. Notons que la stabilité du site lors de la création et de l'agrandissement de la cavité est assurée par la présence d'un banc raide et mécaniquement résistant, situé à 120 mètres de profondeur, le banc dit de dolomie de Beaumont. Ce banc de dolomie est constitué de dolomie et d'anhydrite et fait une dizaine de mètres d'épaisseur.

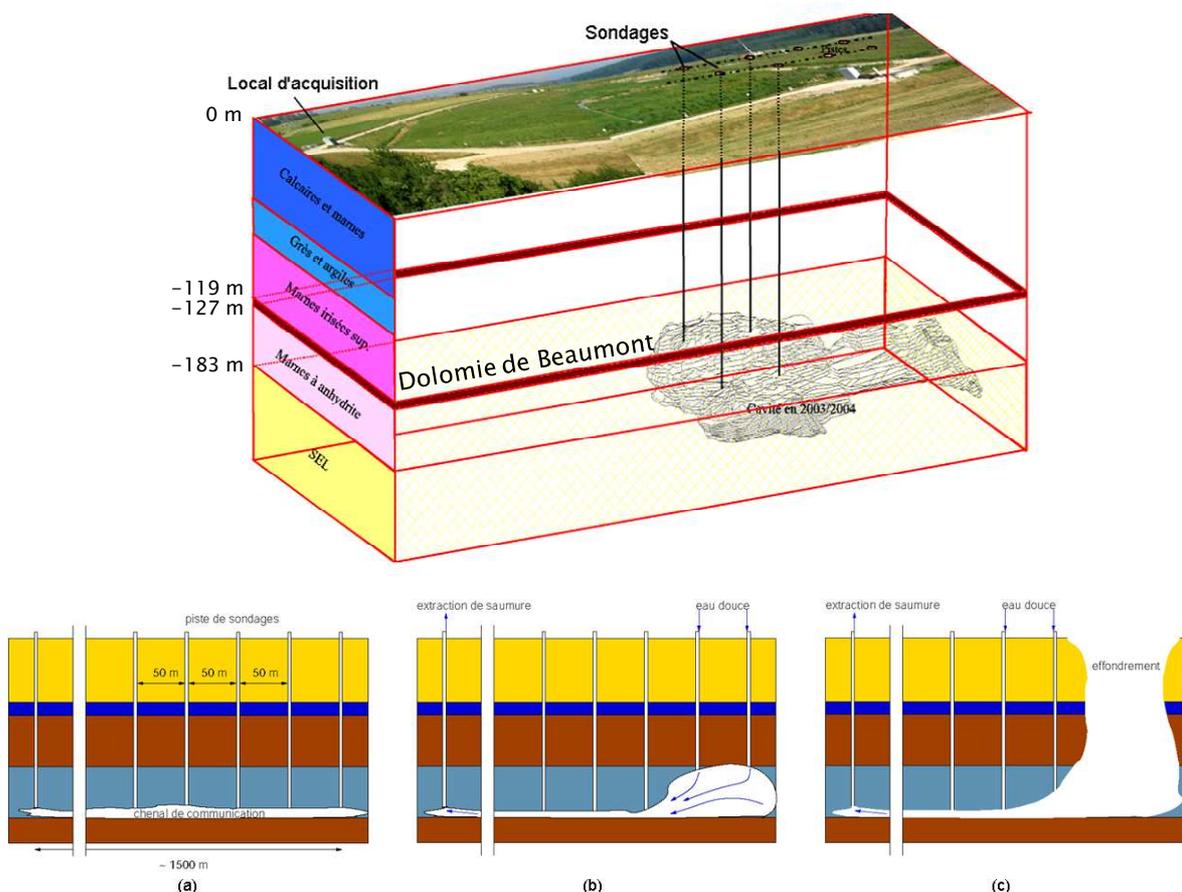


Figure 47 : En haut, vue 3D de la géologie du site et de la géométrie de la cavité. En bas : schémas illustrant la méthode d'exploitation par pistes et sondages : (a) création d'un chenal de communication à la base du gisement ; (b) création puis extension de la cavité ; (c) effondrement des terrains de recouvrement avec formation d'un cratère en surface.

Le dispositif dit "multi-paramètres", installé par l'INERIS (Figure 48), comprenait :

- un réseau microsismique haute résolution, composé de cinq sondes 1D et quatre sondes 3D, équipées de géophones avec une bande passante de 40-1000 Hz, installées à différentes profondeurs autour et à l'aplomb de la cavité. L'une d'entre elle (M6.3), au centre de la zone d'étude était implantée dans le banc de dolomie ;
- des systèmes de mesure de nivellement : un tachéomètre motorisé à visée laser et deux balises GPS différentiel RTK.

Ce dispositif a permis de suivre simultanément et en quasi-temps réel l'évolution de la cavité et la réponse du recouvrement, jusqu'à l'effondrement provoqué en février 2009.

D'autres types d'instruments ont été installés par le BRGM et le LAEGO, mesures hydroacoustiques, mesures électriques etc... Une synthèse des travaux réalisés par les autres partenaires fait l'objet du chapitre 3 du mémoire de thèse de Ngoc-Tuyen Cao.

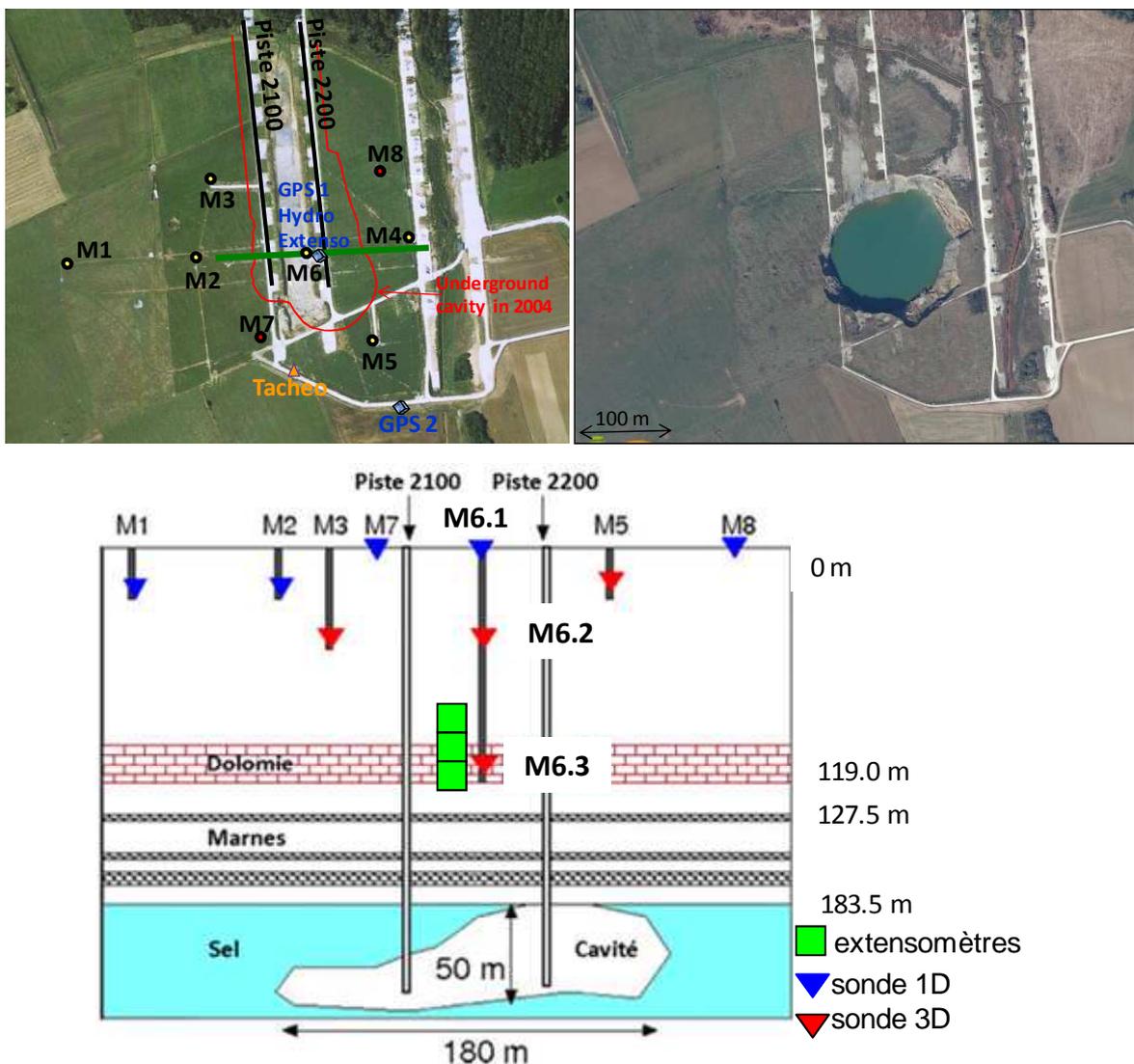


Figure 48 : Vues aériennes du site avant et après l'effondrement (Source Google Map et GEOPORTAIL). A gauche : Position du réseau microsismique et des systèmes de nivellement (tachéomètre et GPS-RTK) déployés sur site. L'extension de la cavité telle qu'elle était connue en 2004 est indiquée en rouge. La figure du bas représente une coupe géologique simplifiée E-W avec la position des sondes microsismiques 3D, 1D et extensomètres.

5.1.1 AUSCULTATION MICROSMISMIQUE ET MESURES DE DEPLACEMENT DE LA SURFACE DU SOL

Les travaux de traitement, d'analyse et de corrélation des données ont permis de mettre en évidence les principales étapes d'évolution de la cavité et d'appréhender un scénario de rupture généralisée (Daupley et al. 2010a, 2010b).

5.1.1.1 PERIODE ANTE-EFFONDREMENT (JANVIER 2005 A JANVIER 2009)

Les premiers signes d'évolution instable ont été détectés grâce à la surveillance microsismique au cours du printemps 2008. Deux crises microsismiques majeures, en Mai 2007 et Mars-Avril 2008 ressortent nettement (Figure 49). Elles ont été associées au processus général de rupture du toit de la cavité avec une progression de la localisation des foyers vers le haut (Mercerat et al., 2010 ; Klein et al., 2008). Elles révèlent une remontée du toit de la cavité de ~30 mètres dans les marnes. Cette observation a été confirmée par les mesures de diagraphie, réalisées avant et après les crises, dans les forages de contrôle situés le long des pistes d'exploitation (Figure 50).

Puis, après les crises du printemps 2008, un changement dans le régime de fond ainsi que des épisodes microsismiques récurrents ont été observés avec notamment une crise importante en janvier 2009. Cette activité est à relier à une nouvelle remontée du toit, qui atteint alors probablement la base du banc de dolomie en janvier 2009.

Durant la période, des chutes de toit se produites sans qu'aucun mouvement significatif en surface n'ait été enregistré (Figure 51 ; Klein et al., 2008).

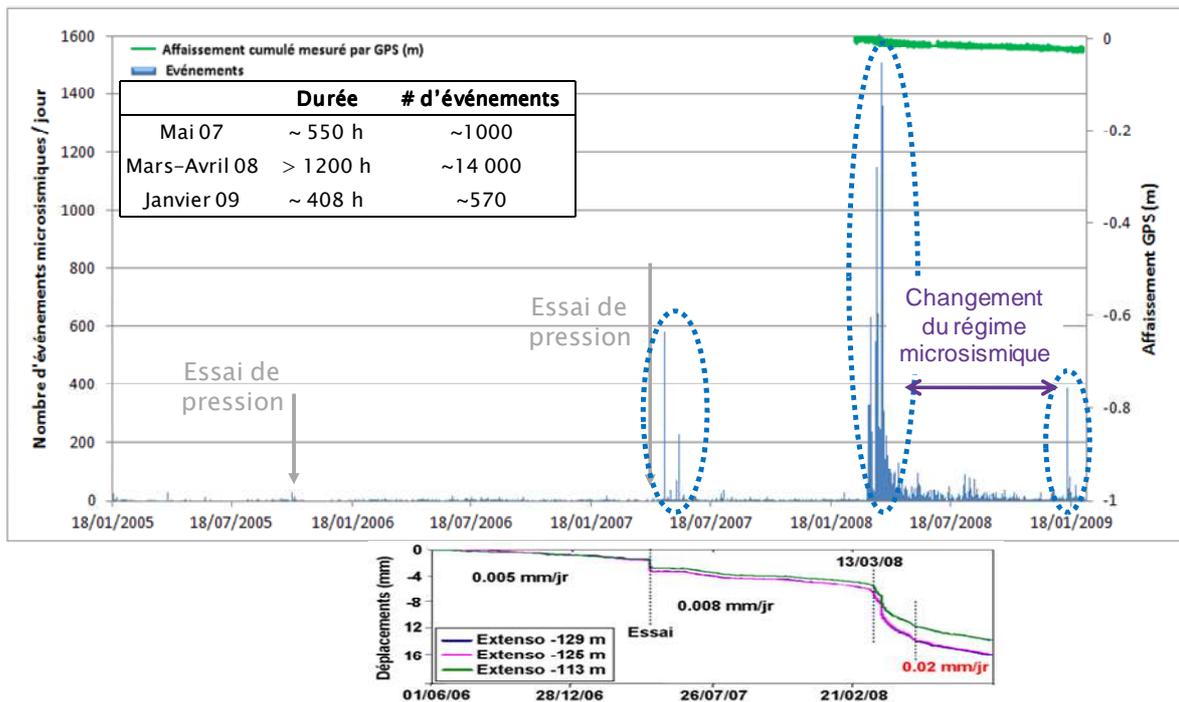


Figure 49 : Activité microsismique de la cavité, mesures GPS et extensométriques de janvier 2005 à janvier 2009

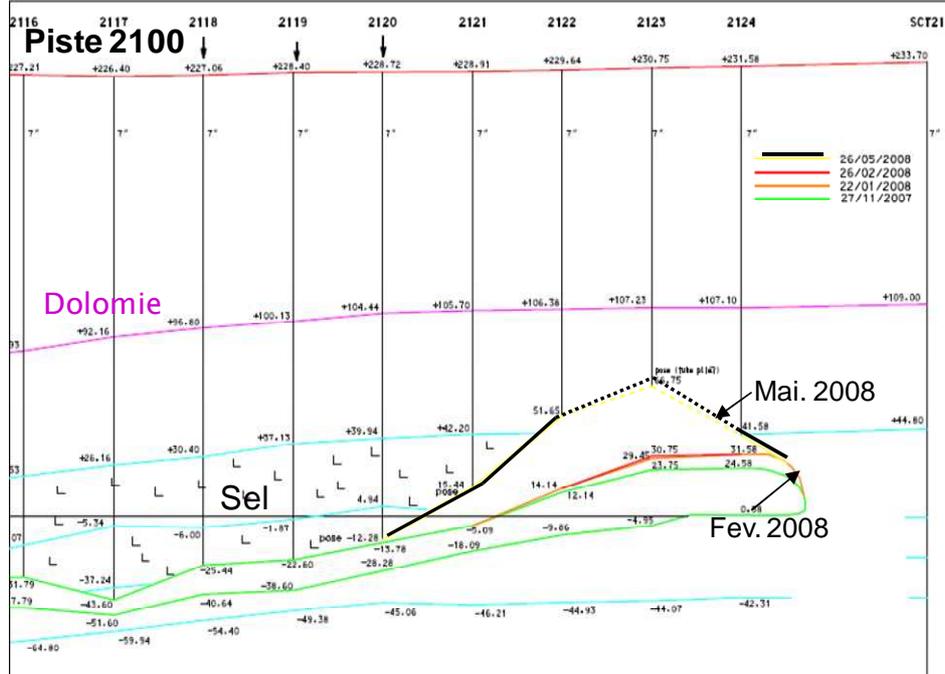
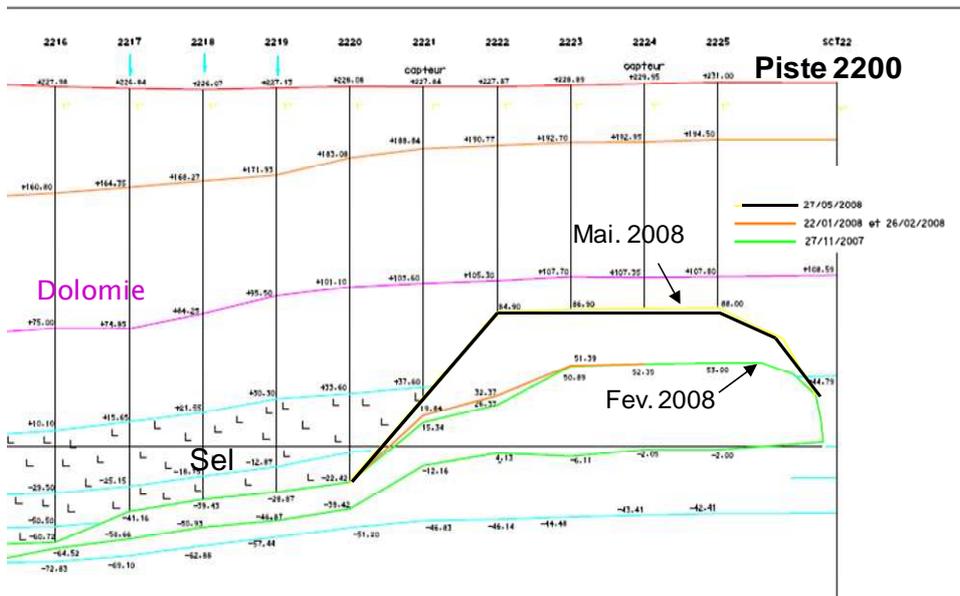


Figure 50 : Contrôle de l'élévation du toit de la cavité réalisé par diagraphie gamma ray, en haut, suivant la piste 2200 et, en bas, suivant la piste 2100.

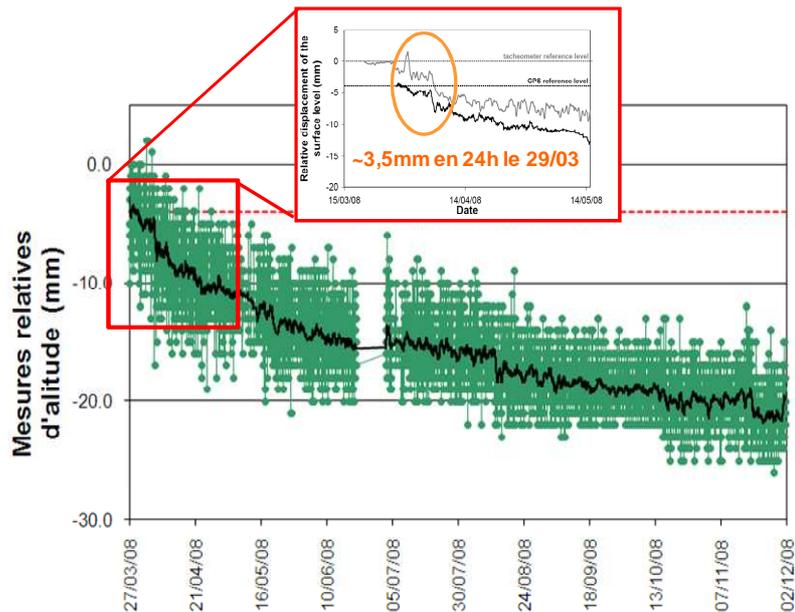


Figure 51 : Mesure de l'affaissement de la cavité en surface par le GPS de mars 2008 à décembre 2008.

Le suivi des déformations de la surface du sol par le dispositif tachéométrique a mis en évidence la formation d'une cuvette d'affaissement à partir d'avril 2008 avec, au cours des mois qui vont suivre, une période de léger soulèvement des bords de la cuvette (plus marqué à l'est). La flexure du banc raide peut être estimée à 5 cm en février 2009 (ancrages extensométriques dans le banc de dolomie). Ces observations indiquent que le banc de dolomie a maintenu les terrains en place et a réagi comme une poutre reposant sur appui (Figure 52).

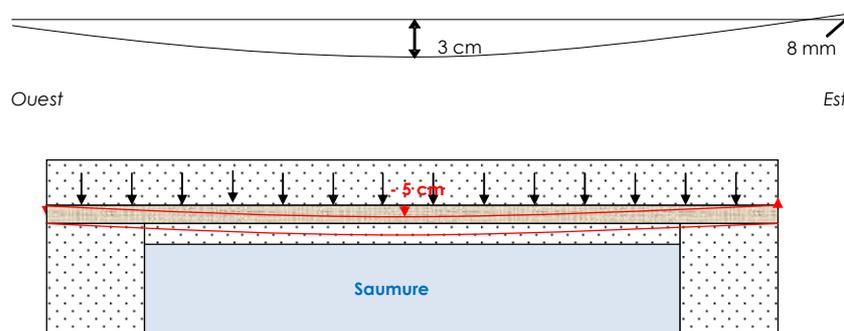


Figure 52 : mars 2008-janvier 2009 ; représentation schématique spatiale de l'affaissement et de la déformation du banc raide sur appui.

5.1.1.2 PERIODE DE L'EFFONDREMENT (DU 10 AU 13 FEVRIER 2009)

Ces observations, ainsi que les modélisations réalisées sur la stabilité du site (Mercerat, 2007), ont conduit l'exploitant à décider de provoquer l'effondrement dans des conditions maîtrisées, par pompage intensif de la saumure.

La Figure 53 représente l'activité microsismique par jour du site de Cerville-Buissoncourt entre février 2008 et février 2009. Sur cette période, environ 50 000 événements microsismiques ont été enregistrés dont environ 30 000 sur les seuls trois jours de l'effondrement généralisé survenu entre le 10 et le 13 février 2009.

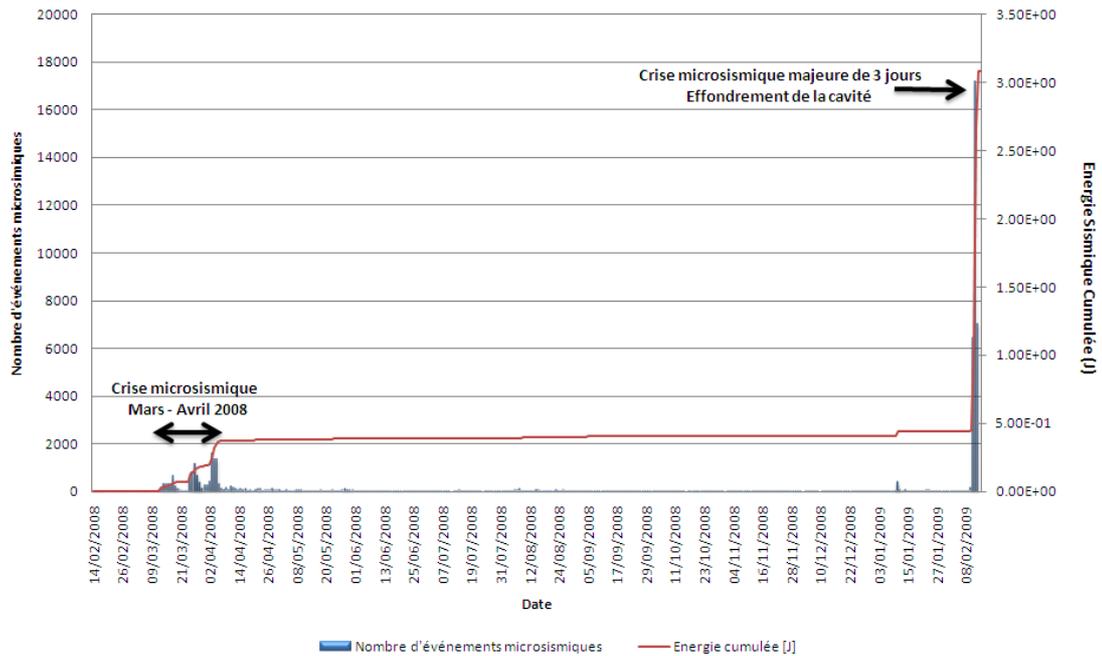


Figure 53 : Activité microseismique par jour enregistrée sur le site de Cerville-Buissoncourt en février 2008 et février 2009.

Durant ces opérations quatre principaux régimes microseismiques ont été identifiés (Figure 54 ; Contrucci et al., 2011) :

- pendant les premières heures de pompages, l'activité microseismique et l'affaissement en surface restent faibles ;
- puis, trois pics d'activités, chacun corrélés avec une accélération de l'affaissement en surface et une remonté brutale du niveau de saumure dans la cavité ont été enregistrés. Le premier correspondrait à la chute du toit de la cavité situé sous le banc de dolomie ainsi qu'à l'initiation de la rupture de ce dernier. Le deuxième, le plus important en nombre d'événements, marquerait la rupture du banc de dolomie. Le dernier, quelques heures plus tard, témoignerait de l'effondrement final des terrains du recouvrement.

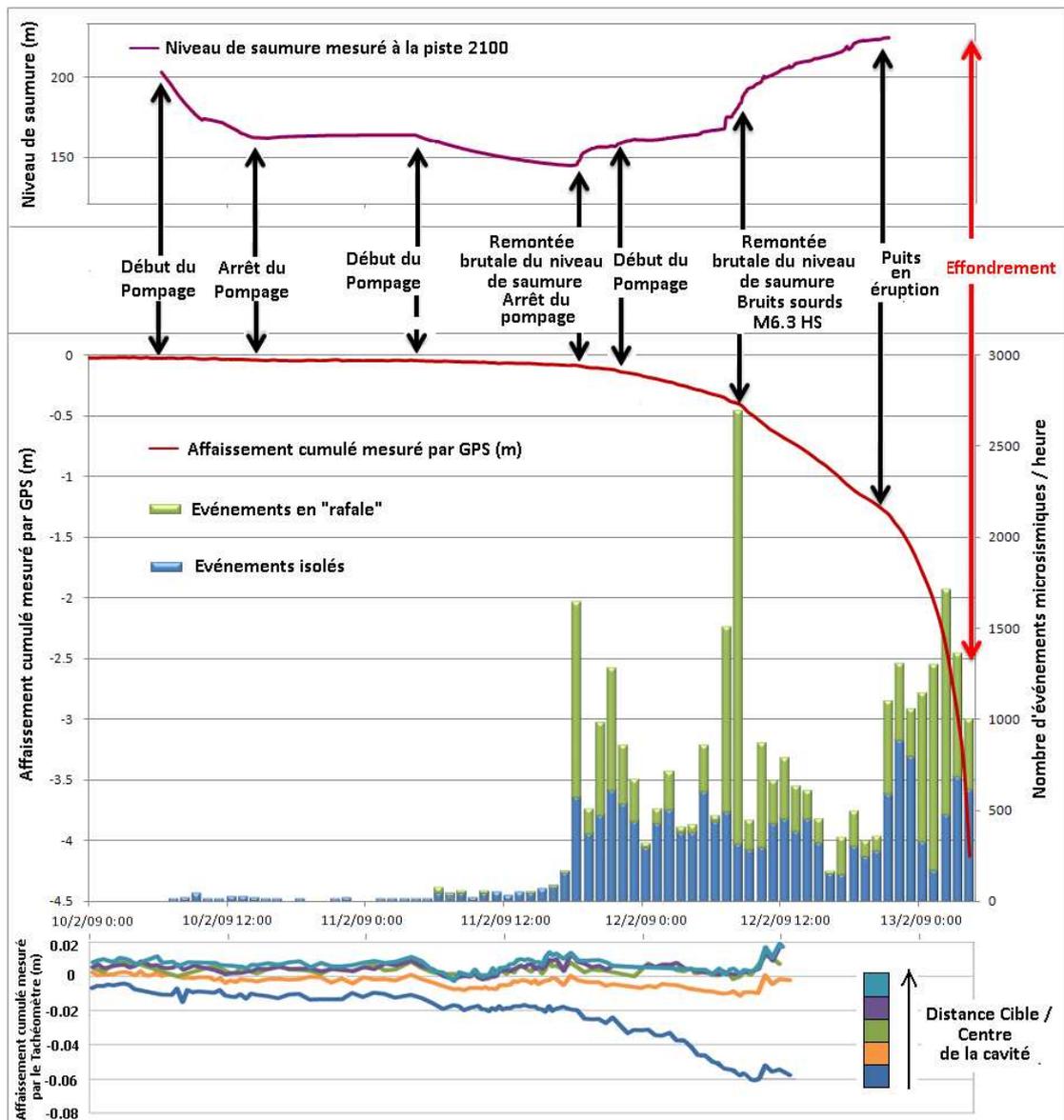


Figure 54 : Evolution du niveau de saumure, de l'altitude mesurée par GPS et tachéomètre, du nombre d'événements microsismiques (isolés et en rafale) par heure et de l'énergie cumulée au capteur par tranche horaire, entre les 10 et 13 Février 2009.

5.1.2 CARACTERISATION DES ENREGISTREMENTS MICROSISMQUES

Une partie des travaux réalisés a porté sur l'analyse et l'interprétation de l'évolution des événements microsismiques, en termes de nombre d'enregistrements et de signature en amplitude, énergie au capteur et fréquence fondamentale apparente (Cao et al., 2010, Cao, 2011). En particulier, les périodes de crises et celles d'effondrement ont été comparées :

- les enregistrements microsismiques étaient réalisés "sur déclenchement", i.e. seuls les signaux les plus énergétiques, ayant dépassés un certain seuil ($= 4 \cdot 10^{-6}$ m/s \Leftrightarrow 200 digits) étaient conservés. Aussi, comme attendu, la sonde la plus profonde, positionnée dans le banc de dolomie détectait quasiment tous les événements, tandis que la sonde la plus lointaine, située à ≈ 400 m du centre de la cavité ne dépassait le seuil que pour 15% des enregistrements (Figure 55) ;

- les événements isolés sur les fenêtres d'enregistrement ont été distingués de ceux dits "en rafale" qui se caractérisent par un signal microsismique soutenu sur toutes les voies de mesure, sans possibilité d'identifier des arrivées de phases (Figure 56). Ces derniers peuvent représenter jusqu'à 30 à 40% des enregistrements pendant les crises et plus de 80% durant l'effondrement (Tableau 10) ;
- les variations des valeurs moyennes d'amplitude et énergie au capteur ne sont pas significatives d'une période à l'autre. A l'inverse, l'évolution des maxima est beaucoup plus prononcée. En effet, alors que ces derniers sont assez stables lors des crises, leurs sauts marqués durant la période d'effondrement (précédant les pics d'activité), permettent de présumer d'un changement de régime (Figure 57). Une tendance similaire est observée pour la fréquence fondamentale apparente des sismogrammes enregistrée par la sonde située dans le banc de dolomie (Figure 57). Les autres, plus lointaines ne décelaient que des fréquences plus faibles, du fait de l'atténuation des hautes fréquences dans le milieu. Les fréquences fondamentales apparentes sur la voie Z de la sonde M6.3 augmentent plusieurs heures avant le premier pic d'activité.

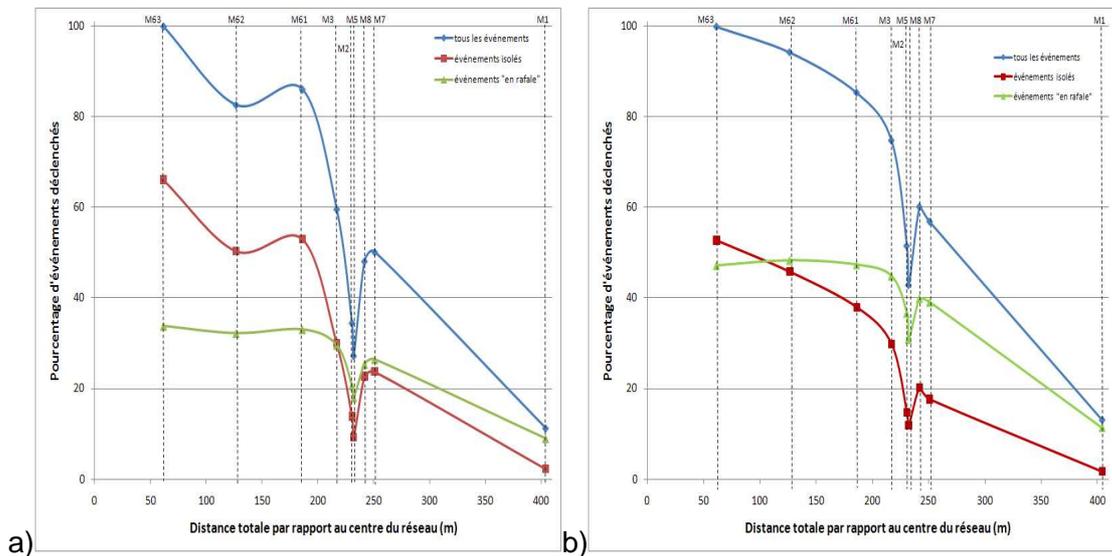


Figure 55 : Pourcentage d'événements déclenchés en fonction de la distance des sondes, entre les 03 et 06/04/08 (a) et du 10 au 13/02/09 (b). Les pourcentages sont calculés par rapport au nombre d'événements total.

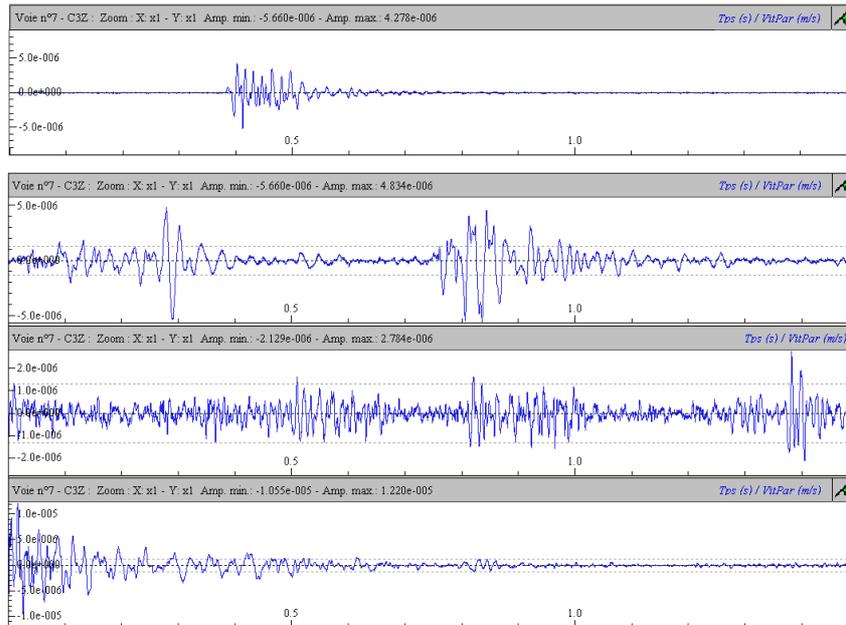


Figure 56 : De haut en bas : exemple d'un événement isolé et de trois enregistrement "en rafale".

