



HAL
open science

Etude théorique sur le calcul des mécanismes au foyer dans un réservoir et application à la sismicité de la saline de Vauvert (Gard)

Maxime Godano

► **To cite this version:**

Maxime Godano. Etude théorique sur le calcul des mécanismes au foyer dans un réservoir et application à la sismicité de la saline de Vauvert (Gard). Géophysique [physics.geo-ph]. Université Nice Sophia Antipolis, 2009. Français. NNT: . tel-00410768

HAL Id: tel-00410768

<https://theses.hal.science/tel-00410768>

Submitted on 24 Aug 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences
Ecole Doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

T H E S E

pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences
de l'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité : Sismologie

présentée et soutenue par
Maxime GODANO

**Étude théorique sur le calcul des mécanismes au foyer dans un
réservoir et application à la sismicité de la saline de Vauvert
(Gard)**

Thèse dirigée par **Anne DESCHAMPS** et **Marc REGNIER**
soutenue le 9 juillet 2009

Jury :

Thomas BARDAINNE	Ingénieur de recherche Magnitude	Examineur
Pascal BERNARD	Physicien IPGP	Rapporteur
Isabelle CONTRUCCI	Ingénieur de recherche INERIS	Examineur
François CORNET	Physicien EOST	Rapporteur
Anne DESCHAMPS	Directeur de recherche CNRS	Directrice de thèse
Guust NOLET	Professeur UNS	Examineur
Marc REGNIER	Chargé de recherche IRD	Co-directeur de thèse

Résumé

La surveillance de la sismicité induite par les activités industrielles dans des réservoirs ou des cavités a constamment augmenté durant ces quinze dernières années, à la fois pour des raisons de sécurité et d'amélioration des productions. Cette sismicité causée par différentes opérations d'injection et d'extraction de fluides se caractérise par une gamme de très faibles de magnitudes ($M_w \leq 0$). Elle est enregistrée le plus souvent par des géophones déployés dans des puits, à distance du bruit de la surface libre. Les coûts d'installations limitent cependant le nombre de géophones.

La détermination du mécanisme au foyer de ces séismes induits à partir de la méthode classique utilisant les polarités des ondes P est difficilement réalisable car elle nécessite un nombre important d'observations pour contraindre la solution. C'est pourquoi, nous choisissons de travailler sur les amplitudes des ondes directes P, SV et SH, ce qui permet de réduire le nombre de géophones nécessaires à la détermination d'un mécanisme au foyer. Pour cela, nous développons une méthode d'inversion non linéaire basée sur l'algorithme du recuit simulé permettant de déterminer aussi bien les paramètres du plan de faille (azimut, pendage et angle de glissement) décrivant une source double-couple, que les six composantes indépendantes du tenseur des moments décrivant une source avec une éventuelle composante non double-couple.

L'inversion double-couple est testée sur quatre séismes induits dans le réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts (Alsace). Les mécanismes obtenus sont en accord avec ceux déterminés par Charléty et al. 2007. D'autre part, la décroissance progressive du nombre de stations utilisées dans l'inversion montre que les solutions sont stables jusqu'à trois stations 3-composantes. L'inversion du tenseur des moments est testée quant à elle sur des données synthétiques. Ces tests montrent tout d'abord que la solution est retrouvée jusqu'à un nombre minimal de trois stations 3-composantes. Ensuite, ils montrent que les incertitudes de localisation d'un événement introduisent du non double-couple fictif dans le mécanisme au foyer.

La méthode d'inversion est appliquée à la sismicité de la saline de Vauvert (Gard) enregistrée par un réseau permanent de deux stations 3-composantes. Dans un premier temps, la méthode est testée sur 15 séismes enregistrés durant le déploiement temporaire d'une antenne de quatre capteurs 3-composantes. La comparaison entre l'inversion utilisant les deux stations permanentes et l'antenne temporaires et l'inversion utilisant seulement les deux stations permanentes montre des mécanismes au foyer double-couple identiques pour les séismes localisés entre les deux stations permanentes. Dans un deuxième temps, la méthode est appliquée à un essaim de sismicité enregistré sur une période de 21 mois. Les mécanismes au foyer ont été obtenus pour 532 événements et indiquent pour la majorité une rupture le long de fractures sub-verticales NE-SW (" dip-slip "), interprétée comme de probables ruptures sur les plans stratigraphiques des bancs d'insolubles intercalés dans la formation de sel.

Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier les membres du jury, François Cornet, Pascal Bernard, Guust Nolet et Isabelle Contrucci pour avoir accepté de juger ce travail.

Je tiens à remercier très chaleureusement mes directeurs de thèse Anne Deschamps et Marc Regnier pour leurs précieux conseils, leur grande disponibilité, leur patience et leur investissement dans cette thématique de la sismicité induite qui était pour eux comme pour moi un aspect nouveau de la sismologie.

Je remercie aussi très chaleureusement Thomas Bardainne pour son aide, sa disponibilité, sa patience et pour les discussions scientifiques enrichissantes que nous avons eu durant les 18 mois que j'ai passé à Sainte-Tulle au sein de la Société magnitude. Un grand merci aux initiateurs de cette thèse CIFRE, Christophe Maisons, fondateur de la société Magnitude et Emmanuel Gaucher, responsable de l'équipe R&D. Je remercie également Eric Fortier pour les discussions que nous avons eues à propos de la saline de Vauvert. Je salue aussi tous mes autres collègues, encore présents à Magnitude ou qui se sont depuis envolés vers d'autres horizons, Emmanuel, Guillaume, Jérôme, Vincente, Aurélien, Eric, Emmanuelle, Alice, Olivier, Grégory, Pénélope, Isabelle, Delphine et Diana.

Mes remerciements vont aussi à Louis Dorbath qui m'a permis de travailler sur les données du site de Soultz-sous-Forêts et à Jean Charléty pour les discus-

sions que nous avons eues au sujet de ces données.

Je tiens à saluer chaleureusement mes collègues thésards passés et présents, Samyr, Perrine, Mickaël, Emelyne, Marie-Aude, Cédric, Hervé, Diane, Victor, Thomas, Kevin, Julien, Laëtitia, Michel, Damien, . . . et plus largement Jessica, Pierre, Maurin, Swan, Bastien, Valeria et tous les autres membres du laboratoire Geoazur.

Enfin je ne remercierai jamais assez ma famille et plus particulièrement mes parents pour leurs encouragements et leur soutien tout au long de mes études. A Elodie pour sa patience et son soutien.

Table des matières

1	Introduction	13
2	Sismicité induite et mécanisme au foyer	19
2.1	Sismicité induite	19
2.1.1	Sismicité induite naturelle	20
2.1.2	Sismicité induite d'origine anthropique	21
2.2	Mécanisme au foyer	36
2.2.1	Tenseur général des moments sismiques	37
2.2.2	Tenseur des moments double-couple et paramètres du plan de faille	48
2.2.3	Détermination d'un mécanisme au foyer	52
2.3	Discussion	58
3	Inversion non linéaire des amplitudes	61
3.1	Choix des données à inverser et de la méthode d'inversion	62
3.2	Problème direct : modélisation des amplitudes	64
3.2.1	Déplacement en champ lointain	65
3.2.2	Autres termes d'un sismogrammes	76
3.2.3	Modélisation d'un sismogramme	78

3.2.4	Modélisation d'un sismogramme à partir de six sismogrammes élémentaires et mesure automatique des amplitudes théoriques élémentaires	82
3.3	Problème inverse : généralités et définitions	86
3.3.1	Généralités et définitions	86
3.3.2	Exploration de l'espace des paramètres du modèle : cas général	87
3.3.3	Exploration de l'espace des paramètres d'un mécanisme au foyer.	93
3.3.4	Détermination a posteriori de la magnitude.	101
3.3.5	Validation sur données synthétiques	102
3.4	Calcul des incertitudes	112
3.4.1	Incertitudes des paramètres du plan de faille	114
3.4.2	Incertitudes du tenseur des moments	116
4	Détermination d'un mécanisme au foyer double-couple : tests applicatifs	121
4.1	Introduction	121
4.2	Focal Mechanisms from Sparse Observations by Non-linear Inversion of Amplitudes: Method and Tests on Synthetic and Real Data	123
4.2.1	Abstract	123
4.2.2	Introduction	125
4.2.3	Double-couple versus general moment tensor	128
4.2.4	Method description	131
4.2.5	Application to the Soultz-sous-Forêts HDR data.	148
4.2.6	Influence of sensors number on the results reliability.	156

4.2.7	Conclusion	165
5	Détermination du tenseur général des moments : tests applicatifs	169
5.1	Introduction	169
5.2	Tests synthétiques	170
5.2.1	Test sur le nombre de stations	171
5.2.2	Test sur la quantité de non double-couple.	179
5.2.3	Test sur l'erreur de localisation	180
5.2.4	Discussion-conclusion	182
5.3	Exemples d'applications aux données de Soultz-sous-Forêts	184
6	Étude de la sismicité de la saline de Vauvert (Gard, France)	193
6.1	La saline de Vauvert	193
6.1.1	Géologie et exploitation du site	193
6.1.2	Activité sismique	198
6.2	Analyse préliminaire d'un jeu de données test	206
6.2.1	Introduction	206
6.2.2	Jeu de données	207
6.2.3	Analyse spectrale	212
6.2.4	Mécanismes au foyer	224
6.2.5	Magnitudes	233
6.2.6	Conclusion	235
6.3	Evolution spatio-temporelle de l'essaim de sismicité du doublet de puits PA22-PA23.	238
6.3.1	Activité sismique du doublet PA22-PA23	238
6.3.2	Analyse des formes d'ondes	244

6.3.3	Coefficients de qualité et paramètres des sources	252
6.3.4	Mécanismes au foyer	260
6.3.5	Discussion	286
7	Conclusion	291
	Bibliographie	311
	Annexes	311
A	Formulaire	315
A.1	Composantes cartésiennes d'un tenseur des moments double-couple	315
A.2	Expression cartésienne des différents vecteurs	317
A.3	Coefficients de radiation	319
B	Rotation des simogrammes	321
B.1	Rotation des composantes horizontales	321
B.2	Rotation des trois composantes	322

Chapitre 1

Introduction

L'extraction à l'échelle industrielle des matières premières du sous sol a débuté au 19e siècle avec l'exploitation des grande mines de fer et de charbon (Grande Bretagne, nord de la France). Elle s'est poursuivie au 20e siècle par l'exploitation des réservoirs d'hydrocarbures (pétrole et gaz naturel). A l'heure actuelle, pour des raisons environnementales et de pénurie des énergies fossiles à plus ou moins long terme, mais aussi parce que notre besoin d'énergie est de plus en plus grand, l'accent est mis sur l'exploitation des énergies renouvelables comme l'énergie hydraulique avec la construction de gigantesques barrages (e.g. barrage des trois gorges, Chine) ou l'énergie géothermique avec la production d'eau chaude dans des réservoirs (e.g. Soultz-sous-Forêts en France, Larderello en Italie). On peut également citer d'autres exploitations des ressources naturelles plus marginales qui consistent à lessiver des couches de sel pour en retirer des saumures utilisées par l'industrie chimique. Toutes ces exploitations perturbent les contraintes dans les terrains environnant ce qui se traduit par des affaissements lents et de la sismicité qui peut être ressentie régionalement (e.g. réservoir de gaz de Lacq, France).

La surveillance de la sismicité induite dans les réservoirs par l'activité industrielle a constamment augmenté depuis ces quinze dernières années. Cette sismicité est causée par les différentes opérations d'injection ou d'extraction de fluides. Elle se caractérise par une gamme très faible de magnitudes, généralement inférieures ou proche de 0, et est enregistrée par des géophones placés le plus souvent dans des puits en profondeur, à distance du bruit de la surface libre.

L'écoute microsismique est principalement réalisée au niveau des réservoirs de production d'hydrocarbures et des salines, mais commence aussi à se développer dans le domaine des énergies renouvelables avec l'exploitation des réservoirs géothermiques. Pour des raisons de sécurité, elle est également réalisée dans les sites de stockages stratégiques d'hydrocarbures (réservoirs ou cavités) et est amenée à se développer dans le domaine environnemental avec les projets de séquestration de gaz à effet de serre (CO_2) dans des roches réservoir afin de prévenir tout risque de fuites.

La sismique active présente un grand potentiel dans l'imagerie fine des structures d'un réservoir. En revanche elle ne fournit qu'une image à un instant t et ne permet pas d'identifier les zones de fractures actives ni de résoudre leur dynamique. Ces aspects sont résolus par l'étude de la sismicité naturelle et induite qui permet par exemple d'imager l'orientation, les dimensions, la complexité et l'évolution spatio-temporelle des fractures créées ou réactivées par des injections hydrauliques. La sismicité est également utilisée dans la surveillance des déformations du massif rocheux susceptibles de causer des ruptures au niveau des puits d'injection ou d'extraction. La sismicité est donc un outil complémentaire à la gestion d'un réservoir.

Principalement pour des raisons budgétaires, les réseaux sont le plus souvent constitués de quelques capteurs, généralement des 3-composantes, seuls ou en

antenne, déployés dans un ou deux puits.

Actuellement, les résultats d'une écoute de sismicité induite se limite la plupart du temps à une carte de localisation des séismes afin d'identifier les failles actives et à une étude de l'évolution spatio-temporelle de ces séismes. Une exploitation plus poussée des données sismologiques conduisant par exemple à la détermination des mécanismes au foyer et des paramètres de sources serait pourtant susceptible de fournir des informations supplémentaires sur la dynamique du réservoir.

En 2005, la société Magnitude spécialisée dans l'écoute microsismique de réservoirs industriels, a souhaité accroître la valeur ajoutée de ses écoutes en travaillant sur des attributs autres que la localisation. Il y a eu une volonté commune entre cette société et le laboratoire Géosciences Azur de travailler plus particulièrement sur la détermination du mécanisme au foyer. L'analyse du mécanisme au foyer se révèle en effet cruciale pour la compréhension des processus de fracturation (cisaillement et/ou ouverture). Dans les réservoirs où l'exploitation industrielle met en jeu des fluides sous pression, l'étude des mécanismes au foyer des événements sismiques permet de révéler une possible composante d'ouverture des fractures (mécanisme au foyer non double-couple) qui peut traduire un degrés de perméabilité élevé. D'autre part, la détermination des solutions focales permet de remonter au tenseur des contraintes et donc aux paramètres géomécaniques du réservoir.

Cependant, si la détermination d'un mécanisme au foyer est une opération très répandue pour l'étude des séismes tectoniques, il n'en est pas de même pour les séismes induits dans un réservoir. Le principal facteur limitant la détermination du mécanisme est le nombre de stations utilisées. En effet en sismologie classique, les enregistrements d'un séisme, que ce soit à l'échelle locale, régionale

ou télésismique, sont nombreux grâce à des réseaux de surveillance denses. Dans ce cas, la détermination d'un mécanisme au foyer par la méthode classique d'inversion des polarités des ondes P qui nécessite un nombre important de données, est généralement applicable. En revanche, en contexte industriel, où le nombre de géophones est dans la plupart des cas limité, cette méthode d'inversion n'est pas applicable. Ceci demande donc l'utilisation de méthodes plus élaborées utilisant la forme d'onde qui permet de contraindre la solution focale à partir d'un nombre limité d'observations.

Le premier objectif de cette thèse est donc de répondre à la problématique de la détermination d'un mécanisme au foyer avec peu de stations. Pour cela, nous choisissons d'implémenter une méthode d'inversion des amplitudes des ondes directes P, SV et SH, ce qui est une utilisation minimale de la forme d'onde mais qui cependant permet de calculer un mécanisme au foyer à partir d'un nombre de données réduit. De manière générale, nous avons souhaité développer une méthode d'inversion applicable aussi bien en contexte de réservoir qu'à d'autres contextes comme les mines où la surveillance de la sismicité induite est très développée ou bien encore à un contexte de sismicité naturelle locale. C'est pourquoi, afin de tenir compte de la diversité des processus de rupture présents dans ces différents contextes, notre méthode est développée de façon à pouvoir calculer un mécanisme au foyer décrivant aussi bien une rupture sismique en pur cisaillement (modèle double-couple) qu'une rupture avec une composante d'ouverture (non double-couple).

Le deuxième objectif est l'étude de l'influence du nombre de stations et de la forme du réseau sur la détermination d'un mécanisme double-couple et non double-couple, ainsi que l'influence d'autres paramètres comme le bruit dans

les données, la localisation de l'évènement, ou bien encore la proportion de non double-couple.

Le troisième objectif de ce travail est l'application de la méthode à un jeu de données de microsismicité traité par la société magnitude (Vauvert, site de production de sel par dissolution) en vue d'identifier les structures actives et d'étudier l'évolution spatio-temporelle de la sismicité et des mécanismes au foyer associés dans le but de mieux comprendre les processus de rupture dans le réservoir.

Le premier chapitre de ce manuscrit présente les différents phénomènes responsables de la sismicité induite. Ensuite, les différentes formulations mathématiques permettant de décrire la rupture sismique sur un plan de faille sont abordées. Enfin, dans la dernière partie de ce chapitre, les différentes méthodes de détermination d'un mécanisme au foyer sont passées en revue.

Dans le second chapitre nous présentons en détail la méthode de détermination d'un mécanisme au foyer que nous avons choisi de développer. Nous aborderons dans un premier temps le problème direct consistant à modéliser des amplitudes, puis le processus d'inversion dans un second temps. Enfin dans une troisième partie nous décrirons le calcul de l'incertitude associée à la détermination d'un mécanisme au foyer.

Le troisième chapitre présente les tests de détermination d'un mécanisme au foyer double-couple sur des données réelles du réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts. L'influence du nombre de capteurs utilisé dans l'inversion sur la solution est également étudiée.

Le quatrième chapitre présente des tests de validations sur données synthétiques et réelles (Soultz) de la détermination de la composante non double-couple

d'un mécanisme au foyer.

Enfin, le cinquième chapitre est une étude détaillée des paramètres de source et des mécanismes au foyer double-couple d'un essaim de micro-séismes induit par l'exploitation de la saline de Vauvert.

Chapitre 2

Sismicité induite et mécanisme au foyer

2.1 Sismicité induite

Le terme sismicité induite fait référence à toute activité sismique générée par des processus physiques (chargement des contraintes et déclenchement de rupture) non exclusivement tectoniques. Ainsi, on peut distinguer deux catégories de séismes induits. Tout d'abord, les séismes pleinement induits car liés à un chargement et à un déclenchement non tectonique. Ce qui veut dire que la probabilité d'occurrence de ces séismes serait nulle sans l'intervention d'un phénomène non tectonique. On distingue ensuite, les séismes liés à un chargement tectonique et déclenchés par un phénomène non tectonique. En d'autres termes, un processus non tectonique peut accélérer le délai d'occurrence d'évènements qui, quoi qu'il arrive, auraient eu lieu.

Les processus non tectoniques à l'origine de la sismicité induite peuvent être naturels (volcans, marées) ou anthropiques (explosions nucléaires, activités in-

dustrielles).

2.1.1 Sismicité induite naturelle

La sismicité induite naturelle regroupe principalement la sismicité liée aux volcans et aux zones géothermales. Même si ces objets géologiques sont une conséquence de la tectonique terrestre, la sismicité qui s'y produit n'est pas d'origine tectonique mais est reliée à des processus physiques propres à ces objets. Les séismes induits par le volcanisme peuvent être classés en deux grandes familles (Sherburn et al., 1998). Tout d'abord, les «séismes volcano-tectoniques» qui se produisent sur des failles en réponse à des variations de contraintes causées indirectement par les circulations de magmas et de fluides hydrothermaux. Citons par exemples les séismes accompagnant une éruption volcanique. Le mécanisme à la source de ces évènements peut révéler une part de non double-couple significative, ce qui indique une rupture du plan de faille combinant à la fois du cisaillement et de l'ouverture (Miller et al., 1998). L'autre grande famille est celle des «séismes volcaniques», subdivisée en fonction de l'apparence et des caractéristiques des formes d'ondes (longues périodes, trémors). Ces évènements sont directement générés par des circulations de magmas ou de bulles de gaz dans les conduits des édifices volcaniques. Le mécanisme à la source de ces évènements est complexe et est le plus souvent modélisé par un tenseur des moments couplé à une simple force (single force) (Chouet, 2003).

Il existe également des séismes déclenchés par les marées luni-solaires. En effet un petit accroissement de contrainte causé par la traction de la lune et du soleil sur la croûte terrestre, peut déclencher un séisme quand l'état de contrainte au foyer est à un état critique (e.g. Heaton, 1982; Tsuruoka et al., 1995).

Pour finir avec les séismes induits naturellement, citons les glissements de terrains qui sont une source d'ondes sismiques et dont le mécanisme est décrit par une simple force parallèle au glissement.

2.1.2 Sismicité induite d'origine anthropique

Nous allons nous intéresser en détail à trois grandes familles de sismicités induites par l'activité humaine. Elles ont une implication très importante en terme d'outils d'aide à l'exploitation mais aussi en terme de risque. Il s'agit de la sismicité induite par injection de liquides, la sismicité induite par extraction de fluides et la sismicité induite par extraction de matière solide.

2.1.2.1 Sismicité induite par injection de liquides

La première observation d'activité sismique induite par injection d'eau remonte aux années 1960 dans le Colorado où des séismes de magnitudes ($M_L \leq 5.1$) ont été enregistrés après injection en profondeur d'importants volumes d'eaux usées (Healy et al., 1968). Aujourd'hui, les injections de liquides sont utilisées dans différents contextes industriels et s'accompagnent dans la plupart des cas d'une activité sismique. Dans les réservoirs de pétroles, l'injection de liquides vise à balayer les hydrocarbures vers les puits d'extraction, compenser la baisse de pression liée à l'extraction ou fracturer le réservoir pour en augmenter la perméabilité. Dans l'industrie chimique, les injections d'eau sont utilisées pour la production de saumures par dissolution de couches de sels en profondeur. Enfin, l'injection de liquides est également très utilisée dans le cadre des projets d'exploitation de réservoirs géothermiques afin de produire de la chaleur (Hot

Dry Rock réservoirs). De l'eau froide est injectée en profondeur dans un puits, se réchauffe puis est récupérée dans un autre puits.

A cause de leur magnitudes généralement négatives ou proches de zéro, les séismes induits par injection de liquides ne peuvent pas être enregistrés par des réseaux de surfaces. De plus, les zones dans lesquelles sont effectuées les opérations d'injections sont très bruitées à cause notamment du bruit des pompes d'injection. C'est pourquoi, l'activité sismique est enregistrée par des capteurs installés dans des puits afin de s'affranchir du bruit de surface. Cependant, ces installations ont un coût et c'est pourquoi le nombre de capteurs déployés sur un site d'exploitation est réduit. D'autre part la position des capteurs dépend de la position des puits existants sur le site. C'est pourquoi la configuration du réseau n'est pas toujours optimale.

De très nombreuses études se sont déjà penchées sur la relation entre l'injection de liquides et la sismicité observée (e.g. Fehler, 1989; Cornet et al., 1997; Talebi et al., 1998; Phillips et al., 1998; Fischer et al., 2008). La figure 2.1 montre une corrélation entre le débit d'eau injectée, la pression d'injection et le nombre d'évènements enregistrés lors d'une opération d'injection dans une roche sédimentaire (fracturation hydraulique pour l'activité pétrolière, Est du Texas) (House and Flores, 2002). En réalité, Cornet and Jianmin (1995) montrent que la sismicité ne reflète pas directement le débit d'injection, mais seulement la pression de liquide dans les pores de la roche.

On distingue deux mécanismes de rupture liés à l'injection de liquides. Tout d'abord la rupture en cisaillement (shear crack) qui se traduit par un glissement le long d'une faille. Ce glissement est déclenché par la diminution de la contrainte effective normale aux parois d'une fracture qui s'oppose à la contrainte cisailante. Cette diminution est causée par l'augmentation de la pression des pores résultant

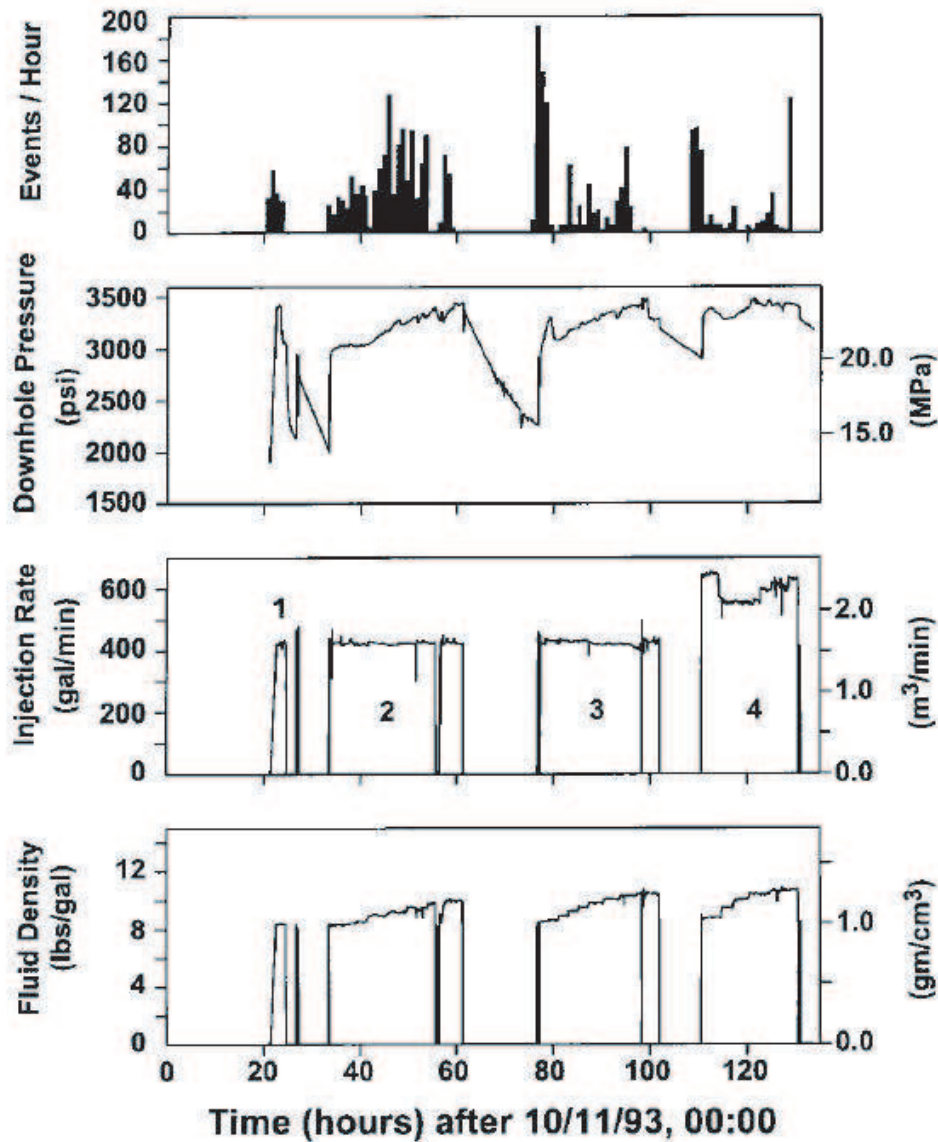


FIGURE 2.1: *Évolution temporelle des injections et de la sismicité dans un réservoir de pétrole (Est du Texas, USA). De haut en bas : taux de sismicité, pression du puits injecteur, débit d'injection et densité des fluides injectés. L'opération d'injection a été réalisée en quatre cycles distincts indiqués sur le diagramme de débit d'injection.* (House and Flores, 2002).

tant de l'injection de liquide dans la roche. Il s'agit dans ce cas d'une sismicité déclenchée et non purement induite. Les conditions de la rupture en cisaillement sont illustrées par le cercle de Mohr qui montre la relation entre la contrainte cisailante τ et la contrainte normale σ à un plan de faille. Les valeurs de (σ, τ) pour différentes orientations du plan, sont sur un cercle de diamètre $\sigma_1 - \sigma_3$ et de centre $(\sigma_1 + \sigma_3)/2$ où σ_1 et σ_3 sont respectivement la contrainte principale maximale et la contrainte principale minimale. La rupture se produit lorsque le cercle touche "l'enveloppe de la rupture". La figure 2.2-a illustre la rupture en cisaillement causée par un chargement tectonique classique. Dans ce cas, la contrainte σ_1 et le cisaillement τ augmentent progressivement jusqu'à la rupture. La figure 2.2-b illustre quant à elle la rupture en cisaillement causée par une surpression de fluide. Dans ce cas, la contrainte normale au plan de faille est réduite jusqu'à atteindre le seuil de rupture, ce qui se traduit sur le graphe de Mohr par le déplacement du cercle vers la gauche.

L'autre mode de rupture est la rupture en traction (tensile crack) qui crée et propage des fractures dans une roche saine (sans fractures préexistantes). Cette rupture se faisant en ouverture et non pas par un glissement le long d'une faille, le mécanisme au foyer associé n'est pas un double-couple mais trois dipôles orthogonaux équivalents à une source isotrope plus un CLVD (Julian et al., 1998). L'injection d'un liquide de pression p dans les pores de la roche a pour effet de diminuer les contraintes principales effectives de cette même valeur p . La rupture en traction a lieu si la pression du liquide est suffisamment élevée pour s'opposer aux contraintes principales effectives. Un autre pré-requis à la rupture en traction est une différence faible entre les contraintes principales σ_1 et σ_3 . En effet si la différence entre ces contraintes est importante, la rupture se fait en cisaillement. Ces conditions sont illustrées par la représentation du cercle de Mohr (figure 2.3).

La pression du liquide dans les pores déplace le cercle de Mohr vers la gauche (abaissement des contraintes effectives). La rupture en traction a lieu si le cercle de Mohr tangente l'enveloppe de la rupture dans sa partie en traction ($\sigma_3 < 0$). Les magnitudes de ces ruptures en traction sont le plus souvent négatives.

Plusieurs études portant sur la détermination du mécanisme au foyer de séismes induits par injection de fluides dans la roche ont mis en évidence dans le tenseur des moments une faible proportion de non double-couple par rapport au double-couple. Ainsi, Jost et al. (1998) et Dahm et al. (1999) ont trouvé une part de non double-couple autour de 10-15% pour des micro-séismes induits respectivement dans du sel et dans du granite. Nolen-Hoeksema and Ruff (2001) ont étudié sept évènements induits dans des grès par de l'hydrofracturation. Ils ont mis en évidence que les tenseurs des moments de ces évènements sont dominés par du double-couple. Cuenot et al. (2006) ont déterminés les tenseurs des moments de nombreux micro-séismes induits dans le réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). Ils ont conclu que le double-couple était dominant même si la part de non double-couple était un peu plus importante pour les sources situées près du puits injecteur. Vavričuk et al. (2008) ont calculé les tenseurs des moments de 37 évènements induits dans le réservoir géothermique de KTB (Allemagne). En tenant compte de l'anisotropie de vitesse des ondes S dans leurs inversions, ils ont trouvé une faible proportion de non double-couple et ont conclu que la rupture en cisaillement était le mécanisme prédominant de la micro-sismicité de ce réservoir.

D'autre part, Bohnhoff et al. (2004) indiquent que la pression d'injection du fluide est généralement insuffisante pour générer de nouvelles fractures en traction caractérisées par un mécanisme au foyer à forte proportion de non double-couple. Cependant les mécanismes obtenus montrent une part, certes faible, mais non né-

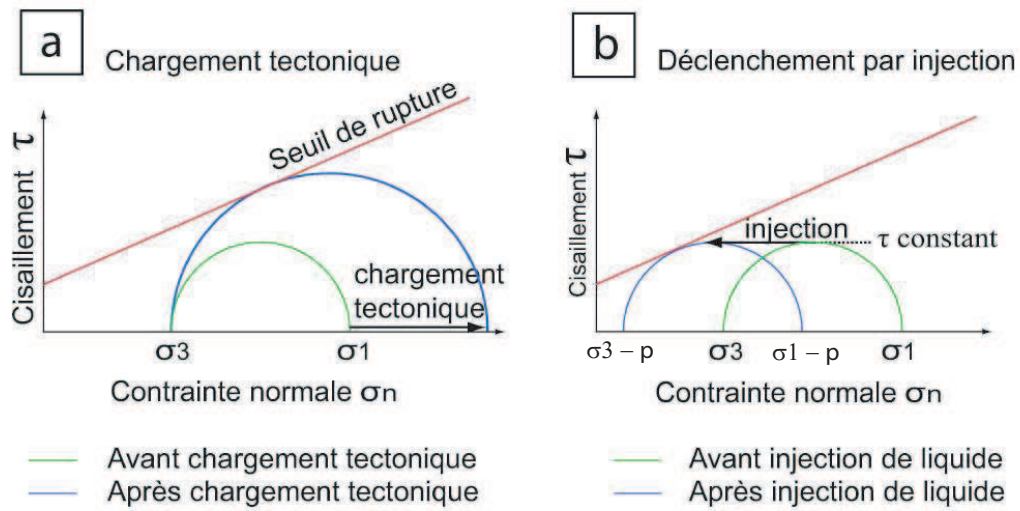


FIGURE 2.2: Comparaison des cercles de Mohr entre une charge tectonique normale et une surpression de fluide p . (a) chargement tectonique simplifié : la contrainte principale augmente et la contrainte minimale est constante, le cisaillement augmente jusqu'à la rupture. (b) Injection de liquide : le cisaillement reste constant mais la contrainte effective normale sur le plan de faille est abaissée jusqu'à la rupture. (D'après Bardainne, 2005).

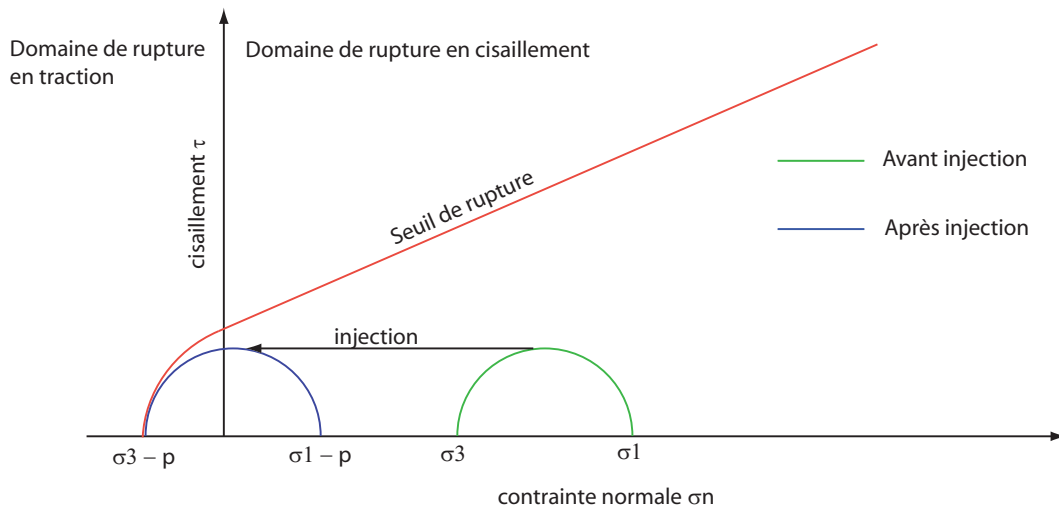


FIGURE 2.3: Cercle de Mohr illustrant les conditions de rupture en traction. La différence entre les contraintes principales est faible (contrainte cisailante faible). La surpression de liquide p abaisse les contraintes principales jusqu'à la rupture dans la zone en traction.

gligeable de non double-couple. Ainsi le mécanisme de la rupture le plus probable doit être une combinaison de fractures en traction et de fractures en cisaillement (Julian et al., 1998; Rutledge et al., 2004). En effet, en considérant l'intersection entre deux fractures, on peut envisager deux cas de figures (figure 2.4). Si l'état de contrainte est favorable à une rupture en traction sur la fracture 1, l'ouverture sur cette dernière se fait dans la direction normale aux épontes, et est transférée en cisaillement sur la fracture 2. Dans ce cas, le mécanisme au foyer du séisme a une proportion dominante de non double-couple. En revanche, si l'état de contrainte est favorable à une rupture en cisaillement sur la fracture 1, alors le mouvement cisailant de la fracture 1 est transféré sur la fracture 2 en mouvement d'ouverture de direction parallèle au cisaillement. Dans ce cas, la part de double-couple sera dominante dans le mécanisme au foyer.

Pour finir, notons que l'étude de la microsismicité liée à l'injection de liquides reste le meilleur outil de contrôle de l'extension des couloirs de fracturation et donc des zones de perméabilités.

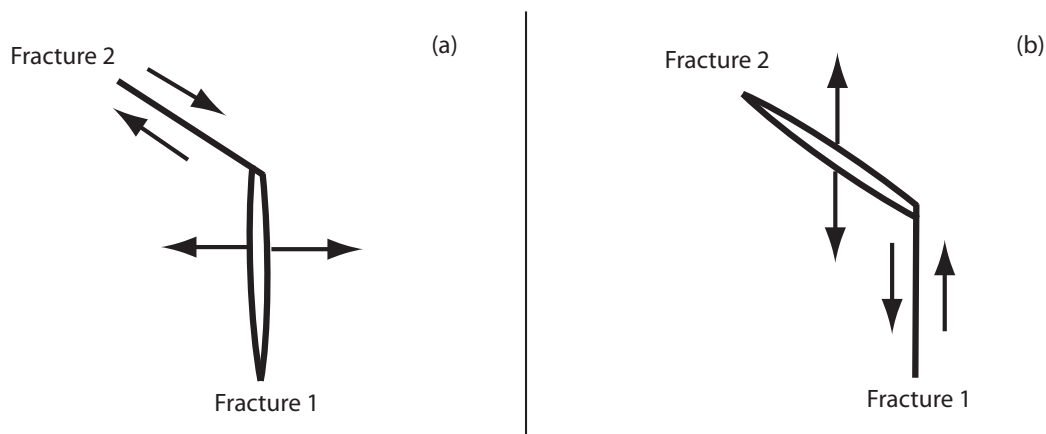


FIGURE 2.4: *Illustration de la rupture liée à la combinaison d'une fracture en cisaillement et en traction. (a) Rupture en traction sur la fracture 1 entraînant du cisaillement sur la fracture 2. (b) Rupture en cisaillement sur la fracture 1 entraînant une ouverture de la fracture 2 dans la direction du cisaillement.*

2.1.2.2 Sismicité induite par extraction de fluide

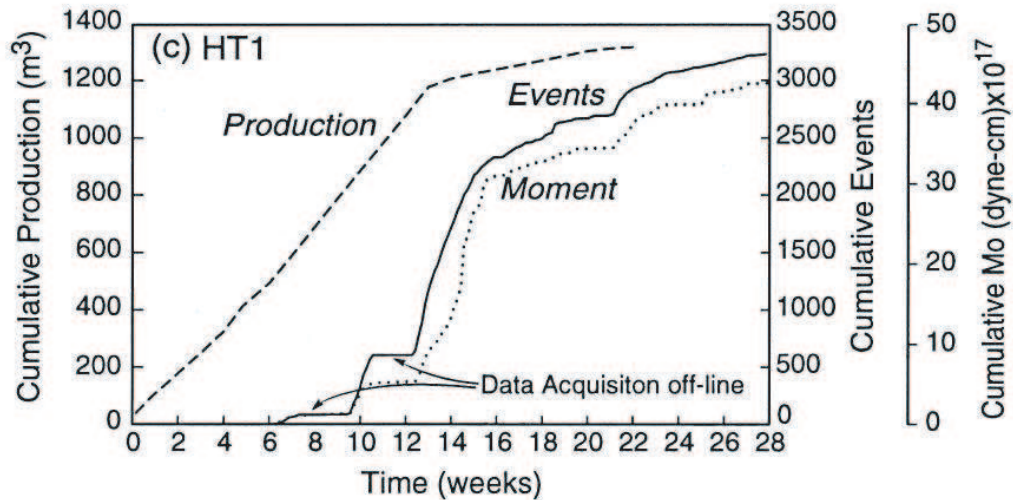


FIGURE 2.5: *Production de pétrole, nombre d'évènements détectés et moment sismique cumulé pour le puits de production HT1 (Clinton County, Kentucky, USA). (Rutledge et al., 1998)*

Nous venons de voir que l'injection de fluides favorise la rupture sur un plan de faille en augmentant la pression dans les pores de la roche, diminuant ainsi la contrainte normale effective. A l'inverse, on peut s'attendre à ce que l'extraction de fluides diminue la pression des pores et augmente la contrainte normale effective sur le plan de faille, inhibant ainsi la rupture. Cependant, depuis les débuts de l'exploitation massive des hydrocarbures, de nombreux cas de sismicité induite ont été observés et étudiés. Citons par exemple le champ de production de gaz de Lacq (sud ouest de la France) (Grasso and Wittlinger, 1990; Bardainne et al., 2008) ou le champ de production de pétrole d'Ekofisk (Mer du Nord) (Zoback and Zinke, 2002). L'extraction de pétrole ou de gaz met en jeu des phénomènes mécaniques complexes conduisant à la rupture sismique. Comme pour l'injection de liquide, les séismes induits par extraction de fluides sont généralement enregistrés par des capteurs installés dans des puits.

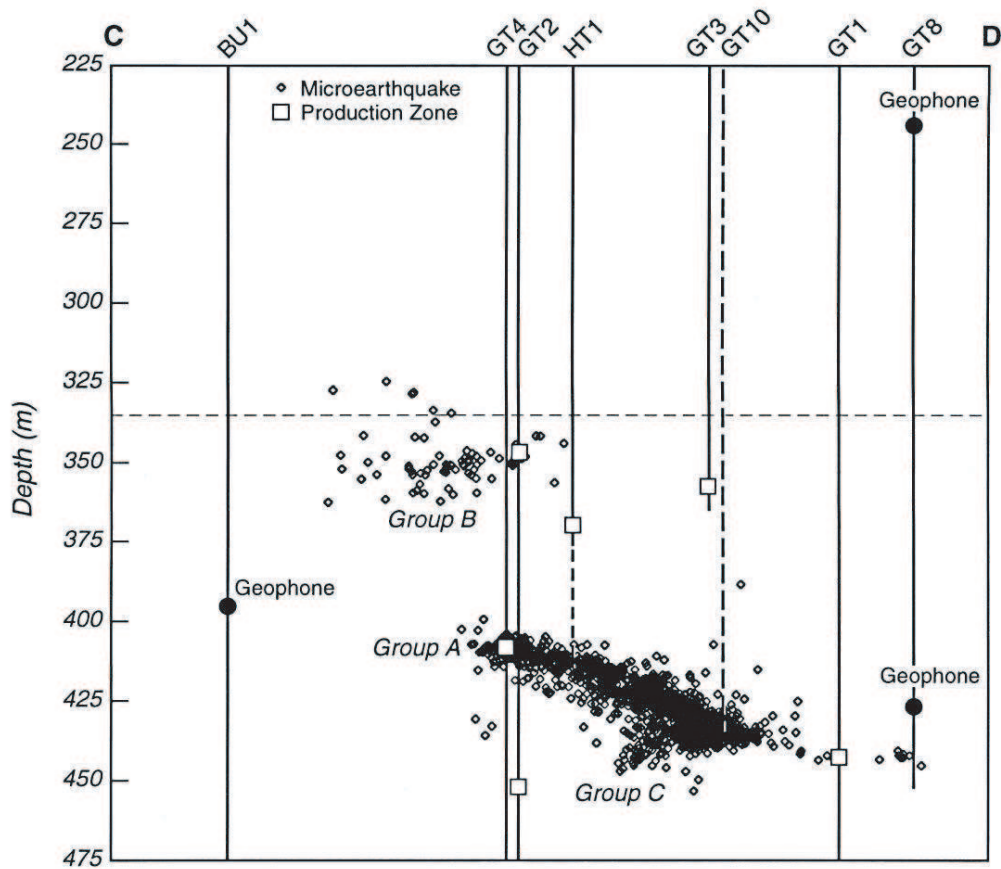


FIGURE 2.6: Coupe de la sismicité induite par la production du puits HT1 (Clinton County, Kentucky). (Rutledge et al., 1998)

Le réservoir de Clinton County (Kentucky, USA) est un exemple intéressant de site de production d'hydrocarbure induisant de la sismicité (Rutledge et al., 1998). La figure 2.5 montre l'évolution conjointe de la production de pétrole et de la sismicité dans ce réservoir sur une période de 28 semaines d'exploitation. On voit que des variations dans la production de pétrole se répercutent sur l'occurrence des événements sismiques dans un délai de deux à trois semaines. Par exemple, la baisse de production semaine 12 est suivie d'une baisse de la sismicité semaine 15. La figure 2.6 montre une coupe de la sismicité enregistrée durant les 28 semaines de production du puits HT1. La sismicité se répartit selon trois plans distincts situés au-dessus et en dessous de la zone drainée par le puits de

production HT1. Ces trois plans de sismicité correspondent en fait à d'anciennes zones de production, envahies par des infiltrations de saumure. Les mécanismes aux foyers calculés indiquent des ruptures en faille inverse. Les auteurs émettent l'hypothèse que la zone drainée par le puits HT1 est une zone de fractures similaire aux zones adjacentes sismiquement actives. La raison pour laquelle la zone drainée par HT1 est asismique s'explique par la diminution de la pression des fluides dans les pores due au drainage, ce qui a pour effet d'augmenter la contrainte normale effective sur les plans de failles, bloquant ainsi la rupture. D'autre part, les auteurs proposent que la présence de saumure au niveau des structures actives favorise la rupture sismique. En effet la masse volumique de la saumure étant plus élevée que celle du pétrole, la pression exercée dans les pores est plus importante ce qui peut favoriser des glissements sur les plans de fractures lors de transferts de contraintes liés à la production.

Ces observations sont en accord avec le modèle de déformation poro-élastique de Segall (1989) et Segall and Fitzgerald (1998). Un réservoir est une zone poreuse et perméable. Il est constitué d'une fraction solide V_s et d'une fraction poreuse V_p contenant le fluide. Notons σ la contrainte verticale de la colonne de roche au-dessus du réservoir. Selon l'hypothèse de Biot, la contrainte effective s'appliquant sur le réservoir est quant à elle notée σ' et est donnée par $\sigma' = \sigma - \alpha p$ où α est le coefficient de Biot et p la pression du fluide dans le réservoir. L'extraction du fluide entraîne une diminution de la pression p dans le réservoir, ce qui a pour effet d'augmenter la contrainte effective σ' . Cette augmentation induit une contraction du réservoir par la diminution du volume poreux V_p . Le réservoir étant couplé à la roche environnante, sa contraction verticale génère une subsidence en surface qui peut aller de quelques millimètres à plusieurs mètres. La contraction horizontale quant à elle a tendance à «tirer» la roche environnante

vers le centre du réservoir engendrant ainsi un régime compressif (failles inverses) en dessus et au dessous du réservoir et un régime extensif (failles normales) sur les bordures. Les perturbations du champ de contrainte liées à l'exploitation sont représentées dans la (figure 2.7).

D'autres modèles de déformation ont été proposés pour expliquer la subsi-

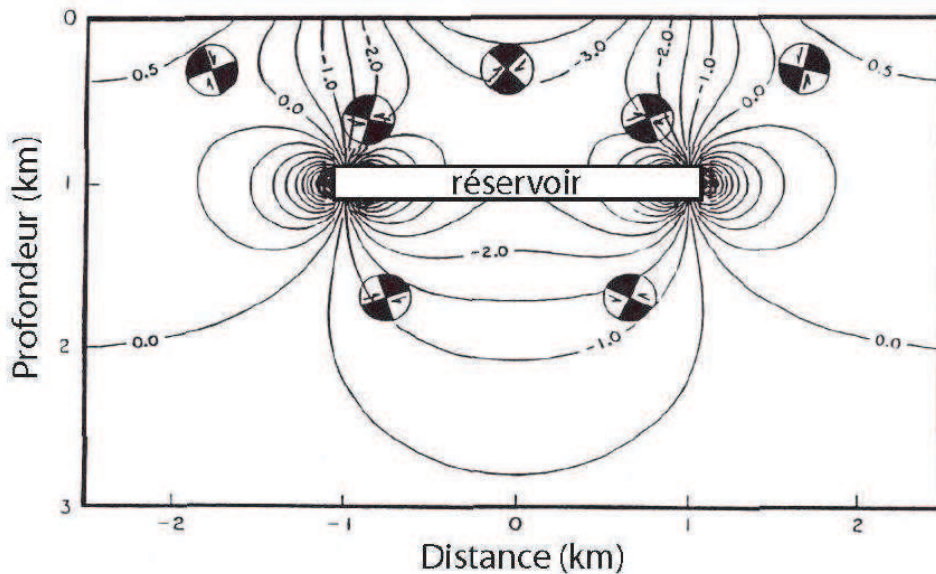


FIGURE 2.7: *Calcul de la variation de la contrainte horizontale selon le modèle poroélastique de Segall; le système est compressif au dessus et en dessous du réservoir et extensif sur les flancs. (D'après Segall, 1989)*

dence et la sismicité induites par l'exploitation d'hydrocarbures. Ainsi, à partir de modélisations analogiques, Odonne et al. (1999) proposent que la déformation au dessus du réservoir soit accommodée par des failles inverses plongeant vers l'extérieur du réservoir, contrairement au modèle de Segall dans lequel ces mêmes failles plongent vers l'intérieur (figure 2.8). Bardainne et al. (2008) montrent que la sismicité enregistrée de 1974 à 1997 à Lacq se localise au niveau de failles préexistantes situées au dessus du centre du réservoir et pentées vers l'extérieur de celui-ci, ce qui est en accord avec le modèle d'Odonne. Les auteurs concluent

que l'orientation de ces failles est adaptée pour accommoder les contraintes poro-élastiques causées par la contraction du réservoir.

Il apparaît donc que la déformation et la sismicité générées par l'extraction de fluides ne sont pas seulement contrôlées par le transfert des contraintes poro-élastiques du réservoir vers la roche environnante, mais dépendent aussi de la géométrie des failles préexistantes (héritage tectonique).

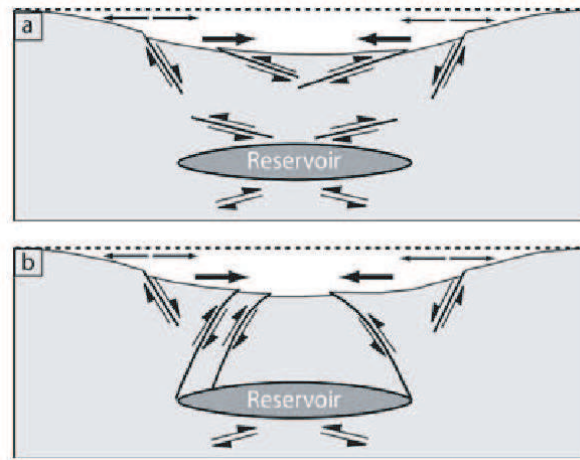


FIGURE 2.8: Modèles de déformation de Segall (1989) et Odonne et al. (1999). (a) Le modèle de Segall montre des failles normales sur les bords du réservoir et des failles inverses au dessus plongeant vers l'intérieur du champ d'exploitation. (b) Le modèle d'Odonne montre aussi des failles normales sur les bords du réservoir et des failles inverses au dessus plongeant vers l'extérieur du champ. Les 2 modèles montrent une déformation en extension sur les bords et en compression dans la partie centrale (flèches). (Bardainne et al., 2008)

2.1.2.3 Sismicité induite par extraction de matière solide

Dans les exploitations minières, l'extraction lente d'un grand volume de roche génère une perturbation du champ de contraintes autour de la cavité créée. Le rééquilibrage s'accompagne d'évènements sismiques qui peuvent être classés dans deux grandes familles. Tout d'abord les séismes de faible magnitude $M_l < 2$ (fa-

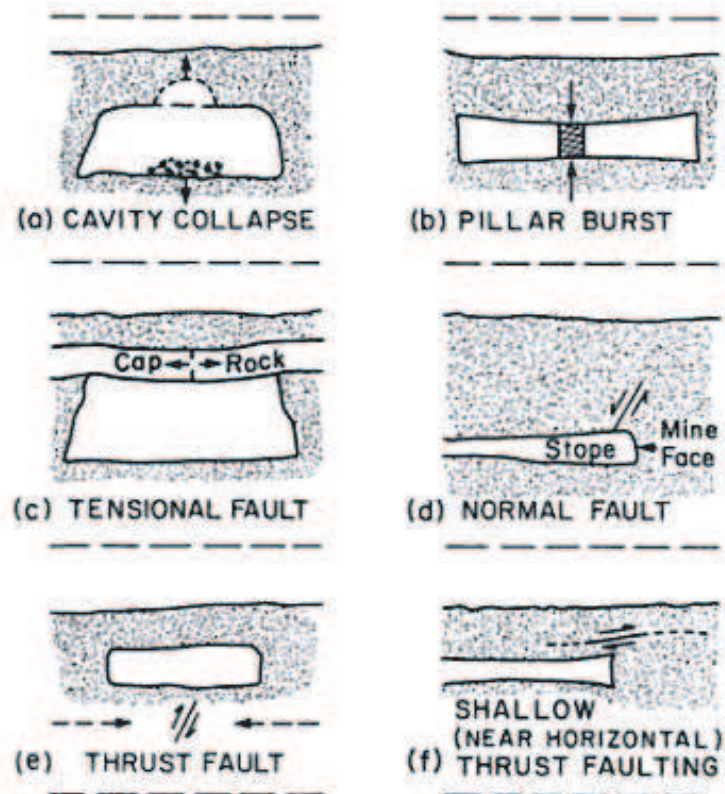


FIGURE 2.9: *Diagrammes schématiques des six modèles d'évènements sismiques induits dans les mines. Les flèches indiquent le déplacement associé au séisme. La description en détail de chaque événement est donnée dans le texte. (Hasegawa et al., 1989)*

mille 1) liés à des effondrements de faibles volumes se produisant à proximité des cavités. Cette sismicité se caractérise par un choc principal suivi de micro-séismes de réajustement. L'autre grande famille (famille 2) est celle des événements plus tardifs provenant de réajustements à grande échelle sur des failles. Dans ce processus, des failles pouvant être situées à plusieurs kilomètres de l'exploitation sont mises en jeu pour accommoder la perturbation du champ de contrainte. Ces failles étant de dimension plus importante que celles générant la sismicité de la première famille, les magnitudes sont plus élevées ($M \leq 5$).

Hasegawa et al. (1989) propose six modèles de mécanismes à la source expliquant la sismicité observée dans les mines. Les trois premiers sont à relier aux séismes miniers d'effondrements (famille 1). Les autres correspondent aux séismes de réajustement sur des failles (famille 2).

Les effondrements de cavités (figure 2.9-a) correspondent soit à des chutes de blocs rendus instables par l'activité minière (rockfall) soit à l'effondrement partiel ou complet du toit de la cavité (rockburst). Un effondrement de cavité consiste en deux phases distinctes (Silený and Milev, 2008), chacune de ces étapes générant des séismes dont le mécanisme à la source est modélisé par une simple force. La première phase est le détachement de la masse rocheuse du plafond, avec la simple force dirigée vers le haut. La deuxième phase est la chute de la masse rocheuse sur le sol de la cavité, avec la simple force (de magnitude plus importante que la précédente) dirigée vers le bas,.

Les «pillar burst» (figure 2.9-b) sont dus à des forces verticales convergentes agissant sur les piliers rocheux soutenant les cavités. Ces processus sont modélisés par un dipôle vertical.

Le troisième type de rupture se produisant en environnement minier, est la rupture du cap-rock (figure 2.9-c). Celle-ci se produit généralement au centre

d'une large cavité, là où la subsidence du plafond est la plus importante. A l'opposé du "pillar burst", les forces mises en jeu dans la rupture du cap-rock sont horizontales et de direction opposées. Ce processus est donc modélisé par un dipôle horizontal.

Des failles peuvent se développer au niveau des fronts de taille des galeries (figure 2.9-d). Ce sont généralement des failles normales qui se développent dans de la roche intacte.

Dans le cas où la contrainte principale maximale est horizontale, des failles peuvent jouer au dessous (et parfois au dessus) d'une cavité (figure 2.9-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 2.9-f). Elles correspondent en fait à des glissements de couches horizontales les unes sur les autres en réponse à la subsidence du plafond de la cavité.

D'une manière générale, dans le cas de séismes générés par des réajustements de failles, les mécanismes au foyer correspondant révèlent une part de non double-couple non négligeable. Il peut s'agir d'une situation similaire aux combinaisons de failles en traction et en cisaillement (2.1.2.1) avec un tunnel ou une cavité, jouant le rôle de la faille en traction (Julian et al., 1998).

2.1.2.4 Autres cas de sismicités induites par l'homme

Parmi les autres cas de sismicités induites par l'homme, citons tout d'abord la sismicité liée au remplissage de barrages (e.g. Talwani, 1997) qui est la combinaison de deux phénomènes. Tout d'abord le remplissage du barrage qui conduit à une surcharge de la zone et qui déstabilise l'équilibre des masses. Le rééquilibrage

s'effectue alors par une série d'évènements sismiques. Cependant, l'occurrence des séismes s'effectue tardivement par rapport à la mise en eau. Il y a donc un autre phénomène qui contrôle la sismicité. Il s'agit de l'augmentation de la pression de fluide dans la roche sous le barrage liée à la surcharge d'eau. La contrainte normale sur les plans de fracturation est ainsi diminuée, favorisant la rupture sismique.

Les explosions nucléaires et les tirs de carrières sont un autre cas de sismicité induite. De telles explosions forment des cavités. Après l'explosion, on peut distinguer deux activités distinctes similaires aux 2 grandes familles de séismes observés dans les mines. La première activité correspond à l'effondrement de la cavité (choc principal) accompagné de nombreux séismes de réajustement. La deuxième activité est celle de réajustements des contraintes plus tardifs sur des failles à grande échelle.

Citons enfin un cas un peu particulier de sismicité induite par l'homme au niveau des champs géothermaux exploités à des fins énergétiques. Initialement, il existe sur ces sites une sismicité induite naturelle générée par les circulations de fluides en profondeur. Cependant certaines études (Console and Rosini, 1998; Ross et al., 1999) ont montré que l'exploitation industrielle, consistant à extraire la vapeur et à réinjecter les condensats, augmente de façon significative la sismicité.

2.2 Mécanisme au foyer

Le mécanisme au foyer décrit la géométrie d'un déplacement homogène sur un plan de faille. Les enregistrements (sismogrammes) des ondes émises par le glissement, sont utilisés pour étudier la géométrie de la rupture. Cette opération

s'appuie sur le fait que la fonction de radiation des ondes sismiques dépend de la géométrie de la faille. Dans la majorité des cas, une source sismique assimilée à un mouvement homogène peut être modélisée par un tenseur, appelé tenseur général des moments sismiques.

2.2.1 Tenseur général des moments sismiques

Le tenseur général des moments décrivant une dislocation sismique homogène sur une faille est donné par :

$$M_{pq} = c_{j k p q} A \Delta u \nu_k n_j \quad (2.1)$$

où $c_{j k p q}$ est le tenseur des paramètres élastiques, A est l'aire de la faille, Δu est le déplacement homogène sur la faille, ν_k est la normale à la faille et n_j le vecteur unitaire de la direction du déplacement. Les trois premiers termes représentent la magnitude du tenseur des moments (équivalent de la norme pour un vecteur). Le tenseur des moments est un tenseur de deuxième ordre décrivant la source comme la superposition de neuf systèmes de forces (Jost and Herrmann, 1989) (figure 2.10) :

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \quad (2.2)$$

Chaque composante du tenseur donne le moment d'un de ces systèmes. Les composantes diagonales du tenseur M_{11} , M_{22} , M_{33} correspondent à des dipôles li-

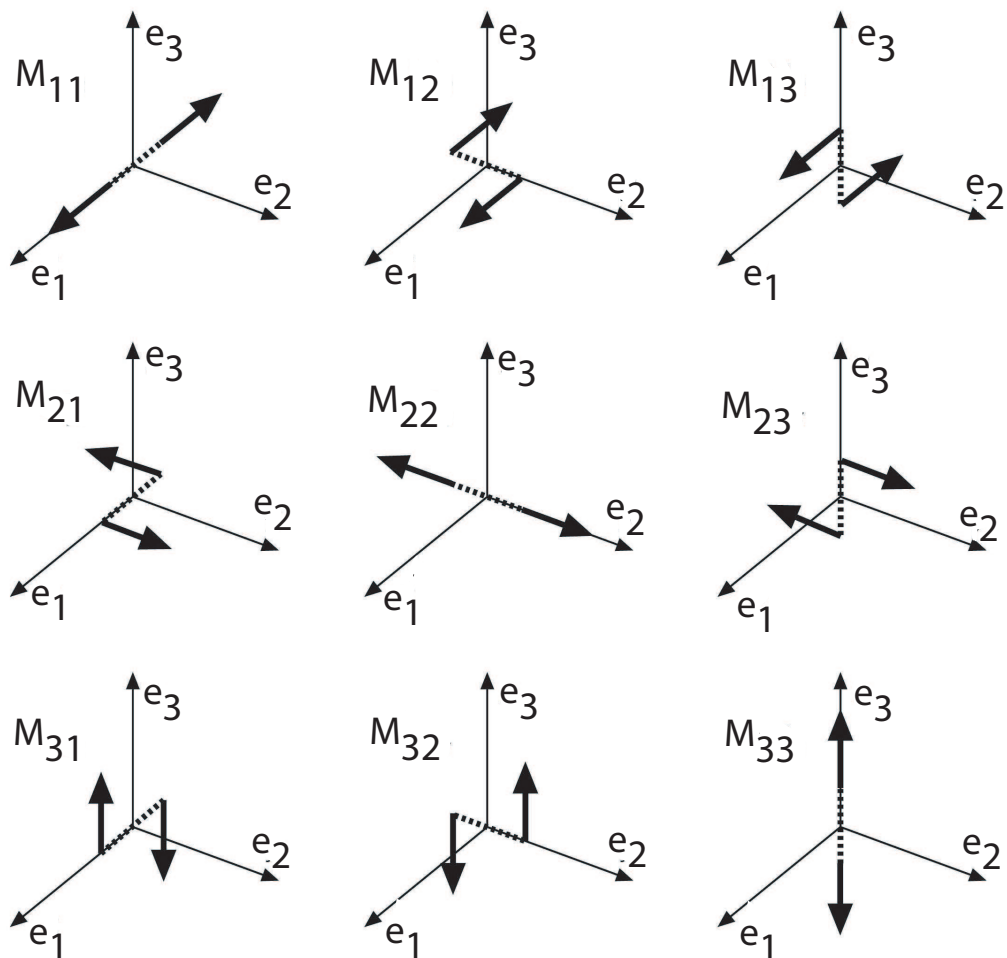


FIGURE 2.10: Les neuf systèmes de forces définis par les composantes du tenseur des moments. (D'après Stein and Wysession, 2003)

néaires n'exerçant aucune torsion. Les six autres éléments du tenseur (M_{12} , M_{13} , M_{21} , M_{23} , M_{31} , M_{32}) correspondent à des couples de forces.

En général, le tenseur des moments est symétrique ($M_{12} = M_{21}$, $M_{13} = M_{31}$, $M_{23} = M_{32}$) de telle sorte que les couples de forces n'exercent au total aucune torsion. Dans ce cas, le tenseur se réduit à six composantes indépendantes au lieu de neuf :

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{12} & M_{22} & M_{23} \\ M_{13} & M_{23} & M_{33} \end{bmatrix} \quad (2.3)$$

La description d'une source sismique en terme de tenseur des moments n'est pas triviale. Pour rendre le concept de tenseur des moments plus compréhensible, il peut être utile de le décomposer en systèmes de forces élémentaires qui présentent une signification physique. Afin d'obtenir une formulation générale de la décomposition du tenseur des moments M , prenons m , le tenseur des moments diagonalisé dont les éléments sont les 3 valeurs propres de M . Ainsi le tenseur des moment est décomposable en une partie isotrope et une partie déviatorique tel que :

$$m = m^{ISO} + m^{DEV} \quad (2.4)$$

où

$$m^{ISO} = \frac{tr(m)}{3} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

est le tenseur isotrope avec $tr(m)$ la trace du tenseur m et

$$m^{DEV} = m - m^{ISO} \quad (2.6)$$

le tenseur déviatorique. Le tenseur isotrope décrit un changement de volume identique dans toutes les directions correspondant à une explosion ou une implosion. La polarité des ondes P radiées est la même dans toutes les directions (positive pour une explosion et négative pour une implosion). La plupart des sources sismiques explosives sont d'origine anthropique (explosions nucléaires, tirs de mines). Les sources sismiques naturelles explosives ou implosives sont le plus souvent associées en zones magmatiques à des migrations de fluides et de gaz sous pression.

Le tenseur déviatorique peut à son tour être décomposé en plusieurs tenseurs. Il existe de nombreuses décompositions permettant d'exprimer le tenseur déviatorique comme la somme de plusieurs doubles-couples. On peut ainsi citer les décompositions permettant d'obtenir un double couple majeur et un double couple mineur (figure 2.11-b et c), deux doubles-couples avec le même axe T (figure 2.11-d), ou trois double couples (figure 2.11-h). Le tenseur déviatorique peut aussi s'exprimer comme la somme d'un double-couple (DC) et d'un CLVD (compensated linear vector dipoles). Là encore il existe plusieurs décompositions comme celle du catalogue CMT d'Harvard qui permet d'obtenir le plus grand double couple

possible avec un CLVD résiduel (figure 2.11-e), celle qui au contraire maximise le CLVD et minimise le double-couple (figure 2.11-g) et enfin la décomposition de Knopoff and Randall (1970) qui donne un double-couple et un CLVD avec les mêmes axes P et T (figure 2.11-f). Cette dernière décomposition qui est la plus largement utilisée, est réalisée de la manière suivante. Soit le tenseur déviatorique tel que :

$$m^{DEV} = m^{DC} + m^{CLVD}. \quad (2.7)$$

En réorganisant les valeurs propres du tenseur déviatorique tel que $|m'_1| \leq |m'_2| \leq |m'_3|$ et en posant

$$\epsilon = -\frac{m'_1}{|m'_3|} \quad (2.8)$$

on obtient les tenseurs d'un double-couple et d'un CLVD

$$m^{CLVD} = |\epsilon| m'_3 \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{bmatrix} \quad (2.9)$$

$$m^{DC} = (1 - 2|\epsilon|) m'_3 \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}. \quad (2.10)$$

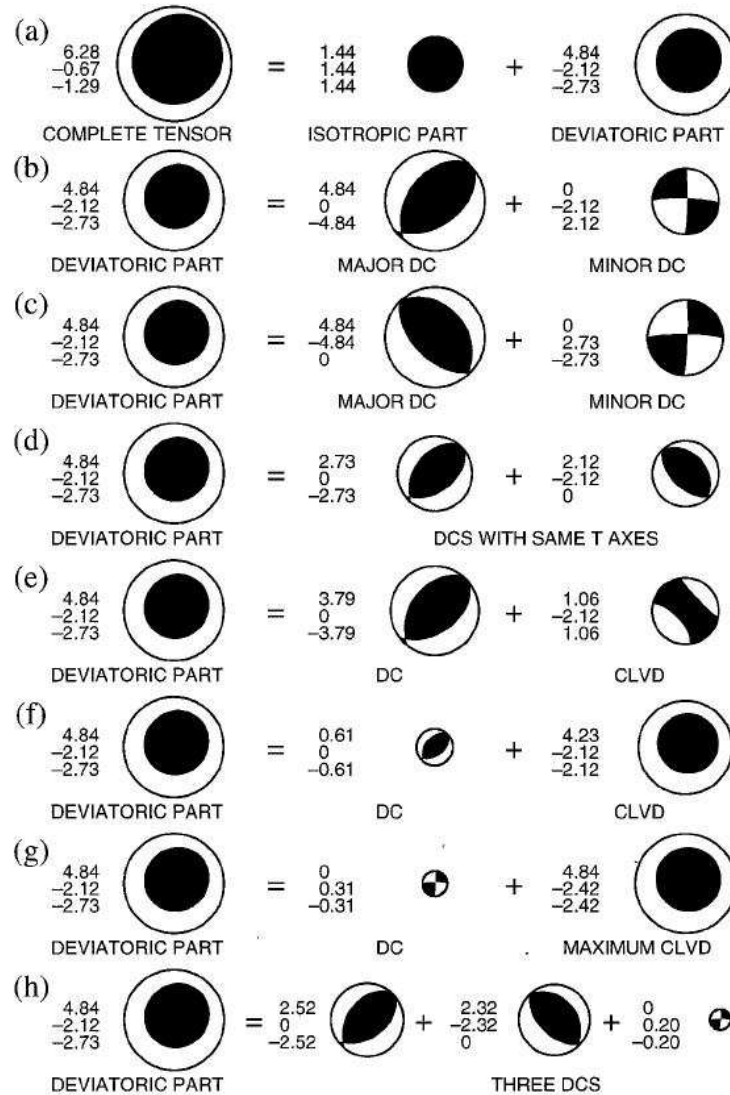


FIGURE 2.11: Exemples de décomposition du tenseur général des moments en tenseur isotrope, double-couple et CLVD. La surface de chaque stéréodiagramme est proportionnelle à la plus grande valeur propre du tenseur. La projection est réalisée sur l'hémisphère inférieure avec en noir les zones en compression. Les valeurs à gauche des stéréodiagrammes sont les valeurs propres du tenseur représenté. (a) Décomposition en un tenseur isotrope et déviatorique. (b à h) Décomposition du tenseur déviatorique. Le tenseur déviatorique peut se décomposer en plusieurs combinaisons très différentes de tenseurs double-couple ou de tenseurs double couple et CLVD. (Julian et al., 1998).

Le tenseur double-couple décrit le glissement le long d'un plan de faille (cisaillement). C'est le modèle généralement utilisé pour décrire le mécanisme à la source d'un séisme tectonique.

Le tenseur CLVD quant à lui peut décrire plusieurs types de sources sismiques. Comme nous l'avons vu au (2.1), la combinaison d'un CLVD et d'un tenseur isotrope décrit la rupture en ouverture d'une fracture. Des sources comportant une part de CLVD se rencontrent donc dans les zones magmatiques mais aussi dans les réservoirs soumis à des injections de fluides. Une source CLVD peut aussi décrire la rupture simultanée de deux sources double-couple proches l'une de l'autre. La figure 2.12 montre les trois systèmes de forces élémentaires utilisés pour la décomposition isotrope/double-couple/CLVD ainsi que les diagrammes de radiation des ondes qu'ils émettent. Pour une source de position donnée, un diagramme de radiation s'exprime de la façon suivante pour une onde k (P, SV ou SH) :

$$\mathcal{F}^k(\phi, i) = \left(\sum_{i=1}^6 M_i \right) \vec{\gamma}(\phi, i) \vec{\gamma}'(\phi, i) \quad (2.11)$$

où \mathcal{F} est le coefficient de radiation, ϕ l'azimut du rai sismique émergeant de la source, i l'angle d'émergence, $\vec{\gamma}$ le vecteur directeur du rai à la source et $\vec{\gamma}'$ le vecteur directeur du mouvement des particules.

Le paramètre ϵ (équation 2.8) est utilisé pour mesurer la déviation de la partie déviatorique du tenseur des moments par rapport à un pur double-couple. Les valeurs s'échelonnent entre 0 pour un pure double-couple et ± 0.5 pour un pur CLVD.

Vavričuk (2001) définit les pourcentages des composantes isotrope, CLVD et double-couple d'un tenseur des moments M par :

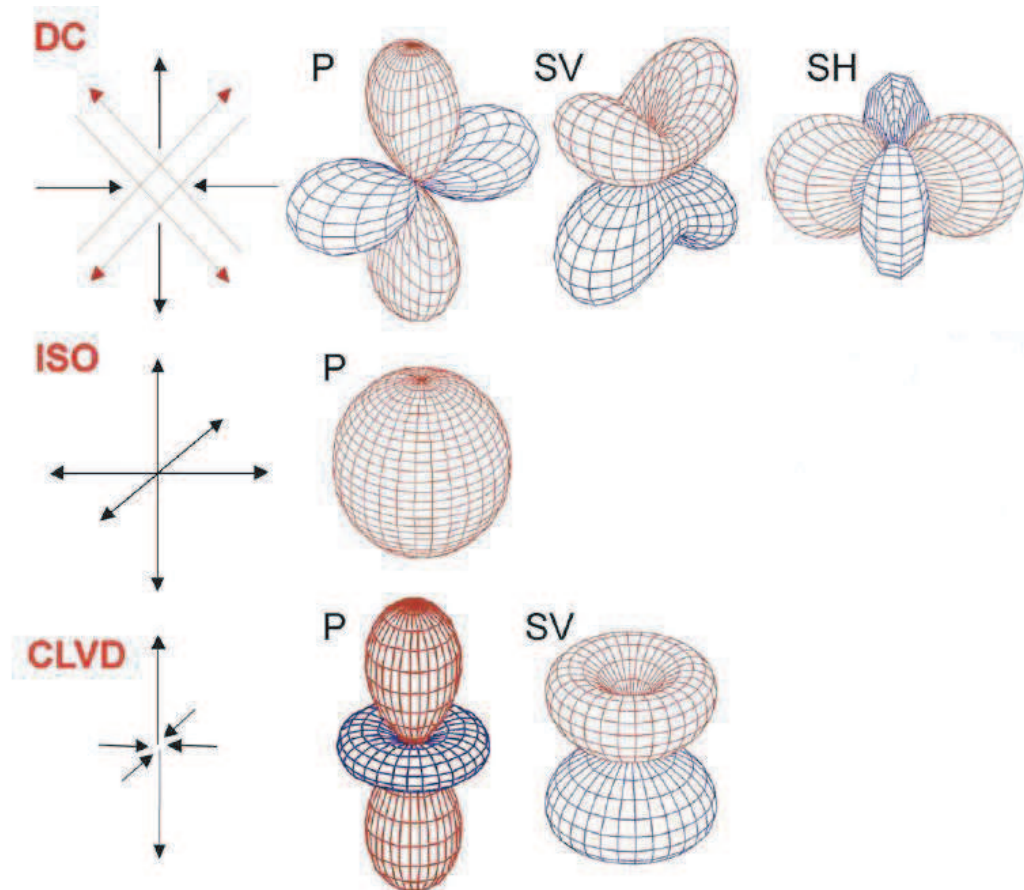


FIGURE 2.12: *Systèmes de forces et diagrammes de radiation des ondes P, SV et SH (compression en rouge et dilatation en bleue) pour une source double-couple, isotrope et CLVD (Silený and Milev, 2008).*

$$P_{ISO}^{\%} = \frac{1}{3} \frac{tr(M)}{|m_3|} \cdot 100 \quad (2.12)$$

$$P_{CLVD}^{\%} = 2|\epsilon|(100 - |P_{ISO}^{\%}|) \quad (2.13)$$

$$P_{DC}^{\%} = 100 - |P_{ISO}^{\%}| - |P_{CLVD}^{\%}| \quad (2.14)$$

où m_3 est la valeur propre du tenseur M qui a la plus grande valeur absolue. Le pourcentage de double-couple est toujours positif et les pourcentages d'isotrope et de CLVD sont positifs pour les sources en traction et négatifs pour les sources en compression. La somme des valeurs absolues de ces trois pourcentages est égale à 100%.

Une autre décomposition possible du tenseur général des moments est celle proposée par Kikuchi and Kanamori (1991). Le mécanisme à la source d'un séisme peut être représenté par une base de six tenseurs élémentaires (cinq doubles-couples plus le tenseur isotrope) :

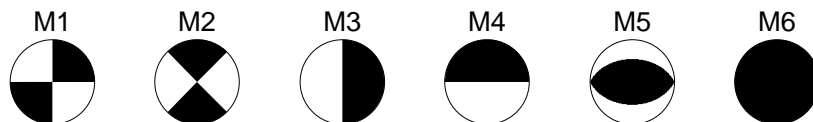


FIGURE 2.13: *Tenseurs des moments élémentaires (projection sur la demi sphère inférieure)*

$$\begin{aligned}
M_1 &= \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}; M_2 = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}; M_3 = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix}; \\
M_4 &= \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix}; M_5 = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}; M_6 = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix},
\end{aligned} \tag{2.15}$$

La figure 2.13 montre les diagrammes des mécanismes au foyer décrits par les six tenseurs. La combinaison linéaire de ces tenseurs élémentaires permet d'exprimer n'importe quel tenseur des moments M :

$$M = a_1 M_1 + a_2 M_2 + a_3 M_3 + a_4 M_4 + a_5 M_5 + a_6 M_6 \tag{2.16}$$

avec a_i les coefficients de pondération. Le tenseur M résultant s'écrit :

$$\begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{12} & M_{22} & M_{23} \\ M_{13} & M_{23} & M_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_2 - a_5 + a_6 & a_1 & a_4 \\ a_1 & -a_2 + a_6 & a_3 \\ a_4 & a_3 & a_5 + a_6 \end{bmatrix} \tag{2.17}$$

et on en déduit l'expression des coefficients a_i à partir des éléments du tenseur M :

$$\begin{aligned}a_1 &= M_{12} \\a_2 &= \frac{M_{11} - 2M_{22} + M_{33}}{3} \\a_3 &= M_{23} \\a_4 &= M_{13} \\a_5 &= \frac{-M_{11} - M_{22} + 2M_{33}}{3} \\a_6 &= \frac{M_{11} + M_{22} + M_{33}}{3}\end{aligned}\tag{2.18}$$

Pour finir, notons que certaines sources sismiques ne peuvent pas être décrites par les systèmes de forces du tenseur des moments, mais par une simple force. Comme nous l'avons vu au (2.1), cette simple force est utilisée pour décrire certaines sources de séismes se produisant en milieux miniers, dans les édifices volcaniques ou bien encore au niveau des glissements de terrain. La figure 2.14 donne les diagrammes de rayonnement des ondes émises par une simple force.

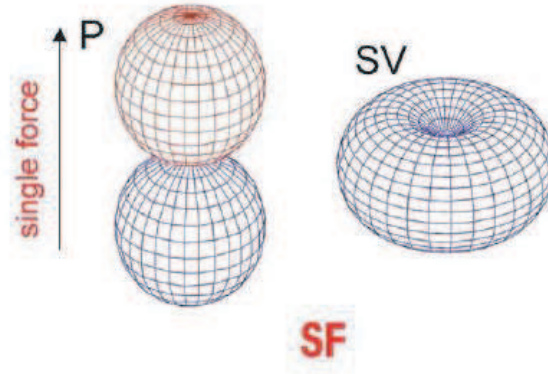


FIGURE 2.14: Diagrammes de radiation des ondes P et SV (compression en rouge et dilatation en bleu) pour une source simple force (Silený and Milev, 2008).

2.2.2 Tenseur des moments double-couple et paramètres du plan de faille

Nous venons de voir qu'une rupture sismique par glissement le long d'un plan de faille est décrite par un tenseur double-couple. Ce tenseur dans un milieu isotrope est donné par :

$$M_{pq} = \mu A \Delta u (n_p \nu_q + n_q \nu_p) \quad (2.19)$$

où μ est le module de cisaillement, A est l'aire du plan de faille, Δu est le glissement homogène sur la faille, \vec{n} est le vecteur de la direction du glissement et $\vec{\nu}$ est la normale au plan de faille. A cause de la symétrie du tenseur, les vecteurs \vec{n} et $\vec{\nu}$ peuvent être permutés, c'est à dire que la normale au plan de faille peut être vue comme le vecteur glissement sur un plan perpendiculaire (plan auxiliaire) et inversement. En d'autres termes, le champ d'ondes émis par le glissement sur le plan de faille ou sur son plan auxiliaire est le même.

Le tenseur des moments double couple est caractérisé par une trace et un

déterminant nuls. La trace nulle signifie donc que le tenseur est composé de seulement cinq éléments indépendants (un des éléments de la diagonale est l'opposé de la somme des deux autres).

Les valeurs propres du tenseur double-couple sont proportionnelles à (0, -1, 1). Les vecteurs propres orthogonaux du tenseur \vec{B} , \vec{P} et \vec{T} donnent la direction des axes principaux. Ils s'expriment en fonction de la normale à la faille et du vecteur déplacement de la façon suivante :

$$\begin{aligned}\vec{P} &= \vec{v} - \vec{n} \\ \vec{T} &= \vec{v} + \vec{n} \\ \vec{B} &= \vec{v} \times \vec{n}\end{aligned}\tag{2.20}$$

Le vecteur \vec{B} correspondant à la valeur propre nulle donne l'axe nul. Le vecteur propre \vec{P} correspondant à la valeur propre négative donne l'axe principal de compression et correspond à la direction compressive maximale sur le plan de faille. Le vecteur propre \vec{T} correspondant à la valeur propre positive donne l'axe principal de tension et correspond à la direction extensive maximale sur le plan de faille.

Dans le cas d'un double-couple, la magnitude du tenseur des moments ou moment scalaire se définit à partir de l'équation (2.19) comme :

$$M_0 = \mu A \Delta u\tag{2.21}$$

En fait, une source double-couple peut être décrite plus simplement à partir de trois paramètres angulaires décrivant la géométrie du plan de faille au lieu des cinq éléments indépendants du tenseur double-couple. Ces trois paramètres angulaires sont l'azimut du plan de faille (ϕ_s), son pendage (δ) et l'angle de glissement sur le plan (λ) tel que le montre la figure 2.15. L'azimut de la faille est mesuré dans le sens horaire de 0 à 360° avec le plan de faille penté vers la droite quand on regarde dans la direction de l'azimut. Le pendage est mesuré à partir de l'horizontale (0° pour une faille horizontale et 90° pour une faille verticale). Le glissement λ est l'angle entre la direction de l'azimut et la direction du mouvement relatif entre le bloc supérieur et le bloc inférieur de la faille. Il est mesuré dans le sens trigonométrique (de -180 à +180°).

Les relations entre les éléments du tenseur double couple et les trois paramètres du plan de faille sont données en annexe A.1.

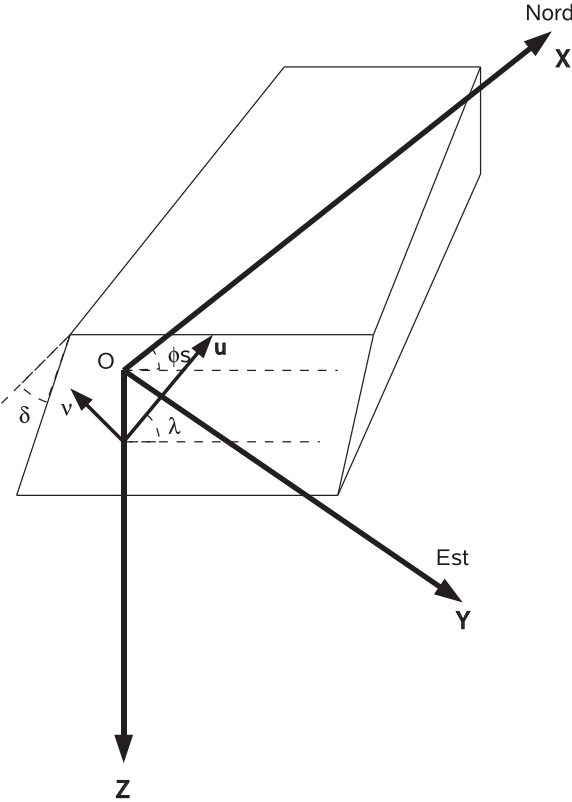


FIGURE 2.15: Géométrie du plan de faille.

2.2.3 Détermination d'un mécanisme au foyer

La détermination d'un mécanisme au foyer est un problème inverse classique consistant à trouver un modèle qui explique au mieux des données observées sur un séisme. Les méthodes de résolution de ce problème inverse, aussi bien linéaires que non linéaires, sont nombreuses. Le choix d'une méthode plutôt qu'une autre est conditionné par deux aspects qui sont la nature des données à inverser et l'hypothèse sur la mécanique de la rupture à la source. Si la relation entre les données et les paramètres décrivant le déplacement à la source est linéaire, alors le problème inverse peut être résolu par une méthode d'inversion linéaire de type moindres carrés. Si au contraire cette relation est non linéaire, alors le problème est résolu par des méthodes de type essai-erreur consistant à une exploration itérative sur les valeurs des paramètres décrivant le déplacement à la source.

Les données sont directement issues des sismogrammes qui contiennent des informations sur la radiation des ondes à la source. Des observables correspondant à différents niveaux d'information sont extraits des sismogrammes puis inversés. L'observable donnant l'information la plus basique est la polarité (sens) du premier mouvement des premières ondes enregistrées (figure 2.16-a). Dans le cas de l'onde P, la polarité apporte une indication sur le signe du lobe du diagramme de radiation d'où émerge le rai. La détermination d'un mécanisme au foyer par l'utilisation des polarités nécessite donc un nombre important d'observations échantillonnant différents lobes du diagramme de radiation à la source afin de contraindre la solution. L'utilisation des polarités des ondes SV et SH permet de réduire le nombre de points d'observations puisque les diagrammes de radiation sont reliés aux paramètres géométriques de la source de manière différente (annexe A.3).

L'amplitude du premier mouvement apporte un niveau supérieur d'informa-

tion (figure 2.16-b). Cette amplitude qui contient aussi l'information de la polarité, est reliée à la zone d'émergence du rai sur le lobe du diagramme de radiation. Ainsi, en combinant les amplitudes des ondes P, SV et SH on peut réduire le nombre d'observations nécessaires à la détermination d'un mécanisme au foyer, par rapport à l'utilisation des polarités seules. Cependant, les amplitudes étant très sensibles aux erreurs de modélisation du milieu de propagation, aux effets de sites et/ou aux paramètres instrumentaux, certains auteurs (Julian et al., 1998; Hardebeck and Shearer, 2003) préconisent l'utilisation des rapports d'amplitudes SV/P, SH/P et SV/SH plutôt que des amplitudes elles mêmes.

Enfin, la forme d'onde apporte un niveau d'information encore plus élevé puisqu'elle contient à la fois l'amplitude et la phase (figure 2.16-c). Elle est bien adaptée pour déterminer la fonction source temporelle parallèlement au mécanisme au foyer et pour détecter des changements dans le mécanisme durant un séisme.

Nous avons vu au (2.2.1) que le mécanisme au foyer d'un séisme pouvait être décrit par le tenseur général des moments caractérisé par six composantes indépendantes. Nous avons vu également que pour un séisme tectonique dont le mouvement sur la faille se fait majoritairement en cisaillement, le tenseur général des moments se ramène à un tenseur double-couple et que le mécanisme peut simplement être caractérisé par les trois angles $(\phi_s, \delta, \lambda)$ caractérisant l'azimut du plan de faille, son pendage et l'angle de glissement sur celui-ci. En revanche, si on souhaite résoudre la composante non double-couple d'un événement sismique quelconque (sismicité volcanique, sismicité induite), le passage par le tenseur général des moments est nécessaire. Ainsi, le type et le nombre de paramètres à déterminer pour caractériser un mécanisme au foyer dépendent directement de la connaissance a priori de la mécanique de la rupture à la source.

Nous allons passer en revue les différentes méthodes de détermination d'un mécanisme au foyer en fonction du formalisme en paramètres du plan de faille ou en tenseur des moments.

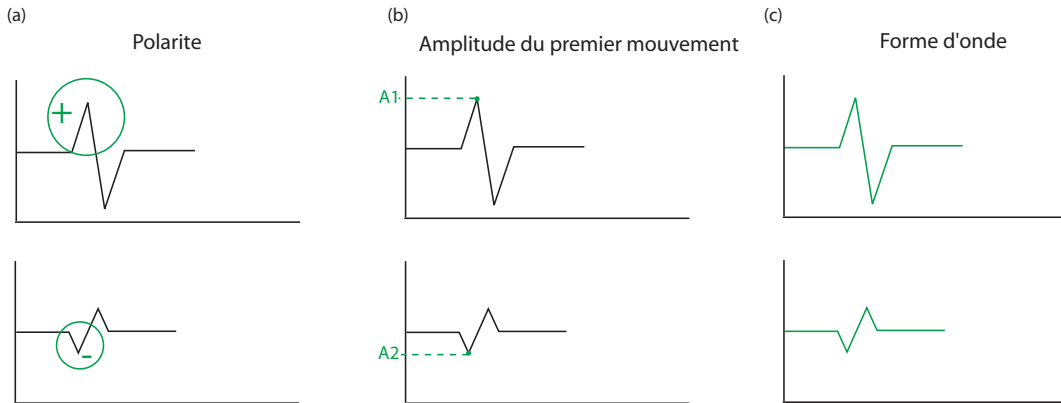


FIGURE 2.16: Observables issus des sismogrammes et inversés pour la détermination d'un mécanisme au foyer : (a) polarité (sens) du premier mouvement, (b) amplitude du premier mouvement, (c) forme d'onde.

2.2.3.1 Détermination des paramètres du plan de faille et du glissement

Ce formalisme caractérise un mécanisme au foyer de type double-couple. La relation entre les paramètres à déterminer et les données lues sur les sismogrammes n'est pas linéaire. La résolution du problème nécessite donc l'emploi de méthodes d'inversions non linéaires. Reasenberg and Oppenheimer (1985) proposent une méthode d'inversion des polarités des ondes P, SV et SH par une exploration systématique de la valeur des paramètres du plan de faille et du glissement. Cette méthode nécessite un nombre de polarités important pour contraindre le problème. Dans le cas contraire, il est possible d'obtenir plusieurs familles de solutions expliquant les polarités observées. Snoke (2003) propose une autre méthode

systematique d'inversion des polarités (P, SV et SH) et des rapports d'amplitudes SH/P, SV/P et SV/SH. L'introduction des rapports d'amplitudes permet de contraindre d'avantage la solution. Notons également qu'il existe des méthodes systematiques d'inversion des formes d'ondes. Nous citerons comme exemples les travaux de Langston (1982) et Delouis and Legrand (1999). Le principal inconvenient de ces méthodes d'explorations systematiques est le coût en temps de calcul. En effet, si l'exploration par incrément de 10° sur les trois angles correspond seulement à 12 960 itérations, l'exploration par pas de 1° correspond à 11 793 600 itérations. Une telle méthode demande donc de trouver un compromis entre la finesse du resultat et le temps de calcul conditionné par le pas d'incrément.

D'autres méthodes d'inversion non linéaire consistent en une exploration aléatoire des valeurs des paramètres du plan de faille. Des algorithmes élaborés comme le Metropolis (Metropolis et al., 1953), le recuit simulé (Kirkpatrick et al., 1983) ou les algorithmes génétiques permettent de converger vers la solution optimale en réduisant considérablement le nombre d'itérations par rapport à une exploration systematique. Ces méthodes d'exploration aléatoires seront abordées en détail au chapitre 3. Nous citerons comme exemple les travaux de Kolář (2000) utilisant le recuit simulé pour la détermination des paramètres du plan de faille.

2.2.3.2 Détermination du tenseur des moments

Le problème consiste à déterminer les six composantes indépendantes du tenseur général des moments. Si les polarités sont suffisantes pour déterminer la partie double-couple d'un tenseur, il n'en est pas de même pour résoudre la partie non double couple. La figure 2.17 montre qu'il est parfois impossible de discrimi-

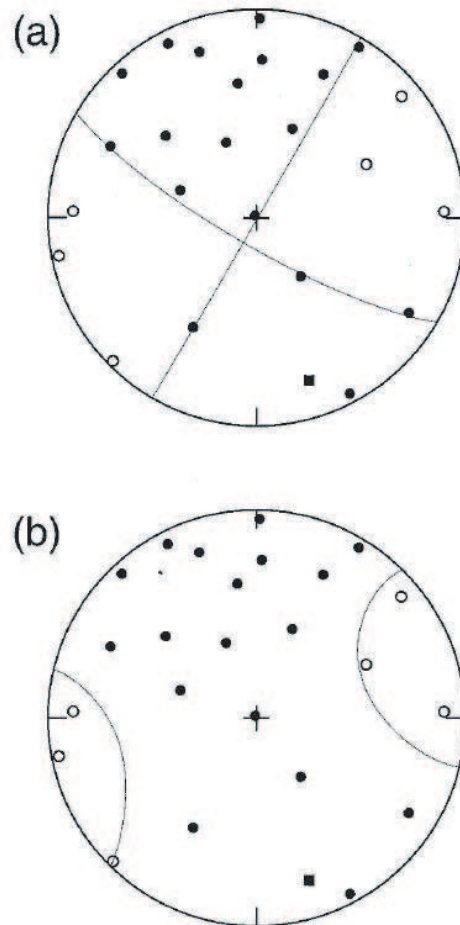


FIGURE 2.17: Illustration de l'impossibilité pour les polarités de discriminer un mécanisme à la source double-couple d'un mécanisme non double-couple. Les cercles noirs indiquent les compressions et les cercles blancs les dilatations. (a) Mécanismes au foyer double-couple s'ajustant correctement aux polarités des ondes P. (b) Mécanisme au foyer non double couple obtenu par inversion conjointe des polarités et des rapports d'amplitudes. La solution s'ajuste également correctement aux polarités. (Julian et al., 1998).

ner un mécanisme au foyer purement double-couple, d'un mécanisme possédant une partie non double couple par l'utilisation des polarités. Une détermination fiable et robuste des six composantes du tenseur nécessitent donc l'utilisation de données plus contraignantes que les polarités.

La relation entre le tenseur des moments et les amplitudes des ondes est linéaire et s'écrit de façon simplifiée comme :

$$A = G.M \tag{2.22}$$

où A est l'amplitude, M le tenseur des moments et G la fonction de Green. Ainsi la détermination du tenseur à partir des amplitudes ou des formes d'ondes est un problème linéaire inverse qui peut être résolu par des méthodes du type moindres-carrés. Nous citerons comme exemples les méthodes de Stump and Johnson (1977); Dziewonski et al. (1981); Sipkin (1987). Il existe également des méthodes d'inversion conjointe des amplitudes et des polarités (Julian, 1986) ou des rapports d'amplitudes et des polarités Julian and Foulger (1996). Dans ces cas là, les polarités et les rapports d'amplitudes introduisent de la non linéarité. Les auteurs linéarisent le problème en exprimant chaque polarité et chaque rapport d'amplitudes comme une paire d'inégalité. Le système d'inégalités est ensuite résolu par l'algorithme du simplexe. Pour être complet, citons également l'existence de méthodes linéaires d'inversion des formes d'ondes en fréquences (e.g. Auger et al., 2006).

Le principal inconvénient de ces méthodes d'inversion linéaire est le nombre élevé d'observations nécessaires (réseau dense de stations) pour résoudre le problème (surdétermination du problème inverse). En effet, si en théorie six obser-

vations sont nécessaires pour déterminer les six composantes indépendantes du tenseur des moments, en réalité à cause du bruit dans les données, des erreurs dans la localisation de l'évènement et des hypothèses sur le milieu de propagation, un nombre plus élevé d'observations est requis. Dahm (1996) s'affranchit de la connaissance du milieu de propagation par une méthode de détermination relative du tenseur des moments pour des séismes d'un même essaim.

Les méthodes d'inversions non linéaires visant à déterminer les six composantes du tenseur général des moments sont peu nombreuses. Nous citerons comme exemple Jechumtálová and Šilený (2005) qui proposent une généralisation de la méthode de Snoke (2003) pour déterminer le tenseur des moments par le biais d'un algorithme génétique, à partir des polarités des ondes P, SV, SH et des rapports d'amplitudes SV/P, SH/P, SV/SH.

2.3 Discussion

Nous venons de voir au travers de ce premier chapitre que le mécanisme au foyer d'un séisme est décrit par le tenseur général des moments composé de six éléments indépendants (2.2.1). Dans le cas où la rupture se fait par cisaillement le long d'un plan de faille, la rupture est décrite par un tenseur double-couple (cinq éléments indépendants) ou bien peut être plus simplement décrite par trois paramètres angulaires correspondants aux paramètres du plan de faille (azimut, pendage et glissement) (2.2.2). Les ruptures sismiques par glissement sur un plan de faille caractérisent les séismes tectoniques et la détermination du mécanisme au foyer se réduit à déterminer les trois paramètres du plan de faille (2.2.3.1).

Dans le cas de séismes induits (2.1) que ce soit par un facteur naturel ou

bien anthropique, le mécanisme à la source peut dévier du modèle double-couple. En dehors des quelques cas d'évènements sismiques décrits par une simple force comme les tremors volcaniques, les pillar-burst ou rock-burst dans les mines, et les glissements de terrains, le mécanisme à la source d'un séisme induit ne peut être correctement décrit que par le tenseur général des moments.

A cause du nombre de paramètres à déterminer (six), le calcul du tenseur général des moments requière l'inversion d'un nombre minimal de données plus élevé que le calcul des trois paramètres du plan de faille. D'une manière plus générale, nous avons vu que la détermination du tenseur est sensible au nombre de données utilisées notamment dans le cas des inversions linéaires qui nécessitent que le problème soit suffisamment surdéterminé (2.2.3.2). En milieu minier où en général de nombreux capteurs sont déployés pour la surveillance sismique, la détermination du tenseur général des moments est très répandue. De toutes manières dans ce contexte, l'utilisation d'un modèle de rupture double-couple pour décrire le mécanisme à la source des différents évènements sismiques rencontrés serait un non-sens car la part de non double-couple de ces évènements est forte (2.1.2.3).

En contexte de réservoirs, le nombre de capteurs utilisés pour la surveillance de la sismicité est réduit car ils sont le plus souvent déployés en puits (2.1.2.1 et 2.1.2.2). De ce fait, la détermination du tenseur général des moments devient plus délicate. Nous avons vu précédemment au (2.1.2.1) que les séismes induits par injection de liquides ont un mécanisme à la source mêlant à la fois du cisaillement et de la rupture en traction (ouverture). De nombreuses études ont montré une faible proportion de non double-couple dans le mécanisme de la rupture, ce qui indique un cisaillement dominant cumulé à une petite proportion d'ouverture. D'autre part, des études portant sur la détermination du mécanisme au foyer par

inversion des polarités des ondes P dans ces contextes d'injections de fluides ont donné des résultats en accord avec un modèle de rupture double-couple (Fehler, 1989; Sasaki, 1998; Sasaki and Kaieda, 2002; House and Flores, 2002; Bohnhoff et al., 2004; Cuenot et al., 2006; Charlety et al., 2007). Les solutions obtenues respectent les polarités observées (pas de compression dans un quadrant en dilatation et inversement). Le modèle de rupture double-couple apparaît donc comme une alternative au tenseur général des moments pour estimer la partie cisailante du mécanisme au foyer d'un séisme induit par injection de fluides.

Chapitre 3

Inversion non linéaire des amplitudes

Ce chapitre va s'articuler autour de trois parties. Comme dans tout problème inverse, il faut définir un problème direct qui consiste à modéliser des données théoriques qui seront ensuite comparées aux données observées. Nous présenterons donc tout d'abord en détail la méthode de calcul des amplitudes basée sur la théorie des rais. Ensuite nous aborderons les généralités et les définitions inhérentes au problème inverse, les différents algorithmes de résolution non-linéaire d'un problème inverse puis nous développerons en détail notre propre algorithme. Enfin, nous aborderons la question de la détermination de l'incertitude (domaine de confiance) des résultats obtenus par l'inversion.

3.1 Choix des données à inverser et de la méthode d'inversion

Nous nous proposons de développer une méthode d'inversion permettant de déterminer un mécanisme au foyer selon deux possibilités qui dépendent du type de sismicité à étudier. La première possibilité consiste à déterminer les trois paramètres du plan de faille caractérisant une rupture double-couple. Ce formalisme vise à être appliqué à l'étude de séismes naturels locaux, mais il peut aussi être une alternative pour déterminer la partie double-couple du mécanisme au foyer de séismes induits dans un réservoir et enregistrés par un nombre limité de capteurs. Le prérequis à cette utilisation doit être une faible proportion de non-double-couple dans le mécanisme au foyer. L'autre possibilité est la détermination du tenseur général des moments (six paramètres à déterminer). Ce formalisme vise à être utilisé pour la détermination du mécanisme au foyer des séismes induits dans un réservoir et enregistrés par un nombre suffisant de capteur afin que le problème soit suffisamment surdéterminé.

Le choix des données à inverser se porte sur les amplitudes des ondes directes P, SV et SH. Comme nous l'avons vu au 2.2.3 contrairement aux polarités, les amplitudes permettent de déterminer le tenseur des moments. De plus nous avons également vu que l'information apportée par les amplitudes a plus de poids que l'information apportée par les polarités. De ce fait, il est possible d'obtenir un mécanisme au foyer avec un nombre réduit d'amplitudes, ce qui est bien adapté pour l'étude de la sismicité induite dans les réservoirs et enregistrée par peu de capteurs. Nous optons pour un travail avec les amplitudes réelles plutôt qu'avec les rapports d'amplitudes qui sont pourtant plus robuste vis à vis des problèmes instrumentaux, des erreurs de modélisation du milieu de propagation et des effets

de sites. Nous souhaitons parallèlement à la détermination du mécanisme au foyer pouvoir estimer le moment sismique et la magnitude des évènements, ce qui n'est pas possible avec l'utilisation des rapports d'amplitudes. D'autre part l'utilisation des amplitudes réelles est plus robuste pour déterminer un mécanisme au foyer à partir de peu de stations que les rapports d'amplitudes (Jechumtálová and Šilný, 2005).

La résolution d'un problème inverse dépend de la relation entre les données à inverser et les paramètres à déterminer. Si la relation est linéaire, le problème inverse peut être résolu par la théorie des moindres carrés (Tarantola and Valette, 1982). Si en revanche la relation est non-linéaire, les méthodes algébriques classiques ne s'appliquent plus. Une méthode couramment utilisée dans ce cas est la résolution du problème inverse de manière itérative par linéarisations successives. Cependant, la solution obtenue peut s'avérer fautive si le problème n'est pas suffisamment surdéterminé (pas assez de données disponibles) (Tarantola and Valette, 1982). Dans la mesure du possible une résolution non-linéaire du problème inverse doit donc être préférée à la linéarisation.

La relation entre les amplitudes et les paramètres du plan de faille est non-linéaire. Ceci nous conduit donc à développer une méthode d'inversion non-linéaire. En revanche la relation entre les amplitudes et le tenseur des moments est linéaire (2.2.3.2). Nous pourrions dans ce cas utiliser une méthode de résolution comme les moindres carrés. Cependant nous choisissons d'adapter et d'utiliser la même méthode de résolution que pour les paramètres du plan de faille. La résolution linéaire du tenseur des moments nécessite pour être correcte que le problème soit suffisamment surdéterminé (e.g. Nolen-Hoeksema and Ruff, 2001) ce qui nécessite un nombre élevé d'amplitudes à inverser. Cependant, dans les contextes dans lesquels nous nous proposons de travailler, le nombre de stations sismiques

et donc le nombre de données est limité. L'utilisation d'une méthode non-linéaire est plus stable vis à vis d'un nombre réduit de données car à la différence d'une inversion linéaire, elle n'implique pas d'inversion de matrice qui est un processus potentiellement instable notamment si le nombre de données n'est pas suffisant.

3.2 Problème direct : modélisation des amplitudes

Le problème direct consiste à modéliser les amplitudes des ondes directes P, SV et SH pour des milieux à couches planes. Pour cela, nous allons modéliser des sismogrammes à partir de la théorie des rais, sur lesquels les amplitudes seront automatiquement mesurées. Un sismogramme $ss(t)$ est la convolution d'une source $s(t)$, de la réponse élastique du milieu $G(t)$ (fonction de Green), de la réponse anélastique du milieu $a(t)$ et de la réponse instrumentale $i(t)$:

$$ss(t) = s(t) * G(t) * a(t) * i(t). \quad (3.1)$$

Nous allons considérer uniquement le terme en champ lointain des sismogrammes et faire l'hypothèse que la faille est un point source. En effet si la position \vec{x} de la station est suffisamment éloignée de tout les points de la faille (dimension de la source très inférieure à la distance source-station), le terme en champ lointain domine dans le sismogramme. D'autre part, la faille agit comme un point source pour des longueurs d'ondes grandes par rapport aux dimensions de la faille et petites par rapport à la distance source-station (Aki and Richards, 1980). Ces

hypothèses sont valables dans le cas de séismes induits au sein d'un réservoir : les distances source-station sont généralement de l'ordre du kilomètre ; d'autre part les faibles magnitudes observées (le plus souvent $M_w \leq 0$) indiquent des failles de dimension métrique et les fréquences caractéristiques des signaux enregistrés (100-200 Hz) correspondent à des longueurs d'ondes de l'ordre de la dizaine de mètre (pour des vitesses de croûte superficielle autour de 3000 m/s) (e.g. Abercrombie, 1995; Talebi and Boone, 1998; Jost et al., 1998).

3.2.1 Déplacement en champ lointain

Par le terme déplacement, nous décrivons en fait la convolution entre la fonction source $s(t)$ et la fonction de green $G(t)$ de l'équation (3.1) :

$$u(t) = s(t) * G(t). \quad (3.2)$$

3.2.1.1 Déplacement en champ lointain généré par un point source dans un milieu homogène isotrope et infini

Le théorème de représentation (Aki and Richards, 1980) donne le déplacement élastique causé par une discontinuité de déplacement sur une faille de surface Σ :

$$u_i(\vec{x}, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iint_{\Sigma} [u_j(\vec{\xi}, \tau)] c_{j k p q} G_{i p, q}(\vec{x}, t; \vec{\xi}, \tau) \nu_k d\Sigma, \quad (3.3)$$

où $u_i(\vec{x}, t)$ est la i -ème composante du déplacement au point \vec{x} (par exemple une station sismologique), $[u_j(\vec{\xi}, \tau)]$ la discontinuité de déplacement en un point courant $\vec{\xi}$ de la surface Σ , $c_{j k p q}$ les paramètres élastiques, $G_{i p, q}(\vec{x}, t; \vec{\xi}, \tau)$ la dérivé

de la fonction de Green par rapport à ξ_q et $\vec{\nu}$ la normale à la surface Σ .

Dans un milieu homogène, isotrope et infini, la fonction de Green qui décrit la réponse élastique du milieu à une impulsion de Dirac $\delta(t)$ s'écrit :

$$\begin{aligned}
 G_{ip}(\vec{x}, t; \vec{\xi}, \tau) &= \frac{1}{4\pi\rho} (3\gamma_i\gamma_p - \delta_{ip}) \frac{1}{r^3} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} t' \delta(t - \tau - t') dt' \\
 &+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \gamma_i\gamma_p \frac{1}{r} \delta\left(t - \tau - \frac{r}{\alpha}\right) \\
 &- \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} (\gamma_i\gamma_p - \delta_{ip}) \frac{1}{r} \delta\left(t - \tau - \frac{r}{\beta}\right),
 \end{aligned} \tag{3.4}$$

où $\vec{\gamma}$ est le vecteur unitaire de la direction entre un point de la faille $\vec{\xi}$ et la station, r la distance source-station, α et β les vitesses respectives des ondes P et S, ρ la densité du milieu et δ_{ij} le symbole de Krönecker.

En combinant les équations (3.3) et (3.4) on obtient l'équation du déplacement :

$$\begin{aligned}
u_i(\vec{x}, t) &= \iint_{\Sigma} \frac{c_{jkpq}}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{r} \gamma_i \gamma_p \gamma_q \left[\dot{u}_j \left(\vec{\xi}, t - \frac{r}{\alpha} \right) \right] \nu_k d\Sigma \\
&+ \iint_{\Sigma} \frac{c_{jkpq}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{1}{r} (\delta_{ip} - \gamma_i \gamma_p) \gamma_q \left[\dot{u}_j \left(\vec{\xi}, t - \frac{r}{\beta} \right) \right] \nu_k d\Sigma \\
&+ \iint_{\Sigma} \frac{c_{jkpq}}{4\pi\rho\alpha^2} \frac{1}{r^2} (6\gamma_i \gamma_p \gamma_q - \delta_{iq} \gamma_p - \delta_{pq} \gamma_i - \delta_{ip} \gamma_q) \left[u_j \left(\vec{\xi}, t - \frac{r}{\alpha} \right) \right] \nu_k d\Sigma \quad (3.5) \\
&- \iint_{\Sigma} \frac{c_{jkpq}}{4\pi\rho\beta^2} \frac{1}{r^2} (6\gamma_i \gamma_p \gamma_q - \delta_{iq} \gamma_p - \delta_{pq} \gamma_i - \delta_{ip} \gamma_q) \left[u_j \left(\vec{\xi}, t - \frac{r}{\beta} \right) \right] \nu_k d\Sigma \\
&+ \iint_{\Sigma} \frac{c_{jkpq}}{4\pi\rho} \frac{1}{r^4} (15\gamma_i \gamma_p \gamma_q - 3\delta_{iq} \gamma_p - 3\delta_{pq} \gamma_i - 3\delta_{ip} \gamma_q) \int_{r/\alpha}^{r/\beta} [u_j(\vec{\xi}, t - t')] t' dt' \nu_k d\Sigma.
\end{aligned}$$

L'équation (3.5) est composée de cinq termes. Les deux premiers comportant le terme en $1/r$ correspondent au déplacement en champ lointain. Les deux suivants comportant le terme en $1/r^2$ sont les termes du déplacement en champ intermédiaire. Enfin, le cinquième terme comportant le terme en $1/r^4$ correspond au déplacement en champ proche. Dans l'approximation en champ lointain, seuls les deux premiers termes sont conservés.

En faisant l'hypothèse que la surface Σ de la faille est plane, que la direction du déplacement est la même partout sur celle-ci et qu'elle ne varie pas au cours de la rupture, on peut écrire que :

$$[\dot{u}_j(\vec{\xi}, t)] = n_j \Delta u \dot{s}(\vec{\xi}, t), \quad (3.6)$$

où n_j est la direction du déplacement et Δu est le déplacement sur la faille et \dot{s} est la fonction source. Ainsi, en tenant compte de ces hypothèses, l'équation du déplacement en champ lointain pour un point source s'écrit :

$$\begin{aligned} u_i(\vec{x}, t) &= \frac{\gamma_i}{4\pi\rho\alpha^3 r} c_{j k p q} \gamma_p \gamma_q \nu_k n_j A \Delta u \dot{s} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \\ &+ \frac{(\delta_{ip} - \gamma_i \gamma_p)}{4\pi\rho\beta^3 r} \gamma_q \nu_k n_j A \Delta u \dot{s} \left(t - \frac{r}{\beta} \right), \end{aligned} \quad (3.7)$$

où A est l'aire de la faille.

Notons que l'équation (3.7) montre que le mouvement des particules de l'onde P est parallèle à $\vec{\gamma}$ et que celui de l'onde S est perpendiculaire à $\vec{\gamma}$, puisque $\gamma_i \gamma_i = 1$ et $\gamma_i (\delta_{ip} - \gamma_i \gamma_p) = 0$.

3.2.1.2 Radiation et amplitude des ondes P et S

Soit $(\vec{\gamma}, \vec{\theta}, \vec{\epsilon})$ la base de vecteurs définissant le repère de l'onde. Le terme $\gamma_p \gamma_q \nu_k n_j$ dans l'équation (3.7) est le coefficient de radiation de l'onde P. De la même façon, dans le plan perpendiculaire à $\vec{\gamma}$, la radiation des ondes SV et SH est décrite respectivement par $\theta_p \gamma_q \nu_k n_j$ et $\epsilon_p \gamma_q \nu_k n_j$.

Le tenseur des moments est également présent dans l'équation (3.7) tel que :

$$\begin{aligned}
M_{pq} &= c_{jkpq} A \nu_k n_j \Delta u \\
&= [\lambda \delta_{jk} \delta_{pq} + \mu (\delta_{jp} \delta_{kq} + \delta_{jq} \delta_{kp})] A \nu_k n_j \Delta u \\
&= \lambda \nu_k n_j A \Delta u \delta_{pq} + \mu (\nu_p n_q A \Delta u + \nu_q n_p A \Delta u),
\end{aligned} \tag{3.8}$$

où λ et μ sont les constantes de Lamé. Les termes $c_{jkpq} A \Delta u$ représentent la magnitude du tenseur des moments (équivalent de la norme pour un vecteur) ou moment scalaire.

Il s'en suit pour un point source décrit par un tenseur général des moments, le déplacement en champ lointain pour les ondes P, SV et SH qui s'écrit sous forme vectorielle comme :

$$\vec{u}^P(\vec{x}, t) = \left(\frac{\vec{\gamma} M \dot{s} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \vec{\gamma}}{4\pi\rho\alpha^3 r} \right) \vec{\gamma}, \tag{3.9}$$

$$\vec{u}^{SV}(\vec{x}, t) = \left(\frac{\vec{\theta} M \dot{s} \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \vec{\gamma}}{4\pi\rho\beta^3 r} \right) \vec{\theta}, \tag{3.10}$$

$$\vec{u}^{SH}(\vec{x}, t) = \left(\frac{\vec{\epsilon} M \dot{s} \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \vec{\gamma}}{4\pi\rho\beta^3 r} \right) \vec{\epsilon}. \tag{3.11}$$

L'expression des vecteurs $\vec{\gamma}$, $\vec{\theta}$, $\vec{\epsilon}$ dans le repère géographique en fonction de l'azimut et de l'incidence du rai (ϕ et i) (figure 3.1) sont donnés en Annexe (A.2).

Dans le cas d'un déplacement perpendiculaire à la normale à la faille (faille cisailante), l'équation (3.8) se limite au tenseur des moments double couple :

$$M_{pq} = \mu(\nu_p n_q A \Delta u + \nu_q n_p A \Delta u), \quad (3.12)$$

et le déplacement en champ lointain pour les ondes P, SV et SH devient :

$$\vec{u}^P(\vec{x}, t) = \left(\frac{\mathcal{F}^P M_0 \Delta \dot{s} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right)}{4\pi\rho\alpha^3 r} \right) \vec{\gamma} \quad (3.13)$$

$$\vec{u}^{SV}(\vec{x}, t) = \left(\frac{\mathcal{F}^{SV} M_0 \Delta \dot{s} \left(t - \frac{r}{\beta} \right)}{4\pi\rho\beta^3 r} \right) \vec{\theta} \quad (3.14)$$

$$\vec{u}^{SH}(\vec{x}, t) = \left(\frac{\mathcal{F}^{SH} M_0 \Delta \dot{s} \left(t - \frac{r}{\beta} \right)}{4\pi\rho\beta^3 r} \right) \vec{\epsilon} \quad (3.15)$$

avec :

$$\mathcal{F}^P = 2(\vec{\gamma} \vec{\nu})(\vec{\gamma} \vec{n}), \quad (3.16)$$

$$\mathcal{F}^{SV} = (\vec{\gamma} \vec{\nu})(\vec{n} \vec{\theta}) + (\vec{\gamma} \vec{n})(\vec{\nu} \vec{\theta}), \quad (3.17)$$

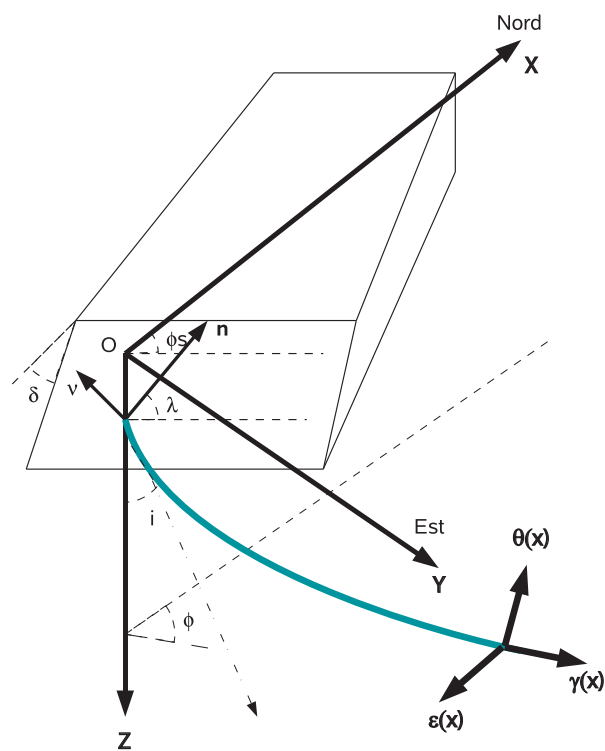


FIGURE 3.1: Définition des repères de coordonnées géographiques $(\vec{X}, \vec{Y}, \vec{Z})$ et de coordonnées du rai $(\vec{\gamma}, \vec{\theta}, \vec{\epsilon})$.

$$\mathcal{F}^{SH} = (\vec{\gamma} \vec{\nu})(\vec{n} \vec{\epsilon}) + (\vec{\gamma} \vec{n})(\vec{\nu} \vec{\epsilon}), \quad (3.18)$$

les coefficients de radiations des ondes P, SV et SH et :

$$M_0 = \mu A \Delta u \quad (3.19)$$

le moment scalaire. L'expression dans le repère géographique des vecteurs $\vec{\nu}$ et \vec{n} , ainsi que l'expression détaillée des coefficients de radiations en fonction des angles ϕ , i , ϕ_s (azimut du plan de faille), δ (pendage du plan de faille) et λ (angle de glissement sur la faille) (figure 3.1) sont données en annexe A.2.

L'amplitude du déplacement dépend de plusieurs termes. Tout d'abord du coefficient de radiation \mathcal{F} . Ensuite du rapport $1/4\pi\rho c^3 r$ où c est la vitesse d'une onde P ou S. Enfin l'amplitude dépend également de M_0 et de la fonction source. En effet, en considérant par exemple une fonction source triangulaire, le déplacement produit en un point \vec{x} est représenté par un triangle de largeur T correspondant à la durée de la rupture. L'aire de ce triangle est le moment scalaire M_0 . La figure 3.2 montre que pour une valeur de M_0 , l'amplitude du triangle dépend de sa largeur, autrement dit de la durée de la rupture.

Bien entendu, ces remarques sont valables pour le déplacement causé par une source plus générale et décrit par les équations (3.9), (3.10) et (3.11).

Nous voyons que le mécanisme à la source d'un séisme peut être paramétré de manières différentes selon le type de rupture qui affecte un plan de faille. Dans le cas d'une rupture purement cisailante (modèle de rupture double-couple), le mécanisme au foyer peut être caractérisé simplement à partir des trois paramètres

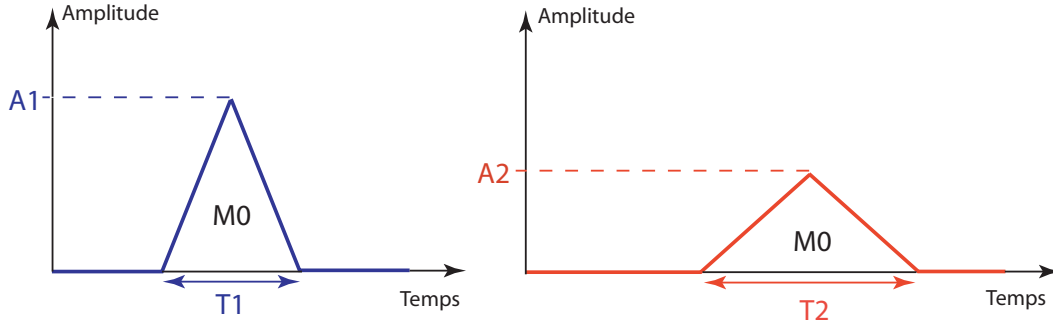


FIGURE 3.2: Relation entre le moment scalaire M_0 , la durée de la fonction source et l'amplitude. Pour une valeur donnée de M_0 , l'amplitude dépend de la durée de la fonction source.

du plan de faille (azimut, pendage et angle de glissement). En revanche si le déplacement sur la faille présente une composante en ouverture, le mécanisme au foyer est caractérisée par les six composantes indépendantes du tenseur des moments.

3.2.1.3 Extension à un milieu isotrope à couches

Un milieu géologique est constitué de couches de propriétés physiques différentes agissant sur le trajet et l'amplitude des ondes sismiques le traversant. Dans un tel milieu, les équations du déplacement en champ lointain (3.9 à 3.11) deviennent (Aki and Richards, 1980) :

$$\vec{u}^P(\vec{x}, t) = \left(\frac{\vec{\gamma} \mathcal{R}^P \prod (T_j^P) \mathcal{C}^P M \dot{s}(t - t_p^P) \vec{\gamma}}{4\pi \sqrt{\rho_0 \rho_s \alpha_0 \alpha_s \alpha_0^2}} \right) \vec{\gamma}(\vec{x}), \quad (3.20)$$

$$\vec{u}^{SV}(\vec{x}, t) = \left(\frac{\vec{\theta} \mathcal{R}^S \prod (T_j^{SV}) \mathcal{C}^{SV} M \dot{s}(t - t_p^S) \vec{\gamma}}{4\pi \sqrt{\rho_0 \rho_s \beta_0 \beta_s \beta_0^2}} \right) \vec{\theta}(\vec{x}), \quad (3.21)$$

$$\vec{u}^{SH}(\vec{x}, t) = \left(\frac{\vec{\epsilon} \mathcal{R}^S \prod (\mathcal{T}_j^{SH}) \mathcal{C}^{SH} M \dot{s}(t - t_p^S) \vec{\gamma}}{4\pi \sqrt{\rho_0 \rho_s \beta_0 \beta_s \beta_0^2}} \right) \vec{\epsilon}(\vec{x}). \quad (3.22)$$

où $(\vec{\gamma}(\vec{x}), \vec{\theta}(\vec{x}), \vec{\epsilon}(\vec{x}))$ sont les vecteurs définissant le repère de l'onde à la station. Quatre nouveaux termes apparaissent dans l'équation (3.20 à 3.22). t_p est le temps de propagation de l'onde entre la source et la station. $\prod (\mathcal{T}_j)$ est le produit des coefficients de transmission à chaque interface. Dans le cas où la station est à la surface libre, \mathcal{C} est la réponse de la surface libre à l'onde incidente. \mathcal{R} est le terme de l'expansion géométrique, obtenu en exprimant la conservation du flux d'énergie le long d'un tube de rai. Dans un milieu à couches horizontales, pour une onde k de vitesse v , ce terme s'écrit :

$$\mathcal{R}^k = \sqrt{\frac{\sin i_0}{x_h \cos i_s} \left(\sum_{j=1}^m H_j \frac{\cos i_0}{\cos^3 i_j} \frac{v_j}{v_0} \right)^{-1}}, \quad (3.23)$$

avec m le nombre de couches, i_j l'angle d'incidence du rai dans la couche j , H_j l'épaisseur de la couche j et x_h la distance horizontale entre la source et la station. Les indices 0 et s correspondent respectivement à la couche de la source et de la station. Noter que dans le cas d'un milieu homogène isotrope et continu, la valeur de l'expansion géométrique se ramène à $1/r$.

3.2.1.4 Paramétrisation de la fonction source

La fonction source pour une onde k (P ou S) s'écrit dans le domaine fréquentiel (Aki and Richards, 1980) :

$$\begin{aligned}
\Delta \dot{S}^k(\omega) &= TF [\dot{s}(t - t_p^k)] \\
&= \int_{-\infty}^{+\infty} \dot{s}(t - t_p^k) \exp(i\omega t) dt \\
&= -i\omega f(\omega) \exp(i\omega t_p^k) \\
&= \dot{f}(\omega) \exp(i\omega t_p^k).
\end{aligned} \tag{3.24}$$

Dans le cas d'un point source, la fonction source peut être paramétrée comme une fonction triangulaire qui est l'autoconvolution de la fonction créneau, elle-même dérivée première de la fonction rampe définie comme :

$$r(x) = \begin{cases} 0 & \text{si } t < 0 \\ \frac{1}{T}t & \text{si } 0 < t < T \\ D & \text{si } T < t, \end{cases} \tag{3.25}$$

où T correspond à la durée de la rupture. En prenant la transformée de Fourier de l'autoconvolution de la dérivée de $r(t)$ et en l'injectant dans l'équation (3.24) à la place du terme $\dot{f}(\omega)$, on obtient l'expression de la fonction source dans le domaine fréquentiel :

$$\dot{S}^k(\omega) = \exp(i\omega t_p^k) \exp(i\omega T) \left(\frac{\sin \frac{\omega T}{2}}{\frac{\omega T}{2}} \right)^2. \tag{3.26}$$

Ainsi, l'équation (3.20) devient dans le domaine fréquentiel :

$$\vec{U}^P(\vec{x}, \omega) = \left(\frac{\vec{\gamma} \mathcal{R}^P \prod (\mathcal{T}_j^P) \mathcal{C}^P M \dot{S}(\omega) \vec{\gamma}}{4\pi \sqrt{\rho_0 \rho_s \alpha_0 \alpha_s} \alpha_0^2} \right) \vec{\gamma}(\vec{x}). \quad (3.27)$$

Les équations pour l'onde SV et SH sont obtenues exactement de la même façon à partir des équations (3.26), (3.21) et (3.22).

3.2.2 Autres termes d'un sismogrammes

Nous venons de voir en détail les termes du déplacement généré par une faille en milieu purement élastique. Deux autres termes interviennent dans un sismogramme : l'atténuation anélastique et la réponse instrumentale.

3.2.2.1 Atténuation anélastique

Nous avons vu, par l'intermédiaire de l'expansion géométrique (équation 3.23) que l'amplitude d'une onde diminue tout au long de son trajet. D'autres phénomènes élastiques propres à des milieux de propagation complexe comme le scattering et le multipathing (non abordés dans ce travail), sont aussi responsables de la diminution de l'amplitude. Dans tous ces processus élastiques, l'énergie de propagation est conservée. Cependant ils ne sont pas suffisants pour expliquer toute l'atténuation observée sur un sismogramme. En réalité, la terre présente un comportement déviant du comportement élastique. Cette non-élasticité ou anélasticité se traduit par la conversion d'une partie de l'énergie sismique en chaleur (Anderson and Hart, 1978). C'est ce qu'on appelle l'atténuation anélastique

ou atténuation intrinsèque. L'atténuation anélastique en fonction du temps de propagation t_p^k d'une onde k (P ou S) est donnée en domaine fréquentiel par la fonction de transfert suivante :

$$A_{nc}^k(\omega) = \exp\left(\frac{-\omega t_p^k}{2Q^k}\right), \quad (3.28)$$

où Q^k est le facteur de qualité de l'onde k (P ou S). Ce terme sans dimension est analogue au facteur d'amortissement d'un système oscillant et il décrit donc la capacité d'un milieu à atténuer une onde qui le traverse. La convolution d'un Dirac avec cette fonction de transfert (figure 3.3) donne une impulsion centrée autour du temps de propagation $t_p = x/c$. Ainsi représentée, l'atténuation anélastique a pour effet de déphaser le signal, ce qui produit l'arrivée d'une partie de l'énergie (basses fréquences) avant l'arrivée théorique correspondant à l'arrivée des hautes fréquences. C'est le phénomène de non-causalité. Pour s'affranchir de ce problème, il faut utiliser une fonction de transfert causale (Carpenter and Flinn, 1965; Pennington and Isacks, 1979) :

$$A_c^k(\omega) = \exp\left(-\frac{\omega t_p^k}{2Q^k} + i\frac{\omega t_p^k}{\pi Q^k} \left[\ln\left(\frac{\omega}{\omega_N}\right) - 2\right]\right) \quad (3.29)$$

où ω_N est la fréquence de Nyquist. Ainsi les hautes fréquences arrivent les premières au temps t_p , alors que les basses fréquences arrivent plus tardivement pendant une durée dépendant de la valeur de Q.

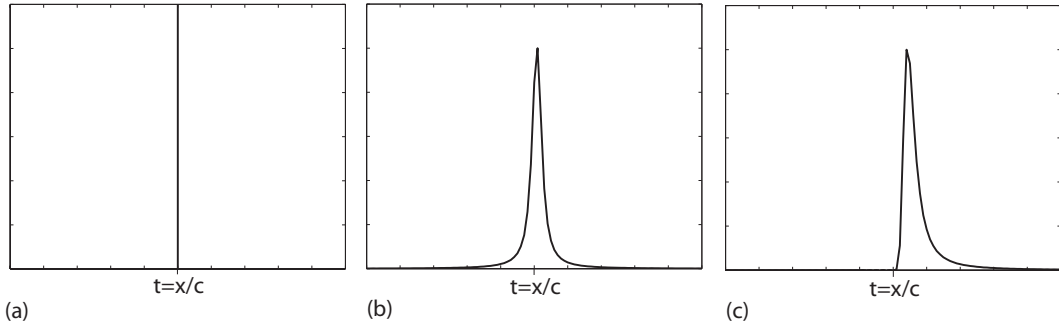


FIGURE 3.3: *Propagation dans un milieu sans atténuation anélastique d'une onde composée d'un Dirac ; toutes les fréquences arrivent en même temps (à gauche). Propagation de cette même onde dans un milieu non-causal ; de l'énergie arrive avant le temps d'arrivée théorique $t=x/c$ (au milieu). Propagation dans un milieu causal ; aucune énergie n'arrive avant le temps d'arrivée théorique (à droite).*

3.2.2.2 Réponse instrumentale

Le dernier terme composant le sismogramme est la réponse du capteur utilisé pour enregistrer les ondes sismiques. Dans le cas d'un vélocimètre, la fonction de transfert est :

$$I_{vel}(\omega) = -g \frac{(i\omega)^2}{(i\omega)^2 + 2h\omega_0(i\omega) + \omega_0^2} \quad (3.30)$$

où ω_0 est la fréquence naturelle du capteur, h le facteur d'amortissement, et g la sensibilité en V/m/s.

3.2.3 Modélisation d'un sismogramme

Les sismogrammes synthétiques sont finalement obtenus par la convolution des termes explicités dans les sections précédentes. En fait puisque ces termes sont donnés en domaine fréquentiel, il suffit de les multiplier pour obtenir les sismogrammes en fréquence. Notons que pour obtenir un sismogramme en vitesse

(vélocigramme) il suffit d'utiliser, non pas le déplacement, mais sa dérivée, ce qui en domaine fréquentiel, revient à multiplier le déplacement par $i\omega$. Les sismogrammes synthétiques en temps sont ensuite obtenus par une transformée de Fourier inverse :

$$ss_{vel}(\vec{x}, t) = TF^{-1}[SS_{vel}(\vec{x}, \omega)] = TF^{-1}[i\omega U(\vec{x}, \omega) \cdot A_c(\omega) \cdot I_{vel}(\omega)]. \quad (3.31)$$

La figure 3.4 montre les composantes longitudinales, radiales et transverses des sismogrammes synthétiques générés à cinq stations pour un séisme de mécanisme au foyer double-couple. La figure 3.5 montre la même chose mais pour un séisme dont le mécanisme au foyer comporte une composante non double-couple. Les paramètres utilisés pour ces modélisations sont présentés dans le tableau 3.1.

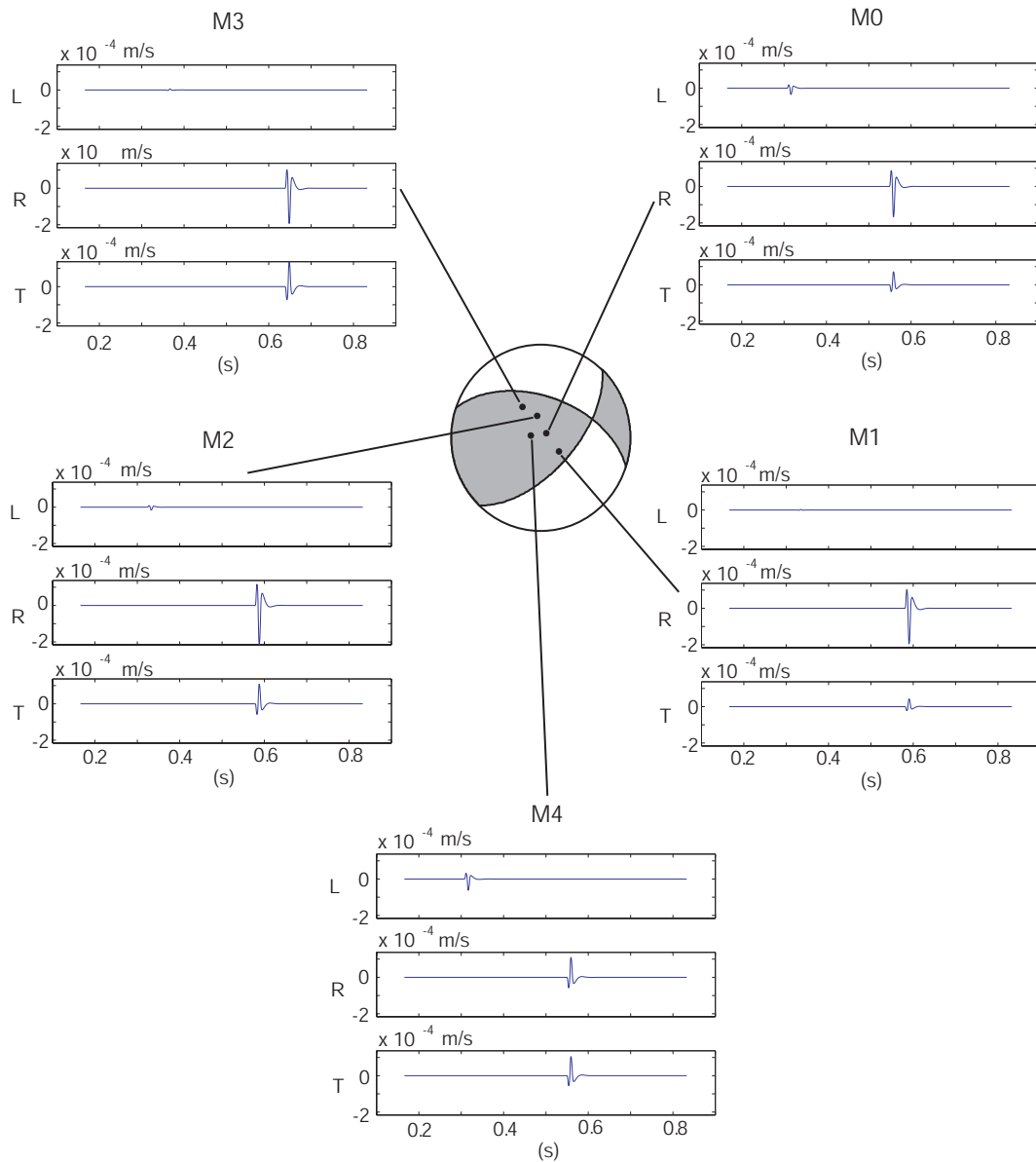


FIGURE 3.4: *Sismogrammes synthétiques générés pour un évènement de mécanisme au foyer double-couple (évènement A).*

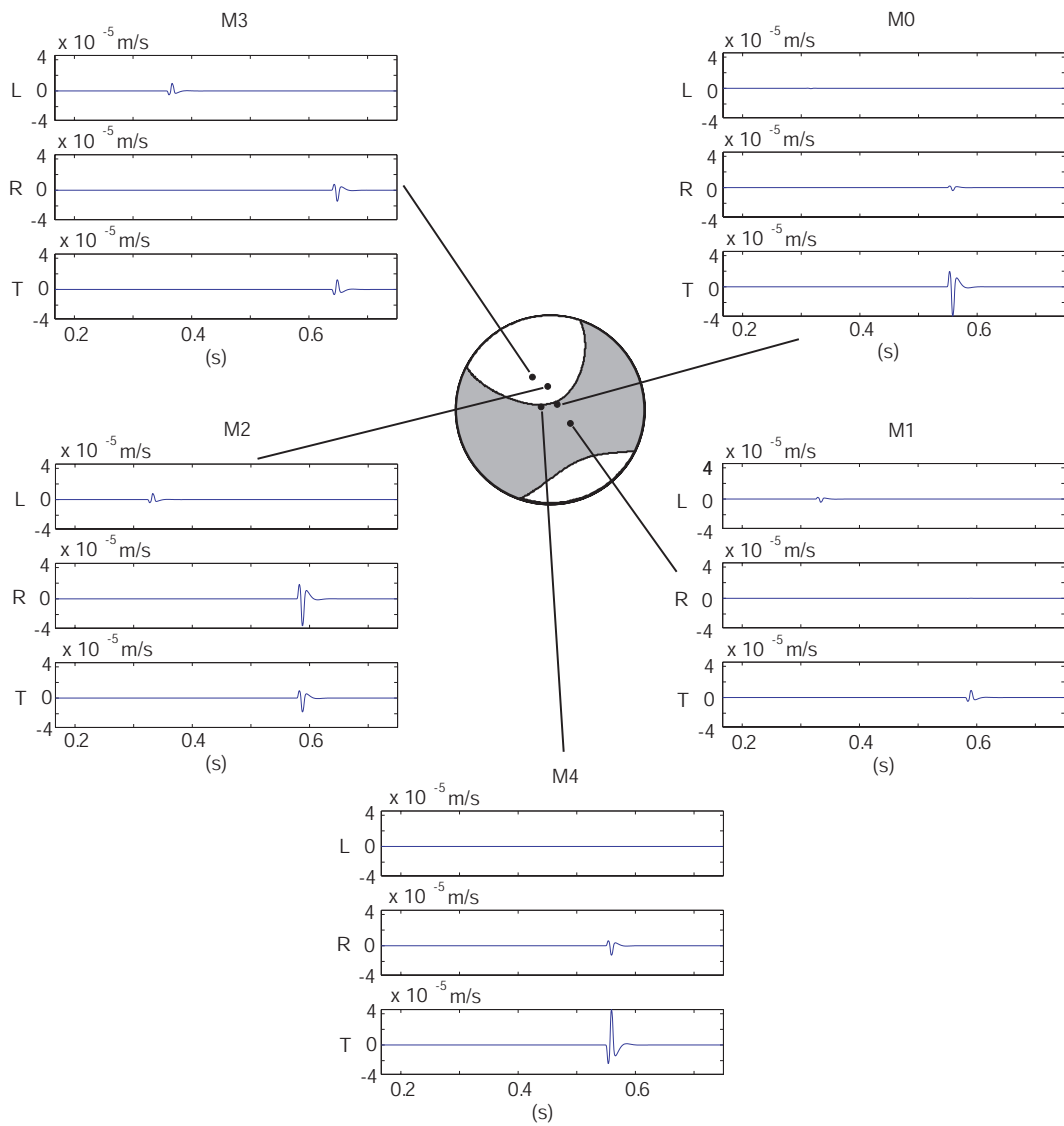


FIGURE 3.5: *Sismogrammes synthétiques générés pour un évènement de mécanisme au foyer non double-couple (évènement B).*

Paramètres	Valeurs
Milieu	
Vitesse onde P (m/s)	4300
Rapport V_p/V_s	1.8
Densité du milieu (kg/m^3)	2300
Q_P and Q_S	1000 and 600
Source	
M_0 (N.m)	10^9
Durée fonction source (s)	0.005
Mécanisme évènement A	
ϕ_s ($^\circ$)	45
δ ($^\circ$)	60
λ ($^\circ$)	45
Mécanisme évènement B	
M_{11}	-0.46
M_{12}	0.58
M_{13}	-0.44
M_{22}	0.70
M_{23}	0.07
M_{33}	0.08
$P_{ISO}^{\%}$	11.2
$P_{CLVD}^{\%}$	-27.2
$P_{DC}^{\%}$	61.6

TABLEAU 3.1: Paramètres utilisés pour calculer les sismogrammes synthétiques des évènements A et B.

3.2.4 Modélisation d'un sismogramme à partir de six sismogrammes élémentaires et mesure automatique des amplitudes théoriques élémentaires

Les sismogrammes modélisés précédemment ont été obtenus pour une position de source, un mécanisme à la source et des positions de capteurs donnés. Si on souhaite, pour une même configuration de source et de stations, modéliser des sismogrammes pour un autre mécanisme à la source, il n'est pas nécessaire de les recalculer à partir de l'équation (3.31). En effet, en suivant le formalisme utilisé pour définir un tenseur des moments à partir de six tenseurs élémentaires (2.2.1), il est possible d'obtenir un sismogramme par une combinaison linéaire de six sismogrammes élémentaires, le mécanisme à la source de chacun de ces six sismogrammes étant les six tenseurs élémentaires.

Ce processus est illustré dans la figure 3.6. Les sismogrammes élémentaires

(composantes longitudinales) sont modélisés à la station M3 pour la position de la source des exemples de la figure 3.4. Les sismogrammes des séismes A et B à la station M3 sont obtenus par combinaisons linéaires des sismogrammes élémentaires. Les coefficients de pondération a_i sont calculés à partir des composantes du tenseur des moments caractérisant le mécanisme à la source des séismes A et B. Dans le cas du séisme A, dont le mécanisme à la source est un double-couple, les composantes du tenseurs sont obtenues à partir de l'azimut du plan de faille (ϕ_s), du pendage (δ) et de l'angle de glissement (λ) (annexe A.1).

Ce formalisme va être pratique dans de l'inversion. En effet, au lieu de calculer les sismogrammes synthétiques à chaque itération de l'inversion, il suffit de calculer une seule fois les sismogrammes des six sources élémentaires d'après l'équation (3.31) en amont de l'inversion.

Les amplitudes théoriques sont ensuite mesurées automatiquement sur les sismogrammes élémentaires. Ces amplitudes, que nous appellerons amplitudes élémentaires sont définies comme étant le premier maximum ou minimum qui suit le temps d'arrivée théorique de l'onde (P, SV ou SH) sur le sismogramme (figure 3.7). En pratique ce maximum (ou minimum) est recherché dans une fenêtre de longueur correspondant à la période théorique de l'onde considérée.

Ensuite à chaque itération de l'exploration, de la même façon qu'un sismogramme peut être calculé à partir de la somme pondérée de sismogrammes élémentaires, les amplitudes théoriques sont calculées à partir des amplitudes élémentaires.

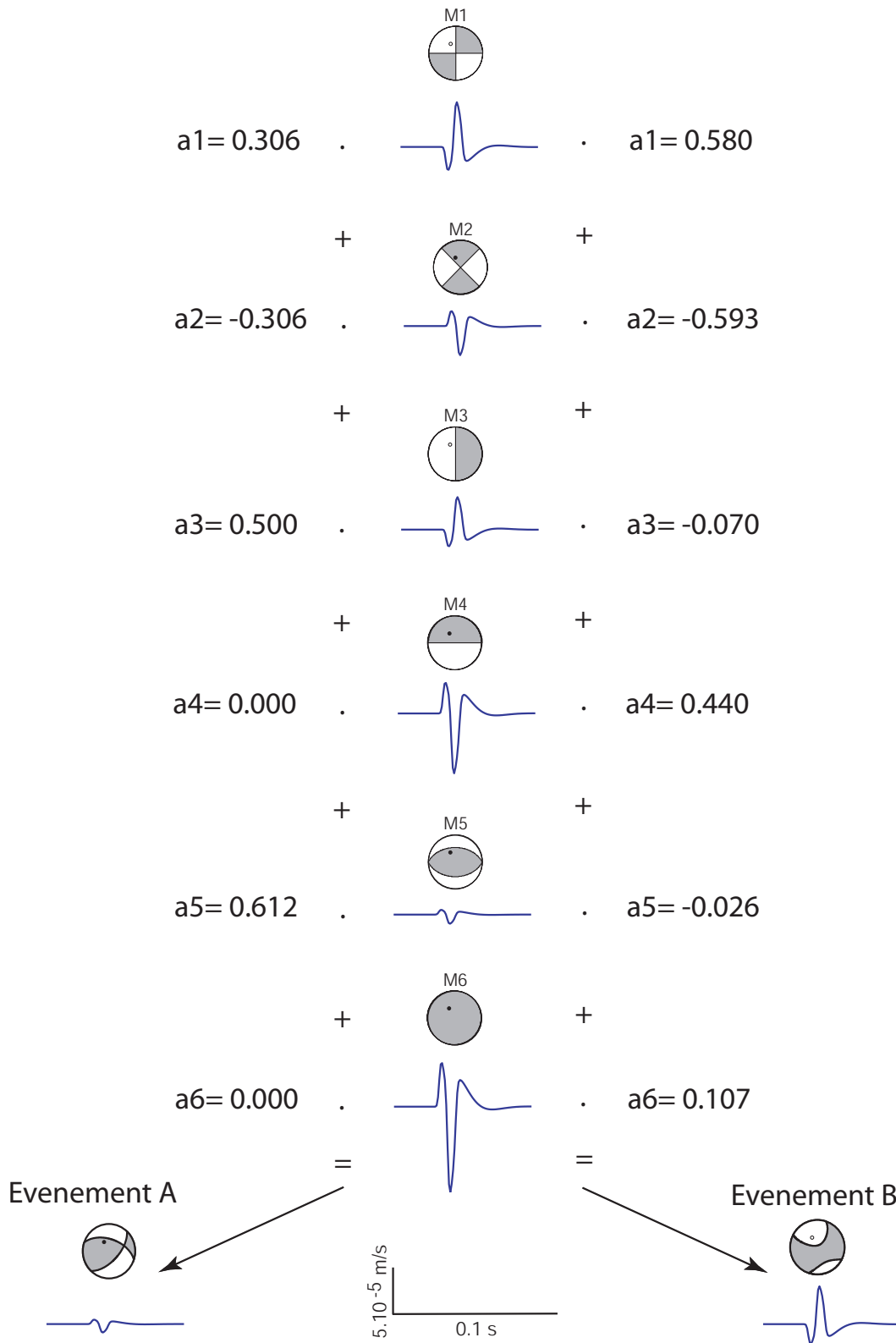


FIGURE 3.6: Illustration de l'expression de n'importe quel sismogramme à partir de six sismogrammes élémentaires (Kikuchi and Kanamori, 1991). Ici est représentée la composante longitudinale de la station M3 pour les événements A et B.

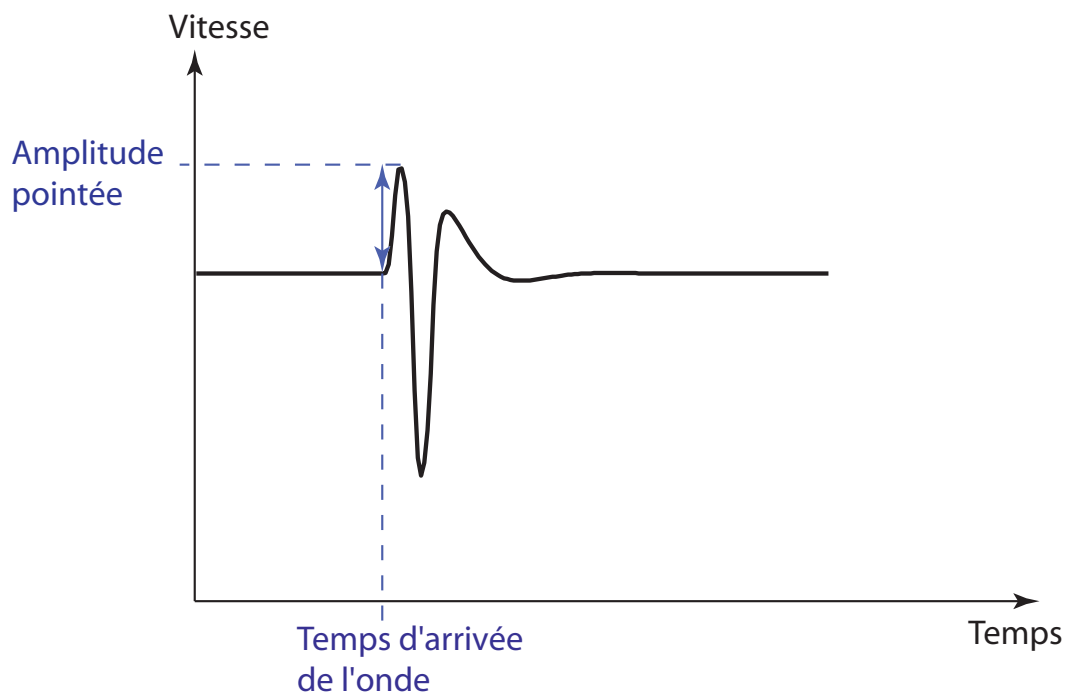


FIGURE 3.7: Définition de l'amplitude théorique mesurée automatiquement.

3.3 Problème inverse : généralités et définitions

3.3.1 Généralités et définitions

On considère généralement qu'un système physique quelconque peut être décrit par un jeu fini de paramètres caractérisant un modèle \vec{m} . Ce modèle permet de prédire la valeur des données observables représentées par le vecteur \vec{d} à partir d'une relation fonctionnelle théorique symbolisée par l'opérateur G (Tarantola, 2004) :

$$\vec{d} = G(\vec{m}) \quad (3.32)$$

Alors que dans la résolution du problème direct les inconnues sont les observables, la résolution du problème inverse consiste à évaluer la valeur des paramètres du modèle à partir des données observées.

Le choix de la méthode de résolution du problème inverse dépend de la nature de la relation (linéaire ou non linéaire) qui lie les données au modèle. Si G est un opérateur linéaire, alors le problème inverse peut être par exemple résolu par les moindres carrés. Si au contraire G est un opérateur non-linéaire, le problème est résolu soit par linéarisation, soit par des méthodes d'inversion non linéaire. C'est cette dernière solution que nous avons choisie de suivre.

La résolution d'un problème inverse non linéaire consiste à trouver les paramètres du modèle (paramètres optimaux) minimisant une fonction coût qui mesure l'écart entre les données observées et les données calculées par le problème direct. La fonction coût est généralement estimée à partir d'une norme L_p telle que :

$$S = \frac{1}{p} \sum_i \frac{|\vec{d}_i - G_i(\vec{m})|^p}{\sigma_i^p} \quad (3.33)$$

où d_i et G_i représentent respectivement la i -ème composante du vecteur des données observées \vec{d} et des données calculées $G(\vec{m})$. σ_i est l'incertitude associée à la i -ème observation du vecteur \vec{d} . Les normes les plus couramment utilisées dans les inversions sont les normes L_1 et L_2 . L'utilisation de la norme L_1 revient à considérer que l'incertitude σ_i suit une distribution de Laplace. La norme L_2 correspond quant à elle à une distribution gaussienne. La norme L_2 est plus sensible que la norme L_1 à l'influence des outliers dans un jeu de données (Tarantola, 2004).

La recherche des paramètres optimaux minimisant la fonction coût, se fait par une exploration itérative de l'espace des paramètres du modèle.

3.3.2 Exploration de l'espace des paramètres du modèle : cas général

Il existe plusieurs stratégies permettant d'explorer l'espace des paramètres du modèle de manière plus ou moins optimale. L'approche la plus simple consiste à discrétiser l'espace des paramètres du modèle en une grille plus ou moins fine et de réaliser une exploration systématique de chaque combinaison de paramètres. Le problème d'une telle exploration est son coût en temps de calcul. La taille des noeuds de la grille et le nombre de paramètres à déterminer conditionnent directement ce temps de calcul. Plus la grille sera fine, meilleure sera la précision de la solution mais au prix d'un nombre d'itération très élevé. A titre indicatif,

l'exploration systématique de l'espace des trois paramètres du plan de faille tous les 1° correspond à 11 793 600 itérations.

Il est donc nécessaire d'envisager d'autres méthodes d'exploration plus optimales. Les méthodes d'exploration utilisant la simulation de Monte Carlo en sont un exemple. Leur principe est basé sur un échantillonnage de l'espace des paramètres du modèle (supposé discret et fini) réalisé au cours d'une marche aléatoire sur cet espace. A présent, supposons qu'à chaque configuration du modèle \vec{m} corresponde un état X . Un processus aléatoire au cours duquel sont successivement visités les états $(X_1, X_2, \dots, X_n, X_{n+1})$ constitue une chaîne de Markov s'il satisfait la condition de Markov qui impose que l'état visité au pas $(n + 1)$ ne dépend que de l'état n .

Une itération de l'exploration aléatoire de l'espace des paramètres du modèle pour une simulation de Monte Carlo se déroule de la façon suivante :

- A un état $X_n = i$ de la chaîne de Markov est associée une configuration des paramètres du modèle \vec{m}_i qui constitue la solution courante au problème inverse.
- La configuration \vec{m}_j à l'état $X_{n+1} = j$ est obtenue en perturbant de manière aléatoire les paramètres de la configuration \vec{m}_i . La perturbation est prise dans un intervalle $I = [-dm; +dm]$ où dm est la valeur de perturbation maximale autorisée.
- Les données théoriques sont calculées à partir des paramètres du modèle \vec{m}_j en utilisant l'équation (3.32).
- L'écart entre les données observées et les données théoriques est mesuré par le calcul de la fonction coût S_j (équation 3.33).
- La fonction coût S_j à l'état $X_{n+1} = j$ est comparée avec la fonction coût

S_i à l'état $X_{n+1} = j$. La configuration \vec{m}_j des paramètres du modèle est acceptée ou rejetée en tant que solution courante du problème inverse, selon les conditions suivantes :

- . si $S_j \leq S_i$, alors \vec{m}_j est acceptée comme solution courante.
- . si $S_j > S_i$, alors \vec{m}_j est acceptée ou rejetée en fonction de la loi de probabilité $P(i \rightarrow j)$ de l'algorithme utilisé.

Nous allons à présent voir en détails les lois d'acceptation ou de rejet d'une configuration de paramètres de l'espace des modèles pour trois algorithmes utilisant une simulation de Monte Carlo.

3.3.2.1 Monte Carlo

Il s'agit de l'algorithme de base qui a ensuite été repris pour développer d'autres algorithmes plus sophistiqués. L'algorithme de Monte Carlo a pour vocation de conserver en tant que solution courante les paramètres de configuration m_j si la fonction coût associée S_j est plus faible que la fonction coût S_i associée à la configuration m_i . En revanche, dans le cas contraire, la configuration m_j est systématiquement rejetée et m_i est conservée en tant que solution courante. Autrement dit $P(i \rightarrow j) = 0$. Ceci est un inconvénient, puisque lorsque l'exploration de l'espace des paramètres du modèle a convergé vers un minimum local de la fonction coût, le processus reste bloqué dans cette région. C'est ce qu'illustre la figure 3.8 qui représente en abscisse, l'espace de solution d'un paramètre et en ordonnée la valeur de la fonction coût associée. L'exploration peut restée bloquée au niveau des minimums locaux a, b, c ou e.

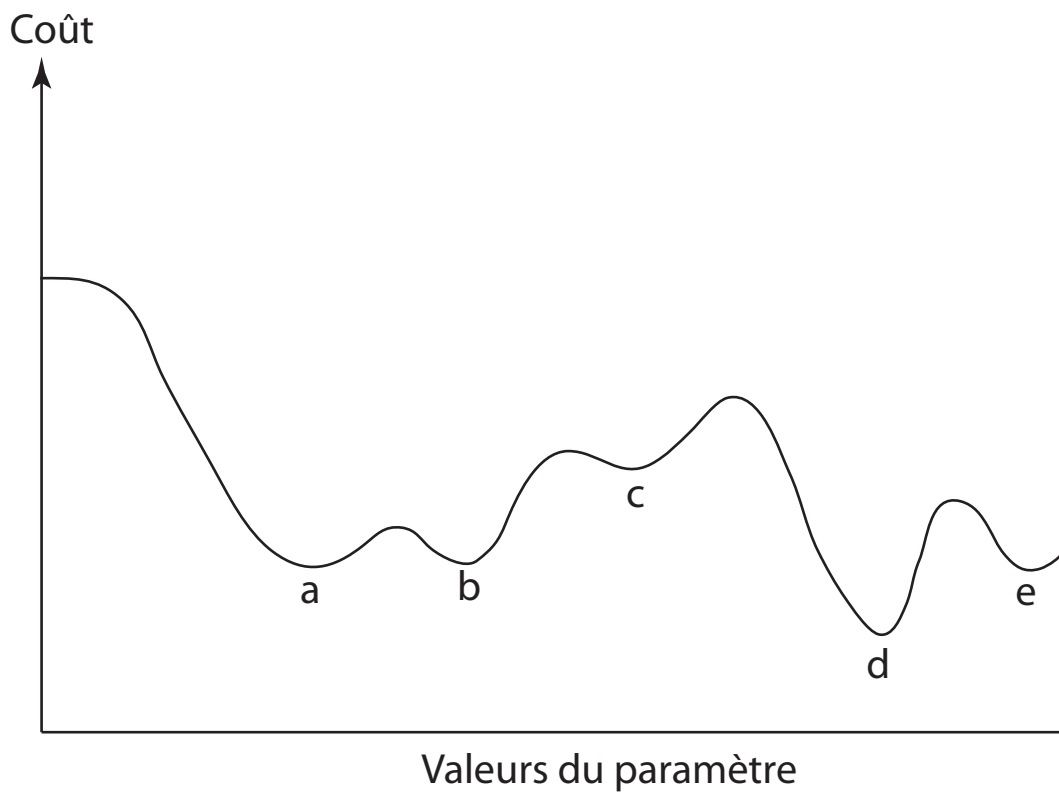


FIGURE 3.8: *Illustration de l'évolution de la fonction coût en fonction de la valeur d'un paramètre. Les lettres a, b, c et e indiquent les minimums locaux de la fonction. La lettre d indique le minimum absolu.*

3.3.2.2 Metropolis

L'algorithme Metropolis (Metropolis et al., 1953) introduit une notion aléatoire supplémentaire au sein de l'exploration afin d'éviter de converger vers une solution peu satisfaisante. Comme pour le Monte Carlo classique, le Metropolis conserve en tant que solution courante les paramètres de configuration m_j si la fonction coût associée S_j est plus faible que la fonction coût S_i associée à la configuration m_i . Dans le cas contraire, il existe cependant une certaine probabilité d'accepter la configuration m_j comme solution courante au problème inverse telle que :

$$P(i \rightarrow j) = \exp[-(S_j - S_i)] \quad (3.34)$$

Cette probabilité d'acceptation est la meilleure solution pour empêcher le blocage de l'exploration autour d'un minimum local de fonction coût. Par exemple dans la figure 3.8, en prenant une probabilité de 50 %, et en considérant que l'exploration est bloquée autour du minimum local c , il existe 50 % des chances que l'exploration puisse sortir de cette région et explorer le reste des valeurs du paramètre.