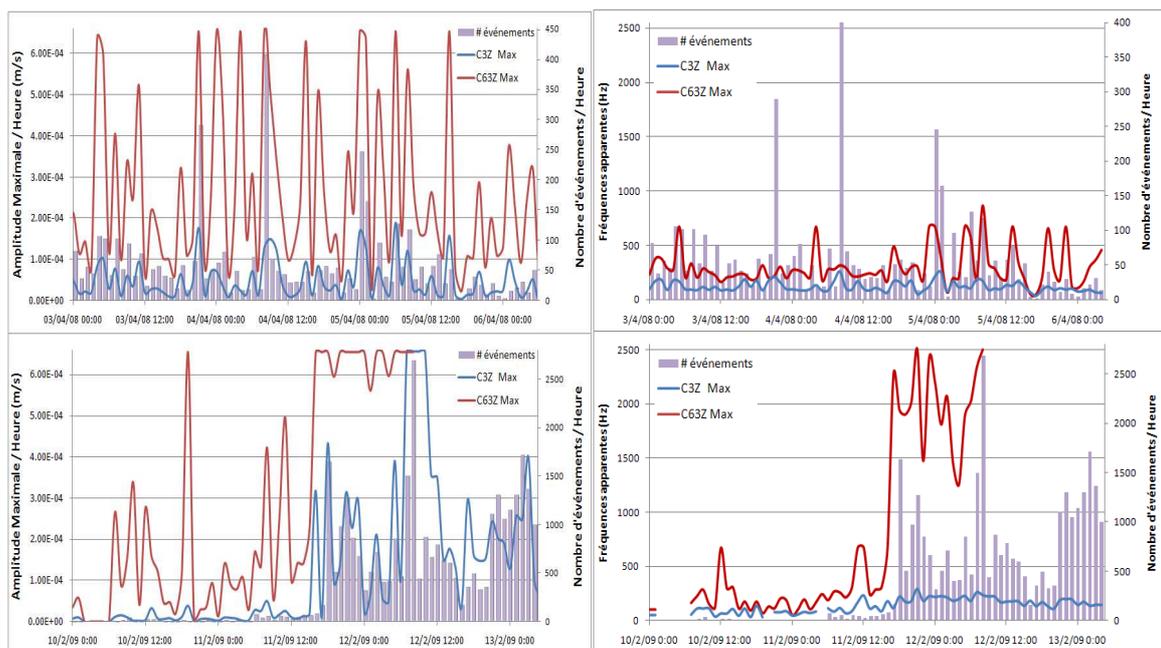


Figure 57 : Evolution de l'amplitude maximale (à gauche) des fréquences apparentes maximales (à droite) enregistrée au niveau des sondes M3 et M6.3 entre les 03 et 06/04/08 (en haut) et entre les 10 et 13/02/09 (en bas).

Tableau 10 .Caractéristiques principales des crises microsismiques et amplitude, énergie et fréquence maximales à la sonde M6.3, située dans le banc de dolomie.

	Mai 07	Mars-Avril 08	Jan. 09
Durée (h)	~ 550	> 1200	~ 408
Nombre d'événements	~1000	~14,000	~570
% événements en rafale	50	30	40
Amplitude(mm/s) sur M6.3	6.4	6.55	6
Energie au capteur (J) sur M6.3	2.510^{-3}	1.510^{-2}	1.310^{-2}
Fréquence (Hz)	300	800	400
Affaissement (m)	-	~0.01	~0.02

Tableau 11. Caractéristiques principales de la microsismicité pendant la période d'effondrement - sonde M6.3 située dans le banc de dolomie.

Heure avant l'effondrement	< H -34h	H -34h	H -20h	H -2h
# événements/h	< 50	~1600	~2600	~1700
% événements en rafale	7	65	88	70
Amplitude (mm/s) sur M6.3	6.55	6.55	6.55	-
Energie (J) sur M6.3	$3.3e-2$	$1.2e-1$	> 1.0	-
Fréquence (Hz) sur M6.3	700	2500	2500	-
Affaissement (m)	< 0.05	~ 0.1	~0.4	~4
Flèche dolomie (m)	< 0.08	~ 0.14	< 0.5	-

Par ailleurs, l'utilisation et la qualification du "facteur b" (b value) apparent, de la loi de Gutenberg-Richter, comme marqueur de l'occurrence d'une instabilité, dans le cadre de la surveillance opérationnelle, ont été évalués. Il s'agissait d'étudier la distribution des événements microsismiques en termes d'énergie libérée et d'occurrence sur un échantillon d'événements microsismiques qui précédaient le premier pic d'activité. En outre, une diminution de ce facteur est considérée, par certains auteurs, comme annonciatrice d'une instabilité de type tremblement de terre ou effondrement (Amitrano et al., 2005 ; Urbancic et al., 1992 ; Scholz, 1968). Notre analyse préliminaire, pour la période d'effondrement, montre que ce facteur est un marqueur complexe dans le contexte de l'effondrement d'une cavité saline. En effet, plusieurs diminutions sont observées avant le premier pic d'activité (Figure 58), ces dernières n'étant pas corrélées aux variations de saumure dans la cavité. Notons cependant que le début du pompage ainsi que l'arrivée de la première rafale (le 11/02 vers 06h TU) et une accélération locale de l'affaissement coïncident avec des baisses de ce facteur (Figure 58).

Sur la période 2008, sur une période de 3 jours du 3 au 6 avril, pendant les périodes de crise, ce facteur b a été calculé de la même façon (Figure 58). De nombreuses variations de ce paramètre sont également observées et sont difficilement interprétables en termes de signe précurseur. Elles ne sont pas corrélées avec des variations d'altitude. Cependant, les diminutions du paramètre b sont corrélées avec de courtes rafales de fortes énergies (petites crises < 24h) ou la présence d'un seul événement de plus forte énergie.

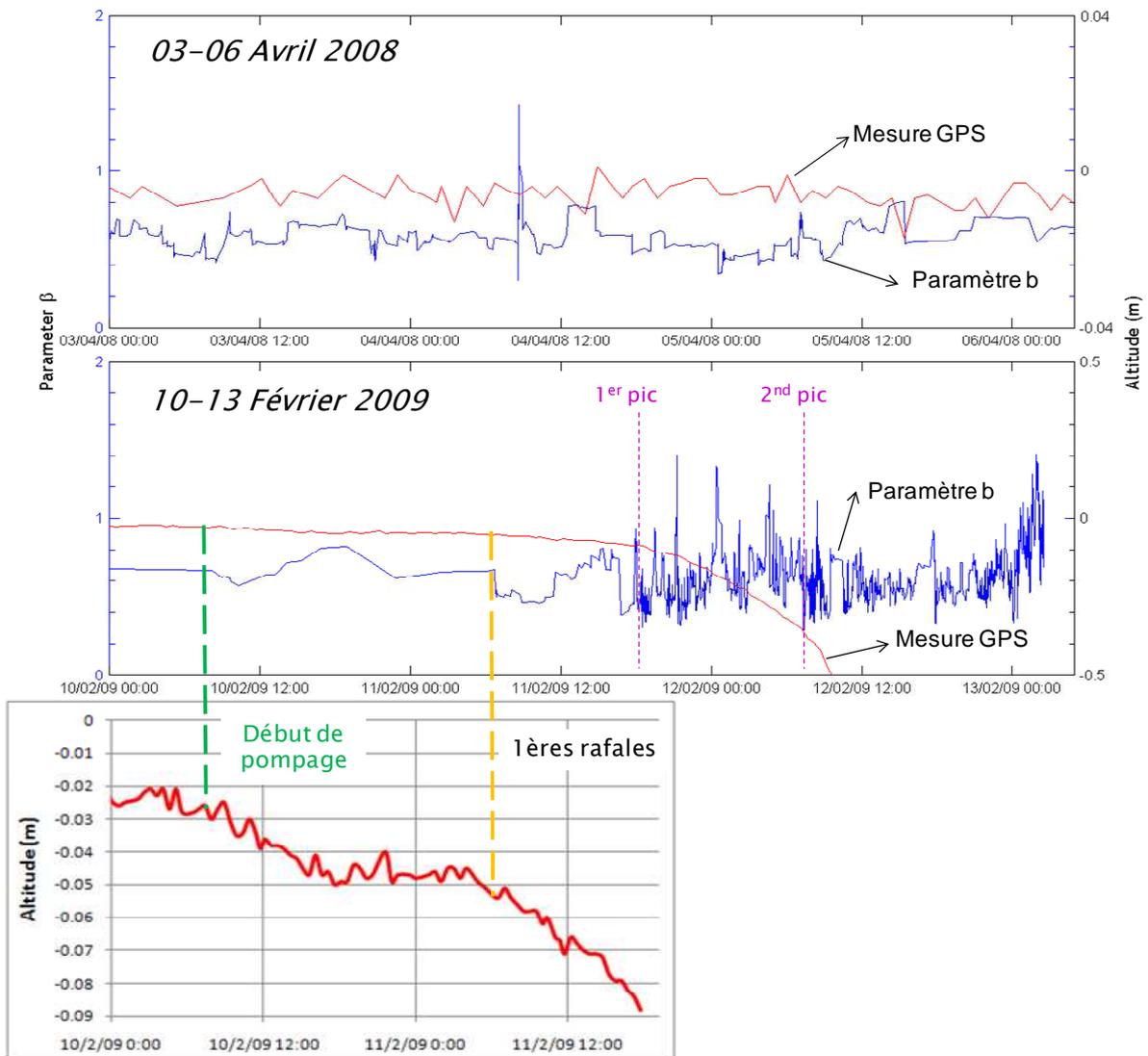


Figure 58 : Représentation du facteur b , en haut, pendant les crises de 2008 et , au milieu, pendant l'effondrement. L'encadré du bas représente un zoom de l'affaissement mesuré par le GPS entre 2 variations du facteur b .

5.2 EVOLUTION DE LA LOCALISATION DES EVENEMENTS MICROSISMQUES

L'autre partie des travaux a porté sur une analyse plus fine de la localisation des événements microsismiques. Un modèle de vitesse a été redéfini à partir de tirs de calage, par inversion à la fois des temps d'arrivée des ondes P et des angles de polarisation mesurés au niveau des sondes 3D. Puis, ce modèle de vitesse a été modifié pour la période de l'effondrement, pour prendre compte de l'évolution du milieu pendant cette période (Cao, 2011).

De plus, pour s'assurer de la qualité de la localisation, seuls les signaux isolés, présentant les meilleurs rapports signal/bruit (avec au moins 6 pointés des temps d'arrivée des ondes P) ont été utilisés et divers tests de localisation faisant varier les paramètres d'entrée ont été réalisés. Les localisations sont ainsi déterminées en moyenne avec une erreur maximale de l'ordre de 50 m, ces dernières devenant moins précises au fur et à mesure que le milieu évolue (en particulier après le 2nd pic d'activité). Cette erreur maximale est obtenue lorsque les angles de polarisation sur les sondes 3D ne pas identifiables.

L'évolution au cours du temps des événements localisés a été considérée dans les trois directions de l'espace, X (quasiment suivant l'axe des pistes), Y (quasiment perpendiculaire à l'axe des pistes), Z, pendant la crise du printemps 2008 (Figure 59, Figure 61) et la période d'effondrement (Figure 60).

Pendant la période de la crise du printemps 2008, les événements microsismiques sont principalement localisés sous le banc de dolomie. D'autre part l'extension du nuage est relativement confinée et ne s'étend pas dans les directions X et Y avec le temps (Figure 59). On observe une légère dissymétrie dans la profondeur des foyers au toit du sel et des marnes, liée à la dissymétrie même de la cavité qui ne se situe pas à la même profondeur sous chacune des deux pistes (Figure 60). Une autre partie importante des événements se situent dans la cavité. Ils correspondent aux chutes de blocs à l'intérieur de celle-ci. Comme déjà évoqué, les diagraphies en forage ont confirmé que cette activité microsismique est bien associée à la chute du toit des marnes dont le volume a été estimé à environ 500 000 m³ (Figure 50).

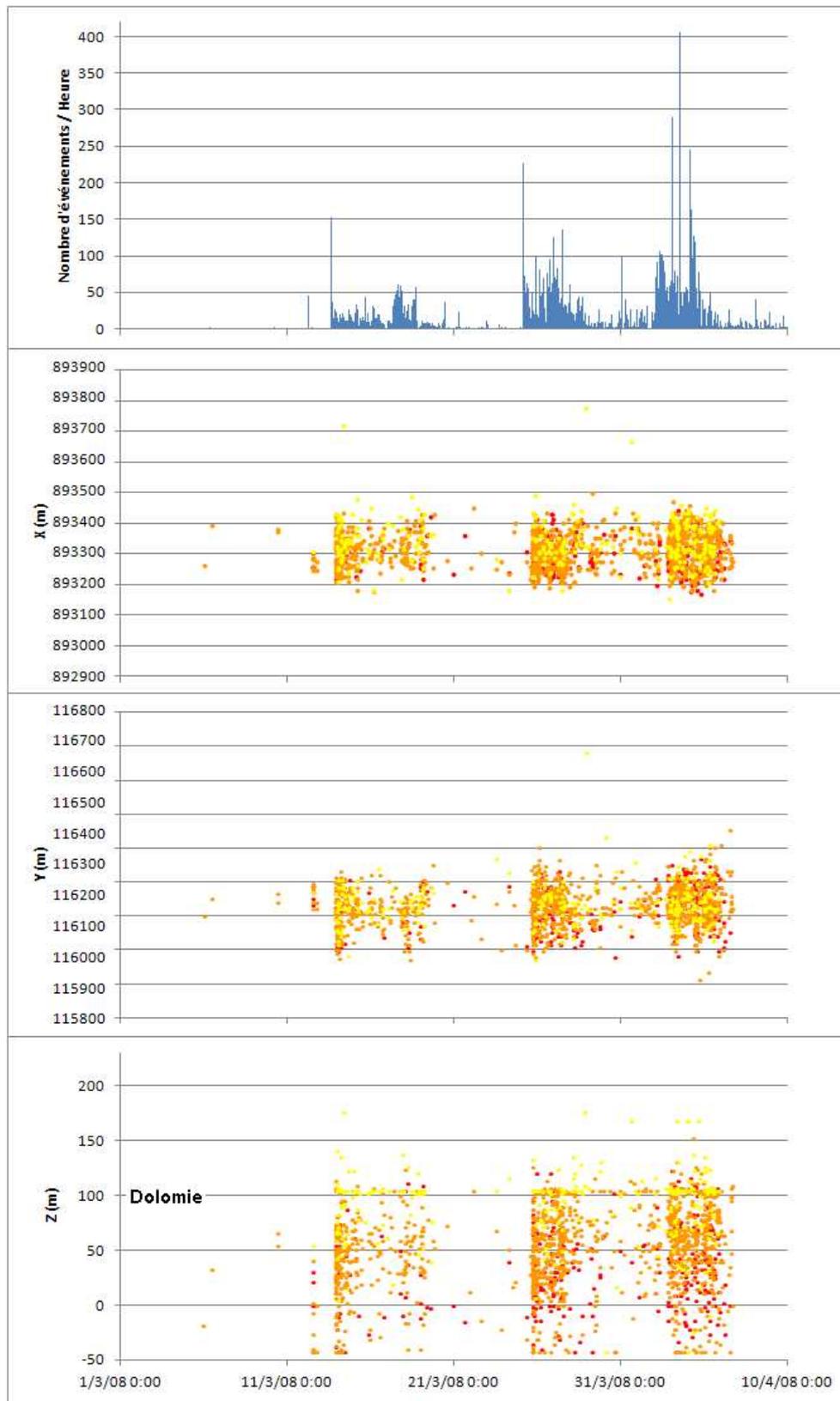


Figure 59 : Comparaison entre l'évolution du nombre d'événements détectés et les variations de position des foyers microsismiques suivant les directions X (Est), Y (Nord) et Z (verticale) entre Mars et Avril 2008. La confiance relative sur les localisations est indiquée : les événements avec les résidus les plus faibles sont figurés en rouge, tandis que les plus élevés sont représentés en jaune et les intermédiaires en orange.

Par contre, pendant la période de l'effondrement du 10 au 13 février 2009, le nuage de foyers de forme cylindrique au niveau de la cavité s'élargit dans toutes les directions au cours du temps (Figure 60, Figure 61). La profondeur des foyers remonte dans le recouvrement vers la surface au cours du temps. Des événements microsismiques sont également observés à l'intérieur de la cavité et correspondent aux chutes de blocs des résidus de la formation marneuse située sous le banc de dolomie, au moins jusqu'au premier pic d'activité. Le rôle majeur du banc de dolomie de Beaumont dans la stabilité du site est bien confirmé, puisqu'on constate une concentration des événements au niveau ce dernier (Cao et al., 2010, 2011). Par ailleurs, l'extension du nuage semble s'accélérer quelques heures avant le 1er pic d'activité, ce qui concorde avec les sauts dans les maxima des paramètres des signaux (amplitude, énergie, fréquence) (Figure 57).

Cependant, avec une telle image il est difficile de discriminer finement les ruptures dans le recouvrement des chutes de blocs. Une analyse plus fine de cette localisation est encore en cours. Il s'agira de mettre en œuvre une localisation 3D grâce à l'utilisation du nouvel algorithme développé par l'INERIS (Annexe 1)

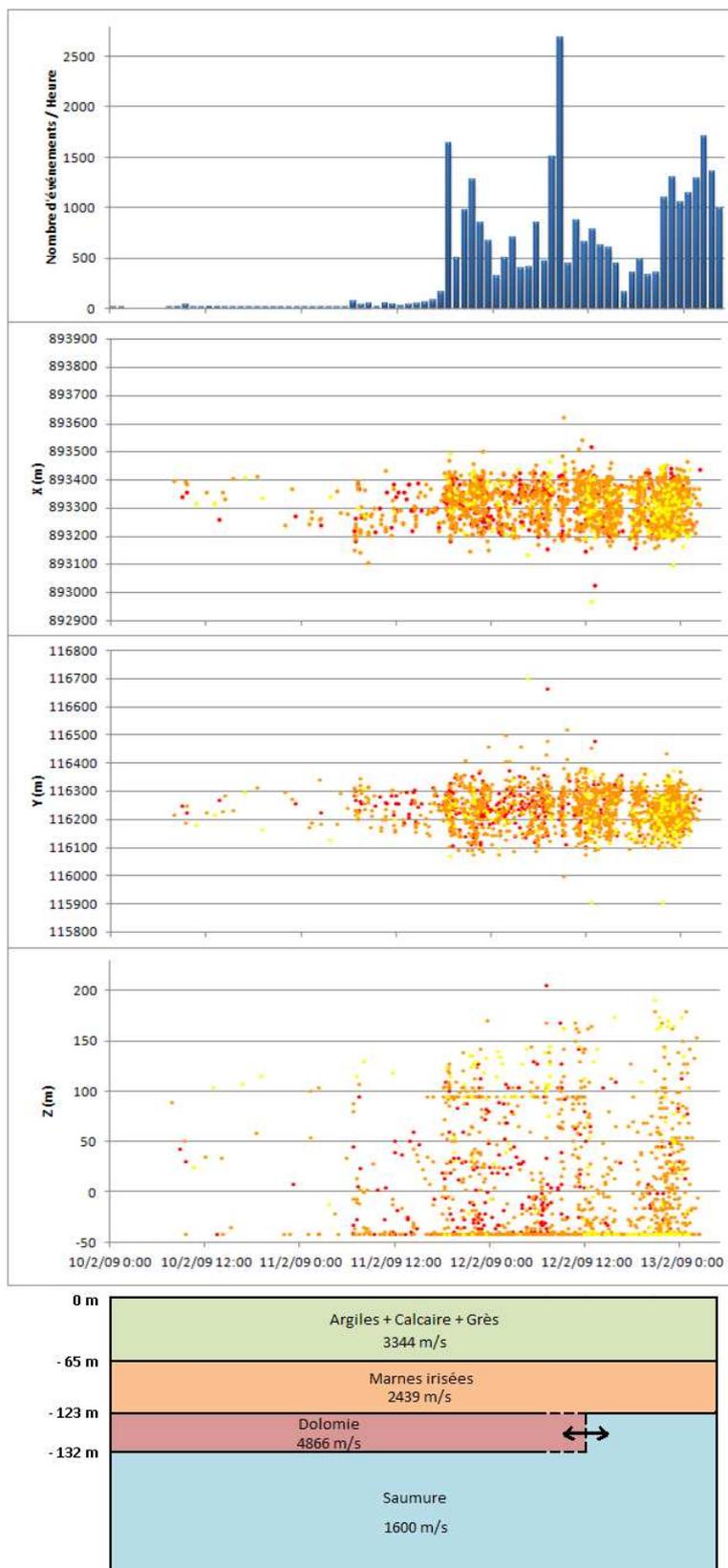


Figure 60 : Comparaison entre l'évolution du nombre d'événements détectés et les variations de position des foyers microsismiques suivant les directions X (Est), Y (Nord) et Z (verticale) et modèles de vitesse retenus associés durant la période d'effondrement. La confiance relative sur les localisations est indiquée : les événements avec les résidus les plus faibles sont figurés en rouge, tandis que les plus élevés sont représentés en jaune et les intermédiaires en orange.

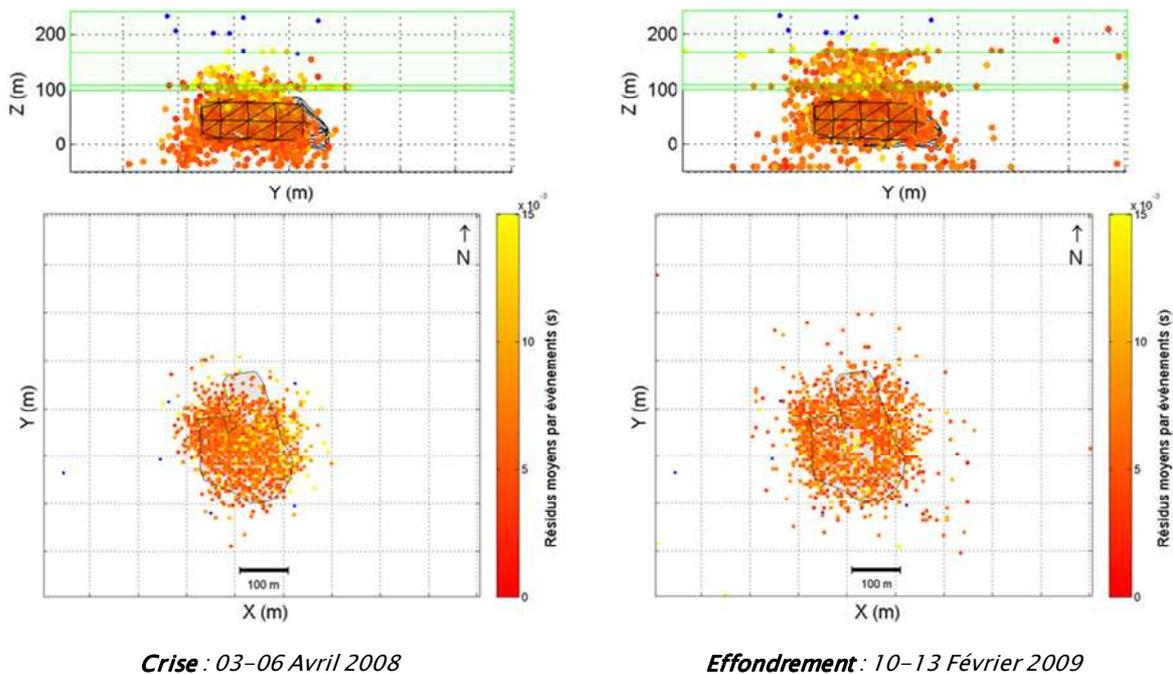


Figure 61 : Localisation des événements microsismiques pendant la crise d'avril 2008 (à gauche) et pendant la période de l'effondrement (à droite). La confiance relative sur la position des foyers est figurée selon un code couleur, fonction des résidus moyens par événement. La cavité est représentée dans sa configuration estimée en 2003-2004.

5.3 SCENARIO D'EVOLUTION DE LA CAVITE

5.3.1 PREMIERS STADES D'EVOLUTION DE LA CAVITE : CRISES MICROSIsmIQUES

Dans le contexte particulier du bassin salifère lorrain, les premières étapes d'évolution des cavités sont assez bien connues (Buffet, 1998 ; Daupley et al. 2005 ; Boidin, 2007).

Ainsi, une fois la totalité du gisement de sel dissous, les Marnes à Anhydrites qui le surmontent se dégradent au contact de la saumure et finissent par se déliter. Ce phénomène est discontinu du fait de la tenue temporaire, puis la rupture, des horizons plus anhydritiques présents au sein de l'ensemble marneux, mécaniquement plus résistants mais présentant un caractère fragile.

Lorsque le banc de Dolomie de Beaumont, situé une soixantaine de mètres plus haut, est atteint, le processus d'ascension verticale stoppe momentanément et la cavité s'élargit horizontalement. Le banc se met alors en charge progressivement sous le poids des terrains de recouvrement. Il commence à fléchir, réagissant comme une plaque reposant sur appuis, ce qui n'autorise que faibles déformations des couches sus-jacentes :

- l'activité microsismique est entrecoupée de nombreuses crises, de quelques heures à quelques jours (les principales, en Mai 2007, Mars-Avril 2008 et Janvier 2008). La signature des événements est stable et les foyers sont localisés principalement sous, voire dans le banc de Dolomie, suivant la géométrie de la cavité ;
- les faibles mouvements mesurés en surface (< 5 cm) montrent que les terrains supérieurs ne sont que faiblement impactés. Le léger soulèvement à la périphérie de l'aplomb de la cavité suggère une réaction de type plaque rigide du banc de dolomie soumis à de la " flexion " et reposant sur ses appuis élastiques ;
- les mesures de diagraphies gamma-ray ont permis de quantifier et confirmer la remontée progressive de la cavité ;

- les pics de pression dans la cavité traduisent l'effet dynamique de la chute des marnes dans un système hydraulique ouvert.

La Figure 62 compare l'affaissement mesuré par le GPS avec les résultats principaux obtenus de l'analyse de la microsismicité, i.e. :

- la répartition temporelle des enregistrements ;
- l'évolution de la signature des événements, en termes de maxima en amplitude, énergie au capteur et fréquence fondamentale apparente ;
- les variations du paramètre b ;
- la localisation des foyers sismiques.

Des schémas montrant l'évolution successive de la cavité et la réponse du banc de Dolomie sont aussi représentés.



Figure 62 : Évolution de l'activité microsismique en termes de nombre d'événements, amplitude, énergie au capteur, fréquence apparente, paramètre b et localisation dans les directions X, Y et Z, ainsi que de l'affaissement mesuré en surface, entre les crises de Mars-Avril 2008 et l'effondrement. Des schémas des configurations successives de la cavité sont représentés.

5.3.2 PERIODE DE L'EFFONDREMENT

La Figure 63 met en corrélation les principales mesures des différents dispositifs déployés sur le site de Cerville-Buissoncourt durant les trois jours qui ont précédés l'effondrement généralisés, en comparaison avec l'activité microsismique enregistrée. Ici nous reprenons les résultats de Cao (2011) et Daupley et al. (2011), ainsi que les données acquises par les autres partenaires du projet (Daupley, et al. 2010).

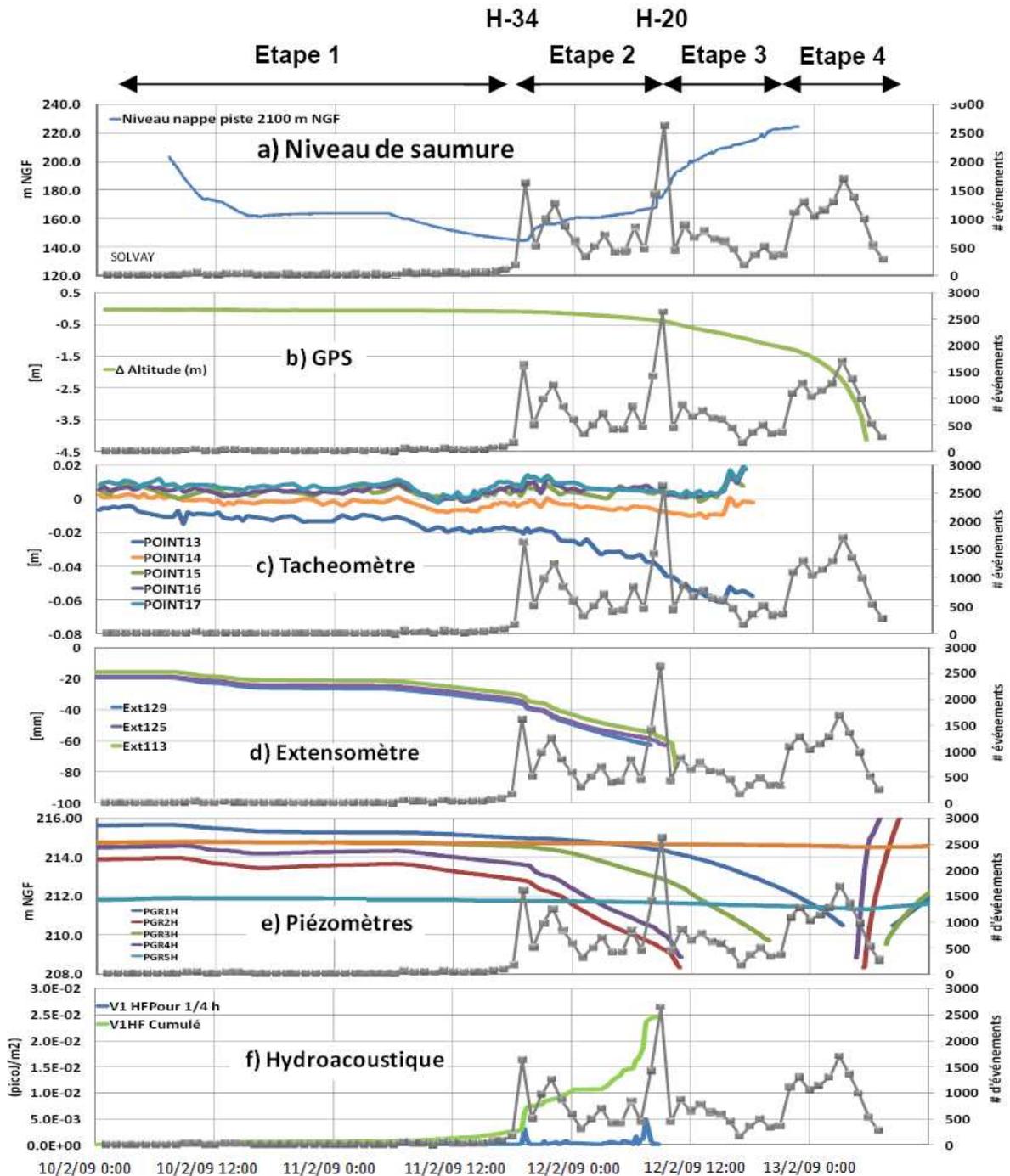


Figure 63 : Représentation synchrone du suivi multi-paramètres de la cavité de Cerville lors des opérations de rabattement.

Étape 1 : Réponse élastique du banc raide :

Durant les premières heures de rabattement de la saumure, le banc de Dolomie répond de manière globalement élastique ; les terrains qui le surmontent accompagnant sa flexion (Figure 64):

- l'activité microsismique et hydrophonique sont faibles ;
- l'affaissement mesuré en surface et les déformations en forages sont inférieures à 10 cm.

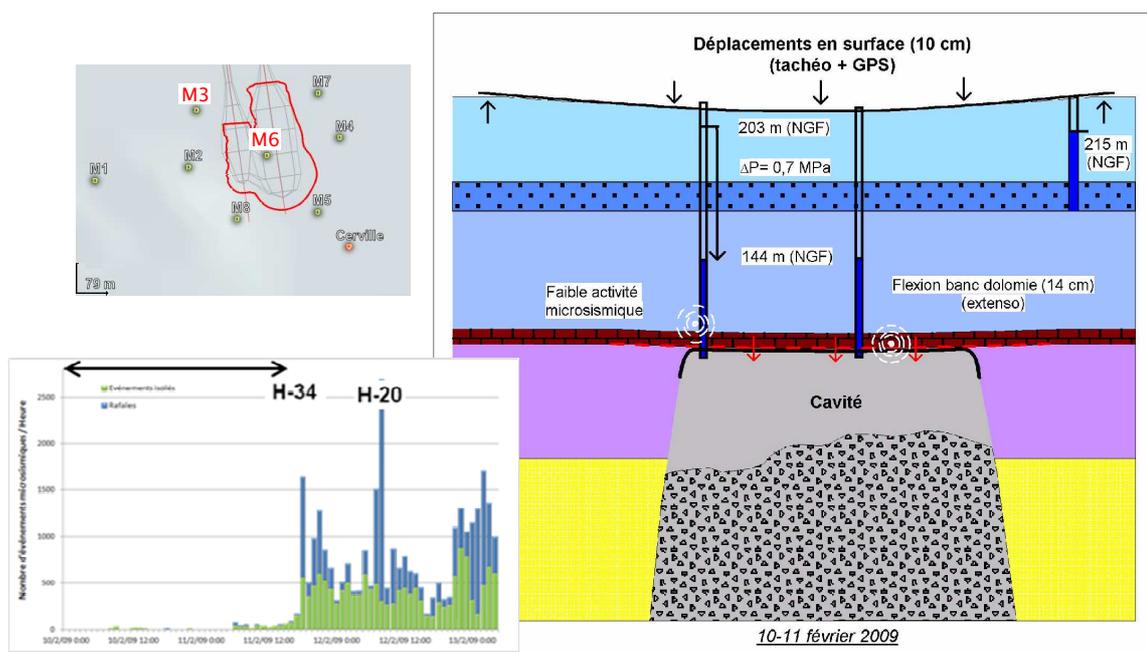


Figure 64 : Représentation schématique des processus et mécanismes en jeu durant les premières heures de pompage.