Notons cependant que le principal défaut de l'algorithme de Metropolis est qu'après avoir localisé la région du minimum absolu, la localisation fine de ce minimum absolu n'est pas optimale. En effet bien que l'exploration soit apte à trouver la région du minimum absolue, elle est également apte à en ressortir.

3.3.2.3 Recuit Simulé

L'algorithme du recuit simulé (Kirkpatrick et al., 1983) est basé sur une analogie avec la thermodynamique. L'agitation atomique se traduit par la capacité des molécules à quitter un cristal en croissance pour en initier un nouveau. Pendant un refroidissement, l'agitation atomique diminue avec la température. Ainsi plus la température baisse, plus la probabilité d'une molécule à sortir d'un cristal sera faible. L'analogie avec un algorithme d'exploration devient alors évidente. L'agitation atomique correspond à la capacité pour l'exploration à s'extraire d'un minimum local de la fonction coût et d'aller explorer d'autre zone de l'espace des paramètres du modèle. En terme probabiliste, il s'agit d'accepter la configuration m_j bien que la fonction coût associée S_j soit plus élevée que la fonction coût S_i de la configuration m_i . La baisse de la température quant à elle est analogue à une diminution de la capacité pour l'exploration à s'extraire d'un minimum local ce qui correspond à une diminution de la probabilité d'accepter m_j alors que $S_j > S_i$. Dans l'algorithme du recuit simulé, cette probabilité s'écrit :

$$P(i \rightarrow j) = \exp\left(-\frac{S_j - S_i}{T_{n+1}}\right) \quad (3.35)$$

où T est le paramètre de température qui contrôle la décroissance de la probabilité. Le paramètre T décroît lui même au cours des itérations selon un paramètre α tel que :

$$T_{n+1} = \alpha T_n \quad (3.36)$$

où α est inférieur mais proche de 1 afin que la décroissance de la température

soit très lente, ce qui est l'un des fondements du recuit simulé.

On peut résumer le recuit simulé de la façon suivante. Pour les premières itérations la probabilité d'acceptation est forte. A chaque itération la probabilité diminue. Ainsi, les premières itérations permettent de localiser la région où la fonction coût est minimale, c'est à dire que l'algorithme accepte suffisamment de mauvaises configurations des paramètres du modèle pour explorer une grande partie de l'espace. Puis, petit à petit, l'algorithme se focalise sur la meilleure région. Étant donné que la probabilité a diminué, l'exploration ne sort plus de cette région et recherche le minimum absolu.

3.3.3 Exploration de l'espace des paramètres d'un mécanisme au foyer.

3.3.3.1 Définitions

Avant de présenter en détails la méthode l'exploration que nous avons choisi pour la résolution du problème de détermination d'un mécanisme au foyer, il faut définir quelles sont les données et quels sont les paramètres du modèle à explorer. Les données \vec{d} sont les amplitudes des ondes directes P, SV et SH mesurées sur des sismogrammes. Nous avons vu au (3.2.1.2) que l'amplitude d'une onde dépend du coefficient de radiation, de la vitesse de propagation de l'onde, de la densité du milieu et de la distance source-station. Le coefficient de radiation est ce que nous cherchons à déterminer. Les autres termes quant à eux sont a priori connus. Nous avons vu également que l'amplitude dépend du moment scalaire M_0 et de la durée de la rupture T . Ces deux paramètres ne sont a priori pas connus. C'est pourquoi, afin de s'affranchir de l'influence de ces deux termes sur les amplitudes,

nous allons travailler avec des amplitudes observées et calculées normalisées de la manière suivante :

$$\overline{A}_s^k = \frac{A_s^k}{\sum_s \sum_k A_s^k} \quad (3.37)$$

où les indices k et s correspondent respectivement à l'onde sismique (P, SV ou SH) et à la station.

Les paramètres du modèle quant à eux sont les paramètres décrivant le mécanisme au foyer. Ces paramètres sont de deux types et dépendent de la manière dont on souhaite décrire la source sismique. Si on fait l'hypothèse d'une source double couple, l'espace des paramètres du modèle est un espace à trois dimensions. Chaque dimension correspond à un des trois paramètres angulaires du plan de faille (ϕ_s , δ et λ). Si au contraire on souhaite déterminer un mécanisme à la source de manière plus générale, l'espace des paramètres du modèle est un espace à six dimensions correspondant aux six éléments indépendants du tenseur général des moments. En réalité, pour des raisons d'optimisation de temps de calcul, nous n'allons pas directement chercher à déterminer ces six éléments du tenseur. Nous avons vu au (2.2.1) que n'importe quel tenseur des moments pouvait être exprimé par une somme pondérée de six tenseurs élémentaires (Kikuchi and Kanamori, 1991). Ce sont alors les six coefficients de pondération a_i qui seront déterminés par l'inversion des amplitudes.

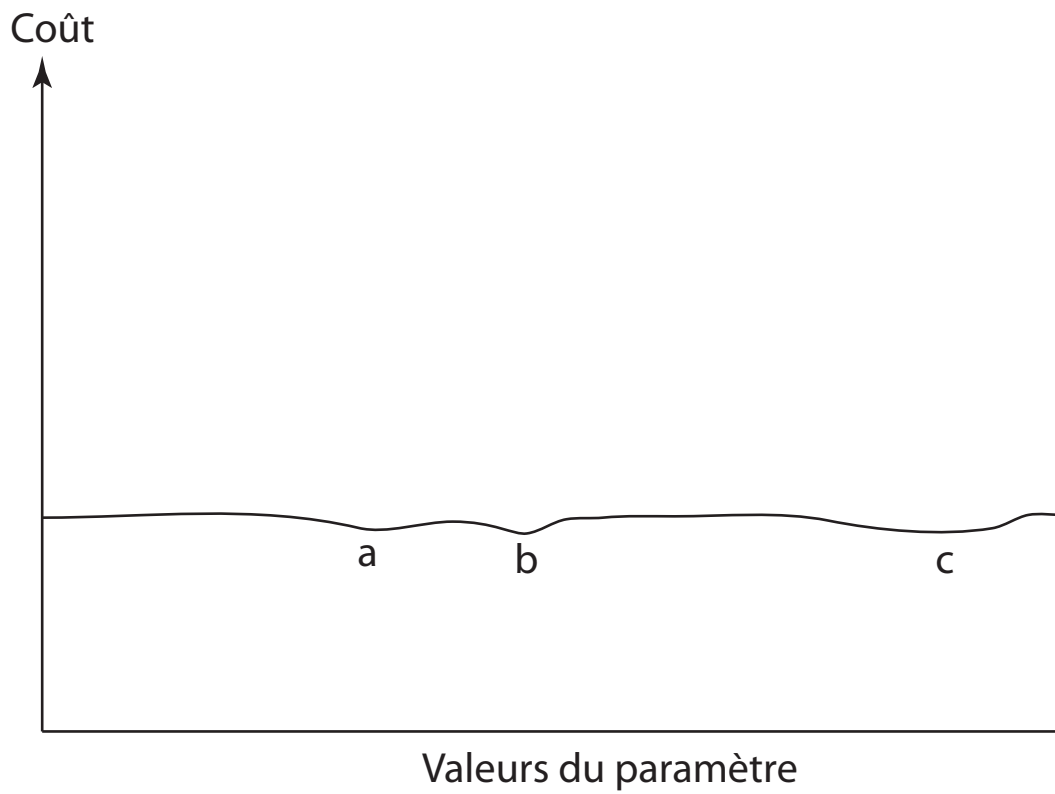


FIGURE 3.9: *Illustration d'une fonction "coût" lisse. Le contraste entre les valeurs de cette fonction est faible.*

3.3.3.2 Algorithme d'exploration.

Nous avons vu au (3.3.2) que parmi les trois méthodes d'exploration aléatoire utilisant une simulation de Monte Carlo, le recuit simulé était le plus robuste pour converger vers les paramètres du modèle correspondant au minimum absolu de la fonction coût. Cependant, nous n'utiliserons pas le recuit simulé tel qu'il vient d'être présenté, mais nous allons y apporter certaines modifications afin notamment de le rendre plus facilement paramétrable. En effet, les paramètres température (T) et décroissance (α) n'ont pas de véritable sens physique en dehors de la thermodynamique. Il est donc difficile de savoir quelle valeur initiale de température et quelle valeur de décroissance α utiliser, d'autant plus qu'il n'existe pas de règle permettant de déterminer ces valeurs qui sont propres à chaque problème inverse. Ainsi on ne peut déterminer la valeur de ces paramètres que de manière empirique, en réalisant toute une série de test, ce qui peut très vite devenir fastidieux. D'autre part, la formulation de la probabilité d'acceptation $P(i \rightarrow j)$ basée sur la différence entre deux valeurs de la fonction coût peut être problématique. En effet, si la fonction coût est "lisse", c'est à dire si le contraste entre les maxima et les minima est faible (figure 3.9), alors la probabilité d'acceptation sera systématiquement faible. Cela peut avoir pour conséquence une exploration limitée à une zone réduite de l'espace des paramètres du modèle.

Toutes ces remarques nous conduisent à définir un nouvel algorithme composé de deux sous explorations. La première sous-exploration est basée sur l'algorithme de Metropolis et correspond à N_1 itérations. La probabilité d'acceptation n'est pas calculée par la différence entre deux valeurs de fonction coût mais est un paramètre défini par l'utilisateur et reste fixe pendant les N_1 itérations. Cette probabilité doit être suffisamment élevée pour permettre un échantillonnage homogène de l'espace des paramètres du modèle. Pour la même raison, l'intervalle

de perturbation des paramètres du modèle doit être grand. Ainsi cette première sous-exploration permet de localiser la zone de l'espace des paramètres correspondant au minimum de la fonction coût.

La deuxième sous exploration est basée sur l'algorithme du recuit simulé et correspond à N_2 itérations. La probabilité d'acceptation décroît au cours des itérations tel que :

$$P(i \rightarrow j)_n = c_1 P(i \rightarrow j)_{n-1} \quad (3.38)$$

$$c_1 = \left(\frac{P(i \rightarrow j)_{min}}{P(i \rightarrow j)_{init}} \right)^{\frac{1}{N_2}} \quad (3.39)$$

On voit que contrairement au recuit simulé classique, il n'y a pas besoin de définir un terme de température pour la décroissance de la probabilité. Cette décroissance dépend du nombre d'itérations N_2 , et se fait entre une probabilité initiale P_{init} qui est celle utilisée lors de la sous-exploration 1 et une probabilité minimale P_{min} choisie par l'utilisateur. De la même façon les bornes dm de l'intervalle de perturbation aléatoire I des paramètres du modèle décroît tel que :

$$dm_n = c_2 dm_{n-1} \quad (3.40)$$

$$c_2 = \left(\frac{dm_{min}}{dm_{init}} \right)^{\frac{1}{N_2}} \quad (3.41)$$

Les paramètres initiaux du modèle lors de cette deuxième sous-exploration sont

les paramètres optimaux donnés par la sous-exploration 1. Ainsi, cette deuxième étape de l'exploration permet de converger de plus en plus finement vers les paramètres du modèle correspondant au minimum absolu de la fonction coût.

Le schéma d'inversion est globalement le même que ce soit pour la détermination des paramètres du plan de faille $(\phi_s, \delta, \lambda)$ ou bien la détermination du tenseur général des moments. Les figures 3.10 et 3.11 représentent l'algorithme d'inversion pour chacun de ces deux cas. En ce qui concerne la détermination du tenseur général des moments nous ne déterminons pas directement les six éléments du tenseurs, mais six coefficients de pondérations a_i (voir 2.2.1) que nous normalisons entre -1 et 1. Cette astuce permet de ne pas calculer les amplitudes théoriques par la théorie des rais (3.2.3) à chaque itération de l'exploration ce qui peut être un gain de temps important si le nombre de stations est élevé. En effet, nous avons vu au (3.2.4) qu'une amplitude pouvait être exprimée comme la somme de six amplitudes élémentaires pondérées par les six coefficients a_i . Ainsi, seules les six amplitudes élémentaires des ondes P, SV et SH sont calculées en amont de l'inversion par la théorie des rais. Ensuite, à chaque itération de l'exploration, les amplitudes théoriques sont données par la somme des amplitudes théoriques élémentaires pondérées par les six coefficient a_i (paramètres du modèle en cours d'exploration).

Dans le cas de la détermination des paramètres du plan de faille caractérisant une source double-couple, les amplitudes élémentaires et donc les coefficients a_i se réduisent au nombre de cinq puisque la sixième amplitude correspond à une source en explosion (voir 2.2.1). L'exploration se faisant sur ϕ_s, δ et λ , les coefficients a_i sont calculés à partir des éléments du tenseur double couple (équation 2.18), eux même calculés à partir des trois angles du plan de faille (annexe A.1).

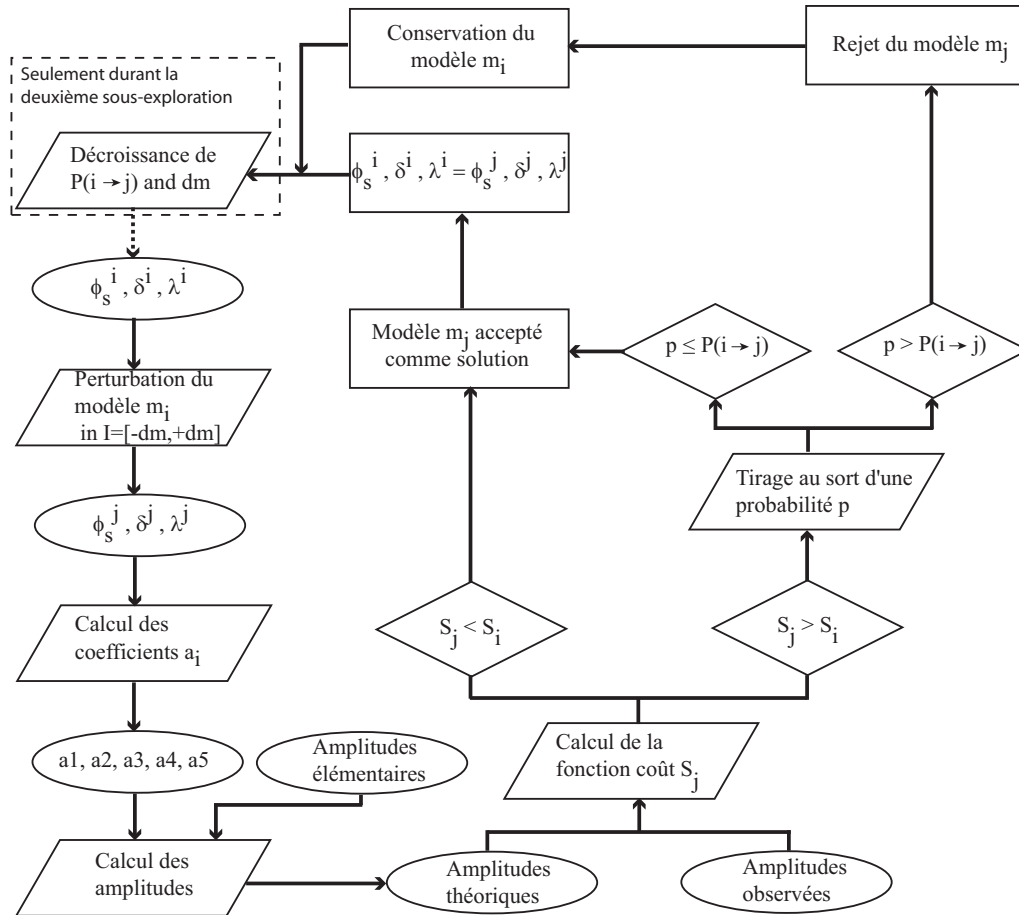


FIGURE 3.10: Diagramme représentant une itération de l'exploration pour la détermination des paramètres du plan de faille. La ligne en pointillés indique la transition vers l'itération suivante. Comme indiqué, la décroissance de la probabilité d'acceptation et de l'intervalle de perturbation est réalisée uniquement pendant la sous-exploration 2. Durant la sous-exploration 1, ces paramètres demeurent constants.

3.3.3.3 Paramétrisation de la fonction coût.

Nous supposons que les valeurs des amplitudes observées sont influencées par un bruit Gaussien. Nous définissons alors l'incertitude σ (voir équation 3.33) associée à chaque amplitude observée comme l'écart type d'une fenêtre de bruit située

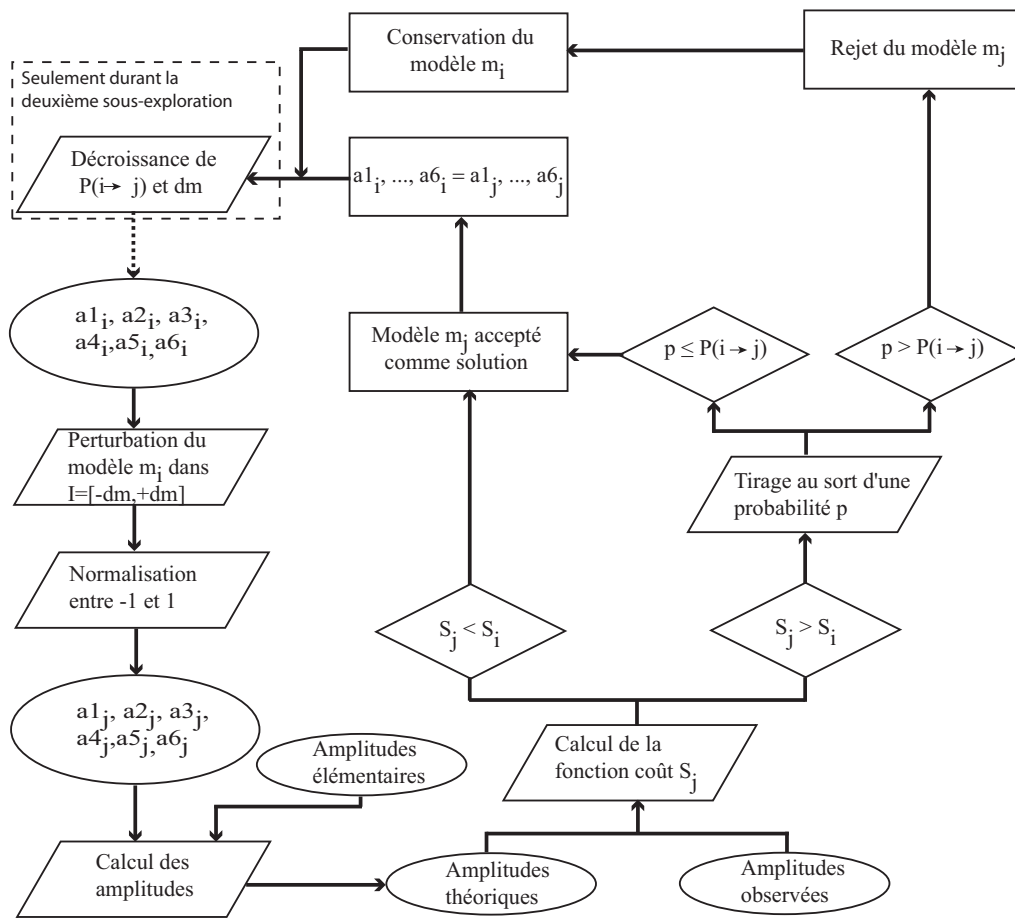


FIGURE 3.11: *Idem que la figure 3.10 mais pour la détermination du tenseur des moments.*

immédiatement avant l'amplitude. En toute rigueur, l'hypothèse d'une incertitude Gaussienne impliquerait l'utilisation de la norme L_2 (voir 3.3.1). Cependant nous choisissons d'utiliser une norme L_1 qui est moins sensible aux outliers que la norme L_2 (Tarantola, 2004).

Nous modifions légèrement le calcul de la fonction coût afin que l'information donnée par le signe de l'amplitude (polarité) ait un poids plus fort que l'information donnée par la valeur absolue de l'amplitude. En effet, lorsqu'on pointe une amplitude sur un sismogramme, on est en principe sûr de son signe. C'est pourquoi, par la modification de la fonction coût, nous contraignons l'exploration à explorer en priorité les configurations des paramètres du modèle qui donnent des amplitudes théoriques dont le signe est en accord avec celui des amplitudes observées. La fonction coût est modifiée de la façon suivante. A chaque itération, la fonction coût est artificiellement dégradée si il existe des oppositions de signes entre les amplitudes observées et calculées. Cette dégradation se fait par la multiplication de la valeur du coût par le coefficient $(N^{inv} + 1)$ où N^{inv} est le nombre d'oppositions de signe.

3.3.4 Détermination a posteriori de la magnitude.

A la fin de l'exploration, nous essayons de déterminer la magnitude de l'évènement. Pour cela il est nécessaire de connaître le moment scalaire M_0 . Ce terme est estimé par :

$$M_0 = \frac{\sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^3 (Aopt_j^k Aobs_j^k)}{\sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^3 (Aopt_j^k)^2} \quad (3.42)$$

où $Aobs_j^k$ sont les amplitudes observées (non normalisées), $Aopt_j^k$ sont les amplitudes théoriques (non normalisées) correspondant à la solution optimale de l'inversion, N est le nombre de stations, j est l'indice de la station et k est l'indice de l'onde (P, SV ou SH). Ce calcul implique que les amplitudes théoriques soient calculées pour $M_0 = 1$ N.m. Cela implique également que la durée de la fonction source soit fixée afin d'être en accord avec la largeur des signaux observés car nous avons vu au (3.2.1.2) le lien très fort qui existe entre le moment scalaire, la durée de la fonction source et l'amplitude. Bien évidemment ces valeurs de M_0 et de durée de fonction source n'ont aucune influence sur la détermination du mécanisme au foyer car elles sont éliminées par la normalisation des amplitudes (équation 3.37). La magnitude est ensuite déduite de la loi de Hanks and Kanamori (1979) tel que :

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - 6 \quad (3.43)$$

3.3.5 Validation sur données synthétiques

Afin d'évaluer la robustesse de notre méthode d'inversion à converger vers la bonne solution, nous la testons sur des données synthétiques.

3.3.5.1 Paramètres du plan de faille

Nous utilisons le code AXITRA (Coutant, 1989) basé sur la méthode de Bouchon (1981) (discrete wavenumber method), afin de générer un jeu de données de sismogrammes 3-composantes. Nous reprenons le même réseau de stations et le même mécanisme au foyer que nous avons utilisé pour la modélisation des sis-

mogrammes de l'évènement A au (3.2.3) (voir tableau 3.2 et figure 3.12). Il s'agit d'un réseau de faible ouverture composé de cinq géophones 28 Hz placés dans cinq puits différents à 200m de profondeur. Ce réseau est inspiré d'un réseau réel utilisé dans un site de stockage de gaz.

Afin de reproduire des signaux réels, nous ajoutons aux sismogrammes en domaine temporel, un niveau de bruit modéré suivant une distribution gaussienne. L'amplitude de ce bruit est obtenu de la manière suivante : nous prenons l'amplitude maximale sur chaque composante de chaque station. L'écart type du bruit synthétique est définie comme étant 5 % de la moyenne des amplitudes maximales.

Les données synthétiques subissent ensuite le même traitement que des données réelles (figure 3.13). Un filtre passe-bas de Butterworth est appliqué aux données afin de réduire le niveau de bruit, les temps d'arrivées P et S sont pointés manuellement et utilisés pour relocaliser l'évènement. Le modèle de vitesse initial utilisé pour générer les données synthétiques est légèrement modifié afin d'introduire des incertitudes de localisation comme pour des données réelles. Ensuite une rotation est appliquée pour transformer les deux composantes horizontales en composantes radiale et transversale afin de séparer l'onde S selon sa composante horizontale et verticale (annexe B.1). Les amplitudes P, SV et SH sont mesurées manuellement sur les composantes verticales, radiales et transverses. Enfin, les amplitudes sont inversées en utilisant le modèle de vitesse perturbé, les nouvelles localisations et les autres paramètres donnés dans le tableau 3.2.

Le résultat de l'inversion des amplitudes est donné dans les figures 3.14 et 3.15 et le tableau 3.3. La solution est obtenue avec après 10 000 itérations (2500 pour la sous-exploration 1 et 7500 pour la sous exploration 2). La probabilité d'acceptation d'une moins bonne solution a été choisie à 50 % pour la

Paramètres	Génération des données synthétiques	Inversion des données
Vitesse onde P (m/s)	4300	4000
Rapport V_P/V_S	1.8	1.8
Densité du milieu (kg/m^3)	2300	2100
Q_P and Q_S	1000 and 600	800 and 400
Coordonnée évènement (Est) (m)	-61426.9	-61432.1 \pm 70
Coordonnée évènement (Nord) (m)	35746.1	35718.2 \pm 50
Coordonnée évènement (profondeur) (m)	1153.5	1084.3 \pm 30
Durée fonction source (s)	0.005	0.0045

TABLEAU 3.2: Paramètres utilisés pour calculer les données synthétiques (deuxième colonne) et pour réaliser l'inversion des données synthétiques (troisième colonne).

sous-exploration 1. Cette valeur constitue également la probabilité initiale de la sous-exploration 2. La probabilité minimale est fixée à 10 %. De la même façon, durant la sous-exploration 1, les bornes de l'intervalle de perturbation aléatoire des paramètres du plan de faille correspondent à 1/6 de l'intervalle de valeur de chaque paramètre. Durant la sous-exploration 2, les bornes de l'intervalle de perturbation décroissent jusqu'à 1/36 de l'intervalle de valeur des paramètres du plan de faille.

Les valeurs des paramètres du plan de faille (azimut, pendage et glissement) explorés durant l'inversion ainsi que la valeur du coût correspondant, sont indiquées dans la figure 3.14-b. L'algorithme a exploré l'ensemble de l'espace des paramètres. Nous pouvons voir deux minima équivalents de la fonction coût qui correspondent au plan de faille et au plan auxiliaire du mécanisme au foyer (étoiles noire et blanche). L'algorithme a convergé (densité importante de points explorés) de façon aléatoire vers l'un de ces deux minima. La valeur du pendage a été retrouvé avec une différence de 1° par rapport à la valeur attendue (voir tableau 3.3). De la même façon, l'azimut et l'angle de glissement ont été retrouvés avec une différence de 3° . Notons que dans la figure 3.14-b, (repères azimut-glissement et azimut-pendage), une zone allongée de faible coût joignant les deux solutions équivalentes, indique que l'azimut est relativement moins bien contraint que les

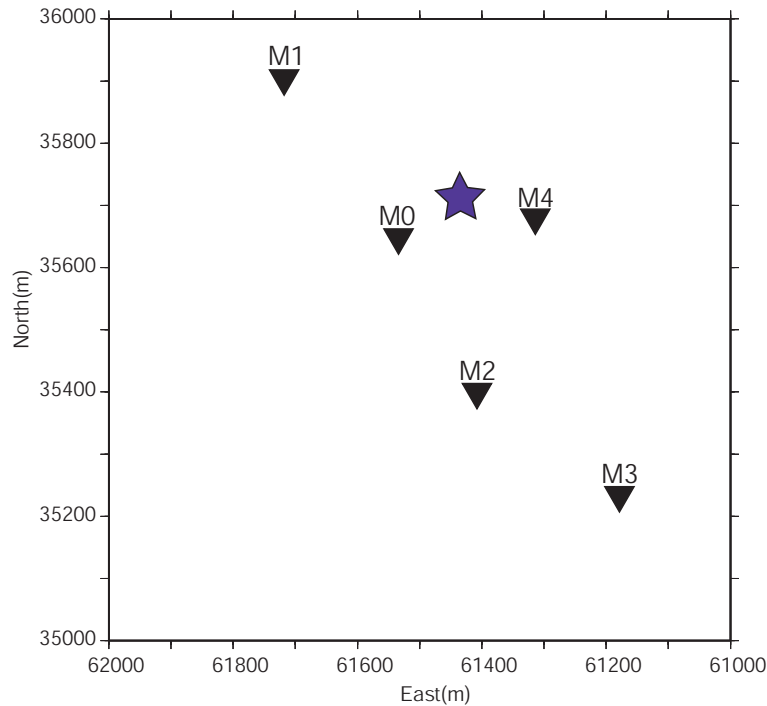


FIGURE 3.12: Carte des stations déployées dans cinq puits à 200m de profondeur et utilisées pour la génération des données synthétiques. L'étoile représente la localisation des évènements A et B.

deux autres angles. Ceci se voit aussi au niveau de la projection stéréographique de l'axe P de la solution (figure 3.14-b) avec la présence d'une zone circulaire de faible coût. Cette incertitude sur l'azimut s'explique par la forme allongée du réseau qui ne couvre qu'un seul quadrant de la sphère focale (figure 3.14-a).

La figure 3.15 montre la comparaison entre les données et la solution optimale. Nous choisissons de montrer les formes d'onde plutôt que l'amplitude seule, afin de contrôler si la paramétrisation de la durée de la fonction source utilisée pour le calcul de M_0 est valide. L'accord entre les traces est très correct. Par contre, la valeur de M_0 est sous estimée et correspond à une différence de magnitude de 0.16 par rapport à la magnitude attendue. Cette différence est due à la contribution de plusieurs facteurs. Tout d'abord, l'utilisation dans l'inversion d'une durée

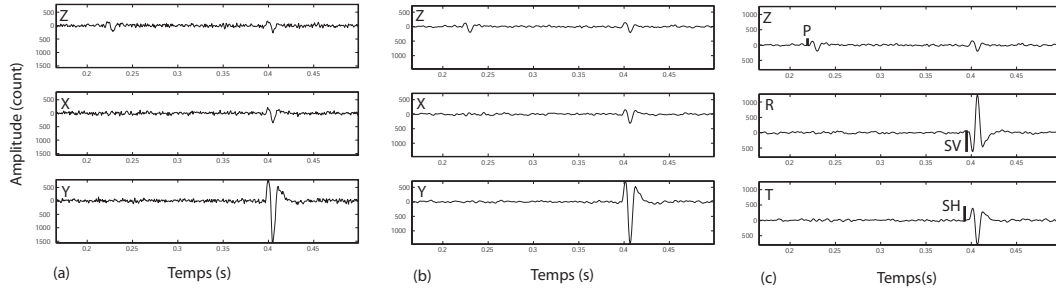


FIGURE 3.13: *Etapes de traitement des sismogrammes synthétiques. (a) Données brutes. (b) Données filtrées. (c) Composantes horizontales pivotées en composantes radiale et transverse. Les amplitudes P, SV et SH mesurées sont représentées par les barres verticales.*

de fonction source plus faible que celle utilisée pour la génération des données (voir tableau 3.2). Ensuite, le filtrage qui décroît l'amplitude du signal. Enfin l'utilisation pour l'inversion de paramètres du milieu (vitesses, densités, facteurs de qualité) différents de ceux utilisés pour la génération des données. Une autre raison de cette différence de magnitude peut venir de la procédure de calcul de M_0 qui moyenne les amplitudes.

	Azimut (ϕ_s)		Pendage (δ)		Glissement (λ)		M_0 (N.m)	M_w
	P1	P2	P1	P2	P1	P2		
Valeurs à retrouver	45	288.4	60	52.2	45	140.8	10^9	0
Valeurs retrouvées	41.8	287.9	60.9	54.0	42.3	143.0	$5.7 * 10^8$	-0.16
Incertitude 1		1.35		0.73		1.11	-	-
Incertitude 2		1.82		1.15		1.70	-	-
Incertitude 3		22.25		2.71		8.39	-	-

TABLEAU 3.3: *Résultats attendus et obtenus de l'inversion des données synthétiques. L'incertitude 1 est seulement reliée au processus de convergence de l'inversion; l'incertitude 2 inclue également l'incertitude reliée à la mesure des amplitudes; l'incertitude 3 comprend les deux premières plus celle reliée à la localisation de l'évènement. Les valeurs sont données en degrés. P1 et P2 correspondent aux deux plans équivalents (plan de faille et auxiliaire) de la solution focale.*

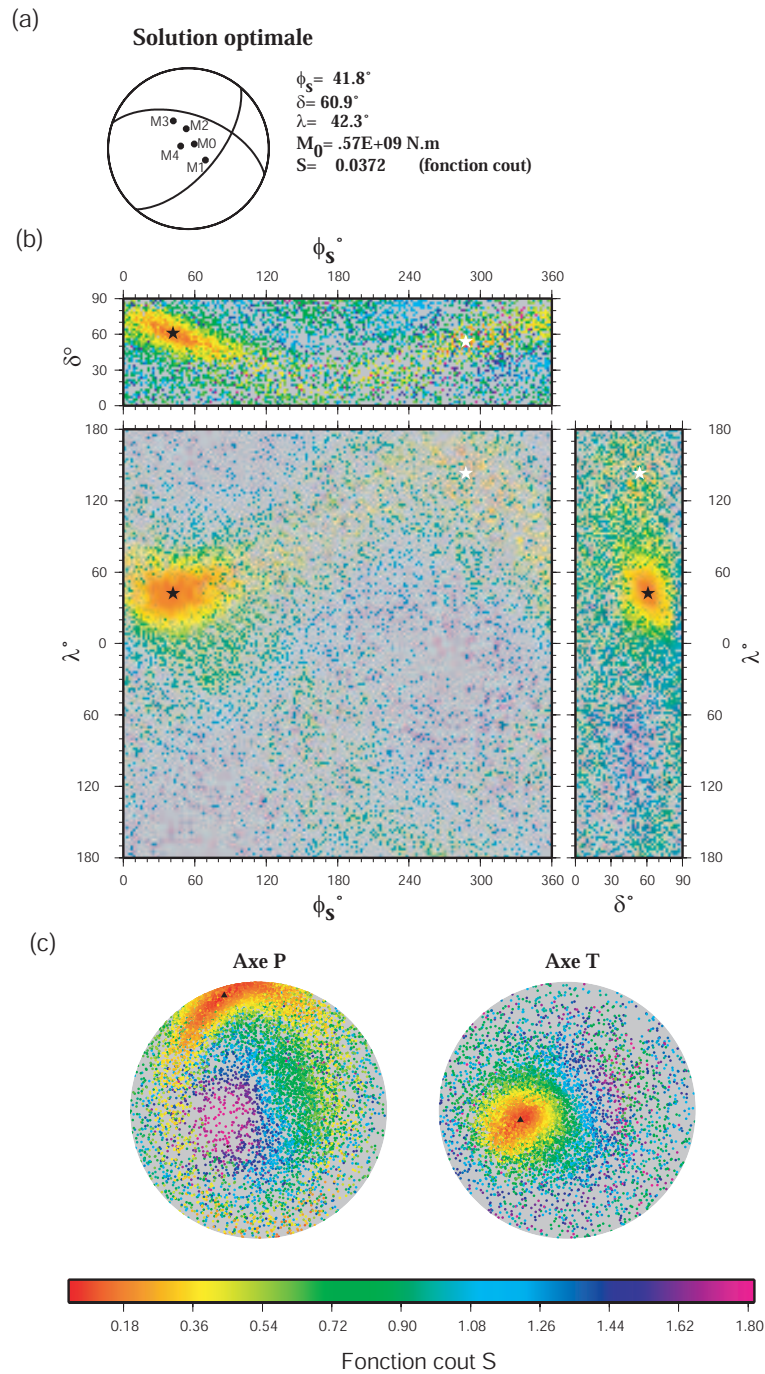


FIGURE 3.14: (a) Solution optimale donnée par l'inversion des données synthétiques de l'évènement A (les valeurs à retrouver sont données dans le tableau 2-2) et paramètres angulaires correspondant au plan auxiliaire. La projection est faite sur l'hémisphère inférieure. Les cercles noirs correspondent à une onde P compressive. (b) Représentation de l'exploration de l'espace des paramètres (azimut ϕ_s , pendage δ et angle de glissement λ) avec la valeur du coût associé à chaque point. L'étoile noire indique la solution optimale (plan de faille). L'autre minimum de la fonction coût correspondant au plan auxiliaire est indiqué par une étoile blanche. (c) projection sur la demi-sphère inférieure des axes P et T correspondant aux paramètres explorés. Les triangles noirs indiquent les axes de la solution optimale.

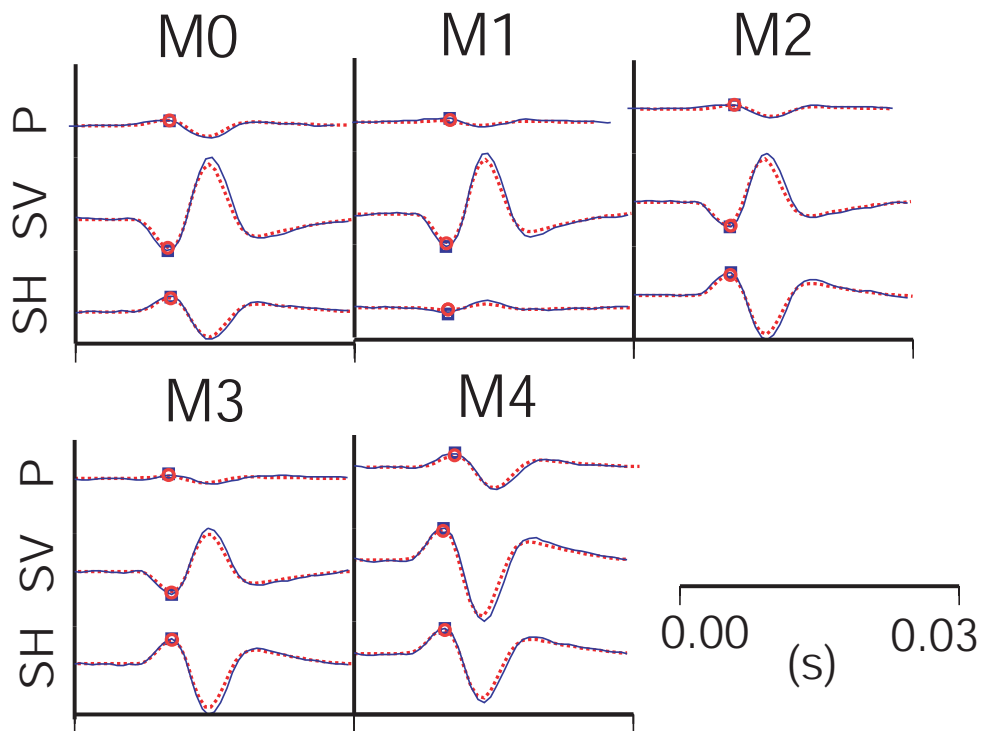


FIGURE 3.15: *Sismogrammes des données synthétiques (trait plein bleu) et sismogrammes de la solution optimale donnée par l'inversion des amplitudes (trait pointillé rouge) de l'évènement A. Les sismogrammes sont représentés plutôt que les amplitudes seules afin de contrôler si la durée de la fonction source choisie pour la modélisation est correcte. Les carrés bleus indiquent les amplitudes inversées et les cercles rouges indiquent les amplitudes théoriques correspondantes.*

3.3.5.2 Tenseur des moments

Nous générons à nouveau un jeu de sismogrammes 3-composantes à l'aide d'AXITRA. Nous reprenons les paramètres et le réseau de stations déjà utilisés pour l'exemple synthétique précédent (figure 3.12 et tableau 3.2). Le mécanisme au foyer choisi pour générer ces nouvelles données est celui de l'évènement B (voir 3.2.3). Les composantes du tenseur décrivant ce mécanisme ainsi que les pourcentages d'isotrope, de CLVD et de double couple associés (équations 2.12, 2.13, 2.14), sont donnés dans le tableau 3.4.

Dans la suite nous réalisons deux inversions. La première utilise exactement les mêmes paramètres que ceux utilisés pour la génération des données (tableau 3.2, colonne 2). D'autre part les sismogrammes synthétiques ne sont pas bruités. Ceci nous permet de vérifier que l'algorithme converge correctement vers la bonne solution. Les résultats de cette première inversion sont donnés dans le tableau 3.4 (Inversion 1) et la figure 3.16-a. Les composantes du tenseurs sont correctement retrouvées (erreur maximale égale à ± 0.04). De la même façon l'erreur sur le moment scalaire est faible ($0.04 * 10^9$ N.m) conduisant à une erreur sur la magnitude de l'ordre de -0.01. Enfin les pourcentages d'isotrope, de CLVD et de double-couple sont correctement retrouvés avec une erreur maximale de -0.8 % pour le CLVD. Cette faible différence entre les paramètres attendus et les paramètres retrouvés, qui est liée au processus de convergence de l'algorithme, se traduit par un excellent accord entre les amplitudes observées et théoriques (figure 3.16-a).

La deuxième inversion utilise des paramètres différents de ceux utilisés pour la génération des données ; nous gardons les mêmes modifications que celles utilisées dans le cas du double-couple (tableau 3.2, colonne 3). De plus les sismogrammes sont bruités selon la procédure décrite au (3.3.5.1). Les résultats sont donnés dans le tableau 3.4 (Inversion 2) et la figure 3.16-b. L'erreur associée à la détermination

des composantes du tenseur varie entre 0.02 (M12) et 0.11 (M11). Ceci se traduit sur la figure 3.16-b par une légère différence dans la forme des zones en compression du diagramme stéréographique par rapport au diagramme de la figure 3.16-a. Malgré ces différences, le mécanisme au foyer demeure similaire. L'erreur sur le moment scalaire ($0.52 \cdot 10^9$ N.m) est plus significative que pour l'inversion 1 et correspond à une différence de magnitude de 0.21. Les pourcentages d'isotrope de CLVD et de double-couple obtenus sont très différents des valeurs attendues (différences respectives de -7.5 %, -21.7 % et -14.3 %). Ce résultat montre clairement que la détermination de la contribution de chacun de ces trois mécanismes est très sensible à de faibles variations du tenseur des moments.

Conjointement au tenseur des moments, nous déterminons le mécanisme double couple optimal associé. Ce mécanisme est donné par le tenseur double-couple non diagonalisé, obtenu par la décomposition présentée au (2.2). Les axes P et T de ce tenseur double-couple correspondent respectivement aux vecteurs propres associés à la plus petite et à la plus grande valeur propre du tenseur général des moments. Le tableau 3.5 donne le mécanisme au foyer double couple attendu, exprimé en terme de paramètres du plan de faille (azimut, pendage et angle de glissement) et le mécanisme au foyer obtenu par l'inversion 1 et l'inversion 2. Les paramètres donnés par l'inversion 1 sont identiques aux paramètres attendus. De la même façon, l'inversion 2 permet de retrouver correctement les paramètres du plan de faille attendus avec des erreurs maximales de l'ordre de 3° .

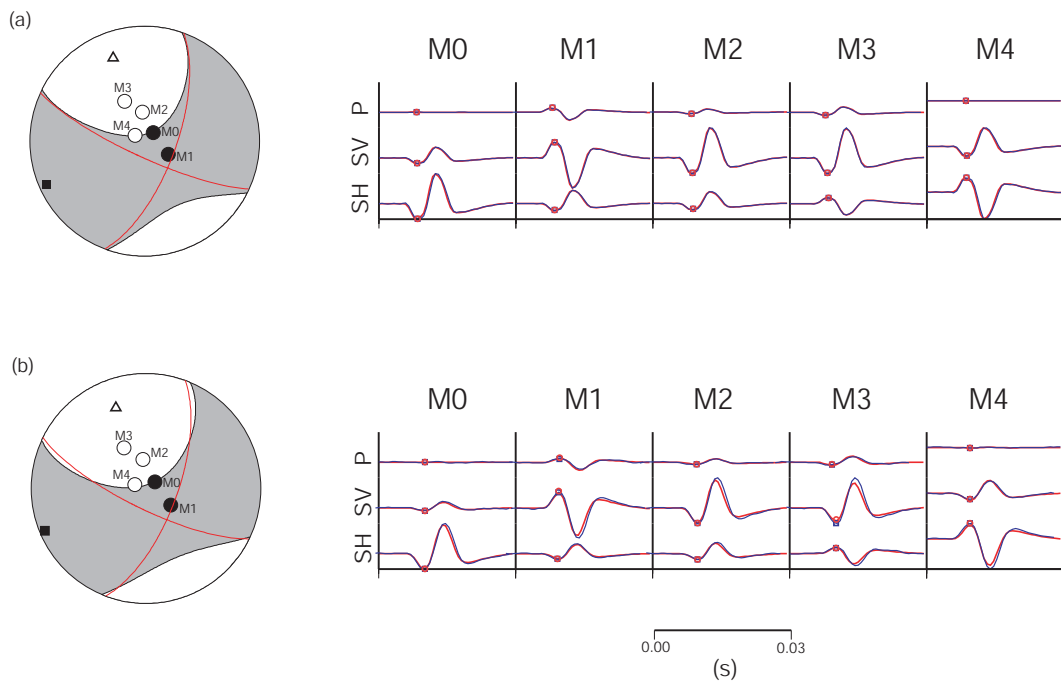


FIGURE 3.16: (a) Mécanisme au foyer (à gauche) et formes d'onde observées (bleu) et calculées (rouge) (à droite). L'amplitude calculée est indiquée par un cercle rouge et l'amplitude inversée par un carré bleu (en général sous le cercle rouge). Sur le mécanisme au foyer, sont représentés : le double-couple optimal (rouge), l'axe P (triangle blanc), l'axe T (carré noir), les stations en compression (cercle noir) et les stations en dilatation (cercle blanc). (a) Inversion de l'évènement A. (b) Inversion de l'évènement B.

	M11	M12	M13	M22	M23	M33	M_0 (*10 ⁹)	M_w	ISO (%)	CLVD (%)	DC (%)
Valeurs à retrouver	-0.46	0.58	-0.44	0.70	0.07	0.08	1	0	11.2	-27.2	61.6
Inversion 1 : Valeurs retrouvées	-0.50	0.61	-0.47	0.74	0.07	0.08	0.96	-0.01	10.7	-28.0	61.3
Inversion 2 : Valeurs retrouvées	-0.57	0.56	-0.54	0.65	0.14	0.05	0.48	-0.21	3.8	-48.9	47.3
Incertitude 1	0.009	0.004	0.002	0.005	0.002	0.001	-	-	0.44	1.13	0.73
Incertitude 2	0.100	0.030	0.020	0.060	0.030	0.050	-	-	5.76	10.65	7.46
Incertitude 3	0.260	0.410	0.140	0.550	0.130	0.060	-	-	20.61	27.52	19.27

TABLEAU 3.4: *Résultat attendu et obtenu des deux inversions des données synthétiques de l'évènement B.*

	Azimut (ϕ_s)		Pendage (δ)		Glissement (λ)	
	P1	P2	P1	P2	P1	P2
Valeurs à retrouver	19.7	114.4	67.4	78.8	-12.1	-156.9
Inversion 1 : Valeurs retrouvées	20.0	114.7	67.4	78.8	-12.1	-157.0
Inversion 2 : Valeurs retrouvées	20.1	116.2	67.4	75.6	-15.6	-156.6

TABLEAU 3.5: *Paramètres du double-couple attendu et paramètres obtenus par les inversions 1 et 2 de l'évènement B.*

3.4 Calcul des incertitudes

La solution donnée par la résolution d'un problème inverse se situe dans un intervalle de confiance défini par des incertitudes de différentes natures. Dans le cadre de la détermination d'un mécanisme au foyer par notre méthode, nous pouvons définir quatre types d'incertitudes à l'origine des erreurs sur la solution.

La première source d'erreur sur un mécanisme au foyer vient des incertitudes sur les paramètres du milieu (vitesses, densités, atténuation anélastique). La deuxième source d'erreur sont les incertitudes sur la localisation de l'évènement et sont directement reliées aux incertitudes sur les paramètres du milieu, mais aussi à la configuration du réseau (géométrie et nombre de capteurs) et aux incertitudes sur les pointés des temps d'arrivées sur un sismogramme. Ces deux premières incertitudes jouent sur la modélisation des amplitudes dans le problème direct.

La troisième source d'erreur est reliée au processus de convergence de l'inver-

sion. L'exploration étant aléatoire, la solution donnée d'une inversion n'est jamais exactement la même. Enfin, la quatrième source d'erreur sur un mécanisme au foyer est l'incertitude reliée à la mesure des amplitudes des ondes directes. En effet, le niveau bruit ambiant modifie les amplitudes.

Les incertitudes sur les paramètres du milieu étant difficiles à évaluer, nous prendrons en compte seulement les incertitudes reliées au processus de convergence, à la mesure des amplitudes et à la localisation de l'évènement. A partir de ces incertitudes, nous déterminons l'incertitude du mécanisme au foyer obtenu par inversion des amplitudes. Cette détermination est faite postérieurement à la détermination du mécanisme au foyer et se déroule de la façon suivante :

- les amplitudes observées sont perturbées par des erreurs suivant une distribution gaussienne d'écart type correspondant à l'incertitude sur la mesure des amplitudes (σ de la norme L_p , équation 3.33).
- de la même façon, les coordonnées de l'évènement sont perturbées par des erreurs suivant une distribution gaussienne d'écart type correspondant aux incertitudes des coordonnées.
- une inversion est réalisée avec ces amplitudes et localisations perturbées et une solution optimale "perturbée" est obtenue.

Ces trois étapes sont reproduites un grand nombre de fois. La distribution des solutions optimales perturbées détermine le domaine d'incertitude du mécanisme au foyer.

Nous allons appliquer à présent cette détermination des incertitudes aux deux exemples d'inversion de données synthétiques présentées au (3.3.5.1) et (3.3.5.2).

3.4.1 Incertitudes des paramètres du plan de faille

Il s'agit dans ce cas de déterminer les incertitudes reliées à chacun des trois angles du plan de faille. Nous définissons ces incertitudes comme l'écart type des valeurs d'azimut, de pendage et d'angle de glissement des solutions optimales perturbées. Pour l'exemple synthétique présenté au (3.3.5.1), le calcul des incertitudes a été obtenu après cent inversions successives. Ce nombre d'inversions est un bon compromis entre un temps de calcul relativement rapide et la fiabilité du résultat. La figure 3.17 montre l'évolution du domaine d'incertitude du mécanisme au foyer en fonction de l'introduction successive dans le calcul des différentes sources d'incertitudes décrites précédemment. Les histogrammes représentent la dispersion de l'azimut, du pendage et de l'angle de glissement autour de la solution optimale. Les écarts type correspondant sont donnés dans le tableau 3.2. Les 100 solutions optimales perturbées ainsi que les axes P et T correspondants sont représentés sur les stéréodiagrammes. Les symboles en noir indiquent les solutions optimales perturbées se trouvant dans un intervalle de confiance I_c autour de la solution optimale défini tel que :

$$I_c = [\phi_s^{opt} - \sigma_{\phi_s}, \phi_s^{opt} + \sigma_{\phi_s}] \cap [\delta^{opt} - \sigma_{\delta}, \delta^{opt} + \sigma_{\delta}] \cap [\lambda^{opt} - \sigma_{\lambda}, \lambda^{opt} + \sigma_{\lambda}] \quad (3.44)$$

où σ_{ϕ_s} , σ_{δ} et σ_{λ} sont les écart types respectifs de l'azimut, du pendage et de l'angle de glissement. Les symboles gris quant à eux représentent les solutions perturbées se trouvant en dehors de cet intervalle de confiance. L'intervalle de confiance relié au seul processus d'inversion est proche de l'intervalle de confiance relié à la fois au processus d'inversion et à l'incertitude de la mesure des amplitudes. Ceci

s'explique par le faible niveau de bruit introduit dans les données synthétiques. L'incertitude de la localisation de l'évènement est la principale cause d'erreur sur le mécanisme au foyer et particulièrement sur l'azimut. Là encore, ceci est du à la configuration du réseau qui a une faible couverture de la sphère focale.

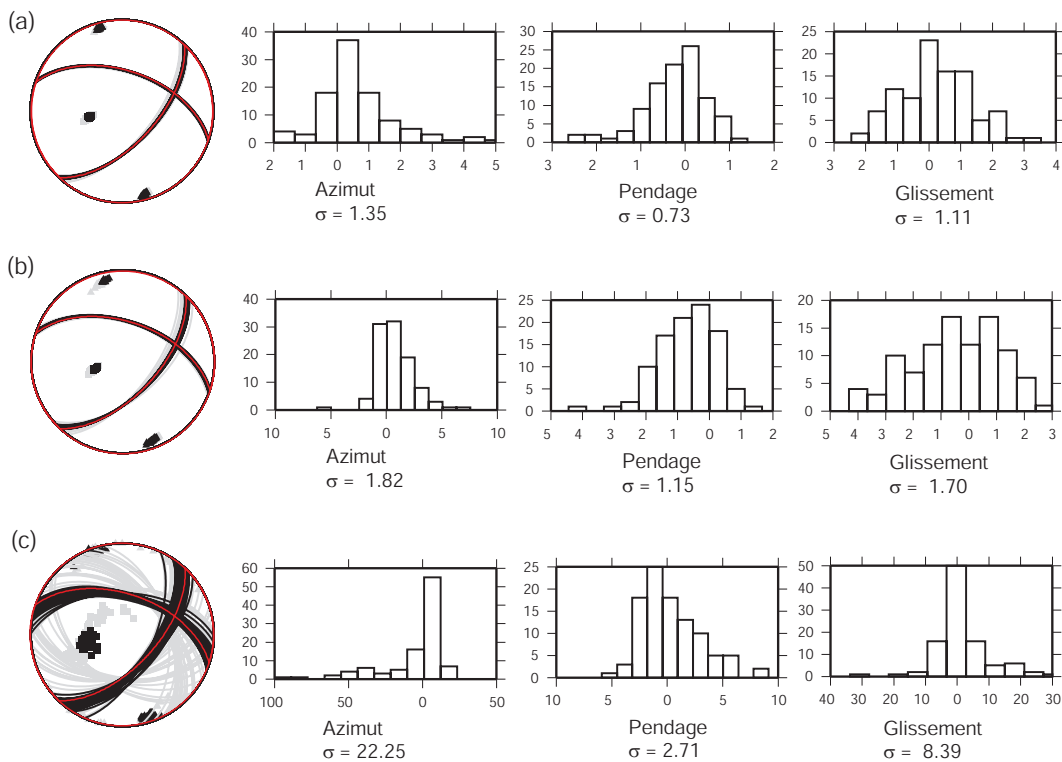


FIGURE 3.17: Evolution du domaine de confiance de la solution en fonction de la prise en compte dans l'inversion de différentes incertitudes. (a) incertitude liée au processus de convergence de l'inversion (incertitude 1 dans le tableau 3.2). (b) Incertitudes liées au processus de convergence et à la mesure des amplitudes (incertitude 2) et (c) ces deux premières incertitudes plus celle de la localisation de l'évènement (incertitude 3). La solution optimale est indiquée en rouge. Les triangles et les carrés représentent les axes P et T respectivement. Les symboles en noir indiquent les solutions situées dans l'intervalle de confiance I_c (voir le texte). Les symboles gris indiquent les solutions situées en dehors de cet intervalle. Les histogrammes indiquent le nombre d'occurrence en fonction de l'amplitude de la variation autour de la solution optimale en degrés.

3.4.2 Incertitudes du tenseur des moments

Il s'agit dans le cas présent de déterminer les incertitudes reliées à chacune des six composantes du tenseur. Comme pour le calcul des incertitudes des paramètres du plan de faille, il s'agit de réaliser un nombre N d'inversions en perturbant à chaque fois la localisation de l'évènement et les amplitudes observées. Les incertitudes sont définies comme les écarts types des distributions de chaque composante des tenseurs obtenus (que nous appellerons tenseurs perturbés) au cours des N inversions. Nous définissons également les incertitudes liées aux pourcentages d'isotrope, de CLVD et de double-couple. Ces incertitudes sont également définies par les écarts types des distributions des pourcentages obtenus à partir des N tenseurs perturbés. La figure 3.18 montre les distributions des composantes et les écarts types correspondants, de 100 tenseurs perturbés ainsi que la distribution des 100 pourcentages d'isotrope, de CLVD et de double-couple. La valeur des paramètres de la solution optimale donnée par l'inversion est indiquée sur chaque histogramme par une droite rouge verticale. Les distributions sont obtenues en tenant compte des erreurs liées au processus de convergence (incertitude 1), des erreurs liées au processus de convergence et à la mesure des amplitudes (incertitude 2), de ces deux premières erreurs plus de l'erreur de localisation (incertitude 3). Les trois incertitudes sont également indiquées dans le tableau 3.4 afin de pouvoir les comparer avec les solutions obtenues au (3.3.5.2) avec l'inversion 2. On voit que l'introduction des erreurs de localisation dans le calcul des incertitudes, induit dans le cas présent une très forte augmentation des incertitudes. Notons que la distribution de la proportion d'isotrope devient bimodale. Dans ce cas, l'écart type n'est sans doute plus vraiment adapté pour caractériser l'incertitude.

La solution optimale de l'inversion est représentée avec les incertitudes 1, 2

et 3 associées sur la figure 3.19. Pour chacune des incertitudes, un diagramme stéréographique du double-couple optimal et des axes P et T de chacun des 100 tenseurs des moments perturbés est représenté. La solution en rouge représente la solution optimale donnée dans le tableau 3.4. Les solutions en noir correspondent aux solutions comprises dans un intervalle de confiance autour de la solution optimale. Cette intervalle de confiance est défini comme :

$$\begin{aligned}
 IC = & [M_{11}^{opt} - \sigma_{M11}, M_{11}^{opt} + \sigma_{M11}] \cap [M_{12}^{opt} - \sigma_{M12}, M_{12}^{opt} + \sigma_{M12}] \cap \\
 & [M_{13}^{opt} - \sigma_{M13}, M_{13}^{opt} + \sigma_{M13}] \cap [M_{22}^{opt} - \sigma_{M22}, M_{22}^{opt} + \sigma_{M22}] \cap \\
 & [M_{23}^{opt} - \sigma_{M23}, M_{23}^{opt} + \sigma_{M23}] \cap [M_{33}^{opt} - \sigma_{M33}, M_{33}^{opt} + \sigma_{M33}] \quad (3.45)
 \end{aligned}$$

Les solutions en gris correspondent aux solutions non comprises dans cet intervalle. Les 100 tenseurs des moments perturbés sont quant à eux représentés dans le diagramme d'Hudson (Hudson et al., 1989). Ce diagramme permet une représentation en deux dimensions d'un tenseur à partir d'un paramètre k qui caractérise la proportion de volume constant du tenseur (partie déviatorique) et d'un paramètre T qui caractérise la proportion de changement de volume dans le tenseur (partie isotrope). Le paramètre k est représenté sur le diagramme par les lignes pseudo-horizontales et le paramètre T par les lignes pseudo-verticales. Les points du diagramme correspondants à un double-couple, un CLVD positif ou négatif, une explosion ou une implosion, un crack en ouverture ou en fermeture et un dipôle positif ou négatif, sont représentés par les petits triangles rouges.

La solution optimale est représentée par le cercle rouge. Les cercles bleu foncé indiquent les tenseurs perturbés inclus dans l'intervalle de confiance (équation 3.45) et les cercles bleu ciel indiquent les tenseurs en dehors de cet intervalle.

L'incertitude liée à l'inversion est complètement négligeable (figure 3.19-a). Le résultat semble même mieux que celui obtenu dans le cas de l'inversion double-couple (figure 3.17). Cela s'explique sans doute par le nombre de paramètres à déterminer dans le cas du tenseur général des moment qui est plus élevé que dans le cas d'un pur double-couple (six au lieu de trois). Ainsi, les données sont plus facilement explicables et l'incertitude associée est plus faible.

L'incertitude liée à la mesure des amplitudes introduit majoritairement une dispersion sur les proportions de CLVD et de double-couple dans le diagramme d'Hudson (figure 3.19-b).

Enfin, l'incertitude liée à la localisation (figure 3.19-c) induit l'apparition d'une deuxième famille de solution avec une composante isotrope négative (bi-modalité déjà mise en évidence sur les histogrammes de la figure 3.18 et un "trade-off" entre le déviatorique et l'isotrope dans le diagramme d'Hudson. De la même façon, on observe une forte dispersion dans le diagramme stéréographique des double-couple optimaux, signe d'une difficulté pour l'inversion à converger vers une solution stable. Ce résultat nous indique que les incertitudes de localisations utilisées (70m en X, 50m en Y, 30m en Z, tableau 3.2) pour le calcul de l'incertitude sur le tenseur des moments sont trop élevées et ne permettent donc pas de déterminer ce tenseur avec fiabilité. On peut donc en conclure que la détermination du tenseur général des moments nécessite un travail amont consistant à réduire au maximum les incertitudes sur les données surtout si le nombre de ces données est limité.

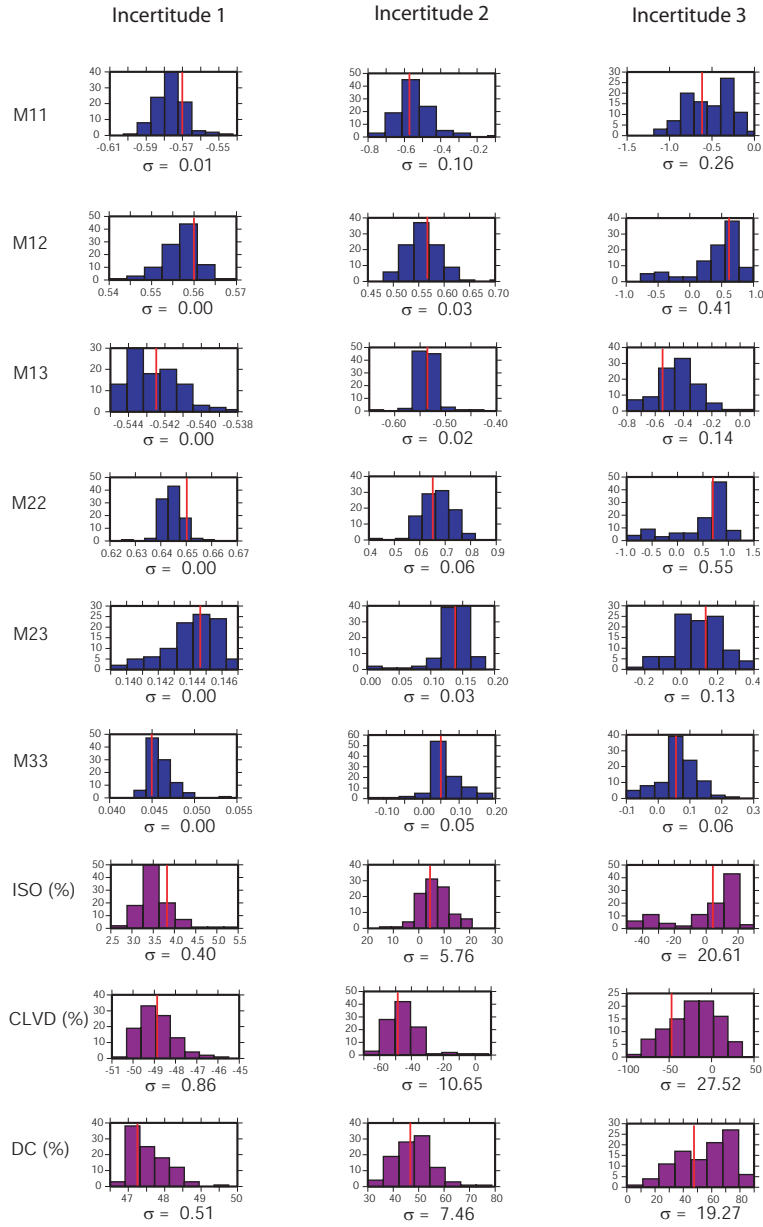


FIGURE 3.18: *Histogrammes des six composantes indépendantes des 100 tenseurs perturbés calculés pour la détermination des incertitudes (bleu) et histogrammes des pourcentages d'isotrope, CLVD et double-couple déduits de chacun des 100 tenseurs perturbés. Ces histogrammes sont obtenus pour chacune des trois incertitudes (voir texte). Pour chaque histogramme, l'écart type correspondant à l'incertitude associée au paramètre est indiqué.*

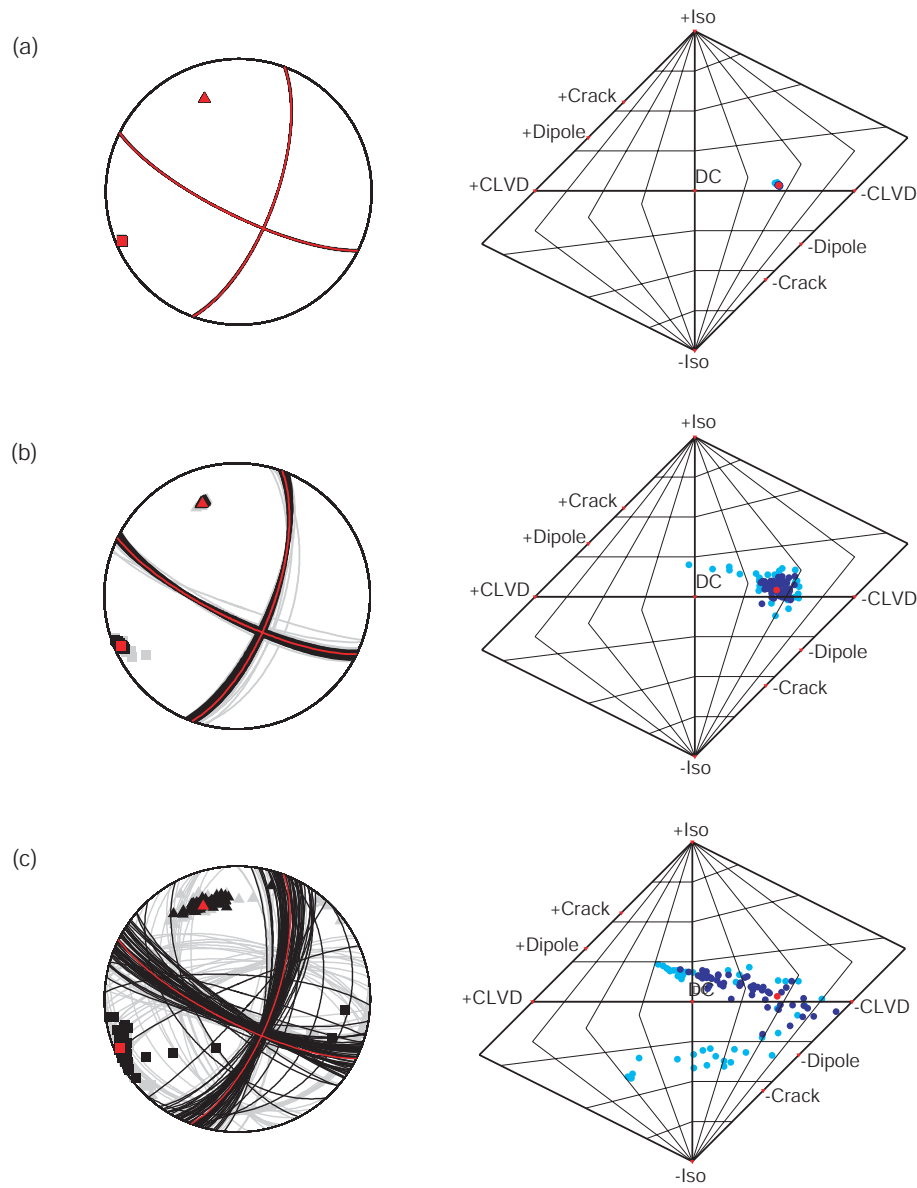


FIGURE 3.19: (a) Incertitude 1 : diagramme stéréographique des double-couple optimaux correspondant à chacun des 100 tenseurs perturbés inclus dans l'intervalle de confiance (noir), en dehors de l'intervalle de confiance (gris) et double couple optimal correspondant à la solution de l'inversion 2 des données de l'évènement B (rouge). Les triangles représentent les axes P et les carrés les axes T. Diagramme d'Hudson (Hudson et al., 1989) représentant les tenseurs perturbés inclus dans l'intervalle de confiance (cercle bleu foncé), à l'extérieur de l'intervalle de confiance (cercle bleu ciel) et le tenseur des moment solution de l'inversion 2 des données de l'évènement B (cercle rouge). (b) Idem pour l'incertitude 2. (c) Idem pour l'incertitude 3.

Chapitre 4

Détermination d'un mécanisme au foyer double-couple : tests applicatifs

4.1 Introduction

Après avoir développé, dans le chapitre précédent, la méthode d'inversion des amplitudes des ondes directes pour la détermination d'un mécanisme au foyer, nous présentons ici une première application sur données réelles. Ces données sont les enregistrements de quatre séismes induits dans le réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêt (Hot Dry Rock reservoir) lors des injections hydrauliques de 2003 et 2004. L'avantage de ce site est d'avoir des séismes de magnitudes relativement élevées pour des séismes induits ($M_w \geq 1.4$), qui sont enregistrables par un réseau dense de stations de surface (une vingtaine). Les quatre événements étudiés présentent l'intérêt d'avoir un mécanisme au foyer déjà déterminé par inversion des polarités des ondes P (Charlety et al., 2007, figure 6). Grâce au

nombre élevé de stations, ces mécanismes au foyers sont correctement contraints. C'est pourquoi nous considérerons les solutions focales de ces évènements comme des solutions de référence.

Le premier objectif de ce chapitre est donc la comparaison de ces solutions de références avec les solutions obtenues à partir des amplitudes, dans le but de valider notre méthode d'inversion. Le second objectif est l'étude de la stabilité des mécanismes au foyer déterminés à partir d'un nombre limité de stations. En effet la surveillance sismologique d'un grand nombre de réservoirs géologiques, est réalisée par un nombre restreint de capteurs. Il est donc nécessaire de valider notre méthode d'inversion sur un cas réel dont le nombre de données est limité. Pour cela nous redéterminons les mécanismes au foyer des quatre séismes précédents en diminuant progressivement le nombre de stations dans les inversions.

Ce chapitre 4 se compose d'un article à paraître au *Bulletin of the Seismological Society of America*, et intitulé *Focal Mechanisms from Sparse Observations by Non-linear Inversion of Amplitudes : Method and Tests on Synthetic and Real Data*. Il reprend plus synthétiquement un certain nombre de points que nous avons trouvé nécessaire de détailler dans le chapitre 2 et 3. Il s'articule autour de quatre parties.

La première (4.2.3) est une discussion sur le choix du modèle de rupture à utiliser pour la détermination des mécanismes au foyer. En effet, nous avons vu au 2.1.2.1 que l'injection d'eau dans un massif rocheux comme c'est le cas à Soultz sous Forêts, est susceptible de générer des ruptures qui sont la combinaison de deux mécanismes. Tout d'abord un mécanisme de rupture en cisaillement décrit par un tenseur des moment double-couple. Ensuite un mécanisme en traction (rupture non-double-couple) décrit par la forme générale du tenseur des moments. Nous démontrons dans cette première partie que l'utilisation d'un modèle double-

couple est une approximation valable si la proportion de non-double-couple est faible, comme c'est le cas dans la majorité des réservoirs soumis à des injections d'eau.

La deuxième partie (4.2.4) est une description de la méthode d'inversion des amplitudes et une validation sur données synthétiques (déjà décrit au chapitre 3).

La troisième partie (4.2.5) présente la détermination des mécanismes au foyer des quatre séismes de Soultz sous Forêts par l'inversion des amplitudes des ondes directes et la comparaison avec les solutions données par Charlety et al. (2007).

Enfin, la quatrième et dernière partie (4.2.6) est constituée par les tests de stabilité d'un mécanisme au foyer déterminé à partir d'un nombre limité de stations.

4.2 Focal Mechanisms from Sparse Observations by Non-linear Inversion of Amplitudes: Method and Tests on Synthetic and Real Data

Maxime Godano, Marc Regnier, Anne Deschamps, Thomas Bardainne, Emmanuel Gaucher, (*article accepté au BSSA le 25/02/2009*).

4.2.1 Abstract

The purpose of this paper is to address the problem of the focal mechanism determination using few seismological records acquired by a sparse network of 3-component sensors. Such cases are frequently encountered in reservoir contexts

for the monitoring of the fluid-induced microseismicity.

Focal mechanisms of fluid-induced earthquakes are characterized by a non-double-couple part. However, we show and discuss that the double-couple moment tensor approximation is valid as source model.

Then, we propose a non linear inversion method of the direct P, SV and SH wave amplitudes, based on a Simulated Annealing algorithm to determine double-couple focal mechanisms. Simultaneously, we determine the associated uncertainty. We take into account three sources of uncertainty related to the convergence process of the inversion, to the amplitude picking uncertainty caused by the noise level and to the uncertainty of the event location. First, we test our method on synthetic data. Secondly, we apply the method on four events induced in the Soultz-sous-Forêts geothermal field whose focal mechanisms were already determined by Charlety et al. (2007). We obtain focal mechanisms with uncertainties containing the solutions previously determined.

Finally, we evaluate the required minimum number of sensors and their geometrical configuration to obtain a focal mechanism. The direction of the nodal planes and the type of mechanism are retrieved for data sets as small as three 3-components stations. The tests also reveal that the reliability of the fault plane solution depends on the configuration the stations used. It also seems that the coverage of the focal sphere by the stations, i.e. the opening angle of the network and the coverage of several quadrants, has an influence on the reliability of the fault plane solution retrieval. The use of only one 3-components sensor allows to retrieve the type of focal mechanism in the most of the cases studied.

4.2.2 Introduction

Analysis of source mechanisms is crucial for the understanding of the faulting process. Generally, networks dedicated to seismic monitoring are composed of numerous sensors homogeneously and densely distributed in a region of interest. Thus, the fault mechanism determination using P waves polarities for an earthquake recorded by most of the seismological stations of such network is reliable. However, the determination of the source mechanism is more difficult if the number of recorded data is small. Sometimes, the data are sparse because only few sensors recorded an event or simply because the number of stations in the network is low. The former case often occurs for small magnitude earthquakes recorded only by the nearest sensors. The latter case is typically encountered in geological reservoirs where the seismicity is of low to very low magnitude ($M_w \leq 0$). In such context, one very common monitoring network consists in a set of sensors deployed in wells, in order to increase the sensitivity and focus on the reservoirs. Evidently, such a design has two main consequences: it is often dependent on the availability of existing wells and the deployment cost is high. Consequently, the number of sensors used for the survey is limited.

In the last 15 years, the seismological monitoring of reservoirs has steadily increased. Indeed, the possible applications of this surveillance technique are numerous (Maxwell and Urbancic, 2005). In reservoirs, the seismicity may be directly induced by various types of production operations (fluid injection or extraction) (Phillips et al., 2002) generally carried out at the well or intra-well scale or may result from the “readjustment” of the whole reservoir (Segall, 1989). Until now, the processing of the seismograms recorded by these minimal networks was mainly dedicated to the delivery of the microseismicity catalogue location. See for example the studies by Maisons et al. (1997), Phillips et al. (1998), Moriya

et al. (2002). Several authors have attempted to determine focal mechanisms of induced earthquakes in reservoirs with few sensors. Rutledge et al. (1998), used the conventional method the P-wave polarities inversion to determine fault plane solutions for clouds of seismicity recorded by two to three 3-components sensors during several oil production tests. In order to compensate for the small number of data, the authors used polarities of all events in a single cluster to compute composite focal mechanisms. The results show a good correlation between the trend of the seismicity cluster and the geometry of one plane of the focal solutions. However, such a method is not applicable in case of a more diffuse seismicity induced on minor fault networks. Phillips (2000) determined focal mechanisms with four P polarities. However, he needed to impose constraints on strike and dip of the fault plane solutions as being parallel to the planes delineated by the seismicity. These examples clearly show that the number of sensor and the network coverage are the main limitations for the focal mechanism determination using P-wave polarities. Thus, for networks with few geophones, it is necessary to use more information in addition to polarity data.

Additional information can be provided by the waveform. A minimal use of the waveform to determine the focal mechanism is the inversion of direct P- and S-wave amplitudes only. There are two ways to use the amplitudes for source mechanism determination. The first method is to use the amplitudes of P, SV and SH waves themselves. This presents the advantage to contain double information (polarity and amplitude absolute value). Nevertheless, amplitudes are vulnerable to the mismodeling of the structural model, site effects or instrumental parameters (Julian and Foulger, 1996). Another method is to use the amplitude ratios SH/P, SV/P and SV/SH. The advantage is that the ratios are less sensitive to the modeling problems. However, the information given by the amplitude's

sign (polarity) is lost and the polarity of the P wave is required to determine the sign of the solution. Moreover, amplitudes also contain information about the scalar moment (M_0) that is suppressed using the ratios. Thus, it is not possible to determine jointly the focal mechanisms and M_0 . Jechumtálová and Šilený (2005) showed that the inversion of amplitude ratios is less robust than using the amplitudes themselves, in case of networks with few stations and bad coverage.

In this paper, we address the problem of focal mechanism determination using few seismological records acquired by a sparse network of 3-component sensors. Our goal is to investigate which parameters of the focal mechanism are recoverable with typically 2 to 5 stations, and what are the associated uncertainties. In the case of natural seismicity, the double-couple (DC) moment tensor is accepted as the source model describing the shear faulting. However in case of fluid-induced seismicity in reservoirs, the source mechanism can be more complex: shear faulting is accompanied by tensile faulting. The resulting moment tensor shows a non double couple (non-DC) part (Julian et al., 1998). In this study we will only consider the DC moment approximation as source model and will discuss and show that it yields good results for the analyzed events. Next, we present a fast and robust inversion of the P, SV and SH direct-wave amplitudes in order to jointly determine the fault plane solution and M_0 value. We choose to use a non linear inversion method (simulated annealing) which is more suitable than a linear method in this case. Indeed, a linear inversion may be under-constrained with few sensors. We test and validate the method on a synthetic data set and investigate the uncertainties associated to the focal mechanism recovery. Then, we apply our method on four real events recorded at Soultz-sous-Forêts HDR site whose focal solutions have been already published (Charlety et al., 2007). The choice of this site is motivated by a dense network of surface geophones that

allows us to validate the method. Finally, we repeat the inversion with a reduced number of amplitude data in order to estimate the minimum number of sensors required to resolve a focal mechanism.

4.2.3 Double-couple versus general moment tensor

Any source of seismic waves within the earth can be represented by a general moment tensor with six independent components. Such a moment tensor can be decomposed in a DC and a non-DC part (isotropic and compensated linear vector dipole CLVD). The DC tensor describing a shear-slip along a planar fault embedded in an isotropic medium is commonly accepted as the source model of tectonic earthquakes. In some context, the fault mechanism can deviate from DC and shows a non-DC part in the moment tensor. There are two origins of this non-DC part.

Firstly, the non-DC part may be an artifact related to shear faulting on non-planar fault or on fault composed of several differently oriented subfaults (Frohlich, 1994). Another cause of fictitious non-DC is the seismic velocity anisotropy along a path and at the source (Silený and Vavričuk, 2002; Roessler et al., 2004).

Secondly, the non-DC part may be intrinsic to the source mechanisms and reflect a tensile faulting mechanism. Volcanic and geothermic earthquakes or mining earthquakes produced by cavity collapse or pillar burst are examples of non-DC events. A review of non-DC earthquakes is presented by Miller et al. (1998). Studies have revealed a high part of non-DC components in the moment tensor (up to 80-90%) (Trifu and Shumila, 2002; Silený and Milev, 2006, 2008). If seismicity is induced by fluid injection in a rock mass, the part of non-DC com-

ponent is lower. Jost et al. (1998) and Dahm et al. (1999) have found a non-DC part around 10-15% for microearthquakes hydraulically induced in granitic rock and salt rock respectively. Nolen-Hoeksema and Ruff (2001) have studied seven events induced in sandstone by hydrofracturing. They have pointed out that the moment tensors of these events are dominated by DC with a nodal plane parallel to the extent of the microseismicity. Cuenot et al. (2006) have determined moment tensors for many earthquakes induced by fluid injection in granitic rock mass. They concluded that the DC part prevails. They noted also that the non-DC part is more important for sources in the vicinity of the injection well due to greater pressure effects. Vavričuk et al. (2008) have computed moment tensor for 37 earthquakes induced by fluid in granitic rock mass. They found an average non-DC contribution around 40%. They concluded that this value was spurious due to anisotropy in the focal area. Finally, by removing the effect of the anisotropy, they found a lower contribution of non-DC and concluded that shear faulting is the predominant source mechanism. In such contexts, the fluid injection pressure is generally insufficient to generate new tensile fractures characterized by a high non-DC component in the moment tensor (Bohnhoff et al., 2004). The likely mechanism of the seismicity is a reduction of the normal stress on pre-existing weakness planes due to the increase of the pore pressure, causing the weakness planes favorably oriented from the local stress directions to slip in shear (Nolen-Hoeksema and Ruff, 2001). Therefore the observed non-DC component is low.

Theoretically, the inversion of P, SV and SH amplitudes recorded at two stations with different azimuths are sufficient to determine the complete moment tensor. However, in practice the data are noisy, the P, SV and SH amplitudes are not always measurable in the records, the medium structure is mismodeled and

the sources are mislocated. Thus, more than six P- and/or S-wave amplitudes are required to determine the general moment tensor in order to avoid uncertainties. This is the case for most of the studies cited previously, which on average used 15-20 3-components sensors.

In our case, we aim to determine focal mechanisms with very few sensors, (typically less than five) when the inverse problem to determine the general moment tensor is poorly resolved. Moreover, the low number of data could give rise to a spurious non-DC part (Vavričuk et al., 2008). Therefore, we need to stabilize the inversion by imposing a pure DC rupture model. Such constraints have already been applied for hydraulically induced seismicity (Fehler, 1989; Sasaki, 1998; Sasaki and Kaieda, 2002; House and Flores, 2002; Bohnhoff et al., 2004; Cuenot et al., 2006; Charlety et al., 2007). The results show that the P first-motion polarities are in agreement with a DC constraint. This is in agreement with the low rate of non-DC in moment tensor of fluid-induced earthquakes in reservoirs as mentioned previously.

Some studies with synthetic data showed that the DC-constraint for sources which present a non-DC component can lead to erroneous fault plane solutions (Jechumtálová and Šílený, 2005; Vavričuk, 2007). Nevertheless, if the non-DC part is low, the error on the fault plane solution will be low.

Finally, from all these elements, we conclude that the DC source model is the more reliable one to resolve the problem that we address in this paper, i.e. the determination of focal mechanisms from few sensors. In the case of induced seismicity, it is clear that such an assumption is valid only if the part of non-DC in the moment tensor is low, as for fluid-induced earthquakes in reservoirs, but not in volcano-geothermic or mining contexts.

4.2.4 Method description

4.2.4.1 Direct problem assessment

We wish to invert the observed amplitudes of direct P, SV and SH waves to solve for the parameters of the focal mechanism. The direct problem consists of calculating theoretical amplitudes for these seismic phases. Therefore, we develop a seismogram modeling program using ray theory. Theoretically, if the wavelengths of interest are much longer than the dimensions of the fault and are much shorter than the source-station distances, then a fault can be represented as a point-source and the far-field displacement is predominant over the intermediate and the near-field displacements (Aki and Richards, 1980). In reservoir monitoring, source-station distances are typically of the order of hundred to thousand metres. Following the source scaling relationships, negative magnitudes (frequently encountered in reservoir contexts) indicate that earthquakes occur on meter-scale faults and the characteristic frequencies of the signal (100-200 Hz) typically correspond to tens of metres wavelengths (using upper crustal velocities around 3000 m/sec) (Abercrombie, 1995; Talebi and Boone, 1998; Jost et al., 1998). It is therefore valid to approximate the observed displacements with only the far field term.

Following Aki and Richards (1980), the elastic far-field displacement of a direct seismic phase k (P, SV or SH) in an inhomogeneous and isotropic medium is:

$$u(t) = \frac{M_0}{4\pi\sqrt{\rho_0\rho_s c_0 c_s} c_0^2 \mathcal{R}^k} \mathcal{F}^k \prod (T_j^k) \mathcal{C} \Delta\dot{u}(t - T^k) \quad (4.1)$$

where M_0 is the scalar moment tensor, ρ_0 the density at the source, ρ_s the den-

sity at the station, c_0 the velocity of the phase k at the source, c_s the velocity of the phase k at the station, \mathcal{R}^k the geometrical spreading of the phase k , \mathcal{T}_j^k the transmission coefficient at the j -th interface along the ray path of the phase k , \mathcal{C} the correction coefficient if the station is at the free surface, and T^k the source-station time propagation of the phase k . $\Delta u(t - T^k)$ is the source time function expression that we set as a triangular function.

Finally, the synthetic seismograms are obtained by convolving the displacement term with a transfer function for the anelastic attenuation and an instrumental response. The amplitudes are automatically measured on the synthetic seismograms as being the maximum or the minimum of the first picks just after the theoretical arrival times

4.2.4.2 Inversion procedure

A DC focal mechanism can be characterized by a DC moment tensor, or directly by three angular parameters ϕ_s , δ and λ corresponding respectively to the azimuth, dip and rake of the fault plane plus a scalar seismic moment value (Aki and Richards, 1980). In this case, the radiation coefficient (\mathcal{F}^k in Eq. 4.1) is expressed by the ray azimuth from the source to the station, the emergence angle of the ray at the source and by the three angles ϕ_s , δ and λ .

Eq. 4.1 shows that the amplitude is dependant on the radiation coefficient but also on other parameters such as M_0 or the source time function duration, which are a priori not known. Thus, in order to discard the effect of these two unknown parameters, the inversion is performed with normalized amplitudes obtained as follow:

$$\bar{A}_s^k = \frac{A_s^k}{\sum_s \sum_k A_s^k} \quad (4.2)$$

where indices k and s denote the seismic phase and the station, respectively.

The three angles ϕ_s , δ and λ (model parameters \vec{m}) are related to the normalized P, SV and SH amplitudes (data parameters \vec{d}) by a nonlinear functional G as following:

$$\vec{d} = G(\vec{m}) \quad (4.3)$$

Following the general approach of the inverse problem (Tarantola, 2004), we search the model \vec{m} that explains the data, by minimizing a misfit function $S(\vec{m})$ (L_p norm) if σ_i denotes the uncertainty in datum i:

$$S(\vec{m}) = \frac{1}{p} \sum_i \frac{|\vec{d}_i^{obs} - G_i(\vec{m})|^p}{\sigma_i^p} \quad (4.4)$$

The non-linearity between the P, SV and SH amplitudes and the angles ϕ_s , δ and λ requires the use of an iterative trial-and-error search in the space of the model parameters to find those that minimize the misfit function. A simple approach can be to implement a systematic grid search with a fixed increment (Langston, 1982; Delouis and Legrand, 1999). However such exploration can have a high computational cost and one must work out a compromise between the accuracy of the result and the inversion duration, which is conditioned by the size of the increment. An exploration with an increment of 10° represents 12,960 iterations, while an increment size of 1° represents 11,793,600 iterations. Such an

exploration method is not optimal in terms of computing cost.

An alternative approach is to use a Monte Carlo simulation or a derived method as Metropolis (Metropolis et al., 1953) or Simulated Annealing (SA) (Kirkpatrick et al., 1983; Kolář, 2000) algorithms. These methods achieve a random sampling of the space of the model parameters. At a given step n of the exploration, the configuration of the model parameters is \vec{m}_i and corresponds to the current solution. The configuration at step $n+1$ (\vec{m}_j) is obtained by applying a random perturbation in the model parameters of configuration \vec{m}_i . This perturbation is taken in an interval $I = [-dm; +dm]$ where dm is the maximal model perturbation allowed. The theoretical data parameters are generated with the model parameters \vec{m}_j following Eq. 4.3. Next, the misfit function is computed following Eq. 4.4. Finally, the misfit function $S(\vec{m}_j)$ of step $n+1$ is compared with $S(\vec{m}_i)$ of step n . The following rule allows to accept or reject the \vec{m}_j configuration of the model parameters:

- if $S(\vec{m}_j) \leq S(\vec{m}_i)$, then \vec{m}_j is accepted as current solution.
- if $S(\vec{m}_j) > S(\vec{m}_i)$, then \vec{m}_j is accepted or rejected following a probability $P(i \rightarrow j)$ depending of the used method (see table 4.1).

For a pure Monte Carlo exploration $P(i \rightarrow j) = 0$. In other words, the configuration of the model parameters \vec{m}_j having a misfit function greater than the misfit function of the current solution \vec{m}_i , is systematically rejected. The main drawback of such a method is that the exploration can get stuck in a limited area of the space of the model parameters corresponding to a local minimum of the misfit function. For the Metropolis algorithm, there is the possibility to accept a configuration of the model parameters \vec{m}_j having a misfit function greater than the misfit function of the current solution \vec{m}_i . This avoids staying around a local

minimum and allows us to explore other areas of the model. For the SA algorithm, the introduction of the “temperature” term, decreasing at each step of the exploration, generates a decrease of the probability. The temperature at step $n+1$ (T_{n+1}) is obtained by multiplying the temperature at step n by a decreasing term α close to but less than one. Thus, the exploration is able to converge more and more finely toward the absolute minimum of the misfit function. However, the computation of the probability from the difference between the misfit function values can lead to a bias in the exploration. Effectively, if the contrast of the misfit function values is low, the probability of accepting a new current solution is low. In consequence, the exploration can stay in a limited area of the space of the model parameters.

Therefore, we modify this conventional exploration scheme and we define a new rule of probability, computed independently from the misfit function, in order to explore the model space uniformly while avoiding staying in areas corresponding to local minima of the misfit function. This new exploration scheme is divided in two stages displayed in figure 4.1. The first stage corresponds to N_1 iterations run with a high fixed probability and a high interval of the model perturbation. Thus, the exploration samples the entire model space while locating the zone corresponding to the minimum of the misfit function. The second stage consists of N_2 iterations run with a continuous decay of the probability of acceptance and the perturbation interval until a minimal threshold is reached. The decay rule for the probability $P(i \rightarrow j)$ at the n -th iteration is given in table 4.1. The decay rule for the perturbation interval is defined identically. The starting model parameters for the second stage of the exploration are the best model parameters of the first stage. During this second stage, the exploration tries to converge more and more finely toward the absolute minimum of the cost function. Note that

this new exploration scheme is close to the SA algorithm due to the decrease in probability. Typically, during the first stage, the values of the probability and interval limits are respectively set to 0.5 and 1/6 of the total range of each angle. During the second stage, the values decrease from 0.5 to 0.1 and from 1/6 to 1/36.

Metropolis	Simulated Annealing	New Exploration
$P(i \rightarrow j) = e^{-(S(\bar{m}_j) - S(\bar{m}_i))}$	$P(i \rightarrow j) = e^{-\left(\frac{S(\bar{m}_j) - S(\bar{m}_i)}{T_{n+1}}\right)}$ with $T_{n+1} = \alpha T_n$	$P(i \rightarrow j)_n = c_1 P(i \rightarrow j)_{n-1}$ with $c_1 = \left(\frac{P(i \rightarrow j)_{min}}{P(i \rightarrow j)_{init}}\right)^{\frac{1}{N_2}}$

Table 4.1: *Expressions of the acceptance probability and related parameters for the Metropolis, the Simulated Annealing and the new exploration method (the meaning of the terms is explicated in the text)*

4.2.4.3 Parameterization

Instead of computing the theoretical amplitudes at each step of the exploration, following Eq. 4.1, we adopt a practical formulation proposed by Kikuchi and Kanamori (1991). In the case of a pure shear dislocation, any seismogram can be expressed as a weighted sum of five elementary seismograms corresponding to five elementary sources. The five a_n weighting coefficients are expressed as function of ϕ_s , δ and λ . Since we model only the direct waves in the direct problem, we can similarly express any amplitude as the weighting sum of 5 elementary amplitudes. Thus, before the beginning of the exploration, the five elementary theoretical seismograms are synthesized and the elementary theoretical amplitudes of the direct waves are automatically picked on the theoretical seismograms. Next, at each step of the exploration (figure 4.1), the five a_n weighting coefficients are computed from the current explored model parameters (ϕ_s , δ and λ). These coefficients are used with the elementary amplitudes to compute

the theoretical amplitudes. This formalism gives a gain in the computation time because it avoids computing the synthetic seismograms and picking the amplitudes at each step of the exploration.

At the end of the exploration, we determine the M_0 value as the ratio between the sum of the observed amplitudes without normalization and the sum of the theoretical amplitudes corresponding to the optimal model parameters. Then, the magnitude is deduced from the moment magnitude scale of Hanks and Kanamori (1979). Therefore, prior to the exploration, M_0 of the theoretical data has to be set to 1 N.m. The determination of M_0 implies setting the duration of the source time function. We manually set this parameter in accordance with the observed data.

We supposed that the values of the observed amplitudes are influenced by a Gaussian noise level and we defined the uncertainty on the observed amplitudes (σ term in Eq. 4.4) as the standard deviation of a noise window immediately before the amplitude. Such an assumption would imply to use a L2 norm as cost function because this norm conforms to a maximum likelihood solution in case of a Gaussian distribution. Nevertheless, we chose to use a L1 norm which is more robust to outliers than the L2 norm.

The polarity is a strong piece of information constraining the fault plane solution. Therefore, the exploration is constrained to converge preferentially toward a configuration of the model parameters giving theoretical polarities in accordance with the polarities of the observed amplitudes. Hence, at each step of the exploration, the misfit function is artificially degraded. Its value is multiplied by a coefficient equal to $(N^{inv} + 1)$, where N^{inv} is the number of opposed polarities between the theoretical and observed amplitudes.

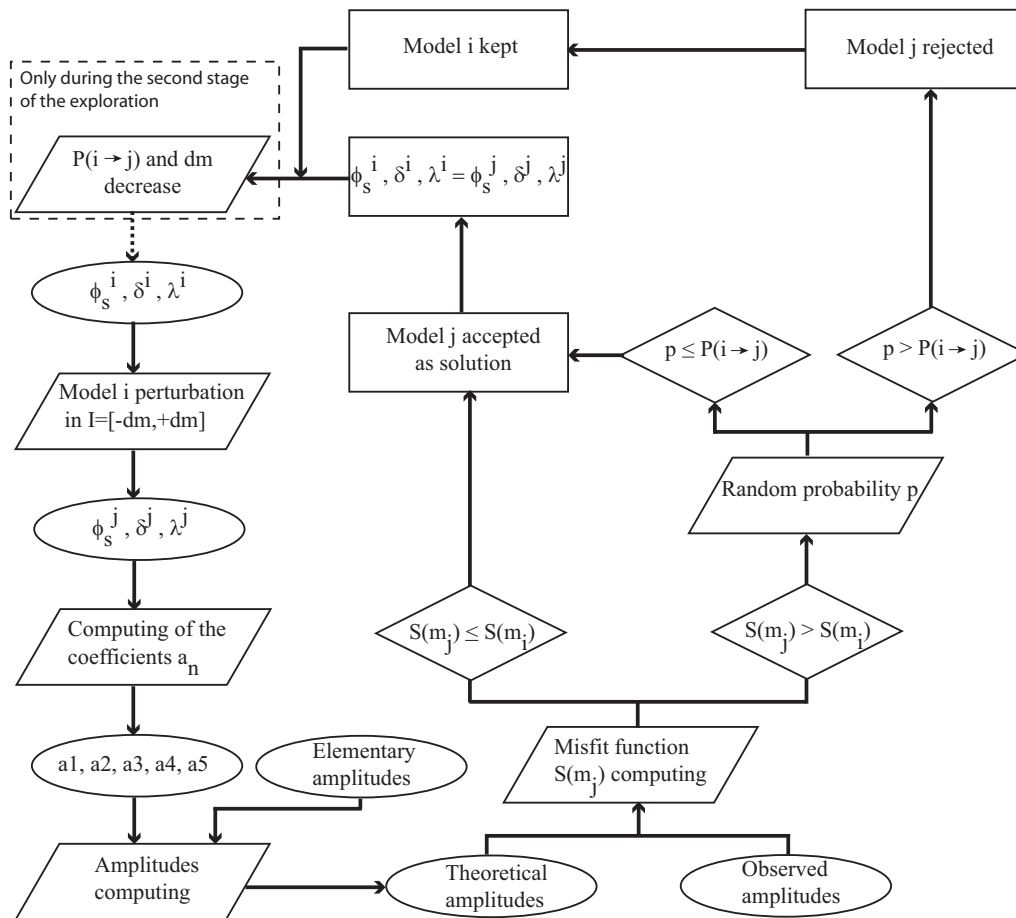


Figure 4.1: Flow chart diagram representing an iteration of the exploration; the dashed arrow indicates the transition toward the next iteration. As mentioned, the probability and interval limit decrease are done only in the second stage inversion. During the first stage, these values remain constant.

4.2.4.4 Procedure assessment from synthetic data

We tested the reliability of our method on a synthetic event. We used the AXITRA code (Coutant, 1989) based on the discrete wavenumber method (Bouchon, 1981) to generate a data set of 3-components recordings. This computation simulates the data acquisition by a very small aperture network composed of geophones with the same instrumental response (28Hz) placed in five separated wells at 200m depth. We used a simple homogeneous and isotropic model. The main objective of this test is to examine the capability of the method to converge toward the known solution. The velocity model and the network geometry used for this modeling are given in table 4.2 and the focal mechanism solution in table 4.3. The configuration of the network, inspired by a real network deployed in a gas storage site, is displayed in figure 4.2. In order to reproduce realistic signals, we added a moderate noise level in the time domain. The amplitude of this noise has a Gaussian distribution with a standard deviation which corresponds to 5% of the mean of the maximum amplitudes of each channel.

Parameters	Synthetic data generation	Synthetic data inversion
P wave velocity (m/s)	4300	4000
Vp/Vs ratio	1.8	1.8
Medium density (kg/m ³)	2300	2100
Q_P and Q_S	1000 and 600	800 and 400
Event Easting coordinate (m)	-61426.9	-61432.1 ± 70
Event Northing coordinate (m)	35746.1	35718.2 ± 50
Event Depth coordinate (m)	1153.5	1084.3 ± 30
Source function duration (s)	0.005	0.0045

Table 4.2: *Parameters used to compute the synthetic data (second column) and to perform the inversion of the synthetic data (third column).*

We processed the synthetic data as real data: a Butterworth low pass filter was applied in order to reduce the noise level, the P and S arrival times were manually picked and used to relocate the event. The initial velocity model was

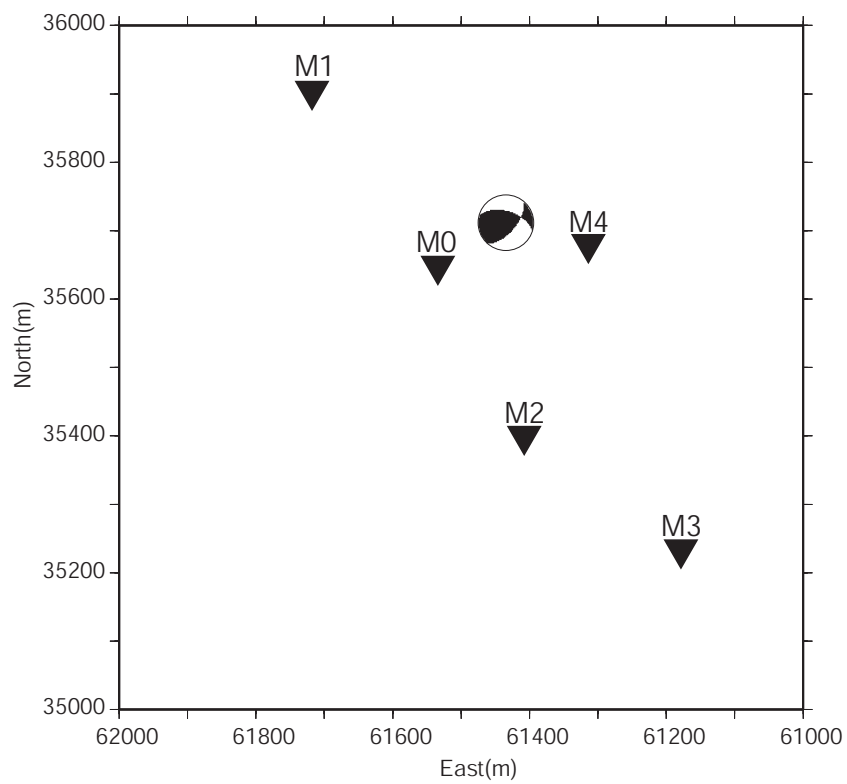


Figure 4.2: *Map of the 5 stations deployed in wells at 200m depth and used for the location of the synthetic event and the inversion tests. The beach ball represents the focal mechanism to retrieve.*

slightly perturbed to introduce location uncertainties as for real data. Next, the horizontal components were rotated into the radial and transverse components, and the P, SV and SH amplitudes were manually picked on the vertical, radial and transverse components, respectively (figure 4.3). Finally, the amplitudes were inverted using the perturbed velocity model, the new location and the other parameters are given in table 4.2.

The results of the amplitude inversion are displayed in figure 4.4 and figure 4.5. The parameters (strike, dip and rake) explored during the inversion with the corresponding misfit function value are shown in figure 4.4b. The solution was obtained with 10,000 iterations (2500 for the stage 1 and 7500 for the stage 2). The algorithm explored the entire model space. One observes two equivalent absolute minima of the misfit function corresponding to the fault and the auxiliary plane (black and white stars). The algorithm converged randomly toward one of the two with a denser exploration. The inversion recovered the dip value with a reliability of 1° . The strike and the rake were recovered with a reliability of 3° . The fault plane solution is given in table 4.3. Note that in figure 4.4b (strike-rake and strike-dip dimensions) a longitudinal area of low misfit function value, joins the two equivalent fault plane solutions, which indicates that the azimuth is relatively less constrained by the data than the two others angles. It is also visible in figure 4.4c with a circular area of low misfit function values on the P axis stereodiagram display. This phenomenon is mainly due to the elongated design of the network and its coverage of only one quadrant of the focal sphere (figure 4.5a). The comparison between the data and the optimal solution is displayed in figure 4.5b. We choose to show the waveforms rather than the amplitude only, in order to verify that the parameterization of the source time function duration, used to determine M_0 , is valid. The fit between the traces is very good. On the

other hand, the value of the scalar moment is underestimated and corresponds to a magnitude difference of 0.16. This difference can be explained by the use in the inversion of a source time duration smaller than the one used for the data generation. Other reasons, such as the filtering, which decreases the amplitude of the signal, the procedure of M_0 computation by averaging the amplitudes, and the use of different medium parameters between the data generation and the inversion can also explain this difference.

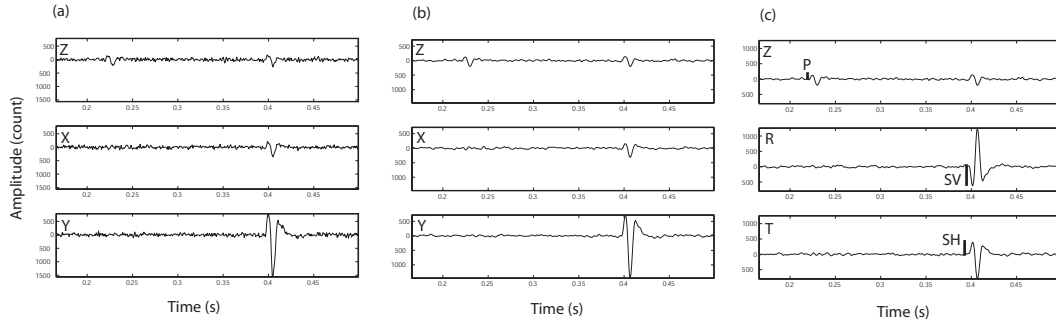


Figure 4.3: *Example of 3-components synthetic velocity records and stages of data processing. (a) Raw data. (b) Filtered data. (c) Rotated horizontal components into the radial and transverse components. The P, SV and SH amplitudes are picked and represented by the vertical bar.*

	Strike (ϕ_s)		Dip (δ)		Rake (λ)		M_0 (N.m)	M_w
	P1	P2	P1	P2	P1	P2		
Values to retrieve	45	288.4	60	52.2	45	140.8	10^9	0
Retrieved values	41.8	287.9	60.9	54.0	42.3	143.0	$5.7 * 10^8$	-0.16
Uncertainty 1	1.35		0.73		1.11		-	-
Uncertainty 2	1.82		1.15		1.70		-	-
Uncertainty 3	22.25		2.71		8.39		-	-

Table 4.3: *Expected and obtained results of the focal mechanism for the inversion of the synthetic data. The uncertainty 1 is related to the convergence process only, the uncertainty 2 also includes that of the amplitudes uncertainties and uncertainty 3 that of the event location. The values are given in degrees. P1 and P2 correspond to the two equivalent planes (fault plane and auxiliary plane).*

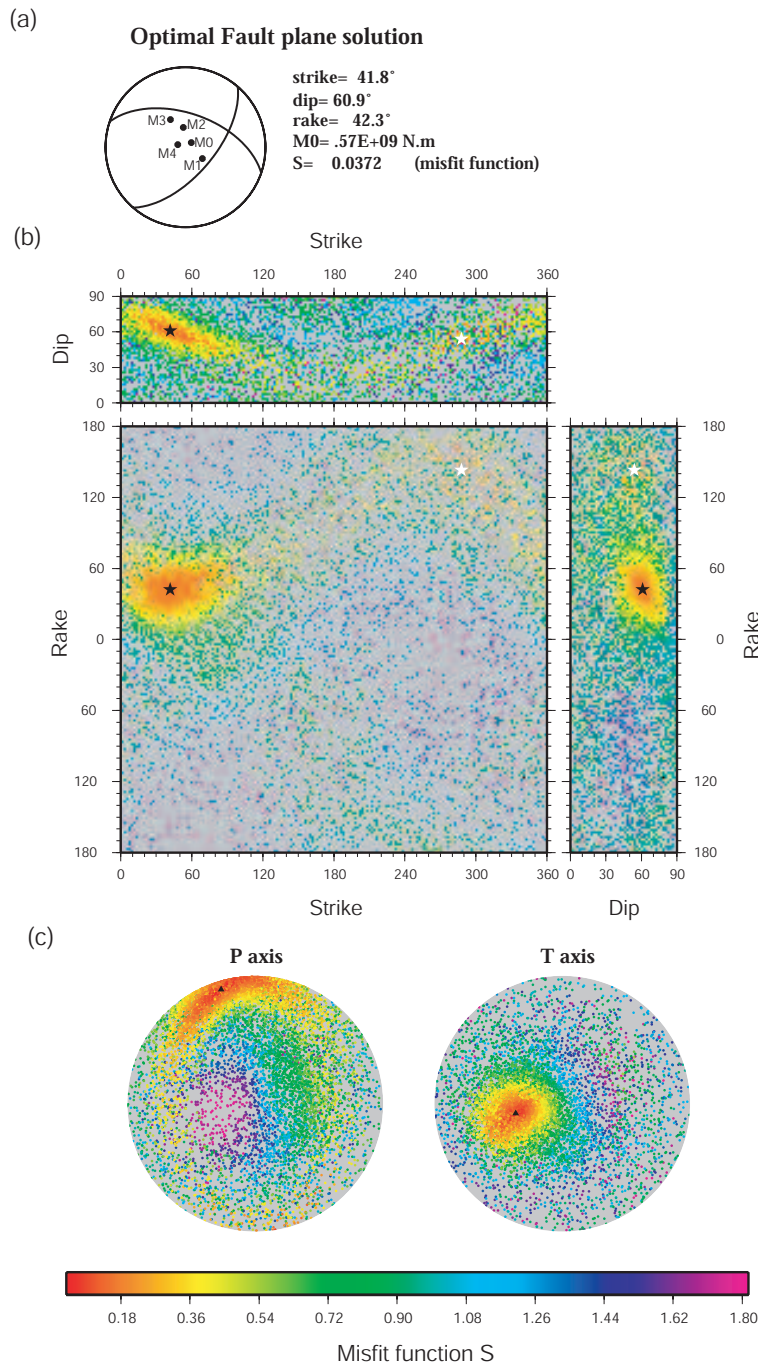


Figure 4.4: (a) Optimal fault plane solution given by the inversion of synthetic data (the values to retrieve are given in table 4.3) and parameters corresponding to the auxiliary plan. The stations are projected on the lower hemisphere. The black circles correspond to a compressive P-wave. (b) Representation of the explored parameters (strike, dip and rake) in the model space and the corresponding cost function value. The black star indicates the optimal solution (fault plane). The other minimum indicated by the white star corresponds to the auxiliary plane. (c) Projection on the lower hemisphere of the P and T axes corresponding to the explored parameters. The black triangle indicates the axis of the optimal solution.

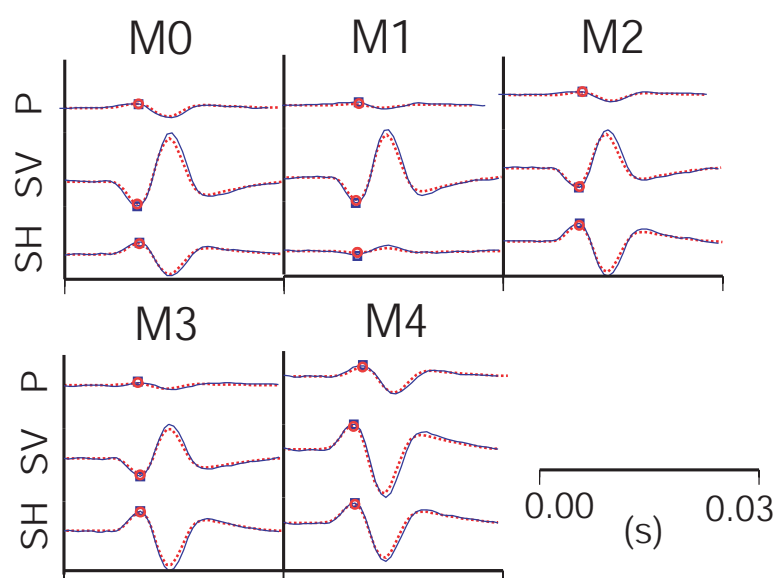


Figure 4.5: *Seismograms of the synthetic data (solid blue line) and seismograms corresponding to the optimal solution given by the inversion (dotted red line). The blue squares indicate the inverted amplitudes and the red circles indicate the corresponding theoretical amplitudes.*

4.2.4.5 Estimate of the solution uncertainties

The solution obtained by the inversion falls within a confidence interval because of several sources of uncertainty. We defined four sources of uncertainty. The first one comes from the errors in the medium parameters (velocity model, density, attenuation) and in the path effect which are difficult to anticipate and the second is the event location uncertainty, directly related to the uncertainty in the velocity model and to the network configuration (number of stations and coverage). These first two sources of uncertainties affect the amplitudes and the waveform modeling in the direct problem. The third source of uncertainty in the solution is related to the convergence process. Indeed, the random exploration leads to an optimal solution ranging in an interval. The fourth source is the uncertainty in picked amplitudes. As already mentioned, the background noise level modifies the seismic amplitudes.

For the current study, we determine a posteriori the confidence domain of the solution from the uncertainties related to the convergence process, the amplitude measurements and the event location. Therefore, a large number of new inversions runs are computed using perturbed amplitudes and perturbed event location. The perturbations are performed using Gaussian distributions with a standard deviation corresponding respectively to the uncertainties related to the picked amplitudes (σ in the L_1 norm) and to the uncertainties related to the x, y and z location coordinates. The distribution of the optimal “perturbed solutions” of each 100 inversions runs gives the confidence interval of the fault plane solution. The uncertainties in the ϕ_s , δ and λ angles are given by the standard deviations σ_{ϕ_s} , σ_δ and σ_λ of the “perturbed solutions”.

The fault plane solution uncertainties of the synthetic event presented previously were obtained with 100 inversions runs. This value is a good compromise

between the fast computing time and the accuracy of the results. Figure 4.6 displays the evolution of the fault plane solution confidence domain with the successive introduction of the uncertainties described above. The histograms represent the dispersion of the strike, the dip and the rake around the optimal solution. The corresponding standard deviations are given in table 4.3. The stereodiagram displays the 100 “perturbed fault plane solutions” and the corresponding P and T axes. The black symbols indicate the solutions ranging around the optimal solution in a \pm one standard deviation interval I_c defined as:

$$I_c = [\phi_s^{opt} - \sigma_{\phi_s}, \phi_s^{opt} + \sigma_{\phi_s}] \cap [\delta^{opt} - \sigma_{\delta}, \delta^{opt} + \sigma_{\delta}] \cap [\lambda^{opt} - \sigma_{\lambda}, \lambda^{opt} + \sigma_{\lambda}] \quad (4.5)$$

The grey symbol indicates the solutions falling outside this interval. The confidence domain related to the convergence process only is close to the confidence domain related to both the convergence process and the picking amplitudes uncertainties. It is explained by the relatively low noise level added to the synthetic data. The uncertainties of the event location are the main cause of the uncertainties in the focal mechanism retrieval and especially on the azimuth. As already mentioned, this high uncertainty in the azimuth is related to the network configuration, which has a poor coverage of the focal sphere.

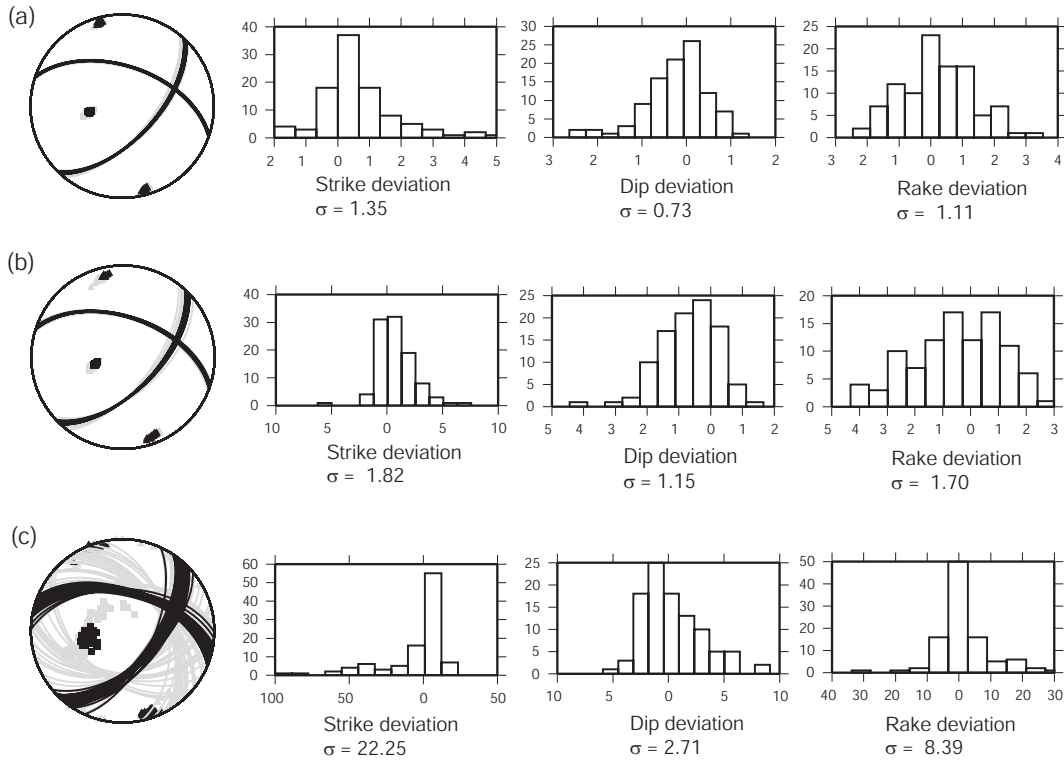


Figure 4.6: *Evolution of the solution confidence domain with the introduction of several types of uncertainties: (a) those related to the convergence process (uncertainty 1), (b) those related to the convergence and the amplitude picking (uncertainty 2) and (c) those related to the convergence, the amplitude picking and the event location (uncertainty 3). The triangles and the squares represent the P and T axes respectively. The black symbols highlight the solutions ranging in \pm one standard deviation (σ) while the grey symbols highlight all other explored solutions. The histograms (number of occurrence versus amplitude of variation around the optimal solution in degrees) represent, the strike, the dip and the rake of each solution.*

4.2.5 Application to the Soultz-sous-Forêts HDR data.

In order to validate our method on real data, we applied it to four events recorded in Soultz-sous-Forêts hot dry rock geothermal site (Rhine Graben, France) (Baria et al., 1999) and induced during two stimulation tests carried out in June 2003 and September 2004. Both stimulations consisted of injecting water under pressure in the reservoir, at 5 km depth. The induced seismic activity was recorded by a surface network managed by the “Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre” from Strasbourg University. In 2003, the monitoring network was composed of a permanent network of six one-component (1-C) and three three-component (3-C) stations plus 14 temporary stations (eight 1-C and six 3-C). In 2004, the network was composed of the permanent stations and four additional 3-C stations. Among the four earthquakes chosen to validate our method, two were induced by the 2003 stimulation test and two by the 2004 stimulation. The networks of 2003 and 2004 and the events locations are displayed in figure 4.7. The interest in applying our method to these events is that their focal mechanisms were already determined by Charlety et al. (2007) using the P polarities. Note that, in order to correctly model the amplitudes in our inversion method, it is paramount to know the exact values of the acquisition parameters (gains, sensor sensitivity, sensor response). For the 2003 stimulation, there are still uncertainties on the sensitivity of the 1-C temporary stations. So, we decided to remove these stations from the inversion.

We used the same locations and same velocity model as Charlety et al. (2007) consisting of eight flat layers (Charlety, personal communication 2008). For the determination of the confidence domain of the fault plane solutions, we assumed that the location uncertainties correspond to 5% of the mean event-station distance in offset and to 10% of this distance in depth. These values look reasonable

given the dense network coverage. For the anelastic attenuation, we used an average value along the ray path of $Q_p=Q_s=1000$ which is in accordance with Q values previously determined in granitic rock (Fehler and Phillips, 1991; Abercrombie, 1995).

The inverted amplitudes were manually picked on low-pass filtered seismograms. The inversion results of the four events are displayed in table 4.4 and figure 4.8-4.11. The values of the normalized observed and theoretical amplitudes, the difference between them and the error in percent associated to the modeling of the amplitudes are given in table 4.5. This error is defined as the ratio between the difference in amplitudes and the observed amplitude. The focal solutions provided by Charlety et al. (2007) generally fall in the uncertainty domain obtained from our inversion method. The solutions of the 2003 events are well recovered with limited uncertainty intervals. The uncertainties for the 2004 events are larger due to the lower number of stations and especially for the 2004/09/16 event. Note that the 2004/09/15 event, which is located near the others, has very different waveforms supporting the very different obtained focal mechanism. The fit between the observed and the synthetic waveforms is generally good.

The magnitudes computed by Charlety et al. (2007) are duration magnitudes obtained from the coda length. This reason, in addition to those already cited in the synthetic test section, can explain the magnitude difference around 0.1-0.2.

In conclusion, these results validate the efficiency of our inversion method on real data. With the objective to apply our method on sparse networks or networks with low coverage, we now investigate the influence of the number of sensor and the network configuration on the focal mechanism recovery.

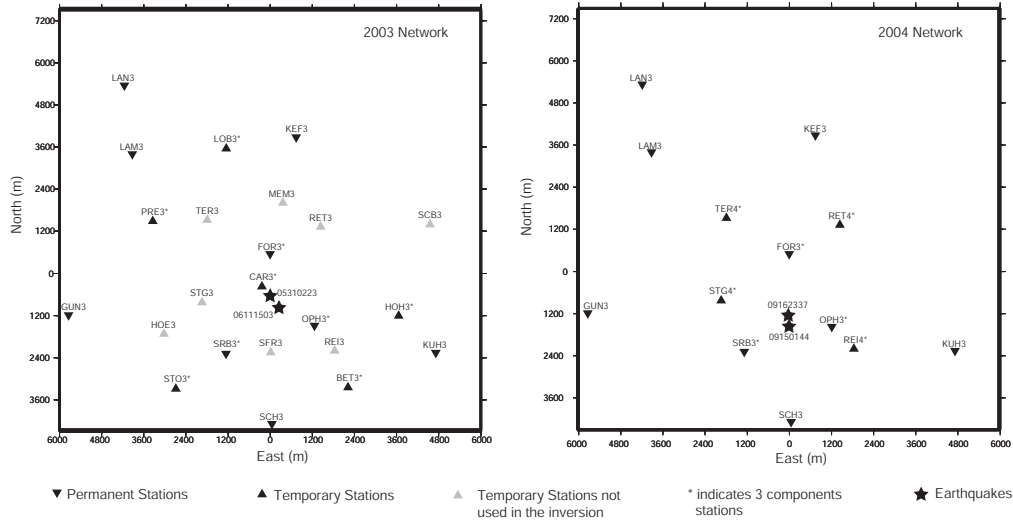


Figure 4.7: Map of the surface network deployed during the 2003 and 2004 stimulations: the 4 events used to validate the inversion method are displayed as black stars.

Event	05310223		06111503		09150144		09162337	
Date	2003/05/31		2003/06/11		2004/09/15		2004/09/16	
Time	02:23:13		15:03:15		01:44:59		23:37:53	
East (m)	-10±306		241±299		13±324		6±323	
North (m)	-571±306		-1043±299		-1573±324		-1261±323	
Depth (m)	4870±614		4600±598		5040±649		5080±646	
Focal mechanism	Sol.1	Sol.2	Sol.1	Sol.2	Sol.1	Sol.2	Sol.1	Sol.2
Plane 1 Strike	192	200±10	8	26±14	135	131±9	195	194±14
Plane 1 Dip	51	48±6	36	35±4	75	66±7	55	55±5
Plane 1 Rake	-48	-44±11	-86	-67±14	145	147±12	-55	-66±11
Plane 2 Strike	317	323±10	183	179±14	235	236±9	324	336±14
Plane 2 Dip	55	59±6	52	58±4	56	60±7	46	41±5
Plane 2 Rake	-130	-129±11	-93	-105±14	18	28±12	-129	-120±11
M_0 (N.m)	-	$7.1 * 10^{10}$	-	$8.0 * 10^{12}$	-	$3.9 * 10^{11}$	-	$6.1 * 10^{11}$
M_d M_w	1.4	1.2	2.7	2.6	1.5	1.7	1.6	1.8

Table 4.4: Coordinates of the 4 test events with the estimated location errors and the corresponding focal solution. Sol.1 is the solution given by Charlety et al. (2007) and obtained with P waves polarities. Sol.2 is the solution given by the amplitude inversion with the corresponding uncertainties range. (The angles are in degrees)

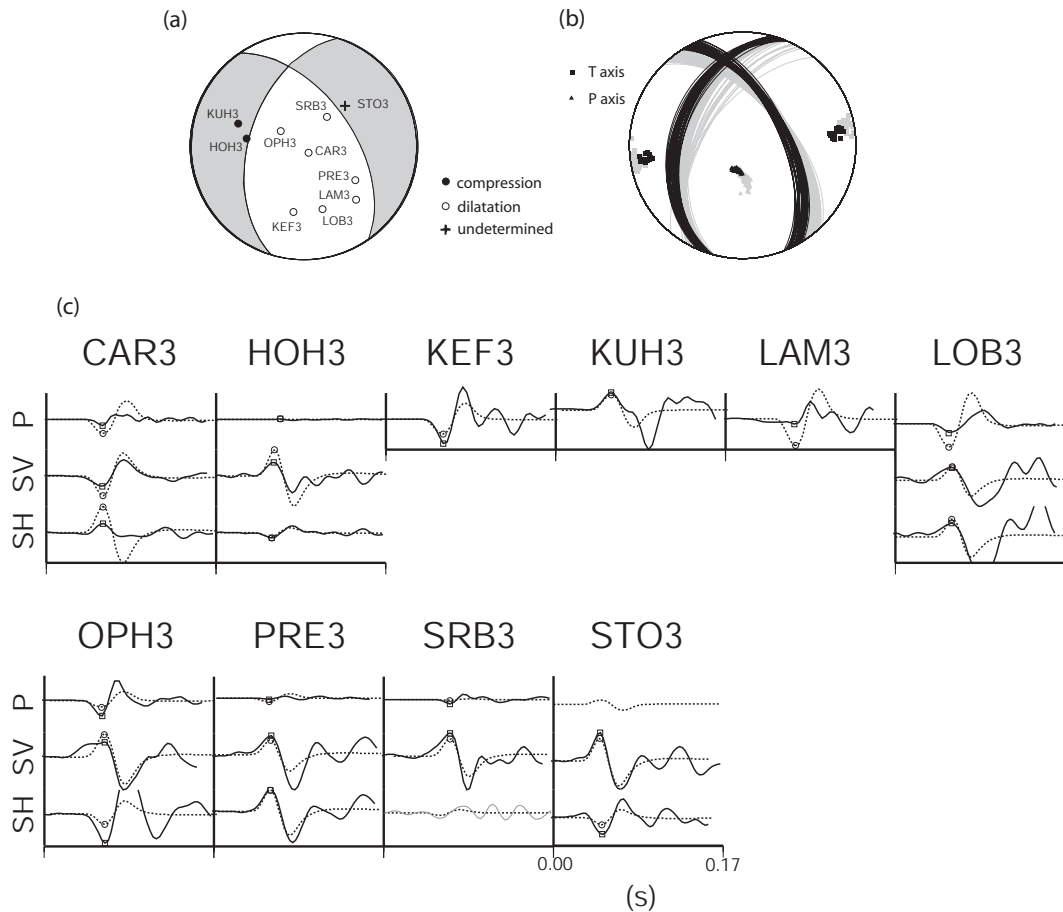


Figure 4.8: (a) Optimal fault plane solution for the 2003/05/31 event and projection of the stations used for the inversion (projection on lower hemisphere). (b) Confidence domain related to the optimal solution. The black symbols correspond to solution ranging in the standard deviation interval; grey symbols correspond to the solution ranging outside. (c) Comparison between the observed (solid line) and the synthetic traces (dotted line) for the optimal solution. The thin grey lines correspond to the components on which there was ambiguity in the determination of the first pick amplitude. Therefore, the amplitudes were not picked on these components. The components where the observed signals are not plotted are noisy components where seismic signal was not visible. The square on the trace indicates the inverted amplitudes and the circle indicate the corresponding theoretical amplitude.

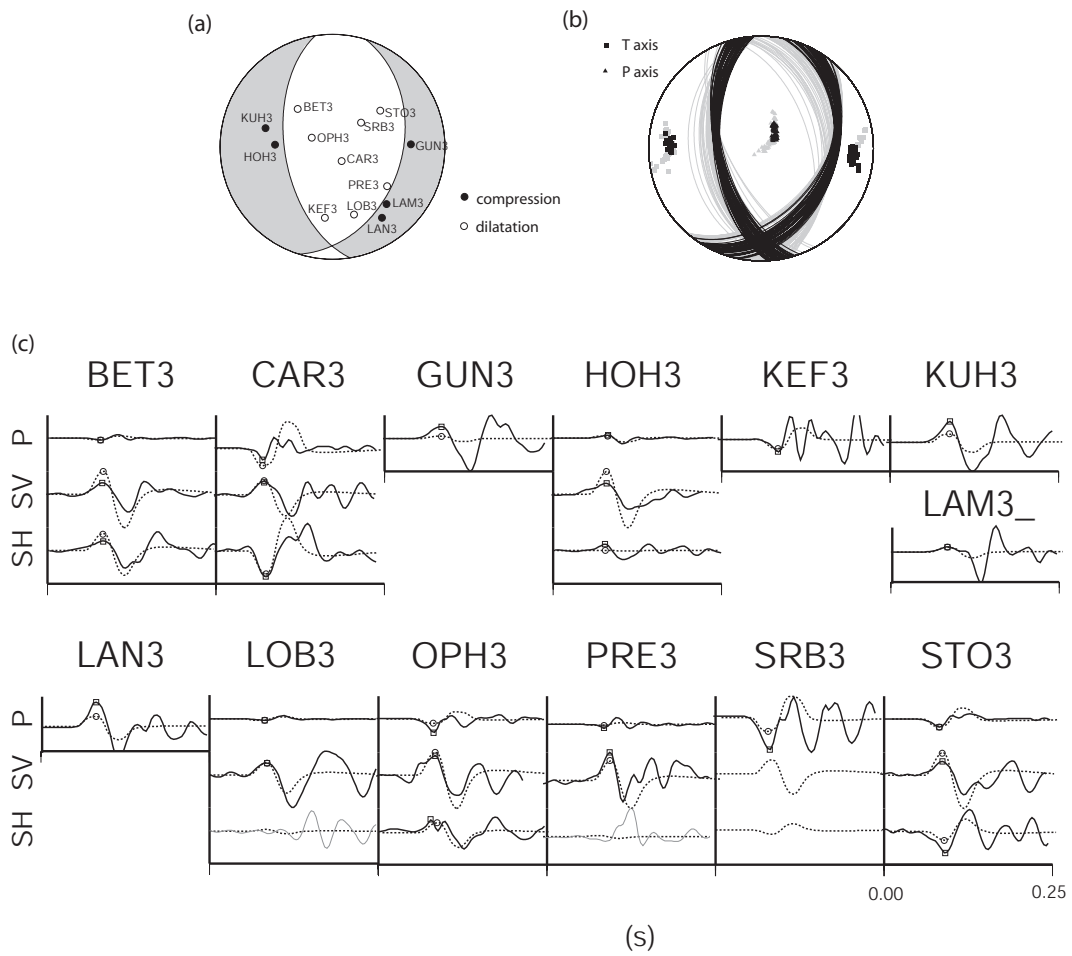


Figure 4.9: Same as figure 4.8 but for the 2003/06/11 event.

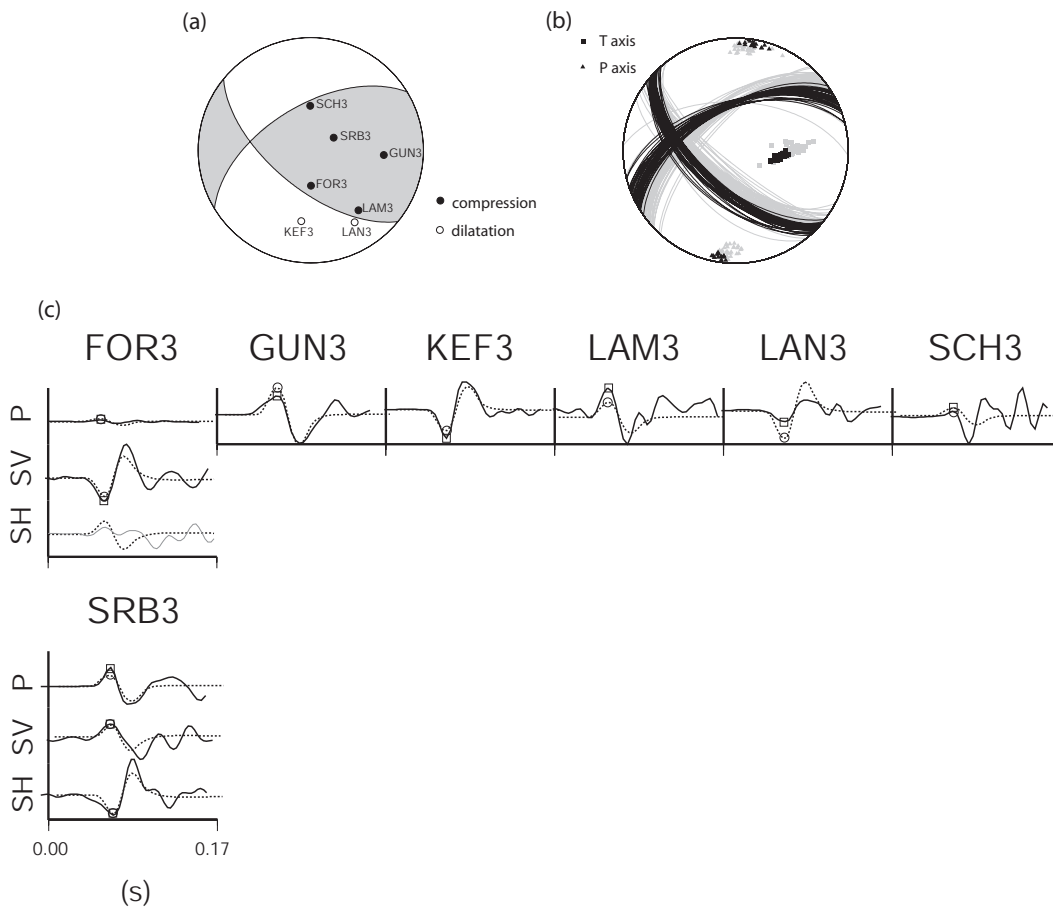
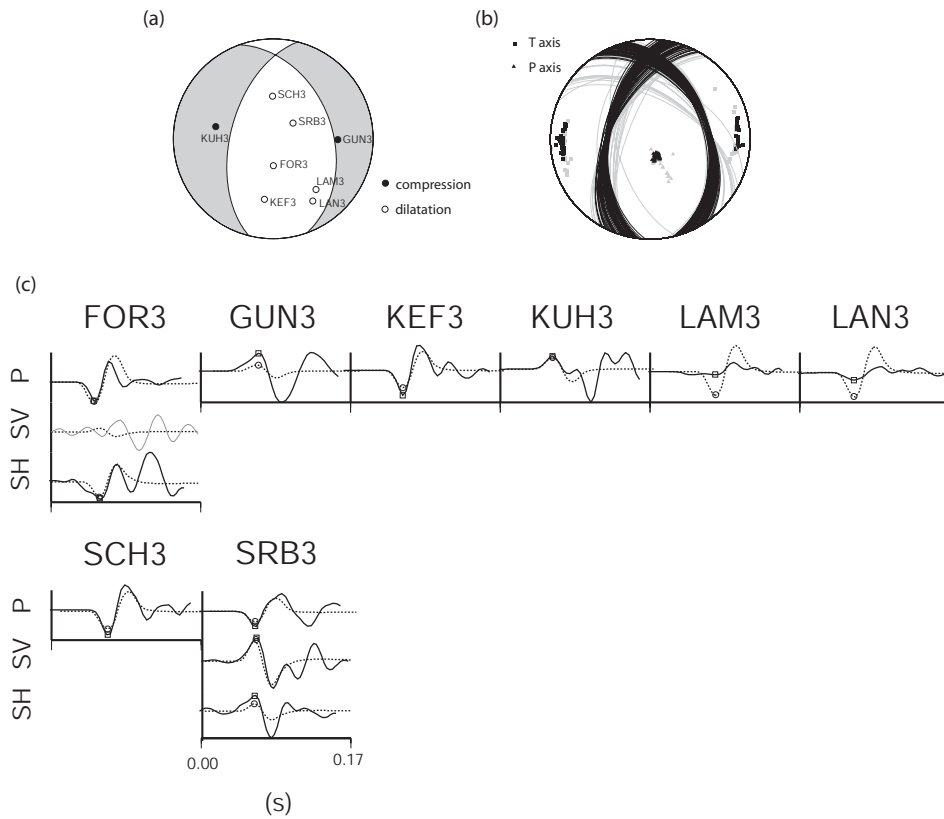


Figure 4.10: Same as figure 4.8 but for the 2004/09/15 event.

Figure 4.11: *Same as figure 4.8 but for the 2004/09/16 event.*

	Observed amplitudes A^o (*10 ⁻²)			Theoretical amplitudes A^t (*10 ⁻²)			Difference $ A^o - A^t $ (*10 ⁻²)			Error $ A^o - A^t / A^o $ (%)		
	P	SV	SH	P	SV	SH	P	SV	SH	P	SV	SH
2003/05/31												
CAR3	-1.22	-3.53	2.78	-4.88	-7.30	8.83	3.65	3.77	6.05	298	107	218
H0H3	0.06	4.54	-1.65	0.05	8.91	-1.22	0.01	4.37	4.29	21	96	26
KEF3	-4.64	-	-	-3.61	-	-	1.03	-	-	22	-	-
KUH3	0.85	-	-	0.82	-	-	0.03	-	-	4	-	-
LAM3	-0.18	-	-	-1.37	-	-	1.19	-	-	659	-	-
LOB3	-1.18	1.96	2.05	-3.48	2.00	2.20	2.30	0.04	0.15	194	2	7
OPH3	-4.12	6.57	-11.60	-2.66	9.73	-4.35	1.46	3.16	7.24	35	48	62
PRE3	-0.23	7.54	8.48	-1.5	5.45	8.44	1.26	2.09	0.04	539	28	0
SRB3	-1.55	16.2	-	-0.39	12.69	-	1.16	3.51	-	75	22	-
STO3	-	12.63	-6.45	-	7.93	-2.18	-	4.69	4.26	-	37	66
2003/06/11												
BET3	-0.78	6.07	5.22	-0.73	11.79	9.32	0.05	5.71	4.1	6	94	79
CAR3	-2.34	3.94	-7.87	-5.04	4.34	-7.48	2.7	0.4	0.39	115	10	5
GUN3	0.68	-	-	0.09	-	-	0.59	-	-	86	-	-
H0H3	1.5	6.15	3.23	1.4	12.62	0.35	0.11	6.47	2.89	7	105	89
KEF3	-0.5	-	-	-0.43	-	-	0.08	-	-	15	-	-
KUH3	4.67	-	-	1.96	-	-	2.71	-	-	58	-	-
LAM3	0.18	-	-	0.18	-	-	0	-	-	0	-	-
LAN3	0.55	-	-	0.24	-	-	0.31	-	-	56	-	-
LOB3	-0.51	4.41	-	-0.45	4.35	-	0.06	0.06	-	11	1	-
OPH3	-7.96	3.13	8.05	-3.25	2.69	5.36	4.71	0.44	2.69	59	14	33
PRE3	-0.95	12.06	-	-0.46	8.7	-	0.5	3.36	-	52	28	-
SRB3	-10.81	-	-	-5.18	-	-	5.64	-	-	52	-	-
STO3	-2.31	4.7	-7.22	-2.61	7.88	-3.13	0.3	3.17	4.09	13	67	57
2004/09/15												
FOR3	1.66	-32.48	-	3.7	-27.82	-	2.04	4.67	-	123	14	-
GUN3	5.19	-	-	8.29	-	-	3.09	-	-	60	-	-
KEF3	-4.24	-	-	-4.04	-	-	0.2	-	-	5	-	-
LAM3	0.59	-	-	0.16	-	-	0.43	-	-	73	-	-
LAN3	-0.46	-	-	-1.38	-	-	0.93	-	-	202	-	-
SCH3	0.14	-	-	0.23	-	-	0.09	-	-	66	-	-
SRB3	14.91	17.06	-23.38	13.24	17.63	-23.41	1.67	0.57	0.03	11	3	0
2004/09/16												
FOR3	-15.64	-	-13.19	-17.02	-	-13.3	1.38	-	0.11	9	-	1
GUN3	2.2	-	-	0.88	-	-	1.33	-	-	60	-	-
KEF3	-6.13	-	-	-5.43	-	-	0.7	-	-	11	-	-
KUH3	4.25	-	-	4.73	-	-	0.48	-	-	11	-	-
LAM3	-0.41	-	-	-3.47	-	-	3.06	-	-	749	-	-
LAN3	-0.48	-	-	-1.98	-	-	1.5	-	-	311	-	-
SCH3	-5.78	-	-	-5.4	-	-	0.39	-	-	7	-	-
SRB3	-13.56	26.01	17.83	-12.04	25.88	9.35	1.52	0.13	8.49	11	0	48

Table 4.5: Values of the observed and theoretical normalized amplitudes used for the inversion of the 4 Soultz-sous-Forêts events. The difference between them and the error in percent associated to the modeling of the amplitudes are also indicated.

4.2.6 Influence of sensors number on the results reliability.

The above focal mechanisms were obtained with a large number of sensors. However, in numerous reservoir surveys, the networks are not as developed and may consist of only 2, 3 or 4 sensors. Therefore, we decided to study the evolution of the focal solution while decreasing the number of stations used in the inversion. The dense network installed in Soultz-sous-Forêts allows to create different subsets of data to study the effect that the network density, geometry and equipment has on the resolution of focal mechanisms. In other words, we seek to determine which type of information on the focal plane orientation and fault rupture can be determined with few stations.

A systematic approach testing all station combinations was not reasonable due to the high number of sensors. So, we chose another approach in order to reduce the computation time. For each event analyzed, we removed data down to a subset of only four stations while trying to conserve a great opening of the network in order to sample several different areas of the focal sphere. Because a 3-C station provides more information than a 1-C station, we also put a priority on the 3-C stations to use the amplitude of the three direct waves. We further investigated the influence of a smaller number of stations by running tests with data subsets of 3 and 2 stations. The tests results for the 4 Soultz-sous-Forêts events are displayed in figure 4.12-4.15. For each combination of stations, the optimal solution is plotted on the left stereodiagram with the “solution of reference” corresponding to the solution obtained with all the stations. The “perturbed solutions” obtained during the solution uncertainty determination process that defines the confidence domain, are displayed on the right stereodiagram. Follow-

ing Kagan (2005), a focal mechanism can be plotted neglecting the azimuth in a ternary diagram, called eigenvector display. A focal mechanism is described by the plunge of the P, T and B (null) axis which are the eigenvectors of the moment tensor. Each corner of the triangle corresponds to a vertical plunge for one axis and horizontal for the 2 other. Thus, the B axis vertical plunge corresponds to a pure strike slip fault, the P axis vertical plunge corresponds to a pure normal fault and the T axis vertical plunge corresponds to a pure thrust fault. For the all tested combinations, we plotted the solutions defining the confidence domain in such a diagram. The windrose diagram (or polar histogram) shows the strike distribution of the nodal planes of each perturbed solution. Finally, in order to characterize the opening of the used sub-network of stations we indicate the average value of the angles between each couple of stations. The tests show that:

- the results are stable down to four stations for the 2003/05/31 (4 3-C) (figure 4.12a-c) and 2004/09/15 (1-3C / 3 1-C) (figure 4.14a-c) events. On the other hand, the optimal solution is different from the solution of reference for the two other events (2003/06/11 figure 4.13a-c and 2004/09/16 figure 4.15a-c). Nevertheless, note that the solution of reference falls in the confidence domain of the solution.
- for the 3 3-C stations cases, the optimal solution is less stable. Some confidence domains are multimodal (2003/05/31 event figure 4.12f-d). However, note that the optimal solutions are the same as the solution of reference, except for the LOB3-OPH3-PRE3 combination (figure 4.12g), probably because the stations are in the same quadrant of the focal sphere. For the 2003/06/11 event (figure 4.13d-g), the optimal solutions are different from the solution of reference, but remain very similar to those obtained with 4

3-C stations.

- for the 1 3-C / 2 1-C stations cases (2004 events figure 4.14c-e and figure 4.15c-e), the optimal solutions are different from the solution of reference and the confidence domains are multimodal, except for the KEF3-LAN3-SRB3 combination of stations of the 2004/05/15 event. These results mean that such a network is less suitable to determine a focal mechanism accurately than a network of 3 3-C stations.
- for the 3 1-C stations cases (figure 4.14f and figure 4.15f), the confidence domains indicate that the solutions are unconstrained.
- for the 2 3-C stations cases (figure 4.12h-m and figure 4.13h-m), the plan strike solutions varies in a range of about 45° as seen on the windrose diagrams. Note that the solution is still correctly recovered with the HOH3-PRE3 and PRE3-LOB3 combinations for the 2003/05/31 event.
- for the 1 3-C / 1 1-C stations cases (figure 4.14g-i and figure 4.15g-i), the plan strike solutions are ranged in a interval of about 90° . Note that for the 2004/09/15 event, the solution is correctly recovered for the KEF3-SRB3 combination.

These tests reveal that the solution is correctly retrieved down to three 3-C stations for most combinations of stations. As expected, the fewer data we used in the inversion, the poorer is the resolution of the focal solution. The solution is less stable even with data from three stations but only one of them with 3-C. With two 3-C stations, the solution varies with the specific combination of stations. However, the analysis of the ternary and wind-rose diagrams allows us to determine statistically the type of focal mechanism (normal, thrust or strike-slip

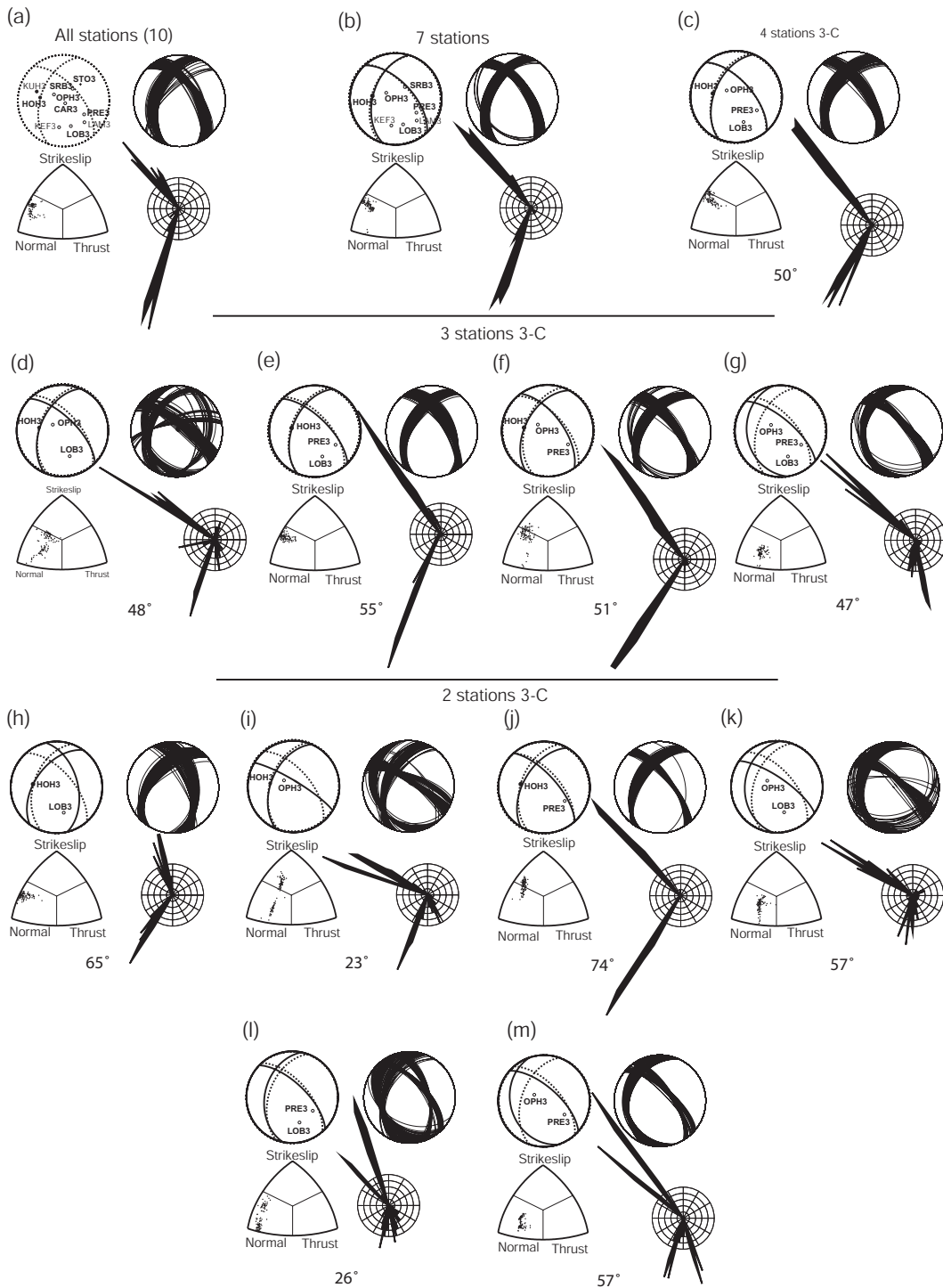


Figure 4.12: *Inversion results with successive station removals for the 2003/05/31 event. The solution of reference obtained with all the stations (dashed line) and the optimal solution obtained for each combination of stations (solid line) are plotted on the upper left stereodiplagram. The perturbed solutions defining the confidence domain of the optimal solution are plotted on the upper right stereodiplagram. The ternary diagram is the eigenvector display (Kagan, 2005) of the perturbed solutions. The nodal planes strikes of each perturbed solution are plotted in the wind-rose diagram. The angular value is the average of the angles between each couple of stations and characterizes the opening of the network.*

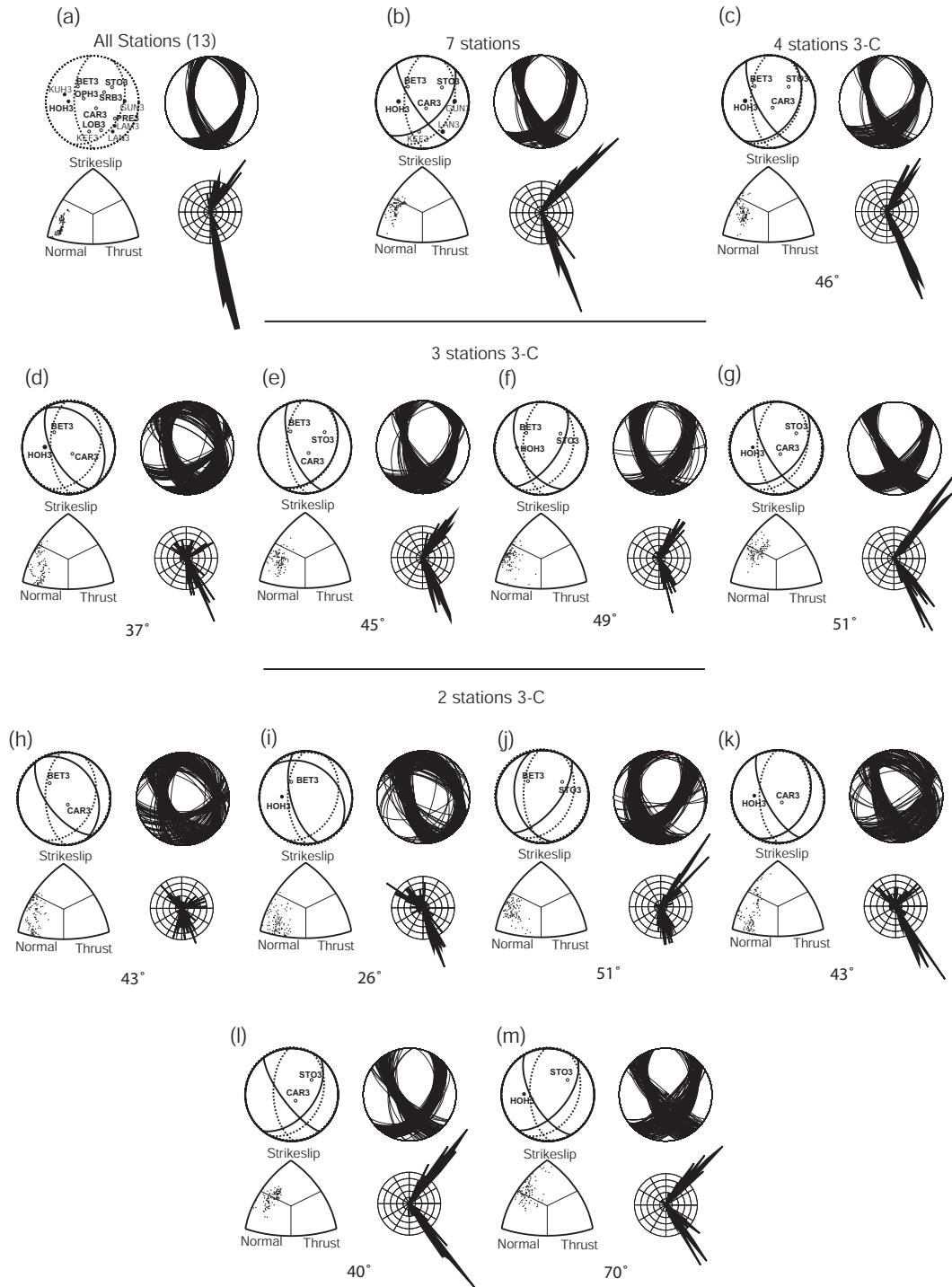


Figure 4.13: Same as figure 4.12 but for the 2003/06/11 event.

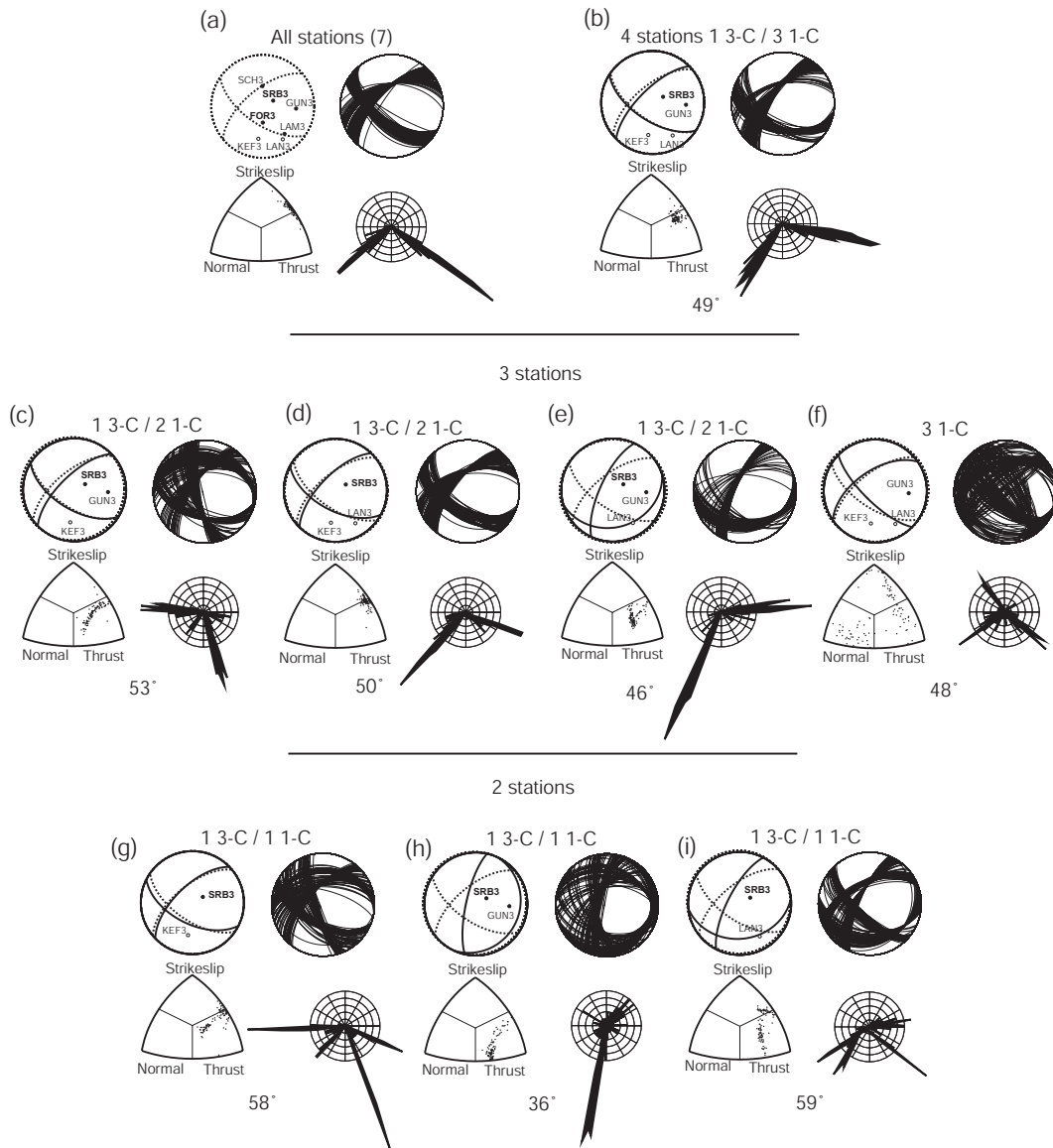


Figure 4.14: Same as figure 4.13 but for the 2004/09/15 event.