Étape 2 : Première rupture significative du banc raide :

Alors que la pression dans la cavité n'est plus que de 0.2 MPa, le banc raide rompt une première fois, probablement à ses appuis, mais reste encore en place (Figure 65). On peut envisager que l'ensemble des terrains de recouvrement situés à l'aplomb de la cavité forme un "cylindre" qui coulisse vers le bas et dont le déplacement est contrôlé (limité) par la pression de saumure dans la cavité et les frottements à son pourtour :

- un pic d'activité microsismique (et hydroacoustique) synchrone, sans commune mesure avec ce qui avait été enregistré lors des crises précédentes. La sonde, M6.3, située dans le banc de Dolomie sature en amplitude et fréquence apparente. Les localisations quant à elles montrent clairement des ruptures préférentielles sur les bords de la cavité et quelques-unes près de la M6.3 (Figure 61) ;
- les déplacements mesurés en surface, atteignant alors 8-9 cm, s'accroissent et une inflexion marquée de la cuvette d'affaissement à l'aplomb des bords présumés de la cavité est observée ;
- le banc de Dolomie enregistre 5 mm de déplacement supplémentaire par rapport à la surface ;

- le niveau de saumure hausse de 9 m de manière quasi-instantanée. À partir de ce moment, le dispositif de pompage n'arrivera plus à compenser la diminution de volume dans la cavité et ce niveau va constamment augmenter (Figure 63) ;
- les modélisations numériques prédictives indiquaient (Mercerat 2007) : des valeurs critique de flexion du banc raide < 10 cm, ainsi qu'un mode de rupture principalement en traction due à la flexion, s'initiant à la fois aux appuis et dans la partie inférieure du banc, au niveau de son centre ;
- l'aquifère dans les Grès du Rhétien (à ~60 m au dessus du banc raide) change de comportement : une diminution brusque du niveau piézométrique, s'accroissant dans les heures qui vont suivre, est constatée, traduisant une perte d'étanchéité de la cavité (Figure 63). En outre, la pression hydrostatique régnant au sein de celle-ci est alors largement inférieure à celle de l'aquifère, autorisant un drainage vertical par le biais de fracturations ;
- les instruments associés au banc de Dolomie (extensomètres, hydrophone et sonde M6.3, Figure 48) sont toujours fonctionnels.

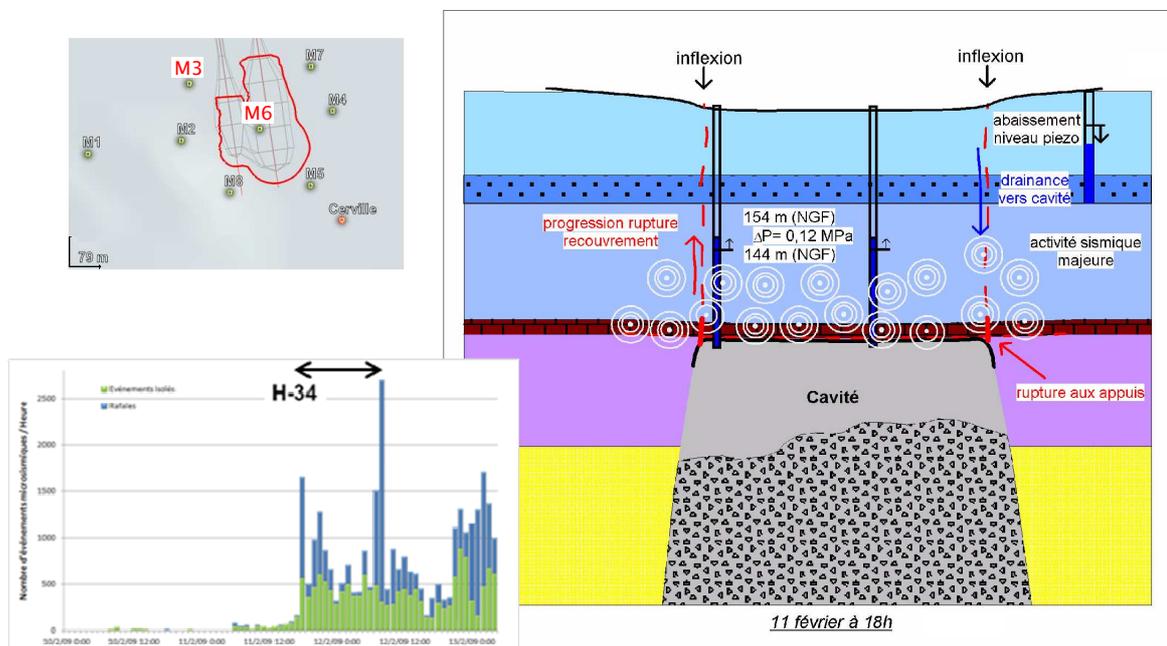


Figure 65 : Représentation schématique des processus et mécanismes en jeu au moment du premier pic d'activité, d'après Daupley, 2011.

Étape 3 : Poursuite de la rupture du banc raide :

Les ruptures se généralisent au sein du banc de Dolomie (Figure 66) :

- un deuxième pic d'activité microsismique (et hydroacoustique), 1,5 fois plus important que le précédent est détecté. Les capteurs implantés dans le recouvrement saturent en amplitude et l'énergie des événements atteint son paroxysme. Les événements se dispersent un peu plus dans le recouvrement.

Dans les heures qui suivent l'activité se réduit ;

- l'affaissement en surface, s'élevant alors 40 cm à l'aplomb de la cavité, et les déplacements du banc raides, estimés à 50 cm, accélèrent à nouveau (Figure 63) ;
- le niveau de saumure remonte brutalement (Figure 63) ;

- les mesures piézométriques enregistrent une nouvelle accélération (Figure 63) ;
- des coups sourds sont entendus sur le site ;
- tous les capteurs positionnés au sein du banc raide sont perdus.

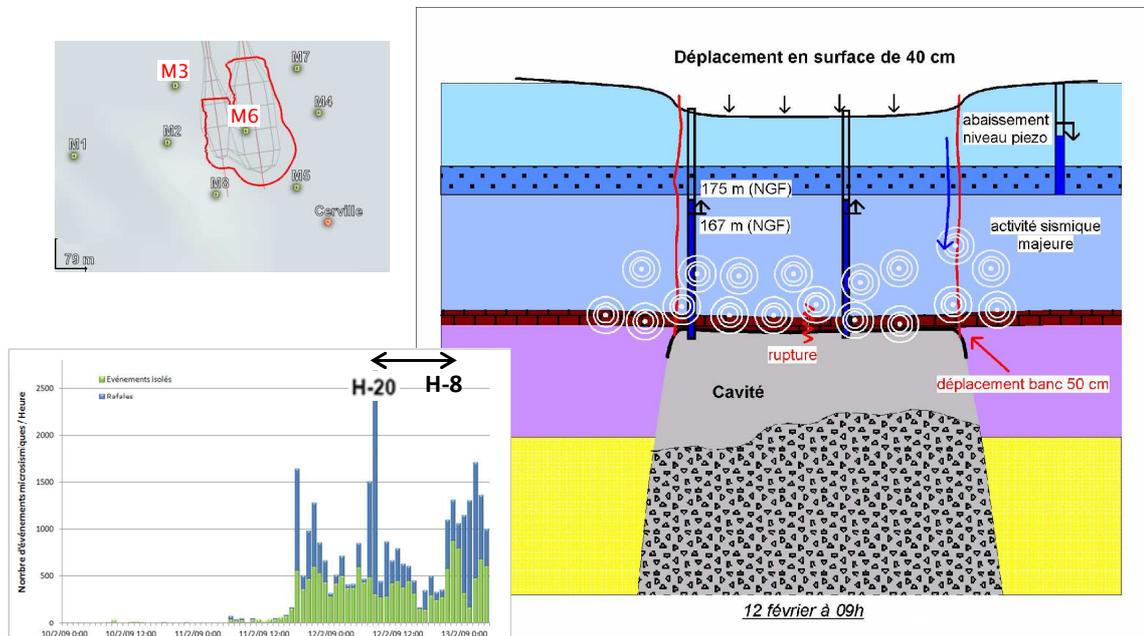


Figure 66 : Représentation schématique des processus et mécanismes en jeu au moment du second pic d'activité, d'après Daupley, 2011.

Étape 4 : Évolution terminale de la cavité vers l'effondrement :

Durant les heures qui ont précédé l'ouverture en surface du cratère d'effondrement, le banc de dolomie, puis progressivement les marnes qui le surmontent tombent dans la cavité. La hauteur du "cylindre" formée par les terrains encore en place diminue ainsi progressivement. La mobilisation du frottement à son pourtour s'atténue. Dans cette hypothèse, l'apparition du cratère se produit alors que les forces de frottement deviennent insuffisantes pour retenir les derniers mètres de terrain encore en place (Figure 67) :

- à l'inverse des pics d'activités précédents, l'activité microsismique reprend de façon continue et soutenue pendant les 9 heures qui vont précéder l'effondrement généralisé. Les localisations, bien que présentant de fortes incertitudes, semblent montrer des ruptures préférentiellement au centre de la cavité. La sonde M6.2, située à ~60 m du banc raide (ainsi que celles connectées au même coffret de jonction) est perdue environ deux heures avant l'effondrement généralisé (soit ~23 h après la M6.3), et n'enregistre des fréquences plus élevées qu'à ce moment-là ;
- les vitesses d'affaissement en surface augmentent de manière continue ;
- la pression dans la cavité ne diminue pas, mais au contraire augmente constamment et une partie des sondages connectés à la cavité a fini par déborder ;
- l'ouverture du cratère en surface (Figure 68) n'a pas été précédé ni accompagné de mises en pression importantes de la saumure. Ce constat va en faveur de l'absence d'une rupture dans son ensemble d'un seul bloc correspondant aux 120 mètres de terrains surmontant le banc de Dolomie.

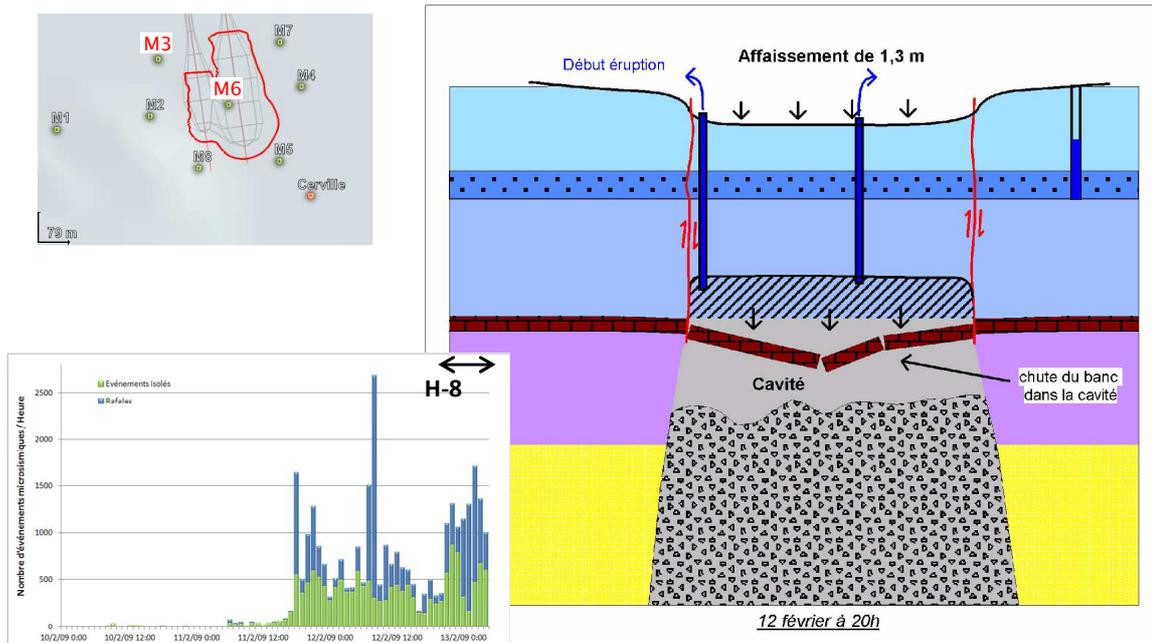


Figure 67 : Représentation schématique du mécanisme d'évolution en piston après rupture du banc de Dolomie, d'après Daupley, 2011.



Figure 68 : Vues aériennes du cratère d'effondrement, au printemps 2009. (Sources : www.geoportail.fr et Solvay S.A.)

5.4 CONCLUSION

La concordance des différentes mesures acquises met en évidence trois principales étapes d'évolution du site permettant d'appréhender et de décrire un scénario de rupture généralisé :

- entre mai 2007 et mars-avril 2008, le délitage important des marnes situées au toit de la cavité accompagnent l'activité de dissolution dans la cavité qui avait déjà de grandes dimensions. Ce délitage est montré par la localisation des foyers microsismiques et les mesures de diagraphie en forage ;
- ce phénomène entraîne la mise en flexion progressive du banc de Dolomie de Beaumont, sous le poids des terrains de recouvrement. Ceci se traduit par une microsismicité localisée principalement sous et dans le banc raide. Les terrains supérieurs ne sont quasiment pas impactés (peu de mouvements en surface). On note un bruit de fond microsismique accru. La cavité a atteint ses dimensions critiques, le banc de Dolomie joue alors un rôle d'armature ;
- en février 2009, les opérations de pompage volontaires commencent par induire une baisse de pression dans la cavité, occasionnant une sollicitation accrue du banc de Dolomie. Il finit par se rompre totalement et entraîne la rupture généralisée des terrains qui le surmontent (activité microsismique plus intense que lors des crises, accélération de l'affaissement en surface GPS, etc.). Pour finir, la rupture généralisée du cylindre de terrains surimcombants se produit lorsque son poids ne peut plus être équilibré par les forces de frottement mobilisées sur ses parois (apparition d'un cratère avec des parois subverticales à la surface, modélisations numériques).

L'inter-comparaison des mesures entre les périodes de crises et d'effondrement montre que :

- le nombre d'événements enregistré pendant les pics d'activité lors l'effondrement est plus de 3 fois plus important que pendant les crises. Ce nombre augmente suivant une loi en puissance pendant l'effondrement ;
- les pics d'activités au cours des crises sont corrélés à des pics de pression de saumure dans la cavité, alors que les mouvements mesurés en surface sont faibles. Les pics de pression sont suivis d'un retour à la normale après quelques heures. Lors de l'effondrement, les pics d'activités coïncident également avec des remontées brutales du niveau de saumure mais aussi à des accélérations de l'affaissement en surface et la pression de saumure ne diminue jamais (le pompage de la saumure n'arrivant plus à compenser l'augmentation de pression, induite par la diminution de volume de la cavité) ;
- les valeurs maximales atteintes en amplitude, énergie au capteur sont assez stables au cours des crises, les sauts marqués durant l'effondrement, permettent de présumer de son imminence ;
- la fréquence fondamentale apparente ne montre des variations qu'au niveau de la sonde la plus proche des phénomènes (M6.3). Les autres, plus éloignées, subissent le filtrage des hautes fréquences par les terrains et n'enregistrent pas ces fluctuations aussi bien pendant les crises que lors de l'effondrement ;
- le paramètre b apparent, bien que souvent difficile à interpréter, a pu être associé à des hausses du niveau piézométrique dans la saumure au cours des crises, ainsi qu'à de petites accélérations de l'affaissement mesurée en surface au début de la période d'effondrement ;
- les localisations des foyers microsismiques se concentrent sous et dans le banc de Dolomie pendant les crises. Lors de l'effondrement, on observe une remontée des

ruptures dans le recouvrement.

Notons que seules les fréquences mesurées par la sonde M6.3, la plus proche des zones de rupture à 125 mètres de profondeur, ont augmenté plusieurs heures avant et lors de l'effondrement. Alors que les valeurs enregistrées par les sondes plus éloignées sont similaires aussi bien pendant l'effondrement que durant les périodes de crise. En effet, l'atténuation des hautes fréquences par le recouvrement a tendance à moyenniser le contenu fréquentiel des signaux détectés par les sondes les plus éloignées.

La sonde M6.3, située à 125 mètres de profondeur dans le banc de dolomie, a joué un rôle privilégié dans le suivi microsismique de cet effondrement en termes de détection. Placée au plus près de la cavité, elle a enregistré la totalité des événements microsismiques alors qu'une sonde située à ~ 200 mètres du centre du réseau ne détecte que 75 % de ces mêmes événements. Notons cependant que la sonde M6.3 détecte des événements de très faible amplitude situés à proximité de la sonde qui ne sont pas toujours facilement interprétables en termes de propagation de la rupture. Enfin, la géométrie circulaire du réseau, qui entoure la cavité, est particulièrement propice à la qualité de la localisation.

Le paramètre b « apparent », dérivé de la loi de Gutenberg-Richter, a aussi été évalué en termes de signe précurseur à l'effondrement. Ce dernier semble assez difficile à interpréter. Notons que ces variations ont néanmoins pu être corrélées avec de petites accélérations de l'affaissement (dans la première phase de l'effondrement mais pas durant les crises) et de courtes rafales de fortes énergies (petites crises < 24h) ou la présence d'un seul événement de plus forte énergie.

Dans l'ensemble on peut conclure que le suivi microsismique de l'expérimentation « cavité-saline » à Cerville-Buissoncourt s'est révélé très satisfaisant en termes de caractérisation des signes précurseurs d'instabilités mécaniques. En effet, les différentes étapes d'évolution de la cavité ont été clairement mises en évidence bien avant que d'autres instruments, également mis en place, n'en donnent des indications. Notons par ailleurs que ces signes précurseurs ont été liés aux phénomènes de rupture des terrains marno-calcaires, anhydriques ou gypseux. Ils n'ont pas été associés au sel, matériau dissout auparavant. De ce fait, les résultats obtenus peuvent s'appliquer, a priori, à d'autres formations sédimentaires analogues, dans le contexte de la surveillance opérationnelle de mouvement de terrain.

6. SYNTHÈSE, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

6.1 SYNTHÈSE

Le cas du site d'Angevillers confirme que la surveillance microsismique est destinée aux phénomènes rapides et n'est pas adaptée au suivi d'un affaissement très lent de l'ordre de quelques centimètres par mois, avec des terrains particulièrement fracturés et atténuants pour la transmission des ondes. L'émission d'ondes sismiques est directement liée au caractère dynamique de la rupture à la source. Le facteur de qualité estimé sur le site d'Angevillers (< 10) est 3 à 4 fois plus faible que celui estimé sur le site voisin de Tressange (~ 25). Même si la valeur estimée sur le site d'Angevillers semble faible, c'est la différence de valeur entre les deux sites qui est à considérer, sachant que le protocole d'acquisition de données par tir de mine depuis le fond et la méthode de calcul utilisée sur les deux sites sont identiques. Le site d'Angevillers est donc plus atténuant que celui de Tressange. Ainsi, on peut supposer que la cinétique lente de l'affaissement d'Angevillers est peut-être directement liée au caractère fracturé et faillé du recouvrement. Dans ce cas précis, les mesures de nivellement depuis la surface sont efficaces pour le suivi du phénomène ainsi que les mesures de clinométrie en forage.

A contrario, dans le cas du site de Cerville-Buissoncourt, la microsismique a démontré ses capacités à détecter l'instabilité de la cavité avant que les mouvements n'aient été constatés en surface par le GPS et le tachéomètre. La stabilité du site était assurée par l'existence d'un banc particulièrement résistant et raide, le banc de dolomie, mais également par la pression de la saumure dans la cavité. De plus, il n'y avait pas de grande faille ou de discontinuité majeure reconnues sur la zone d'exploitation et aux alentours. Enfin, le facteur de qualité sur le site de Cerville a été estimé entre 10 et 30 (Mercerat, 2007). Avant la période d'effondrement, l'activité microsismique a été corrélée aux chutes des marnes du toit de la cavité. Pendant l'effondrement, provoqué par le pompage de la saumure, les vitesses d'affaissement observées étaient en constante augmentation et dépassaient plusieurs centimètres par heure. Dans ce cas, la cinétique de l'affaissement était nettement plus rapide par rapport au cas d'Angevillers.

Ces deux cas montrent qu'il est primordial de bien appréhender le phénomène d'instabilité que l'on souhaite surveiller, plus particulièrement en termes de vitesse d'affaissement attendue et d'état de fracturation du site pour une meilleure fiabilité de la méthode de surveillance. Les clinomètres de forage et les mesures de surface par nivellement et/ou GPS semblent plus adaptés à la surveillance des affaissements lents de type Angevillers qui sont faiblement émissifs d'onde acoustiques, et que la transmission des ondes se fait difficilement dans un milieu fortement atténuant. Cependant, des capteurs complémentaires installés à l'aplomb des piliers barrière à grande profondeur (~ 150 m), pourraient être efficaces pour la détection de leur ruine. Cela permettrait de s'affranchir de la propagation de l'onde dans un milieu fracturé et ainsi optimiser les performances de la surveillance microsismique. Cette proposition est d'autant plus pertinente, que l'on peut constater que la sonde profonde (125 m de profondeur) du site de Cerville a joué un rôle particulièrement important dans la détection des signes précurseurs à l'instabilité de la cavité, même si ce site était plus propice à la propagation des ondes. Toutefois, cette sonde a enregistré de nombreux signaux très proches du capteur, non visibles sur les autres sondes, et donc difficilement exploitables en terme de propagation de la fracturation.

Enfin, le retour d'expérience d'Angevillers nous amène à considérer les autres sites faisant actuellement l'objet d'une surveillance microsismique et notamment ceux qui pourraient présenter des mécanismes d'affaissement très lents analogues à celui rencontré à Angevillers. La question de l'atténuation du milieu est importante pour évaluer la capacité des réseaux microsismiques à détecter les événements microsismiques en

tant que signes précurseurs. Des critères, tels que la présence de failles et zones fracturées, voire défilées, ainsi que la disponibilité de données sismiques de qualité suffisante, peuvent être définis afin de hiérarchiser les zones à plus ou moins forte atténuation.

L'expérimentation de tir de calage CAMI-AFT, a montré que les campagnes de tir sont nécessaires pour caractériser les propriétés géophysiques des sites miniers. En effet, ces dernières sont souvent méconnues, contrairement aux propriétés géologiques et géotechniques acquises au moment de l'exploitation de la mine. Une campagne de tirs de calage apparaît donc comme l'étape indispensable pour calibrer ces paramètres et donc les réseaux de surveillance opérationnels. Ainsi, pendant les campagnes de tir CAMI-AFT et d'Angevillers de même que sur le site de Cerville, des paramètres tels que les vitesses du recouvrement, l'atténuation des terrains, la puissance minimale détectée ou la précision de la localisation ont pu être précisées.

L'expérimentation de Cerville-Buissoncourt confirme l'intérêt et l'efficacité de l'écoute microsismique pour la surveillance des instabilités gravitaires. Parmi les différentes techniques de télémessure et d'observation mises en œuvre sur le site, elle s'est révélée comme étant la plus fine en termes de résolution et précision. Ainsi, elle a permis de percevoir plusieurs jours à plusieurs mois à l'avance les premiers signes d'instabilité de la cavité, avant que ceux-ci ne soient décelés par les déplacements en surface. De plus, cette méthode apporte une vision volumétrique et continue du comportement du massif, contrairement aux mesures plus ponctuelles dans le temps et dans l'espace (pression hydrostatique, extensométrie ou encore diagraphies).

La géométrie adoptée pour la surveillance de la cavité de Cerville, c'est-à-dire une série de sondes qui entoure la zone d'intérêt, est particulièrement propice à une bonne qualité de la localisation des instabilités. Toutefois, les travaux de localisation des foyers microsismiques mettent en évidence la difficulté de cet exercice dans un milieu en destruction, rendant impossible l'utilisation d'un modèle de vitesse constant dans le temps. Il a donc fallu établir des modèles de vitesse différents en fonction des périodes d'évolution de la cavité. Notons que l'utilisation d'algorithmes de localisation par double différences, supposés améliorer la précision des localisations, sera probablement rendue difficile dans ce contexte. En effet, au cours de l'effondrement, on ne s'attend pas forcément à voir fonctionner des structures géologiques de manière répétitive et régulière, comme cela pourrait être le cas d'une faille tectonique. Les signaux associés au glissement des terrains du cylindre surincombant pourraient toutefois faire l'objet d'une telle étude, pour autant qu'on parvienne à les identifier.

Par ailleurs, le cas de Cerville montre que les enregistrements de type "rafale" peuvent représenter jusqu'à 80% du nombre de signaux enregistrés pendant les pics d'activité (pour 50% en moyenne pour la période d'écoute). Or ces signaux étant écartés de l'analyse de localisation, une partie des informations n'est pas prise en compte pour la compréhension des phénomènes. Ces rafales nécessitent donc une stratégie de traitement adaptée.

Les mécanismes à la source n'ont pas été étudiés dans la thèse de doctorat de N-T. Cao (2011). Cette analyse indispensable permettrait de caractériser l'orientation et le mode des fractures et faciliterait le lien avec les modélisations mécaniques. Pour ce type d'analyse, dans le cas d'un effondrement minier, il sera nécessaire de pouvoir modéliser non seulement les mécanismes en cisaillement (double-couple) classiquement observés en sismologie globale, mais aussi les modes de rupture en traction. En effet, l'analyse préliminaire montre un faible pourcentage d'ondes S observées sur les signaux localisés (38%).

6.2 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES : ACTIONS PREVUES DANS LE PROGRAMME COSMOS 2012-2014, ACTION « RUPTURE DYNAMIQUE ET SISMICITE INDUITE »

Les cas d'études exposés ici montrent que la compréhension de la fracturation d'un massif rocheux grâce à l'étude du signal microsismique passe par une première étape indispensable qui est la localisation de ces événements. Le travail de développement des outils de localisation 2D et 3D (cf. Annexe 1) et d'analyse des données ainsi localisées a représenté une partie importante du travail qui a été réalisé dans ce projet de recherche.

Pour progresser dans la détection des signes précurseurs à une instabilité géologique ou géotechnique, nous avons vu que la détermination de l'atténuation du milieu de propagation était une étape importante pour caractériser les capacités d'un réseau à détecter ces signaux. Ce travail déjà réalisé sur le site d'Angevillers devra être étendu aux autres sites de surveillance où des tirs de calage ont été réalisés. Il s'agira également de mieux comprendre le lien entre fracturation des terrains, ennoyage et atténuation du signal.

Un des aspects qui n'a pas été abordé directement dans le cadre de cette recherche est la détermination des mécanismes à la source à partir des signaux microsismiques enregistrés. En effet, pour comprendre les phénomènes de fracturation et évaluer finement leur évolution, il est nécessaire de déterminer ces mécanismes (cf. état de l'art § 2.2.2), mais cela implique d'abord de bien localiser les événements. Cette détermination n'est pas aisée dans un environnement minier, qui contient des vides, où le champ de contrainte peut être complexe et où les sources présentent des composantes non-double couple importante, comme l'a montré l'expérimentation de Cerville-Buissoncourt. Celle-ci a également montré que les événements de type rafale peuvent représenter jusqu'à 80% des signaux enregistrés. On s'attend donc à enregistrer ce type de signaux au moment d'une instabilité brutale. Il apparaît donc important de pouvoir les localiser, dans un premier temps. Cela est possible en exploitant l'information contenue dans l'amplitude des signaux.

L'ennoyage des travaux miniers est génératrice habituellement de sismicité (cf. état de l'art § 2.2.3). C'est le cas dans le bassin houiller de Provence où une activité microsismique a été enregistrée au moment de l'ennoyage et lors des battements de nappe. Dans le cadre des actions futures du programme COSMOS, il s'agira d'analyser l'évolution spatio-temporelle de cette microsismicité et de corrélérer cette évolution avec la géométrie des ouvrages miniers, la cinétique d'ennoyage et les battements de la nappe. Il s'agira également de faire le lien entre la sismicité et les composantes géologiques et structurales du bassin. Il est également prévu d'identifier des configurations minières types permettant d'établir des corrélations entre ennoyage de la mine et microsismicité induite. Ces configurations types serviront ensuite de base à des modèles numériques.

Rappelons que l'INERIS à travers le projet européen I2Mine prévoit de mener une expérimentation pour la prévention des risques de coups de terrain dans une mine en activité. Il s'agira de préciser le lien entre les variations de contraintes créées dans le massif rocheux par l'extraction du minerai et la sismicité induite, notamment à grande profondeur. L'approche sera double, basée à la fois sur l'acquisition de données et la modélisation numérique.

Ainsi la poursuite des travaux de recherche dans le cadre du programme COSMOS, dans l'opération « rupture dynamique et sismicité induite » aura pour objectif d'avancer dans la compréhension des relations entre génération de la sismicité et changements de contraintes générés dans les contextes suivants :

- mines à risque d'effondrement. Les travaux de recherche seront réalisés dans le cadre de la thèse de J. Kinscher qui a débuté en novembre 2011. Il s'agira de proposer des méthodes de traitement non conventionnelles des données microsismiques du site de Cerville-Buissoncourt, pour caractériser les événements en rafale et la source sismique principalement. Ces outils seront transposables à d'autres contextes miniers, notamment dans le cadre du projet I2Mine ou celui du bassin houiller de Provence ;
- mine à risque de coup de terrain (rockburst). Dans ce volet, il est prévu d'instrumenter le quartier d'une mine profonde en activité à l'aide d'un réseau haute résolution permettant la mesure en champ proche de la microsismicité et du champ de contraintes 3D. Cette expérimentation permettra l'acquisition de données uniques sur les transferts de contraintes liés à l'exploitation minière et la sismicité induite dans ce contexte pour la prévention des coups de terrains. Une nouvelle thèse de doctorat est prévue à la rentrée 2013 sur cette thématique. Sur l'aspect modélisation numérique, il est prévu une évaluation de l'apport des différents outils pour la prédiction des coups de terrain puis la conception d'une plateforme d'aide à la gestion du risque de coups de terrain ;
- interaction fluide roche en milieu fracturé et/ou ouvragé. Il s'agira dans ce volet de mieux comprendre les modifications de contraintes induites par l'envoyage des travaux miniers à travers l'analyse des données microsismiques du bassin houiller de Provence et la modélisation numérique.

Ces travaux seront réalisés en collaboration avec GeoRessources, l'IPGP, le BRGM-DPSM, l'IFREMER, l'IGF Varsovie (Pol) ainsi que les partenaires du projet I2Mine.

Enfin, les travaux de recherche déjà réalisés dans le cadre de ce projet ont abouti au dépôt d'un projet de recherche ANR intitulé RISCUB pour « La gestion du RISque des grandes Cavités en milieu Urbain : méthodes de surveillance innovantes ». Ce projet, ayant obtenu de bonnes évaluations par le comité d'évaluation de l'ANR, pourrait être déposé pour la troisième fois en janvier 2013. Ce projet a pour objectif de développer des méthodes originales de surveillance des grandes cavités en milieu urbain, à la fois en termes d'acquisition mais également de traitement des données. Ce projet prospectif propose de tester les apports et les limites des méthodes mises en œuvre par les différents partenaires dans d'autres contextes (surveillance des volcans, des séismes ...) et de les transposer à la surveillance des cavités souterraines. Ces travaux de recherche, sous réserve d'acceptation du projet, seront réalisés en partenariat avec l'IPGP, l'Institut Langevin, l'ISTerre, l'IFSTTAR, le CETE Méditerranée et le POLITO de Turin ainsi qu'avec les PME Lomax Software et NKE.

7. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

7.1 REFERENCES RELATIVES A CES TRAVAUX DE RECHERCHE

Balland, C. & Contrucci, I., 2011, Investigations géophysiques complémentaires sur le site d'Angevillers : rapport technique, rapport INERIS DRS-11-114322-05512A.

Balland, C. & Contrucci, I., 2010, Investigations géophysiques complémentaires sur le site d'Angevillers : rapport technique préliminaire, rapport INERIS DRS-10-114322-12003A.

Cao, N.T., 2011, Apport de la surveillance Microsismique en champ proche pour la détection de mécanismes et de signes précurseurs aux instabilités gravitaires, Thèse de doctorat (PhD Thesis), LAEGO, Institut National Polytechnique de Lorraine, France

Cao N.T., Klein E., Contrucci I., Daupley X. & Bigarré P., 2010. Large-scale salt cavern collapse: Multi-parameter monitoring from precursor signs to general failure. Proceedings of Eurock 2010, 15-18 september 2010, Lausanne, pp. 709-712.

Cao N.T., Contrucci I., Klein E., and Bigarré P., 2011, Evolution of microseismic activity prior to a salt cavern collapse, Vienna, [EGU2011-11769](#).

CONTRUCCI I., KLEIN E., BIGARRE P., LIZEUR A., LOMAX A., TASTET J, 2008, CAMI-AFT : a scientific field experiment to calibrate real-time monitoring systems dedicated to the management of post-mining risks. Proceedings of the symposium post-mining 2008, 6-8 february 2008, Nancy.

Contrucci, I.; Klein, E.; Bigarre, P.; Lizeur, A.; Lomax, A. Early-warning microseismic systems applied to the management of post-mining large-scale ground failures : calibration by a geophysical field experiment of blast swarms, Vienna, EGU general assembly, 13-18 april 2008, Vienna, Austria, Geophysical Research Abstracts, 2008, vol. 10, [EGU2008-A-09300](#).

Contrucci I., Pacchiani F., Klein E. 2009, Absolute versus relative event location calibrated by induced blasts for real-time microseismic monitoring of post-mining ground failures. AGU, 14-18 décembre 2009, San Francisco, USA. Eos Transactions AGU, vol. 90, n° 52, Fall Meeting Supplement, abstract S32B-06. (P)

Contrucci I., Cao N.T., Klein E., Bigarré P., Daupley X, 2010, Suivi de l'effondrement d'une cavité saline formée par dissolution : apport de la surveillance microsismique couplée aux mesures de nivellement. Séance technique de l'assemblée générale annuelle du CFMR "Signes précurseurs d'effondrement de cavités souterraines : expérimentation sur la cavité saline de Cerville Buissoncourt", 18 mars 2010, Paris. (C)

Contrucci I, Klein E, Bigarre P, Lizeur A., Lomax A., Bennani, 2010, Management of Post-mining Large-scale Ground Failures: Blast Swarms Field Experiment for Calibration of Permanent Microseismic Early-warning Systems, Pure Appl. Geophys., 167 (1-2), Pages: 43-62, DOI: 10.1007/s00024-009-0005-4.

Contrucci, I., Cao, N.T., Klein, E, Daupley X. & Bigarré, 2010, Real-time monitoring of a salt solution mining cavern: view from microseismic and levelling monitoring, Vienna, EGU general assembly, 2-7 may 2010, Vienna, Austria. + Geophysical Research Abstracts, 2010, vol. 12, [EGU2010-12256](#).

Contrucci, I., Klein, E, Cao, N.T., Daupley X., Bigarré, P., 2011. Multi-parameter monitoring of a solution mining cavity collapse : first insight of precursors. Comptes-rendus Géosciences, 343, 1, Pages 1-10, DOI: 10.1016/j.crte.2010.10.007.

Daupley, Fabriol, Contrucci, Bernardie, Cao, Jousset, Klein, Lebert, and Behrooz, 2010a : "Multiparameter monitoring of a salt cavern collapse (Cerville-Buissoncourt site, France)", EGU general assembly, 2-7 may 2010, Vienna, Austria. + Geophysical Research Abstracts, 2010, vol. 12, [EGU2010-12404](#).

Daupley X., Fabriol R., Contrucci I., Bernardie S., Cao N.T., Lebert F., Cauvin L., Jousset P., Kein E., Bazargan B., Suivi expérimental multi-paramètres de l'effondrement d'une cavité saline : site de Cerville-Buissoncourt, Actes des journées nationales de géotechnique et de géologie de l'ingénieur (JNGG 2010), 7-9 juillet 2010b, Grenoble. Grenoble : Grenoble-INP, 2010b, tome 1, pp. 411-418.

Daupley X., Laouafa F., Contrucci I., 2012, Analyse des mécanismes conduisant à l'effondrement d'une cavité saline : retour d'expérience de la cavité de Cerville-Buissoncourt, TOME III de Mécanique des roches : EXPLOITATION, GÉNIES MINIER ET PÉTROLIER, SEL GEMME, STOCKAGES SOUTERRAINS.

Klein, E., Contrucci, I., Daupley, X., Hernandez, O., Bigarré, P., Nadim, C. & Cauvin, L., 2008. Experimental monitoring of a solution-mining Cavern in Salt: identifying and analyzing early-warning signals prior to collapse. SMRI Fall 2008 Technical Conference, 12-15 October 2008, Galveston (Austin), Texas, USA, pp. 135-146.

KLEIN E., CONTRUCCI I., DAUPLEY X., BIGARRE P., 2008, Surveillance expérimentale d'une cavité saline en exploitation : identification et analyse des signaux précurseurs de l'effondrement. Séance technique CFMR "Surveillance des ouvrages souterrains et des massifs rocheux", 4 décembre 2008, Paris.

Klein E., Contrucci I., Cao N.T., Bigarré P. 2009, Real-time monitoring of a salt solution mining cavern : from precursory signs to general collapse. AGU, 14-18 décembre 2009, San Francisco, USA. Eos Transactions AGU, vol. 90, n°52, Fall Meeting Supplement, abstract S32B-06.

Klein E., Lomax A., Lizeur A., Klingelhoefer F., Contrucci I., Bigarré P. 3D acoustic and microseismic location of collapse events in complex, 3D geological structures, 73rd EAGE Conference and Exhibition, Vienna, Austria, 23-26 May 2011.

Laouafa F., Contrucci I. & Daupley X., 2012. In-situ large monitoring and numerical modeling of the loss of stability of salt cavity. In Mechanical Behaviour of Salt VII.

Leder, S., Analyse de tirs d'explosifs en fond de mine pour le calage de réseaux de surveillance microsismique appliqués aux instabilités post-minières, rapport de stage M2 Pro. STEP, 66 pages.

Mercerat, E. D. (2007). Sismicité induite et modélisation numérique de l'endommagement dans un contexte salin. Thèse de doctorat (PhD Thesis), LAEGO, Institut National Polytechnique de Lorraine, France.

Mercerat, E. D., Driad-Lebeau, L. & Bernard P., 2010. Induced seismicity monitoring of an underground salt cavern prone to collapse, Pure Appl. Geophys., DOI 10.1007/s00024-009-0008-1.

TASTET J., CONTRUCCI I., KLEIN E., BIGARRE P., DRIAD-LEBEAU L. 2007, Large-scale field experiment to calibrate microseismic source parameters applied to realtime monitoring of post-mining instabilities. RIBEIRO E SOUSA L., OLALLA C., GROSSMANN N. (Eds.). Proceedings of the 11th congress of the international society for rock mechanics, 9-13 july 2007, Lisbon, Portugal. Leiden, The Netherlands : Taylor & Francis, 2007, vol. 2, pp. 1147-1150.

7.2 AUTRES RÉFÉRENCES

Abdul-Wahed, M.K., Senfaute, G., Piguët, J.P., Source location estimation using single station three-component seismic data, *Rock Mechanics – A Challenge for Society: Proceedings of the ISRM Regional Symposium (Eurock 2001, Espoo, Finland, 4 – 7 June 2001)*.

Alheib, M., 2012, Mine d'or de Salsigne (Aude, Languedoc-Roussillon) : Analyse préliminaire des causes de l'événement sismique du 15 novembre 2011, INERIS DRS-12-130671-09119A.

Amitrano, D., Grasso, J.R. and Senfaute, G., 2005. Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. *Geophysical Research Letters*, 32, doi: 10.1029/2004GL022270.

Barton, N., 2007, *Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy*. Chap. 5., 69-95, ed. Taylor & Francis.

Bataille K., Chiu J. M. (1991), Polarization analysis of highfrequency, three-component seismic data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 81 PP 622-642.

Bennani, M., 2012, Note d'expertise complémentaire relative aux événements microsismiques ressentis en surface dans la zone de Fuveau – Gréasque, dans le bassin minier de Gardanne. INERIS DRS-12-126881-12578A.

Bennani, M, Josien, J-P et Bigarré, P. SURVEILLANCE DES RISQUES D'EFFONDREMENT DANS L'APRES-MINE, BESOINS, METHODES, *Après-mines 2003*, 5-7 Février 2003, Nancy.

Bennani, M. et Homand, F., Les Formations de couverture au droit des zones d'aléa d'effondrement brutal, *Géodéris R2004/002*, 2004.

Bérest P., Brouard B., Feuga B., M. Karimi-Jafari (2008) – The 1873 collapse of the Saint-Maximilien panel at the Varangéville salt mine - *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, Vol. 45, Number 7, October 2008, 1025-1043.

Bérest P., Brouard B., Feuga B., Abandon des mines de sel : Faut-il envoyer, *Après-mines 2003*, 5-7 Février 2003, Nancy.

Bernardie, S., Gilbert, J.-P., Lebert, F., Fabriol, H., 2007. High-Frequency Hydroacoustic Monitoring in an Underground Iron Mine. *Pure appl. geophys.* 164, 177–197.

E. Boidin. *Interactions Roches / Saumures en contexte d'abandon d'exploitations souterraines de sel*. Thèse de doctorat, INPL, 2007.

A. Buffet. The Collapse of Compagnie des Salins SG4 and SG5 Drillings. *SMRI Fall 1998 Meeting*, 4-7 October 1998, Rome, Italy, p. 79–105, 1998.

Couffin, S., Bigarré, P., Bennani, M. et Josien, J.P., Permanent real time microseismic monitoring of abandoned mines for public safety. *FMGM*, pp. 437-444, 2003.

Daupley X., Cuhe H., Ghoreychi, M, (2005). Typology of strata movement related to old solution mining of salt at Sarralbe, *Proc. Symposium Post mining, Chambon R., Nancy*.

Deck O. (2002) – Etude des conséquences des affaissements miniers sur le bâti. Propositions pour une méthodologie d'évaluation de la vulnérabilité du bâti. Thèse de doctorat de l'INPL, Septembre 2002.

Didier, C., 2006, L'élaboration des Plans de Prévention des Risques Miniers, Guide Méthodologique, Rapport INERIS DRS-06-51198/R01.

Didier, C., 2007, La politique française de prévention des risques liés à l'après-mine, *RÉALITÉS INDUSTRIELLES*, NOVEMBRE 2007.

P. Dominique, F. Le Hoher et M. Bendif, 2012. Instrumentation d'une petite crise sismique à Salsigne, Aude. *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur JNGG2012–Bordeaux 4-6 juillet 2012*.

Driad-Lebeau, L., Lahaie, F., Al Heib, M., Josien, J.P., Bigarré, P. et Noirel, J.F., Seismic and geotechnical investigations following a rockburst in a complex French mining district, *Int. J. Coal Geol.*, vol. 64 (1-2), pp. 66-78, 2005.

Flin E. A. (1965), Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion, Proc. IEEE 53, PP1874-1876.

INERIS, 2010, Etat des lieux et premières pistes de réflexion sur la surveillance microsismique d'Angevillers DRS-10-92862-01333A.

Frid, V. and K. Vozoff, Electromagnetic radiation induced by mining rock failure, International Journal of Coal Geology, Volume 64, Issues 1-2, Geologic Hazards in Coal Mining, 17 October 2005, Pages 57-65.

Fairhurst, C., Piguët, J-P., Van der Merwe, N., 2003, Examen de la méthode Geoderis d'évaluation des risques et des conséquences potentielles relatifs aux affaissements de surface dans le bassin ferrifère lorrain.

GEODERIS 2007, Notice générale sur les aléas mouvements de terrain dans le bassin ferrifère lorrain, GEODERIS / E2007-500DE, 2007.

GEODERIS 2010, Expertise géotechnique de l'affaissement survenu à Angevillers en octobre 2009 Rapport d'avancement, GEODERIS E2010/041DE – 10LOR3500.

Gibowicz, S. J., 1990, Seismicity induced by mining, Adv. Geophys. 32, 1-74.

Gibowicz, S.J., 2009. Seismicity induced by mining: recent research. Advances in Geophysics 51, 1–53.

GISOS, Rapport Annuel 2008, <http://gisos.ensg.inpl-nancy.fr/rapports-annuels/rapports-de-synthese/2008/>.

Goldbach O., 2010 : What is the seismic risk of mine flooding. CSIR 3rd Biennial Conference 2010. Science Real and Relevant, CSIR International Convention Centre, Pretoria 30 August – 01 September 2010, South Africa, pp 20.

Goldbaum J, Frid V, Bahat D, et al. An analysis of complex electromagnetic radiation signals induced by fracture, MEASUREMENT SCIENCE & TECHNOLOGY 14 (10): 1839-1844 OCT 2003.

Hasegawa, H. S., Wetmiller, R. J., Gendzwill D. J., 1989, Induced seismicity in mines in Canada— An overview, Pure and Applied Geophysics, 129(3-4), 423-453

Homand, F. et Dagallier, G., Etude des formations de couverture des zones à risque d'effondrement brutal non écarté, LAEGO, LG.FH.ARB.PSI.RPRE.03.0248.C, 2004.

Hudyma M., Pfitzner M., & Singh U., Monitoring cave related seismicity at Ridgeway Gold Mine, Australian Centre For Geomechanics Newsletter, 2004, Pages 10-12.

Hudyma, 2008, Analysis and interpretation of clusters of seismic events in mines, PhD Thesis, University of western Australia.

Ikeda et al, 1981, The property and the seismic wave velocity of fractured zone. Proc. of Int. Symp. On Weak Rock, Tokyo. 527-532.

INERIS 2010, « Etat des lieux et premières pistes de réflexion sur la surveillance microsismique d'Angevillers », rapport INERIS DRS-10-92862-01333A.

Josien, J-P., Piguët, J-P. et Vouille, G., Apport des retours d'expérience pour la mise en sécurité dans les mines de fer de Lorraine, Revue Française de Géotechnique, n° 131-132, 137-146, 2010.

Josien, J-P, 1993, Diagnostic et caractérisation de l'aléa, S2MINAIRE Carrières souterraines abandonnées, Risques et Prévention, Nainville-les-Riches, 8-10 septembre 1993.

J. P. Josien. Surveillance de la stabilité d'une excavation par des mesures de déformation. Choix d'une méthode d'alarme. Annales des Mines, 1977.

Kouniali S. (2000) – Prévission des conséquences des affaissements miniers dans les mines de fer de Lorraine. Étude méthodologique pour la détermination du type d'effondrement attendu. Rapport INERIS réf. DRS-00-225300/R01 pour le MINEFI, 25 juin 2000.

Lai, X.P. , M.F. Cai and M.W. Xie, In situ monitoring and analysis of rock mass behavior prior to collapse of the main transport roadway in Linglong Gold Mine, China, International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Volume 43, Issue 4, June 2006, Pages 640-646.

- Lebert, F., Bernardie, S., Mainsant, G., 2011. Hydroacoustic monitoring of a salt cavity: an analysis of precursory events of the collapse. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11, 2663–2675.
- Li, T., Cai, M.F. et Cai, M., A review of mining-induced seismicity in China, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, vol. 44 (8), pp. 1149-1171, 2007.
- Lizeur A. Revue de conception relative à l'implémentation d'un algorithme de localisation 3d sur le logiciel SYTMISauto v6.00. Note technique référencée DRS-11-105871-00652A.
- Lopes, B. (2002), Etude de l'environnement géologique du site de Tressange, BRGM/RP-51701-FR.
- Lomax, A., A. Michelini, A. Curtis. Earthquake Location, Direct, Global-Search Methods, in Complexity In Encyclopedia of Complexity and System Science, Part 5, Springer, New York, pp. 2449-2473, doi:10.1007/978-0-387-30440-3, 2009.
- Lomax, A. 2005, A reanalysis of the hypocentral location and related observations for the great 1906 California earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 91, 861–877.
- LOMAX, A. and CURTIS, A., Fast, probabilistic earthquake location in 3-D models using oct-tree importance sampling, *Europ. Geophys. Soc. (Nice 2001)*.
- Lomax, A., R. Snieder (1994), Finding sets of acceptable solutions with a genetic algorithm with application to surface wave group dispersion in Europe, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2617-2620.
- Magotra, N., Ahmed, N., et Chael, E., Seismic event detection and source location using single-station (three-component) data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 77(3), pp. 958-971, 1987.
- Malovichko, D.A., Dyagilev, R.A., Shulako, D.Y., Butyrin, P.G., 2011. SEISMIC MONITORING OF LARGE-SCALE KARST PROCESSES IN A POTASH MINE. RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES National Geophysical Committee, International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior of the International Union of Geodesy and Geophysics 2007-_2010 120–125.
- Mansurov, V. A. , Prediction of rockbursts by analysis of induced seismicity data, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, Volume 38, Issue 6, September 2001, Pages 893-901.
- Maubeuge, P-L., Observations géologiques dans l'Est du bassin de Paris. Institut National Polytechnique de Lorraine, Vol. 1, pp. 70-300, 1955.
- Miller, A., Richards, J. A., McCann, D. M., Browit, C. W. A., et Jackson, P. D., Microseismic techniques for monitoring incipient hazardous collapse conditions above abandoned mines, *Quarterly Journal of Engineerin Geology*, vol. 22, pp. 1-18, 1989.
- Montagne, A., Tincelin, E., Astier, J. et Varoquaux, J-L., Les mines de fer de Lorraine. Chambre syndicale des mines de fer de France, Paris, pp. 17; 43; 71-77; 243, 1992.
- Oberti et al, 1979, Study of an orthotropic rock mass: experimental techniques, comparative analysis of results. *Proc. of 4th IRSM, Montreux*.
- Ogasawara, H., Fujimori, K., Koizumi, N., Hirano, N., Fujiwara, S., Otsuka, S., Nakao, S., Nishigami, K., Taniguchi, K., Iio, Y., Nishida, R., Oike, K. et Tanaka, Y., Microseismicity induced by heavy rainfall around flooded vertical ore veins, *Pure and applied geophysics*, vol.159 (1-3), pp. 91-109, 2002.
- Piguet J.P. et Wojtkowiak F. 2001 : Affaissements et déformations au-dessus des exploitations minières : Mécaniques et évolution dans le temps. *Mines et Carrières -Industrie Minérale*.
- Pinsky, V., Husen, S., Lomax, A. A comparative study of robust algorithms for rapid, automatic earthquake location (EGU, Vienna, April 2008) *Geophys. Res. Abs.* 10, EGU2008-A-07074, 2008.
- Senfaute, G., Abdul Wahed, M., Piguet, J-P., Josien, J-P., Technique d'écoute microsismique appliquée au risque d'effondrement dans les mines du bassin ferrifère lorrain, *Revue Française de Géotechnique*, n°92, 2000, Pages 57-62.
- Senfaute, G., Chambon, C. et Bigarré, P., Spatial distribution of mining tremors and the relationship to rockburst hazard, *Pure Appl. Geophys.*, vol. 150 (3-4), pp. 451-459, 1997.

- G. Senfaute et J. Wassermann. Étude de l'activité microsismique enregistrée sur le site de Tressange pendant les expérimentations d'envoyage et de dénoyage. Rap. tech., INERIS, 2003.
- Sethian J. A. Level set methods and fast marching methods. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1999.
- Scholz C., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 399-415.
- Sileny, J., and A. Milev, Source mechanism of mining induced seismic events - resolution of double couple and non double couple models, *Tectonophysics* 456, 3-15, 2008.
- Sjogren, B., Ofsthus, A., & Sandberg, J., 1979, Seismic classification of rock mass qualities. *Geophys. Prospect*, 27:409-442.
- Srinivasan, C., Willy, Y., Nawani, P.C., 2009, Post-Closure seismicity in the mines of Kolar Gold fields, *RaSiM 7 (2009), Controlling Seismic Hazard and Sustainable Development of Deep Mines*, 1325-1336.
- Szwedzicki, T., Geotechnical precursors to large-scale ground collapse in mines, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, Volume 38, Issue 7, October 2001, Pages 957-965.
- Szwedzicki, T., Rock mass behaviour prior to failure, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, Volume 40, Issue 4, June 2003, Pages 573-584.
- Tastet, J., Note technique : Analyse préliminaire et validation des données brutes de l'expérimentation CAMI-AFT – site de Fontoy. Note INERIS-DRS-06-66524/LN20, 2006.
- Tastet, J., Note technique : Analyse préliminaire et validation des données brutes de l'expérimentation CAMI-AFT – site d'Ottange. Note INERIS-DRS-07-66526-01472A, 2007.
- TARANTOLA, A. and VALETTE, B. (1982), Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Revi. Geophys. Space Phys.* 20(2), 219–232.
- Teyssoeyre, V., Feignier, B., Sileny, J., Coutant, O., 2002, Moment tensor inversion of regional phases : application to a mine collapse, *Pure and Applied Geophysics*, 159, 111-130.
- Tincelin, E., *Pression et déformations de terrain dans les mines de fer de lorraine*, Jouve Editeurs, Paris, 1958.
- Tincelin, E. et Sinou, P. Effondrements brutaux et généralisés (coups de toit). *Revue de l'Industrie Minière*, 1962.
- Trifu C. I. et V. Shumila. 2010, Microseismic Monitoring of a Controlled Collapse in Field II at Ocnele Mari, Romania. *Pure and Applied Geophysics*, vol. 167, p. 27–42. doi:10.1007/s00024-009-0013-4.
- Urbancic, T.I., Trifu, C.I., Long, J.M., and Young, R.P., 1992. Space-time correlations of b values with stress release, *Pure Appl. Geophys.*, 139, 449-462.
- Vidal J. E. (1986), Complex polarization analysis of particle motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 76 PP 1393-1405.
- ZAMFIRESCU, F., MOCUTA, M., CONSTANTINESCU, T., NITA, C., and DANCHIV, A., The main causes and processes of instability evolution at Field II of Ocnele Mari – Romania, In Proc. Solution Mining Research Institute Spring Meeting, 28 April – 2 May, 2007a, Basel, Switzerland, 6 pp.
- ZAMFIRESCU, F., MOCUTA, M., DIMA, R., CONSTANTINESCU, T., and NITA, C., A technical solution for the collapse fragmentation of the Field II cavern – Ocnele Mari, Romania, In Proc. Solution Mining Research Institute Spring Meeting, 28 April – 2 May, 2007b, Basel, Switzerland, 8 pp.

8. LISTE DES ANNEXES

Repère	Désignation	Nombre de pages
Annexe 1	Algorithme de tracé de rai 3D pour la localisation et outil de visualisation	3 A4
Annexe 2	Fonctionnement du logiciel TOMSIS	3 A4
Annexe 3	Contrucci et al, 2010, Pure and Applied Geophysics	21 A4
Annexe 4	Contrucci et al. 2011, Comptes Rendus Géosciences	11 A4
Annexe 5	Modélisations numériques	4 A4

ANNEXE 1

Prise en compte d'un modèle de vitesses 3D complexe

Pour améliorer encore les résultats de localisation, un développement visant à permettre la prise en compte de modèles de vitesses 3D a également été mené. Il permet d'intégrer l'effet complexe de caractéristiques géologiques (failles, discontinuités, hétérogénéités, gradients de vitesse etc.) sur les propriétés de propagation des ondes sismiques.

La méthode géométrique exposée ci-avant n'étant pas appropriée dans ce cas de figure, une analyse comparative des différentes solutions existantes a été menée (Lizeur, 2011) et au terme de laquelle une méthode appelée Fast-Marching (FMM) a été retenue (Sethian, 1999). Cette méthode de calcul des temps de trajet entre deux points quelconques de l'espace consiste à résoudre l'équation eikonale stationnaire (traduisant l'évolution d'un front d'onde) par un schéma aux différences finies.

Cette méthode FMM présente en outre les avantages suivants :

- elle fournit une grille des temps de première arrivée d'ondes en tout point du modèle et est l'une des méthodes les plus rapides même si le calcul des rais et angles d'incidence nécessite un traitement a posteriori ;
- elle est utilisable aussi bien à partir de grilles régulières que de grilles irrégulières (avec des interfaces, discontinuités ou gradient de vitesse) ;
- elle repose sur le fait que le front d'onde se déplacera toujours vers l'extérieur et ne repassera jamais sur un point qu'il a déjà visité. Cette condition stabilise fortement la résolution numérique tout en tenant compte des zones d'ombres et premières arrivées diffractées ou coniques.

Un exemple d'application aux données acquises sur le site de Cerville-Buissoncourt est présenté en Figure 69, où un même jeu de données acquis quelques heures avant l'effondrement de la cavité est traité avec deux modèles de vitesse différents. Ainsi, lorsque la cavité (remplie de saumure et donc caractérisée par des vitesses de propagation plus faible que dans le recouvrement) est prise en compte dans le modèle de vitesse, la résolution en localisation est nettement améliorée (Klein et al., 2011).

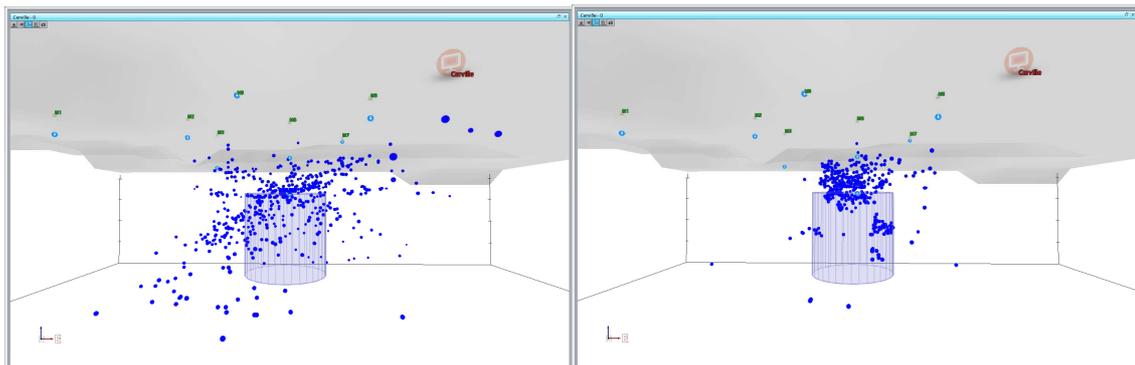


Figure 69 : Effet du modèle du vitesse sur les résultats de localisation d'un jeu de données de Cerville-Buissoncourt. A gauche) localisation avec un modèle qui ne tient pas compte de la cavité. A droite) localisation avec un modèle qui tient compte de la cavité.

N.B. : cette évolution a été menée dans la cadre d'une convention de collaboration entre l'INERIS e l'IFREMER ainsi qu'avec l'appui scientifique de d'ALomax Scientific.

Mise au point de l'outil SYTMIS4D de visualisation de la répartition spatio-temporelle de foyers microsismiques

Le logiciel SYTMIS4D est un logiciel interactif d'aide à l'analyse graphique 3D de la localisation d'événements microsismiques diffus ou en essaims qui a été développé de manière à s'interfacer simplement et de manière dynamique avec la suite logicielle de traitement de données microsismiques.

Ce logiciel permet ainsi l'affichage interactif d'événements microsismiques localisés, et pour chaque événement l'affichage à la demande de l'ellipsoïde de confiance, de la densité de probabilité (*pdf*), ainsi que les rais sismiques et le front d'onde (surface 3D) entre les foyers et les sondes de mesure.

Pour faciliter l'analyse et l'interprétation de données issues de la surveillance de structures géologiques spécifiques (par exemple la cavité de Cerville-Buissoncourt) ce logiciel permet aussi l'affichage des contours de zones de surveillance, de plans topographiques ainsi que de structures 2D et 3D.

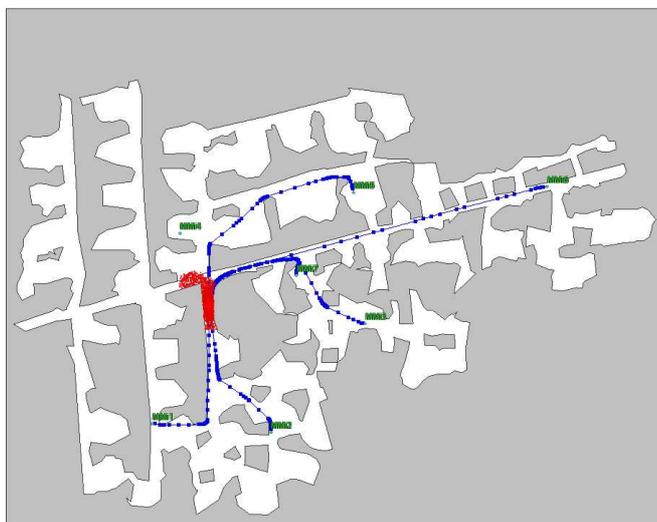


Figure 70 : Sortie SYTMIS4D obtenue lors de la localisation d'un événement acoustique (point bleu) sur le site de Moyeuve Franchepré. Les galeries sont représentées en blanc, le massif en gris, la densité de probabilité est représentée par un nuage de point rouge, les rais sont en bleu.

N.B. : ce logiciel a été développé par la société sous-traitante Succubus Interactive, spécialisée en infographie 3D et retenue au terme d'une consultation d'entreprises.

ANNEXE 2

Un logiciel de tomographie TOMSIS[®] a été utilisé pour pouvoir mettre en œuvre le traitement des données et interpréter les résultats qui en découlent. Le module de départ de ce logiciel est basé sur l'algorithme d'inversion de QTI (Queen's Tomography Imaging) écrit en langage C. Le logiciel TOMSIS est élaboré par l'INERIS dans l'environnement Mathematica[®] dont les composantes mathématiques et les interfaces graphiques sont adaptées aux besoins du traitement des données de tomographie.

En effet, ses fonctionnalités permettent un développement modulaire et évolutif de TOMSIS.

Les temps de trajet et les positions des émetteurs et des récepteurs forment un fichier composé d'autant de lignes que de rai sismiques. Pour chaque rai, la source et le récepteur sont définis par leurs coordonnées respectives (X_s Y_s Z_s) et (X_r Y_r Z_r) sur les six premières colonnes et par le temps de parcours (Δt) sur la septième colonne.

Les principales étapes du traitement accompli sur les données acquises lors de cette expérimentation ainsi que les fonctions associées sont schématisées et décrites comme suit :

La discrétisation du plan de tomographie est assurée par une grille formée de plusieurs cellules. Comme le temps de calcul n'est pas un facteur limitant dans le choix des paramètres de l'inversion des données de terrain, le nombre de cellules de la grille a été maximisé jusqu'à atteindre le seuil de divergence du modèle. En effet, la taille de la matrice à inverser dépend du nombre de cellules, cependant il faut éviter que cette matrice soit trop « creuse », c'est-à-dire que chaque cellule doit être représentée par des segments d'un nombre de rai suffisant pour que le modèle converge vers une solution.

Une fois l'ensemble des paramètres optimisé, le système est inversé par moindres carrés amortis pour donner le champ de vitesse de solution des temps d'arrivée du fichier d'entrée. Le champ de vitesse calculé est ensuite défini comme modèle initial avec des rai correspondant à celui-ci et à nouveau inversé jusqu'à l'obtention d'un modèle stable, c'est-à-dire suffisamment proche du modèle initial.

L'inversion du modèle du champ de vitesse a suivi le cycle itératif (Figure 71) autant de fois qu'il a été nécessaire. Le résultat de l'inversion étant systématiquement comparé avec le modèle initial, un indicateur de convergence est estimé avec l'écart entre les vitesses initiales et résultantes. L'écart est jugé négligeable lorsqu'il est de l'ordre de quelques m/s et qu'il reste localisé.

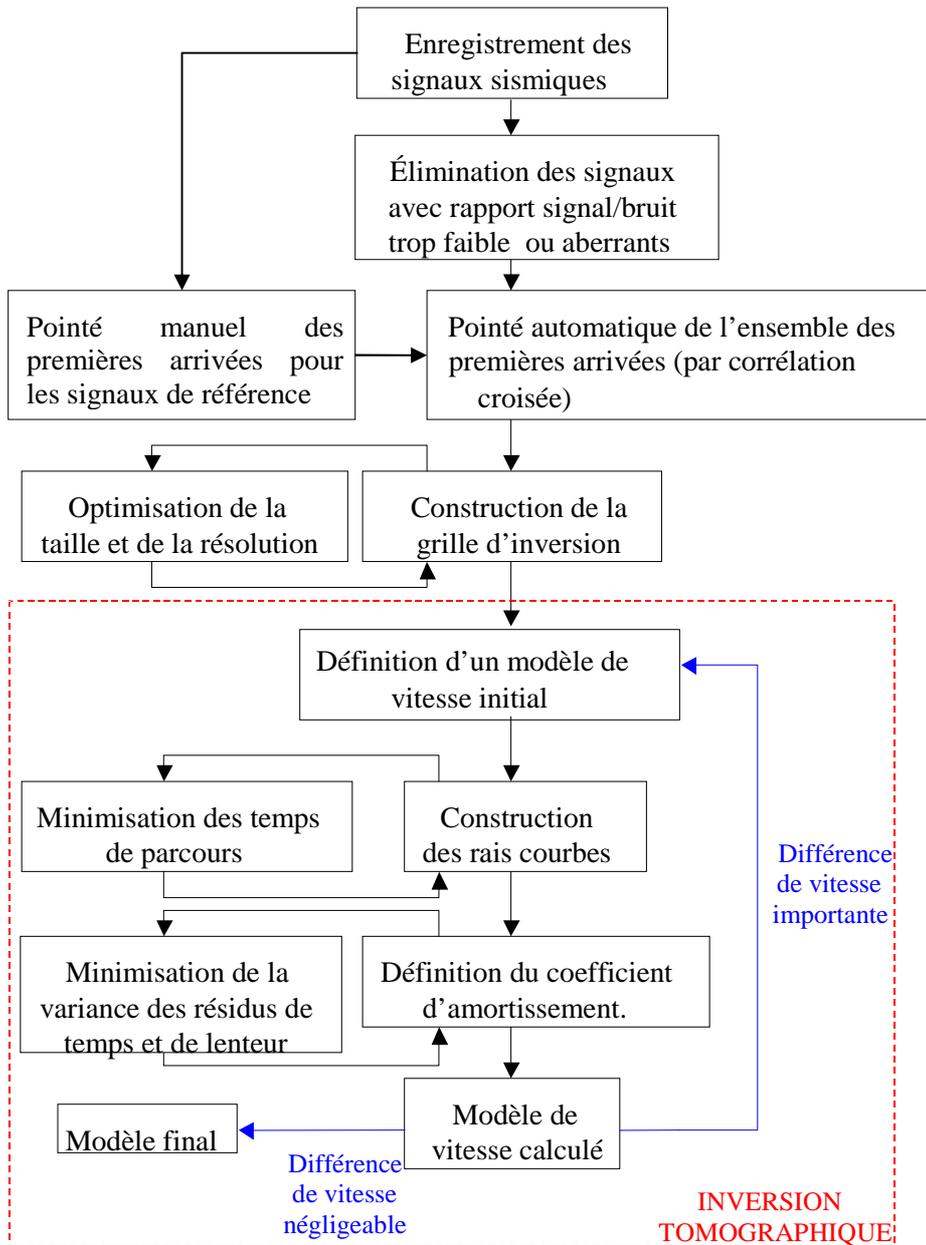


Figure 71 : Procédure de traitement des données d'imagerie sismique.

ANNEXE 3

Management of Post-mining Large-scale Ground Failures: Blast Swarms Field Experiment for Calibration of Permanent Microseismic Early-warning Systems

I. CONTRUCCI,¹ E. KLEIN,¹ P. BIGARRÉ,¹ A. LIZEUR,¹ A. LOMAX,² and M. BENNANI¹

Abstract—In France, decades of coal and iron-ore mining have left extensive underground cavities beneath or in the vicinity of urban areas. This poses an environmental challenge for society. To ensure post-mining risk management and public safety, wherever remediation is not possible, numerous real-time microseismic monitoring systems are being installed. The objective is to detect remote rock mass fracturing processes, precursory events and acceleration phases for appropriate and timely action. Although no consistent collapse has occurred in any of the monitored areas yet, single 3-D probes record many microseismic events of very low amplitude which create difficulties in the quantitative data analysis. The development of specific quantitative processing has therefore become a major issue in our research work. For that purpose, a field experiment was carried out on six of the instrumented sites. It consisted of sequences of small blasts in mine pillars which were accurately controlled in terms of the location, orientation and energy of the explosive source. The data analysis was used to calibrate parameters (velocity model, 3-D sensor orientation, etc.) for reliable 3-D localization and to develop an empirical law to estimate the source energy from the sensor energy. This work now enables us to analyze real microseismic events with a considerably better level of accuracy and to obtain enough information and confidence to discuss these data in terms of site stability.

Key words: Mine collapse, risk management, microseismicity, early warning system, 3-D location, velocity model.

1. Introduction

In the Lorraine area of eastern France, decades of iron-ore mining from 1850 to 1997 have left

vast underground cavities beneath or in the vicinity of urban areas. At present, these residual voids are estimated at 500 million m³ and represent 40,000 km of underground galleries. This now poses a societal and environmental challenge: Major collapses took place in the 1990s in the southern part of the Lorraine iron-ore basin in the cities of Auboué, Moutiers and Roncourt. These events occurred a few months after the mine closure and the progressive rise of the water level in the underground working caused by the halt of the de-watering system (DIDIER, 2008).

These large-scale ground failure events prompted a request from both the government and local authorities for a management strategy to be set up to prevent and control post-mining risks. A methodology was thus established in order to assess hazard zones and rank them according to their vulnerability due to human surface infrastructure and activity. The high risk zones are secured either by reducing the hazard or by using *in situ* monitoring. As it is rarely possible to deal with the hazard itself, public safety is often ensured through real-time microseismic monitoring systems that are installed in the zones in question.