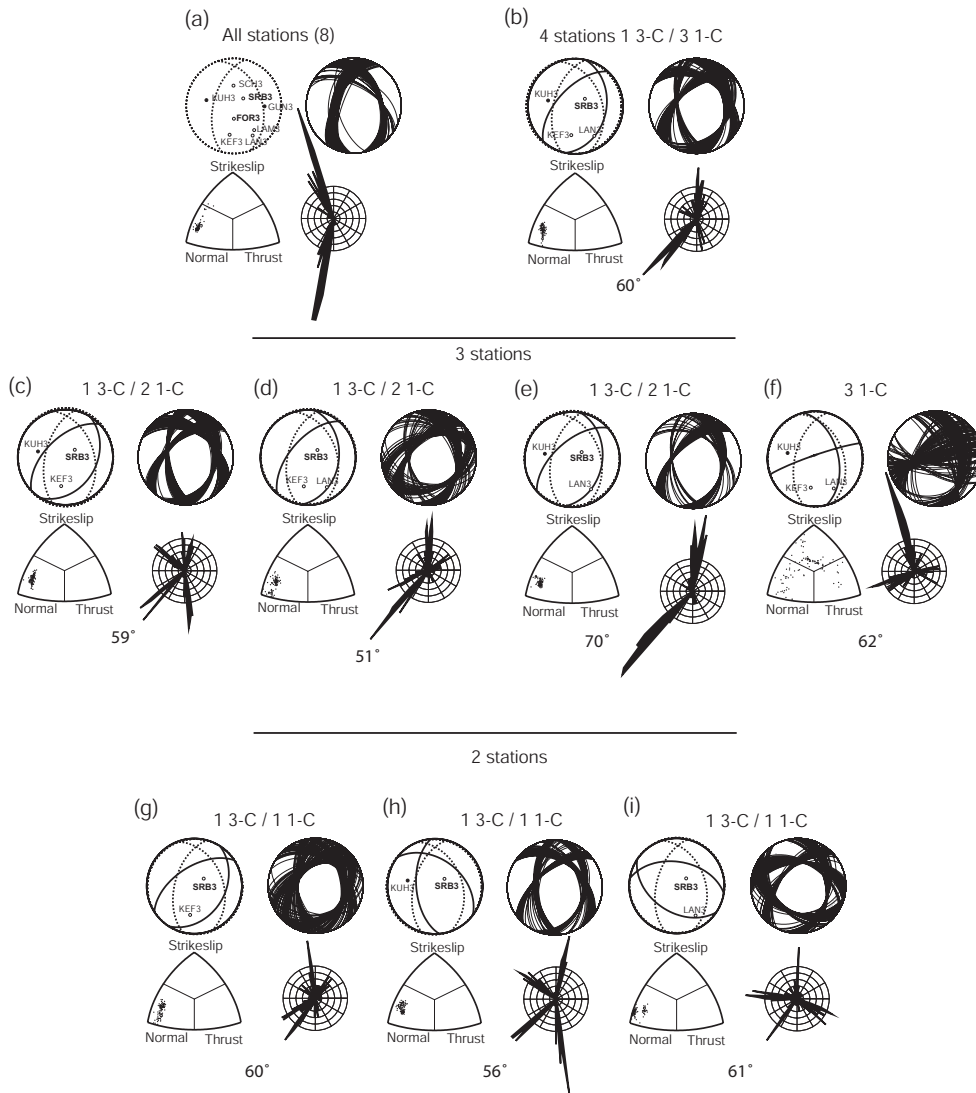


Figure 4.15: Same as figure 4.14 but for the 2004/09/16 event.

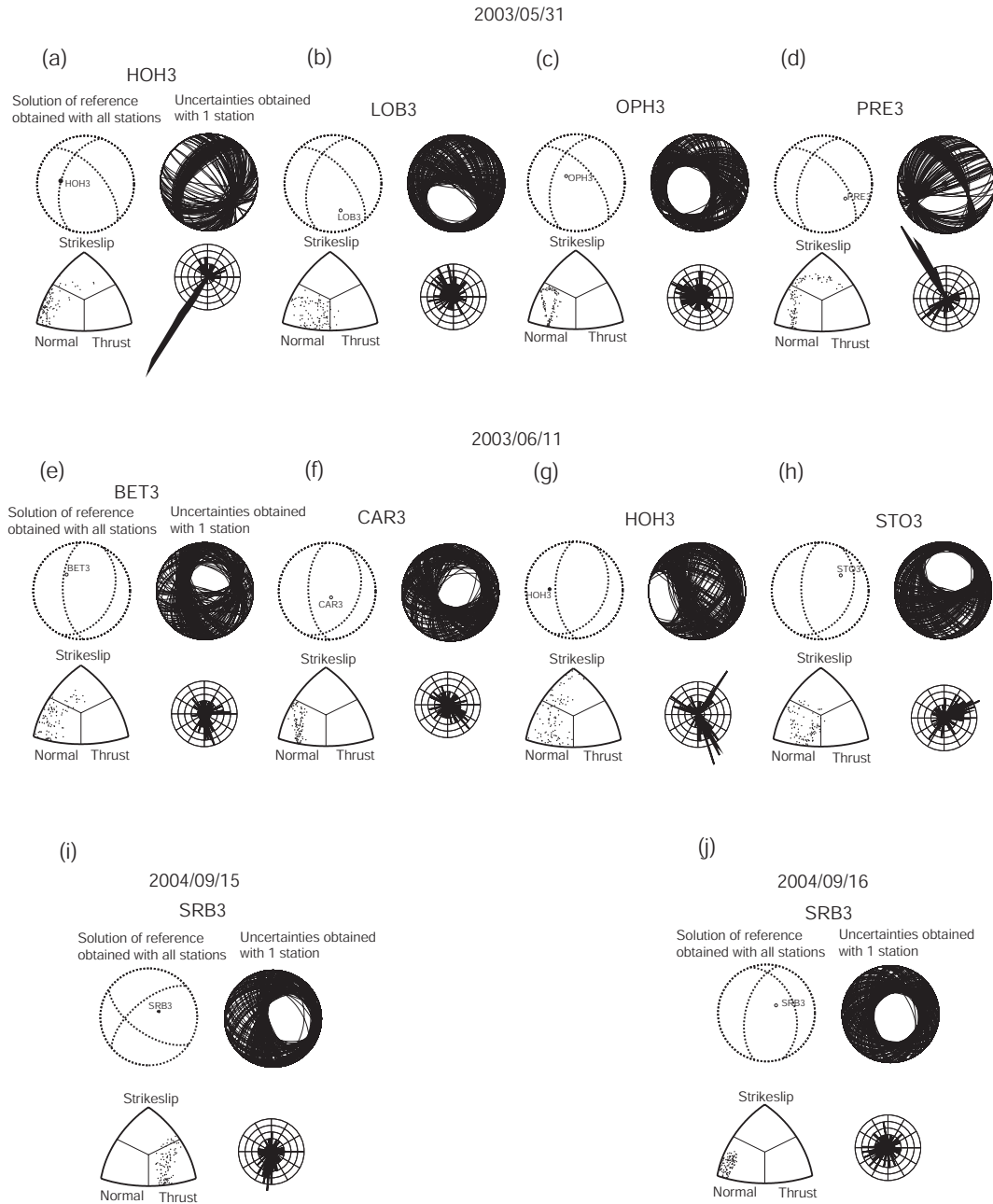


Figure 4.16: *Inversion results with only one 3-C station for the four studied events. The upper left stereodigram is the solution of reference with the projection of the used station. The upper right stereodigram gives the perturbed solutions defining the confidence domain of the solution. The lower left ternary diagram is the eigenvalues display (Kagan, 2005) of the perturbed solution. The windrose diagram gives the distribution of the nodal planes strike of the perturbed solutions.*

fault) and one or several main direction of the nodal planes. Concerning, the 2003/06/11 event, the optimal solutions are quite different in rake from the solution of reference from the 7 stations case even if the type of focal mechanism and the direction of the nodal plane are well resolved.

These examples also show that the reliability of the optimal solution is due to the high angular distance between the stations and to the coverage of several quadrants of the focal sphere. See for example the tests with 3 3-C stations for the 2003/05/31 event (figure 4.12d-g). The solution is retrieved except for the case where the three stations are in the same quadrant with the smallest mean angular distance. However, we can observe some exceptions. For example in the figure 4.12l, the solution is retrieved whereas the stations are in the same quadrant and the angular distance is low. Note also that we can expect that the higher the strike-slip component in the focal mechanism, the better constrained the solution, because the probability of covering several quadrants is higher than for normal or thrust faults. Additional systematic tests would be necessary to understand more precisely the influence of the network design on the solution recovery.

Finally, we investigate which type of information could be retrieved from one 3-C seismogram. The complete determination of the focal mechanism is not possible. Several studies have shown that the amplitudes of additional phases (Langston, 1982; Clouser, 1992) or the complete waveform (Walter, 1993; Kim and Kraeva, 1999) are required to constrain the inversion. Figure 4.16 displays the results of the inversions with one 3-C station for the four previous events. In all the presented cases, the eigenvalue display allows us to determine the type of focal mechanism except for the 2003/05/31 PRE3 case (figure 4.16d) where the “perturbed solutions” are uniformly distributed on two distinct areas of the ternary

diagram. The clustering of the points in an area of the diagram could be used to assess the reliability of the mechanism type retrieving. Note that in case the used station is nodal, the inversion retrieves the direction of one nodal plane (figure 4.16a and figure 4.16d).

4.2.7 Conclusion

We addressed the problem of the focal mechanism determination using few seismological records acquired by a sparse network of 3-C sensors. Such a problem can be encountered in natural seismicity for the low magnitude earthquakes only recorded by a part of the network. Sparse networks are also frequently encountered when monitoring the seismicity induced by fluid injection or extraction operations in a reservoir. Contrary to the natural seismicity where the source can be described as shear faulting (DC moment tensor), the source of the fluid-induced seismicity is more complex and the shear component is accompanied by tensile faulting (non-DC part).

Studies on focal mechanisms of fluid-induced seismicity in reservoirs have shown that moment tensors have a small non-DC component. Moreover, the determination of the general moment tensor (DC and non-DC components) requires a large number of sensors which is contrary to our problematic. With few sensors, only the DC part can be determined reliably. Therefore, all these elements led us to use a DC model to characterize the source mechanism of fluid-induced earthquakes in reservoirs.

We developed a direct P, SV and SH wave amplitude inversion based on a non-linear scheme. The amplitudes provide robust information in addition to the polarities, allowing the determination of the focal mechanism with a limited

number of sensors. Synthetic P and S amplitudes are computed with ray theory. For the inverse problem, we modified the classical scheme of the Metropolis algorithm to obtain a simulated annealing type exploration of the angular parameters (strike, dip and rake of a fault plane) characterizing a double-couple focal mechanism. We determined the uncertainty in the focal mechanism solution by taking into account the uncertainties related to the inversion method, the uncertainty in the amplitude picking related to the noise level, and the uncertainty in the event location.

We first validated the method by performing an inversion of noisy synthetic data generated with AXITRA code. We also tested the method on four micro-earthquakes recorded in Soultz-sous-Forêts HDR site. We retrieved the same focal solution as those determined by Charlety et al. (2007) with P-wave polarities.

Finally, we studied the evolution of the focal solution reliability by progressively decreasing the number of sensors and we investigated which type of information on the focal planes orientation and fault rupture is possible to determine with few sensors. The direction of the nodal planes and the type of mechanism are globally retrieved for the most combination down to three 3-C stations. The tests also revealed that the reliability of the fault plane solution depends on the configuration the stations used. It also shows that the coverage of the focal sphere by the stations, i.e. the opening angle of the network and the coverage of several quadrants, has an influence on the reliability of the fault plane solution retrieval. The use of only one 3-component sensor allows retrieval of the type of focal mechanism in the most cases, with a degree of uncertainty depending on the dispersion of the “perturbed solutions” in the ternary diagram. If the station used for the inversion is nodal for the direct P wave, the results showed that it

is possible to retrieve the direction of one nodal plane.

These tests on the minimum stations number are only examples performed on normal and thrust fault focal mechanisms. A more systematic approach on synthetic data could be performed in order to confirm the above test results and explore the results in the case of a pure strike slip fault focal mechanism. Moreover, synthetic tests could also be performed in order to investigate more precisely the relation between the number of stations and the angular distance between them, and the influence of these parameters on the reliability of the focal mechanism determination.

Chapitre 5

Détermination du tenseur général des moments : tests applicatifs

5.1 Introduction

Nous avons décrit au chapitre 3 la méthode de calcul du tenseur général des moments ainsi que le calcul de l'incertitude associée. L'application à un événement synthétique a montré que la détermination du tenseur général des moments est sensible à la localisation. C'est pourquoi, dans ce chapitre nous allons dans un premier temps, essayer de comprendre plus en détail par une série de tests synthétiques, l'influence de la localisation et d'autres paramètres comme le nombre de stations et la part de non double-couple, sur la détermination du tenseur des moments.

Dans une deuxième partie, nous calculerons le tenseur des moments des quatre évènements induits à Sultz-sous-Forêts pour lesquels nous avons déjà déterminé le mécanisme au foyer double-couple au chapitre 4. Ceci nous permettra d'évaluer la quantité de non double-couple présente ou non dans les mécanismes au foyer.

5.2 Tests synthétiques

Les données synthétiques utilisées dans les trois tests suivants sont générées pour un évènement situé à 1200m de profondeur et enregistré par un réseau de stations placées à 200m de profondeur (Figure 5.1). Les paramètres utilisés pour le calcul des sismogrammes sont donnés dans le tableau 5.1. Afin de se rapprocher de conditions réelles, les sismogrammes sont bruités selon la procédure décrite au 3.3.5.1.

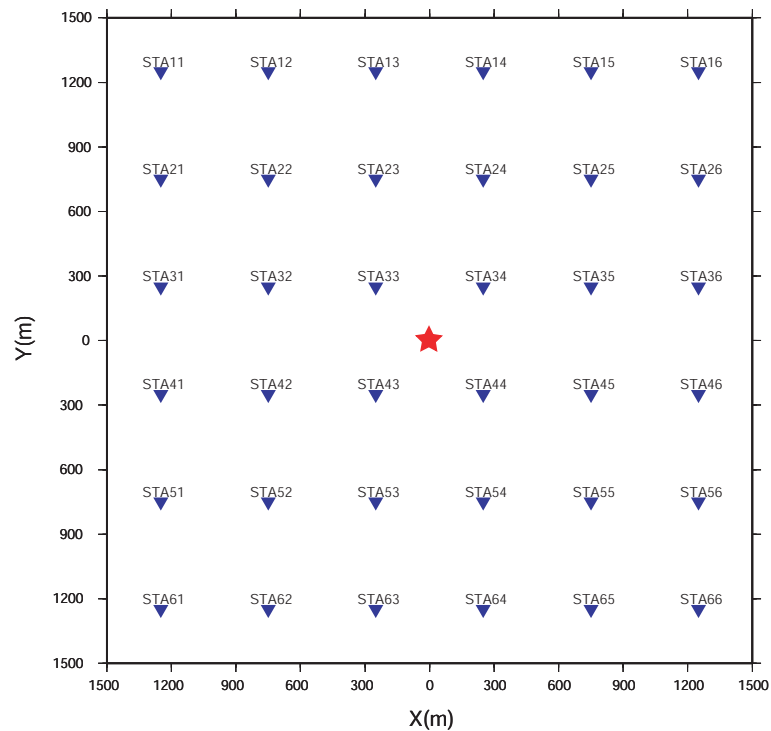


FIGURE 5.1: Carte de la position des stations (triangles) et de l'évènement (étoile) utilisés pour les tests synthétiques.

Paramètres	Génération des données synthétiques
Vitesse onde P (m/s)	4300
Rapport V_p/V_s	1.8
Densité du milieu (kg/m^3)	2300
Q_P and Q_S	1000 and 600
Coordonnée évènement (Est) (m)	0
Coordonnée évènement (Nord) (m)	0
Coordonnée évènement (profondeur) (m)	1200
Durée fonction source (s)	0.005

TABLEAU 5.1: Paramètres utilisés pour la génération des données synthétiques.

5.2.1 Test sur le nombre de stations

Dans ce premier test, nous étudions l'influence du nombre de capteurs ainsi que l'influence de leur répartition, sur la détermination du tenseur des moments. Nous générons les données synthétiques pour une source contenant une part faible de non double-couple de 15 % (soit -6 % d'isotrope et -9 % de CLVD). Lors des inversions, le modèle de vitesse, d'atténuation et la localisation sont les mêmes que ceux utilisés pour la génération des données synthétiques. Pour le calcul de l'incertitude associée au mécanisme au foyer, nous utilisons une incertitude de localisation de 75 m en coordonnées horizontales et de 50 m en profondeur. Le test consiste à déterminer le tenseur des moments à partir des amplitudes P, SV et SH en diminuant le nombre de stations. Ainsi nous présentons par la suite les résultats obtenus pour 36, 20, 10, 6, 5, 4, 3 et 2 stations. Jusqu'à 20 stations, le retrait se fait de manière aléatoire. En dessous de 20, le retrait se fait selon la méthode présentée au 4.2.6 et qui permet le plus possible de conserver une couverture homogène de la sphère focale. En plus de l'influence du nombre de stations, nous cherchons également à savoir si le type de mécanisme à une influence sur sa détermination. C'est pourquoi, le test est réalisé pour trois évènements présentant une partie double-couple différente. Ainsi l'évènement A est caractérisé par une partie double-couple en faille normale, l'évènement B par une partie double-

couple en décrochement et l'évènement C par une partie double-couple mixte.

La figure 5.2 montre l'évolution de la solution en fonction du nombre de station pour l'évènement A. Pour chaque inversion, sont représentés : le beachball de la solution optimale, la distribution de la partie double-couple des solutions perturbées utilisées pour le calcul des incertitudes de la solution et le diagramme d'Hudson des solutions perturbées. On voit que la solution optimale demeure stable jusqu'à trois stations. Au fur et à mesure du retrait des stations on peut observer une augmentation progressive du domaine d'incertitude de la solution. Ceci est particulièrement visible sur les diagrammes d'Hudson. A partir de trois stations, on voit apparaître un "trade-off" entre la composante isotrope et la composante déviatorique (double-couple + CLVD). Avec deux stations, la solution obtenue diffère significativement de la solution attendue. Le diagramme de la partie double-couple et le diagramme d'Hudson montrent une dispersion importante des solutions perturbées ce qui indique qu'avec seulement deux stations la solution n'est pas suffisamment contrainte.

La figure 5.3 présente les résultats obtenus pour l'évènement B. Les résultats sont moins stables que pour l'exemple précédent, cependant malgré des variations dans la proportion de non double-couple, la solution retrouvée reste proche de la solution attendue et ce jusqu'à trois stations. Avec deux stations, la solution obtenue diffère significativement de la solution attendue et n'est pas correctement contrainte comme le montre le diagramme de la partie double-couple et le diagramme d'Hudson des solutions perturbées.

La figure 5.4 donne les résultats obtenus pour l'évènement C de 36 à 4 stations. La solution optimale reste stable tout au long du retrait des stations. On peut noter que le domaine d'incertitude de la solution est important dès l'inversion avec 36 stations et évolue d'une forme longitudinale à une forme circulaire.

A partir des 4 stations restantes, nous réalisons les inversions avec toutes les combinaisons de trois stations. Les résultats sont présentés dans la figure 5.5. Les solutions optimales obtenues sont similaires à celle attendues sauf celle obtenue avec la combinaison de stations STA13-45-61 (1ere ligne) qui présente une proportion de CLVD plus importante. Notons également que le domaine de confiance de la solution obtenue avec les stations STA45-53-61 (4e ligne) est plus grand que pour les autres. Ceci s'explique par une plus petite couverture de la sphère focale. De la même façon, la figure 5.6 montre les solutions obtenues avec toutes les combinaisons de deux stations. Aucune inversion ne converge correctement vers la solution attendue. La contrainte de deux stations n'est donc pas suffisante, comme le montrent les fortes dispersions des solutions perturbées sur les diagrammes d'Hudson et les stéréodiagrammes de la partie double-couple.

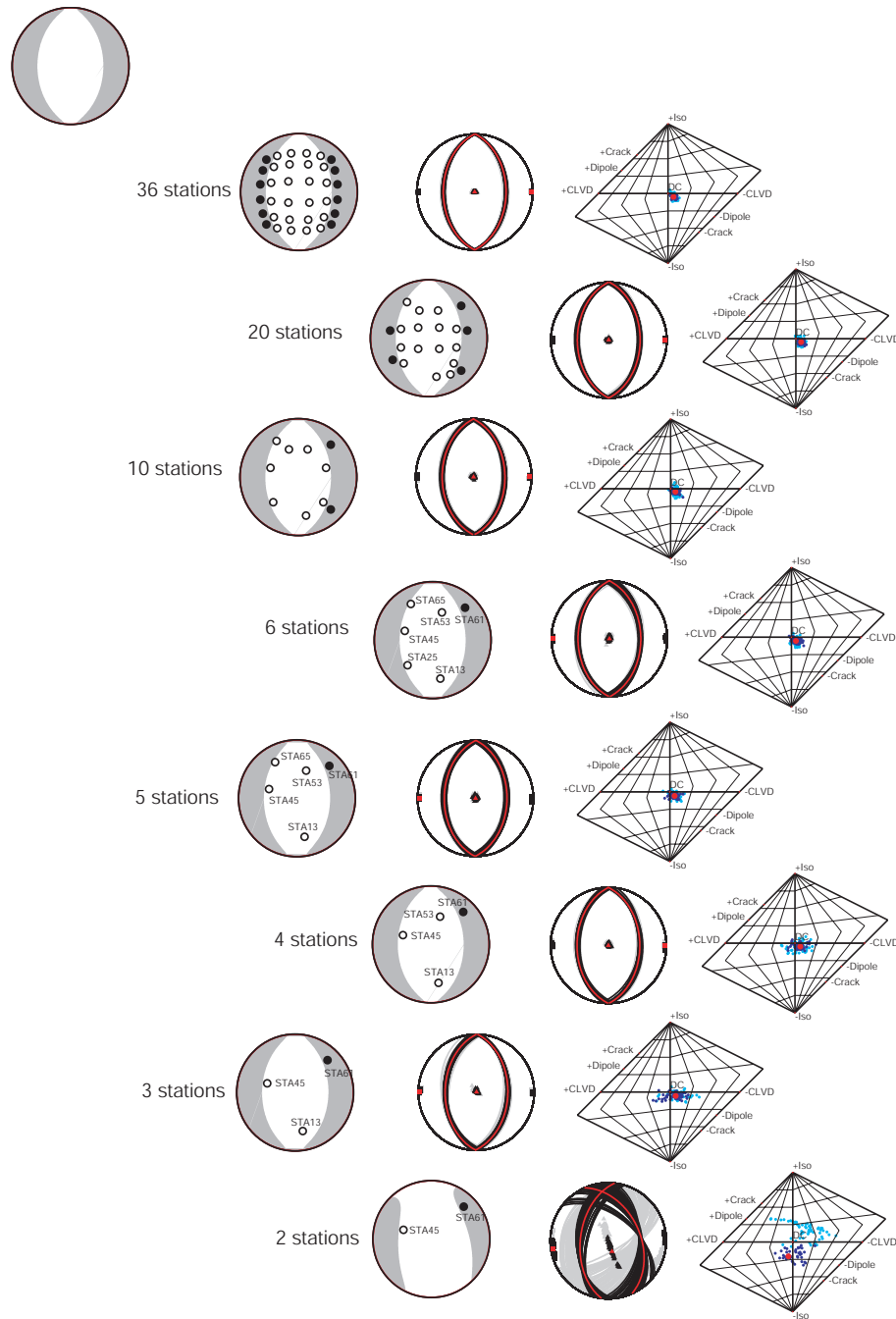


FIGURE 5.2: Résultats des inversions obtenus en enlevant successivement des stations pour l'évènement A. Chaque ligne correspond au résultat d'une inversion avec à gauche : la solution optimale avec la projection des stations en compression (noir) et des stations en dilatation (blanc) ; au centre : les double-couple optimaux correspondant à chacun des 100 tenseurs perturbés inclus dans l'intervalle de confiance (noir), en dehors de l'intervalle de confiance (gris) et double-couple optimal de la solution de l'inversion (rouge) ; à droite : diagramme d'Hudson représentant les tenseurs perturbés inclus dans l'intervalle de confiance (cercle bleu foncé), à l'extérieur de l'intervalle de confiance (cercle bleu ciel) et le tenseur des moments solution de l'inversion (cercle rouge). La solution à retrouver est donnée en haut à gauche de la figure.

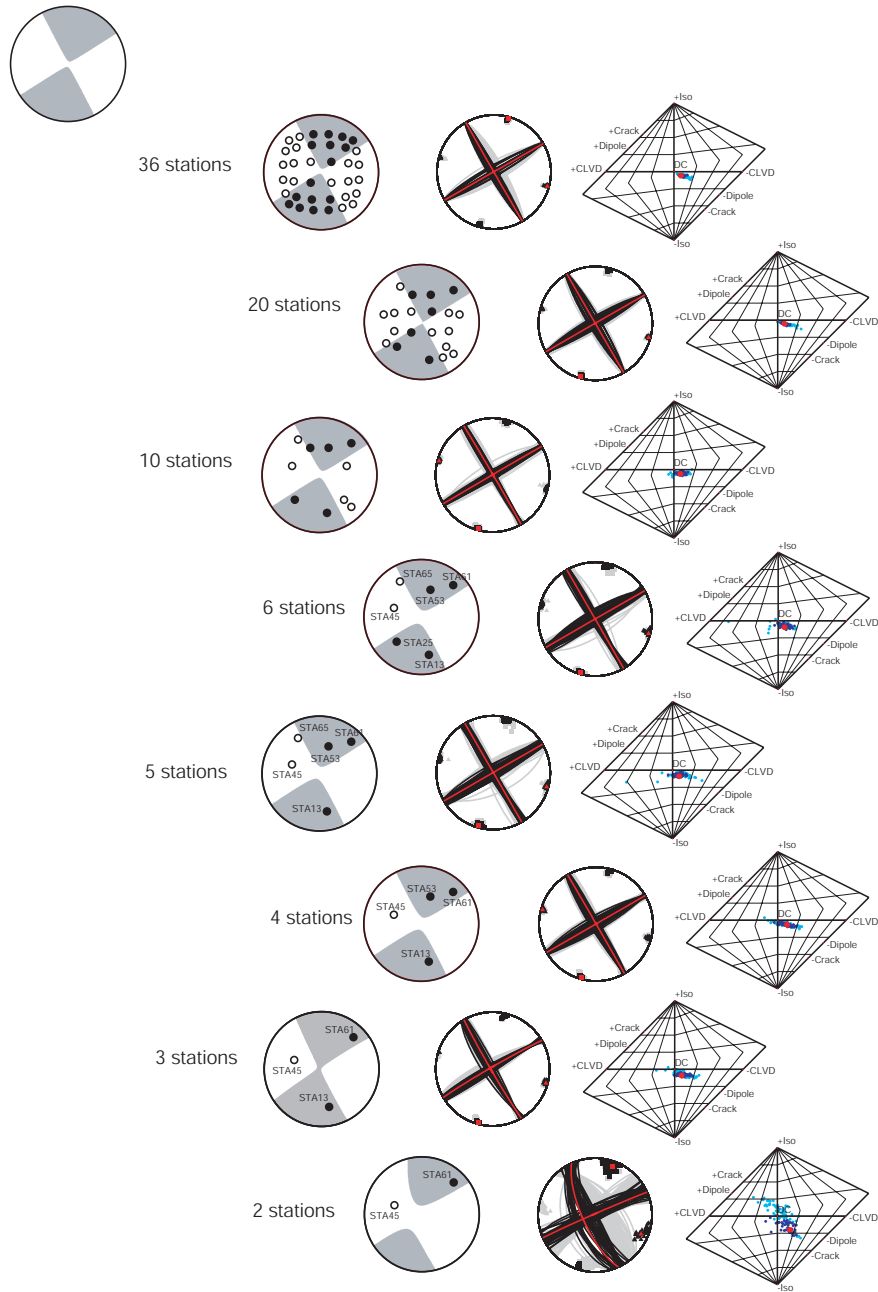


FIGURE 5.3: *Idem que la figure 5.2 mais pour l'évènement B.*

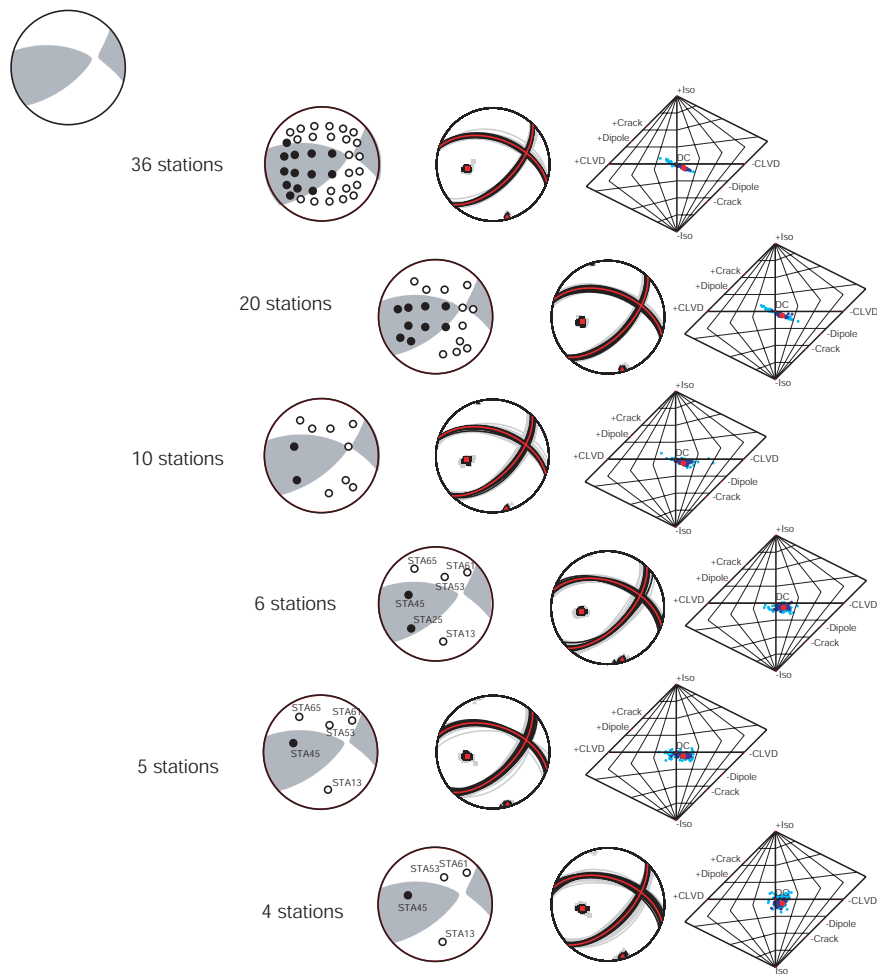


FIGURE 5.4: *Idem que la figure 5.3 mais pour l'évènement C.*

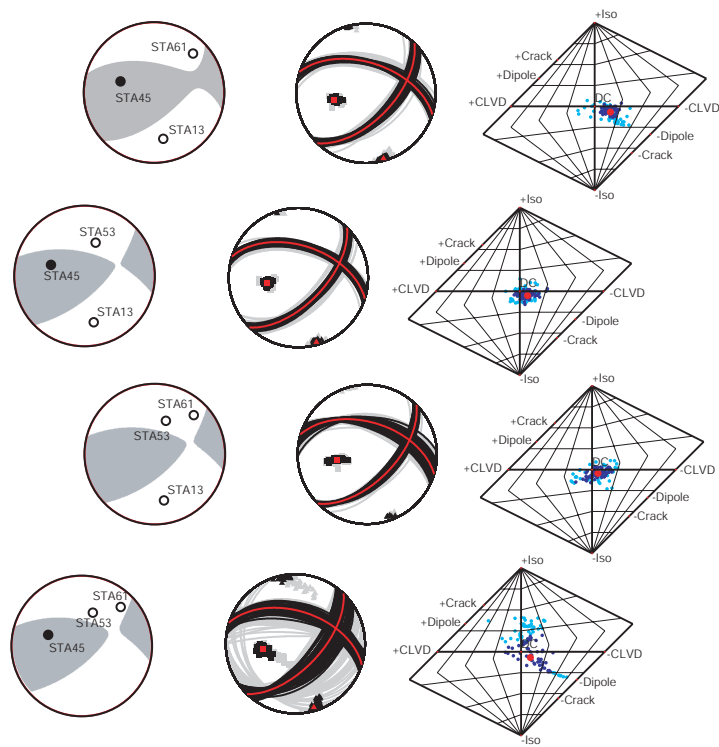


FIGURE 5.5: *Idem que la figure 5.4 mais pour les inversions à 3 stations.*

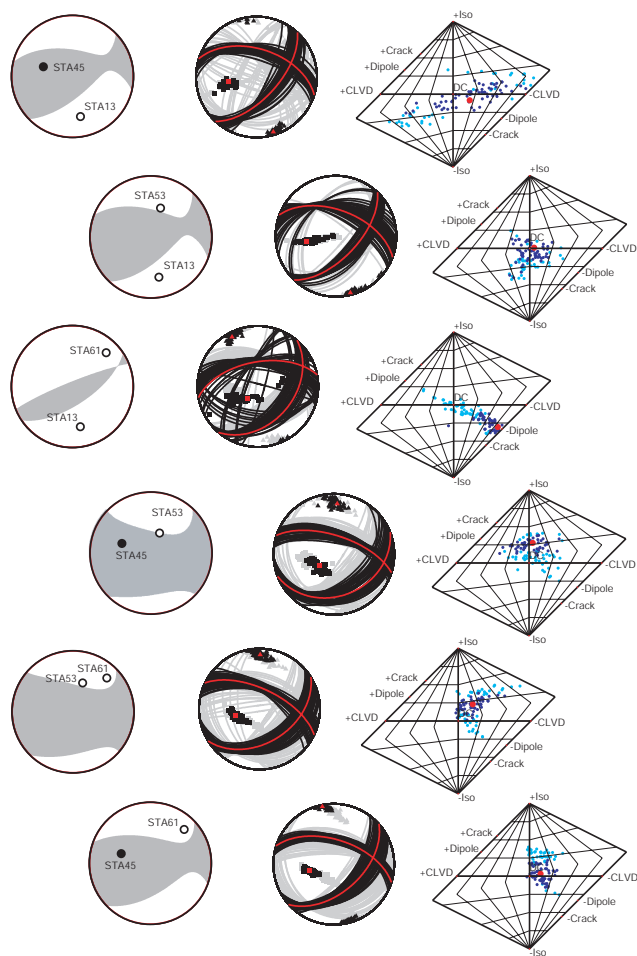


FIGURE 5.6: *Idem que la figure 5.5 pour les inversions à 2 stations.*

5.2.2 Test sur la quantité de non double-couple.

Ce deuxième test consiste à étudier la relation entre la part de non double-couple présent dans le mécanisme au foyer à déterminer et le nombre de stations utilisées pour l'inversion. Ainsi le tenseur des moments est déterminé à partir de 36, 10, 6 et 3 stations pour 3 évènements pour lesquels la part de non double-couple est respectivement de 15 %, 45 % et 75 % (voir figure 5.7). Nous voulons également comparer le mécanisme au foyer double-couple (détermination des paramètres du plan de faille) au double couple optimum correspondant aux axes P et T du tenseur général des moments et ce afin de déterminer à partir de quelle proportion de non double-couple, l'approximation d'une source double-couple n'est plus valable.

La figure 5.7 présente les résultats obtenus. Pour chaque inversion, sont représentés : la solution optimale de l'inversion, le diagramme stéréographique du mécanisme double-couple optimum du tenseur général des moments (rouge), du mécanisme double couple obtenu à partir des paramètres du plan de faille (bleu) et le diagramme d'Hudson des solutions perturbées.

Pour l'évènement à 15 % de non double-couple la solution est correctement retrouvée avec 36 stations et devient de plus en plus différente de la solution attendue avec le retrait des stations. Le type de mécanisme reste cependant le même. En parallèle, le domaine de confiance de la solution augmente avec la diminution du nombre de stations. Les deux solutions double-couple sont identiques.

Pour l'évènement à 45 % de non double-couple, la solution est correctement retrouvée avec 36 stations. Pour les trois autres inversions, la solution diffère légèrement de la solution attendue. On peut observer une différence entre les 2 solutions double-couple pour l'inversion à deux stations et une autre plus légère pour l'inversion à 3 stations.

Enfin, pour l'évènement à 75 % on peut observer que la solution est correctement retrouvée avec 36 stations et qu'il n'y a pas de différence entre les deux solutions double-couple. En revanche pour les autres inversions, on peut observer de légères différences entre la solution obtenue et la solution attendue ainsi que des différences mineures mais visibles entre les deux solutions double-couple.

5.2.3 Test sur l'erreur de localisation

Ce troisième et dernier test consiste à étudier l'influence de l'incertitude de localisation de l'évènement sur la détermination du tenseur des moments. Pour cela nous réalisons cinq inversions pour lesquelles nous utilisons une localisation qui diffère de plus en plus de la localisation réelle (localisation initiale) utilisée pour générer les données synthétiques. Ainsi nous perturbons les coordonnées de la localisation initiale respectivement de 0, +20, +40, +60 et +80m. L'incertitude de localisation que nous utilisons dans l'inversion correspond également à ces valeurs. Cette série d'inversion est réalisée pour un évènement purement double couple et pour un évènement comportant une part de 15 % de non double-couple (isotrope -10 %, CLVD -5 %). Les résultats sont donnés dans la figure 5.8.

Pour l'évènement double-couple (ligne 1), l'inversion utilisant la localisation initiale donne une solution double couple correspondant à la solution attendue. En revanche pour les quatre autres inversions utilisant une mauvaise localisation, on observe une augmentation progressive de la part de non double-couple dans la solution retrouvée au fur et à mesure que l'erreur de localisation augmente. En parallèle le domaine de confiance du mécanisme au foyer augmente.

Pour l'évènement non double-couple (ligne 2), le comportement est différent. Les proportions d'isotrope, de CLVD et de double-couple demeurent globalement

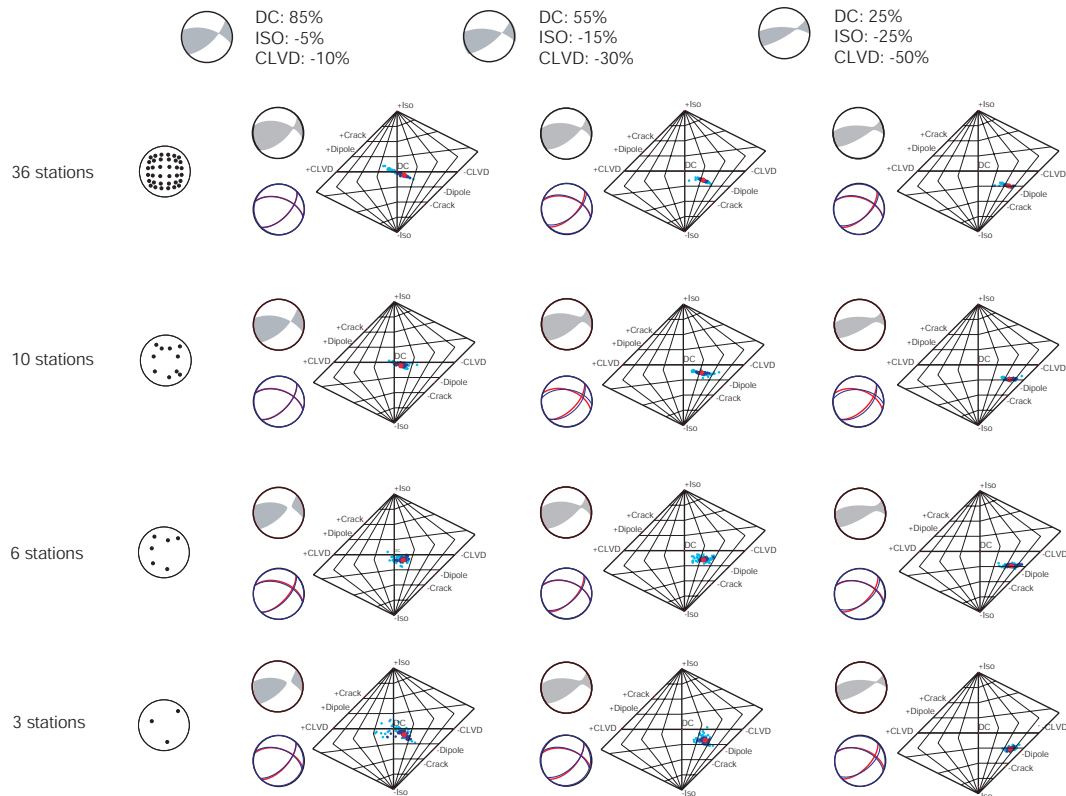


FIGURE 5.7: Résultats des inversions du test 2. Chaque solution est représentée par, en haut à gauche : la solution optimale ; en bas à gauche : la partie double-couple de la solution optimale (rouge) et la solution double-couple obtenue par la détermination des paramètres du plan de faille (bleu) ; à droite : diagramme d'Hudson représentant les tenseurs perturbés inclus dans l'intervalle de confiance (cercle bleu foncé), à l'extérieur de l'intervalle de confiance (cercle bleu ciel) et le tenseur des moments solution de l'inversion (cercle rouge). Sur la première ligne de la figure sont indiqués les solutions à retrouver et dans la première colonne la projection sur la sphère focale des stations utilisées pour les inversions.

les mêmes jusqu'à une perturbation de localisation de 60m. En revanche pour l'inversion utilisant une localisation perturbée de 80m, la part de CLVD devient positive alors que les parts d'isotrope et de double-couple restent globalement les mêmes.

5.2.4 Discussion-conclusion

Ces différents tests ont permis de mettre en évidence plusieurs résultats. Tout d'abord la détermination du tenseur général des moments est stable jusqu'à 3 stations. En revanche avec seulement 2 stations, le résultat n'est pas suffisamment contraint. Cette limite de validité de la solution est confirmée par les inversions de l'évènement C qui testent plusieurs combinaisons de 3 et 2 stations. Cependant, il faut garder à l'esprit que ces résultats sont obtenus avec des données synthétiques. Avec des données réelles on peut s'attendre à ce que la limite de résolution dépende des erreurs de localisations, du modèle de vitesse utilisé, de la présence d'anisotropie . . . Un autre facteur critique est la disposition des stations. Dans les cas présentés ici, aucun exemple de mauvaise solution liée à la géométrie du réseau de stations n'est mis en évidence. Par exemple la solution obtenue avec la combinaison des stations STA45-53-61 (figure 5.5 ligne 4) n'apparaît pas affectée par la disposition des stations dans la même hémisphère qui est pourtant moins favorable qu'une disposition mieux distribuée azimutalement. Le test 1 semble également montrer que la qualité de la solution dépend du type de mécanisme. En effet, le mécanisme de l'évènement A qui possède un double-couple en faille normale est correctement retrouvé jusqu'à 3 stations alors que celui de l'évènement B qui possède un double couple en décrochement pur est retrouvé avec une part de non double-couple plus importante que celle attendue à partir de 6 stations.

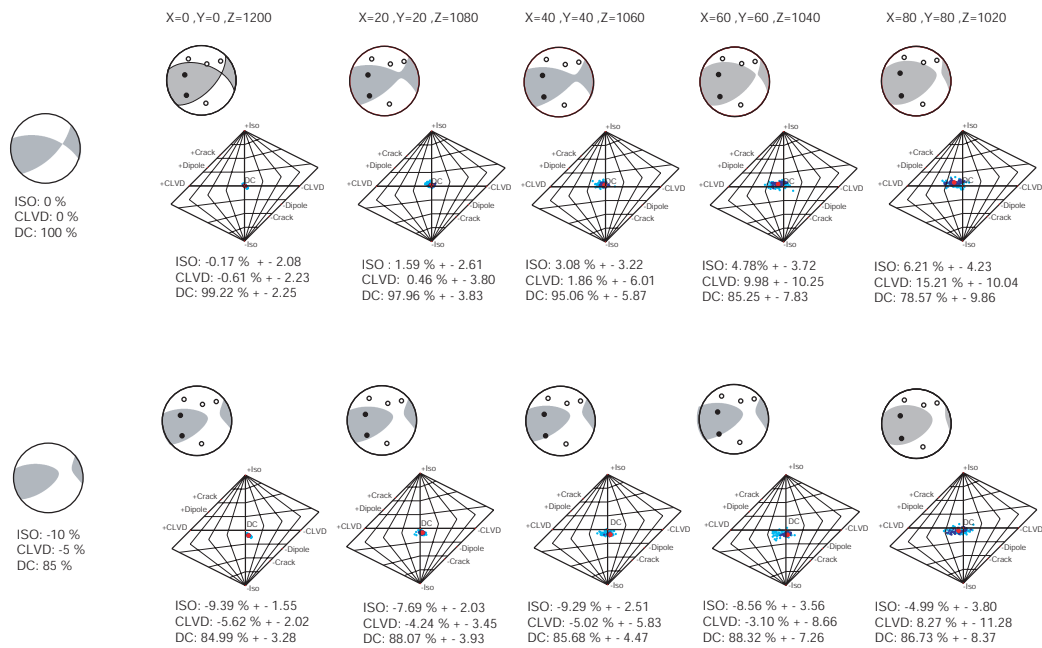


FIGURE 5.8: Résultats des inversions du test 3. Chaque solution est représentée par, en haut : la solution optimale avec la projection des stations en compression (noir) et en dilatation (blanc); au centre : diagramme d'Hudson représentant les tenseurs perturbés inclus dans l'intervalle de confiance (cercle bleu foncé), à l'extérieur de l'intervalle de confiance (cercle bleu ciel) et le tenseur des moments solution de l'inversion (cercle rouge); en bas : les pourcentages d'isotrope, de CLVD et de double-couple de la solution optimale. La première ligne de la figure indique les coordonnées de l'évènement utilisées pour les inversions. La première colonne donne la solution et les pourcentages d'isotrope, de CLVD et de double-couple à retrouver.

Ensuite, le test 2 a permis de mettre en évidence deux caractéristiques. Premièrement, la solution pour un évènement contenant une forte part de non double-couple et obtenue avec un nombre limité de stations est moins dégradée que la solution obtenue avec ces même stations pour un évènement contenant une faible part de non double-couple. Deuxièmement, il apparaît une légère différence entre le mécanisme double-couple optimum du tenseur général des moments et le mécanisme double couple obtenu à partir des paramètres du plan de faille, quand la source contient une part importante de non double-couple et/ou que la détermination est faite avec peu de stations. Les différences mises en évidence ici sont faibles car il s'agit de données synthétiques. Dans un cas réel, on peut s'attendre à ce que les différences soient plus importantes.

Enfin, le test 3 a montré que des erreurs sur la localisation de l'évènement conduit à une surestimation de la part de non double-couple lors d'une inversion. Ce phénomène est particulièrement visible pour l'inversion utilisant les données d'un évènement purement double-couple.

5.3 Exemples d'applications aux données de Soultz-sous-Forêts

À présent nous appliquons la méthode de détermination du tenseur général des moments à quelques exemples de séismes réels. Pour cela, nous reprenons les quatre évènements enregistrés sur le site de Soultz-sous-Forêts et pour lesquels nous avons déjà déterminé la solution double couple au (4.2.5). Les tenseurs des moment obtenus pour ces quatre évènements sont donnés dans le tableau 5.2 et les figures 5.9 à 5.12. Les paramètres du plan de faille de la composante double-couple du tenseur des moments sont donnés dans le tableau 5.3.

La figure 5.9 donne les résultats de l'évènement du 31/05/2003. Les amplitudes sont dans l'ensemble bien modélisées. Le mécanisme au foyer obtenu est majoritairement double-couple (72 %). L'intervalle de confiance de cette composante double-couple indique une seule famille de solutions (figure 5.9-d). Comme le montre la figure 5.9-b, la composante double-couple du tenseur des moments est sensiblement la même que le mécanisme double-couple obtenu au 4.2.5.

De la même façon, les tenseurs des moments des évènements du 11/06/2003 et du 16/09/2004 (figures 5.10 et 5.11) sont majoritairement double-couple (87 et 83 %). Les plans nodaux de ces composantes double-couple sont proches de ceux donnés par l'inversion double-couple. Notons que les intervalles de confiance associés aux tenseurs des moments de ces deux séismes sont plus restreints que l'intervalle de confiance de l'évènement du 31/05/2003 (figure 5.9-e) ce qui indique que le tenseur des moments de ce dernier est moins bien contraint.

La figure 5.12 donne les résultats obtenus pour l'évènement du 15/09/2004. La distribution des solutions perturbées (figure 5.12-d-e) indique que l'inversion ne converge pas vers une famille de solution unique. Cette solution mal contrainte s'explique par la distribution des stations utilisées qui ne couvrent que l'hémisphère Est de la sphère focale. Elle peut aussi s'expliquer par la forte incompatibilité des observations à LAM3 (P en compression d'amplitude forte) et LAN3 (P en dilatation d'amplitude moyenne) dans le cadre de la modélisation utilisée.

	M11	M12	M13	M22	M23	M33	ISO (%)	CLVD (%)	DC (%)
31/05/2003	-0.024 ± 0.225	0.196 ± 0.075	0.360 ± 0.073	1.108 ± 0.134	0.210 ± 0.118	-0.587 ± 0.123	14.0 ± 10.7	14.1 ± 18.5	71.9 ± 12.4
11/06/2003	-0.129 ± 0.096	-0.203 ± 0.074	-0.199 ± 0.054	0.872 ± 0.153	-0.436 ± 0.078	-0.825 ± 0.154	-2.7 ± 8.8	10.2 ± 13.5	87.1 ± 11.4
15/09/2004	-0.837 ± 0.181	-0.027 ± 0.154	0.042 ± 0.091	-0.421 ± 0.492	0.711 ± 0.150	0.325 ± 0.132	-35.0 ± 16.3	59.5 ± 22.7	5.5 ± 20.5
16/09/2004	0.067 ± 0.160	-0.066 ± 0.138	0.208 ± 0.059	1.089 ± 0.108	-0.264 ± 0.095	-0.757 ± 0.091	11.7 ± 8.2	5.5 ± 16.9	82.7 ± 12.8

TABLEAU 5.2: *Tenseur des moments, décomposition en composante isotrope, CLVD et double-couple et incertitudes associées des 4 séismes de Soultz-sous-Forêts.*

	Azimut (ϕ_s)		Pendage (δ)		Glissement (λ)	
	P1	P2	P1	P2	P1	P2
31/05/2003	328.5	193.5	58.0	41.4	-117.8	-53.1
11/06/2003	29.5	173.6	35.8	59.6	-59.6	-110.0
15/09/2004	281.5	150.3	27.3	71.2	44.5	110.2
16/09/2004	351.8	195.3	37.9	54.5	-108.9	-75.8

TABLEAU 5.3: *Paramètres des plans nodaux de la partie double-couple des tenseurs des moments des quatre évènements de Soultz-sous-Forêts.*

Ces résultats nous apprennent donc deux choses. Tout d'abord, ils vont dans le sens d'un mécanisme de rupture à Soultz-sous-Forêts dominé par du cisaillement. Ceci confirme les résultats obtenus par Cuenot et al. (2006) et par Horálek et al. (2009) sur les données de la stimulation hydraulique de 2003. Les incertitudes associées au pourcentage de CLVD et d'isotrope que nous avons obtenues (tableau 5.2) sont du même ordre de grandeur que ces pourcentages. Ceci nous indique que la composante de non double-couple retrouvée dans les tenseurs des moments n'est pas significative et qu'elle pourrait simplement être due à des incertitudes sur la localisation des évènements et/ou sur le modèle de vitesse.

Ensuite ces résultats confirment a posteriori que l'inversion double-couple que nous avons réalisé sur les données de Soultz au 4.2.5 est correcte puisque les solutions focales double-couple déterminées au 4.2.5 sont similaires à la partie double-couple du tenseur des moments déterminée ici. Evidemment, cette approximation est valable parce que le cisaillement est le mécanisme de rupture dominant pour ces évènements.

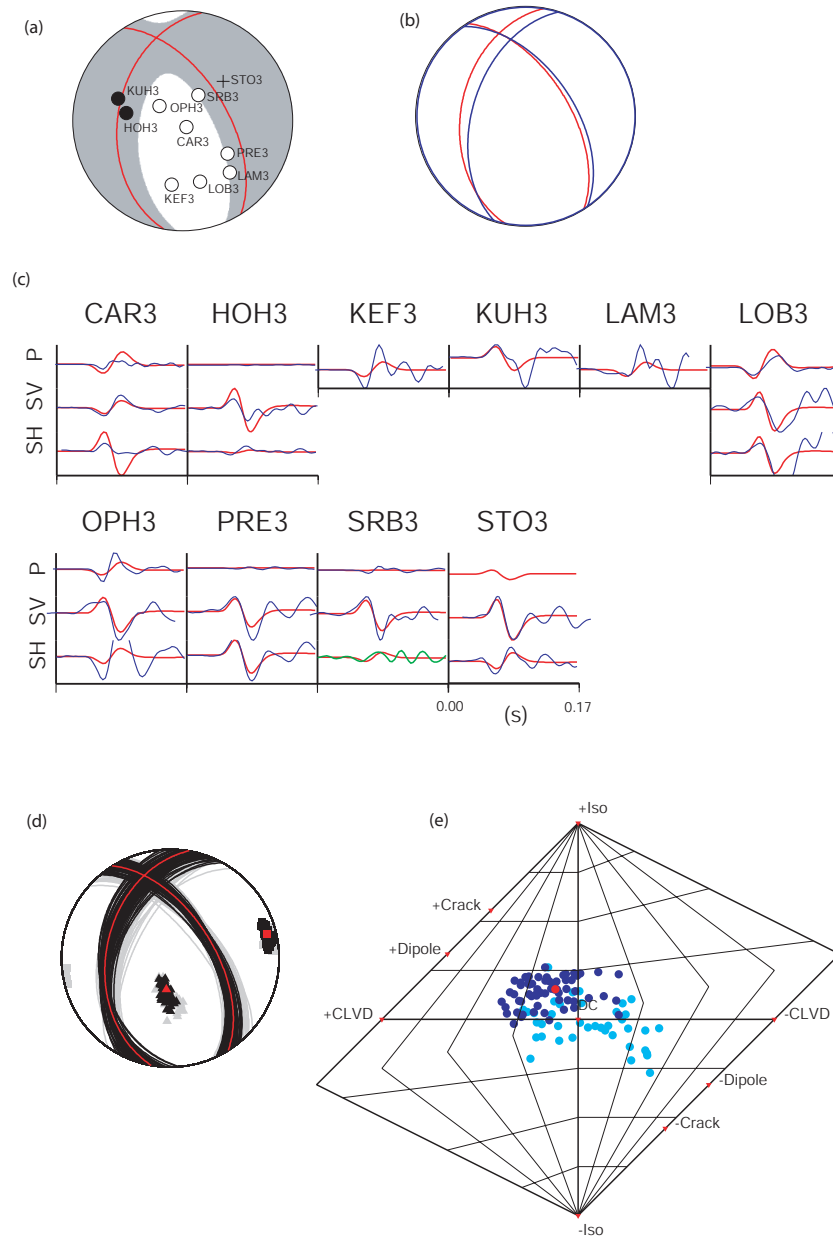


FIGURE 5.9: (a) Solution optimale du séisme du 31/05/2003 avec la représentation de la partie double-couple (rouge). (b) Comparaison entre la partie double-couple de la solution optimale (rouge) et la solution double-couple obtenue par la détermination des paramètres du plan de faille (bleu) au (4.2.5). (c) Comparaison entre les traces observées (bleu) et les traces synthétiques (rouge) de la solution optimale. Les traces vertes indiquent les composantes pour lesquelles il n'a pas été possible de pointer l'amplitude. (d) Double-couple optimaux correspondant à chacun des 100 tenseurs perturbés inclus dans l'intervalle de confiance (noir), en dehors de l'intervalle de confiance (gris) et double-couple optimal de la solution de l'inversion (rouge); (e) Diagramme d'Hudson représentant les tenseurs perturbés inclus dans l'intervalle de confiance (cercle bleu foncé), à l'extérieur de l'intervalle de confiance (cercle bleu ciel) et le tenseur des moments solution de l'inversion (cercle rouge).

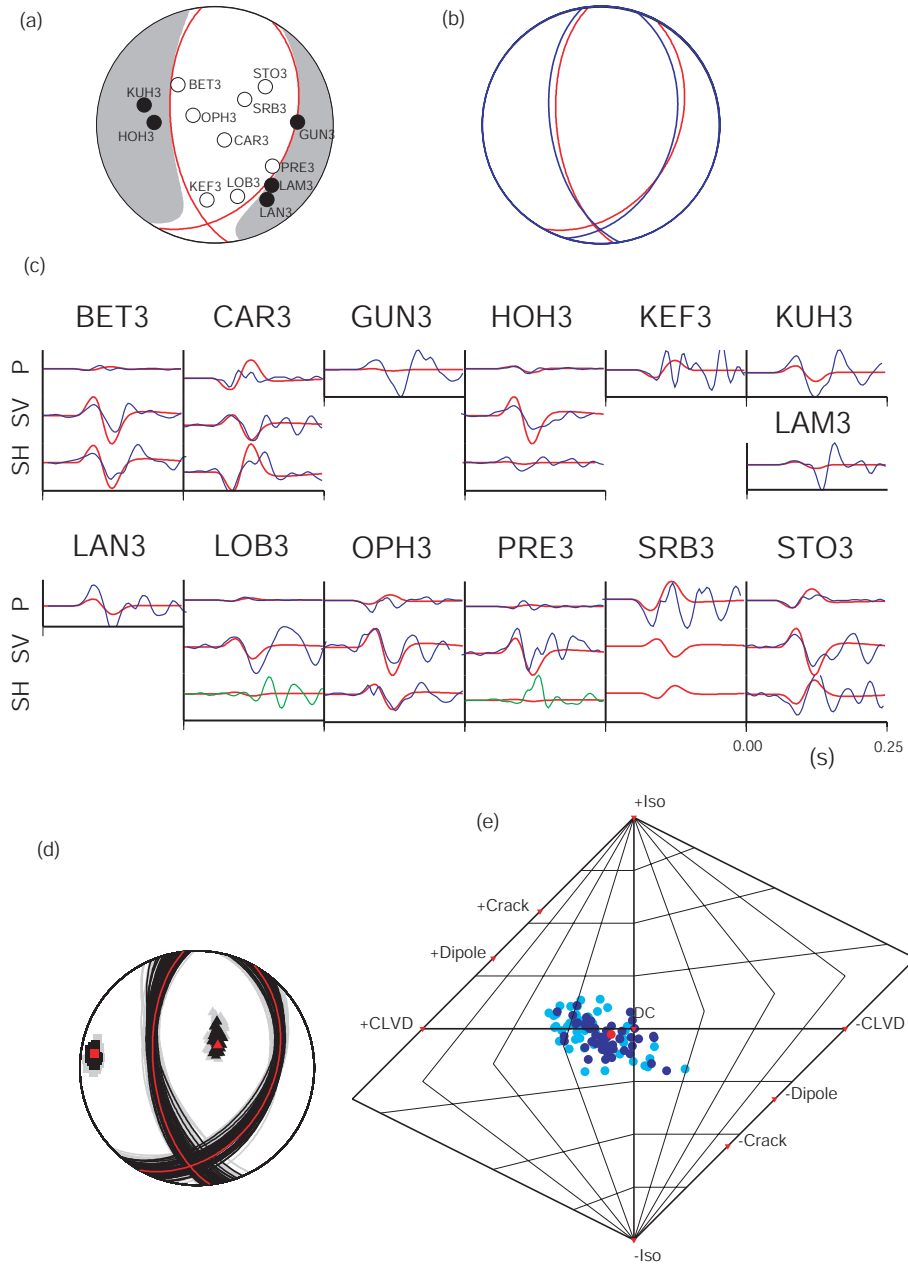
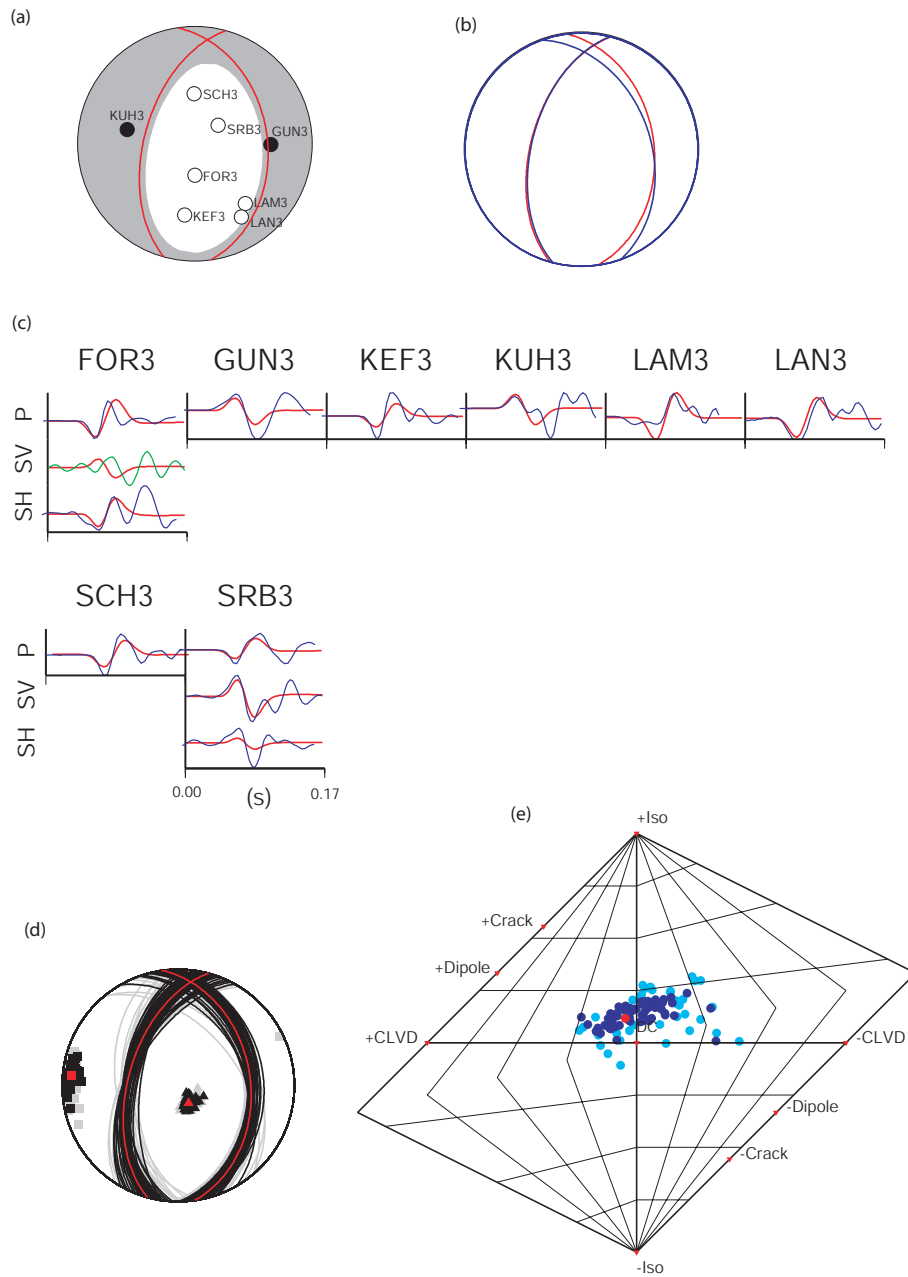


FIGURE 5.10: *Idem que la figure 5.9 mais pour l'évènement du 11/06/2003.*

FIGURE 5.11: *Idem que la figure 5.10 mais pour l'évènement du 16/09/2004.*

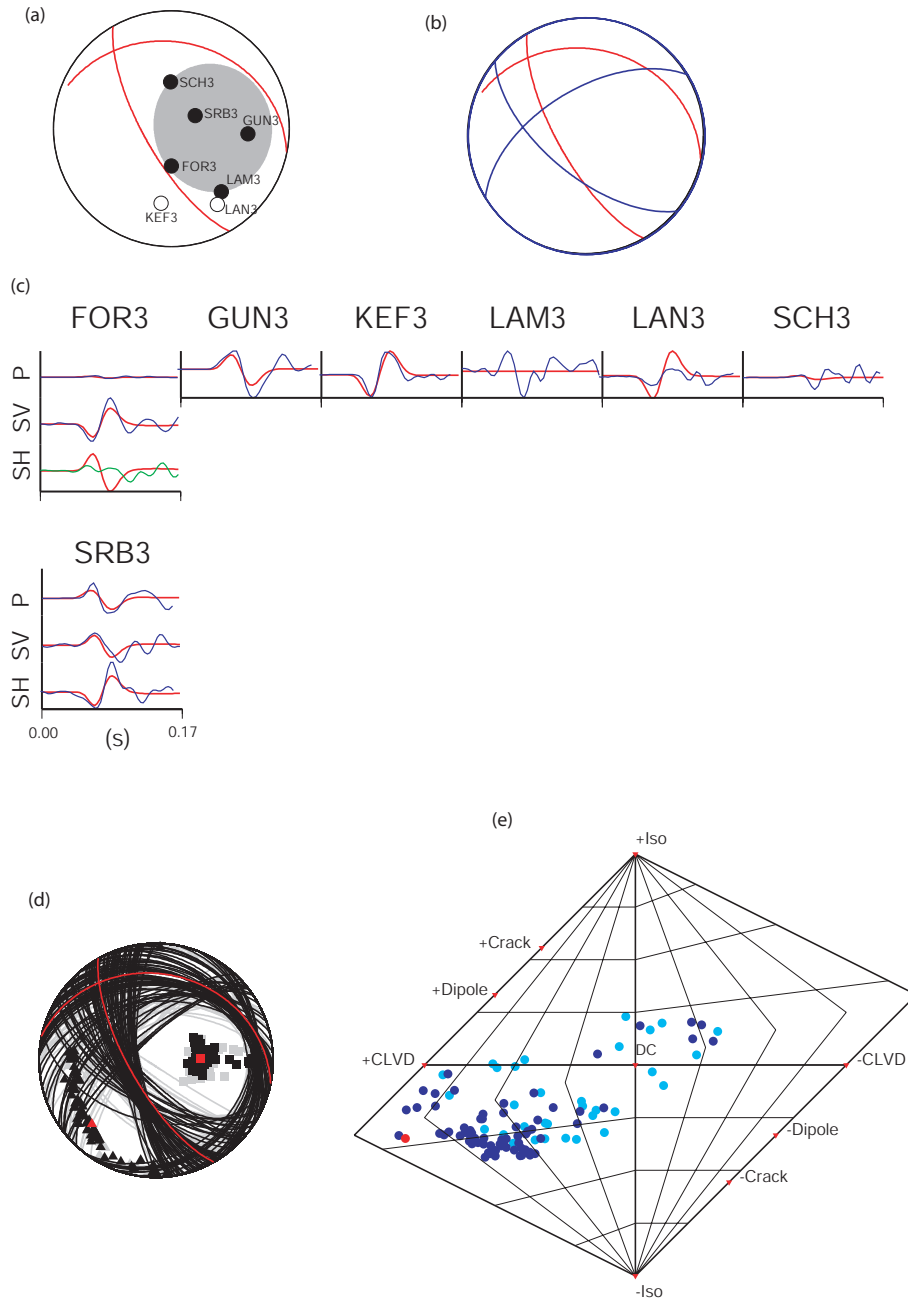


FIGURE 5.12: *Idem que la figure 5.11 pour l'évènement du 15/09/2004.*

Chapitre 6

Étude de la sismicité de la saline de Vauvert (Gard, France)

6.1 La saline de Vauvert

6.1.1 Géologie et exploitation du site

La Saline de Vauvert se situe sur la bordure nord-ouest du bassin de la Camargue (Gard, France) (figure 6.1). Ce bassin est délimité au nord-ouest par une structure extensive majeure pentée vers le sud-est, la faille de Nîmes. Le bassin camarguais résulte du rifting oligo-aquitainien (entre 20 et 25 millions d'années) du Golfe du Lion. La base est constituée de carbonates d'âge Mésozoïque, recouverts par plus de 4000 mètres de sédiments syn-rift, eux même recouverts par des sédiments marins transgressifs du Burdigalien (entre 16 et 20 millions d'années).

La formation salifère de Vauvert se localise entre 1900 et 2800m de profondeur et se subdivise en trois séries (figure 6.2) (Valette, 1991). La série inférieure de pendage SE-NW est autochtone et est affectée par des failles normales oligocènes pentées vers le nord-ouest. Elle est chevauchée par la série allochtone inférieure le

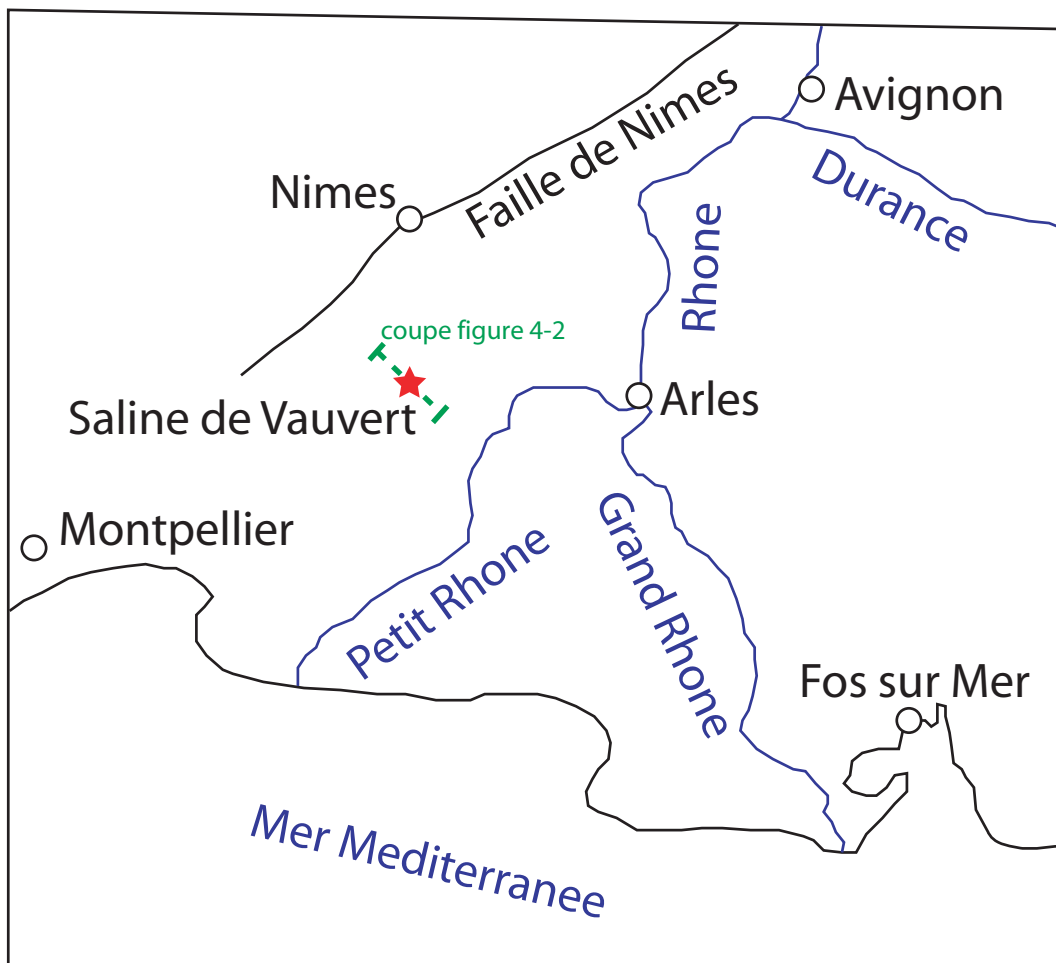


FIGURE 6.1: Carte de localisation de la saline de Vauvert.

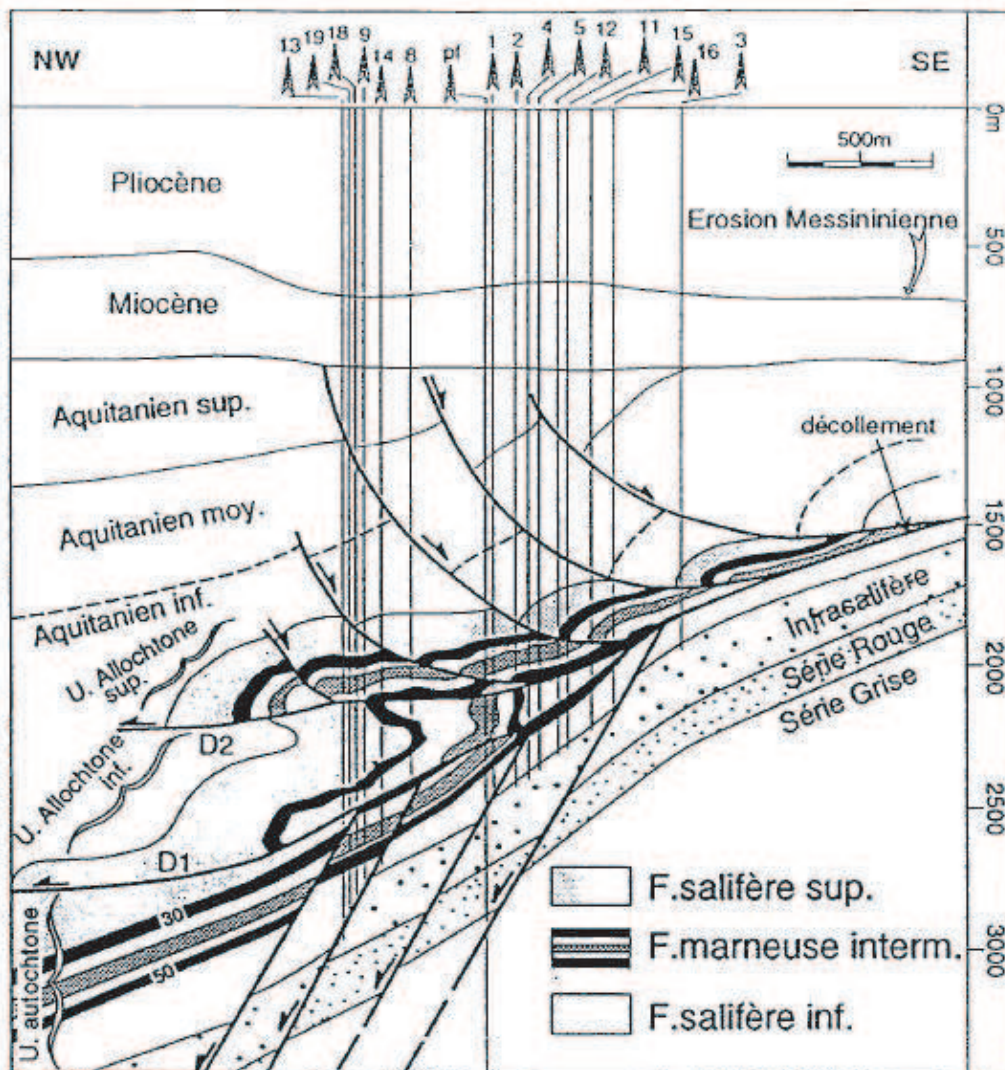


FIGURE 6.2: Coupe géologique de la saline de Vauvert. (Maisons et al., 1997)

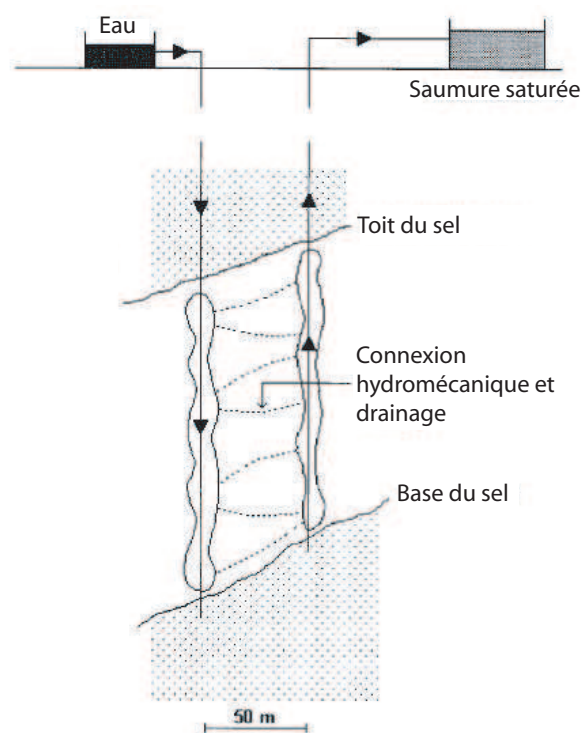


FIGURE 6.3: Schéma du dispositif d'exploitation du sel à Vauvert. L'eau est injectée par un puits injecteur au niveau des séries salifères. Elle est ensuite drainée au travers de fracture et se charge de sel. La saumure résultante est extraite par un autre puits. (D'après Maisons et al. (1997))

long d'une structure inverse (plan de décollement D1) pentée vers le nord-ouest. La série allochtone supérieure chevauche la série allochtone inférieure le long du plan de décollement D2 et est affectée par des failles normales listriques à pendage sud-est.