For that purpose, INERIS deployed an innovative microseismic monitoring platform that was tested and validated during the Terres Rouges experiment in 1997 (SENFAUTE *et al.*, 2000; COUFFIN *et al.*, 2003; BENNANI *et al.*, 2004). This platform is designed to detect rock-mass fracturing that first affects the old mine workings before reaching the overburden and finally the surface. More than thirty real-time microseismic monitoring networks have been installed since 1998 in the Lorraine iron-ore basin by the

¹ Institut National de l'Environnement Industriel et des Risques (INERIS), Ecole des Mines de Nancy, Parc de Saurupt, CS 14324, 54042 Nancy Cedex, France.
E-mail: Isabelle.Contrucci@ineris.fr; Emmanuelle.Klein@ineris.fr; Pascal.Bigarre@ineris.fr

² ALomax Scientific, 161 Allée du Micocoulier, 06370 Mouans-Sartoux, France. E-mail: anthony@alomax.net

CENARIS¹ at INERIS. These networks have been designed following a methodology based on the geological context, the dimensions of the zone being monitored, the hazards involved and the technical installation and maintenance constraints due to urbanization. The most vulnerable buildings are instrumented with geotechnical sensors linked to the microseismic system to ensure a smart triggering scheme (KLEIN *et al.*, 2008).

Although no major collapse has occurred in any of these areas yet, small microseismic events are often recorded. These events, with low amplitudes ($\sim 10^{-6}$ mm/s) and negative magnitudes raise real quantitative analysis problems, especially in terms of localisation and spatial-temporal breakdown which are essential in understanding instability mechanisms (DRIAD *et al.*, 2005). Although publications exist on the microseismic monitoring of working mines (e.g., SENFAUTE *et al.*, 1997; DRIAD *et al.*, 2005; LI *et al.*, 2007) or on the long-term analysis of microseismicity in abandoned mines (MILLER *et al.*, 1989; OGASAWARA *et al.*, 2002), none of them describe the applied methods, tools or data management strategy.

This lack of methods, combined with the flooding of the Nord iron-ore basin scheduled to start at the end of 2005, motivated a large-scale field experiment to facilitate calibration of data processing parameters and to estimate microseismic source parameters. This experiment was performed in six instrumented zones where mine workings were still accessible. It consisted of numerous blast sequences to ensure the high sensitivity of the monitoring devices and to calibrate some of the fundamental numeric data processing procedures using accurately controlled input data.

This article describes the sequence of the 2005 calibration experiment and the methods adopted to confirm the high sensitivity of sensors based on blast data. Details will then be given on the calibration procedure for the 3-D localisation tool and the determination of its main input parameters, especially the velocity model. An empirical law to calculate the source energy from the hypocentral distance, in the

geological context of the Lorraine iron-ore basin, is also estimated. Finally, the transfer of these results to the operational point of view will be discussed.

2. Geological Context of the Lorraine Iron-ore Basin

The Lorraine iron-ore basin, located on the eastern boundary of the Paris basin, extends for approximately one hundred kilometres from North to South and 20 to 30 km from East to West. The Pont-à-Mousson anticline splits the region into two distinctive zones: the Briey-Longwy-Thionville basin to the North and the Nancy basin to the South. The Lorraine iron-ore basin formations are marine in origin and were subject to very little deformation after their deposit. The basin is nevertheless cut by major faults of several kilometres long oriented NE-SW. The iron-ore series and its cover show a dip of several degrees towards the South-West, except near the major fractures where the local dip can be as much as 10° , as for example at the Audun-le-Tiche fault.

The iron-ore series belongs to the Toarcian and Aalenian stages. The marly carbonated cover belongs to the Bajocian. Overall, the various geological formations found in the basin are as follows (BENNANI and HOMAND, 2004): (1) the Doncourt oolitic Limestones; (2) the Jaumont oolitic Limestones; (3) the upper and lower Polypiers Limestones; (4) the Haut-Pont Limestones; (5) the Ottange Limestones; (6) the Charennes Marls; (7) the iron-ore formation. The geometry, thickness and extent of these series can vary laterally rapidly. Not all these formations are found in all the experimental sites. For example, Doncourt Oolitic Limestones are only found in the west of the iron-ore basin.

The iron-ore formation can be considered as alternating between marls and ores. It is between 0 and 65 m thick, 40 m on average (MONTAGNE *et al.*, 1992). Nine ore-bearing layers have been counted in the entire basin (MAUBEUGE, 1955), named using colours. Usually two to three layers were exploited with the rooms and pillars operating method below urban areas, with pillar extraction outside urban areas. A total of 3.1 billion ton of iron ore were extracted, i.e., about 1.2 billion m^3 over a surface area of $1,700 \text{ km}^2$.

¹ French National Monitoring Centre for Ground and Underground Risks created by INERIS.

3. Field Experiment Design

3.1. Experimental Sites

The field experiment took place between October 2005 and May 2006 in the cities of Audun-le-Tiche, Fontoy, Tressange, Nondkeil, Ottange and Moutiers (Fig. 1). These municipalities were already equipped with permanent microseismic monitoring networks; the underground workings were accessible during the experiments on all sites except Moutiers. Each monitoring network includes one or more microseismic stations. Each station consists of three probes equipped with miniature broadband geophones and cemented into boreholes as follows: one 1-D probe on the surface, one 1-D probe about 15 m below the surface and one 3-D probe about 50 m below the surface. The orientation of the 3-D probe was

measured at the installation into the borehole. The local coordinate system used is the Lambert 1. The stations are connected to an acquisition unit, which automatically detects, records and transfers data to the monitoring central site of INERIS at Nancy, in quasi real-time via, a secure high bandwidth link.

3.2. Experimental Procedure

Apart from the Moutiers site, where the blasts were made from a vertical borehole, the experiments involved small dynamite blasts in mine pillars at depths of between 50 and 250 m depending on the site. TITADYNE AG 30 dynamite was the explosive used, packed in a cartridge 50 mm in diameter and placed in 76 mm-diameter boreholes 5 m deep. The explosive charges were chosen to produce signals

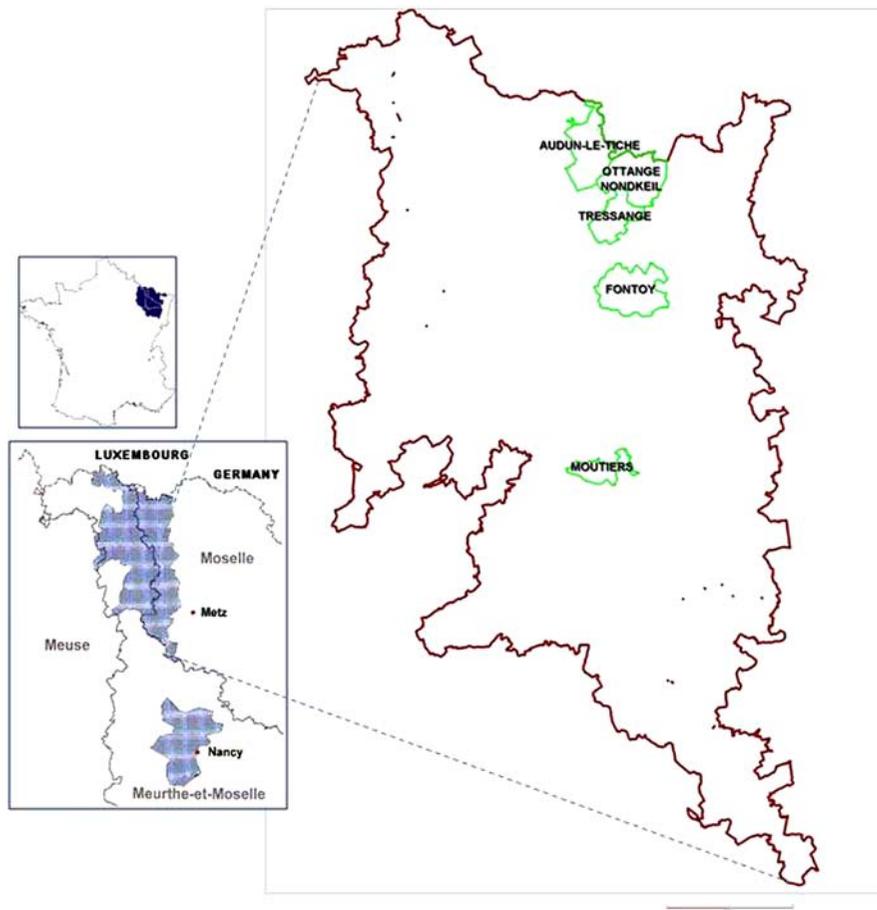


Figure 1
Location map of the monitored areas and experimental sites

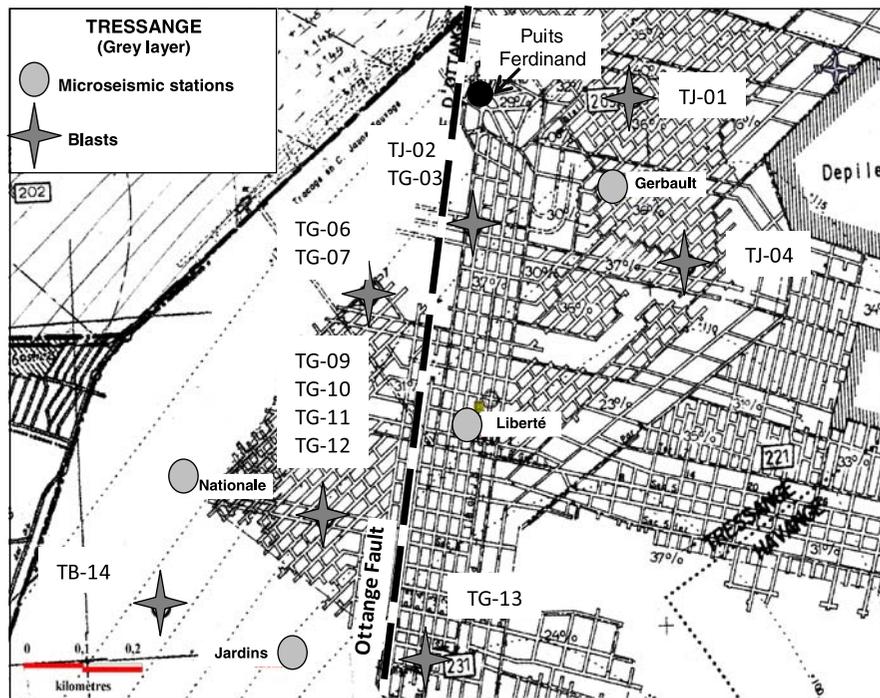


Figure 2

Mining map of the Tressange site. Grey spots represent the microseismic stations; dark crosses represent the blasts; the Ottange Fault is in a thick dotted line

with usable signal-to-noise ratio yet avoiding sensor saturation. Thus, the sources were dynamite charges between 0.5 and 12 kg, depending on the experimental site and its configuration. The blast positions were chosen considering both the best “blast-to-station” distance coverage and the best angular coverage when mine accesses so permitted. Various blast configurations were also used on each site to test the resolution of the numerical processing tools, including 3-D location and source parameter calculations. The first combination, a so-called “single blast”, involved one single blast in a borehole (Fig. 3a). The second combination, a so-called “orientation blast,” comprised two blasts of equivalent charge in the same pillar placed in perpendicular boreholes (Fig. 3b). Lastly, a combination of orientation and single blasts—“multiplet blast”—involved four blasts using different charges in the same pillar, including one in a borehole perpendicular to the other three (Fig. 3c). When possible, fixed X and Y coordinate blasts were also reproduced in other

exploited levels to test the robustness of the localization at depth.

The “multiplet blast” configuration was performed to record “multiplets” a term which refers, in classic seismology, to a group of seismic events showing the following characteristics (GELLER and MUELLER, 1980; POUPINET et al., 1984; LEES, 1998; SLUNGA et al., 1995; MORIYA et al., 2006; GIBOWICZ, 2006): similar wave form; different time origin; considered as the result of the relaxation of constraint of a single fracture or fault, similar source mechanisms; close location; different magnitude. The recorded data might indeed be used to test the capabilities of “relative” location algorithms compared to “absolute” and classical seismic location algorithms. The relative approach is supposed to improve the location of one order of magnitude compared to absolute location (RUBIN et al., 1999; WALDHAUSER and ELLSWORTH, 2000; SCHAFF et al., 2002).

Seventy blasts were performed in total, producing over 1,270 seismograms (Table 1). The recorded

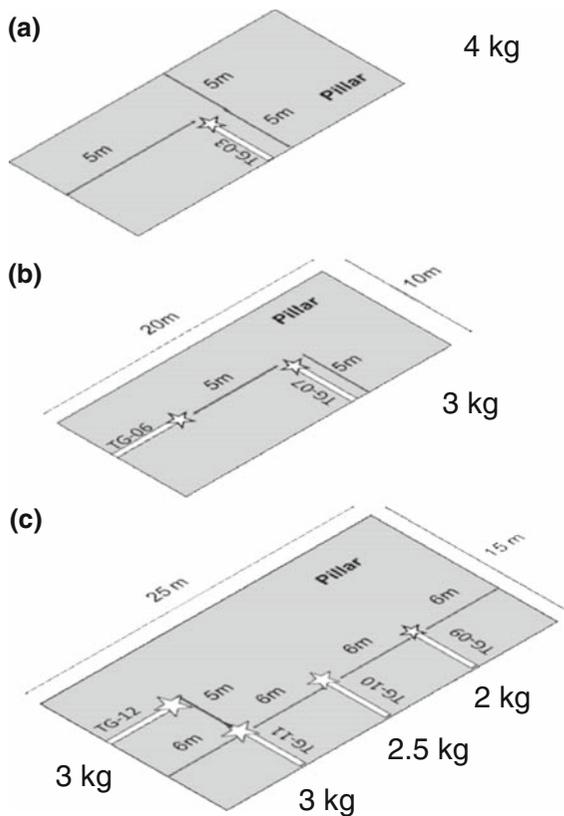


Figure 3

Configuration of **a** a source blast, **b** an orientation blast, **c** a multiplet blast

seismograms show a frequency spectrum of between 30 and 500 Hz for hypocentral distances of less than 300 m (Fig. 4). This frequency range was found to “fit” correctly the frequency range observed from a previous experiment during which caving induced events were recorded (SENAUTE *et al.*, 2000).

4. Data Processing: Example of the Tressange Site

Microseismic data processing started with a systematic analysis of all the seismograms in terms of amplitude, signal-to-noise ratio and sensor energy to assess data quality. All the recorded 3-D seismograms were then analysed for polarisation to check consistency between measured incident angles and expected values at the 3-D probes, thereby ensuring the correct azimuthal orientation of these probes (Sect. 4.2). The geological formation velocities for the overburden were then estimated from the inversion of both P-wave arrival times and measured polarisation angles, taking into account the multi-layered geology of the site. The blasts were relocalised based on the velocity model thus calculated (Sect. 4.3.3). Lastly, an empirical law for calculating source energy was determined based on the sensor distance and energy (Sect. 4.4). This approach is illustrated below with the Tressange check blast data (Fig. 2), except for the source energy calculation in which all the sites are considered.

4.1. Data Quality

A systematic analysis of all seismograms per site and microseismic station in terms of amplitude and energy was undertaken in order to assess data quality. This analysis demonstrated the excellent sensitivity of the monitoring systems, able to detect 1 kg blasts at a distance reaching 300 m. For analysis, only signals with signal-to-noise-ratio higher than ten were considered. Note that in such a “near-field” experiment, where sources generate mainly compressional stress waves, only P waves are observed; the S-wave

Table 1

Table summarising the number of blasts, blast to station distance, charges and signals recorded per site

Site	Number of microseismic stations	Number of blasts	“Blast-to-station” distance		Mass of explosives (kg)	Number of seismograms
			Min (m)	Max (m)		
Fontoy	2	13	100	900	3.0–12.0	130
Tressange	4	13	170	1,000	2.0–5.0	260
Audun-le-Tiche	3	11	80	1,050	2.0–9.0	165
Nondkeil	4	10	110	370	0.5–2.0	140
Ottange	5	18	90	1,300	2.0–10.0	468
Moutiers	4	5	80	480	1.0–5.0	115
TOTAL	22	70	80	1,300	0.5–12.0	1,278

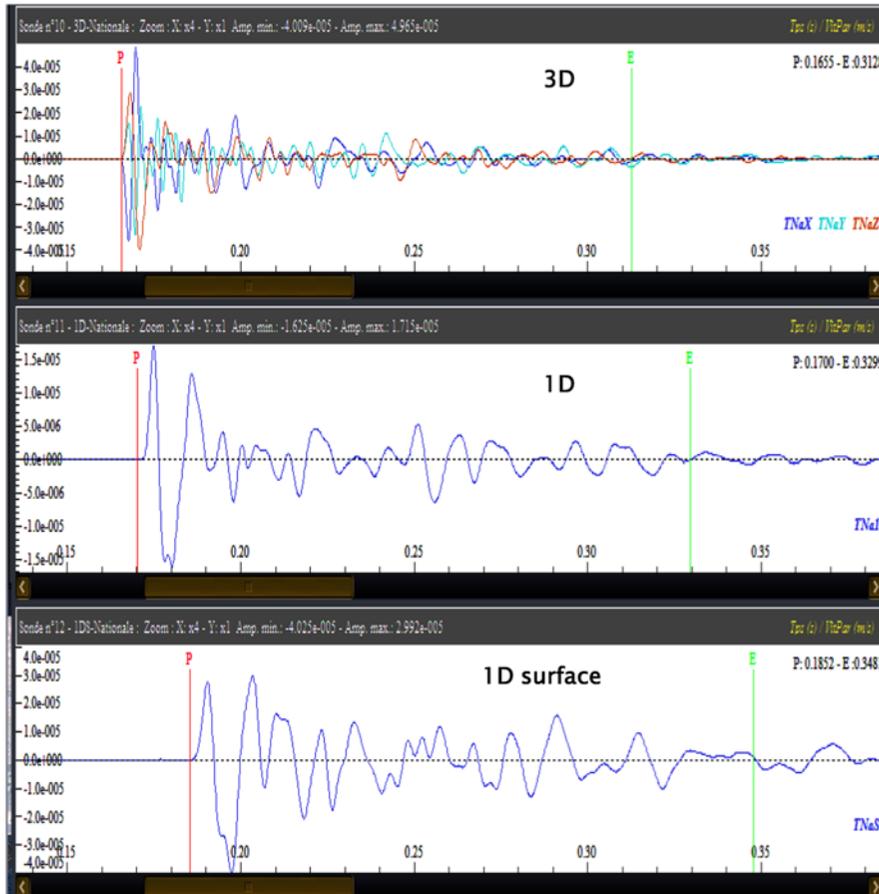


Figure 4

Seismograms of blast number 9 recorded by the microseismic station “Nationale” of the Tressange network (amplitude in mm/s vs. time in s). The 3-D probe is the deepest one, the 1-D surface probe is the shallowest one

energy is not observed on the recorded data. This limitation will be discussed here below.

4.2. Polarisation Analysis

Analysing polarisation by wave rotation is used to calculate incident angles (azimuth and dip) of the ray path at the three-component probe from a 3-D seismogram. The estimated direction of the incident ray path provides important information that can be used along with the measured P- and S- arrival times to efficiently constrain the solution for source location. This approach, which assumes prior knowledge of the orientation of the 3-D probes, is of most importance when localisation relies on only a few microseismic stations (MAGOTRA *et al.*, 1987; ABDUL-

WAHED *et al.*, 2001; VOLKER and ROTH, 2003). In the current study, the azimuths of the 3-D probes were measured with a releasable compass during grouting into the vertical boreholes. As the blast positions are known, the orientation measurements can be checked easily by examining the expected and measured directions by a polarisation analysis of each 3-D seismogram. The expected direction is calculated by assuming an isotropic homogeneous medium between the blast and the 3-D probe, i.e., assuming a straight ray path between these two points. This hypothesis is reasonable regarding the short “blast-to-probe” distance and the relative homogeneity of the encountered geology. Note that in such sub-horizontal media, the calculated azimuth does not depend on the velocity model. On the contrary, the

measured dip of the ray path may depend significantly on the gradient velocity of the stratified overburden when contrasting velocities between layers are considered.

On the Tressange site, the expected azimuths at the 3-D probes at the Nationale and Liberté stations match the measured azimuths; the mean error, assessed using quality factors such as rectilinearity and planarity factors (SAMSON, 1983), is $\sim 5^\circ$. However, for the Gerbault and Jardins probes, a systematic mean misfit of 50° and -200° , respectively, is noted between the expected and calculated azimuths (Fig. 5). These systematic misfits are caused by uncontrolled rotation of 3-D probes during grout injection while the orientation device is released and pulled out. These misfits have been corrected at each station, thus providing true probe orientation. Note that blast 08, located underneath the Liberté station, has a major azimuthal misfit (Fig. 5) because of the inconsistent solution for ray path with a dip close to 90° . Note also that a bias between expected and measured dip values is observed for all stations: the bias is less than 5° for the Liberté, Jardins and Nationale stations (Fig. 6), it is $\sim 9^\circ$ for the Gerbault station (Fig. 6). It is most likely due to straight ray paths assumption.

4.3. 3-D Localisation of the Blasts

This stage consists in performing blast relocation to test the performance of the localisation algorithm thanks to the known blast positions (Sect. 4.3.4). Firstly, it is necessary to build up a velocity model based on the site's geological structure (Sect. 4.3.1). P-wave velocities for each layer are calculated allowing for all available input data, i.e., positions of the blasts, direct P-wave arrival times and dips measured at the 3-D probes (see Sect. 4.2). Note that S-wave arrival times were not available and measured azimuths are of no interest in the velocity calculation. For this purpose, a velocity model optimization program has been developed (Sect. 4.3.3).

4.3.1 Geology of the Tressange site

The Tressange site is located on the eastern part of a fault system extending from Mont-Bonvillers to Ottange, oriented SW-NE to SSW-NNE. Note the presence of the Ottange fault, orientated SSW-NNE, at Tressange (Fig. 2). The fault throw is several metres and the East block is the collapsed block with layers dipping regionally in the order of 3% westwards or WSW (LOPES, 2002). As shown in

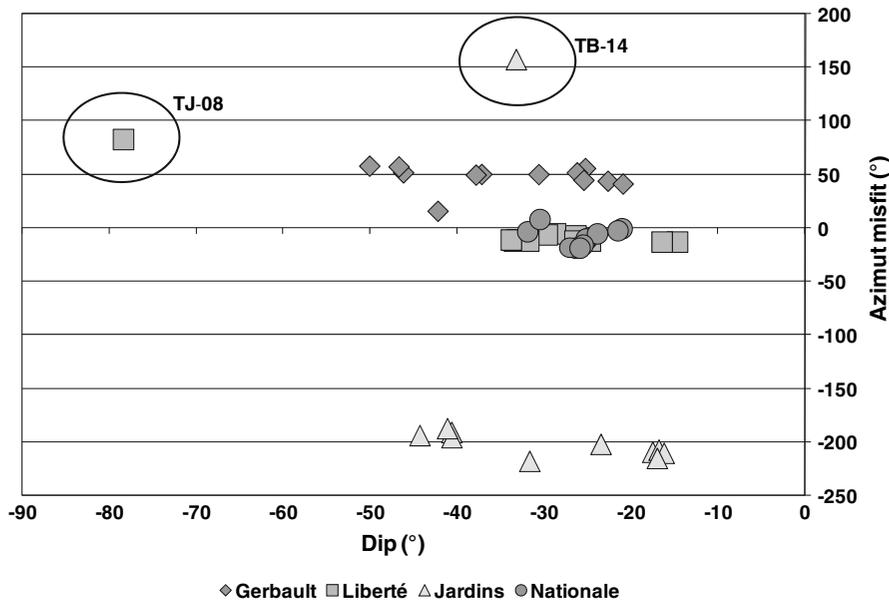


Figure 5
Azimuth error versus dip for the 3-D microseismic probes of Tressange network

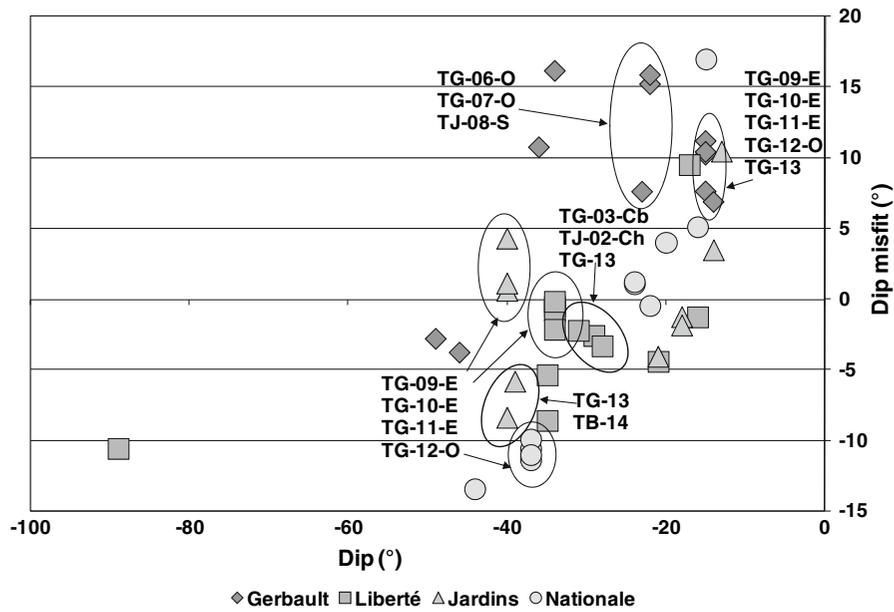


Figure 6
Dip misfit versus measured dip for the 3-D microseismic sensors of Tressange network

Table 2

Geological facies found at the Ferdinand shaft on the Tressange site

Geological facies:	Depth of the layer roof (m)	Layer thickness (m)
Coordinates (Lambert 2 extended)		
X = 864,456.9 Y = 2,495,763.8 and Z = 347.51 m		
Overburden	–	–
Jaumont Limestones	0	14
Polypiers Limestones	14	85
Haut-Pont/Ottange Limestones	99	54
Charences Marls	153	28.4
Iron-ore formation	181.4	–

Fig. 2, the Nationale and Jardins stations are situated in the West fault block whereas the other stations are located in the East block. The Ferdinand mine shaft (Table 2), which is located to the west of the Gerbault station, in the East block, shows that the geological structure comprises six main facies (Table 2). The geological structure adopted for Tressange is based on these different characteristics.

4.3.2 Construction of an Inversion Type Velocity Model

SYTMISvel software was especially developed for automatically adjusting a velocity model to a determined geological structure comprised of inclined parallel layers with known thicknesses (CONTRUCCI *et al.*, 2008). This model is build-up by inversion, using the arrival times of the P and/or S waves and the polarisation angles. Velocities are calculated with or without knowledge of the absolute initial time (T_0) of the recorded seismograms.

SYTMISvel program explores numerous velocity models, which have been generated randomly, according to a Monte-Carlo type algorithm (LOMAX and SNIEDER, 1995): the applicability of these models is assessed according to the differences between calculated and observed data with respect to their uncertainty. The models achieving the most effective minimisation of the difference between calculated and observed data are selected, if the velocities calculated in the individual layers are consistent with the local geology.

The differences between calculated and observed data are minimised by using either the least-square

misfit function (L2-norm) or the equal differential time misfit function (EDT-norm; PINSKY *et al.*, 2008; LOMAX, 2005).

For the L2-norm, the function to be minimised is expressed as:

$$\text{pdf}_{\text{LSL2}} = k \exp \left\{ - \sum_{\text{obs}_i} \frac{[T_{\text{obs}_i}(x) - T_{\text{calc}_i}(x)]^2}{\sigma_i^2} - \sum_{\text{obs}_j} \frac{[\theta_{\text{obs}_j}(x) - \theta_{\text{calc}_j}(x)]^2}{\sigma_j^2} \right\}$$

with x , the position of the source; T_{obs_i} and T_{calc_i} , the arrival times observed and calculated from observation; θ_{obs_i} and θ_{calc_i} are the polarisation angles observed and calculated; σ_i and σ_j are the uncertainties; k a normalisation constant.

For the EDT-norm, the function to be minimised is expressed as:

$$\text{pdf}_{\text{EDT}} = \frac{1}{K} \left(\sum_{\text{obs}_a, \text{obs}_b} \exp \left\{ - \frac{\{[T_{\text{obs}_a}(x) - T_{\text{obs}_b}(x)] - [T_{\text{calc}_a}(x) - T_{\text{calc}_b}(x)]\}^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right\} + \sum_{\text{obs}_a, \text{obs}_b} \exp \left\{ - \frac{\{[\theta_{\text{obs}_a}(x) - \theta_{\text{obs}_b}(x)] - [\theta_{\text{calc}_a}(x) - \theta_{\text{calc}_b}(x)]\}^2}{\sigma_a^2 + \sigma_b^2} \right\} \right)$$

with T_{obs_a} and T_{calc_b} , the arrival times for observations a and b ; T_{calc_a} and T_{calc_b} , the calculated travelling times; θ_{obs_a} and θ_{obs_b} are the polarisation angles observed for observations a and b ; θ_{calc_a} and θ_{calc_b} are the polarisation angles calculated; σ_a and σ_b are the respective uncertainties; K , a normalisation constant.

This minimization process uses a global approach since the travel times are nonlinearly related to the velocities in the individual layers. The program input comprises mainly the following information: (1) The method used to randomly generate sets of velocity models is either the traditional Monte-Carlo method which defines randomly the entire velocity model or the ‘‘Metropolis’’ Monte-Carlo method in which each model tested in a Metropolis loop is close to the last model selected (a random walk similar to the simulated annealing method); (2) the geological

structure and the observed data, i.e., the number of geological layers and the velocity range for P and S waves; the thicknesses of the layers and their possible dips; the positions of the microseismic stations and blast points; the arrival times of the P and/or S waves for each blast and each of the 1-D and 3-D probes, as well as associated picking errors and the incidence angles observed for each blast at each 3-D probe and associated errors. The program output principally comprises the difference between calculated and observed arrival times and incidence angles for each blast and each of the considered probes and the probability of occurrence of each velocity model.

4.3.3 Velocity Model for the Tressange Site

The thicknesses of the model’s layers are based on the geological structure observed on the log of the Ferdinand Shaft (Table 2). Several tests were carried

out in order to determine the best velocity model with the layer thicknesses indicated in Table 2. The minimisation between calculated and observed values was achieved by using the L2-norm. Regardless of the configuration of the data used for the inversion, significant misfits were indeed obtained when the EDT-norm was employed. This norm does not seem to be adapted to the geometry of the problem and the dimensions of the geological structure studied: the double difference of the arrival times and angles affects the information contained in our data, and thus generates aberrant velocity values.

The best velocity model is determined in two main steps. The first step consists in inverting all of the data, i.e., all of P-wave arrival times and incidence angles of all blasts. It allows identification of the data with a large misfit between calculated and observed values

(Fig. 7a, b, c). Figure 7a shows that time misfits higher than 0.04 s are observed for blast 1 on the Gerbault station, and blasts 1, 4 and 14 on Liberté station. The high misfit observed for blast 1 on the Gerbault station is probably related to a local heterogeneity in the vicinity of the blast point. This hypothesis seems reasonable since the hypocentral distance is, in that case, short. On the contrary, the high time misfits observed for blasts 1, 4 and 14 on Liberté station are probably due to the large hypocentral distances. These high distances can induce significant signal attenuation, leading to high picking errors. These misfits and errors can also be emphasized by anisotropic wave propagation. Figure 7b shows three significant azimuth misfits. For blast 8, at Liberté station, the misfit is due to the fact that the blast is located directly below the Liberté station. Indeed, there exists an infinity of azimuth solutions for a dip close to 90°. For blasts 4 and 14, the azimuth misfits observed respectively at Gerbault and Nationale stations, are difficult to explain since the hypocentral distances are short in both cases. These misfits are however lower than 10%. They can be neglected since they do not depend on the velocity model. Regarding the dip (Fig. 7c), the greatest misfits are observed for large hypocentral distances, relatively large error in dip for near-horizontal rays in the assumed, constant velocity layered model. As a general rule, the highest misfits, in terms of both polarisation angles and P-arrival times, are observed for blasts performed on the network border. This is probably due to signal attenuation with distance. Also, the boundary ray paths cross geological sequences that are not intersected by other ray paths: The information collected from the boundary ray paths is not crosschecked, thus creating high misfits. In other words, this first stage demonstrates that the velocity model has to be calculated with high signal-to-noise input data. Thus, the second step in the velocity model calculation was carried out by eliminating the “aberrant” errors or high misfits (Fig. 8) associated with blasts 1, 4 and 14.

The step 2 model significantly reduces misfits which exist between calculated and measured values for P-wave arrival times as well as for the polarisation angles of the incident ray (Fig. 8). Thus, time misfits vary in a maximum range of ± 0.02 s instead of 0.07 s after the first step inversion.

The velocities obtained by inversion, for each layer, are indicated in Table 3. The results show that removing aberrant input data considerably reduces the standard deviations, except for Jaumont Limestones which layer is clearly not constrained enough by the input data. Figure 9, which presents the distribution of velocities for each layer, gives additional details on these results. The velocity peak of the Polypiers Limestones layer shows that this layer is very well constrained. For the other layers, the peaks are less well-defined (Fig. 9), and thus associated errors are greater (Table 3).

These calculated velocities can also be compared with velocity measurements made in the laboratory by HOMAND and DAGALLIER (2004). These measurements provide an accurate idea of expected velocities in the formations in question and the contrast between layers. They show that P-wave velocities vary between 2,710 and 4,215 m/s for the Polypiers Limestones, between 3,900 and 5,375 m/s for the Ottange/Haut-Pont Limestones, between 1,965 and 2,680 m/s for the Charennes Marls and between 3,270 and 3,450 m/s for the iron-ore formation. These values are consistent with those obtained in this study. Note that the step 2 velocity model shall be selected for relocating the blasts.