La saline est exploitée depuis une trentaine d'année par la société Arkema. Le procédé d'exploitation consiste à dissoudre le sel en faisant circuler de l'eau à travers des zones de fractures entre un puits injecteur et un puits récupérateur (doublet) ou un puits injecteur et deux puits récupérateurs (triplet) (figure 6.3). La saumure ainsi obtenue est pompée et envoyée par pipelines jusqu'aux usines chimiques de l'étang de Berre et du port de Fos sur Mer. A ce jour, 29 puits ont été forés (figure 6.4).

Une fois les opérations de dissolution terminées, il en résulte des cavités cylindriques d'environ 30 m de diamètre et 500 m de haut. Ces cavités sont remplies de saumure. Des phénomènes de fluage tendent à réduire la taille des cavités, impliquant ainsi un phénomène de subsidence. A cause de la profondeur des cavités, la subsidence se caractérise en surface par une faible déformation sur une large zone. L'étude de la déformation par interférométrie radar sur la période 1993-1999 a montré que le taux de subsidence en surface s'élève à 2.2 cm/an sur une zone de 4 km de rayon (Raucoules et al., 2003).

La réduction de la taille des cavités par fluage tend également à augmenter la pression de saumure. Cette surpression de fluide dans les cavités a pour conséquence la genèse et la propagation de fractures entre les doublets ou triplets de puits (Maisons et al., 1997) ce qui se traduit par une activité sismique (sismicité inter-doublets). Cependant, cette fracturation post-production n'est pas la seule cause de sismicité sur le site. En effet, une intense activité sismique se produit durant les phases de production de saumure par injection d'eau (sismicité intra-

doublet). Les autorités ont donc imposé une surveillance de la sismicité pour notamment prévenir toute propagation de la fracturation vers la surface et la contamination par les saumures de l'aquifère Burdigalien (Miocène) situé à 900m de profondeur.

6.1.2 Activité sismique

6.1.2.1 Réseau de stations et localisation des évènements

Actuellement, le réseau sismologique est composé de deux géophones 3-composantes 28 Hz déployés dans les puits PA7 (capteur M0) et PA9 (capteur M1) à respectivement 1400 et 1800 m de profondeur (figure 6.4). L'orientation des composantes horizontales des capteurs dans les puits est déterminée à partir des enregistrements de tirs de perforation dont la localisation est connue.

L'acquisition n'est pas continue. Elle se déclenche lorsque le signal dépasse un certain seuil d'amplitude. Le pas d'échantillonnage est de 2400 points par seconde. Compte tenu de ce réseau "minimaliste" à deux stations, la localisation des évènements à partir des temps d'arrivées P et S n'est pas très fiable. Il est donc nécessaire d'utiliser des données supplémentaires comme les angles de polarisation (azimut et inclinaison) de l'onde P (Figure 6.5) pour contraindre la localisation. Ces angles à la station sont obtenus de la manière suivante :

- La matrice de covariance d'une fenêtre temporelle sur la première période de l'onde P est calculée.
- Les vecteurs propres et valeurs propres de cette matrice sont ensuite déterminés. Le vecteur propre correspondant à la plus grande valeur propre indique la direction dans le repère du capteur selon laquelle l'énergie sis-

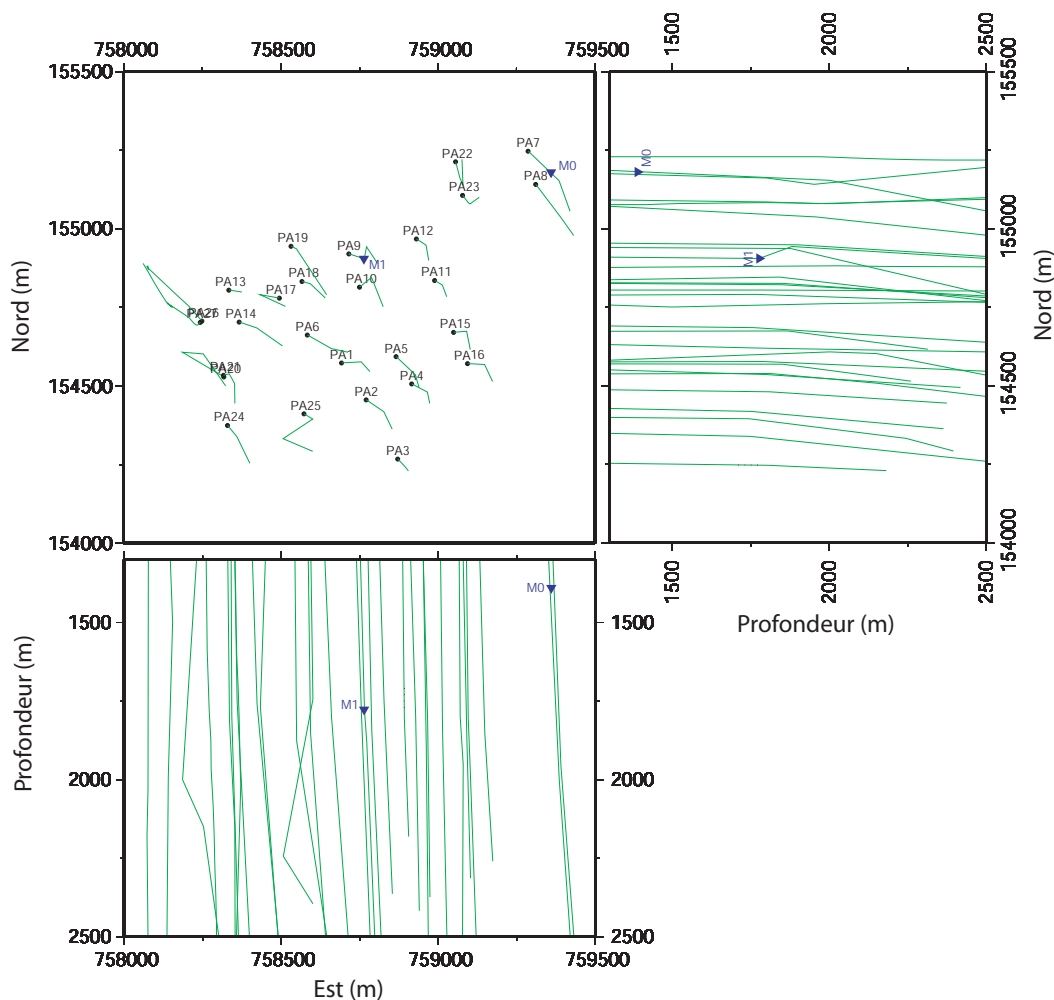


FIGURE 6.4: Carte et coupes nord-sud et est-ouest montrant la localisation des 29 puits (en vert) de la saline de Vauvert ainsi que la localisation des capteurs sismologiques permanents M0 et M1 (triangles bleus) installés respectivement dans les puits PA7 et PA9.

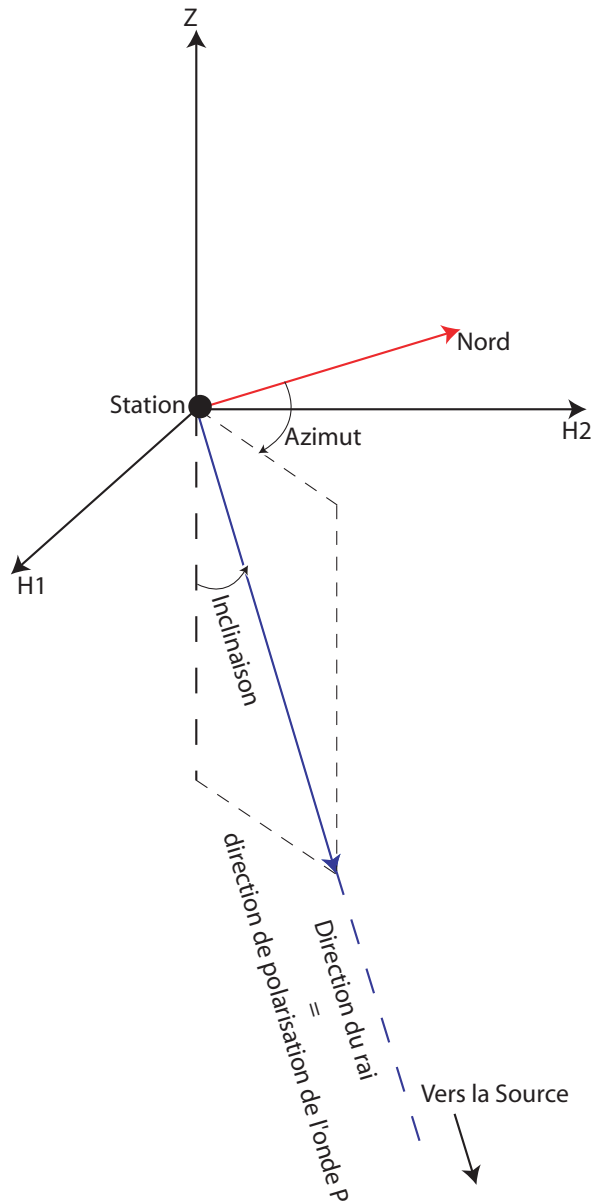


FIGURE 6.5: Définition des angles de polarisation de l'onde P à une station 3-composantes ($H1$ et $H2$ sont les composantes horizontales et Z la composante verticale). L'onde P est polarisée dans la direction de propagation du rai. L'azimut est l'angle entre le nord et la direction de polarisation de l'onde P . L'inclinaison est l'angle entre la verticale et direction de polarisation du rai.

- mique est maximisée (direction du mouvement des particules).
- Connaissant l'orientation du capteur au fond du puits, on en déduit alors la direction de polarisation de l'onde P dans le repère géographique que l'on peut exprimer en terme d'azimut (angle par rapport au nord) et d'inclinaison (angle par rapport à la verticale).

Finalement, dans le cadre de la surveillance du site, la localisation des évènements sismiques est déterminée uniquement à partir de la différence des temps d'arrivée entre les ondes P et S et de la polarisation de l'onde P, obtenus sur les enregistrements du capteur M1 du puits PA9. Etant déployé plus profondément que le capteur du puits PA7, il est plus proche des zones d'activité sismique situées aux alentours de 2000m de profondeur. Il détecte ainsi plus d'évènements sismiques (notamment ceux de très faibles magnitudes) que le capteur de PA7. De plus le rapport signal sur bruit des séismes enregistrés par le capteur de PA9 se révèle être meilleur que celui de PA7 ce qui produit une localisation plus homogène par rapport à une localisation utilisant les 2 capteurs. Cette procédure est la plus performante du point de vue opérationnel, mais a de fortes implications sur la vision de la microsismicité.

Il existe très peu d'information sur le milieu de propagation qui permettrait d'établir précisément un modèle de vitesse des ondes sismiques. Seul un nombre limité d'informations obtenues lors des investigations géophysiques réalisées pour l'étude de faisabilité de l'exploitation a permis d'établir un modèle simple, affiné au cours des années d'exploitation par des tirs de calibration. Ainsi, bien que le milieu soit constitué de structures géologiques complexes avec de nombreuses interfaces de pentages différents, le modèle de vitesse retenu est composé de trois couches planes tel que :

- $V_p = 3700$ m/s et $V_s = 2176$ m/s de 1700 à 1800 m

- $V_p = 4400$ m/s et $V_s = 2588$ m/s de 1800 à 2170 m
- $V_p = 4000$ m/s et $V_s = 2353$ m/s au delà de 2170 m.

L'erreur de localisation avec un tel modèle, en tenant compte des incertitudes sur le pointé des temps d'arrivés et sur les angles de polarisation de l'onde P, est estimée à environ 6-8% de la distance source-station.

6.1.2.2 Evolution spatio-temporelle de la sismicité de 1992 à 2007

Depuis 1992, date à laquelle la surveillance de la micro sismicité a débuté, jusqu'à fin 2007, plus de 125000 évènements ont été localisés. La gamme de magnitude de ces évènements varie entre -0.5 et -3. Ces magnitudes sont obtenues à partir du moment scalaire, lui même déterminé à partir des spectres des ondes P (voir 6.2.3.1). Les localisations présentées dans les figures 6.6 et 6.7 ont été fournies par la Société Magnitude. Elles ont été obtenues par une méthode de lancer de rayon dans le milieu à couches planes horizontales.

De 1992 à 1998 (figure 6.6), l'activité sismique se limite aux doublets et triplets de puits en exploitation (sismicité intra-doublet) (PA11-12, PA15-16, PA18-19, PA20-21 et PA13-14-17). La zone de lessivage du doublet PA18-19 se situe au dessus du chevauchement D2 dans la série salifère allochtone supérieure affectée par les failles listriques. La sismicité se situe à la profondeur de la zone de lessivage au niveau de ces failles. Il est probable que la connexion intra-doublet PA18-19 se fasse le long des failles listriques (figure 6.2). La saumure ainsi drainée serait responsable des ruptures sismiques sur ces structures. La sismicité associée aux doublets de puits PA11-12 et PA15-16 suit quant à elle à la fois le chevauchement D2 et les failles listriques (figure 6.2).

De 1999 à 2004 (figure 6.7), la sismicité souligne une interconnexion des dou-

blets de puits à l'arrêt. L'activité sismique limitée au triplet PA13-14-17 en 1999, s'étend progressivement vers les doublets PA18-19 et PA9-10, sur une zone de plus en plus grande incluant des zones non exploitées. Cette sismicité se produit au niveau du plan de chevauchement D2 ce qui indique que ce plan est un corridor de circulation de saumure. En 2004, la sismicité englobe donc toute la zone centrale du site et indique une interconnexion de tous les doublets de la zone. Seuls les doublets de puits situés en périphérie du site et mis en production après 2001 (PA22-23, PA24-25 et PA26-27) ont une activité sismique intra-doublet située aux profondeurs des zones de production.

Depuis 2004, il n'y a pas d'évolution spatiale notable de la sismicité. La zone centrale reste sismiquement très active. De la sismicité inter-doublets s'observe au niveau des doublets en production comme PA22-23 et PA24-25.

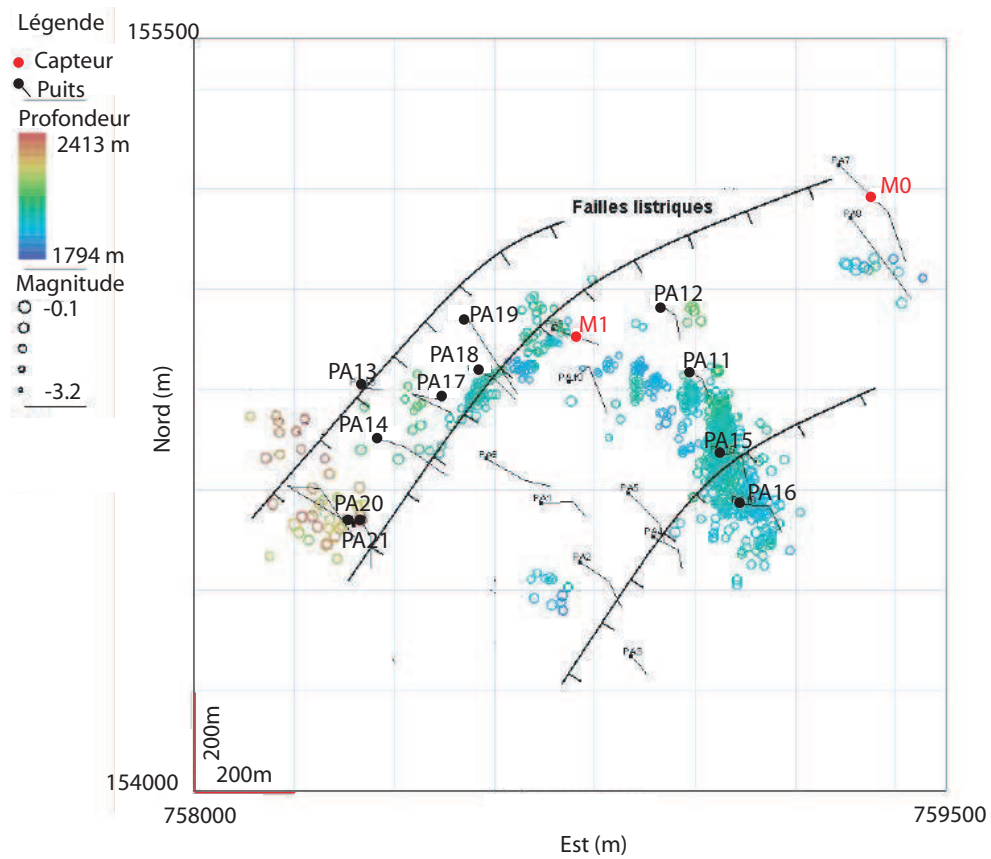


FIGURE 6.6: Carte de l'activité sismique de la Saline de Vauvert de 1992 à 1998.
(Fortier, 2005)

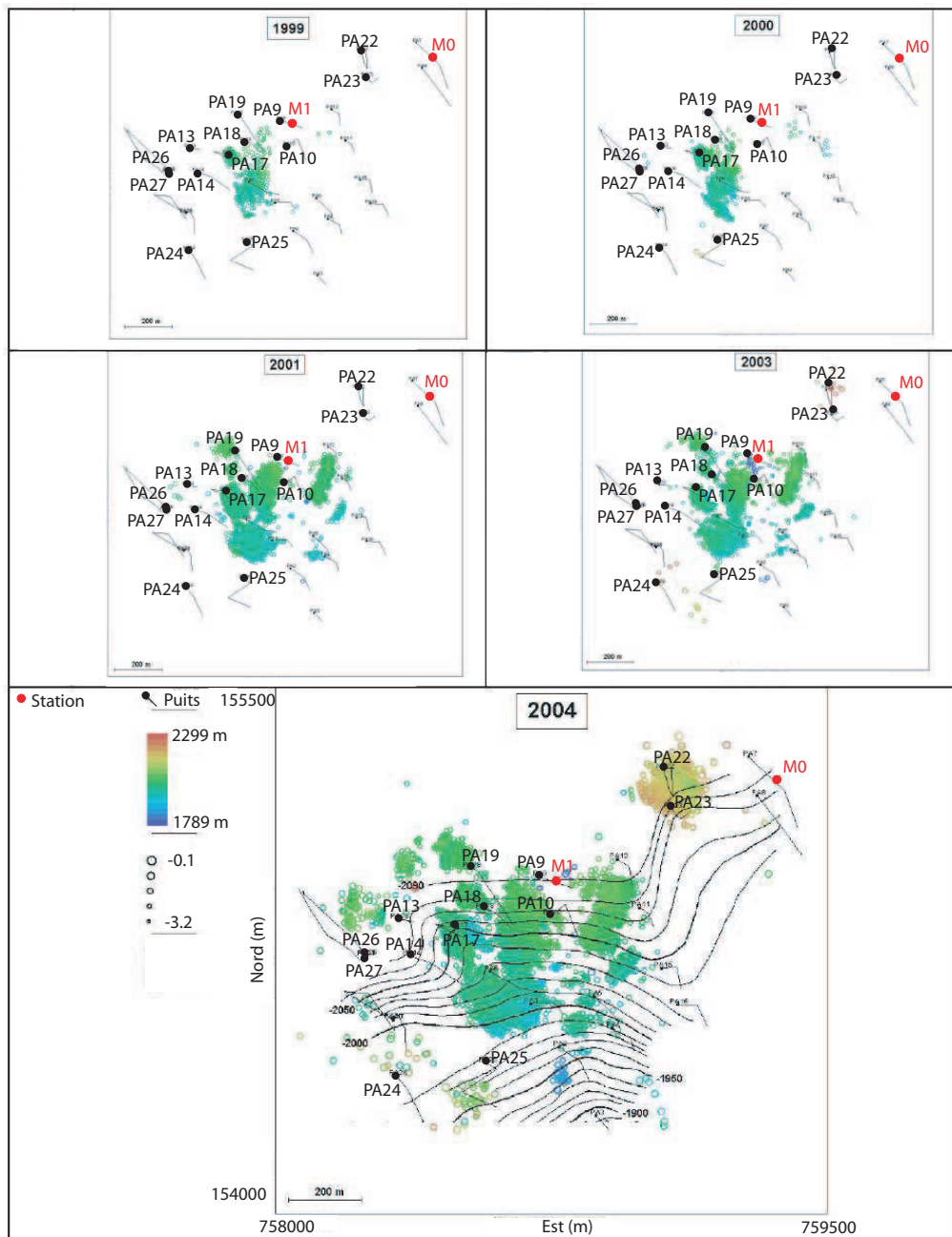


FIGURE 6.7: Carte de l'activité sismique de la saline de Vauvert de 1999 à 2004. (Fortier, 2005)

6.2 Analyse préliminaire d'un jeu de données test

6.2.1 Introduction

La configuration du réseau sismologique de Vauvert et plus particulièrement le nombre de stations pose une limitation très forte à la détermination des mécanismes au foyer. Si en théorie les amplitudes P, SV et SH à deux stations suffisent pour déterminer les six composantes indépendantes du tenseur des moments, nous avons vu qu'en pratique, à cause des incertitudes sur le milieu de propagation, il fallait un nombre plus élevé d'amplitudes afin de suffisamment contraindre l'inversion (4.2.3). Il est donc clair que les deux stations du réseau de Vauvert ne sont pas suffisantes pour déterminer le tenseur général des moments et donc la partie non double-couple de la rupture sismique.

Il est donc nécessaire d'imposer la contrainte du double-couple au mécanisme à la source afin de réduire de six à trois, le nombre de paramètres à déterminer. Cependant, ceci conduit à nous poser plusieurs questions. La première est de savoir si la contrainte d'une source double-couple est valide pour les séismes de Vauvert. En effet, ces événements ont induits par injection d'eau. Nous avons vu au (2.1.2.1) qu'en général pour les séismes induits hydrauliquement, la part de non double-couple est faible. D'autre part, la localisation de la sismicité de Vauvert au niveau des failles listriques de la série salifère allochtone supérieure et au niveau du plan de décollement D2, nous autorise à penser que la rupture se fait majoritairement en cisaillement. Nous en concluons donc que le modèle de source double-couple doit être a priori valide pour estimer la part double-couple du mécanisme au foyer des séismes induits à Vauvert. La deuxième question est

de savoir si les deux capteurs sont réellement suffisants pour déterminer les 3 paramètres du plan de failles décrivant un mécanisme au foyer double-couple. En effet, comme nous l'avons mis en évidence au (4.2.6), bien que le mécanisme au foyer soit en règle générale retrouvé avec deux stations, il existe des exceptions dépendantes de la combinaison de station utilisée. Il est donc nécessaire avant d'aller plus loin de s'assurer que l'utilisation des deux stations de Vauvert conduit à des mécanismes au foyer valides.

En mars 2008, une antenne de quatre capteurs a été installée pendant trois jours dans le puits PA3 afin d'être testée. Les capteurs sont des 3-composantes 15 Hz déployés entre 1709 et 1769 m et donc espacés de 20 m. Sur les trois jours de déploiement, il a eu 36 heures d'acquisition effective. L'intérêt de cette antenne temporaire est grand car elle constitue un point d'observation supplémentaire de la sismicité permettant de contraindre d'avantage les mécanismes au foyer. En effet, nous allons pouvoir déterminer les mécanismes des séismes enregistrés durant les 36 heures d'acquisition, à la fois sur les quatre capteurs de l'antenne et sur les deux capteurs permanents des puits PA7 et PA9. Ainsi, nous pourrons les comparer aux mécanismes de ces mêmes séismes déterminés seulement à partir des deux capteurs permanents. S'ils sont équivalents, alors nous pourrons valider la détermination à deux capteurs et l'appliquer sur une base de données de séismes induits lors de l'exploitation de différents doublets de puits.

6.2.2 Jeu de données

Sur les 36 heures d'acquisition, nous avons retenu 15 évènements test enregistrés à la fois sur les quatre capteurs de l'antenne temporaire et sur les deux capteurs permanents. Les figures 6.8, 6.9 et 6.10 montrent les exemples de formes d'ondes enregistrées sur les capteurs permanents M0 et M1 et sur le capteur A3_2

(1729m) de l'antenne temporaire pour l'évènement 20_035449. La localisation de l'évènement est indiquée sur la figure 6.11. On voit que sa position par rapport aux stations implique des angles d'incidence élevés (respectivement 46° , 64° et 54° pour M0, M1 et A3_2). C'est ce qui explique le partitionnement de l'onde P sur les trois composantes. On peut noter que le signal du capteur de l'antenne est d'assez mauvaise qualité avec des ondes S très oscillantes (résonance du capteur). Ceci traduit un mauvais couplage entre le capteur et le tube du puits. Les trois autres capteurs de l'antenne présentent le même type de signal.

Nous réalisons deux localisations de ces évènements. Une première utilisant seulement le capteur M1 et une deuxième utilisant à la fois le capteur M1 et les quatre capteurs de l'antenne. Les localisations sont obtenues en inversant conjointement les différences de temps d'arrivées entre l'onde P et S et les angles de polarisation de l'onde P. Les coordonnées des capteurs dans les puits sont indiquées dans le tableau 6.1. Le modèle de vitesse utilisé est le modèle à deux couches présenté au 6.1.2.1. La carte et les coupes nord-sud et est-ouest de la figure 6.11 donne la localisation des 15 évènements tests, obtenue avec seulement le capteur M1 (en rouge) et la localisation obtenue en couplant le capteur M1 et l'antenne temporaire (en bleu). Ces deux localisations sont peu différentes. Les différences moyennes dans les trois dimensions sont respectivement de 8.5 m en X, 21 m en Y et 15 m en Z, ce qui en considérant une distance source-station moyenne autour de 900m correspond à 0.9, 2.3 et 1.7 % de cette distance.

Ces deux localisations vont être utilisées dans la suite pour la détermination des mécanismes au foyer des 15 évènements test. La localisation avec le capteur M1 servira au calcul des mécanismes à partir des données (amplitudes) des stations M1 et M0 (configuration instrumentale normale du site). La localisation avec le capteur M1 et l'antenne temporaire servira quant à elle au calcul des

mécanismes au foyer à partir des données des deux capteurs permanents plus l'antenne.

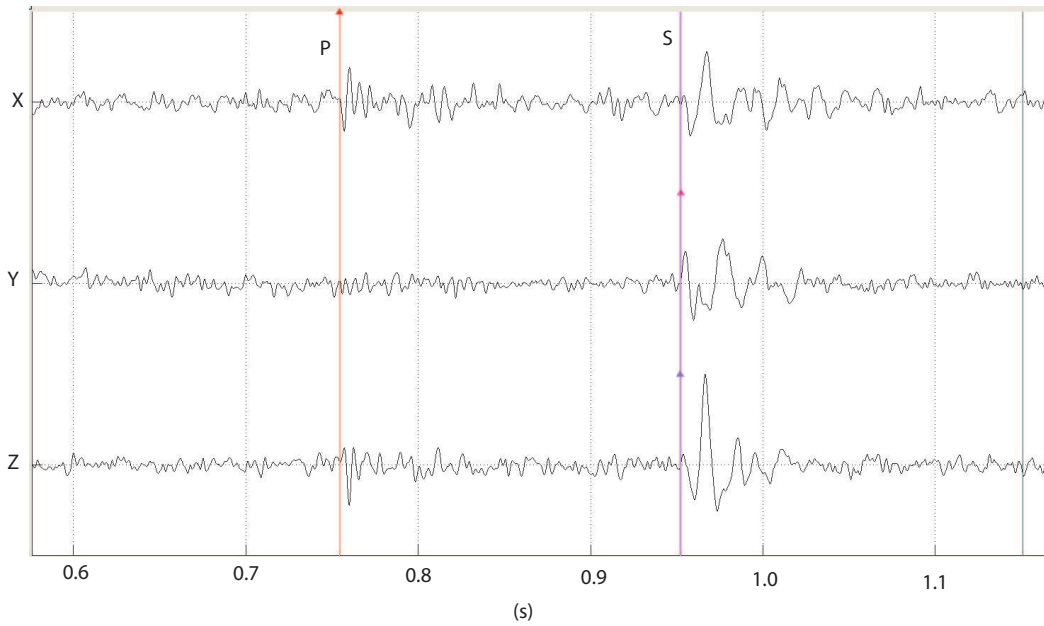


FIGURE 6.8: Sismogramme 3-composantes d'un des événements test (séisme 20_035449) enregistré à la station M0. (Signal filtré avec un passe bande $[0,300]$ Hz).

Station	x (m)	y (m)	z (m)
M0	759360.00	155180.00	1390.00
M1	758764.00	154905.00	1777.00
A3_1	758890.95	154248.11	1709.78
A3_2	758891.17	154247.87	1729.78
A3_3	758891.39	154247.64	1749.77
A3_4	758891.61	154247.41	1769.77

TABLEAU 6.1: Coordonnées des stations permanentes (M0 et M1) et des stations de l'antenne temporaire A3.

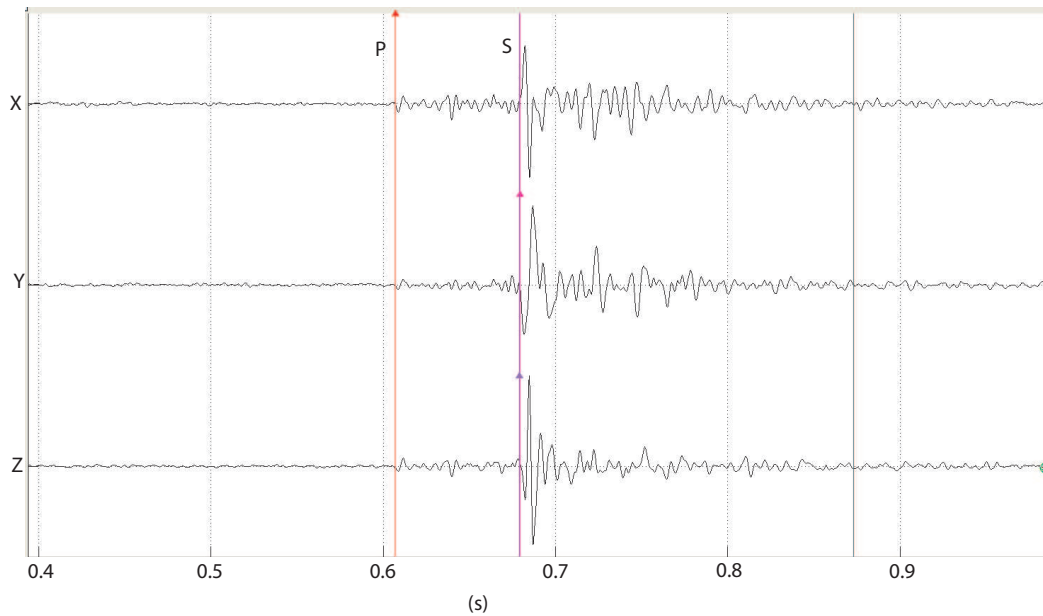


FIGURE 6.9: *Sismogramme 3-composantes d'un des évènements test (séisme 20_035449) enregistré à la station M1. (Signal filtré avec un passe bande [0,300] Hz).*

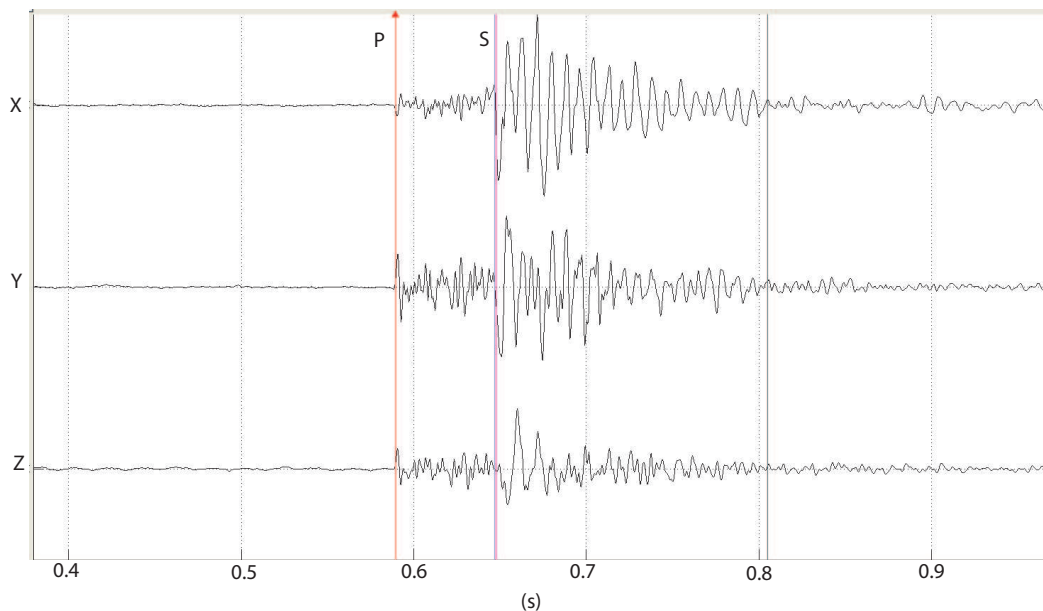


FIGURE 6.10: *Sismogramme 3-composantes d'un des évènements test (séisme 20_035449) enregistré à la station A3_2 (1729m) de l'antenne. (Signal filtré avec un passe bande [0,300] Hz).*

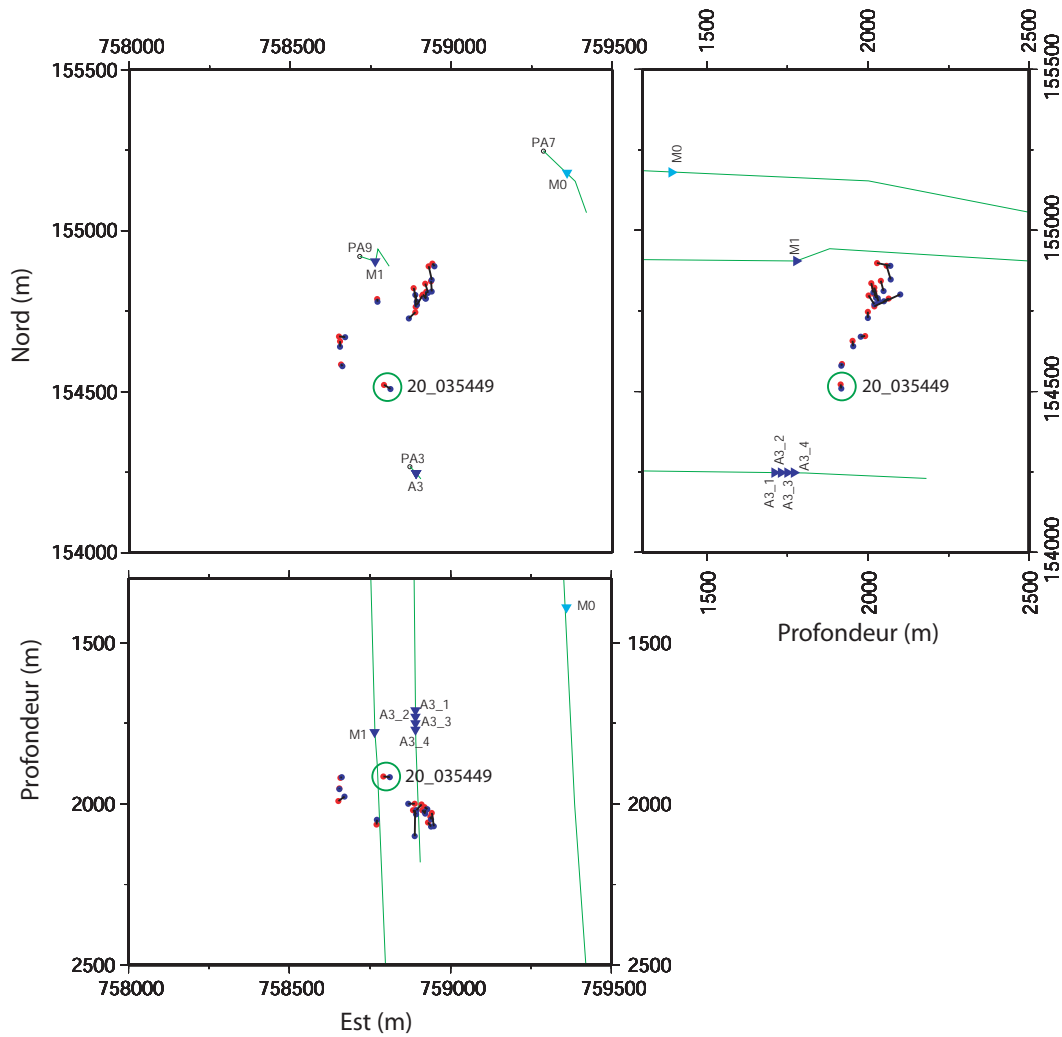


FIGURE 6.11: Carte et coupes nord-sud et est-ouest des localisations des 15 événements test. Les points rouges indiquent les événements localisés avec le capteur M1. Les points bleus indiquent les événements localisés à la fois avec le capteur M1 et les capteurs de l'antenne temporaire. Les localisations d'un même événement sont reliées par un segment noir.

6.2.3 Analyse spectrale

Avant de déterminer les mécanismes au foyer des 15 évènements test, nous allons d'abord procéder à une analyse fréquentielle des formes d'ondes enregistrées sur les six capteurs. L'inversion des spectres d'amplitudes des ondes P et S calculés sur une fenêtre de temps, permet de déterminer les paramètres des sources comme le moment scalaire (et donc la magnitude), la dimension de la source, la durée de la rupture, la chute de contrainte, mais aussi les facteurs de qualités Q_p et Q_s moyens le long du rai entre la source et la station. Certains de ces paramètres sont utiles pour le calcul des mécanismes au foyer (Q_p , Q_s , durée de rupture), d'autres peuvent apporter des informations sur la source, complémentaires à celles fournies par le mécanisme au foyer (dimension de la source, chute de contrainte).

6.2.3.1 Principes

Le spectre d'amplitude du déplacement en champ lointain d'un séisme est composé d'un plateau dans les basses fréquences, et d'une partie décroissante dans les hautes fréquences (Figure 6.12). La fréquence située à l'intersection de l'asymptote du plateau et de l'asymptote de la partie décroissante est appelée fréquence coin. La partie décroissante du spectre est proportionnelle à une puissance négative de la fréquence. De nombreux modèles cinématiques prédisent une valeur -2 pour la pente de décroissance de la partie haute fréquence du spectre (modèles ω -2) (e.g. Haskell, 1964; Brune, 1970). Quelques études ont déjà utilisé ce modèle de décroissance en ω -2 pour modéliser les spectre d'amplitudes de séismes induits en contexte de réservoir et pour des gammes de magnitudes semblables à celles qui nous intéressent (-3; -0.5) ((Fehler and Phillips, 1991; Talebi and Boone,

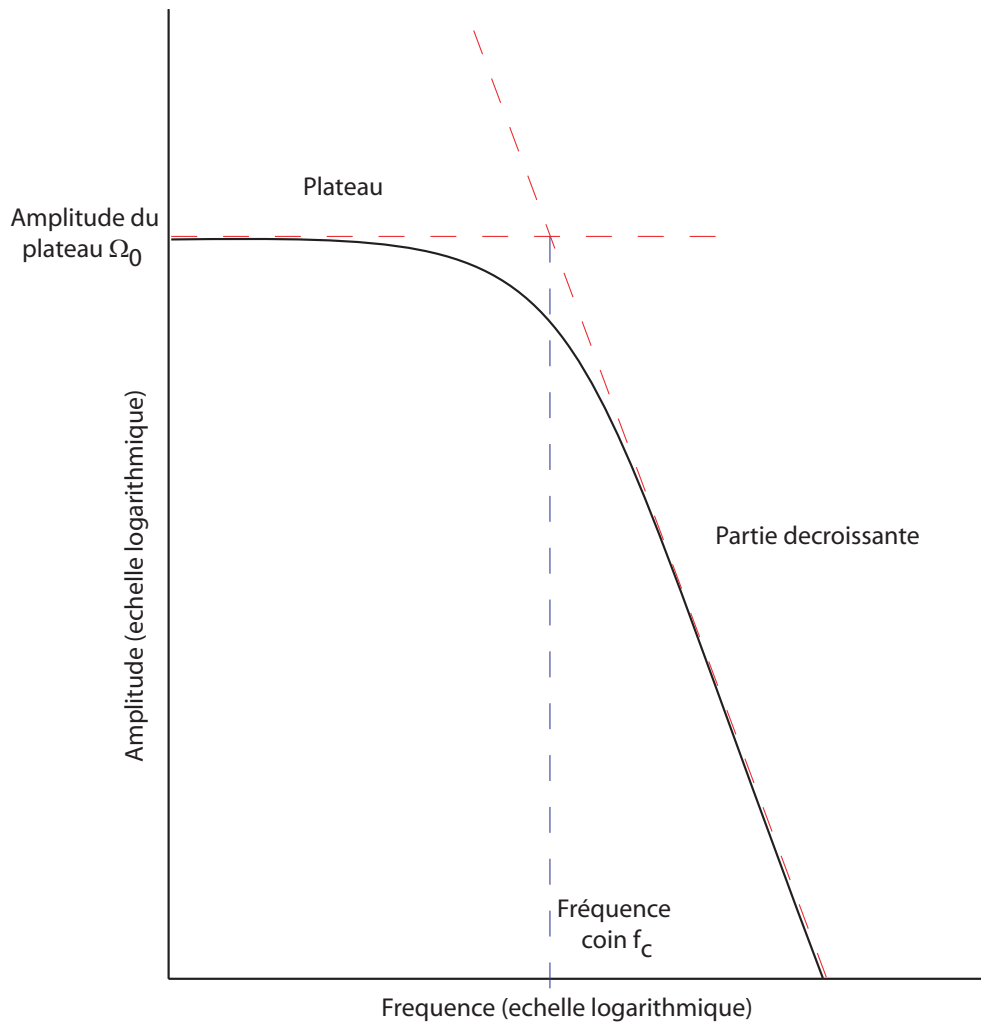


FIGURE 6.12: Schéma théorique d'un spectre de déplacement en champ lointain. On peut observer deux parties distinctes. Une amplitude constante (plateau) dans les basses fréquences puis une décroissance de l'amplitude dans les hautes fréquences. La fréquence coin est définie comme étant l'intersection entre l'asymptote de la partie en plateau et l'asymptote de la partie en décroissance.

1998; Jost et al., 1998). En nous appuyant sur ces études, nous considérons que l'équation suivante (Brune, 1970) permet de modéliser raisonnablement le spectre d'amplitude du déplacement en champ lointain des évènements de Vauvert :

$$U(f)_{ij} = \frac{\Omega_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (6.1)$$

où Ω_0 est l'amplitude du spectre basse fréquence, f est la fréquence, f_c la fréquence coin, i l'indice de la source et j l'indice de la station. (La validité de l'utilisation de l'hypothèse du champ lointain en contexte de réservoir a été démontrée au (3.2).)

A cette équation du spectre d'amplitude, nous ajoutons un terme d'atténuation anélastique (voir 3.2.2.1) tel que (Abercrombie, 1995) :

$$U(f)_{ij} = \frac{\Omega_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \exp(-\pi f t_{ij}^*) \quad (6.2)$$

où t_{ij}^* est un paramètre défini à partir du temps de propagation t_{ij} entre la source i et la station j et le facteur de qualité de l'onde considérée, tel que :

$$t_{ij}^* = \frac{t_{ij}}{Q} \quad (6.3)$$

L'introduction de l'atténuation anélastique modifie la pente du spectre. Plus l'atténuation est forte, plus la pente du spectre est faible.

A présent, il s'agit de trouver les paramètres t^* , Ω_0 et f_c permettant de modé-

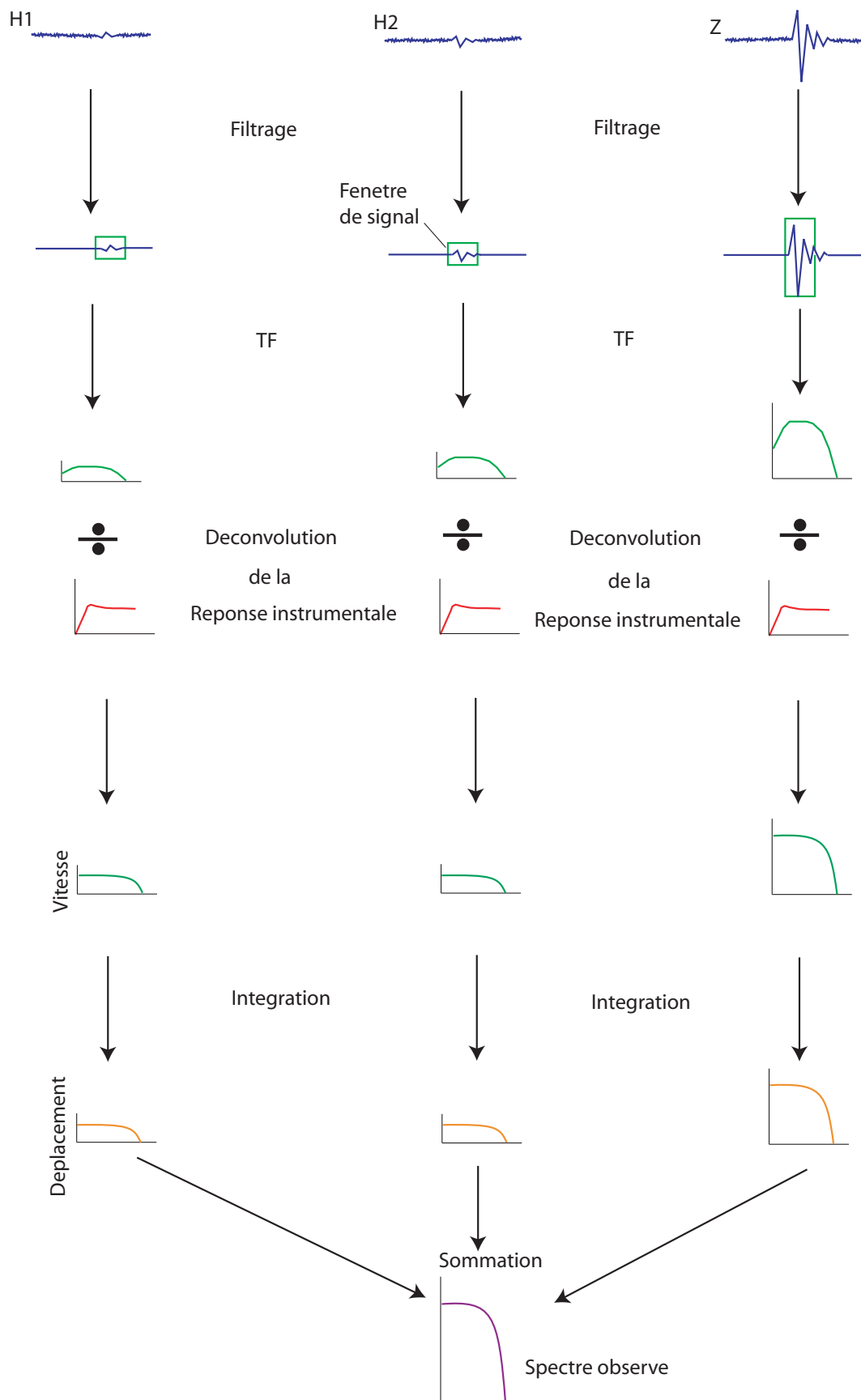


FIGURE 6.13: *Etapes d'obtention du spectre observé à inverser à partir d'un sismogramme 3-composantes.*

liser un spectre d'amplitude s'ajustant au mieux au spectre d'une onde enregistrée. Il s'agit donc d'un problème inverse classique où les spectres d'amplitudes des ondes enregistrées sont les données observées, où l'équation 6.2 est le modèle permettant de calculer un spectre théorique et où t^* , Ω_0 et f_c sont les paramètres du modèle à déterminer afin que l'écart entre le spectre théorique et le spectre de l'onde enregistrée soit minimisé. Soit U_{ij}^{obs} le spectre d'amplitude d'une onde P ou S d'un événement i enregistré à une station j . Ce spectre est obtenu de la manière suivante (Deshayes, 2008) (Figure 6.13) :

- les sismogrammes sont filtrés afin d'éliminer le bruit.
- la transformée de Fourier d'une fenêtre temporelle de signal P ou S est calculée pour chaque composante du sismogramme.
- la réponse instrumentale est retirée du signal par division spectrale dans le domaine fréquentiel. L'amplitude spectrale du signal résultant est en vitesse.
- le signal en vitesse est intégré dans le domaine spectral pour obtenir le signal en déplacement.
- les spectres des trois composantes du signal sont sommés pour obtenir le spectre observé U_{ij}^{obs} :

$$U_{ij}^{obs} = \sqrt{(U_{ij}^X)^2 + (U_{ij}^Y)^2 + (U_{ij}^Z)^2} \quad (6.4)$$

Le problème inverse est ensuite résolu de la manière suivante. En introduisant U_{ij}^{obs} dans l'équation 6.2, en posant :

$$q_f = \left(\frac{f}{f_c} \right)^2 \quad (6.5)$$

et en prenant le logarithme de l'équation résultante, on linéarise le problème :

$$\ln (U_{ij}^{obs} \sqrt{1 + q_f}) = \ln (\Omega_0) - \pi f t_{ij}^* \quad (6.6)$$

En écriture matricielle, l'équation 6.6 devient :

$$\begin{bmatrix} \ln (U_{ij}^{obs}(f_1) \sqrt{1 + q_f}) \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \ln (U_{ij}^{obs}(f_n) \sqrt{1 + q_f}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & -\pi f_1 \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ 1 & -\pi f_n \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \ln (\Omega_0) \\ t_{ij}^* \end{bmatrix} \quad (6.7)$$

avec n le nombre de points constituant le spectre. Pour une valeur de fréquence coin f_c fixée, l'équation 6.7 est résolu linéairement. On obtient une valeur de t^* et de Ω_0 ainsi qu'une valeur rms mesurant l'écart entre le spectre théorique et le spectre observé U_{ij}^{obs} . L'opération est répétée en itérant sur la valeur de f_c dans un domaine de fréquence défini. La solution optimale correspond aux valeurs de t^* , Ω_0 et f_c qui minimisent la valeur rms.

Le moment scalaire M_0 s'obtient à partir de Ω_0 tel que :

$$M_0 = \frac{4\pi \rho c^3 R \Omega_0}{\mathcal{F}^k} \quad (6.8)$$

où ρ est la densité du milieu à la source, c la vitesse d'une onde k (P ou S), R la distance source-station et \mathcal{F}^k le coefficient de radiation moyen de l'onde k .

Ce coefficient de radiation n'étant a priori pas connu, puisqu'il est directement relié au mécanisme au foyer, nous prenons une valeur moyenne égale à 0.52 pour l'onde P et 0.63 pour l'onde S (Boore and Boatwright, 1984). La magnitude de moment des évènements est déduite du moment scalaire avec l'équation de Hanks and Kanamori (1979) (3.43).

Le rayon d'une source circulaire est généralement défini comme l'inverse de la fréquence coin de l'onde S tel que :

$$r_0 = \frac{q\beta}{2\pi f_c} \quad (6.9)$$

où q est une constante dépendant du modèle de source et β la vitesse de l'onde S. La valeur du rayon est donc dépendante du modèle de source utilisé. Nous choisissons d'utiliser le modèle classique de Brune (1970) avec $q=2.34$. A partir du rayon de la source, nous estimons la durée de la rupture tel que :

$$T = \frac{r_0}{V_r} \quad (6.10)$$

où V_r est la vitesse de rupture supposée égale à 0.9 fois la vitesse de propagation de l'onde S (Madariaga, 1976).

6.2.3.2 Résultats

L'inversion des spectres de l'onde P est faite sur une bande de fréquence comprise entre la fréquence naturelle des capteurs (28 Hz pour les permanents, 15Hz pour les temporaires) et 300 Hz. Pour l'onde S, la borne maximale de l'intervalle est prise à 250 Hz. Les itérations successives sur la fréquence coin

sont faites dans ces mêmes intervalles de fréquences. La figure 6.14 montre un exemple de résultat d'inversion des spectres d'amplitudes P et S à la station M1 pour l'évènement 20_232947. Le spectre modélisé en rouge s'ajuste correctement à la donnée. Notons cependant que les hautes fréquences pour l'onde P sont moins bien modélisées que les basses fréquences. Les valeurs du plateau et de la fréquence coin obtenues par inversion des spectres P et S sont présentées pour chacun des 15 évènements tests dans le tableau 6.2. Ces valeurs sont les moyennes des valeurs obtenues à chaque station. Sont également présentés le moment scalaire obtenu à partir de la moyenne des valeurs plateau P et S, la magnitude, le rayon à la source et la durée de rupture. Les inversions donnant des valeurs aberrantes (t^* et/ou Ω_0 négatifs) à cause notamment d'un niveau de bruit trop important sont bien évidemment écartées du calcul des valeurs moyennes.

La figure 6.15 représente le moment scalaire en fonction du rayon de la source. Ces valeurs sont respectivement obtenues à partir des équations (6.8) et (6.9). Les droites représentent les isovaleurs de chute de contrainte de 100, 10 et 1 kPa. La chute de contrainte sur le plan de faille est la différence moyenne entre la contrainte avant rupture et la contrainte après rupture. Elle est définie à partir du rayon de la source et du moment scalaire, tel que (Eshelby, 1957) :

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r_0^3} \quad (6.11)$$

Le rayon des sources s'échelonne entre 6 et 14 m pour des valeurs de moments scalaires globalement entre $4,0 \cdot 10^6$ et $2,0 \cdot 10^8$ N.m ce qui correspond à une gamme de magnitude entre -1.5 et -0.5. La chute de contrainte moyenne pour ces évènements est de l'ordre de 10 kPa. Ces valeurs sont en accord par exemple avec

les résultats donnés par Fehler and Phillips (1991) pour des séismes induits par fracturation hydraulique.

La figure 6.16 représente les histogrammes des valeurs du coefficient de qualité de l'onde P et S toutes stations confondues. Les valeurs médianes des coefficients de qualité pour l'onde P et S sont proches et respectivement égales à 81 et 87, ce qui est comparable à la valeur $Q_p=Q_s=90$ déterminée par Manthei (1997) dans une mine de sel. De même, Zimmer and Yaramanci (1993) donnent une échelle de valeurs comprises entre 99 et 150.

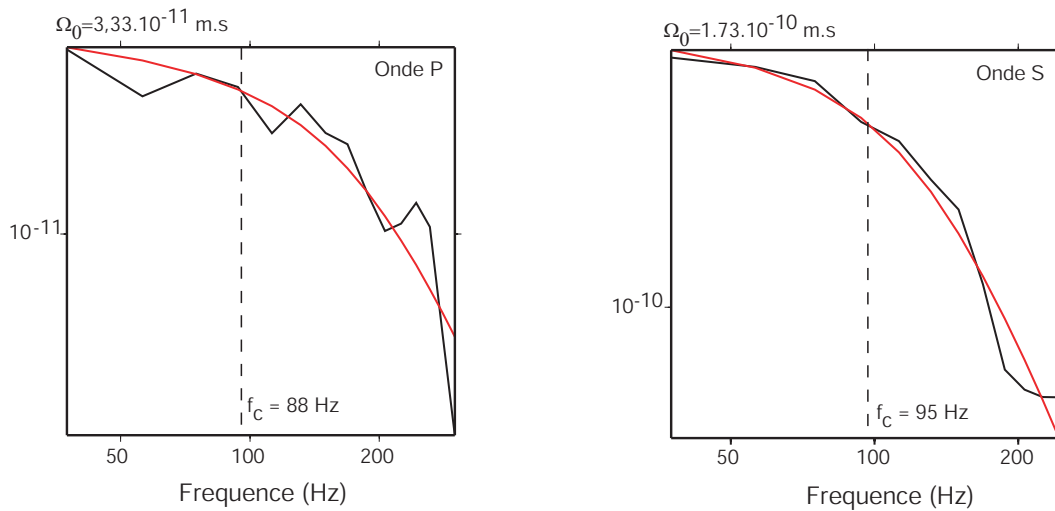


FIGURE 6.14: Exemples d'accord entre le spectre en déplacement enregistré à la station M1 (noir) et calculé (rouge) pour le séismes 20_232947.

Evènement	$\Omega_0^P (*10^{-11} m.s)$	$\Omega_0^S (*10^{-11} m.s)$	$f_c^P (Hz)$	$f_c^S (Hz)$	$M_0 (*10^7 N.m)$	M_w	$r_0 (m)$	$T (*10^{-3}) s$
20_005120	-	2.88	-	139.5	1.72	-1.18	7.15	2.97
20_013651	-	3.73	-	160	2.32	-1.09	6.23	2.59
20_023103	0.38	2.91	176	106.25	1.17	-1.29	8.54	3.9
20_044152	12.22	24.46	136.5	82.5	18.47	-0.49	9.11	5.02
20_062413	-	3.19	-	117	1.72	-1.18	12.14	3.54
20_144634	0.63	1.83	64	130	1.42	-1.23	9.14	3.18
20_144807	-	1.64	-	116.67	0.99	-1.34	8.67	3.55
20_181730	2.81	4.24	173	121.8	2.82	-1.03	7.8	3.4
20_182200	0.14	2.44	156	122	0.96	-1.35	6.52	3.39
20_195109	1.96	9.66	94.67	52	3.44	-0.98	11.3	7.96
20_232947	3.33	17.34	88.5	95.33	7.26	-0.76	13.05	4.34
21_001331	0.34	0.36	174.5	126	0.41	-1.59	6.48	3.29
21_035449	-	3.14	-	95.5	1.57	-1.2	14.21	4.34
21_045059	0.36	7.25	154	146	2.75	-1.04	6.54	2.84
21_082726	0.84	2.89	151.5	119	1.79	-1.17	7.75	3.48

TABLEAU 6.2: Paramètres de sources des 15 séismes test, obtenus par inversion des spectres de déplacement des ondes P et S . Le moment scalaire M_0 est obtenu en prenant la localisation utilisant la station $M1$ et l'antenne temporaire pour le calcul de la distance source-station.

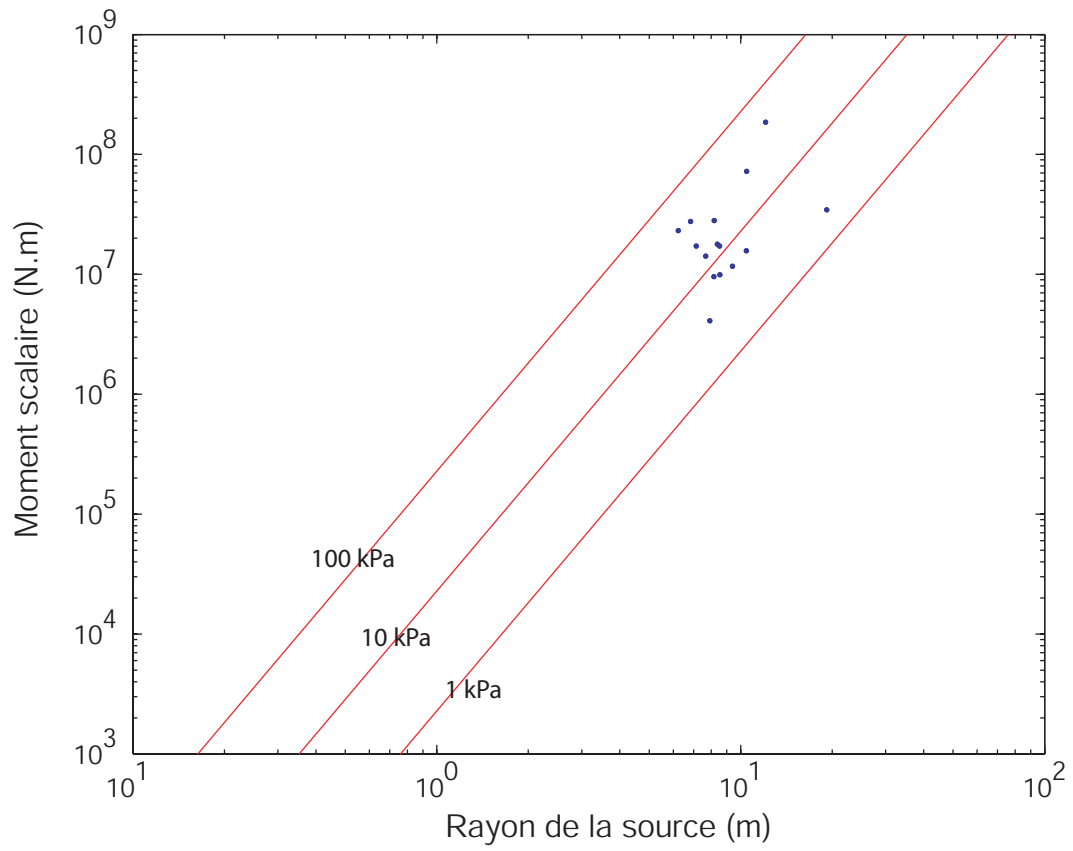


FIGURE 6.15: Valeurs du moment scalaire et du rayon de la source des 15 événements tests. Les droites rouges correspondent aux isovaleurs de chute de contrainte.

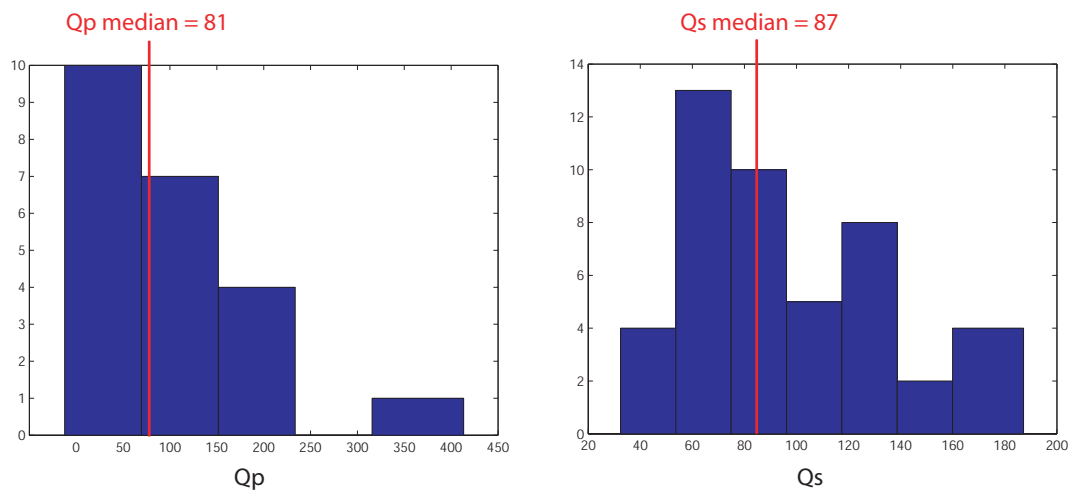


FIGURE 6.16: Histogrammes des valeurs de coefficients de qualité de l'onde P (Q_p) et de l'onde S (Q_s) toutes stations confondues, déduite de l'étude spectrale des 15 évènements test.

6.2.4 Mécanismes au foyer

Nous déterminons à présent les mécanismes au foyer des quinze évènements test. Nous réalisons une première inversion des amplitudes des séismes enregistrés par les capteurs permanents M0 et M1 et l'antenne temporaire en utilisant la localisation obtenue à partir du capteur M1 et de l'antenne.

Compte tenu de la faible différence de profondeur entre les capteurs et les sources (figure 6.11), les rais sismiques n'atteignent pas les capteurs avec un trajet vertical. Ceci se voit d'ailleurs sur les figures 6.8 à 6.10, où l'énergie de l'onde P n'est pas maximale sur la composante verticale (Z) mais est présente sur les trois composantes. Ainsi, nous n'allons pas mesurer l'amplitude P sur la composante verticale et les amplitudes SV et SH sur les composantes horizontales pivotées autour de la composante verticale, comme nous l'avons fait pour les séismes de Soultz-sous-Forêts au chapitre 4. Au contraire, la géométrie des rais nous impose de faire une rotation des 3-composantes afin de maximiser les énergies des ondes P, SV et SH sur chacun des axes longitudinal, radial et transverse. Cette méthode de rotation dans le repère de l'onde est présentée en annexe B.2. Les amplitudes P, SV et SH sont ensuite mesurées manuellement sur les traces pivotées dans le repère de l'onde.

Nous utilisons les amplitudes P, SV et SH des capteurs M0 et M1. Par contre, pour l'antenne, compte tenu de la mauvaise qualité du signal de l'onde S sans doute due à un mauvais couplage, nous n'utilisons que l'amplitude de l'onde P dans l'inversion. D'autre part, toujours à cause de ce problème de qualité de signal sur l'antenne, nous réduisons l'impact de ses capteurs dans l'inversion en leur attribuant un poids égal à 1 contre un poids égal à 2 pour les capteurs permanents. Ainsi les deux capteurs permanents ont globalement autant de poids que l'antenne. Cette pondération permet également de tenir compte du fait que

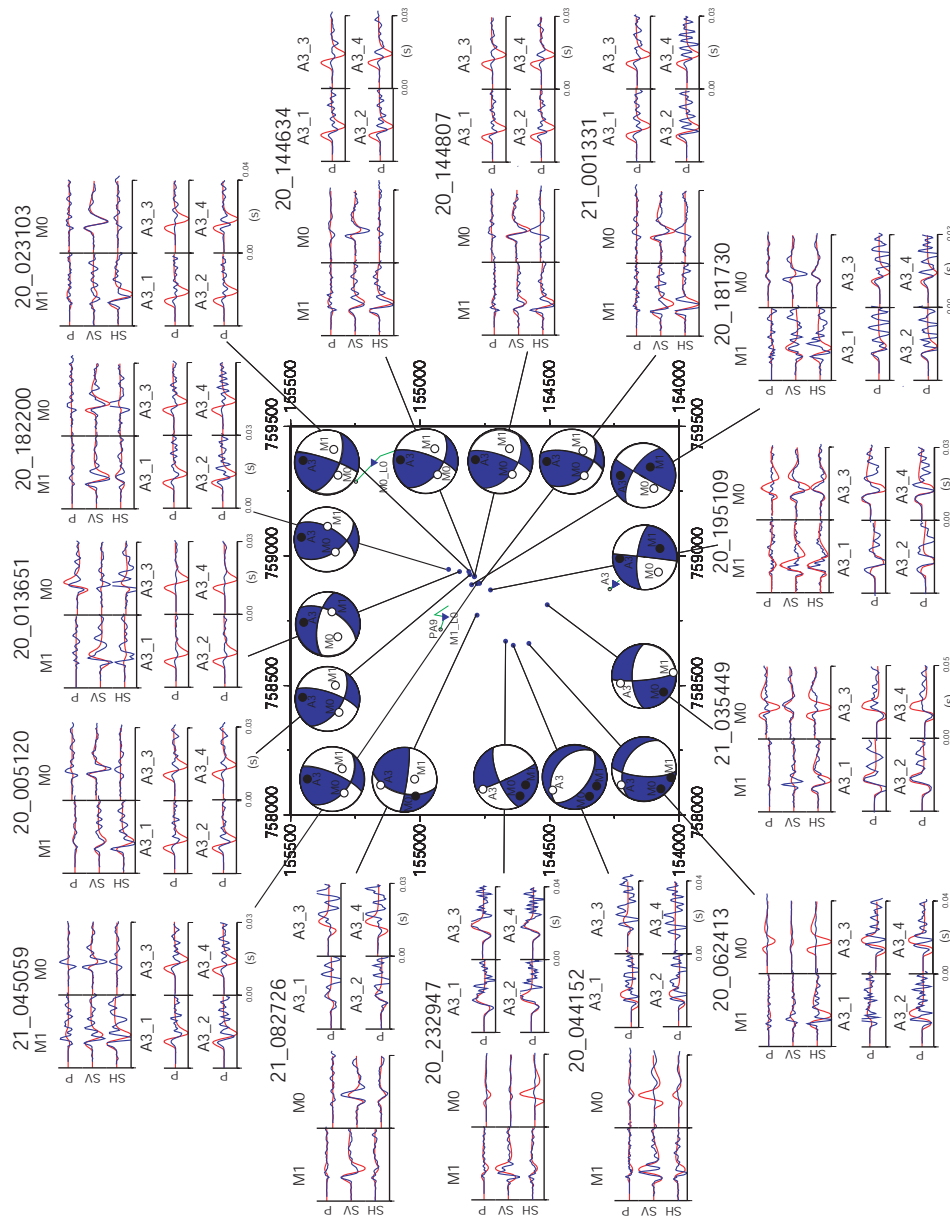


FIGURE 6.17: Carte des mécanismes au foyer obtenus par l'inversion 1. Les capteurs sont représentés par projection sur l'hémisphère inférieure (pour des raisons de lisibilité, les quatre capteurs de l'antenne ne sont représentés que par un seul point). Pour chaque solution, les formes d'onde observées (bleu) et modélisées (rouge) sont représentées. Les cadrans en tension sont représentés en bleu et les cadrans en compression en blanc. Les formes d'ondes sont normalisées par station.

l'antenne ne constitue qu'un seul point d'observation en azimuth et que son ouverture en inclinaison (60 m) reste faible par rapport à une distance source-station moyenne de 900 m.

Nous utilisons dans l'inversion, pour le calcul des amplitudes théoriques, les valeurs des coefficients de qualités Q_p et Q_s calculés au 6.2.3.2 pour chaque trajet source-station. Dans le cas des trajets pour lesquels la détermination de ces coefficients n'a pas été possible, nous utilisons les valeurs médianes données au 6.2.3.2. Nous utilisons également la valeur de la durée de la rupture pour paramétrer la durée de la fonction source dans le problème direct de l'inversion afin de déterminer conjointement au mécanisme au foyer le moment scalaire et la magnitude. La figure 6.17 montre les mécanismes au foyer obtenus ainsi que les comparaisons entre les données observées et théoriques. Bien que nous inversions seulement les amplitudes, nous montrons les formes d'onde afin de contrôler que la durée de la fonction source utilisée pour le calcul des amplitudes théorique est correcte. Les paramètres des solutions ainsi que les incertitudes associées sont données dans le tableau 6.3 sous la dénomination "Inversion 1". Les incertitudes sont obtenues par la méthode exposée au 3.4. Durant cette procédure, les perturbations appliquées aux coordonnées des événements se distribuent selon une loi Gaussienne d'écart type correspondant à 6 % de la distance source-station moyenne (900 m).

Les résultats montrent un groupe de séismes au sud-est du capteur M1 présentant le même type de mécanisme au foyer (inverse avec une composante décrochante). Les amplitudes du capteur M1 sont dans tous les cas correctement modélisées. Pour les autres capteurs, les modélisations sont globalement acceptables et ne présentent aucune erreur de polarité. Dans le détail on peut cependant observer pour le capteur M0 certaines amplitudes S surestimées (e.g. séisme 20_232947) ou sous estimées (e.g. séisme 20_144807). Il en est de même pour les

capteurs de l'antenne où certaines amplitudes modélisées sont nettement surestimées par rapport aux données (e.g. séismes 20_013651 et 20_023103). Ce défaut de modélisation pour les données de l'antenne s'explique probablement par la mauvaise qualité des signaux.

De la même façon, nous réalisons ensuite une deuxième inversion en excluant les données de l'antenne temporaire et en utilisant la localisation des évènements obtenue seulement avec le capteur M1. Les résultats sont donnés dans la figure 6.18 et le tableau 6.3 sous la dénomination "Inversion 2". Cette inversion met toujours en évidence un groupe de séismes à mécanismes au foyer similaires au sud-est du capteur M1. Cependant, la part de décrochement est plus importante que pour les solutions de l'inversion 1. En ce qui concerne les modélisations, les amplitudes des capteurs M1 et M0 sont dans l'ensemble correctement modélisées. On peut noter que les incertitudes sur les paramètres du plan de faille données dans le tableau 6.3 sont plus importantes pour cette inversion 2 que les incertitudes données par l'inversion 1. Ceci n'est pas étonnant puisque l'inversion 2 utilise un nombre plus limité de données ce qui se traduit par une incertitude plus grande sur les solutions.

La figure 6.19 montre la comparaison entre les mécanismes au foyer de l'inversion 1 (en bleu) et les mécanismes de l'inversion 2 (en rouge). Le domaine d'incertitude de chaque solution est également représenté sous chaque mécanisme au foyer, avec en noir les solutions perturbées comprises dans l'intervalle de confiance défini au (3.4.1, équation 3.44) et en gris les solutions perturbées en dehors de cet intervalle.

De manière générale, l'analyse conjointe des résultats présentés dans les figures 6.17, 6.18 et 6.19, permet de mettre en évidence plusieurs caractéristiques. Tout d'abord, on voit que dans tous les cas, la solution de l'inversion 1 est mieux

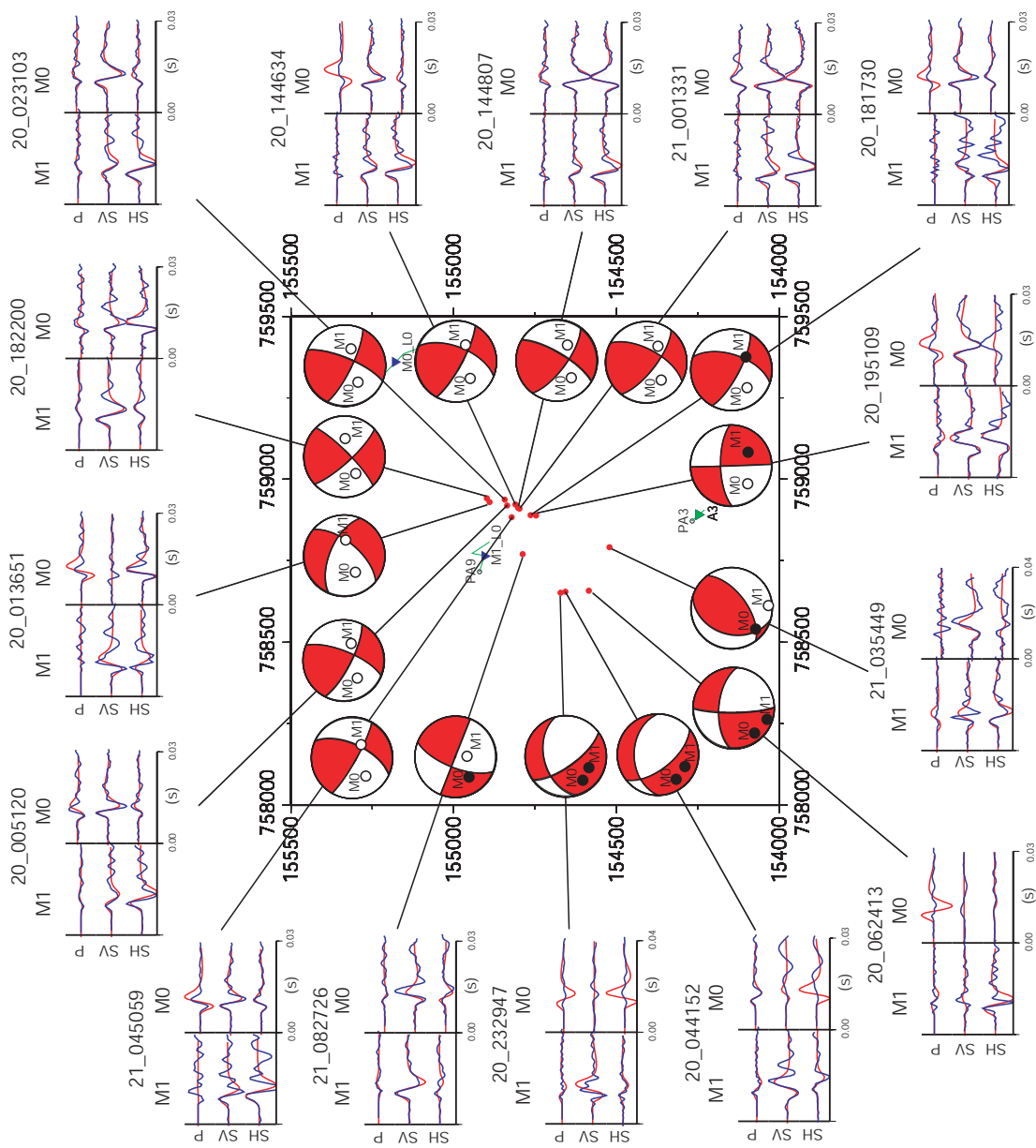


FIGURE 6.18: *Idem* que la figure 6.17 mais pour l'inversion 2.

contrainte. Pour certains évènements, l'inversion 1 réduit les solutions possibles à des familles clairement moins dispersées. Ensuite, on voit également que les solutions sont globalement moins décrochantes dans l'inversion 1.

Dans le détail, on observe tout d'abord clairement que les solutions données par l'inversion 2 sont très mal contraintes pour les séismes excentrés par rapport aux stations M0 et M1 (20_232947, 20_044152, 20_062413 et 21_035449).

Pour le séisme 20_181730, l'inversion 2 montre clairement deux familles de solutions (une majeure et une mineure). Dans l'inversion 1 c'est la solution mineure qui ressort. Ensuite, on peut remarquer une certaine similitude entre les séismes 20_181730 et 20_195109. Ils ont une localisation proche et une magnitude relativement élevée (magnitudes spectrales égales à -1.03 et -0.98, voir tableau 6.2). Les incertitudes sur la solution focale se comportent de manière identique. Ainsi, les incertitudes de l'inversion 1 sont proches. Pour l'inversion 2, la famille de solution en dehors de l'intervalle de confiance (gris) du séisme 20_181730 est la même que la famille de solution dans l'intervalle de confiance (noir) du séisme 20_195109.

Dans le cas du séisme 20_232947, le domaine des solutions dans l'inversion 2 reste très étendu alors que l'inversion 1 ne fait ressortir que deux familles ; la solution sélectionnée dans l'inversion 2 est un intermédiaire aux deux familles et n'est pas une solution acceptable dans l'inversion 1. On remarque également une similitude entre les évènements 20_044152 et 20_232947 : même localisation, magnitudes élevées (-0.49 et -0.76) et même incertitudes de solution focale. Ainsi, pour l'inversion 2, ces incertitudes sont les mêmes. Concernant l'inversion 1, la famille de solutions en dehors de l'intervalle de confiance du séisme 20_044152 est la même que celle de l'intervalle de confiance du séisme 20_232947 et inversement.

L'évènement 20_182200 montre aussi des solutions assez différentes. L'analyse des incertitudes montre que cette différence est significative alors que les deux solutions sont correctement contraintes.