4.3.4 3-D Localisation Algorithm

The localisation module implemented in SYTMIS-auto software used in this study, is based on the combination of the microseismic wave arrival times as well as the polarisation angles, in order to determine the hypocenter with the maximum likelihood. Indeed, the integration of polarisation angles enables location of an event with few probes, i.e. one 3-D probe and one 1-D probe if only P waves are detected or a single 3-D probe if P and S waves are recorded (MAGOTRA *et al.*, 1987; ABDUL-WAHED *et al.*, 2001; VOLKER and ROTH, 2003). The implemented localisation algorithm is based on a probabilistic approach to solve the inverse problem (TARANTOLA and VALETTE, 1982). It consists in maximising the probability density function (pdf) of the hypocenter at a given point using EDT or L2 norm. This is done by minimising the misfit between measured and calculated values, i.e., between observed and calculated

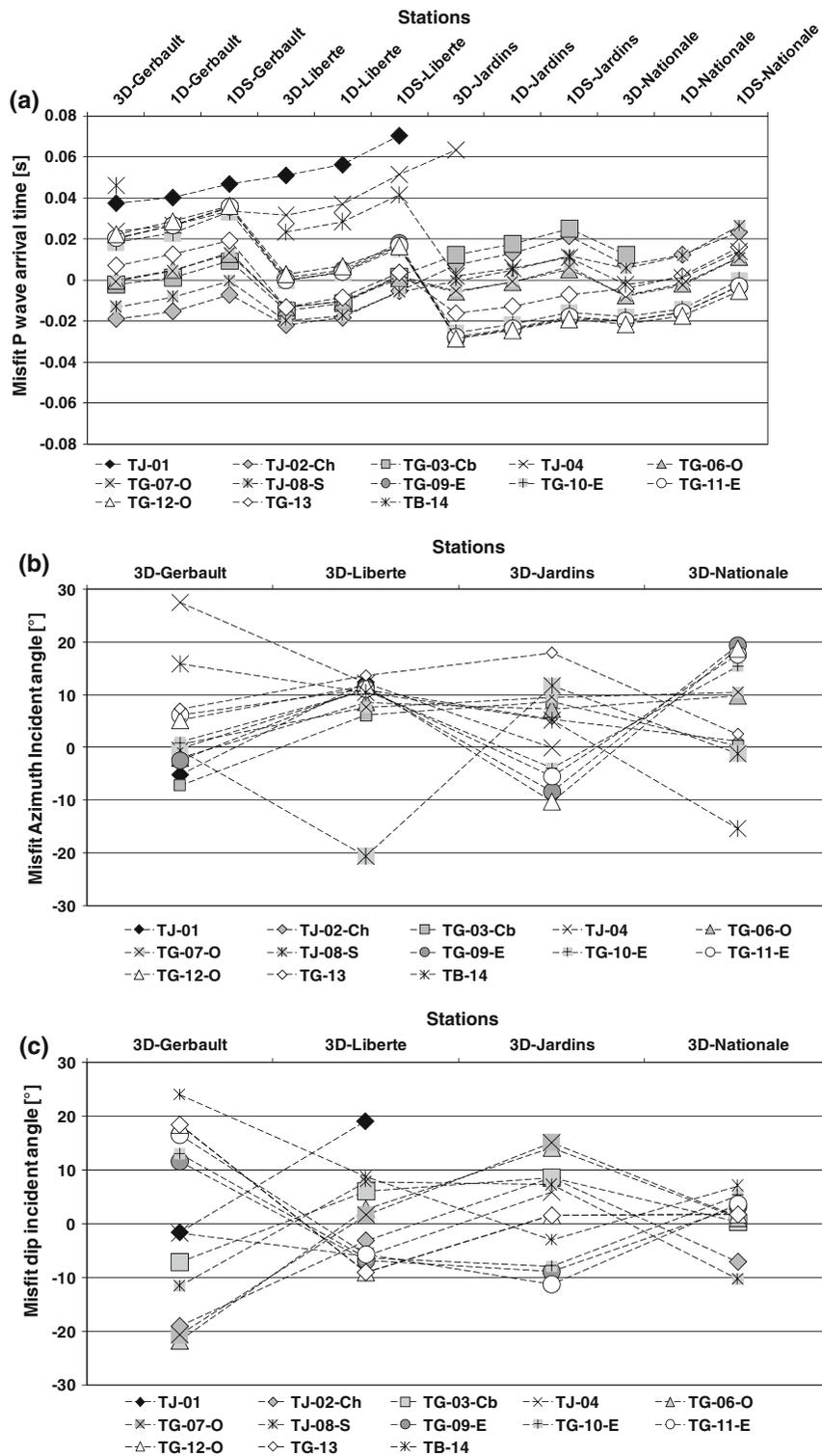


Figure 7

Step 1, inversion of all the data for calculating the velocity model. Differences between calculated and measured values for all the blasts on the Tressange site of **a** the arrival times of P waves, **b** azimuths and **c** dips

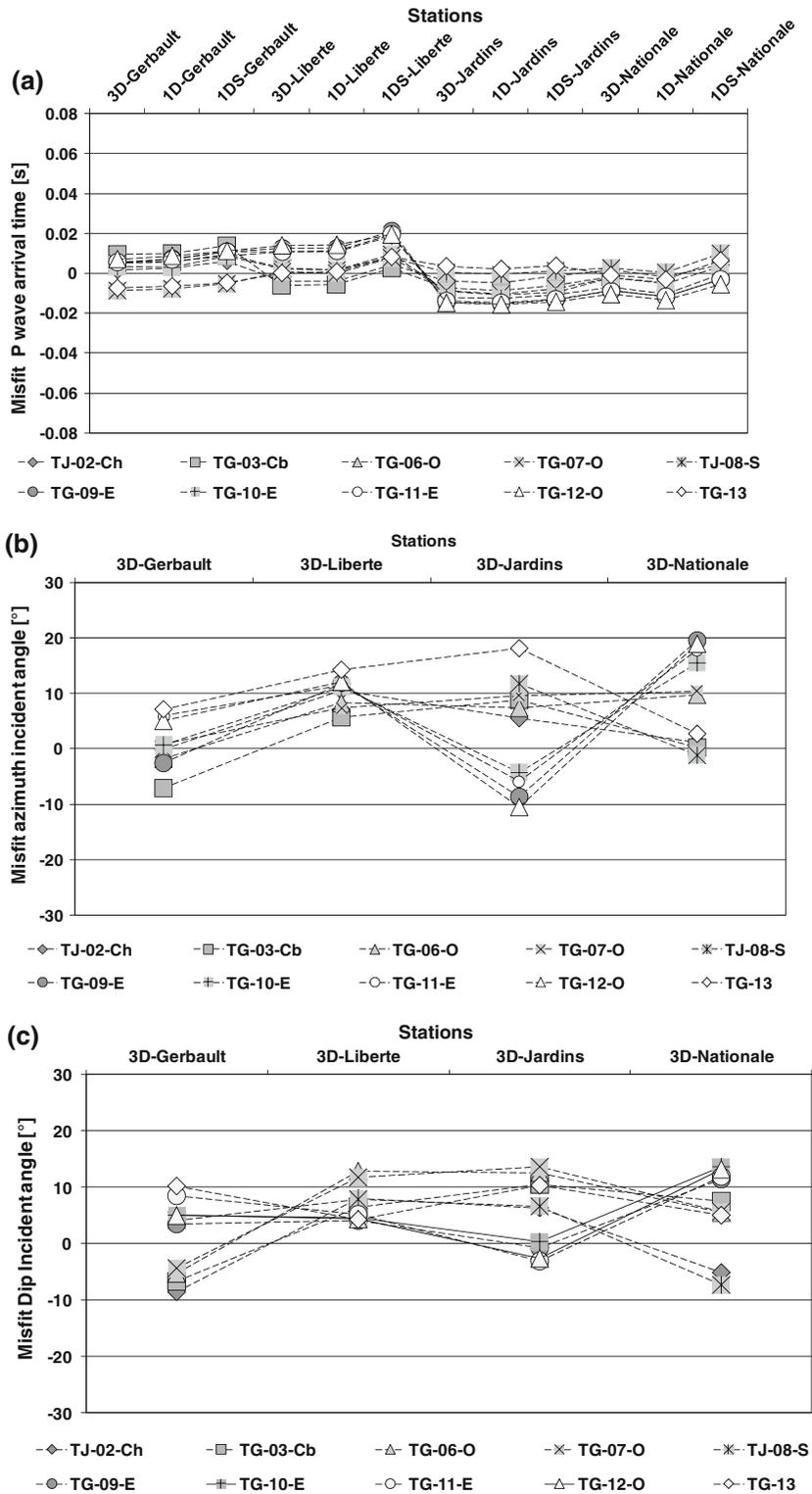


Figure 8

Step 2, inversion without abnormal data for the calculation of the velocity model. Differences between calculated and measured values for all blasts on the Tressange site of **a** the P-wave arrival times, **b** azimuths and **c** dips

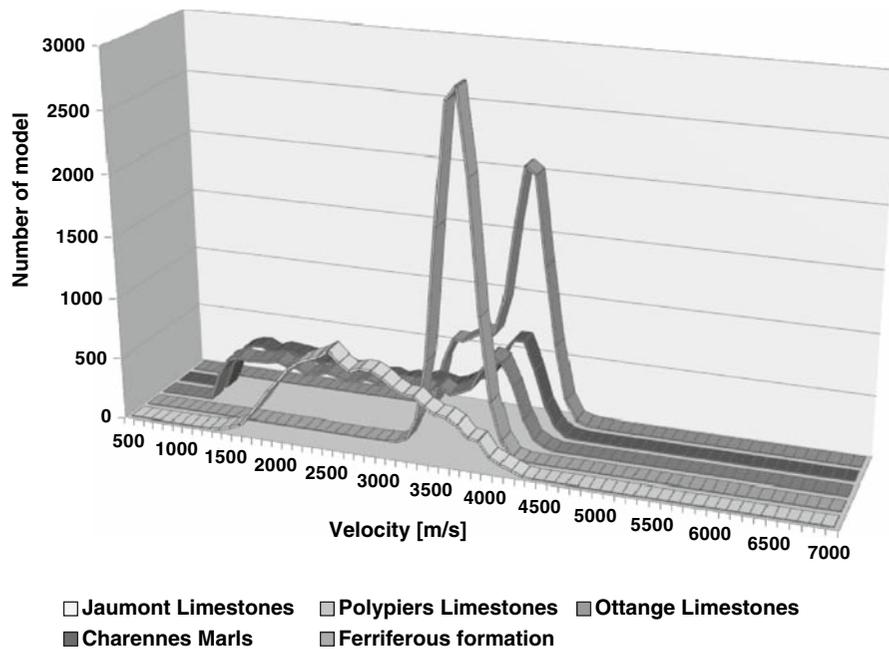


Figure 9
Distribution of the velocities tested by inversion for each of the geological layers considered

Table 3

Best P-wave velocity model obtained by inversion in steps 1 and 2

Formation	Jaumont Limestones	Polypiers Limestones	Haut-Pont/Ottange Limestones	Chareennes Marls	Iron-ore formation
Step 1: All data					
Velocity (m/s)	5,530	4,820	4,790	3,235	3,215
Standard deviation (m/s)	430	215	1,280	1,435	1,510
Step 2: Without blasts 1, 4 and 14					
Velocity (m/s)	2,340	3,375	3,855	3,190	3,190
Standard deviation (m/s)	600	165	920	970	305

arrival times, as well as between observed and calculated polarisation angles. The hypocenter with the maximum likelihood is determined by using the Oct-Tree nonlinear method (LOMAX and CURTIS, 2001), based on a successive division of space into cells depending on the value of the probability calculated for each cell. This approach is used to completely solve the inverse problem and thus provides a representation of the overall pdf of the localisation. The most probable hypocentre corresponds to the pdf maximum. The drawback of this method is that the calculation can be prolonged because the entire solution space is explored for each

iteration. To limit time calculations, this method can be combined with the linear C.H.E.A.P method (TARANTOLA and VALETTE, 1982) based on the determination of a local maximum by gradient calculation, that is to say of the maximum pdf in the relevant cell. For each event, the pdf, as well as the corresponding reliability ellipse at 68%, is calculated.

4.3.5 Localisation Parameters

Calibration blasts are relocated on the Tressange site with the global Oct-Tree method to avoid the restrictions of the linear C.H.E.A.P method described

above. The grid size was set as 10 m minimum and 50 m maximum. In order to optimise the calculation time, the grid space was limited in a $1,500 \text{ m} \times 1,500 \text{ m} \times 500 \text{ m}$ cubic space following XYZ directions. As for the velocity model calculation, localisation processing is run based on the L2-norm, since the EDT-norm did not seem to be adapted to the dimensions of the studied geological structure. Although it seems appropriate for locating regional or worldwide earthquakes by accounting for actual picking errors (PINSKY *et al.*, 2008; LOMAX, 2005), the EDT-norm generates aberrant localisation solutions in the current study.

The velocity model employed is from SYTMISvel software (Sect. 4.3.3). To partially take into account uncertainties related to the velocity model determined previously by inversion, a constant error with value of $\pm 0.002 \text{ s}$ is introduced on all travel times, which corresponds to an error of $\pm 70 \text{ m/s}$ for a stress wave travelling at $3,500 \text{ m/s}$ over a distance of 350 m . Errors on the incidence angles are assessed at $\pm 10^\circ$ which seems reasonable according to Fig. 8; manual picking error is set at $\pm 0.005 \text{ s}$.

4.3.6 3D Localisation Results

Several relocalisation tests were carried out on the 13 blasts related to the site of Tressange. Firstly, only P-wave arrival times were used; secondly, the polarisation angles (azimuths and dips) were added. The results of these tests are summarised in Table 4 and Fig. 10. When only P-wave arrival times are considered, the mean misfit between the true and calculated positions of the blasts is 260 m with significant errors in the Z direction, i.e., depth (210 m on average). When P-wave arrival times and polarisation angles are taken into account in the localisation, the mean misfit between actual positions and calculated positions is reduced to 70 m (Table 4). There is a misfit of 48 m in the X–Y plane and of 47 m in the Z direction (Table 4). The localisation quality is improved in nearly every case, except for blast 08 located directly below the Liberty station. In this specific case, the azimuth measurement has little meaning as it is determined with a very significant error, which affects localisation quality. On the other hand, blasts 09, 10, 11 and 12 located in the centre of

the network are located correctly with an error of about 55 m on average. For blasts 01, 04, 13 and 14, located outside the network, signal-to-noise ratio of the signals recorded on the distant stations is too low for clearly accurate picking of the first arrivals. The localisation of these blasts, with only two or three stations, is greatly improved with the polarisation angles (Table 4, Fig. 10).

More generally, when only the arrival time is considered, the pdf reveals a North West–South East orientation, related to the geometry of the network. The pdf is far more constrained when polarisation angles are taken into account (Table 4). However, both the input data and the precision of the 3-D localisation algorithm remain insufficient for the data recorded with a multiplet-type configuration (blasts 9, 10, 11 and 12). It would certainly be useful to use relative localisation methods (POUPINET *et al.*, 1984; SLUNGA *et al.*, 1995; ABDUL-WAHED *et al.*, 2006) to gain precision while relocalizing this kind of data.

4.4. Seismic Energy at the Source

The seismic energy at the source is a key parameter for characterising the intensity of a seismic rupture. It is however necessary to assess the geometrical and anelastic attenuations of the rock mass and the response of the instrumental channel (URBANCIC *et al.*, 1993; BOATWRIGHT *et al.*, 2002; YAMADA *et al.*, 2007) in order to obtain a correct estimate of this energy. Although it is easy to correct the recorded signal of the geometrical attenuation, it is more difficult to perform other corrections without making numerous assumptions. In conventional seismology, the calculation procedures used for characterising the source often involve a double-couple mechanism since fault shearing mechanisms usually generate earthquakes (BRUNE, 1970; MADARIAGA, 1976). Based on this approach, the magnitudes of the earthquakes can be assessed, thus allowing the determination of the source energy (AKI and RICHARDS, 1980). However, these techniques cannot be applied directly to assess the source energy of a microseismic event occurring in a mine. Source mechanisms, different from the double-couple, are expected, for instance, traction, implosion or explosion (GIBOWICZ *et al.*, 1991; MCGARR, 1992; TRIFU and

Table 4
Summary of the true and recalculated positions of microseismic blasts, hypocentral misfits in the X-Y plane and depth (Z direction), and associated average values

BLAST, charge	TJ01, 4 kg	TJ02-CH, 4 kg	TG03-Cb, 4 kg	TG04, 4 kg	TG06-O, 3 kg	TG07-O, 3 kg	TJ08-S, 4 kg	TG-09-E, 2 kg	TG-10-E, 2.5 kg	TG-11-E, 3 kg	TG-12-O, 3 kg	TG13, 2.9 kg	TB14, 4.5 kg	Average
X, Measured (m)	864,442	864,171	864,171	864,533	863,993	863,993	864,165	863,926	863,923	863,919	863,919	864,088	863,643	
Y, Measured (m)	195,750	195,560	195,560	195,504	195,456	195,449	195,268	195,129	195,126	195,122	195,115	194,914	194,997	
Z, Measured (m)	126	128	114	118	110	110	115	105	105	105	105	96	106	
Blast relocalisation using P-wave arrival times														
X, Calculated (m)	865,031	864,221	864,179	NL	864,010	864,010	864,233	863,858	863,870	863,858	863,846	864,151	863,489	
Y, Calculated (m)	195,717	195,526	195,508	NL	195,409	195,409	195,245	195,022	195,034	195,022	195,022	194,799	194,938	
Z, Calculated (m)	390	-17	54	NL	-64	-71	69	-173	-181	-173	-165	-157	-184	
Hypocentral misfit	646	157	79	NL	181	187	86	305	305	302	295	285	334	263
Misfit at X and Y	590	60	52	NL	51	44	72	127	106	117	118	131	166	136
Misfit at Z	264	145	60	NL	174	181	46	278	286	278	270	253	290	210
Blast relocalisation using P-wave arrival times and polarisation angles														
X, Calculated (m)	864,438	864,198	864,174	864,467	863,993	863,993	864,221	863,893	863,899	863,893	863,882	864,133	863,688	
Y, Calculated (m)	195,778	195,526	195,514	195,491	195,426	195,426	195,245	195,092	195,098	195,092	195,092	194,864	195,028	
Z, Calculated (m)	69	105	63	192	46	46	71	143	92	128	101	8	198	
Hypocentral misfit	63	49	68	100	57	68	76	62	38	45	44	111	107	68
Misfit at X and Y	28	43	46	67	30	23	61	49	36	39	44	68	54	45
Misfit at Z	57	23	51	74	49	64	44	38	13	23	4	88	92	48

SHUMILA, 2002; FINCK *et al.*, 2003; SILENY and MILEV, 2006).

Analyses are currently being conducted to determine and quantify the different corrections to be taken into account in the calculation of the source energy in the context of this study. Therefore, this paper only includes a description of the work concerning the empirical estimation of the source energy from calibration blasts. This approach appears to be a good first-order solution since the blasting charges and their positions are known. An empirical relationship between the seismic energy recorded by the sensors and the seismic source energy according to the distance has been defined as follows (TASTET *et al.*, 2007):

$$E_{cpt} = K \times E_{src}^\gamma \times D^{-\beta}, \quad (1)$$

with E_{src} : source energy linked to the explosive charge (J), see Eq. 2; E_{cpt} : energy recorded by the sensor and calculated from seismograms (J); D : hypocentral distance based on straight ray path assumption (m); K : constant ($J^{1-\gamma} m^\beta$). Note that in such a formulation (1), unknowns are K , β and γ , where β quantifies both geometrical and anelastic attenuations and γ dissipation and nonlinear source size effects.

The seismic source energy depending on the blasting charge can be expressed as follows:

$$E_{src} = Q \times E_{total} \times r \quad (2)$$

with: E_{src} , seismic source energy (J); Q , source blasting charge (kg); E_{total} , total energy released by a blasting charge of 1 kg depending on explosive used; r , ratio set empirically at 0.6.

The value of the total energy released (E_{total}) by a blasting charge of 1 kg depends on the blasting agent being used. In this case, it is TITADYN AG 30 which is packaged in cartridges of 50 mm and 38 cm in length. As these calibration blasts have been carried out in boreholes (confined space), i.e. in a “blocked blast” configuration, the maximum detonation velocity of 6,000 m/s has most probably been reached as well as the maximum energy of 4.2×10^6 J for 1 kg of blasting charge. This energy includes two terms: The first represents the shock energy and the second the gas energy. Only the shock energy can significantly impact the wave transmission in the rock and

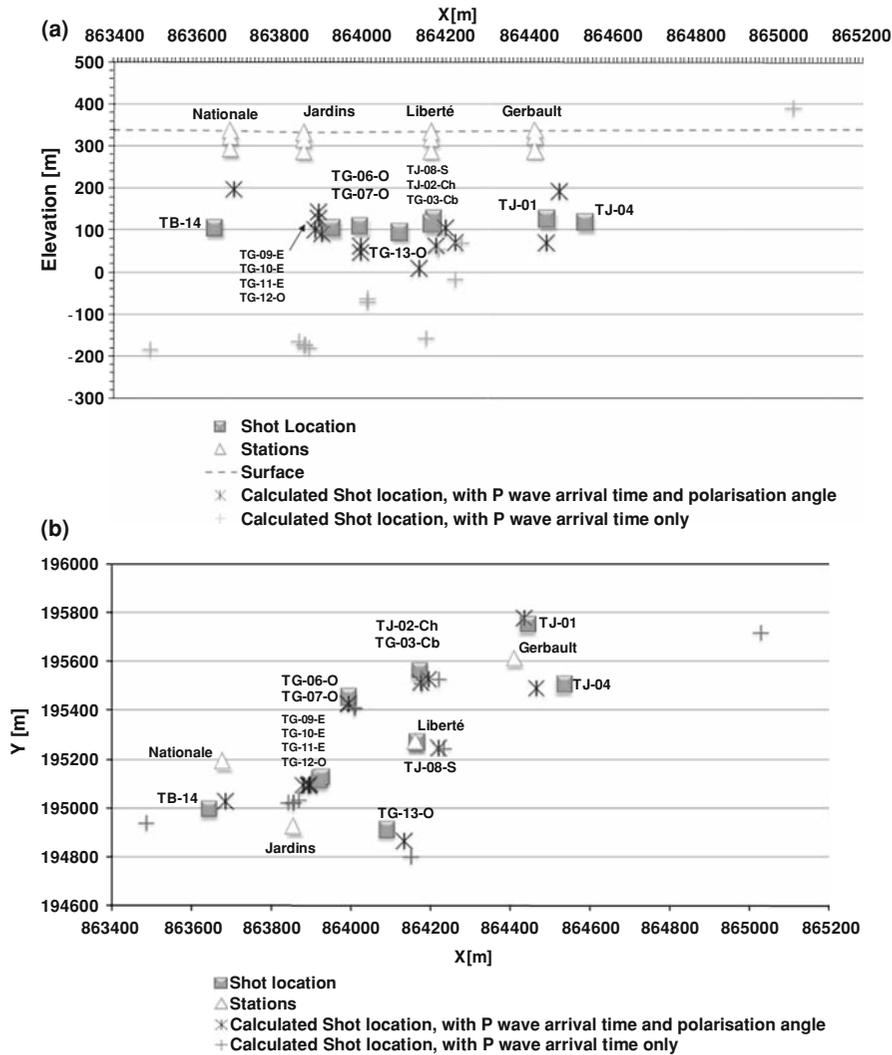


Figure 10

Relocation of Tressange calibration blasts, representation of the actual relocated positions, **a** cross-sectional view and **b** plan view

contribute to the seismic energy radiated into the rock mass with an insignificant participation of detonation gas. Thus, coefficient r with a value of 0.6 has been applied to the total energy in order to account for this phenomenon. Equation (1) leads to the following expression:

$$E_{\text{src}}^* = \left(\frac{E_{\text{cpt}}}{K \times D^{-\beta}} \right)^{1/\gamma}, \quad (3)$$

where E_{src}^* : estimated source energy (J); K , β and γ coefficients are determined, from Eq. (1), for each experimental site. First, β is determined for a given

series of blasts of constant source energy E_{src} , defined by the blast charge.

Figure 11 illustrates the correct determination of $[K \times E_{\text{src}}^\gamma]$ (considered here as a constant with the blast charge) and power law β .

Secondly, once β has been determined, K and γ coefficients are determined to fit all data for the studied site. Eventually, the robustness of the empirical law (2) is evaluated from the standard misfit between estimated E_{src}^* and the true values of E_{src} . The results give a mean error of $\sim 50\%$, which is very acceptable when one considers all cumulated

assumptions. The empirical laws obtained for each site are presented in Table 5.

For each studied site, the dependency of the seismic source energy on the energy recorded by a sensor reveals a good homogeneity with γ^{-1} values close to 0.5 except for the Fontoy site where this value is equal to 0.8 (Table 5). This value illustrates the significant attenuation observed on this site where it was necessary to perform blasts of up to 12 kg. The dependency of the source energy on the hypocentral distance reveals relatively homogeneous exponents

between 2.3 and 4. The relative homogeneity observed on sites, which are relatively distant from each other, illustrates the geological homogeneity of the Lorraine iron-basin (Fig. 11a) and contributes to the definition of a source energy estimation law common to all sites. In order to develop this law, the same approach employed for a single site has been adopted (Table 5).

This approach, although empirical, can be used for estimating the source energy of the study sites from the measured sensor energy and the position of

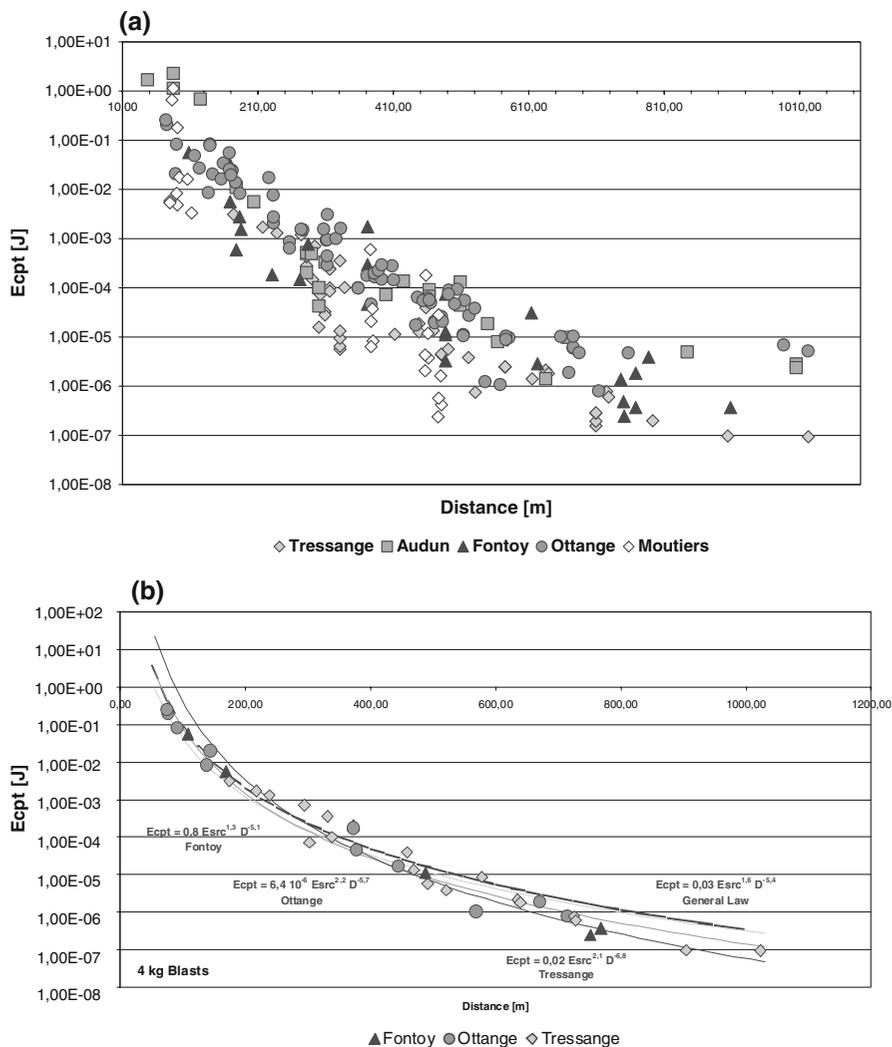


Figure 11

a Figure of the energy recorded at the 3-D sensor as a function of the distance for all experimental sites and all blast explosive charges.
b Graphic comparison of function for a constant source energy term corresponding to 4 kg of explosive on three different sites (Fontoy, Ottange and Tressange), i.e. 11 stations and 11 blasts

Table 5

Source energy estimation laws from sensor energy for each experimental site

Site	Empirical source energy law
Audun-le-Tiche	$E_{\text{src}}^* = 11 \times D^{3.2} \times E_{\text{cpt}}^{0.6}$
Fontoy	$E_{\text{src}}^* = 1.2 \times D^4 \times E_{\text{cpt}}^{0.8}$
Tressange	$E_{\text{src}}^* = 5.2 \times D^{3.2} \times E_{\text{cpt}}^{0.5}$
Moutiers Gorcy	$E_{\text{src}}^* = 1,303 \times D^{2.3} \times E_{\text{cpt}}^{0.5}$
Ottange	$E_{\text{src}}^* = 230 \times D^{2.6} \times E_{\text{cpt}}^{0.5}$
All sites	$E_{\text{src}}^* = 8.6 \times D^{3.4} \times E_{\text{cpt}}^{0.6}$

the event. However, these relationships are valid only for P waves as the blasts have not generated other types of waves. The influence on these empirical relationships of energy related to S waves, which could be generated by underground failure, must still be assessed. The empirical approach developed here may however be used to estimate the seismic source energy of real microseismic events on a relatively local scale for fast and accurate classification of different events from a unique swarm.

5. Summary of Results and Discussion

The experiment conducted allowed the recording of more than 1,200 high-quality seismograms, confirming the ability of the microseismic systems deployed to detect signals caused by blasts of 1 kg of explosives at a distance of more than 300 m. The data signal-to-noise ratio quality, along with the polarisation analysis allowed the orientation of 3-D probes to be checked and corrected, when necessary, with an accuracy close to $\pm 1^\circ$. For the Tressange site, two 3-D probes over four probes presented a systematic error. These probes no doubt rotated in the borehole. On the whole, this experiment allowed the orientations of 7 out of the 22 3-D probes in question to be corrected and brought about a change in the installation protocol of the probes. These are now installed with a centring system, with extra pressure contacts, limiting any accidental rotation.

As mentioned, accurate knowledge of the 3-D sensors orientation is crucial in the processing and analysis of microseismic data. Together with the arrival times measured at the sensors, through the inversion process angles allow a realistic velocity

model, in relation to the site's geology, to be calculated. However, for the Tressange site it was shown that the calculation of the velocity model depends on good knowledge of the geological structure of the studied site. It depends as well on a precise analysis of parameters to eliminate any abnormal data. The use of an appropriate norm to minimize any differences between the observed and calculated data is also important. In the current study, the L2-norm is far more accurate than the EDT standard, for both velocity model calculation and blast relocation.

Calculations of azimuth and dip of the incident rays at the 3-D probes is easy and accurate. Once these angles are included in the 3-D location algorithm, the accuracy of the absolute location hypocenters increases significantly. For the Tressange site, the average location error is 260 m when only the arrival times are used, and this is reduced to 70 m when the polarisation angles are also included. This accuracy is sufficient compared to a monitored area of several hectares. This improvement is valid for most of the blasts, with the exception of blasts located right below stations where the azimuth error is significant. The accuracy of the 3-D absolute location algorithm obtained remains insufficient to take advantage of the data recorded in multiplet configurations.

An empirical law providing a relationship between the energy at the source, the energy measured at the sensor and the hypocentral distance was defined for each experimental site. The good homogeneity of these laws reflects the uniformity of the geology at the scale of the Lorraine iron-ore basin. An empirical law, valid throughout the iron-ore field, was estimated. These empirical energy laws are valid for P waves only, since the blasts did not generate S waves. The influence of any S waves, which may be generated by natural failures, should thus be further evaluated. At this stage, the ability to estimate the source energy of a real microseismic event and compare it to blasts test already gives a good order of magnitude.

6. Conclusion

The microseismic calibration blasts carried out in the Lorraine iron-ore field form a reference database

consisting of 1,200 high-quality seismograms. This unique database allows the validation of the tools developed for microseismic analysis and calibration of the microseismic characteristics of each of the experimental sites. Step-by-step analysis of those data enabled us to: (1) Calculate P-wave velocity models of each site and characterize some geophysical properties of the main geological strata; (2) optimize and validate the 3-D localisation tool; (3) construct empirical source energy and wave propagation laws for the different but geologically similar experimental sites including comparison tests. In the future, we will perform additional research to further characterise the seismic source mechanism. This work will also take into account the relative location method to take advantage of the various blast configurations implemented in this experiment. The results already achieved and the work in progress should allow the characterisation of post-mining instabilities and their early warning systems in order to enhance decision making.

Acknowledgments

Special thanks to the French Ministry of Economy, Finance and Industry for financial support. We fully acknowledge M. E. Rovinalti (former mine manager from ARBED company), M. A. Marnet (DRIRE Lorraine), M. J-P. Josien (former director from GEODERIS) both for authorisations and helpful contributions to the field experiment. Our thanks also go to the ARBED and ARCELOR companies for the technical support and human resources used during the experiment. We are grateful for the two anonymous reviewers for their suggestions that significantly helped to improve this paper. We do not lose sight of Kathe Hooks (School of Mines of Nancy) who fully reading this paper.

REFERENCES

- ABDUL-WAHED, M.K., SENFAUTE, G., PIGUET, J.P., *Source location estimation using single station three-component seismic data, Rock Mechanics – A Challenge for Society*, Proc. ISRM Regional Symp. (Eurock 2001, Espoo, Finland, 4 – 7 June 2001).
- ABDUL-WAHED, M.K., AL HEIB, M., SENFAUTE, G. (2006), *Mining-induced seismicity: Seismic measurement using multiplet approach and numerical modelling*, Int. J. Coal. Geol. 66 (1–2), 137–147.
- AKI, K. and RICHARDS, P.G., *Quantitative Seismology* (W.H. Freeman, San Francisco 1980).
- BENNANI, M. and HOMAND, F. (2004), *Coverage formations at the level of areas in which there is a sudden collapse hazard*, Géodéris R2004/002.
- BOATWRIGHT, J., CHOY, G.L., and SEEKING, L.C. (2002), *Regional Estimates of Radiated Seismic Energy*, Bull. Seismol. Soc. Am. 92, 1241–1255.
- BRUNE, J.N. (1970), *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes*, J. Geophys. Res. 75(26), 4997–5009.
- CONTRUCCI, I., KLEIN, E., BIGARRE, P., LIZEUR, A., and LOMAX, A., *Early-warning microseismic systems applied to the management of post-mining large-scale ground failures: calibration by a geophysical field experiment of blast swarms* (EGU, April 2008, Vienna, Geophys. Res. Abs., 10, EGU2008-A-09300, 2008).
- COUFFIN, S., BIGARRÉ, P., BENNANI, M., JOSIEN, J.P., *Permanent Real Time Microseismic Monitoring of Abandoned Mines for Public Safety. Fields Measurements in Geomechanics* (ed. Myrvoll) (Sweets & Zeitlinger, Lisse 2003) pp. 437–444.
- DIDIER, C. (2008), *The French Experience of Post Mining Management, Post Mining 2008*, Nancy, France.
- DRIAD-LEBEAU, L., LAHAIE, F., AL HEIB, M., JOSIEN, J.P., BIGARRÉ, P., and NOIREL, J.F. (2005), *Seismic and geotechnical investigations following a rockburst in a complex French mining district*, Int. J. Coal Geol. 64 (1–2), 66–78.
- FINCK, F., KURZ, J.H., GROSSE, C.U., and REINHARDT, H.W. (2003), *Advances in Moment Tensor Inversion for Civil Engineering, in Non-Destructive Testing in Civil Engineering*, International Symposium (NDT-CE 2003).
- GELLER, R.J. and MUELLER, S. (1980), *Four similar earthquakes in central California*, Geophys. Res. Lett. 7(10), 821–824.
- GIBOWICZ, S.J., YOUNG, R.P., TALEBI, S., and LAWRENCE, D.J., (1991), *Source Parameters of Seismic Events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling Relations for Events with Moment Magnitude Smaller than -2*, Bull. Seismol. Soc. Am. 81(4), 1157–1182.
- GIBOWICZ, S-J. (2006), *Seismic doublets and multiplets at Polish coal and copper mines*, Acta Geophysica 54, 142–157, doi:10.2478/s11600-006-0014-y.
- HOMAND, F. and DAGALLIER, G. (2004), *Survey of the coverage formations of areas in which there is a non-negligible risk of sudden collapse*, LAEGO, LG.FH.ARB.PSI.RPRE.03.0248.C.
- KLEIN, E., NADIM, C., BIGARRE, P., and DUNNER, C., *Global monitoring strategy applied to ground failure hazards* (10th Int. Symposium on Landslides & Engineering Slopes - Xi'an, China 2008).
- LEES, J.M. (1998), *Multiplet analysis at Coso geothermal*, Bull. Seismol. Soc. Am. 88, 1127–1143.
- LI, T., CAI, M.F., and CAI, M. (2007), *A review of mining-induced seismicity in China*, Internat. J. Rock Mechan. Mining Sci. 44 (8), 1149–1171.
- LOMAX, A. and SNIEDER, R. (1995), *Identifying sets of acceptable solutions to non-linear, geophysical inverse problems which have complicated misfit functions*, Nonlinear Processes in Geophys. 2, 3/4, 222–227.
- LOMAX, A. (2005), *A reanalysis of the hypocentral location and related observations for the great 1906 California earthquake*, Bull. Seismol. Soc. Am. 91, 861–877.

- LOMAX, A. and CURTIS, A., *Fast, probabilistic earthquake location in 3-D models using oct-tree importance sampling*, Europ. Geophys. Soc. (Nice 2001).
- LOPES, B. (2002), *Etude de l'environnement géologique du site de Tressange*, BRGM/RP-51701-FR.
- MADARIAGA, R. (1976), *Dynamics of an expanding circular fault*, Bull. Seismol. Soc. Am. 66(3), 639–666.
- MAGOTRA, N., AHMED, N., and CHAEL, E. (1987), *Seismic event detection and source location using single-station (three-component) data*, Bull. Seismol. Soc. Am. 77(3), 958–971.
- MCGARR, A. (1992), *An implosive component in the seismic moment tensor of a mining-induced tremor*, Geophys. Res. Lett. 19(15), 1579–1582.
- MAUBEUGE P.L. (1955), *Geological Observations to the East of the Paris Basin*. Institut National Polytechnique de Lorraine, Vol. 1, pp. 70–300.
- MILLER, A., RICHARDS, J. A., McCANN, D.M., BROWIT, C.W.A., and JACKSON, P.D. (1989), *Microseismic techniques for monitoring incipient hazardous collapse conditions above abandoned mines*, Quart. J. Eng. Geology 22, 1–18.
- MONTAGNE, A., TINCELIN, E., ASTIER, J., and VAROQUAUX, J.L. (1992), *Les mines de fer de Lorraine*, Chambre syndicale des mines de fer de France, Paris, p. 17; 43; 71–77; 243.
- MORIYA, H., FUJITA, T., NIITSUMA, H., EISENBLATTER, J., and MANTHEI, G., (2006), *Analysis of fracture propagation behavior using hydraulically induced acoustic emissions in the Bernburg salt mine, Germany*, Internat. J. Rock Mech. Mining Sci. 43, 49–57.
- OGASAWARA, H., FUJIMORI, K., KOIZUMI, N., HIRANO, N., FUJIWARA, S., OTSUKA, S., NAKAO, S., NISHIGAMI, K., TANIGUCHI, K., IIO, Y., NISHIDA, R., OIKE, K., and TANAKA, Y. (2002), *Microseismicity induced by heavy rainfall around flooded vertical ore veins*, Pure Appl. Geophys. 159 (1-3), 91–109.
- PINSKY, V., HUSEN, S., LOMAX, A. *A comparative study of robust algorithms for rapid, automatic earthquake location* (EGU, Vienna, April 2008) Geophys. Res. Abs. 10, EGU2008-A-07074, 2008.
- POUPINET, G., ELLSWORTH, W. L., FRÉCHET J. (1984). *Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets – an application to the calaveras fault, California*, J. Geophys. Res. 89(NB7) 5719–5731.
- RUBIN, A.M., GILLARD, D., and GOT, J.L. (1999), *Streaks of microearthquakes along creeping faults*, Nature 400, 635–641.
- SCHAFF, D.P., BOKELMANN, G.H.R., BEROZA, G.C., WALDHAUSER, F., and ELLSWORTH, W.L. (2002), *High-resolution image of Calaveras Fault seismicity*, J. Geophys. Res. 107(B7), 2186, doi: [10.1029/2001JB000633](https://doi.org/10.1029/2001JB000633).
- SAMSON, J.C. (1983), *The spectral matrix, eigenvalues, and principal components in the analysis of multichannel geophysical data*, Annales Geophysicae 1(2), 115–119.
- SENAUTE, G., CHAMBON, C., and BIGARRÉ, P. (1997), *Spatial distribution of mining tremors and the relationship to rockburst hazard*, Pure Appl. Geophys. 150 (3-4): 451–459.
- SENAUTE, G., ABDUL-WAHED, M.K., PIGUET, J.P., and JOSIEN, J.P., *Qualification of the microseismic monitoring technique applied to the risk of collapse or iron mines* (Eurock 2000, Aachen 2000) pp. 597–602.
- SILENY, J., and MILEV, A. (2006), *Seismic moment tensor resolution on a local scale: Simulated rockburst and mine-induced seismic events in the Kopanang Gold Mine, South Africa*, Pure Appl. Geophys. 163, 1495–1513.
- SLUNGA, R., ROGNVALDSSON, S.T., and BODVARSSON, R. (1995), *Absolute and relative locations of similar events with application to microearthquakes in southern Iceland*, Geophys. J. Internat. 123 (2), 409–419.
- TARANTOLA, A. and VALETTE, B. (1982), *Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion*, Revi. Geophys. Space Phys. 20(2), 219–232.
- TASTET, J., CONTRUCCI, I., KLEIN, E., BIGARRÉ, P., and DRIAD-LEBEAU, L. (2007), *Large-scale field experiment to calibrate microseismic source parameters applied to real-time monitoring of post-mining instabilities*, Proc. 11th Congress of the International Society for Rock Mechanics, 9-13, July 2007, Lisbon, Portugal. Leiden, The Netherlands (Taylor & Francis, 2007 Vol. 2, 1147–1150).
- TRIFU, C. and SHUMILA, V. (2002), *The use of uniaxial recordings in moment tensor inversions for induced seismic sources*, Tectonophysics 356, 171–180.
- URBANCIC, T.I. and YOUNG R.P. (1993), *Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with $M < 0$* , Bull. Seismol. Soc. Am. 83(2):378–397.
- VOLKER, O. and ROTH, M. (2003), *Automated seismic event location for hydrocarbon reservoir*, Computers and Geosciences 29, 851–863.
- WALDHAUSER, F. and ELLSWORTH, W.L. (2000), *A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault*, Bull. Seismol. Soc. Am. 90(6), 1353–1368.
- YAMADA, T., MORI, J.J., IDE, S., ABERCROMBIE, R.E., KAWAKATA, H., NAKATANI, M., IIO, Y., and OGASAWARA, H. (2007), *Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine*, J. Geophys. Res. 112, doi:[10.1029/2006JB004553](https://doi.org/10.1029/2006JB004553).

ANNEXE 4



Internal geophysics (Applied geophysics)

Multi-parameter monitoring of a solution mining cavern collapse: First insight of precursors

Surveillance multi-paramètres de l'effondrement d'une cavité saline : identification des signes précurseurs

Isabelle Contrucci*, Emmanuelle Klein, Ngoc-Tuyen Cao, Xavier Daupley, Pascal Bigarré

INERIS, direction des risques du sol et du sous-sol, unité auscultation et surveillance géotechnique et géophysique, école des Mines, Parc de Saurupt, CS14234, 54042 Nancy cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 July 2009

Accepted after revision 23 November 2010

Available online 6 January 2011

Presented by René Blanchet

Keywords:

Collapse

Induced microseismicity

Surface leveling

Early warning system

Environmental safety

Salt cavern

Near-surface geophysics

Mots clés :

Effondrement

Microsismicité induite

Mesure de déplacement de la surface

Système d'alerte précoce

Sécurité environnementale

Cavité saline

Géophysique de surface

ABSTRACT

In order to improve our understanding of the large-scale ground failure phenomena caused by old underground mining works, a solution mine was instrumented in 2004 prior to its collapse as part of the mining scheme. A permanent monitoring system was set up, including a high-resolution microseismic network linked to a surface field-displacement measurement system. The large amount of data transmitted for on-line processing provided daily insight into the evolution of the geological system. First, microseismic activity showed upward progressive failure migration throughout 2008 without any significant surface movement. Second, after two days of intensive brine extraction, a high microseismicity and energy release rate marked the failure of a thin and very rigid bed at a depth of 120 m. This failure occurred 24 hours before the final collapse; it was followed by transient brine pressure signals, and by acceleration of the surface subsidence rate, reaching 1 m/h in the final phase.

© 2010 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

R É S U M É

Pour améliorer notre compréhension des phénomènes d'effondrement minier à grande échelle, nous avons instrumenté, en 2004, une cavité saline exploitée de manière intensive par dissolution, jusqu'à l'effondrement des terrains de recouvrement. Un système de surveillance permanent comprenant un réseau microsismique haute résolution et un système de mesure de déplacement de la surface a ainsi été mis en place. Le traitement en quasi-temps réel des données a permis de suivre de façon journalière l'évolution de la cavité. Durant l'année 2008, l'activité microsismique a montré une migration progressive vers le haut de la fracturation, sans mouvement significatif de la surface du sol. Puis, après deux jours d'extraction intensive de la saumure, l'importante microsismicité et l'énergie libérée ont marqué la rupture d'un banc raide de faible épaisseur, situé à 120 m de profondeur. Cette rupture a eu lieu 24 heures avant l'effondrement généralisé; il a été accompagné de variations de pression de saumure dans la cavité, ainsi que d'une accélération du taux de subsidence atteignant 1m/h dans la phase finale.

© 2010 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

* Corresponding author.

E-mail address: isabelle.contrucci@ineris.fr (I. Contrucci).

1. Introduction

In France, societal expectations for enhanced risk mitigation at hundreds of mining concessions and abandoned cavities (caused by surface subsidence or collapse, changes in surface and subsurface hydrology, water pollution, gas emission, etc.) have drastically changed since the late 1990s. The catastrophes that took place in 1996 and 1998 in a few cities affected by large-scale ground failures clearly posed a major challenge to both central and local authorities. These bodies then developed and introduced a coherent risk assessment and management strategy to deal with post-mining risks. This strategy relies on a complete step-by-step assessment of post-mining risks at a national scale. Areas classified as having a high, or unacceptable, level of risk are then required to adopt a risk-reduction policy based on prohibiting construction and lowering the dangers associated with surface infrastructure and human activity. In many cases, the potential social and economic impacts require a monitoring of hazardous underground cavities. This consists in implementing early-warning systems to predict a disaster, and enable timely actions for public safety. Until now, in high-risk areas, the microseismic technique has been the most successful in providing very sensitive volumetric monitoring over extensive urbanized areas (Couffin et al., 2003; Senfaute et al., 2000). However, the lack of any feedback from adequately-instrumented ground collapses has not allowed researchers to answer basic questions concerning early-warning signs and the mechanisms and dynamics of failure (Contrucci et al., 2010; Tastet et al., 2007), although numerical modeling approaches have provided some insights into these issues (e.g. Al Heib et al., 2001; Bérest et al., 2008; Dris et al., 2008).

It is in this context that the Cerville-Buissoncourt experiment was undertaken by the partners of GISOS, a scientific consortium including the government research organizations INERIS, BRGM, and LAEGO, in collaboration with the Solvay mining company. This experiment consists of the field monitoring of a solution mine in the Lorraine salt basin, south of Nancy, France (Driad-Lebeau et al., 2008; Mercerat, 2007).

In this article, we briefly describe the field instrumentation deployed by INERIS between 2004 and 2009. This comprises a SYTGEM multi-parameter system (Klein et al., 2008a) featuring high-resolution microseismic sensors combined with ground-surface monitoring. Some preliminary results will then be presented, focusing on the complementary features of microseismic and subsidence measurements in enabling the description of the main stages of cavern development. A special emphasis on the collapse period (February 10–13, 2009) will help to identify the contributions of the multi-parameter approach to the management of ground instability. Finally, a preliminary analysis of the microseismic patterns observed before the collapse in terms of the completeness of the seismic catalogue and b-value will be presented.

2. Site description and geological setting

The Cerville-Buissoncourt site, in the Nancy salt basin, has been exploited by the solution mining method since

1997, using the channel and drilling technique (Fig. 1a). The field is mined by dissolution, with water injection via two parallel, aligned well casings into the base of the salt deposit at a depth of some 280 m. A 1-kilometer-long brine channel is created, leading to extraction wells placed downstream. This channel evolves progressively into a large cavern developing upwards. Once the cavern reaches the roof of the salt deposit, generally upstream, it advances by breaking through the roof, consisting of marls, until it reaches a critical stage. The overlying ground then collapses and a large crater appears on surface, with a lateral extension adjacent to the underground cavern (Fig. 1a).

The geology of the site is characterized by a succession of sub-horizontal layers from the ground surface down to the salt deposit (Fig. 1b). Four main geological facies can be distinguished: a first series of strata comprising a succession of marls, marly limestones, sandstones, and anhydrite marls, with depths ranging from 0 to 123 m; an unfractured, relatively thin but very rigid stratum of dolomite and anhydrite (known as the Beaumont Dolomite) from 123 to 132 m; and poorly-consolidated anhydrite marls ranging in depth from 132 to 200 m. Finally, the salt deposit is encountered at a depth of ~ 280 m. In the present case, the cavern geometry, initiated during the 2000–2003 period, was first evaluated using sonar measurements obtained by Solvay. At the end of 2004 the cavern roof was located at a depth of 183.5 m (Fig. 1b).

On the one hand, the low mechanical strengths that characterize the strata overlying the Beaumont Dolomite indicate that it cannot play any significant role in the geological stability of the mine. On the other hand, the dolomite-anhydrite layer, which is characterized by a remarkable homogeneity, shows very high strengths (Nothnagel, 2003). It is therefore generally accepted that the stability of the overburden is primarily controlled by this very rigid layer, i.e., a general ground collapse will be triggered by the failure of the Beaumont Dolomite.

3. Instrumentation layout

This expected ground-failure process led to the installation, in 2004, of a high-resolution microseismic monitoring network comprising nine permanent seismic probes, including four oriented three-component sensor. All probes were equipped with subminiature omnidirectional geophones with a clean response between 40 Hz and 1 kHz and preamplifiers to ensure a high signal-to-noise ratio. They were cemented into boreholes geometrically distributed over the site for optimal azimuth coverage, at depths ranging from a few meters to 125 m. Note that the so-called M6 station was equipped with 3 probes spread in a single vertical borehole centered directly above the cavern, with the deepest probe (M6.3) located within the dolomite layer (Fig. 1b). The 16-bit acquisition unit was set up to detect micro-earthquakes using a standard trigger algorithm based on the amplitudes of the incoming signals. The data were sampled at a frequency of 8 kHz per channel; they were automatically relayed to INERIS Nancy for real-time processing.

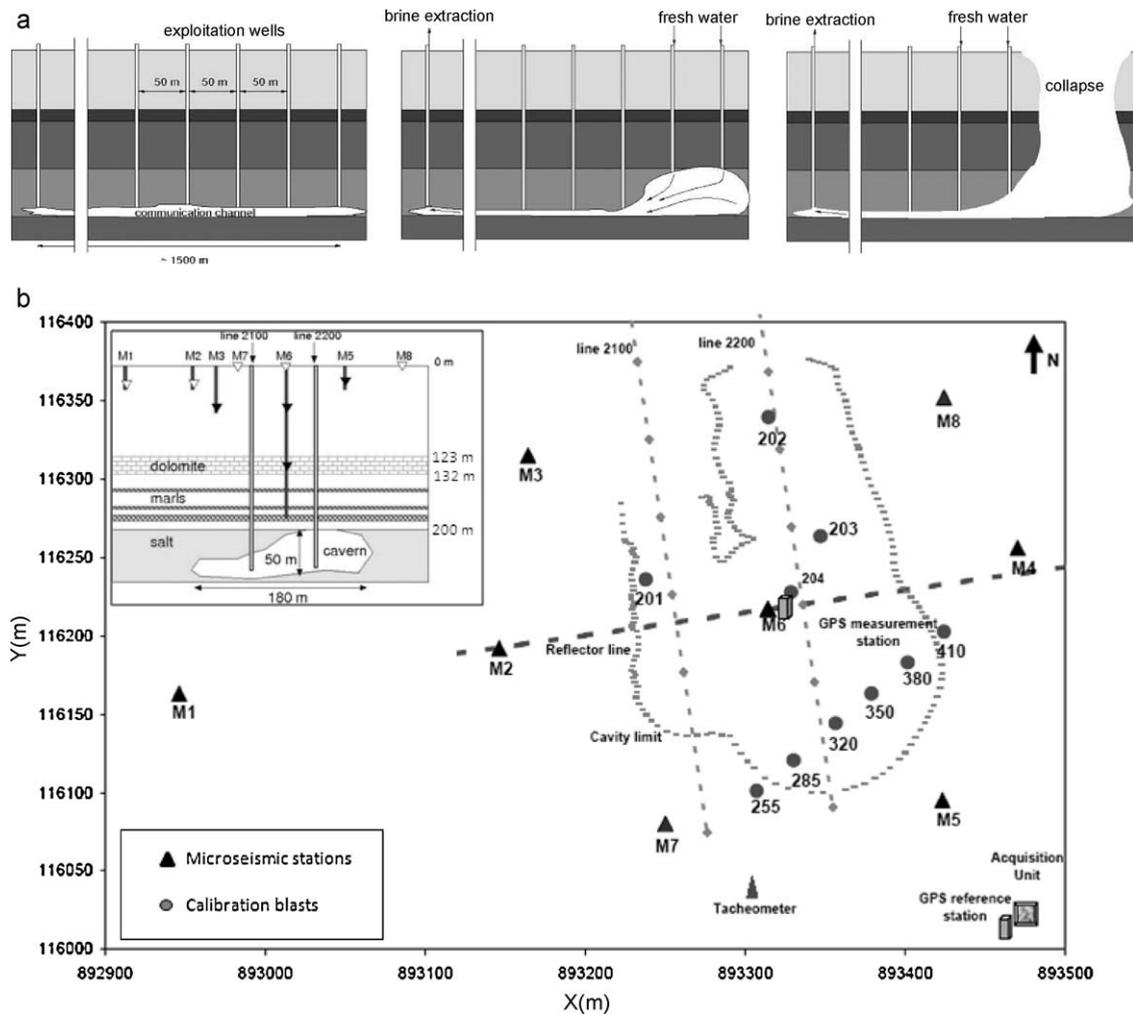


Fig. 1. a: layout diagram illustrating operations using channels and drill holes: (left) creation of a communication channel at the base of the deposit, (center) the creation followed by the extension of the cavern, and (right) collapse of the overlying rocks with the formation on the surface of a crater; **b:** map showing the layout of the high-resolution microseismic monitoring network and the ground-surface movement measurement system (RTK GPS and tacheometer). The insert illustrates a cross-section of the instrumentation, where the extension of the salt cavern is shown as well as the geological structure and the elevations of the microseismic network, especially the M6.3, located in the dolomite bed at a depth of about 125 m.

Fig. 1. a: schéma de principe illustrant l'exploitation par pistes et sondages: (à gauche) création d'un chenal de communication à la base du gisement, (au centre) création puis extension de la cavité, et (à droite) effondrement des terrains en recouvrement, avec formation en surface d'un cratère; **b:** carte montrant la disposition du réseau de surveillance microsismique haute résolution et du système de surveillance des mouvements de la surface au sol (GPS RTK et tachéomètre). L'encart montre une coupe de l'instrumentation, où l'extension de la cavité saline est représentée, ainsi que la structure géologique et les profondeurs des sondes microsismiques, en particulier la sonde M6.3, située dans le banc de dolomie, à environ 125 m de profondeur.

In 2008, this high resolution microseismic monitoring network was coupled to a surface leveling device comprising an automatic tacheometer linked to a line of 17 targets and a GPS-Real Time Kinematic (RTK) measurement system, as shown in Fig. 1b. The line of targets crossed the area of interest, i.e., the expected collapse area, so as to measure dynamic subsidence profiles versus time. The GPS monitoring system worked on the basis of GPS RTK measurements to precisely monitor the subsidence by employing to a high stacking rate (1 measurement per second over 20 min) without any off-line processing. The system comprised two receivers (Fig. 1b): one as the reference placed in a stable reference area, close to the acquisition unit, and the second positioned at the very

center of the expected collapse area. The microseismic data were automatically transferred to INERIS Nancy.

4. Brief overview of the data processing and the precision of the measurements

The automatic on-line microseismic data processing was performed by the SYTMIS software. It was parameterized on a routine basis included P-wave picking using an STA/LTA algorithm (Allen, 1982) and 3-D location of events based on the non-linear inversion method (Contrucci et al. 2010; Lomax and Curtis, 2001). In practice it was difficult to achieve reliable automatic on-line S-wave picking and thus improved 3-D location, although polarization analysis

frequently demonstrated the presence of S-wave energy in the seismograms. This observation, which has already been made in other contexts (Spillmann et al., 2007), requires further investigation. Moreover, the S- and P-phases may overlap on seismograms, thus making the automatic S picking impossible. This means that far-field assumptions were not always valid during the experiment. In addition, some seismograms did not show any S-arrivals: in such cases it was therefore necessary to define a criterion for S-waves that were not automatically picked. For these reason we chose not to use these S-phases for automatic location.

The structure of the velocity model used in the location algorithm was obtained from a seismic profile acquired on the site (Piwakowski et al., 2006; Suffert, 2006): it comprised 3 layers, whose P-wave velocities were determined by re-locating a series of calibration blasts carried out on surface in 2005. The discrepancies between the known and calculated positions of the blasts were then minimized by considering: the first series of geological strata, from 0 to 123 m deep, with average P-wave velocity taken as 3000 m/s; then from 123 to 132 m depth, for the dolomite layer, the P-wave velocity being taken as 5000 m/s; from 132 m onwards, for the marls and salt formations, the P-wave velocity being taken as 4000 m/s. When considering P-wave arrivals as the only input data to the location algorithm, the relocation error is around 12 m. The 3-D location error may however reach 60 m because the geological structure overlying the cavern had dramatically changed between the beginning of the experiment and its end, undoubtedly leading to high contrasts in the seismic velocities. However, even if this paper does not attempt to

provide a complete analysis of the microseismic data set, some general characteristics of the recorded events will be presented.

Finally, concerning the surface-displacement measurements, no particular data processing was necessary. In fact, the accuracy of ± 5 mm for the GPS-RTK measurements that was obtained as a consequence of the short inter-receiver distance and the high stacking rate was sufficient for a detailed analysis (Section 5). The data collected by the tacheometer, although strongly sensitive to meteorological variations, showed a similar precision for the closest targets when applying a simple moving average to a few measurement cycles.

5. Recorded data: general characteristics and temporal evolution up to the general collapse

The monitoring, which started in late 2004, showed very few microseismic events for several years, until February 2008. Only two microseismic swarms were observed, on May 8 and 31, 2007, lasting less than 24 hours, with 622 and 226 events respectively recorded (Mercerat et al., 2010) (Fig. 2). After March 2008 the microseismic trend was marked by several episodes of major activity (more than 10,000 events recorded in a few days) and a change in the background noise, with as many as 25 events per day (Klein et al., 2008b) (Fig. 2). Moreover, the migrations of the microseismogenic zone in space and time clearly indicated a generally vertical development of the cavern dome along with an apparent lateral dissymmetry (Fig. 3a). These observations were confirmed by

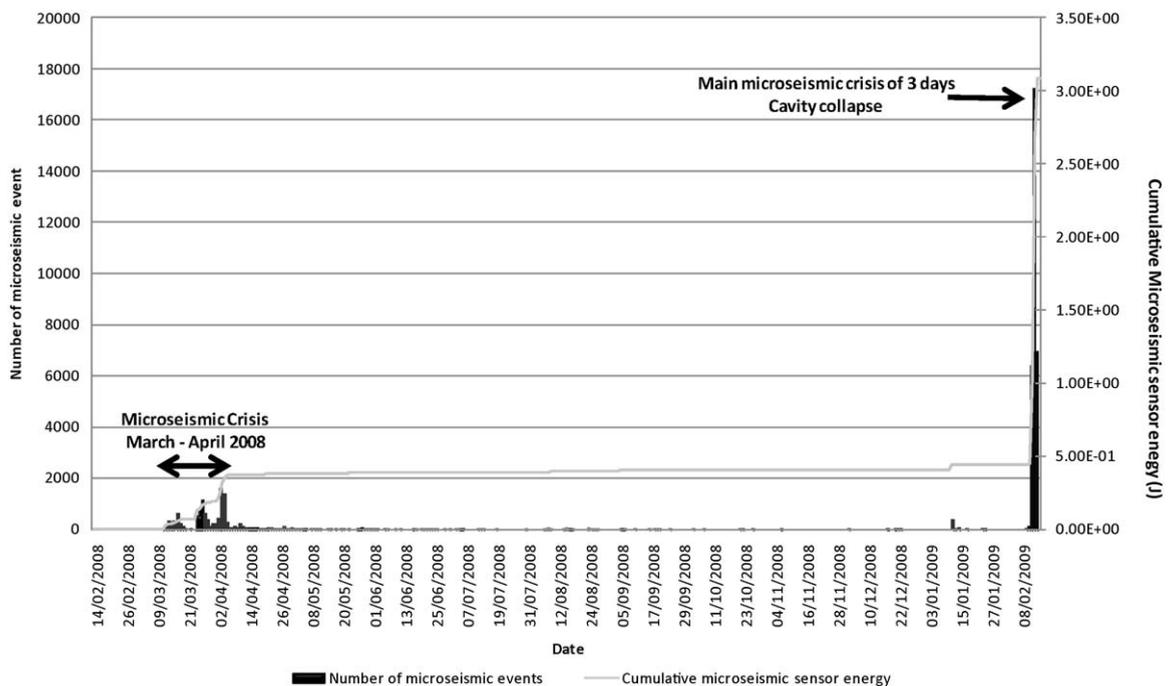


Fig. 2. Microseismic activity and cumulative recorded energy of the site from February 2008 to February 2009. Note that the March–April 2008 crisis is weak in comparison to the main crisis linked to the collapse, in which 30,000 microseismic events were recorded.

Fig. 2. Activité microseismique et énergie cumulée, enregistrées sur le site de février 2008   février 2009. Notez que la crise de mars–avril 2008 est faible, compar e à la crise majeure de l’effondrement o  30 000 événements microseismiques ont été enregistrés.

gamma-ray well-log readings showing that several massive (~ 500,000m³) collapses of the marl roof rocks occurred between February and May 2008 with a transverse asymmetric roof elevation (Klein et al., 2008b).

At that point, a decision was made to permanently close all surface access to the zone, even though no significant subsidence had been observed. At that time, the upper portion of the geological sequence was nevertheless

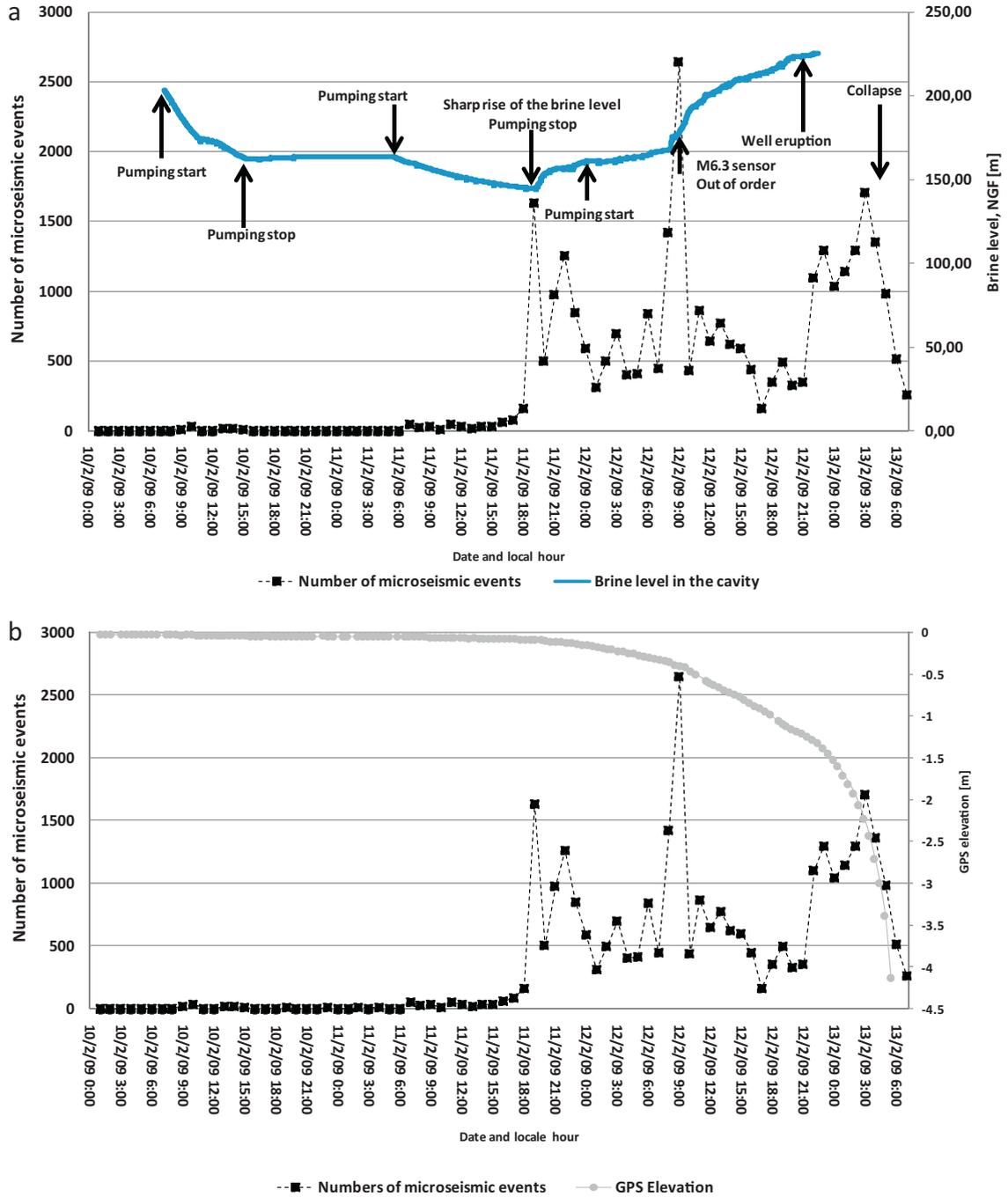


Fig. 3. a: number of microseismic events recorded on site and brine level measured at one extraction well (1 km distant from the cavern) between February 10 and 13, 2009. Note that microseismic peaks are correlated with rises in brine level; b: number of microseismic events recorded on site and subsidence measured by the GPS device. Note the strong acceleration in subsidence during the last 24 hours and the last GPS measurement indicating a cumulative subsidence of 4 m in the center of the area, before the ground collapse and flooding of the area.

Fig. 3. a: nombre d'événements, microsismiques enregistrés sur site et niveau de saumure mesuré au puits d'extraction (à 1 km de la cavité) entre le 10 et le 13 février 2009. Notez que les pics microsismiques sont corrélés avec les remontées du niveau de la saumure; b: nombre d'événements microsismiques enregistrés sur le site et taux de subsidence mesuré par GPS. Notez l'importante accélération du taux de subsidence pendant les dernières 24 h et la dernière mesure GPS qui indique un affaissement cumulé de 4 m dans le centre de la zone, avant l'effondrement du recouvrement et de l'inondation de la zone.