Le séisme 21_035449 a une solution focale très différente entre l'inversion 1 et l'inversion 2. Cependant, l'analyse des incertitudes montre que la solution de l'inversion 2 n'est en fait pas contrainte. L'ajout d'une station, qui plus est proche de cet évènement, permet de mettre en évidence une famille de solution.

Pour tous les autres évènements, les solutions données par l'inversion 1 et l'inversion 2 sont globalement les mêmes. Bien entendu on peut noter des petites différences dans l'orientation des plans nodaux et de l'axe nul, mais les types de mécanisme au foyer restent similaires. Les incertitudes montrent que certains d'entre eux sont correctement contraints pour les deux inversions (e.g. 20_005120). D'autres présentent deux familles de solutions (e.g. 20_013651) qui correspondent cependant au même type de mécanisme au foyer. Enfin l'analyse des incertitudes montre que certains évènements ne sont pas ou mal contraints par l'inversion 2 même si la solution est équivalente à la solution de l'inversion 1 (20_044152, 20_062413 et 20_195109).

Évènement	Inversion 1										Inversion 2									
	ϕ_S^1	δ^1	λ^1	ϕ_S^2	δ^2	λ^2	σ_{ϕ_S}	σ_δ	σ_λ	M_w	ϕ_S^1	δ^1	λ^1	ϕ_S^2	δ^2	λ^2	σ_{ϕ_S}	σ_δ	σ_λ	M_w
20_005120	18	72	140	123	53	23	3	4	-0.89	23	73	152	122	63	19	4	5	10	-0.95	
20_013651	200	64	-146	94	60	-30	28	2	4	-1.27	294	71	-34	36	58	-158	19	7	-0.25	
20_023103	19	83	149	113	59	8	17	4	7	-0.93	26	79	154	121	64	12	35	9	17	-0.93
20_044152	132	47	-89	312	43	-91	9	6	12	0.02	139	60	-62	272	40	-130	21	10	31	0.23
20_062413	298	38	-151	184	72	-56	5	2	5	-0.24	274	60	-172	180	83	-31	38	20	30	-0.22
20_144634	125	49	23	19	73	137	3	3	5	-1.1	120	74	31	21	60	161	9	5	8	-0.96
20_144807	127	48	22	22	74	135	4	4	6	-0.8	129	64	14	33	77	153	4	7	9	-0.94
20_181730	203	83	159	296	70	8	51	7	26	-0.87	113	84	19	21	71	173	30	5	12	-0.51
20_182200	29	60	134	147	52	40	5	4	5	-1.42	45	84	159	138	69	7	21	6	7	-1.03
20_195109	276	70	-1	6	89	-160	4	8	9	-0.63	275	72	0	185	90	162	51	20	32	-0.63
20_232947	155	85	-20	247	70	-175	40	21	45	0.35	140	39	-3	232	88	-129	18	10	30	-0.01
21_001331	14	66	126	133	42	37	3	2	4	-1.1	32	74	139	136	51	21	5	4	7	-1.18
21_035449	270	60	-169	174	80	-31	13	7	14	-0.88	53	61	110	196	35	58	49	8	91	-0.36
21_045059	129	45	22	24	75	133	3	3	5	-0.95	124	71	30	23	62	158	13	5	9	-0.79
21_082726	193	53	8	98	84	143	9	6	9	-0.84	197	63	6	104	85	153	49	6	20	-0.8

TABLEAU 6.3: Solutions optimales des azimut (ϕ_S), pendage (δ) et angle de glissement (λ) des plans nodaux pour les 15 évènements tests. σ_{ϕ_S} , σ_δ et σ_λ représentent les incertitudes associées à chacun des paramètres.

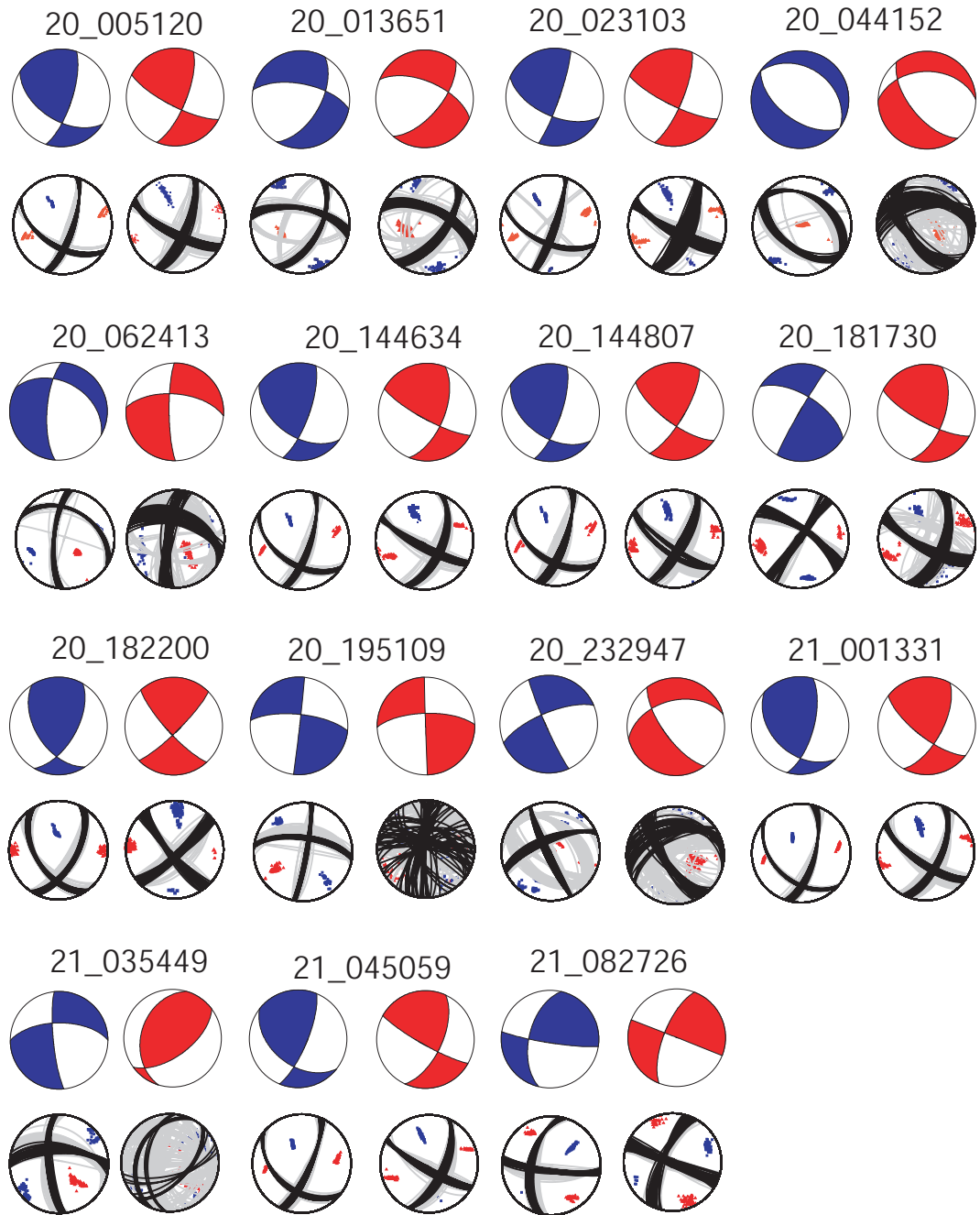


FIGURE 6.19: Comparaison entre les solutions de l'inversion 1 (bleu) et l'inversion 2 (rouge). Sous chaque solution est représenté le domaine d'incertitude donné par les solutions perturbées avec les solutions comprises dans l'intervalle de confiance défini au (3.4.1, équation 3.44) (noir) et les solutions en dehors de cet intervalle (gris). Les axes P des solutions perturbées sont représentés par les points rouges et les axes T par les points bleus.

6.2.5 Magnitudes

Les deux inversions permettent également de déterminer la magnitude des évènements conjointement aux mécanismes au foyer. Les magnitudes de moment obtenues pour chacune des deux inversions sont représentées sur la figure 6.20. On peut observer que six points s'écartent de la droite. Parmi ces points, trois correspondent à des évènements cités précédemment pour être excentrés par rapport aux deux capteurs permanents (21_035449, 20_044152 et 20_232947). Nous avons vu que la solution focale donnée par l'inversion 2 pour ces évènements n'était pas contrainte. De ce fait, la magnitude calculée conjointement à l'inversion est erronée. L'évènement 20_181730 a également une solution focale donnée par l'inversion 2 qui n'est pas contrainte ce qui explique la différence de magnitude entre l'inversion 1 et l'inversion 2. Enfin deux autres points s'écartent de manière non négligeable de la droite sur la figure 6.20. Le premier correspond au séisme 20_182200 qui présente une différence significative entre la solution focale de l'inversion 1 et celle de l'inversion 2, ce qui se répercute sur les valeurs de la magnitude. Le deuxième correspond au séisme 20_013651. La différence de magnitude peut vraisemblablement s'expliquer par la très mauvaise modélisation des amplitudes de l'antenne.

Pour tous les autres évènements, les différences de magnitude restent faibles (autour de 0.1-0.2) et s'expliquent par le nombre de données utilisées qui est différent entre les deux inversions.

La figure 6.21 donne la comparaison entre les valeurs de magnitude obtenues par l'inversion 1 (M_w2) et celles obtenues par l'inversion des spectres de déplacement au (6.2.3.2) (M_w1). On peut observer cinq points anormaux correspondant à une différence de magnitude supérieure ou égale à 0.5. Parmi eux, trois correspondent à des évènements excentrés par rapport au réseau de stations

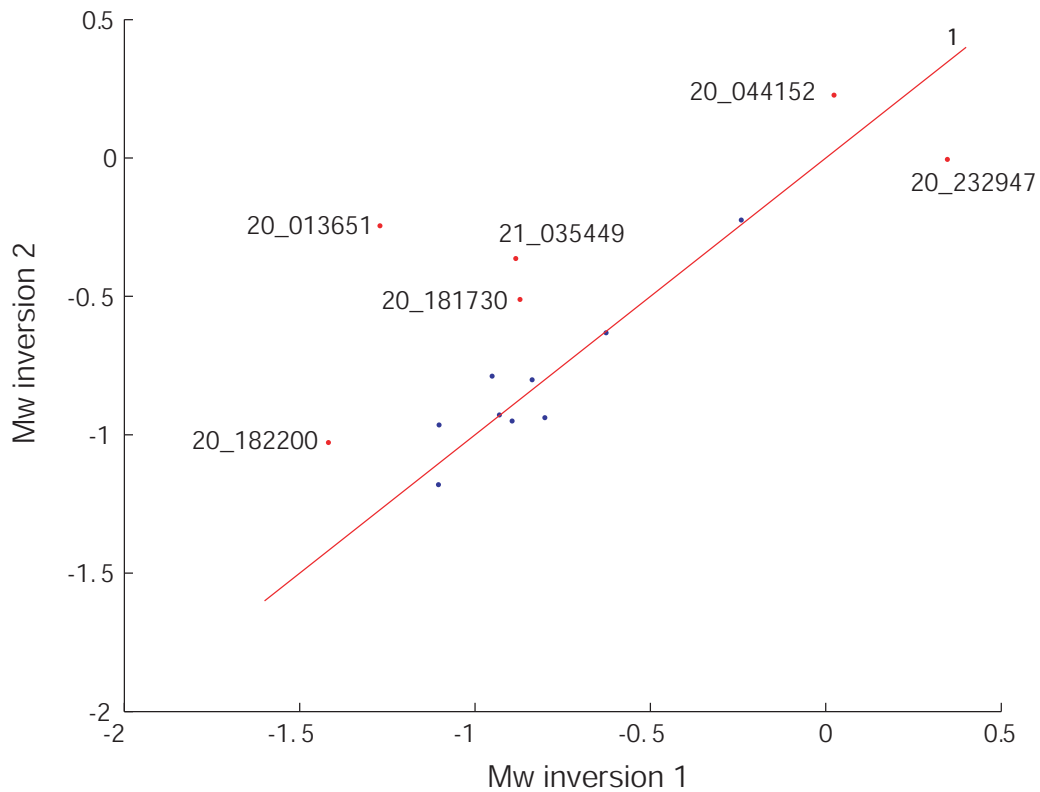


FIGURE 6.20: Valeur de magnitudes obtenues conjointement au mécanisme au foyer par l'inversion 1 (2 capteurs permanents plus antenne temporaire) et l'inversion 2 (2 capteurs permanents). La droite rouge correspond à un rapport $(Mw\ inversion1) / (Mw\ inversion\ 2) = 1$. Les points s'écartant de manière significative de la droite sont représentés en rouge.

(20_044152, 20_062413 et 20_232947). Les solutions focales données par l'inversion 1 pour ces 3 évènements montre que les stations n'échantillonnent que 2 quadrants. Ainsi le mécanisme au foyer et la magnitude déterminée conjointement sont moins bien contraints que pour les autres évènements. C'est donc ce qui peut expliquer pour ces trois séismes, l'importante différence entre la magnitude obtenue par l'inversion des spectres et la magnitude déterminée conjointement au mécanisme au foyer. Les deux autres points anormaux qui correspondent à des évènements de formes d'ondes très semblables, sont plus difficiles à expliquer. En effet, les évènements sont situés au centre du réseau de stations qui couvre trois quadrants de la sphère focale.

En excluant ces séismes anormaux, on peut remarquer que la magnitude obtenue par inversion des spectres est presque systématiquement plus faible que la magnitude déterminée conjointement au mécanisme au foyer. Cette différence s'explique très certainement par les méthodes de calcul utilisées pour déterminer le moment scalaire (lui-même utilisé pour le calcul de la magnitude) qui ne sont pas les mêmes.

6.2.6 Conclusion

Cette analyse préliminaire d'un jeu de données enregistrées à Vauvert à la fois par les deux capteurs permanents et une antenne temporaire de quatre capteurs vient de nous montrer la validité dans la majorité des cas, des mécanismes au foyer obtenus avec les données des deux capteurs permanents. Ce résultat est très important puisque cette configuration à deux capteurs est la configuration habituelle enregistrant la sismicité à Vauvert. Il est à présent possible d'envisager la détermination des mécanismes au foyer pour un jeu de données plus impor-

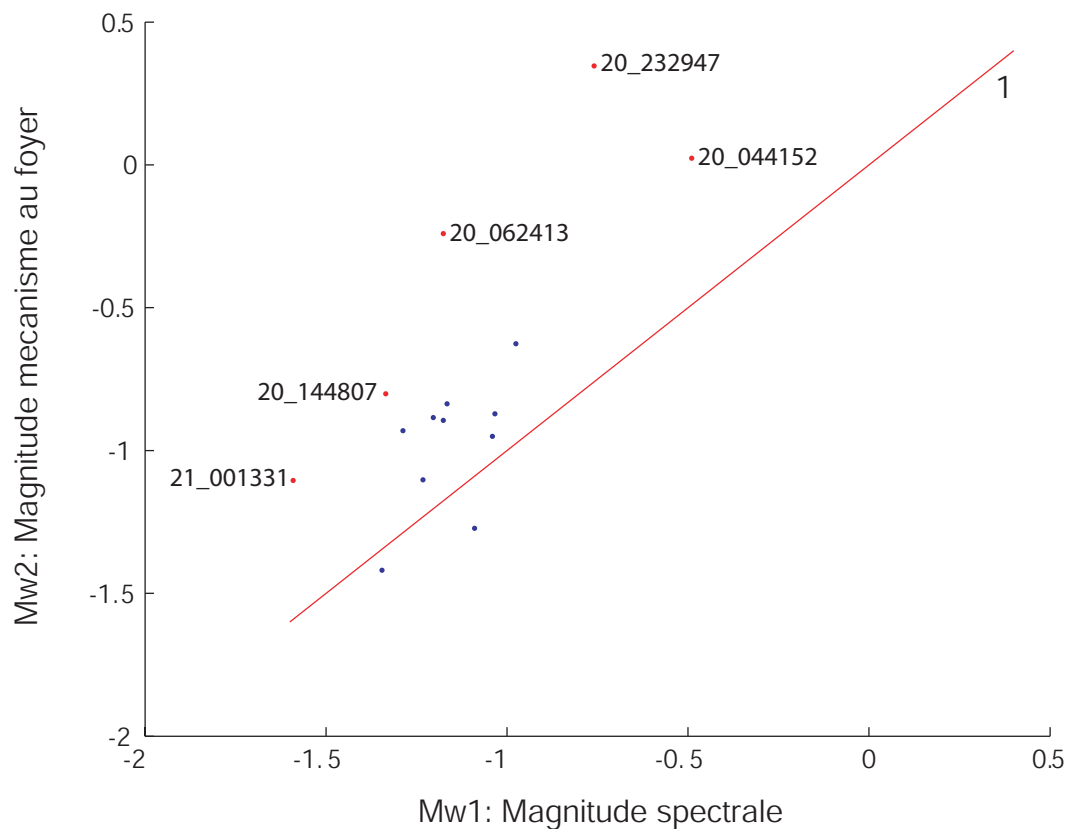


FIGURE 6.21: Valeurs de magnitude obtenues par l'inversion des spectres en déplacement ($Mw1$) et obtenues conjointement au mécanisme au foyer par l'inversion 1 ($Mw2$). La droite rouge correspond à un rapport $Mw1/Mw2=1$. Les points rouges correspondent aux séismes pour lesquels la différence de magnitude est supérieur ou égale à 0.5.

tant et sur une durée de temps plus longue. Evidemment, cette détermination à deux capteurs a ses limites. Nous avons vu qu'une importante limitation vient de la position des évènements par rapport aux capteurs. En effet, les mécanismes obtenus pour des évènements excentrés par rapport aux capteurs ne sont pas contraints. D'autre part, cette détermination à deux capteurs ne peut constituer qu'une estimation du mécanisme au foyer. En effet, nous avons vu qu'il existait des petites différences entre les mécanismes obtenus avec l'inversion 1 et ceux obtenus avec l'inversion 2, même si le type de mécanisme reste globalement le même. Ces limites avaient déjà été mises en évidence dans l'étude des séismes de Soultz-sous-Forêts au (4.2.6).

Les résultats obtenus ont montré également l'importance de l'analyse de l'incertitude des solutions. En effet, seules les incertitudes indiquent que certaines solutions ne sont pas contraintes. L'analyse des incertitudes est un critère qui est donc fondamental pour valider les solutions obtenues.

Enfin, cette étude préliminaire a également permis d'estimer, par inversion des spectres en déplacement, les paramètres des sources. Les dimensions estimées des sources s'échelonnent entre 6 et 14 mètres, ce qui correspond à un intervalle de magnitudes compris entre -1.6 et -0.5. Ces magnitudes sont presque systématiquement plus faibles que les magnitudes obtenues conjointement aux mécanismes au foyer par l'inversion 1. D'autre part, la comparaison entre les magnitudes obtenues par l'inversion 1 et l'inversion 2 indique des valeurs identiques à l'exception de six évènements qui correspondent à des évènements excentrés par rapport au réseau et/ou des évènements de magnitudes élevées.

Nous allons à présent étudier un jeu de données plus conséquent correspondant à l'activité sismique du doublet de puits PA22 et PA23 situé dans une région de la saline où on peut penser que les solutions avec deux stations seront contraintes.

6.3 Evolution spatio-temporelle de l'essaim de sismicité du doublet de puits PA22-PA23.

Dans la section précédente nous nous sommes focalisés sur l'étude d'un jeu de données enregistrées sur une très courte période de temps. Ainsi les résultats obtenus ne sont qu'une "photographie" à un instant t de la sismicité. Nous avons vu au (6.1.2.2) qu'il existait une évolution spatio-temporelle de l'activité sismique à l'échelle globale du site durant une douzaine d'années. Nous allons maintenant essayer de voir si une telle évolution de la sismicité existe à plus petite échelle de temps et d'espace. Pour cela, nous allons étudier un exemple de sismicité intra-doublets induite au niveau des puits PA22 et PA23 situés au nord-est de la saline de Vauvert sur une période de 21 mois (janvier 2004 à septembre 2005).

6.3.1 Activité sismique du doublet PA22-PA23

Le doublet de puits PA22-PA23 a été mis en production après une opération de fracturation hydraulique en avril 2003. La zone lessivée par ce doublet est la série allochtone inférieure située sous le décollement D2. Sur la période de 21 mois nous avons pu localiser 1214 séismes (figure 6.22). Les localisations ont été obtenues en suivant la méthode probabiliste de Tarantola and Valette (1982). Le milieu est discrétisé en une grille. A chaque nœud de cette grille est associé une probabilité basée à la fois sur la différence entre les temps d'arrivées observés et théoriques des ondes P et S et sur la différence entre la polarisation observée et

théorique de l'onde P. Le maximum de probabilité est déterminé par une recherche systématique sur la grille.

La figure 6.23 représente l'évolution de la pression des puits PA22 et PA23. Le nombre d'évènements détectés par jours est également indiqué. Ce graphique fait ressortir trois période principales :

- Tout d'abord, une première période (période 1) de début janvier à fin août 2004. Jusqu'au 15 mars 2004, le puits PA23 est le puits injecteur d'eau (puits sous pression) et P22 est le puits extracteur de saumure. Le 15 mars il se produit une chute brutale de la pression de PA23 et une augmentation simultanée de la pression de PA22. Ceci correspond à une inversion du puits injecteur, ce qui veut dire que PA22 devient le puits injecteur et PA23 le puits extracteur. A la suite de cette opération, on peut observer environ un mois après (aux alentours du 20 avril) une chute de la pression du puits PA22 accompagnée par une légère augmentation de la sismicité. Néanmoins, mis à part cette petite augmentation ponctuelle de la sismicité, les évènements détectés quotidiennement sont de l'ordre d'une dizaine. Les séismes localisables, enregistrés durant cette première période, sont représentés sur la figure 6.22-a. Ils se localisent au niveau de la zone cible du lessivage (série allochtone inférieure), sous le décollement D2. Il semble toutefois qu'une migration de la sismicité vers le plan D2 se produise au cours du temps. La chute de pression du puits PA22 correspond à une mise en connexion des deux puits. La légère augmentation de la sismicité accompagnant cette chute de pression semble indiquer que la connexion s'effectue par le biais de fractures mineures situées dans la série allochtone inférieure.
- La deuxième période (période 2) débute avec une nouvelle inversion du puits injecteur effectuée le 27 septembre 2004. Cette opération est suivie d'une

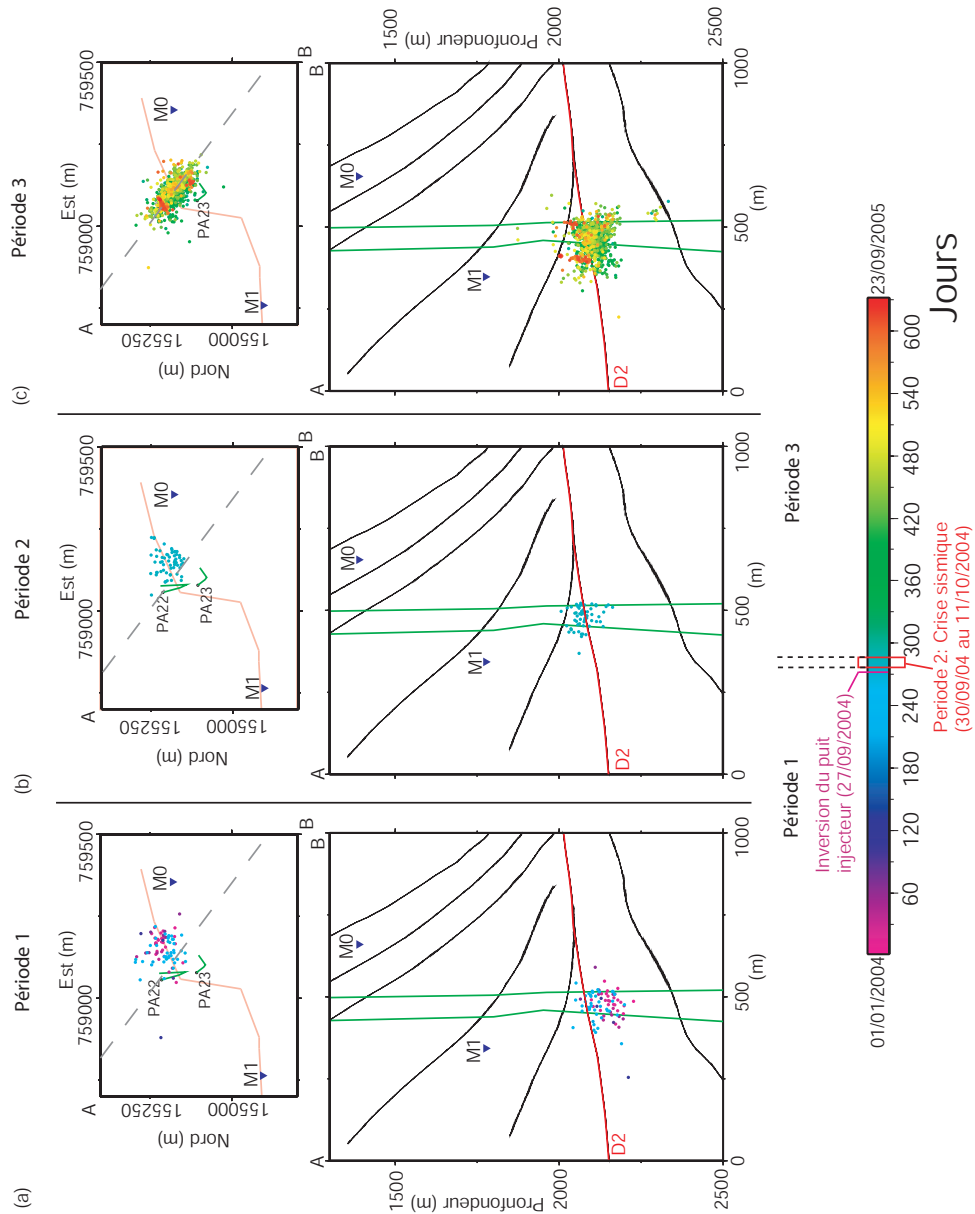


FIGURE 6.22: Evolution sur une durée de 21 mois de la localisation des événements induits au niveau du doublet de puits PA22 et PA23. En carte, la trace du décollement D2 à 2100m de profondeur est représentée en rouge. En coupe le décollement D2 est représenté en rouge et les autres structures tectoniques en noir ; les deux puits PA22 et PA23 sont représentés en vert. La couleur des événements indique le temps suivant l'échelle.

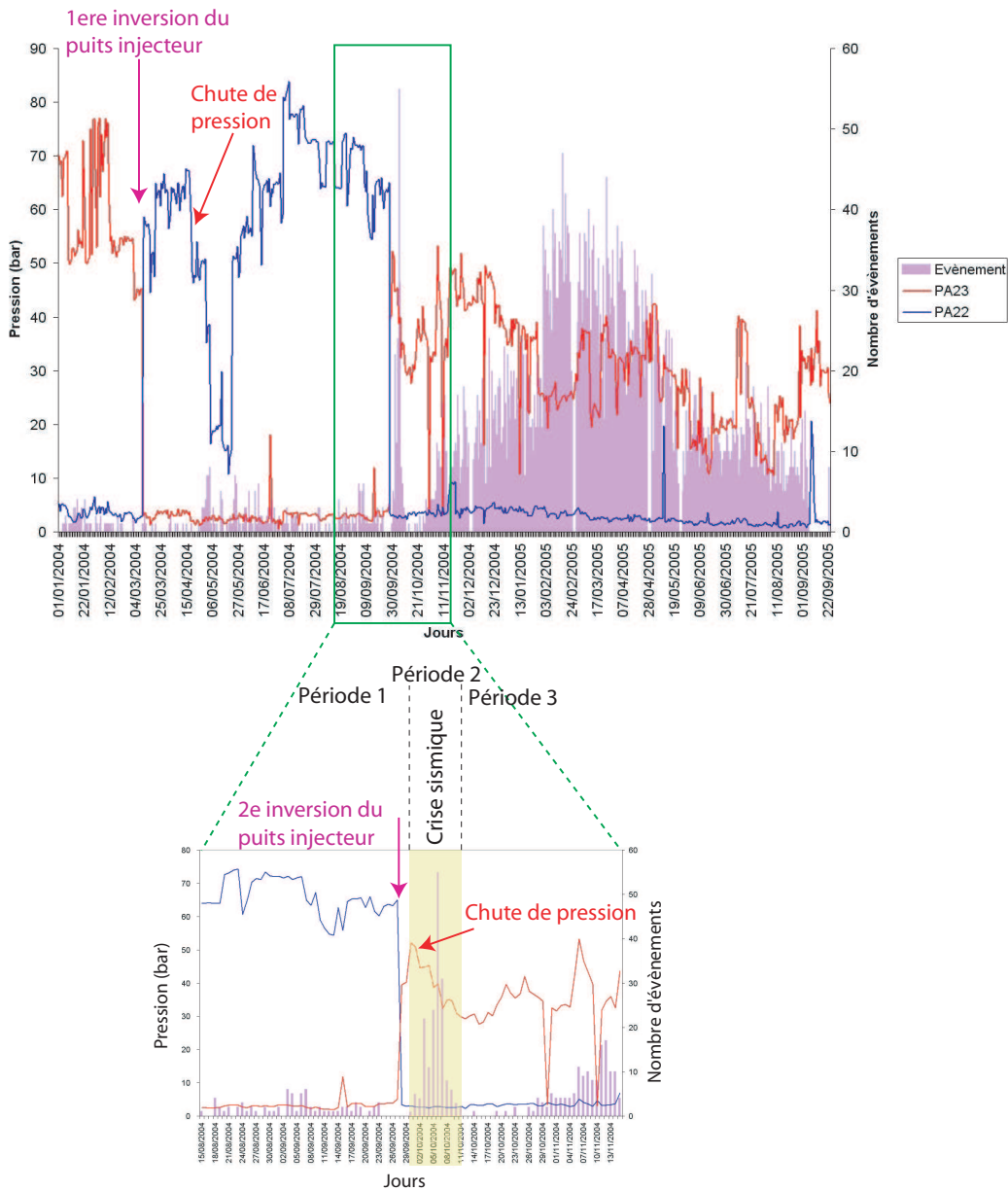


FIGURE 6.23: Diagramme de pression des puits PA22 et PA23 et nombre de séismes détectés pendant la durée de 21 mois (du 01/01/2004 au 23/09/2005) découpée en 3 périodes. La période 1 du 01/01/2004 au 29/09/2004 correspond à la période avant la deuxième inversion du puits injecteur survenue le 30/09/2004. La période 2 du 30/09/2004 au 11/10/2004 couvre la crise sismique mineure suivant la deuxième inversion du puits injecteur. Enfin la période 3 correspond à la période de la crise sismique majeure (du 12/10/2004 au 23/09/2005).

diminution soudaine de la pression du puits injecteur PA23 accompagnée par une importante crise sismique (crise mineure) jusqu'aux environs du 11 octobre. Cette très forte augmentation de la sismicité corrélée à la chute de pression du puits injecteur semble indiquer une importante connexion entre les deux puits. La figure 6.22-b montre que l'activité sismique se localise sur le plan de décollement D2. C'est donc par l'intermédiaire de cette structure que doit s'effectuer la connexion intra-puits.

- Enfin, la dernière période (période 3) débute à la fin du mois d'octobre 2004 avec une chute de pression du puits PA23 qui est la première d'une longue série. Ces chutes de pression s'accompagnent d'une importante crise sismique (crise majeure) sur le plan D2 (figure 6.22-c) mais aussi dans la partie supérieure de la série allochtone inférieure. La sismicité s'étend vers le nord-ouest dans la direction du plan D2. La crise sismique atteint son paroxysme fin février 2005. A la fin de cette période, la sismicité semble se limiter à deux zones du plan D2, soulignées par deux petits groupes de séismes (en rouge). On peut également noter la présence d'un petit groupe d'évènements à proximité du plan de décollement D1.

Contrairement aux localisations données par la Société Magnitude, et présentées au (6.1.2.2), les localisations que nous avons obtenues ici sont légèrement excentrées par rapport au doublet de puits PA22-PA23. Cette différence de localisation est très probablement liée à la différence entre les méthodes utilisées. Notons également que le caractère diffus de ces localisations vient principalement de la localisation mono-capteur.

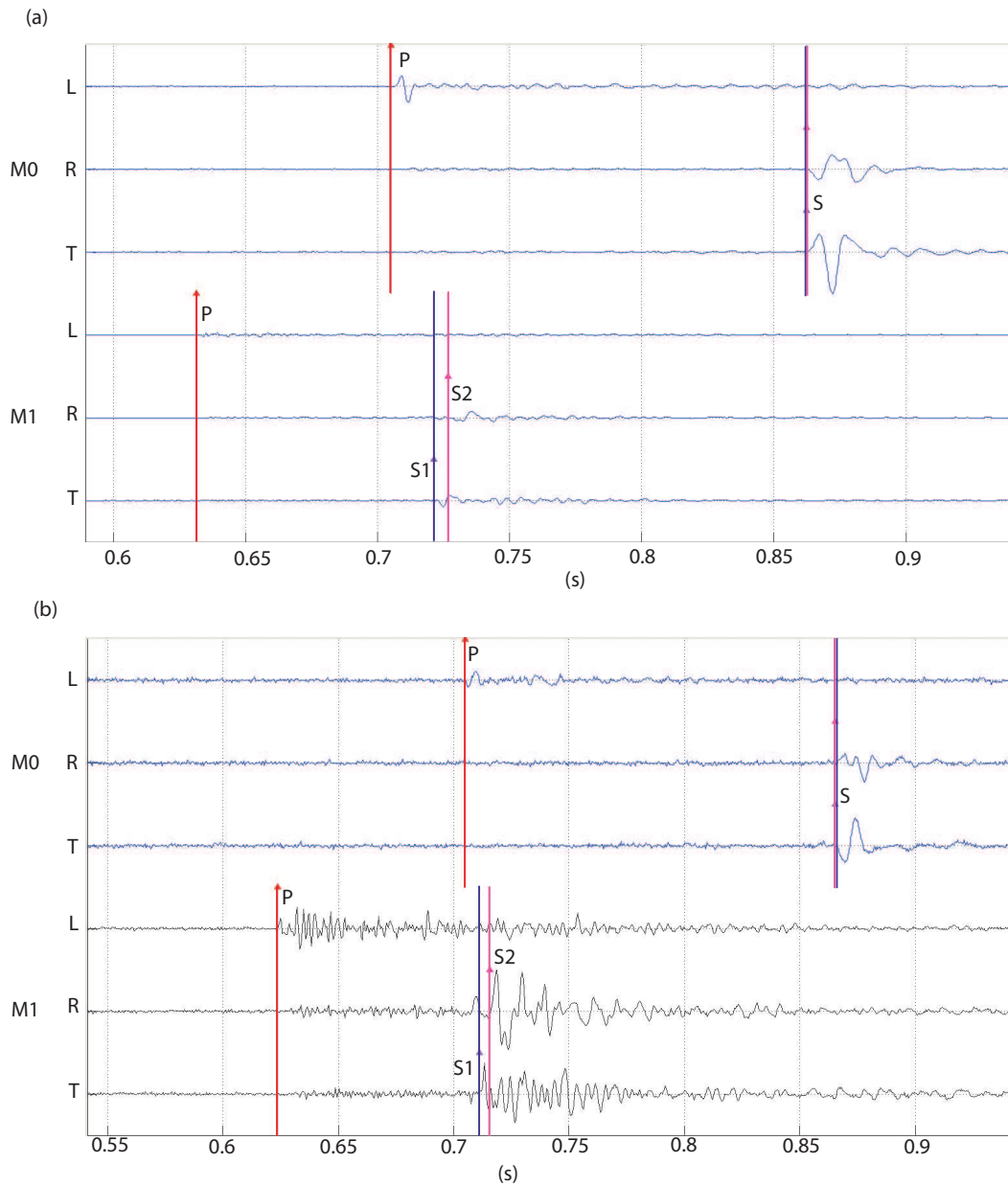


FIGURE 6.24: *Sismogrammes dans le repère de l'onde des évènements enregistrés le 03/09/2004 à 11 :30 :44 (a) et le 06/02/2005 à 07 :44 :29 (b).*

6.3.2 Analyse des formes d'ondes

La figure 6.24 montre des exemples de sismogrammes enregistrés par les stations M0 et M1 pour deux événements. Les traces sont pivotées dans le repère de l'onde. On remarque très clairement une anisotropie de vitesse des ondes S sur le capteur M1 avec la présence de deux phases distinctes S1 et S2 sur les composantes T et R où S1 est l'onde S rapide et S2 l'onde S lente. Dans ce cas, les directions de polarisation de la S lente et de la S rapide sont proches des directions radiales et transverses du repère de l'onde. En revanche, sur le capteur M0 cette anisotropie est moins marquée car les deux phases ne sont pas séparées. On peut cependant remarquer sur la composante R une forme d'onde complexe (bien visible sur la figure 6.24-b) caractéristique d'une mauvaise séparation entre la S rapide et la S lente. Cela signifie que les directions des polarisations de la S lente et de la S rapide sont différentes des directions radiales et transverses du repère de l'onde. Nous allons nous intéresser plus en détail à cette anisotropie et ce pour deux raisons. Tout d'abord l'analyse du délai entre l'arrivée de la S rapide et la S lente et l'analyse de la direction de polarisation de la S rapide permet d'apporter des informations sur la fracturation du milieu. D'autre part, lorsque la S lente et la S rapide ne sont pas polarisées dans les directions radiale et transverse du repère de l'onde (cas du capteur M0), les amplitudes lues sur ces composantes sont erronées du fait de l'interaction entre la S rapide et la S lente. Il est donc nécessaire de corriger cette anisotropie avant de pouvoir inverser les amplitudes SV et SH pour la détermination des mécanismes au foyer.

6.3.2.1 Analyse de l'anisotropie de vitesse des ondes S

Une onde S se propageant dans une roche fracturée se sépare en deux ondes. La première est une onde rapide polarisée selon une direction parallèle à des fractures verticales ou quasi-verticales alignées avec la contrainte maximale compressive. La deuxième est une onde lente polarisée selon une direction perpendiculaire à la première (Crampin, 1981). La polarisation de la S rapide est indépendante de la polarisation initiale à la source et résulte des propriétés anisotropes du milieu. Le délai entre les arrivées de la S rapide et de la S lente est proportionnel à la longueur du trajet parcouru par le rai et à la densité de fractures dans la roche traversée (Hudson, 1981). La mesure de l'angle de polarisation (ϕ) de l'onde S rapide et du délai (δt) entre S rapide et S lente pour des séismes locaux est une technique efficace pour définir l'orientation et la densité des fractures. Nous citerons comme exemples les travaux récents de Elkibbi and Rial (2005) et Tang et al. (2008) sur l'anisotropie dans des champs géothermaux.

Une importante limitation à l'analyse de l'anisotropie de vitesse des ondes S vient de la valeur de l'angle d'incidence du rai à la station si celle-ci est positionnée en surface. En effet pour que l'analyse ait un sens, il faut que le rai s'inscrive dans un cône dont le sommet est la station et dont l'ouverture est égale à $i_c = \arcsin(\beta/\alpha)$ avec α et β les vitesses des ondes P et S à la station. Pour des angles d'incidence plus grand que i_c , l'onde S interagit avec la surface libre ce qui produit une distorsion des formes d'onde (Crampin, 1981). Dans le cas de la saline de Vauvert, cette limitation ne se pose pas puisque les capteurs ne sont pas situés en surface. L'analyse de l'anisotropie est donc faisable quel que soit l'angle d'incidence du rai à la station.

Les paramètres ϕ et δt sont déterminés de la manière suivante. Tout d'abord, les sismogrammes sont pivotés dans le repère de l'onde. Puis les sismogrammes

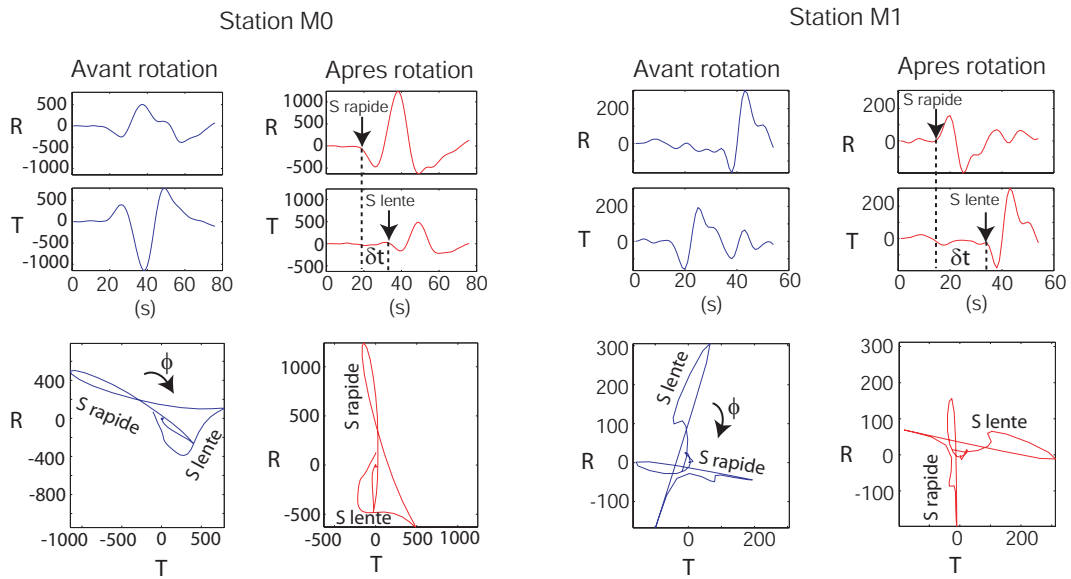


FIGURE 6.25: Rotation des traces radiale et transverse autour de la composante longitudinale, utilisée pour la séparation de l'onde S rapide et de l'onde S lente afin de déterminer l'angle de polarisation de la S rapide et le délai entre la S rapide et la S lente. (Séisme 03/09/2004 -11 :30 :44).

des composantes radiale et transverse sont soumis à des rotations successives autour de la direction du rai, par incréments de 10° jusqu'à la séparation totale entre la S rapide et la S lente et l'alignement respectif de ces ondes sur les directions radiale et transverse comme le montre les hodogrammes de la figure 6.25. L'angle conduisant à cet alignement est l'angle de polarisation ϕ de la S rapide. Le délai δt est mesuré par cross-corrélation des sismogrammes résultant de la rotation.

La détermination de l'angle de rotation (angle de polarisation de la S rapide) est faite manuellement. Ceci permet de contrôler que la séparation entre la S rapide et la S lente est correcte mais se révèle fastidieux si le nombre de séismes à traiter est important. C'est pourquoi nous avons fait l'analyse de l'anisotropie sur une sélection aléatoire de 800 évènements dans la base de données des 1214 évènements localisés. Sur les 800 évènements, seules les données de 638 évènements ont permis l'analyse de l'anisotropie. Les évènements écartés le sont principalement

à cause de formes d'ondes trop bruitées, ce qui empêche de séparer correctement la S rapide de la S lente.

Les résultats de l'analyse sont donnés dans la figure 6.26 pour les deux capteurs. Le délai est normalisé par rapport à la distance parcourue par le rai et est classiquement exprimé en ms/km. Le délai observé aux stations M0 et M1 s'échelonne entre 0 et 30 ms/km avec une valeur moyenne respective de 6.0 et 9.5 ms/km. A titre de comparaison et même si la nature des terrains est différente de celle de Vauvert, ces valeurs sont du même ordre de grandeur que les valeurs obtenues par Vlahovic et al. (2002) et Elkibbi and Rial (2005) dans des champs géothermaux. Le délai moyen à la station M1 est plus grand qu'à la station M0 ce qui indique que la densité moyenne de fractures doit être plus importante sur les trajets séismes-M1 que sur le trajet séismes-M0.

Les angles de polarisation obtenus s'échelonnent entre 0 et 120° à la station M0 et entre 50 et 110° à la station M1. Les valeurs moyennes respectives sont de 58.3 et 77.2°.

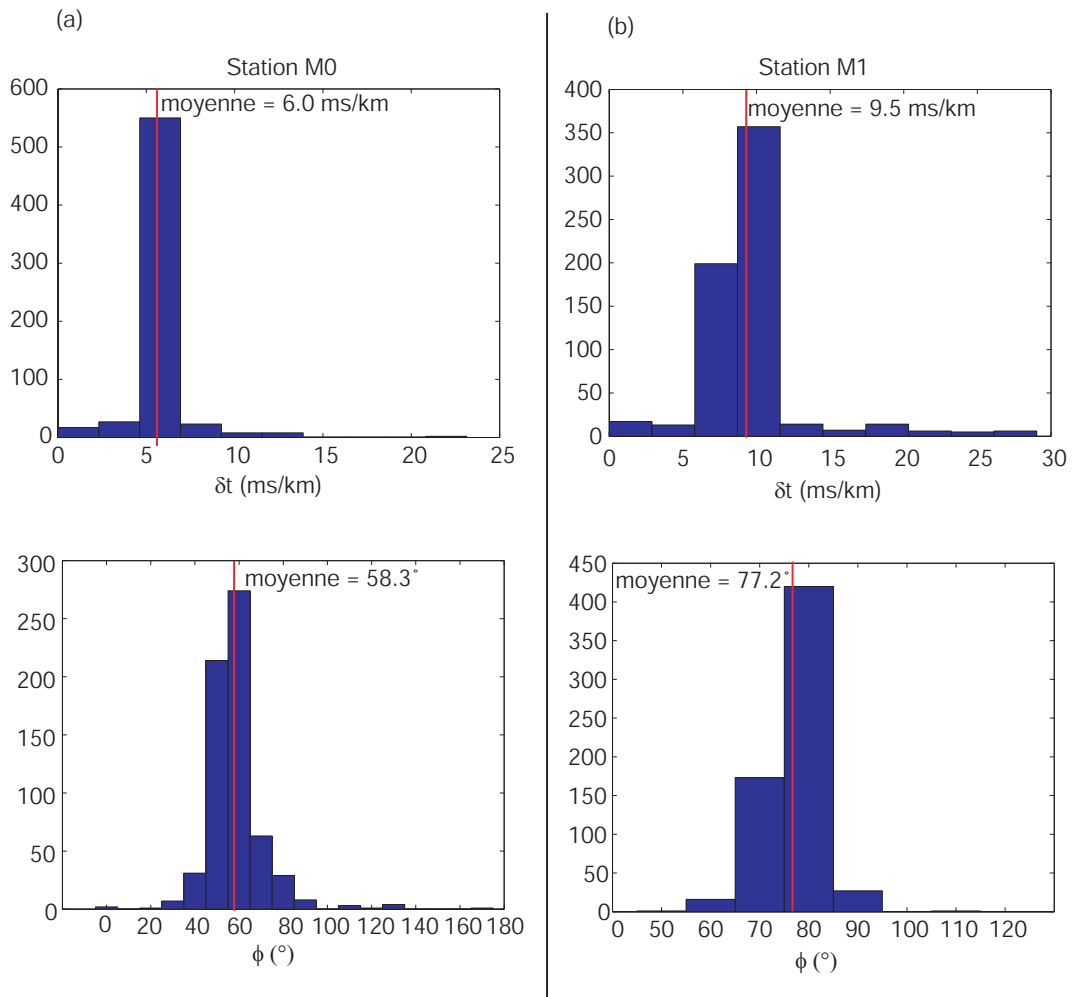


FIGURE 6.26: Histogrammes des valeurs de l'angle de polarisation de la S rapide (ϕ) et du délais entre la S rapide et la S lente (δt) déterminés aux stations M0 et M1.

6.3.2.2 Correction de l'anisotropie

La détermination de l'angle de polarisation de l'onde S rapide et du délai entre la S rapide et la S lente va permettre de corriger l'anisotropie dans les sismogrammes (Ando et al., 1983; Silený and Milev, 2008). Nous avons vu que si ces ondes ne sont pas polarisées selon les directions radiale et transverse (cas des signaux enregistrés au capteur M0), la forme d'onde résultante sur chacune de ces composantes est la somme vectorielle de l'onde S lente et S rapide. La forme

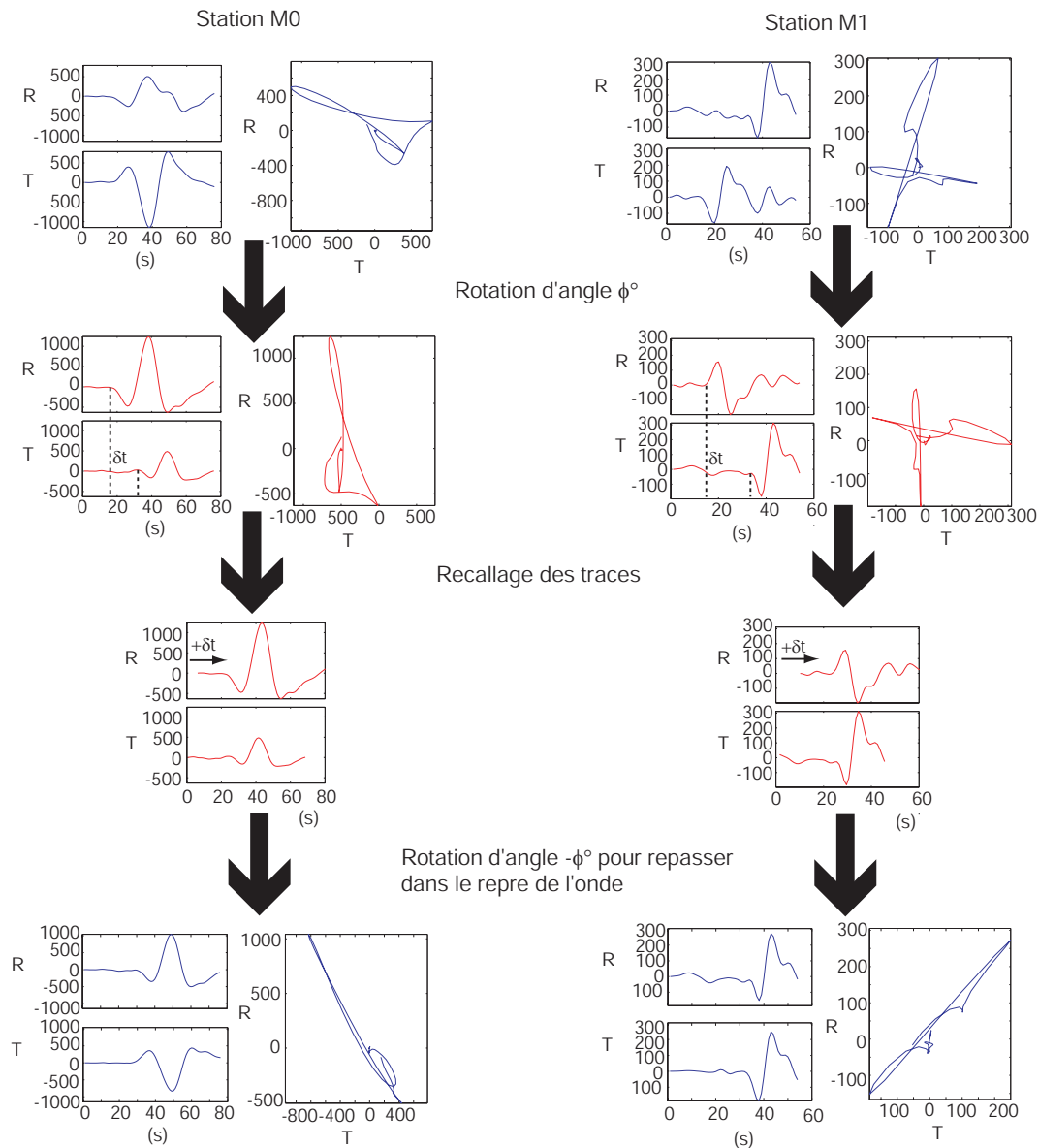


FIGURE 6.27: Correction appliquée aux sismogrammes afin de les corriger de l'anisotropie de l'onde S. Les détails de la procédure sont donnés dans le texte.

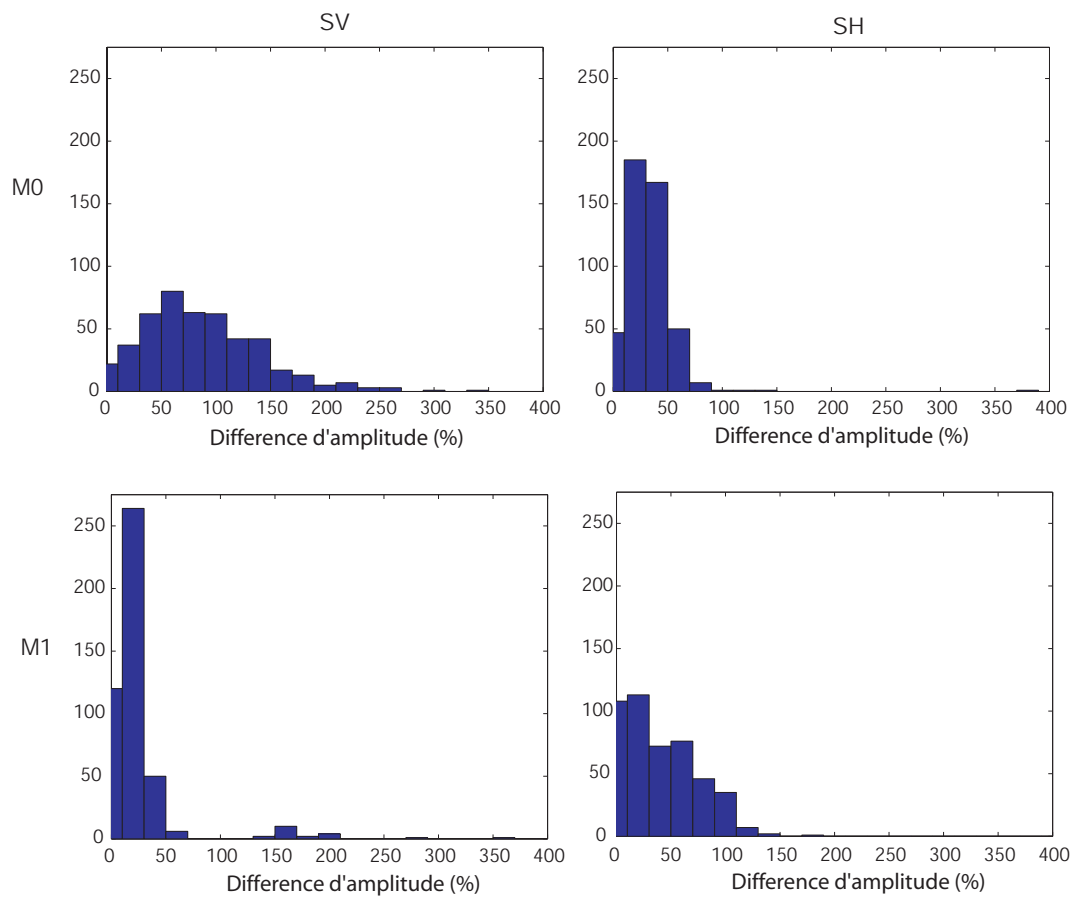


FIGURE 6.28: Différence entre l'amplitude non corrigée (A_{nc}) et l'amplitude corrigée (A_c) de l'anisotropie, ramenée en pourcentage de l'amplitude non corrigée tel que $(|A_{nc} - A_c|/|A_{nc}|) * 100$.

d'onde complexe observées particulièrement sur la composante R de la station M0 (figure 6.24) est caractéristique de l'interaction entre deux ondes de temps d'arrivée différents. Ainsi les amplitudes SV et SH lues respectivement sur la composante radiale et transverse sont erronées, ce qui est problématique si ces amplitudes sont utilisées pour la détermination d'un mécanisme au foyer.

La correction se fait de la façon suivante et est illustrée par la figure 6.27. Dans le repère de l'onde, les traces radiales et transverses sont soumises à une rotation d'angle ϕ correspondant à l'angle de polarisation de l'onde S rapide. Les traces sont ensuite recalées puis soumises à une rotation d'angle $-\phi$ afin de revenir dans le repère de l'onde. Les hodogrammes de la figure 6.27 montrent que la correction permet de reconstruire une onde S polarisée linéairement comme c'était le cas avant son entrée dans le milieu anisotrope, c'est à dire à son émission au voisinage direct de la source. Cette linéarité de l'onde S confirme que pour une station en profondeur il n'y a pas de déphasage de l'onde S comme ça pourrait être le cas si la station était à la surface libre. Cela indique aussi que l'onde n'a pas traversé d'interface avec un angle critique, ce qui aurait là aussi introduit un déphasage entre la SV et la SH.

La figure 6.28 représente les différences entre les amplitudes mesurées sur les sismogrammes non corrigés et les sismogrammes corrigés de l'anisotropie et ce pour l'onde SV et SH aux stations M0 et M1. La différence est exprimée en pourcentage par rapport à l'amplitude non corrigée. Les différences obtenues ne sont pas négligeables et atteignent en moyenne 50% de l'amplitude non corrigée. De telles différences laissent supposer des différences non négligeables entre un mécanisme au foyer déterminé à partir d'amplitude non corrigées et un mécanisme au foyer déterminé à partir d'amplitudes corrigées. Nous verrons cela en détail au (6.3.4.2).

6.3.3 Coefficients de qualité et paramètres des sources

Nous déterminons tout d'abord les paramètres des sources (rayon, moment scalaire, magnitude, durée de source) ainsi que les coefficients de qualité du milieu par inversion des spectres d'amplitude en déplacement (voir 6.2.3) des 638 événements corrigés de l'anisotropie. La figure 6.29 montre des exemples de spectres P et S observés et modélisés aux stations M0 et M1 pour un événement de la zone PA22-PA23. Les ajustements des spectres calculés sur les spectres observés sont satisfaisants malgré la qualité souvent mauvaise du signal des spectres P.

6.3.3.1 Coefficients de qualité

La figure 6.30-a montre les histogrammes des coefficients de qualité P et S obtenus, toutes stations confondues. Les valeurs médianes de Q_p et Q_s sont respectivement de 91 et 58. La figure 6.30-b donne la valeur de Q_s en fonction de Q_p dans le cas où les deux mesures sont disponibles sur le même capteur d'un même événement. Le nuage de point résultant est assez dispersé. La valeur du rapport Q_p/Q_s varie globalement entre 1 et 3. Le rapport des valeurs médianes est égal à 1.57.

La valeur de Q_p est en accord avec la valeur précédemment déterminée ($Q_p = 81$) lors de l'étude des 15 événements test. En revanche la valeur de Q_s trouvée ici est très inférieure à la valeur trouvée précédemment ($Q_s = 87$) et n'est donc pas en accord avec les valeurs observées habituellement dans le sel (voir 6.2.3.2). Cependant, la valeur médiane de Q_s obtenue ici, l'est pour un grand nombre de séismes et pour des capteurs qui n'ont pas de problème de résonance. De ce fait elle paraît être plus significative que celle obtenue à partir des 15 séismes test.

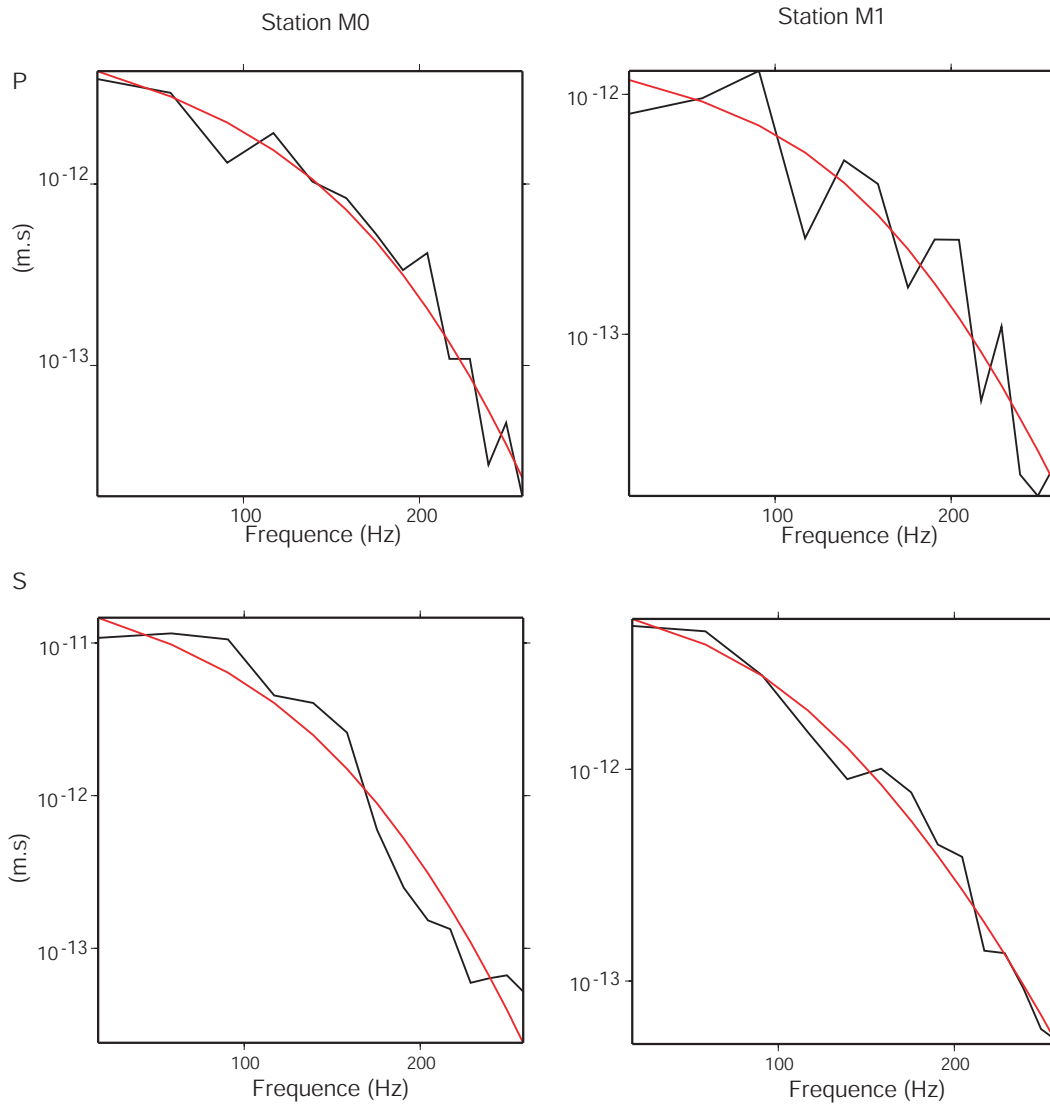


FIGURE 6.29: Exemples de spectres observés (noir) et modélisés (rouge) pour l'évènement du 03/05/2005 à 08 :24 :02.

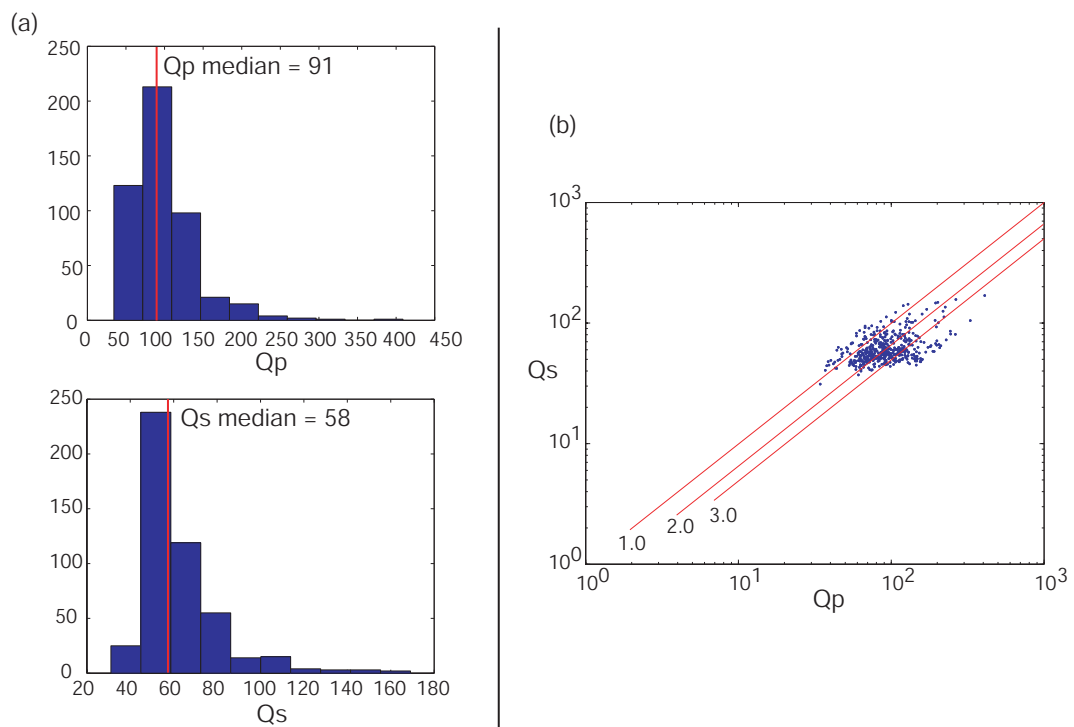


FIGURE 6.30: (a) Histogrammes des coefficients de qualité Q_p et Q_s obtenus par l'inversion des spectres en déplacement. (b) Représentation de Q_s en fonction de Q_p . Les droites rouges correspondent à des isovaleurs du rapport Q_p/Q_s .

6.3.3.2 Rayon de la source, moment scalaire et chute de contrainte

La figure 6.31-a représente le moment scalaire en fonction du rayon de la source. Ces valeurs sont respectivement obtenues à partir des équations (6.8) et (6.9). Les droites représentent les isovaleurs de chute de contrainte de 100, 1 et 0.01 kPa.

Les dimensions de sources obtenues s'échelonnent entre 5 et 10m pour des valeurs de moment scalaire entre 10^4 et 10^7 N.m. Ces valeurs sont globalement plus faibles que celles obtenues pour les 15 événements test, ce qui indique que nous sommes ici en présence d'événements de plus faible magnitude. D'autre part, il ne ressort pas de corrélation entre les trois périodes d'activité sismique mises en évidence au 6.22 du point de vue du moment scalaire et du rayon à la source. En revanche, on peut observer des rayons de sources identiques pour plusieurs ordres de grandeur du moment scalaire. la chute de contrainte associée à ces événements est donc très variable, plus que dans le cas de sismicité naturelle tectonique. De nombreuses études ont mis en évidence une loi d'échelle entre le moment scalaire et le rayon de la source. Par exemple Abercrombie (1995) présente une loi d'échelle sur une gamme de magnitude locale comprise entre -1 et 5.5. Cependant Jost et al. (1998) indiquent une rupture dans la loi d'échelle pour des événements de moment scalaire inférieur à 10^{13} N.m et mettent en évidence une dépendance de la chute de contrainte sur le moment scalaire. Les valeurs de chute de contrainte obtenues pour ces événements sont inférieures à celles généralement obtenues pour des séismes tectoniques (10^2 - 10^5 kPa). La figure 6.31-b compare les valeurs de moment scalaire et de rayon à la source avec les résultats de quelques autres études de sismicité induite par injection d'eau. A gammes égales de rayons des sources, les moments scalaires que nous obtenons sont plus faibles que ceux donnés par Fehler and Phillips (1991). De la même façon, à gammes égales de

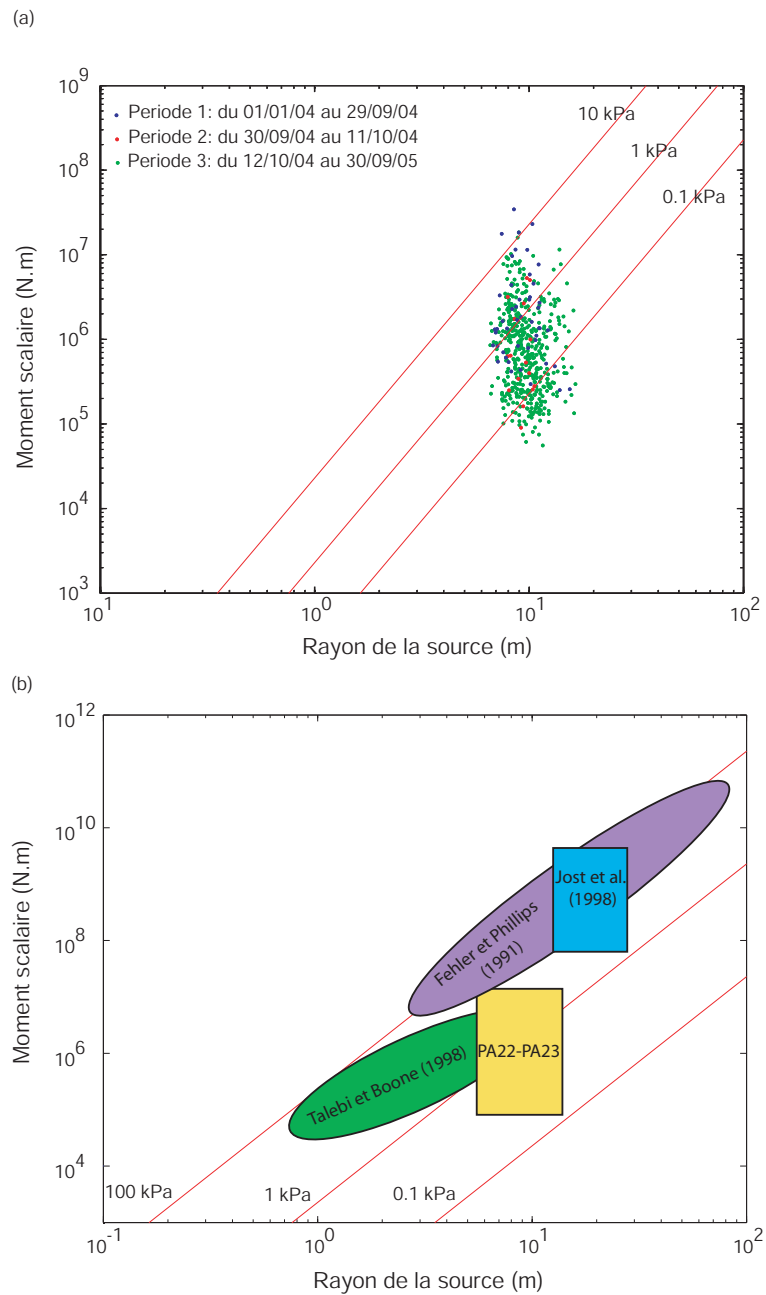


FIGURE 6.31: (a) Valeurs du moment scalaire en fonction du rayon de la source obtenus par inversion des spectres en déplacement. Les trois périodes de sismicité sont représentées : période 1 en bleu, période 2 en rouge et période 3 en vert. Les droites rouges correspondent à des chutes de contrainte de 10, 1 et 0.1 kPa. (b) Schéma comparatif représentant les domaines du moment scalaire et du rayon de la source obtenus à Vauvert (PA22-23) et à d'autres sites de sismicité induite : Los Alamos, New Mexico (Fehler and Phillips, 1991), KTB Deep Drilling Site, Germany (Jost et al., 1998) et Cold Lake Oil Field, Alberta (Talebi and Boone, 1998).

moments scalaires, les rayons à la source que nous obtenons sont plus grands que ceux donnés par Talebi and Boone (1998). Cette différence est normale puisque Talebi and Boone (1998) utilisent le modèle de Madariaga (1976). En effet ce modèle donne une valeur de rayon de source correspondant à environ la moitié de la valeur donnée par le modèle de Brune.

D'autre part, il apparaît clairement que les valeurs de chute de contrainte que nous obtenons sont plus faibles que celles données par Fehler and Phillips (1991) et Jost et al. (1998). Gibowicz et al. (1991) montre que des faibles valeurs de chute de contrainte semblent caractériser des séismes dont le mode de rupture n'est pas purement cisailant, mais présente une composante en traction (mécanisme au foyer non double-couple).

6.3.3.3 b-value

Selon la relation de Gutenberg and Richter (1944), le nombre N de séismes présentant une magnitude supérieure à M est relié à la magnitude tel que :

$$\log N = a - bM \quad (6.12)$$

La b-value est utilisée pour caractériser la distribution des séismes sur une gamme de magnitudes. Elle décrit l'abondance relative entre les gros et les petits séismes.

La b-value est généralement proche de 1, mais peut varier entre 0.5 et 1.5 (Wyss and Stefansson, 2006). Ces variations reflètent l'état de contrainte et /ou les propriétés du milieu autour des sources. De fortes contraintes engendrent des séries de séismes à faible b-value caractérisant des zones d'aspérités. Au contraire

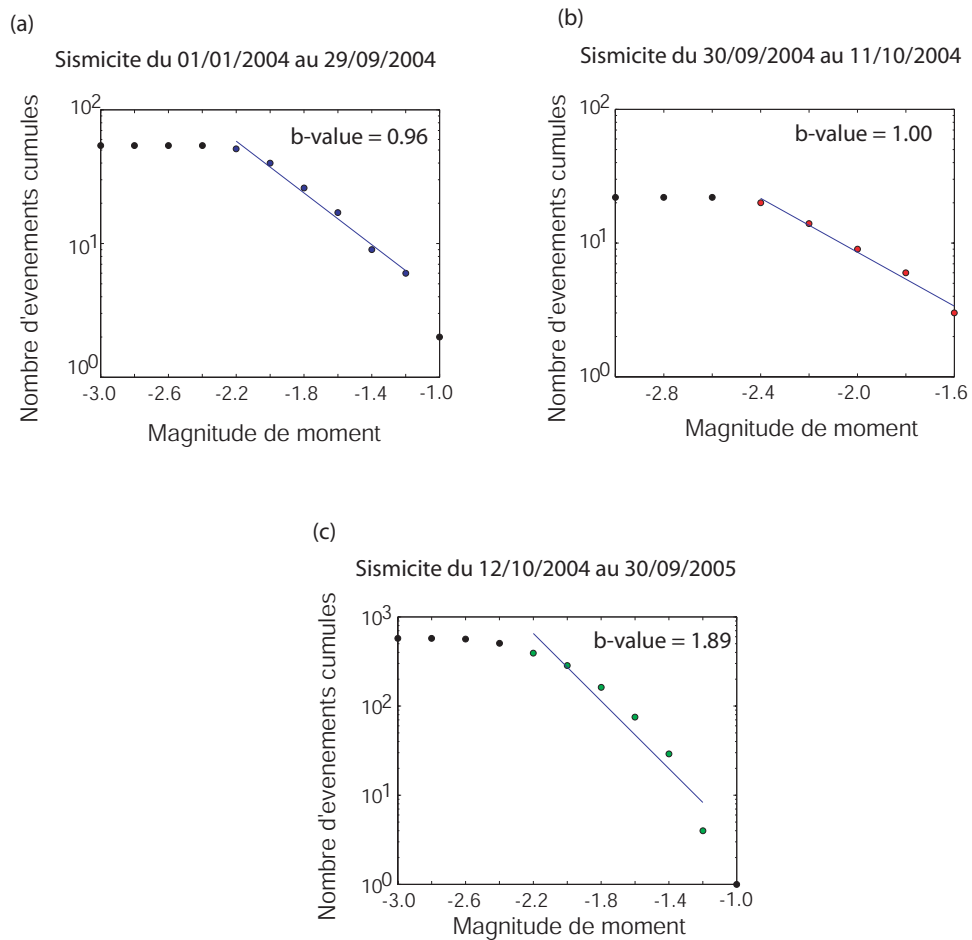


FIGURE 6.32: *Distribution des magnitudes de moments et b-value obtenue par régression linéaire sur les points de la partie décroissante de la distribution, pour la période 1 (a), la période 2 (b) et la période 3 (c).*

des contraintes faibles sont caractérisées par des séismes à forte b-value. Ainsi dans les zones soumises à des fortes pressions de fluides dans les pores de la roche (zones volcaniques à proximité de chambres magmatiques, champs géothermaux), la b-value est forte (Wyss and Stefansson, 2006). En effet dans de tels contextes, la pression des fluides diminue la contrainte normale effective sur les plans de fractures. Une forte b-value indique donc la réactivation de failles préexistantes.

D'autre part, de fortes hétérogénéités de matériaux et/ou de fortes densités de fractures sont caractérisées par une forte b-value (Mogi, 1962).

Nous déterminons les magnitudes de moment à partir du moment scalaire selon l'équation 3.43. Les valeurs obtenues s'échelonnent entre -2.6 et -1.0. La figure 6.32 présente les distributions de Gutenberg and Richter (1944) durant les trois périodes de sismicité mises en évidence au 6.22. On peut observer une rupture de pente dans la distribution à partir d'une magnitude -2.4. Il se produit certainement des séismes de magnitudes plus faibles, mais l'atténuation anélastique du milieu et le niveau de détection des capteurs ne permettent probablement pas de les enregistrer.

La b-value est déterminée par régression linéaire sur les points de la partie décroissante de la distribution. On peut observer sur la figures 6.32 des b-values similaires et proches de 1.0 pour les période a et b indiquant un régime de sismicité similaire a un régime de séismes tectoniques. En revanche, lors de la période 3 qui correspond à une importante crise sismique, la b-value obtenue est égale à 1.89 ce qui indique une sismicité reliée à de fortes pressions de fluide. Cuenot et al. (2008) ont déterminé une b-value globale de 1.29 lors d'une stimulation hydraulique à Soultz-sous-Forêt. Ils se sont également intéressés à l'évolution temporelle de la b-value en la calculant pour des sous ensembles de séismes. Les valeurs obtenues s'échelonnent entre 1 et 1.8 ce qui est en accord avec les valeurs que nous

obtenons.

Pour finir, il est important de noter que la distribution des magnitudes durant la période 3 montre un nombre très important de séismes de faible magnitude et un déficit d'évènements de fortes magnitude. Cuenot et al. (2008) mettent également en évidence ce déficit de séismes de forte magnitude. Ceci pourrait éventuellement indiquer que la loi de Gutenberg Richter n'est pas réellement adaptée pour décrire la distribution des magnitudes de séismes induits par des stimulations hydrauliques.