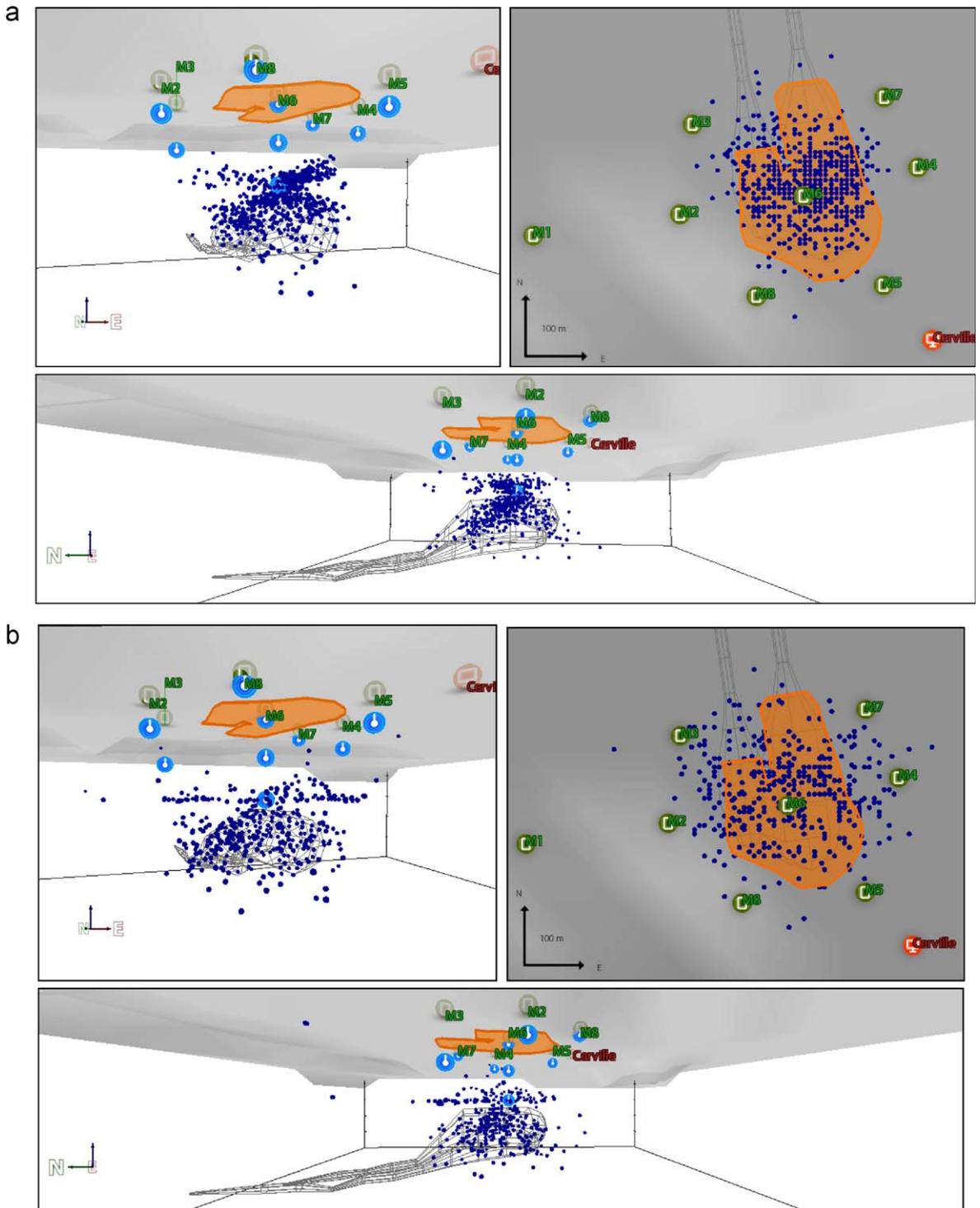


Fig. 4. a: view of the microseismogenic zone located over the roof of the cavern during the 2008 crisis, between Mar. 31, 2008 and April 6, 2008: note the asymmetry of the event distribution; **b:** same view during the collapse period on Feb. 11, 2009: note the event distribution along the Beaumont dolomite (on the left front 3-D view of the cavern, on the right plan view, and the downward 3-D cross-section view, the black lines represent a schematic outline of the cavern).

Fig. 4. a: vue de la zone microsismique au toit de la cavité saline, pendant la crise de 2008, entre le 31/03/2008 et le 06/04/2008 ; notez la distribution asymétrique des événements; **b:** la même vue pendant la période d'effondrement, le 11/02/2009 ; notez l'alignement des événements le long du banc de dolomite de Beaumont (à gauche vue 3D de face, à droite vue en plan et en bas vue 3D de côté; les lignes noires représentent la forme schématique de la cavité).

showing a rather stiff elastic response. However, it was found that the cavern had reached critical size, based on numerical modeling considerations and expert advice (Mercerat, 2007). To trigger an accelerated collapse, Solvay decided to progressively lower the brine level. Intensive brine extraction began on February 10, 2009 at 7 am local time and continued until the general collapse, three days later, on February 13, 2009 at 5:45 am local time. Fig. 4 shows the microseismic activity recorded during that period versus: (a) brine level and (b) subsidence. This figure also illustrates the extraction regime which was divided into two main phases: a first pumping stage with a decrease in the brine level of 50 m; semi-continuous pumping until the collapse, at a rate of 400 to 600 m³/h.

During the first day of pumping, neither significant microseismicity nor surface subsidence could be observed. The impact of the lowering of the brine level began to take effect at the end of the second day with a sudden acceleration of the microseismic energy release rate, indicating more than 1500 events in one hour (Fig. 4a). This microseismic swarm coincided with a dynamic rise of 9 m in the brine level and marked a change in the subsidence regime (Fig. 4b), whose velocity then reached ~0.2 cm/h. Beyond that stage, the sustained

microseismic activity increased rapidly, more steeply than during any other period. From that point on, the pumping regime was not powerful enough to compensate the rise in the brine level at the extraction wells, owing to the pressure applied to the system by the overburden. The major activity peak occurred early on the third day, when the cumulative subsidence reached ~0.40 m, with an instantaneous velocity of 2.5 cm/h. This initially coincided with loud acoustic noises heard on site, and later on with the breakdown of the microseismic probe installed in the Beaumont dolomite layer at a depth of 125 m. These observations, along with on-line 3-D location results (Fig. 3b) show that this major activity peak is related to the overall failure of the Beaumont dolomite layer. This major peak was then followed by an acceleration in the subsidence rate, which ultimately reached 1 m per hour. Less than 24 hours later, the ground surface collapsed, forming a crater ~150 m in diameter.

More than 30,000 events were recorded during the last four days preceding the collapse. The last GPS measurements, during the ground collapse and flooding of the zone, indicated a cumulative subsidence of more than 4 m in the center of the area (Fig. 4b).

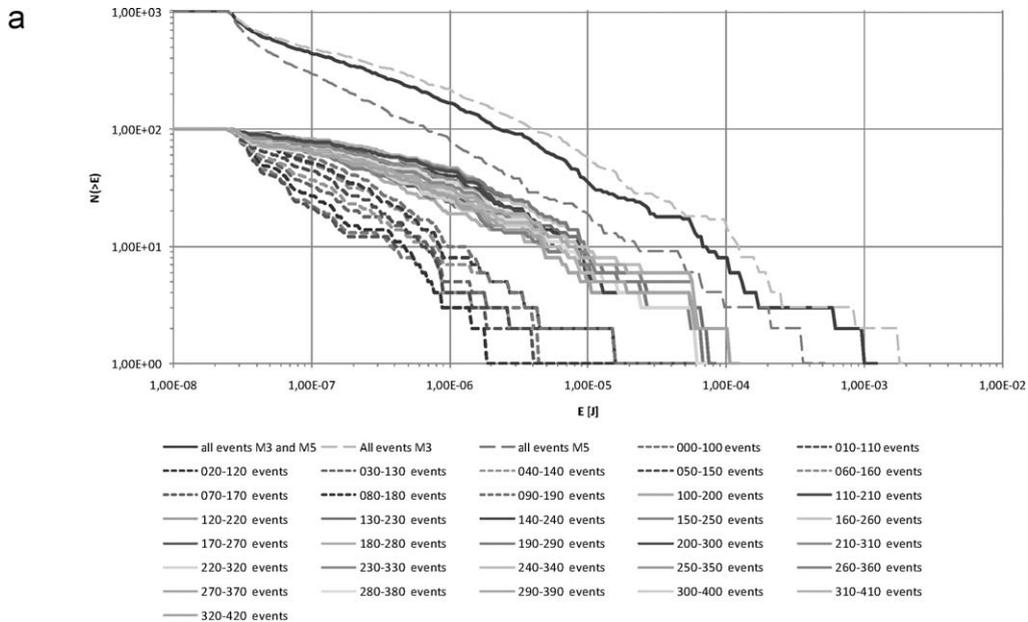


Fig. 5. a: cumulative distribution of the seismic energy recorded by the M3 and M5 probes for a sample of 1030 microseismic events that occurred over a period of 42.5 hours before the first microseismic peak, (between 00:22 UT on February 10 and 18:30 UT on February 11, 2009). Dotted lines show the energy distribution of the first 190 events estimated by considering a sliding window of 100 events shifted by 10 events. Solid lines show the same distribution for the 100 to 420 subsequent events. These two groups illustrate the variation of the apparent b-value; b: variations of apparent b-value with time prior to the collapse (black open circle) superimposed on average energy recorded by the M3 and M5 probes (above) and on the brine level in the cavern (below). Several decreases of this parameter are observed before the first main peak of seismic activity (February 11 at 18:00 UT) and the simultaneous rise of the brine level in the cavern; c: frequency of seismic events versus time (gray solid line and diamonds) approximated by a power law (black dotted line).

Fig. 5. a: distribution cumulée de l'énergie sismique enregistrée par les sondes M3 et M5 pour un échantillon de 1030 événements qui ont eu lieu sur une période de 42,5 heures avant le premier pic microsismique (du 10 février à 00 h 22 au 11 février à 18 h 30 TU). Les lignes pointillées montrent la répartition de l'énergie sur les 190 premiers événements estimée en considérant une fenêtre glissante de 100 événements, décalée de 10 événements. Les lignes continues montrent la même distribution pour les 100 à 420 événements suivants. Ces deux groupes illustrent la variation du paramètre b apparent; b: variations du paramètre b apparent en fonction du temps avant l'effondrement (cercle noir ouvert), superposé à l'énergie moyenne enregistrée par les sondes M3 et M5 (en haut) et le niveau de saumure dans la cavité (en bas). Plusieurs diminutions du paramètre b sont observées avant le premier pic principal d'activité sismique (le 11 février à 18:00 TU) et la remontée du niveau de saumure dans la caverne au même moment; c: taux d'événements sismiques en fonction du temps (ligne pleine et losanges gris) corrélé par une loi en puissance (ligne noire en pointillés).

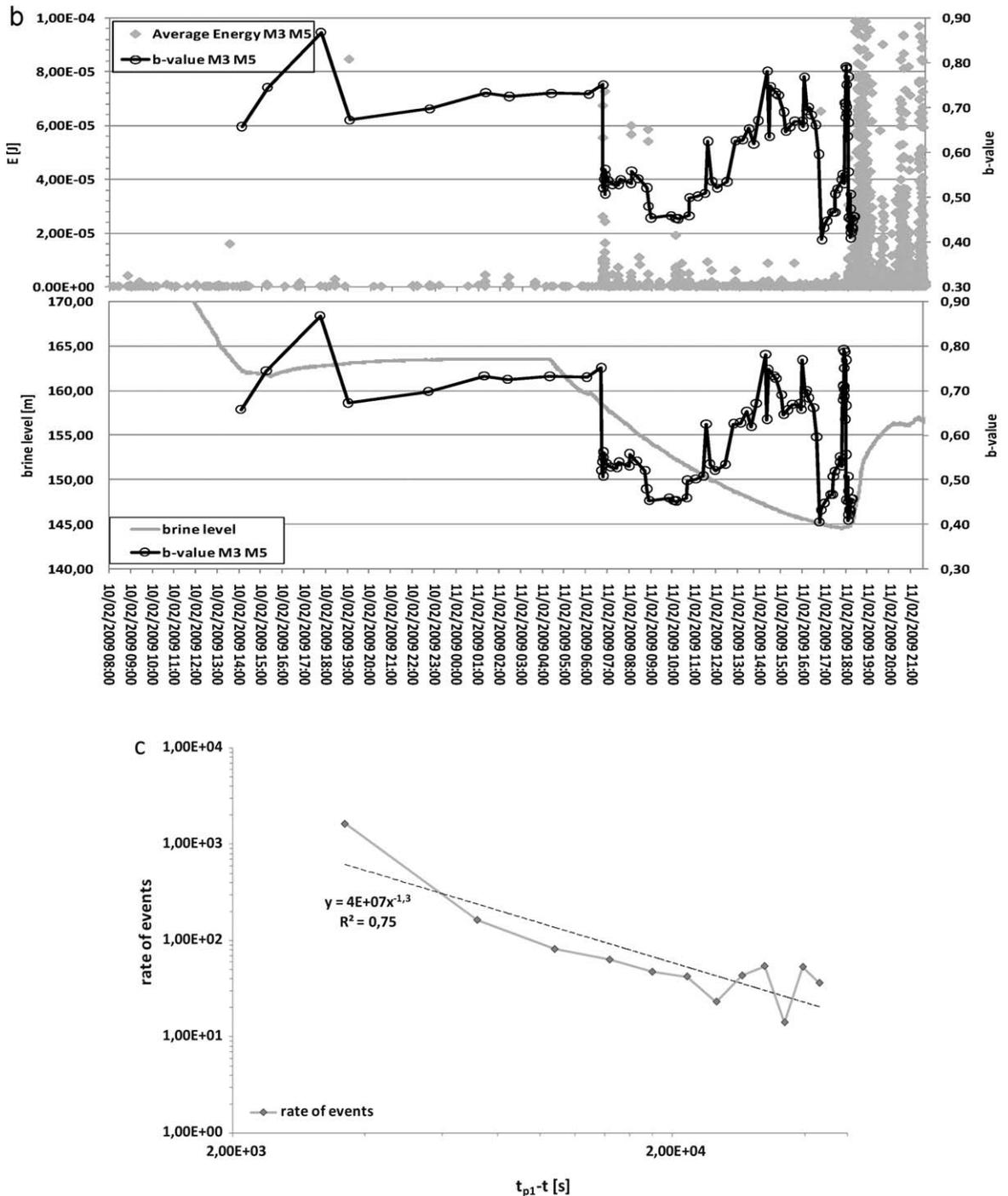


Fig. 5. (Continued)

6. Preliminary analysis of the microseismicity patterns observed before the collapse

The frequency-size distribution of the events, i.e., the Gutenberg-Richter (Gutenberg and Richter, 1954) scaling law, was estimated for a sample of the microseismic data set recorded before the first activity peak (Fig. 4), as described earlier. Our general approach in this analysis follows the method used in Amitrano et al. (2005) to

estimate an apparent b-value as a seismic precursor sign before a cliff collapse, in an experiment carried out by INERIS as part of the PROTECT EU Project. The following formula (1) was then used:

$$N(>E) \sim E^{-b} \tag{1}$$

where $N(>E)$ is the number of events of energy larger than E , and b is a constant known as the b-value.

Here, to reach the maximum completeness of the catalog, the average energy recorded by two 3-D probes (M3 and M5) located about 150 m from the center of the cavern is considered. The energy is not corrected by using the event-sensor distance to take into account non-localized events (a large amount of data is still being processed). The average energy at the two selected probes also helps to compensate for the attenuation effect which may produce a bias in the event-size distribution and the b-value estimation, as shown by Weiss (1997). Indeed, the same author shows that if a power-law distribution is observed on a reasonably large range of magnitudes with a b-value lower than 3, this b-value is representative of the original distribution (Weiss, 1997). This is the case for the data set considered here: b-values are not greater than 0.9 and all microseismic events (Fig. 5a) at two different probes. An apparent b-value can then be deduced using this approach (Amitrano et al., 2005).

Variations of the apparent b-value with time were calculated using a sliding window of 100 events shifted by 10 events on a sample of 1030 microseismic events (Fig. 5b) that occurred over a period of 42.5 hours before the first microseismic peak (between 00:22 UT on February 10 and 18:30 UT the February 11, 2009). Each b-value was associated with the last microseismic event of the window, so the apparent b-value was calculated from the 100 events occurring before the end of the window in question. Over the entire period considered, the mean apparent b-value is 0.63 ± 0.02 using the average sensor energy of the M3 and M5 probes. It is 0.60 ± 0.02 when considering only the M3 probe and 0.63 ± 0.01 for the M5 probe (Fig. 5a). The energy recorded by the M5 probe is slightly lower than the one recorded by the M3 (Fig. 5a). In the next section the apparent b-value is related, by default, to the average energy of the two probes M3 and M5.

At the beginning of the period, a high b parameter is observed (Fig. 5a, b), corresponding, as expected to low-energy seismic events. On Feb. 11, 2009 at 06:45 UT, i.e. 11 hours before the first microseismic peak, an abrupt change in the apparent b-value is observed, from 0.75 ± 0.02 to 0.52 ± 0.01 (Fig. 5a,b). It is correlated with a local increase in the microseismic sensor energy (7.2×10^{-5} J) and activity (~ 70 events/h) and a decrease in the brine level of ~ 5 m (Fig. 5b). The apparent b-value then continues to decrease for four hours, reaching a minimum value of 0.45 ± 0.03 . After this point several apparent b-value variations are observed, directly linked to the microseismic regime (Fig. 5b): falls in the b-value are related to the occurrence of strong events (Fig. 5b). The last main drop-off in the b parameter, at 18:00 UT on Feb. 11, 2009, is correlated with the onset of the first main peak of activity (~ 1640 events/h, Figs. 3a and 5b) which also corresponds to the critical point beyond which the pumping is no longer powerful enough to offset the rise in brine level (Fig. 5b). The associated microseismic surge can then be described by the following power law (Fig. 5c):

$$dN(t)/dt \sim (t_{p1} - t)^{-1.3} \quad (2)$$

where $dN(t)/dt$ is the event rate, and t_{p1} the time of the first peak. The power law obtained fits the data with a correlation coefficient of $R^2 = 0.75$.

7. Conclusion

On preliminary analysis, the complete data set recorded during the Cerville-Buissoncourt experiment made it possible to follow the main stages in the evolution of the solution mine. Early signs of unstable development were detected by high-resolution microseismic monitoring during the spring of 2008: a shift in the microseismic background regime as well as recurrent microseismic episodes were associated with a general process of rock failure caused by the cavern growing upwards. This was accompanied by a few episodes of massive roof falls, with no ground-surface movement detected. During a second and final stage of development, which lasted three days, the cavern collapse was triggered by brine pumping. Three main microseismic regimes were then observed, each being well correlated with changes in both the surface subsidence rate and the brine level in the cavern. The first peak of activity, once again due to massive roof falls below the Beaumont dolomite layer, also initiated the brittle rupture of this bed. The second and major peak of activity marked its rapid and high-energy failure; it also corresponded to an acceleration in the subsidence rate. The last activity peak, a few hours later and weaker in terms of number of events and energy released, marked the final collapse.

The complete dataset confirms the major role of the Beaumont dolomite layer in the site's stability. In addition, while the preliminary analysis of the microseismicity patterns immediately before the general collapse confirms that the acceleration in the microseismic activity follows a power law, it also shows that the b-value is a complex marker in such a context. Although local falls in the b-value correlate well, as expected, with local increases in the release of microseismic energy, it seems inappropriate to use it for forecasting purposes: over a short period of time, several b-value decreases are observed while a continuous pumping regime is being applied to the system. It appears that variations in the b-value do not show a clear precursor pattern, as observed in other case-studies (Amitrano et al., 2005; Scholz, 1968; Urbancic et al., 1992). Nevertheless, further investigations covering the various stages of cavern development, including the collapse period, are needed to confirm this preliminary result.

Acknowledgments

This work was undertaken with the financial support of the French Ministry of Mines, the Lorraine Region, and the French Ministry of Environment. We also thank Solvay for making available the technical and human resources involved, without which this large-scale scientific experiment could not have taken place. The authors also thank their GISOS partners for their collaboration. We also wish to acknowledge all the people who have been involved in this project since 2004: L. Driad-Lebeau, G. Senfaute, C. Nadim, L. Cauvin, the AS2G team (INERIS), P. Bernard, D. Mercerat (IPGP), O. Hernandez (INERIS, now at the University of Montpellier), M. Pierson, J.L. Vautrin, and H. Martin (SOLVAY). We also thank the two anonymous reviewers, and M. Campillo (editor), who made pertinent remarks that helped us to significantly improve the paper.

References

- Al Heib, M., Linkov, A., Zoubkov, V.V., 2001. On numerical modeling of subsidence induced by mining, ISRM, EUROCK Symposium on Rock Mechanics, Jun 04–07. 2001 ESPOO, Finland, pp. 795–799.
- Allen, R., 1982. Automatic phase pickers: their present use and future prospects. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, S225–S242.
- Amitrano, D., Grasso, J.R., Senfaute, G., 2005. Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. *Geophys. Res. Lett.* 32, doi:10.1029/2004GL022270.
- Bérest, P., Brouard, B., Feuga, B., Karimi-Jafari, M., 2008. The 1873 collapse of the Saint-Maximilien panel at the Varangéville salt mine. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 45, 1025–1043.
- Contrucci, I., Klein, E., Bigarré, P., Lizeur, A., Lomax, A., Bennani, M., 2010. Management of post-mining large-scale ground failures: blast swarms field experiment for calibration of permanent microseismic early-warning systems. *Pure Appl. Geophys.*, doi:10.1007/s00024-009-0005-4.
- Couffin, S., Bigarré, P., Bennani, M., and Josien, J.P., 2003. Permanent real time microseismic monitoring of abandoned mines for public safety. Fields measurements, in: *Geomechanics* (Ed. Myrvoll), pp. 437–444.
- Driad-Lebeau, L., Daupley, X., Mercerat, D., 2008. Suivi d'une cavité saline jusqu'à son effondrement: analyse microsismique. JNGG'08, Nantes, France.
- Driss, J., Verdel, T., Al Heib, M., 2008. Numerical modelling and mechanical behaviour analysis of ancient tunnel masonry structures. *Tunn. Undergr. Space Technol.* 23, 251–263.
- Gutenberg, B., Richter, C., 1954. *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 2nd Ed. Princeton Univ. Press, Princeton, N.J.
- Klein, E., Nadim, C., Bigarré, P., Dunner, C., 2008a. In: *Global monitoring strategy applied to ground failure hazards*, Proceedings of the 10th International Symposium on Landslides and Engineered Slopes. Xi'an, China, pp. 1925–1931.
- Klein, E., Contrucci, I., Daupley, X., Hernandez, O., Bigarré, P., Nadim, C., Cauvin, L., Pierson, M., 2008b. In: *Experimental monitoring of a solution-mining Cavern in Salt: identifying and analyzing early-warning signals prior to collapse*, SMRI Fall 2008 Technical Conference, 12–15 October 2008. Galveston (Austin), Texas, USA, pp. 135–146.
- Lomax, A., Curtis, A., 2001. Fast, probabilistic earthquake location in 3D models using oct-tree importance sampling. EGU, Nice.
- Mercerat, E.D., 2007. *Sismicité induite et modélisation numérique de l'endommagement dans un contexte salin*. PhD, INPL, France, 282 p.
- Mercerat, E.D., Driad-Lebeau, L., Bernard, P., 2010. Induced seismicity monitoring of an underground salt cavern prone to collapse. *Pure Appl. Geophys.*, doi:10.1007/s00024-009-0008-1.
- Nothnagel, R., 2003. *Modélisation des instabilités en Mécanique des Roches: application à l'exploitation de la concession de Drouville*. PhD Thesis, École des Mines de Paris, France, 255 p.
- Piwakowski, B., Driad-Lebeau, L., Kosecki, A., 2006. High resolution seismic investigations in salt mining context. In: *EAGE, Near Surface*, Helsinki, Finland.
- Scholz, C., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 399–415.
- Senfaute, G., Abdul-Wahed, M.K., Piguet, J.P., Josien, J.P., 2000. Techniques d'écoute microsismique appliquées au risque d'effondrement dans les mines du bassin ferrifère lorrain. *Revue française de géotechnique*, 92, pp. 57–62.
- Spillmann, T., Maurer, H., Green, A.G., Heincke, B., Willenberg, H., Husen, S., 2007. Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *J. Geophys. Res.* 112, B07301, doi:10.1029/2006jb004723.
- Suffert, J., 2006. *Étude d'une cavité saline par méthodes sismiques*. BRGM Report.
- Tastet, J., Contrucci, I., Klein, E., Bigarré, P., Driad-Lebeau, L., 2007. In: *Large-scale field experiment to calibrate microseismic source parameters applied to real-time monitoring of post-mining instabilities*, Proceedings of the 11th congress of the ISRM, Lisbon, Portugal, 2, pp. 1147–1150.
- Urbancic, T.I., Trifu, C.I., Long, J.M., Young, R.P., 1992. Space-time correlations of b values with stress release. *Pure Appl. Geophys.* 139, 449–462.
- Weiss, J., 1997. The role of attenuation on acoustic emission amplitude distributions and b-values. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87, 1362–1367.

ANNEXE 5

Le but global des modélisations réalisées est d'améliorer les outils et méthodes existants ainsi que de contribuer à analyser l'initiation et la propagation de signaux précurseurs aux développements d'instabilité.

Dans un premier temps, un état de l'art des approches, modèles et outils disponibles en géotechnique, géophysique et sismologie a été réalisé en vue de retrouver les mécanismes à la source à partir de sismogrammes enregistrés. Le réseau de surveillance Tressange, où 13 tirs de calage microsismique ont été effectués, a été pris comme exemple. L'évaluation du mécanisme à la source consiste à calculer son tenseur des moments. Nous avons réalisé une déconvolution des sismogrammes par une fonction de Green homogène qui a donné en résultat des moments scalaires homogènes (Figure 72). De plus, les signaux étudiés ont été déconvolués par ceux de la réponse instrumentale en évaluant les réponses en phase et en fréquence des maillons les plus influents de la chaîne instrumentale (amplificateur, câble, interface Analogique Digital, carte d'acquisition et capteur). L'analyse des résultats¹ montre que le gain procuré par ce traitement complexe des signaux enregistrés est relativement faible : il n'est donc pas utile de développer de nouvelles fonctionnalités aux outils existants. En effet, les signaux étudiés sont de qualité très supérieures (puisqu'issus d'une expérimentation de tirs de calage) à ceux recueillis dans le cadre d'une surveillance opérationnelle. Le post-traitement de signaux trop bruités ne serait alors ni rentable, ni efficace.

Cette analyse inverse de la campagne de tirs microsismiques de Tressange a permis de vérifier que la propagation des signaux pouvait être simulée dans un cadre d'hypothèses simplificatrices (milieu élastique sans discontinuité). Cette campagne a donc maintenant servi de cas de référence pour un des problèmes directs traités par la modélisation numérique. Les résultats de ce premier problème direct montrent les capacités du code numérique à reproduire correctement l'impulsion explosive et à transmettre l'onde compression ainsi générée aux capteurs disposés en surface avec les bonnes fréquences et amplitudes des vitesses particulières d'un tir (expérience quasi-idéale). Le plus délicat est le calage de la fréquence qui dépend du rayon de la cavité soumise à une pression explosive (et donc du maillage) et du taux d'amortissement critique. Dans ce modèle, les caractéristiques mécaniques sont calculées pour reproduire les Vitesses des ondes P des différentes strates et la pression appliquée en paroi de cavité est calculée d'après les caractéristiques réelles de l'explosif utilisé.

Cette simulation a aussi été l'occasion d'effectuer une première étude de sensibilité aux paramètres dynamiques avec le code FLAC3D dont les résultats seront mis à profit pour la simulation du second mécanisme : la chute de blocs.

Ce second mécanisme peut être considéré comme un signe précurseur d'une chute de toit plus conséquente ou comme l'amorce de la remontée de fontis. Nous avons choisi de simuler une chute de bloc récente (événement très énergétique) survenue dans une mine de sel lorraine en novembre 2009. En termes de modélisation, il faut à la fois simuler correctement la chute du bloc, son ou ses rebond(s) et la transmission de l'onde de choc ainsi générée sur le mur de l'exploitation vers les différents capteurs du dispositif de surveillance. L'aspect rebond est très important car il est directement lié au coefficient de restitution des matériaux mis en jeu.

¹ Ces travaux ont été réalisés en collaboration avec A. Lomax (ALSS).

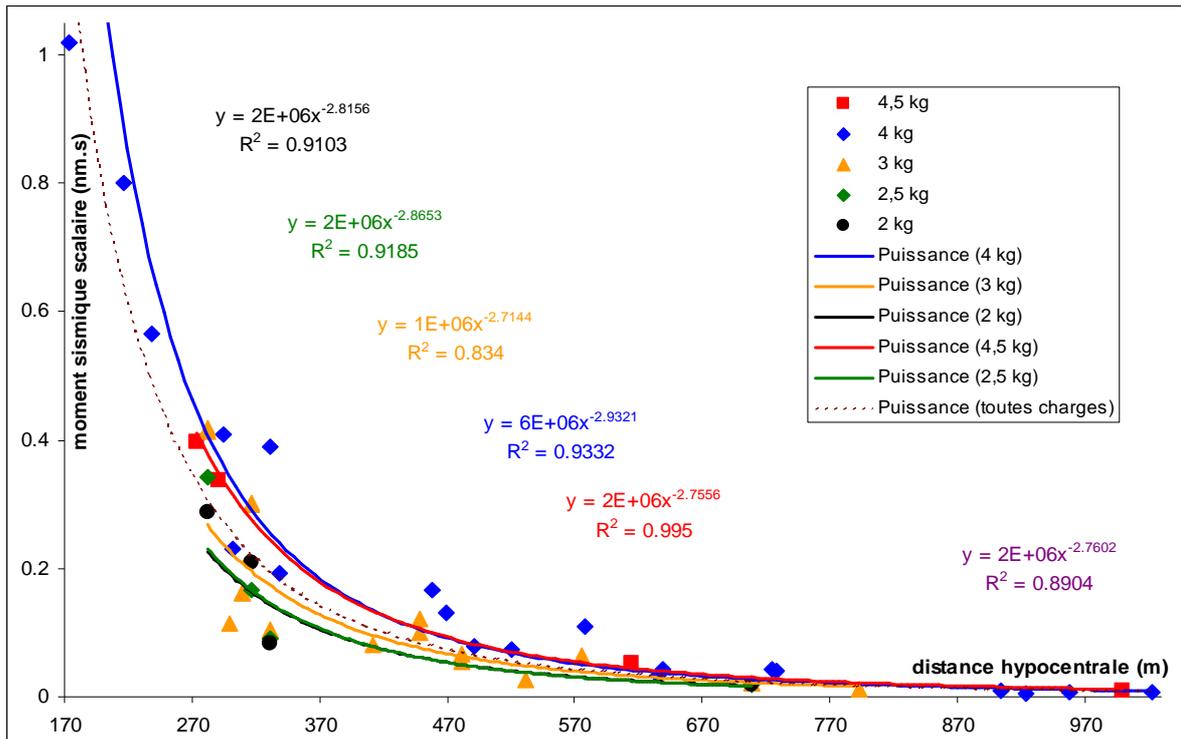
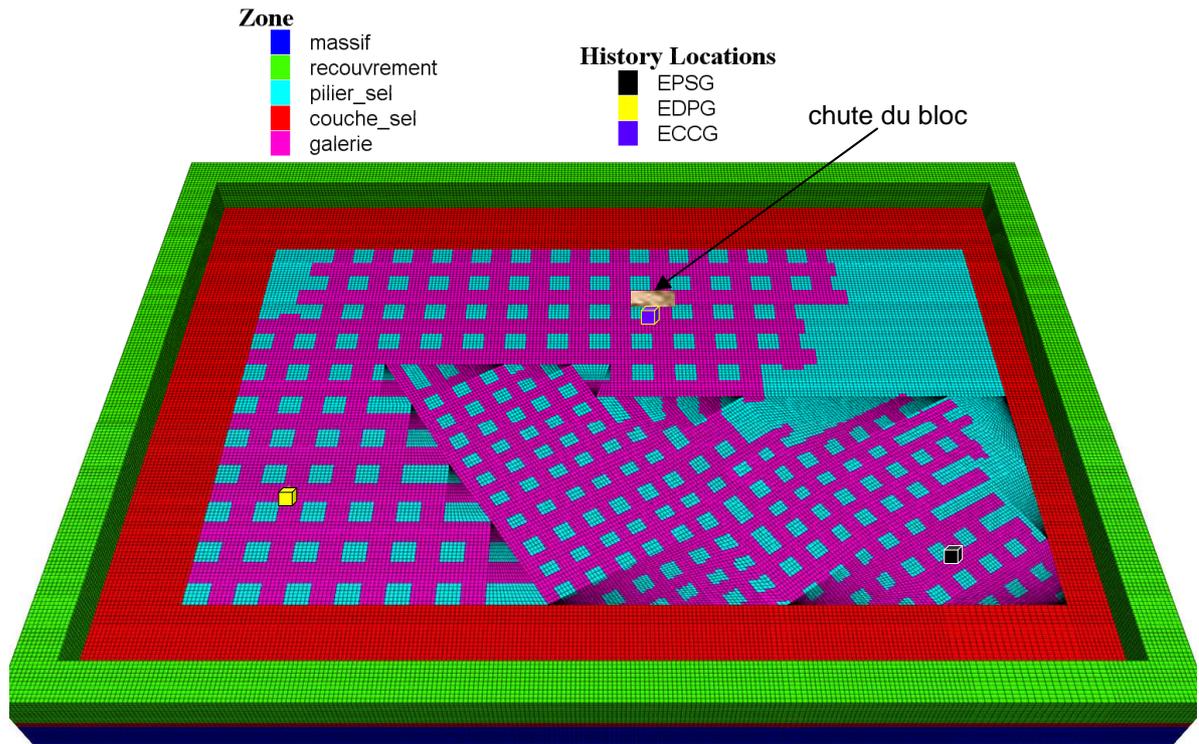


Figure 72 : Variation du moment sismique scalaire en fonction de la distance hypocentrale pour différentes puissances de la charge explosive.

Pour des raisons de taille de mémoire et de temps de calcul, le plus efficace consiste à modéliser la chute de bloc avec 3DEC (code aux éléments distincts) avec un modèle géométrique simple (seulement 9 piliers à proximité du lieu de chute sont modélisés), d'enregistrer les signaux de l'onde de choc émise en différents points du mur de l'exploitation saline et de réintroduire ces signaux dans un modèle FLAC3D à l'échelle du quartier de mine concerné. Dans ce dernier modèle, l'intégralité des piliers et des galeries de la zone couverte par les capteurs a été représentée (en respectant leurs géométries variables). L'analyse a consisté en la comparaison des évolutions de vitesse particulière (numériques et réelles) en différents capteurs en faisant varier différents paramètres clés.

Les résultats principaux sont :

- bonne corrélation du rebond via le calage d'une loi d'amortissement ;
- bonne reproduction des temps d'arrivée des ondes ;
- contenu fréquentiel des signaux comparables aux mesures ;
- nécessité de la prise en compte des vides miniers sur la propagation des signaux ;
- importance de l'aspect 3D du problème ;
- difficulté de reproduire les amplitudes des vitesses particulières à des distances élevées (300 m). Cela est dû à la difficulté de bien reproduire l'atténuation anélastique d'un massif rocheux (l'élément le plus méconnu dans ce type d'étude).



FLAC3D 4.00
©2009 Itasca Consulting Group, Inc.

INERIS DRS RNOS
Ecole des Mines de NANCY

Figure 73 : Maillage Flac3D de la mine de sel d'Einville, positionnement des capteurs et de l'événement modélisé.

Ce travail d'évaluation des capacités d'un code de calcul peut être considéré comme une exploration préalable nécessaire à toute modélisation dynamique. D'ailleurs, de nombreux aspects abordés dans cette étude (conditions aux limites, maillage, amortissement, ...) doivent être réévalués pour chaque nouvelle étude tant leur sensibilité conditionne les résultats en termes de fréquence et d'amplitude de signaux. Concernant les pistes de perspectives et les voies d'amélioration, on peut mettre l'accent sur une meilleure prise en compte de l'atténuation en utilisant des lois d'amortissement plus réalistes (et plus complexes). L'amortissement hystérétique (semblable à l'amortissement réel dans les sols et les roches, dépendant des déformations et pouvant représenter la variation du module de cisaillement) a ce potentiel. Cependant, il est difficile à mettre en œuvre en raison notamment des nombreux essais de laboratoire qu'il nécessite.