6.3.4 Mécanismes au foyer

6.3.4.1 Représentation des mécanismes au foyer

La représentation d'un mécanisme au foyer par le traditionnel "beach ball" devient problématique lorsque le nombre de séismes considérés est important. En effet si on souhaite afficher ces "beach balls" sur une carte ou une coupe, cela peut devenir très rapidement illisible. C'est pourquoi, nous adoptons la représentation en diagramme ternaire d'un mécanisme au foyer double-couple (Kagan, 2005), déjà utilisée au (4.2.6) et basée sur l'inclinaison des axes P, T et B. Dans ce diagramme ternaire, nous représentons la courbe correspondant à une inclinaison de 30° pour chacun des axes B, P et T, ce qui permet de définir sept zones. La figure 6.33 montre le découpage du diagramme ternaire en ces sept zones ainsi que la représentation "beach ball" de mécanismes au foyer singuliers. Les zones 1 à 3 correspondent respectivement à des mécanismes au foyer décrochants, normaux et inverses. La zone 4 correspond à des mécanismes au foyer intermédiaires entre une faille normale et une faille décrochante. La zone 5 est celle des mécanismes

au foyer de type “dip-slip” correspondant à un mouvement sur une faille verticale (ou horizontale selon le plan nodal considéré). La zone 6 correspond à des mécanismes intermédiaires entre une faille inverse et une faille décrochante. Enfin, la zone 7 est celle des mécanismes au foyer mixtes. En se basant sur ce principe, on peut de manière lisible sur une carte ou une coupe, représenter par des points de couleurs correspondant à chacune des zones du diagramme ternaire, un nombre important de mécanismes au foyer.

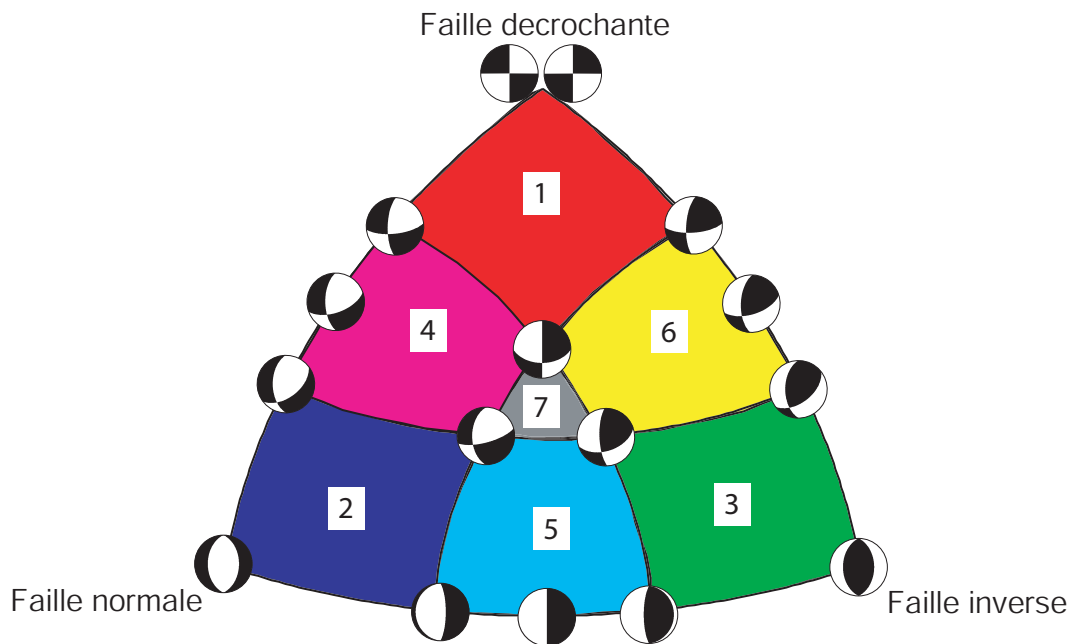


FIGURE 6.33: *Diagramme ternaire (Kagan, 2005) de représentation d'un mécanisme au foyer. L'axe inférieur du triangle représente la variation de l'inclinaison des axes P et T par pas de 30°. De la même manière, les axes latéraux représentent la variation d'inclinaison de l'axe B et des deux autres axes.*

6.3.4.2 Détermination des mécanismes au foyer

Nous procédons à une mesure manuelle dans le repère de l'onde des amplitudes P, SV et SH sur les sismogrammes des 638 évènements corrigés de l'anisotropie. L'inversion des amplitudes utilise les coefficients de qualité et les durées de fonction source déterminés précédemment par l'inversion des spectres de déplacement.

L'incertitude associée à chaque mécanisme au foyer est déterminée selon la méthode présentée au (3.4), en supposant une incertitude de localisation correspondant à 6% de la distance source-station (voir 6.1.2.1). L'analyse de cette incertitude va permettre ou non de valider la stabilité de chaque solution obtenue.

La figure 6.34 montre l'exemple de quatre évènements pour lesquels la solution obtenue n'est pas stable. Une solution est instable s'il apparaît deux familles de solutions bien distinctes, chacune représentées par un nombre équivalent de solutions perturbées (figure 6.34-a), si les solutions perturbées ne définissent pas clairement une solution préférentielle (figure 6.34-c), ou si les axes P et T ne sont pas isolés et se superposent (figure 6.34-b et 6.34-d). Ainsi, l'analyse de l'incertitude nous conduit à écarter 106 évènements pour lesquels la solution focale obtenue n'est pas stable.

Les incertitudes associées aux paramètres définissant le mécanisme au foyer des 532 évènements conservés sont représentées par les histogrammes de la figure 6.35. Le domaine d'incertitude associé à la détermination du pendage est globalement de 5° - 15° avec une médiane égale à $7,4^{\circ}$. Les domaines d'incertitude associés à la détermination de l'azimut et de l'angle de glissement sont plus grands. Les valeurs médianes respectives sont de $27,8^{\circ}$ et $26,5^{\circ}$. Ces incertitudes plus grandes sur l'azimut et l'angle de glissement sont reliées au nombre trop faible de capteurs utilisés (2) pour la détermination des solutions.

La figure 6.36-a présente des exemples de solutions obtenues pour chacune

des zones du diagramme ternaire. La représentation “beach ball” de la solution et l’incertitude associée sont également montrées. On voit que les solutions sont relativement bien résolues avec un domaine d’incertitude restreint et des axes P et T bien regroupés, à l’exception de l’évènement A qui présentent un intervalle de confiance un peu plus important que les autres. Notons également que le domaine d’incertitude de l’évènement F présente une famille mineure de solutions qui diffère de la famille principale. Cette famille mineure étant très peu représentée par rapport à la famille principale, nous avons conservé la solution. De manière générale, c’est ce que nous avons fait pour toutes les solutions qui présentent ce type d’incertitude afin de ne pas avoir à éliminer trop d’évènements.

Les formes d’onde observées et pivotées dans le repère de l’onde ainsi que les formes d’ondes modélisées pour chacun de ces exemples sont représentées (figure 6.36-b). Les modélisations des amplitudes sont dans l’ensemble correctes. On peut cependant noter un problème de modélisation pour certaines amplitudes P comme par exemple à la station M0 pour le séisme A ou bien à la station M1 pour le séisme C. On peut également noter que la durée de la fonction source pour l’évènement E a été mal estimée lors de la détermination des paramètres de source au (6.3.3) et est un peu trop longue.

Avant d’aller plus loin, nous devons nous poser deux questions. Tout d’abord nous avons vu au 6.3.2.2 qu’il y avait une différence non négligeable entre les amplitudes mesurées sur les sismogrammes non corrigés de l’anisotropie et les amplitudes mesurées sur les sismogrammes corrigés. Nous voulons à présent connaître dans quelle mesure cette différence se répercute sur les mécanismes au foyer. Pour cela nous déterminons les mécanismes au foyer des sept évènements précédents à partir des amplitudes P, SV et SH mesurées sur les sismogrammes non corrigés de l’anisotropie. La figure 6.37 donne la comparaison entre les solutions obtenues

par inversion des amplitudes corrigées (bleu) et celles obtenues par inversion des amplitudes non corrigées (rouge). La différence entre les solutions est nulle ou négligeable pour les séismes A, B, D, E et F. En revanche elle est importante pour les séismes C et G. Ces résultats nous indiquent donc que l'utilisation d'amplitudes mesurées sur des sismogrammes corrigés de l'anisotropie est nécessaire, car dans le cas contraire certaines solutions peuvent être erronées.

D'autre part, nous avons vu que la localisation des évènements obtenue au 6.3.1 est décalée vers le Nord-Est par rapport à la localisation obtenue par la société Magnitude (voir figure 6.7) qui donne les séismes centrés sur le doublet de puits PA22-PA23. Comme discuté au (6.3.1) la localisation des évènements sur le doublet de puits est plus réaliste que la localisation excentrée vers le nord-est. Il est alors légitime de se demander si cette différence de localisation est capable d'engendrer une différence dans les mécanismes au foyer qui pourrait ne pas être mise en évidence par l'incertitude de la solution focale. Cela pourrait être le cas pour les évènements localisés à une distance du doublet de puits très supérieure aux incertitudes de localisation. C'est pourquoi, nous déterminons les mécanismes au foyer des sept évènements précédents localisés sur le doublet de puits PA22-PA23, comme le montre la figure 6.38-a. La figure 6.38-b donne la comparaison entre les solutions obtenues avec la localisation trouvée au (6.3.1) (bleu) et les solutions obtenues avec une localisation centrée sur le doublet de puits. La différence est nulle pour l'évènement D pour lequel la différence de localisation est minimale. En revanche pour l'évènement A dont la différence de localisation est importante, on observe une rotation des plans nodaux entre les deux solutions mais le type de mécanisme reste le même. Notons également que la différence entre les solutions est plutôt négligeable pour les évènements E et F pour lesquels la différence de localisation est pourtant importante. Quant à l'évè-

nement G la différence de localisation est faible mais on observe une différence entre les solutions focales. Cependant, le type de mécanisme est conservé. En conclusion, la différence entre les solutions est dans l'ensemble peu significative et on n'observe pas de changement radical dans le type de mécanisme au foyer.

L'ensemble des mécanismes au foyer des 532 séismes sont représentés dans le diagramme ternaire de la figure 6.39. L'inconvénient de la représentation en diagramme ternaire est la perte de l'information sur l'azimut des plans nodaux. C'est pourquoi, pour chaque zone du diagramme, les plans nodaux et les axes P et T correspondant sont représentés sur un diagramme stéréographique. De nombreux évènements sont caractérisés par un mécanisme de type faille inverse (zones 3, 5 et 6 du diagramme ternaire). On peut également observer un nombre non négligeable d'évènements présentant un mécanisme de type normal-décrochant (zone 4). De plus les solutions obtenues présentent une très forte homogénéité dans la direction des axes P et T correspondante. Cette homogénéité se retrouve pour les solutions de la zone 5 représentant les évènements de type "dip-slip". Les failles normales ou décrochantes sont peu représentées. D'autre part, on peut remarquer que la majorité des solutions des 532 séismes présentent des plans nodaux d'orientations similaires ou proches (NE-SW à ENE-WSW et N-S à NW-SE) ce qui semble indiquer que la rupture se produit principalement sur une famille de faille.

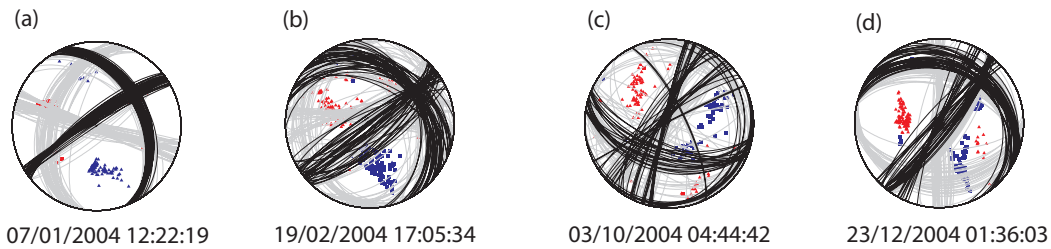


FIGURE 6.34: Exemples de diagrammes d'incertitudes de quatre mécanismes au foyer instables. Les solutions perturbées en noirs sont celles comprises dans l'intervalle de confiance défini au (3.4.1, équation 3.44) et les solutions perturbées en gris sont celles comprises à l'extérieur de cet intervalle. Les axes P (triangles rouges) et T (carrés bleus) de chaque solution perturbée sont également représentés.

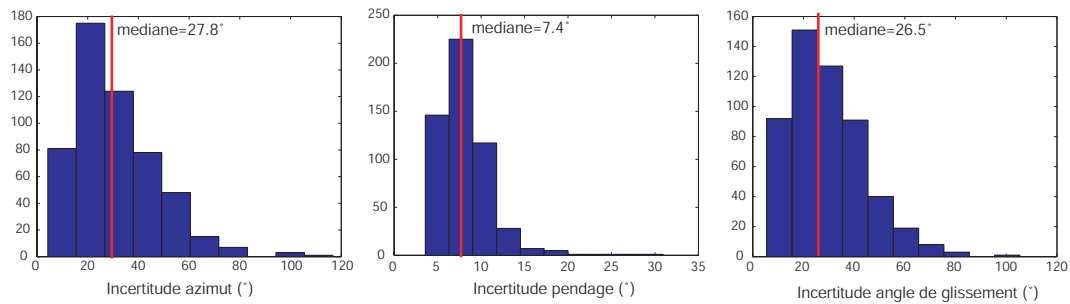


FIGURE 6.35: Histogrammes des incertitudes obtenues sur les trois angles (azimut, pendage et angle de glissement) définissant les mécanismes au foyer des 532 évènements.

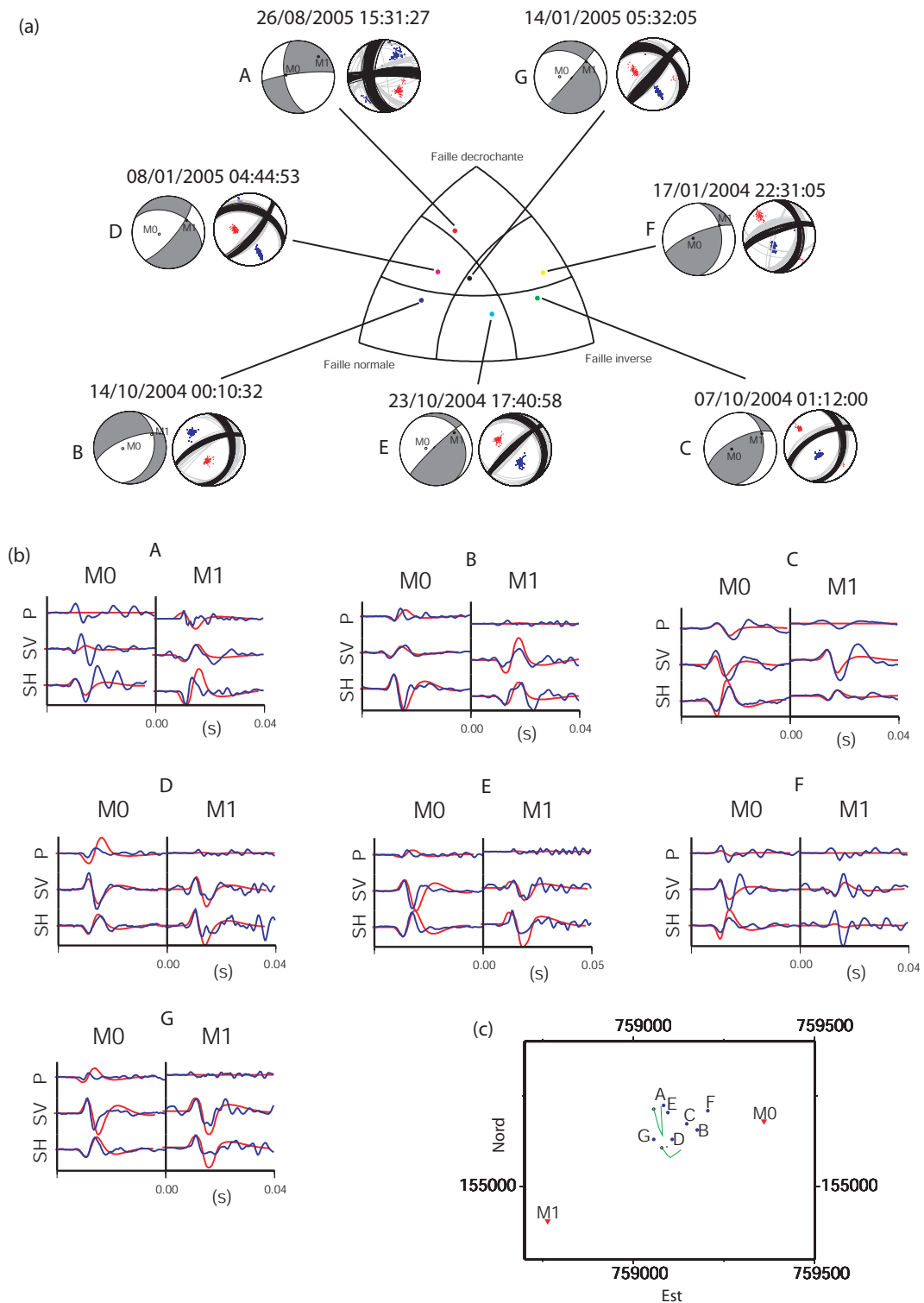


FIGURE 6.36: (a) Exemples de mécanismes au foyer obtenus et incertitudes correspondantes. Les solutions perturbées en noir sont celles comprises dans l'intervalle de confiance défini au (3.4.1, équation 3.44) et les solutions perturbées en gris sont celles comprises à l'extérieur de cet intervalle. Les axes P (triangles rouges) et T (carrés bleus) de chaque solution perturbée sont également représentés. (b) Traces observées (bleu) et modélisées (rouge) normalisées par station. (c) Carte de localisation des évènements.

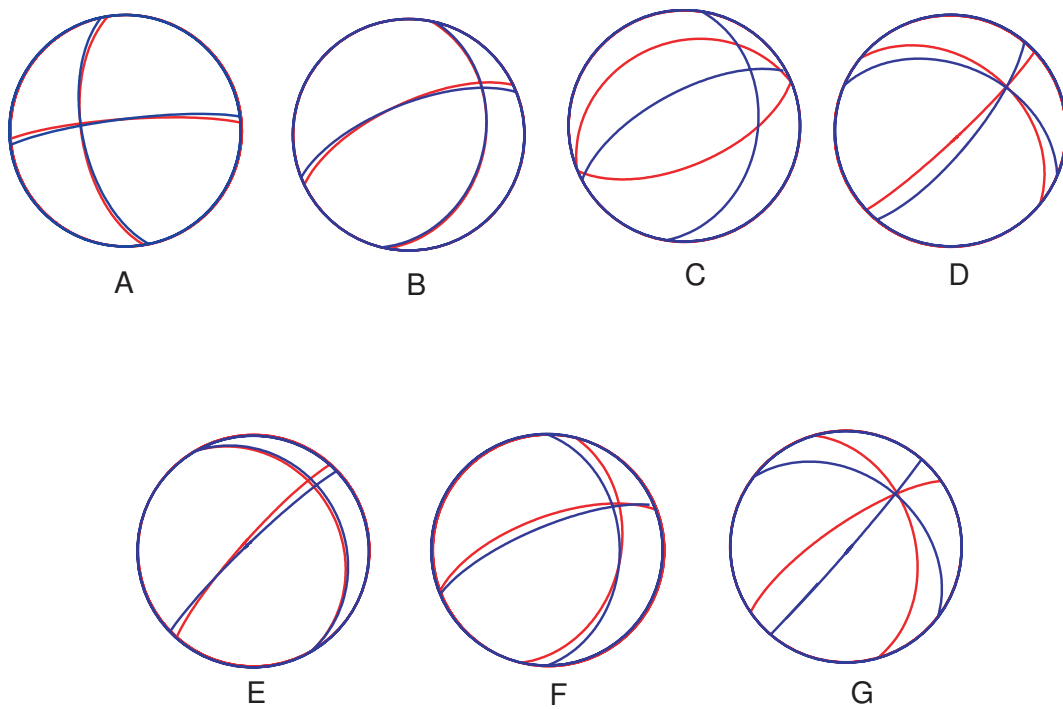


FIGURE 6.37: Comparaison entre la solution obtenue à partir d'amplitudes mesurées sur des sismogrammes non corrigés de l'anisotropie (rouge) et la solution obtenues à partir d'amplitudes mesurées sur des sismogrammes corrigés (bleu).

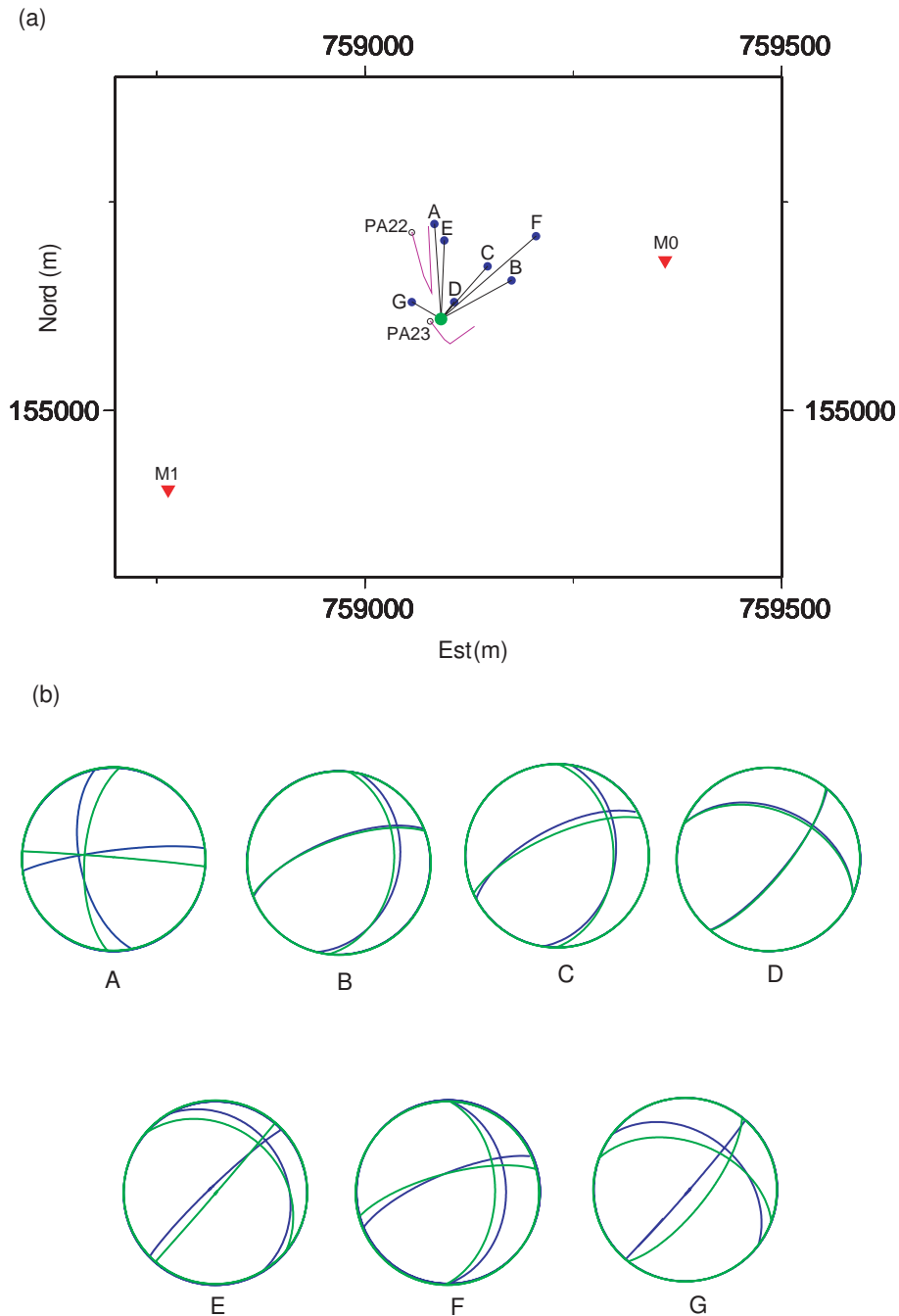


FIGURE 6.38: Carte des localisations des évènements A à G déterminées au (6.3.1) (bleu) et localisations décalées sur le doublet de puits PA22-PA23 (vert). (b) Comparaison entre la solution obtenue à partir de la localisation déterminées au (6.3.1) (bleu) et la solution obtenue à partir de la localisation décalée (vert).

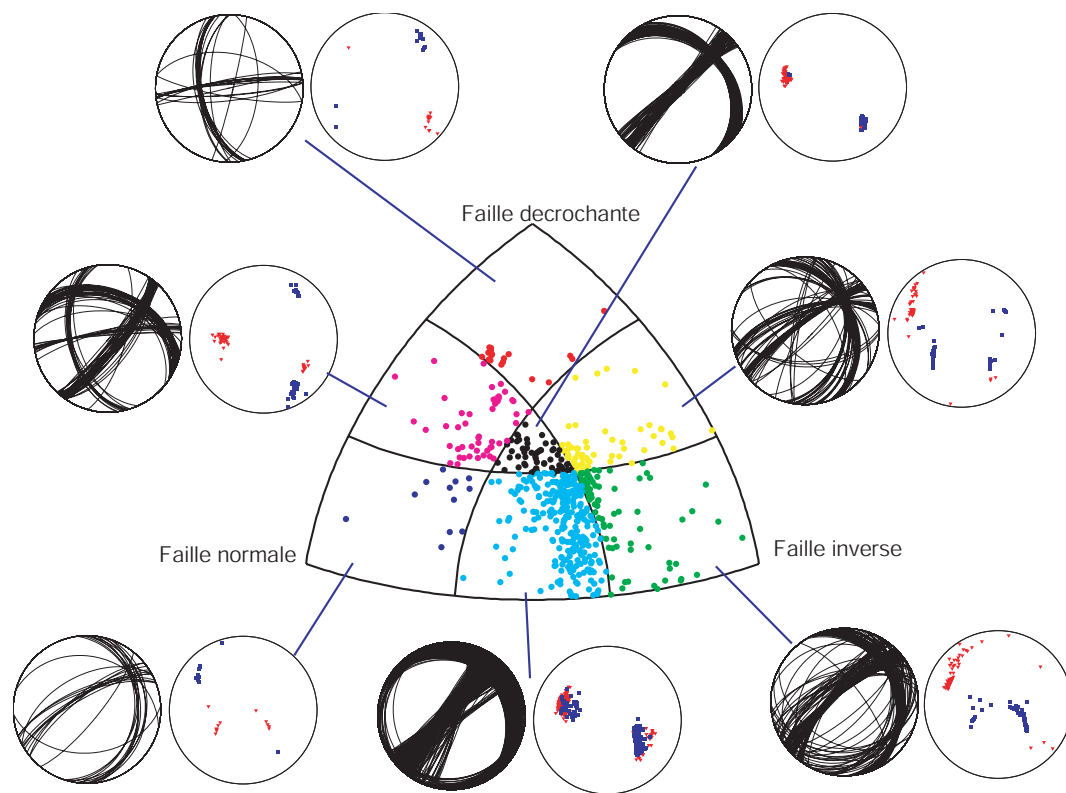


FIGURE 6.39: *Diagramme ternaire, diagramme stéréographique des plans nodaux et diagramme stéréographique des axes P (triangles rouges) et T (carrés bleus), représentant les mécanismes au foyer obtenus pour les 532 évènements.*

6.3.4.3 Evolution spatio-temporelle des mécanismes au foyer

A présent, nous regardons en détail l'évolution spatio-temporelle des mécanismes au foyer au cours des 21 mois étudiés. Cette évolution est représentée sur les cartes et les coupes perpendiculaires aux structures tectoniques du site (figures 6.40 à 6.44) par le code couleur et le diagramme ternaire explicités au 6.3.4.1. Les localisations sont celles que nous avons obtenu au 6.3.1. Chaque zone du diagramme ternaire est accompagnée d'un diagramme stéréo des solutions ce qui permet d'avoir une information sur l'azimut des plans nodaux. Chaque coupe est accompagnée d'un diagramme rose des vents représentant le pendage des plans nodaux des solutions représentées, ce qui permet la comparaison avec le pendage des structures géologiques. Le sens du pendage dépend de l'azimut du plan. Ainsi le pendage des plans d'azimut compris entre 181 et 359° sont représentés sur le diagramme rose des vents entre 0 et 90° . Les autres sont représentés entre 90 et 180° .

La période 1 (figure 6.40-a) correspondant à la période précédant la 2e inversion du puits injecteur semble dominée par deux types de séismes. Les séismes les plus profonds situés dans la série allochtone inférieure sont caractérisés par un mécanisme de type inverse-décrochant. Au contraire, les séismes plus superficiels, localisés à proximité du plan de décollement D2 sont caractérisés par un mécanisme de type dip-slip. Les plans nodaux de ces deux familles ont sensiblement les mêmes directions : NE-SW (parallèle au plan de décollement D2) et NW-SE. En ce qui concerne le pendage de ces plans, il ressort plusieurs familles dont une aux environs de 20° en accord avec le pendage du plan D2. Notons cependant que ce faible pendage ne correspond pas à des plans d'azimut perpendiculaire à celui de D2.

La corrélation entre la profondeur et le type de mécanisme pose la question

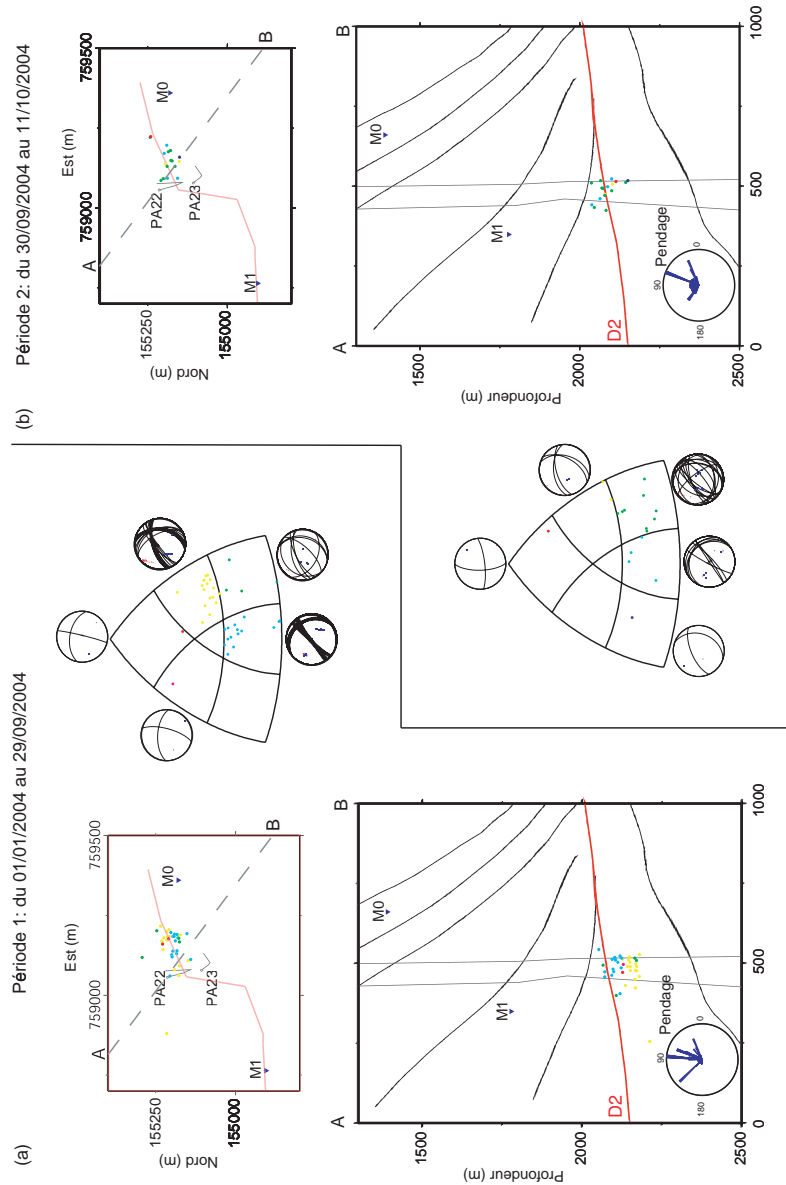


FIGURE 6.40: Carte et coupe des mécanismes au foyer pour la période 1 (a) et la période 2 (b). Le diagramme ternaire donne la signification du code couleur employé sur la carte et la coupe. Les diagrammes stéréographiques des solutions de chaque zone du diagramme ternaire sont également représentés, avec les axes P (rouge) et les axes T (bleu). La trace du décollement D2 à la profondeur de 2100m est représentée en rouge sur la carte. Le diagramme rose des vents superposé sur la coupe indique le pendage des plans nodaux de chaque solution.

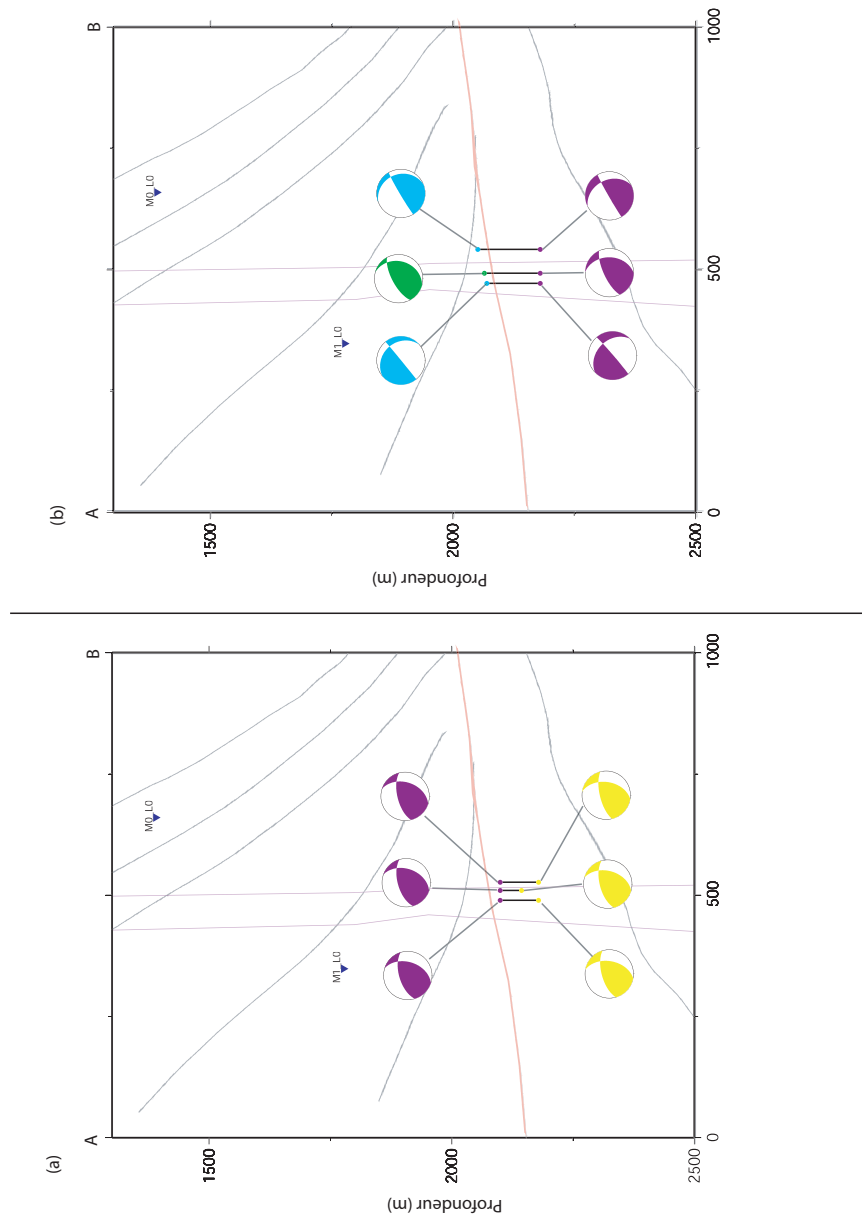


FIGURE 6.41: Comparaisons entre les mécanismes au foyer obtenus à partir des profondeurs réelles (jaune, bleu ciel et vert) et ceux obtenus avec une profondeur modifiée (violet). (a) Test avec trois événements dont le mécanisme se trouve dans la zone 6 du diagramme ternaire. (b) Test avec deux événements de la zone 5 (bleu ciel) et un événement de la zone 3 (vert).

d'un éventuel biais de la profondeur sur la détermination du mécanisme au foyer. La figure 6.41-a montre le résultat d'un test consistant à recalculer le mécanisme au foyer de trois séismes de la zone 6 du diagramme ternaire à la profondeur des évènements des zones 3 et 5. On peut observer qu'il n'y a pas de changement significatif entre les mécanismes déterminés avec les profondeurs réelles (jaune) et ceux déterminés avec la profondeur modifiée (violet). De la même façon, la figure 6.41-b montre le résultat d'un test qui consiste à recalculer le mécanisme au foyer de deux séismes de la zone 5 et d'un séisme de la zone 3 du diagramme ternaire à la profondeur des évènements de la zone 6. Là encore, on n'observe pas de variations très significatives entre les mécanismes déterminés avec les profondeurs réelles (vert et bleu ciel) et ceux déterminés avec la profondeur modifiée (violet). On peut cependant noter qu'avec la profondeur modifiée, le mécanisme vert pourrait correspondre à un mécanisme de la zone 6 (inverse-décrochant). En conclusion, la corrélation observée durant la période 1 entre la profondeur et le type de mécanisme au foyer est bien réelle et ne provient pas d'un biais dans le calcul, en tout cas pour les mécanismes des zones 5 et 6 du diagramme ternaire.

La période 2 (figure 6.40-b) qui correspond à la crise sismique mineure suivant immédiatement la deuxième inversion du puits injecteur est principalement dominée par des séismes en faille inverse localisés à la profondeur du plan de décollement D2. Il ne ressort pas de direction préférentielle des plans nodaux. En revanche, on peut observer plusieurs familles de pendage dont une en accord avec le pendage de D2.

La période 3 est subdivisée en plusieurs sous-périodes afin de rendre lisible les cartes et les coupes de sismicité. La période 3-a (du 12/10/2004 au 30/11/2004) (figure 6.42-a) correspond au début de la crise sismique majeure. Les séismes se localisent à la base du décollement D2 et sont caractérisés par des mécanismes au

foyer de type dip-slip. Comme pour la période 1, les plans nodaux se distribuent selon une direction parallèle au décollement D2 et selon une autre perpendiculaire. On observe également deux familles de pendages, une proche de la verticale et l'autre proche de l'horizontale en accord avec le pendage de D2. Cependant, comme pour les séismes de la période 1, les plans nodaux à faible pendage sont ceux dont l'azimut est perpendiculaires à l'azimut de D2.

La sismicité entre 01/12/2004 et le 14/01/2005 (période 3-b) se localise encore au niveau du décollement D2. Elle est caractérisée par deux types de mécanismes au foyer (figure 6.42-b). Le premier correspond à un mécanisme mixte oscillant entre dip-slip, faille inverse et faille inverse-décrochante comme le montre la clusterisation des points autour du sommet inférieur droit de la zone 7 sur le diagramme ternaire. Les plans nodaux des solutions se distribuent toujours selon les deux directions principales déjà observées précédemment : de même azimut que D2 mais avec un pendage quasi vertical et d'azimut perpendiculaire à celui de D2 avec un pendage faible. Le deuxième type de mécanisme au foyer correspond à des failles normales-décrochantes. On peut remarquer que les séismes caractérisés par ce mécanisme sont localisés au sud-ouest des précédents et sont plus profonds. Les plans nodaux de ces solutions se distribuent selon une NE-SW et une direction WNW-ESE.

La période 3-c (du 15/01/2005 au 28/02/2005) tout comme la période 3-d (du 01/03/2005 au 30/04/2005) est à nouveau dominée par des mécanismes de type dip-slip (figures 6.43-a et 6.43-b) localisés principalement à la profondeur du décollement D2. Pour ces deux périodes on observe toujours les deux mêmes directions préférentielles des plans nodaux (NE-SW à fort pendage et NW-SE à faible pendage).

Enfin, la période 3-e (du 01/05/2005 au 23/09/2005, figure 6.44) se caracté-

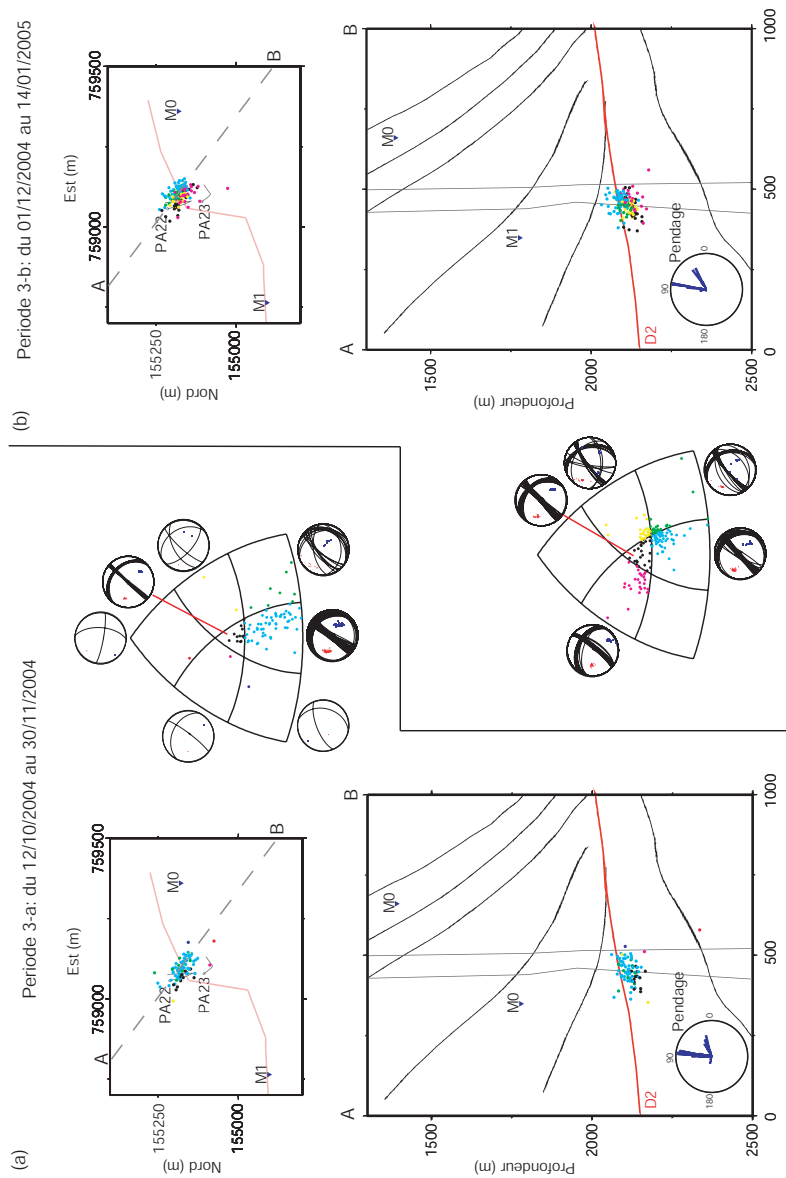


FIGURE 6.42: *Idem que la figure 6.40 mais pour la période 3 du 12/10/2004 au 30/11/2004 (a) et du 01/12/2004 au 14/01/2005 (b).*

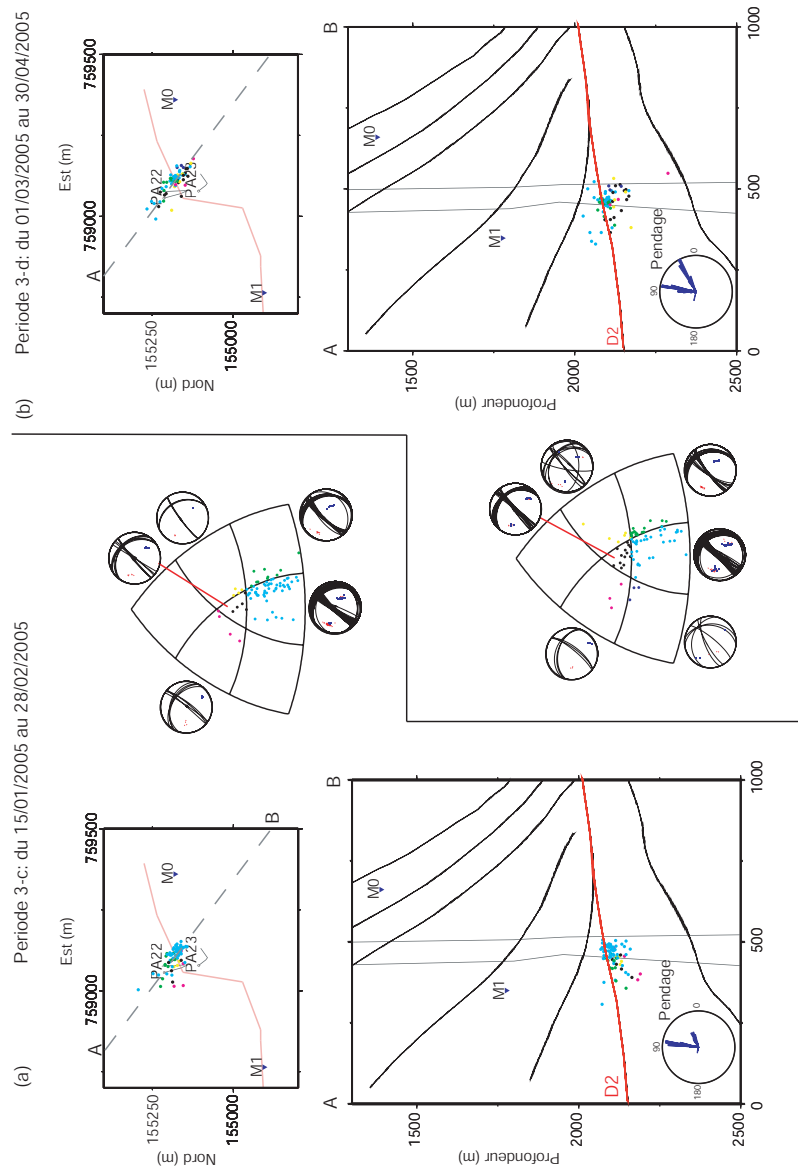


FIGURE 6.43: *Idem que la figure 6.42 mais pour la période 3 du 15/01/2005 au 28/02/2005 (a) et du 01/03/2005 au 30/04/2005 (b).*

rise par un changement significatif dans les mécanismes au foyer avec l'apparition de séismes en faille normale dans la série allochtone inférieure et de séismes en faille normale-décrochante à décrochantes dans la série allochtone supérieure. En revanche la sismicité au niveau du plan de décollement D2 est toujours caractérisée par les mêmes mécanismes au foyer de type dip-slip et inverse.

Comme pour la période 1, on peut se demander si la corrélation entre la profondeur des évènements et le type de mécanisme est réelle ou si elle ne provient pas d'un biais dans le calcul des mécanismes au foyer. Nous procédons ainsi à deux nouveaux tests. Le premier (figure 6.45-a) consiste à recalculer le mécanisme au foyer de trois évènements de la zone 2 du diagramme ternaire en utilisant la profondeur des séismes des zones 1 et 4. Les résultats ne montrent aucune différence significative entre les mécanismes obtenus à partir de la profondeur réelle (bleu) et ceux obtenus à partir de la profondeur modifiée (violet). Le deuxième test (figure 6.45-b) consiste à recalculer les mécanismes au foyer de deux évènements de la zone 1 et d'un évènement de la zone 4 du diagramme ternaire en utilisant la profondeur des évènements de la zone 2. Là encore, on n'observe aucune différence significative entre les mécanismes obtenus à partir de la profondeur réelle (rouge et rose) et ceux obtenus avec la profondeur modifiée (violet). En conclusion, la corrélation observée durant la période 3-e entre la profondeur et le type de mécanisme au foyer est bien réelle.

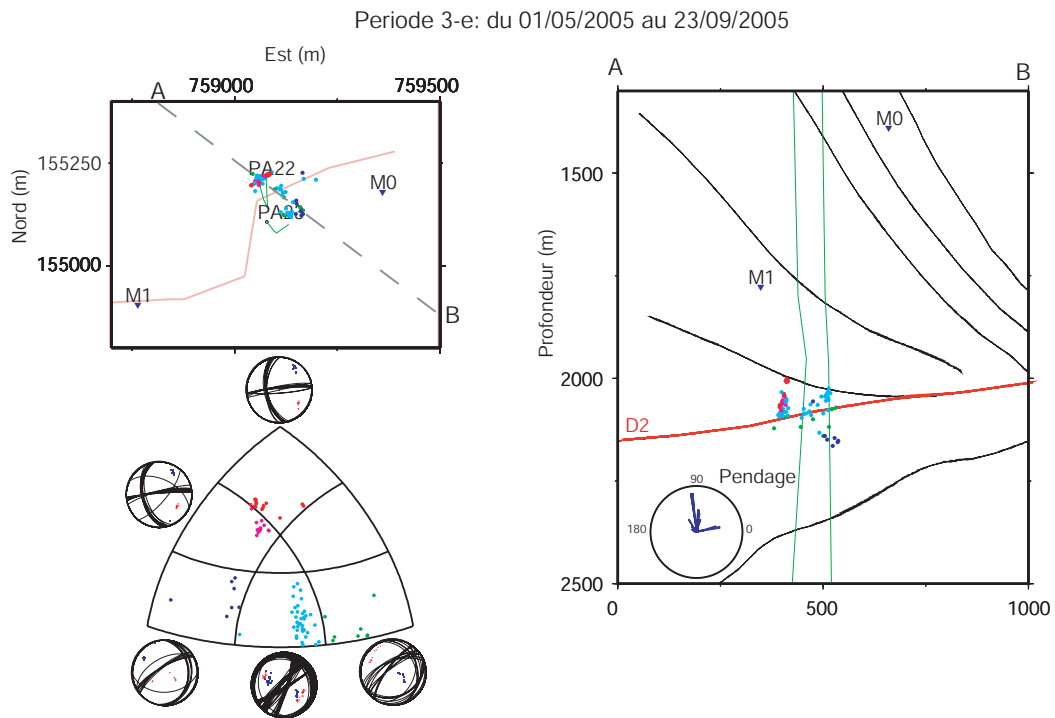


FIGURE 6.44: *Idem* que la figure 6.43 mais pour la période 3 du 01/05/2005 au 23/09/2005.

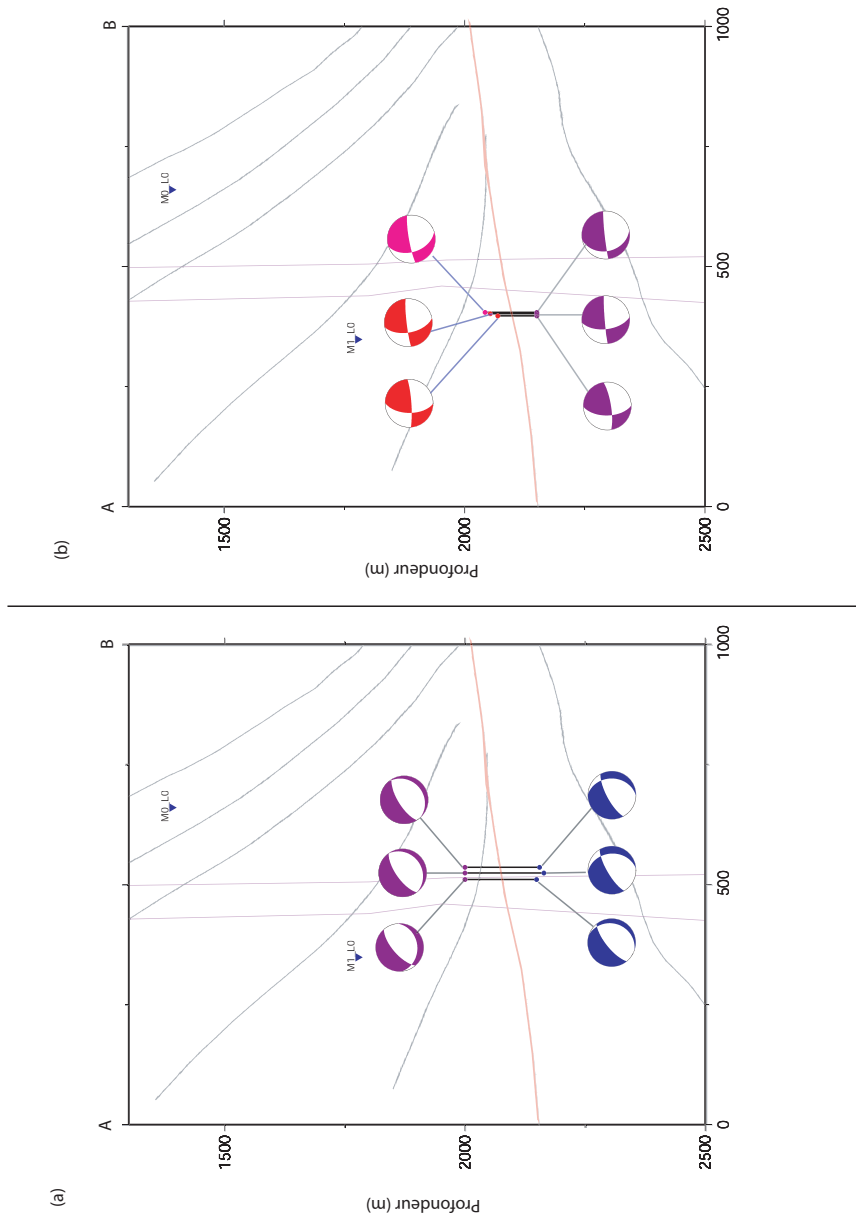


FIGURE 6.45: Comparaisons entre les mécanismes au foyer obtenus à partir de la profondeur réelle (bleu, rouge et rose) et ceux obtenus avec une profondeur modifiée (violet). (a) Test avec trois événements dont le mécanisme se trouve dans la zone 2 du diagramme ternaire. (b) Test avec deux événements de la zone 1 (rouge) et un événement de la zone 4(rose).

6.3.4.4 Moments scalaires, magnitudes et b-value

Conjointement aux mécanismes au foyer, nous avons déterminé les magnitudes des évènements selon la procédure décrite au (3.3.4). La figure 6.46 donne la magnitude obtenue conjointement au mécanisme au foyer (Mw_2) en fonction de la magnitude obtenue par inversion des spectres en déplacement (Mw_1). Les magnitudes Mw_2 s'étendent entre -1 et -2.8. Comme on le voit sur la figure, ces valeurs sont globalement plus élevées que les magnitudes Mw_1 (entre 1 et 1.5 fois importantes). Cette différence s'explique probablement par la différence entre les méthodes de calcul du moment scalaire utilisé pour le calcul de la magnitude. En particulier, l'utilisation dans le calcul de M_0 à partir du spectre, d'un coefficient de radiation moyen (équation 6.8) a peu de sens avec seulement deux stations.

La figure 6.47 montre la distribution du moment scalaire obtenu conjointement au mécanisme au foyer en fonction du rayon de la source déterminé par inversion des spectres en déplacement au (6.3.3.2). Comme à la figure 6.31-a on observe plusieurs ordres de grandeur de moment scalaire pour une même gamme de rayon de source ce qui confirme les résultats obtenus au (6.3.3.2).

Pour finir, la figure 6.48 donne la distribution des magnitudes obtenues conjointement aux mécanismes au foyer des 532 évènements pour les trois périodes de sismicité. Les b-values correspondantes confirment les b-values obtenues à partir des magnitudes déterminées par l'inversion des spectres en déplacement au (6.3.3.2). Notons que le déficit en fortes magnitudes observé durant la période 3 à la figure 6.32 n'est plus présent sur la figure 6.48. Ceci n'est pas étonnant puisque nous avons vu à la figure 6.46 que les magnitudes obtenues conjointement aux mécanismes au foyer sont globalement plus fortes que les magnitudes obtenues par inversion des spectres en déplacement. Cela montre en revanche l'extrême sensibilité des calculs de b-value lorsque l'on prend en compte les séismes de magnitudes

élevées pour lesquelles les populations d'évènements sont de quelques unités. L'erreur sur l'estimation de la magnitude peut conduire à des sur-interprétations.

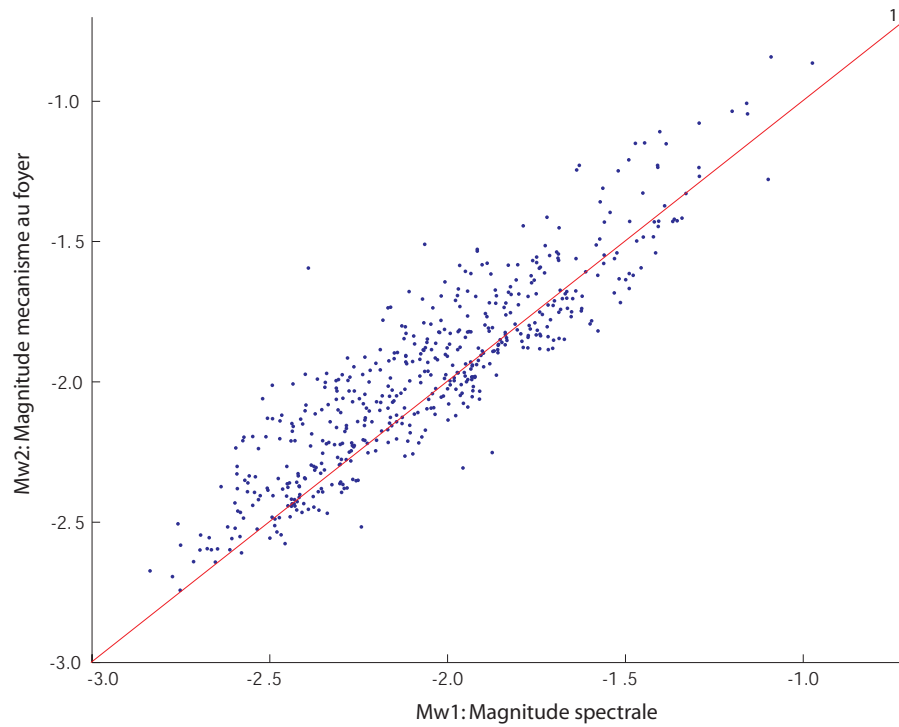


FIGURE 6.46: *Magnitude obtenue conjointement au mécanisme au foyer ($Mw2$) en fonction de la magnitude obtenue au (6.3.3.2) par l'inversion des spectres en déplacement ($Mw1$). La droite représente le rapport $Mw1/Mw2 = 1$.*

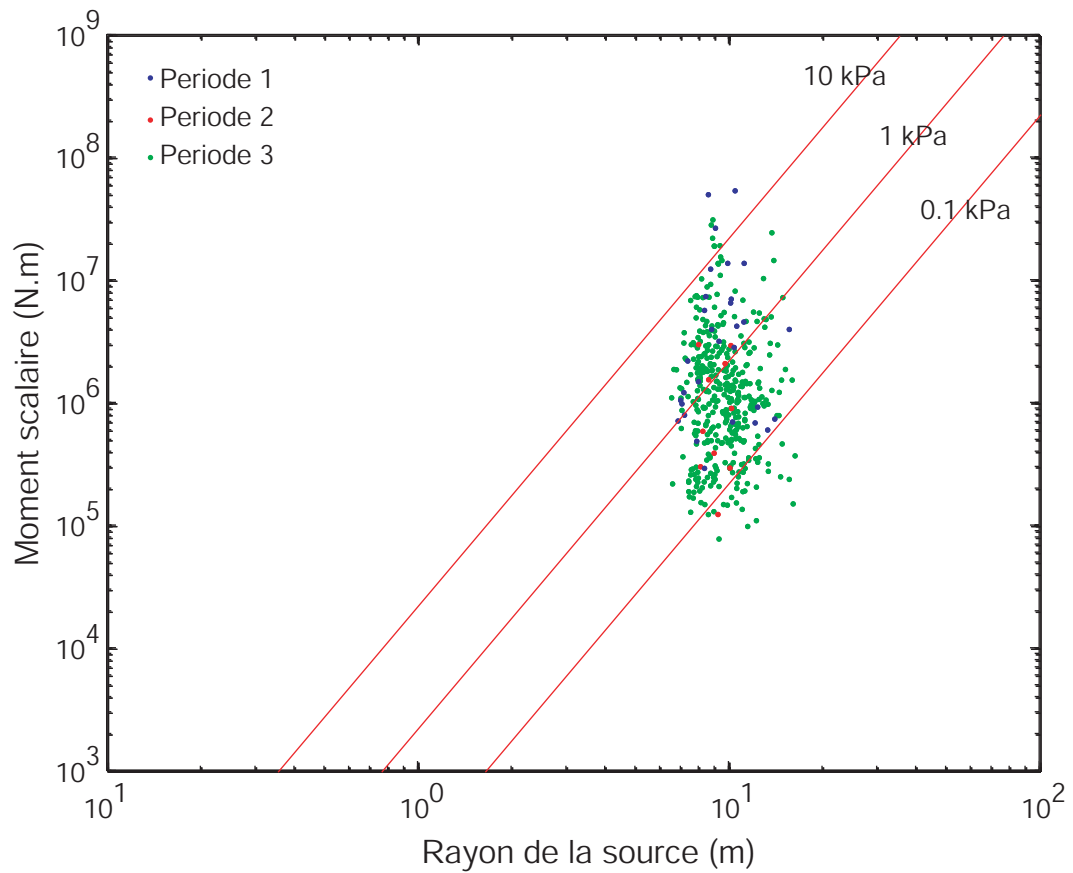


FIGURE 6.47: Valeurs du moment scalaire obtenu conjointement au mécanisme au foyer en fonction du rayon de la source obtenu par inversion des spectres en déplacement. Les trois périodes de sismicité sont représentées : période 1 en bleu, période 2 en rouge et période 3 en vert. Les droites rouges correspondent à des chutes de contrainte de 10, 1 et 0.1 kPa.

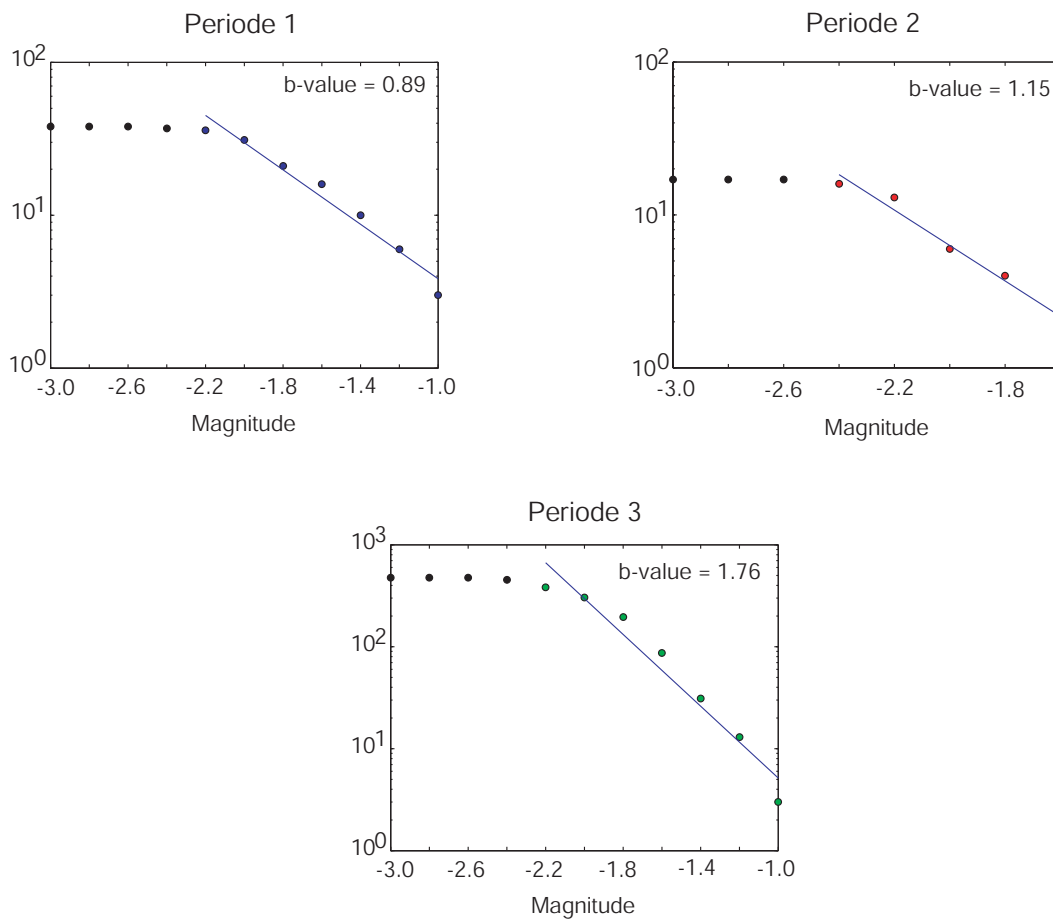


FIGURE 6.48: *Distribution des magnitudes de moment obtenues conjointement aux mécanismes au foyer et b-value obtenue par régression linéaire sur les points de la partie décroissante de la distribution, pour la période 1 (a), la période 2 (b) et la période 3 (c).*

6.3.5 Discussion

Malgré le caractère diffus de la sismicité lié à une localisation monocapteur et à un modèle de vitesse deux couches probablement trop simple par rapport à la complexité du réservoir, il est possible de mettre en évidence dans la sismicité deux phases majeures bien distinctes entre janvier 2004 et septembre 2005 (figure 6.49) :

- La première (janvier à fin septembre 2004) est caractérisée par une sismicité modérée dans la série allochtone inférieure, sous le plan de décollement D2. Cette activité sismique est induite par les opérations d'injections d'eau via le puits PA22. Notons que quelques événements se localisent au niveau du décollement D2.
- La deuxième phase de sismicité se caractérise par une activité intense localisée au niveau du décollement D2. Elle fait suite à une modification dans les opérations d'injection intervenue fin septembre 2004 et au cours de laquelle PA23 devient le puits injecteur et PA22 le puits extracteur (inversion). Cette migration de la sismicité indique que dans les jours qui suivent l'inversion du puits injecteur, une connexion s'établit entre les deux puits via le plan de décollement D2.

Une analyse préliminaire se basant uniquement sur la sismicité peut amener à la conclusion que les événements observés au niveau de D2 correspondent à des ruptures répétées sur cette structure. Cependant les mécanismes au foyer obtenus par inversion des amplitudes des ondes directes P,SV et SH correspondent dans leur grande majorité à des "dip-slip" (zone 5 du digramme ternaire, figure 6.39) c'est-à-dire à une rupture le long d'un plan sub-vertical ou sub-horizontal selon le plan nodal que l'on considère comme plan de faille. La plupart des autres mécanismes se situent à la charnière des zones 3, 5 6 et 7 du diagramme ternaire (figure

6.39) et sont très proches des mécanismes de la zone 5. Tous ces mécanismes au foyer sont caractérisés par un plan sub-vertical de direction NE-SW (plan 1) et un plan sub-horizontal de direction NW-SE (plan 2). Dans les deux cas, il y a incompatibilité avec l'azimut ou le pendage du plan de décollement D2. En effet, le plan 1 a un azimut compatible avec D2 mais pas le pendage. De la même façon, le plan 2 a un pendage compatible avec D2 mais pas le même azimut.

Ces différents éléments ne sont pas en faveur de ruptures sur le plan de décollement D2. Ils semblent au contraire indiquer des ruptures qui se produisent sur des structures secondaires de plus petites dimensions. Ces structures peuvent avoir deux géométries possibles : subhorizontales de direction NW-SE ou subverticales de direction NE-SW. Il est très peu probable qu'il s'agisse de la première géométrie car aucune structure NW-SE n'a été identifiée à Vauvert (Valette 2009, communication personnelle). En revanche, la deuxième géométrie de structure pourrait correspondre à la lithologie de la zone sismogène. Cette lithologie est caractérisée par une alternance de bancs de halite pure et de bancs de roches insolubles. Ces derniers sont constitués par une alternance de lits d'anhydrites et d'argiles et de fins lits de halite (Valette, 1991). Les bancs d'anhydrites identifiés sont représentés sur les coupes de la figure 6.49. Les bancs de la série allochtone supérieure sont subverticaux à proximité du décollement D2 tout comme les bancs de la série allochtone inférieure. La sismicité observée pourrait ainsi être expliquée par de possibles glissements bancs sur bancs dans les insolubles. Ces glissements seraient favorisés par la présence des lits de halite intercalés qui joueraient le rôle de couches savons entre les lits d'anhydrites et d'argiles.

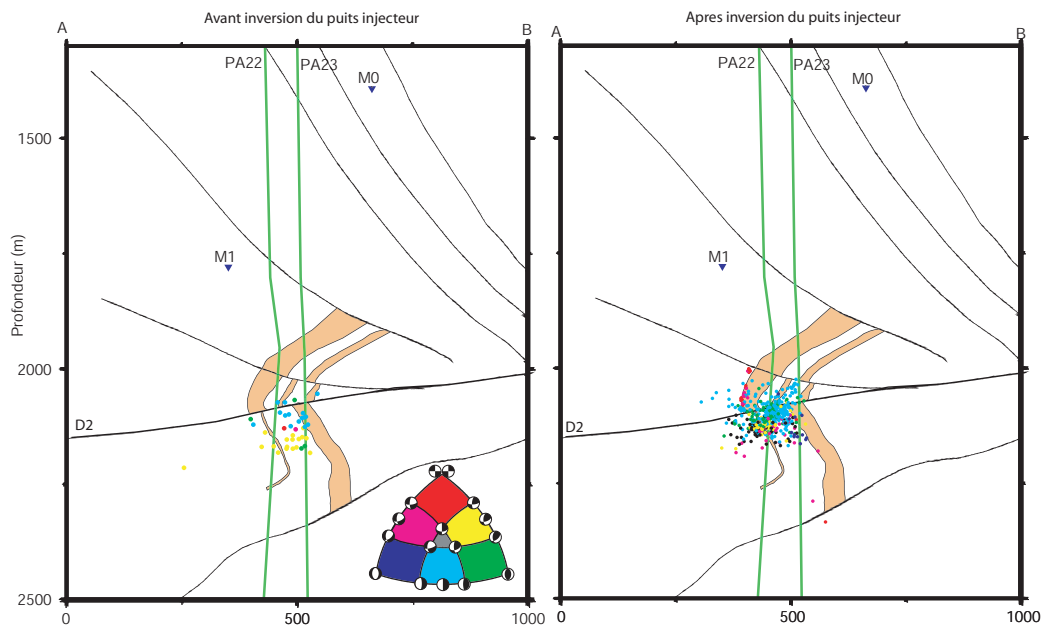


FIGURE 6.49: *Sismicité induite avant et après l'inversion du puits injecteur. La couleur des évènements correspond au type de mécanisme au foyer indiqué dans le diagramme ternaire.*

Ces résultats et hypothèses nous permettent d'établir le scénario suivant illustré dans la figure 6.50. Avant l'inversion du puits injecteur, la sismicité se localise dans la série allochtone inférieure. Les opérations de lessivage conduisent à la formation de cavités cylindriques. Ces cavités recoupent les deux bancs d'insolubles identifiés dans la série allochtone inférieure. Le lessivage continu dissout les parois des cavités ce qui induit des instabilités qui se traduisent par des ruptures bancs sur bancs dans les insolubles. Après l'inversion du puits injecteur, l'eau est drainée par le décollement D2 jusqu'au puits PA22. Les couches de sel autour du décollement D2 sont lessivées ce qui conduit à la formation d'une cavité. Le lessivage en continu induit des instabilités au toit de la cavité qui se traduisent par des ruptures bancs sur bancs dans les insolubles. Ce scénario invoque donc le même mécanisme de rupture pour les séismes induits avant et après l'inversion du puits injecteur.

La différence de fréquence des évènements avant et après l'inversion du puits injecteur peut s'expliquer par la position des bancs d'insolubles par rapport aux cavités mais aussi par la surface des zones d'instabilité. Avant l'inversion, les séismes ont lieu dans les insolubles qui se situent aux parois des cavités. Après l'inversion, les bancs d'insolubles dans lesquels se produisent les séismes se situent au toit de la cavité formée par le lessivage du sel autour de D2, ce qui est relativement plus instable et se traduit donc par une sismicité plus importante. De plus, l'extension de cette cavité et donc de la zone d'instabilité augmente au cours du temps. La perturbation de contrainte par le lessivage reste la même mais se produit sur une plus grande surface. Les séismes de petite magnitude sont donc plus nombreux. C'est d'ailleurs cette augmentation du nombre de petits séismes qui pourrait expliquer la différence entre les b-values obtenues avant (0.89) et après (1.76) l'inversion du puits injecteur. Dans ce cas, la b-value ne serait donc pas reliée à une augmentation de la pression des fluides.

En revanche, ce scénario ne permet pas d'expliquer certains résultats que nous avons obtenus précédemment. Tout d'abord la détermination des mécanismes au foyer a mis en évidence une minorité de séismes en faille normale ou normale-décrochante (zones 2 et 4 du diagramme ternaire, figure 6.39) et en décrochement (zone 1). Les mécanismes en faille normale présentent un plan nodal subvertical de direction NE-SW et les séismes correspondant semblent se localiser à la base de l'essaim de sismicité. Ces évènements pourraient être compatibles avec des ruptures dans les bancs d'insolubles à la base de la cavité. Ensuite quelques mécanismes en faille décrochante apparaissent à la fin de la période étudiée. Les deux plans nodaux de ces mécanismes sont subverticaux mais sont orientés N-S et E-W, ce qui n'est pas compatible avec la direction de la lithologie. Il est donc difficile d'expliquer ces évènements par des ruptures dans les bancs d'insolubles.

Peut être s'agit-il de mouvements sur des failles mineures non identifiées et qui correspondent à un rééquilibrage des contraintes de la zone de dissolution.

Il est important de noter que le caractère diffus de la sismicité ne permet pas de confirmer ou d'infirmer le scénario proposé. En effet, une localisation plus fine permettrait de faire ressortir d'éventuels alignements de séismes avec les bancs d'anhydrites identifiés. Mais pour cela, il serait nécessaire d'installer des capteurs supplémentaires afin de caractériser plus précisément le modèle de vitesse du réservoir mais également d'obtenir des localisations plus précises des séismes, avec éventuellement l'utilisation de méthodes relatives comme les doubles-différences. D'autre part, on voit que si la localisation des séismes et surtout les mécanismes au foyer sont une information importante, ils ne peuvent être interprétés qu'avec une connaissance des structures géologiques assez précises de la zone active.

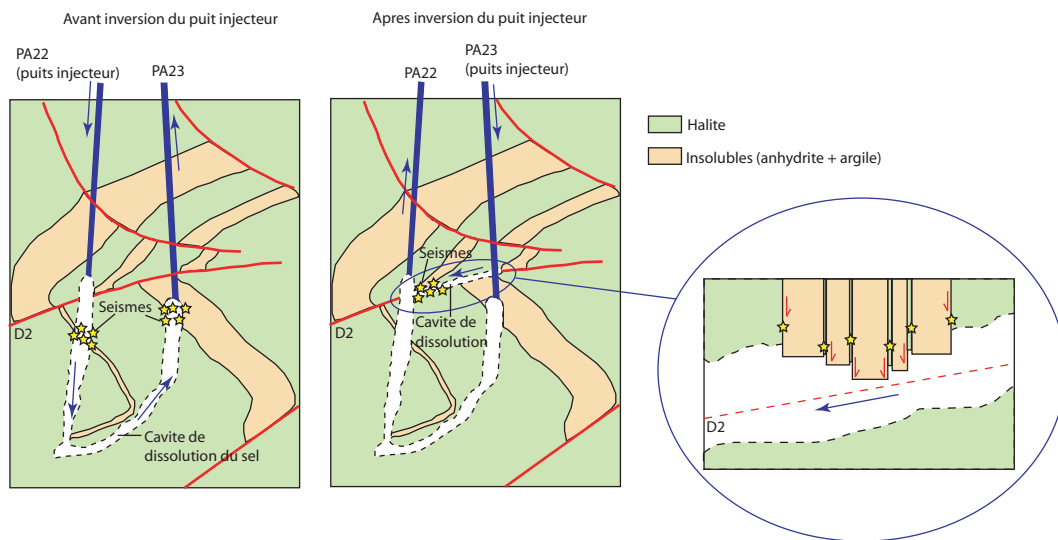


FIGURE 6.50: Coupes schématicque expliquant la sismicité observée à Vauvert avant et après l'inversion du puits injecteur. Les flèches bleues indiquent le sens de circulation de l'eau injectée.

Chapitre 7

Conclusion

Ce travail de thèse a été consacré au développement d'une méthode de détermination d'un mécanisme au foyer et à son application au traitement des données acquises lors d'écoutes microsismiques de réservoirs géologiques par la société Magnitude. Jusqu'à présent, le traitement de ces données était dans la plupart des cas limité à la localisation des séismes induits permettant ainsi de résoudre les structures actives dans un réservoir. Des analyses plus fines des données étaient donc nécessaires afin de mieux valoriser les surveillances menées par la société Magnitude, et de progresser dans la caractérisation et la compréhension de la sismicité induite par l'exploitation d'un réservoir. En cela, la détermination des mécanismes au foyer des séismes induits permet d'apporter des réponses sur les processus de fracturation. La principale limite à la détermination d'un mécanisme au foyer en contexte de réservoir est le nombre réduit de stations. De ce fait, la méthode d'inversion des polarités des ondes P utilisée classiquement en sismologie et qui nécessite un nombre élevé de stations, n'est pas applicable. Il a donc été envisagé d'utiliser des méthodes plus élaborées faisant appel à la modélisation de la forme d'onde.

Le premier objectif de ce travail consistait donc à l'implémentation d'une méthode de détermination d'un mécanisme au foyer à partir de peu de capteurs (chapitre 3). Pour cela, nous avons choisi d'inverser les amplitudes des ondes directes P, SV et SH ce qui est une utilisation minimale de la forme d'onde mais qui néanmoins permet de contraindre la solution focale avec un nombre réduit de données. Nous avons souhaité développer une méthode applicable aussi bien à la sismicité induite en contexte de réservoir ou minier, qu'à la sismicité naturelle locale. C'est pourquoi, notre méthode permet au choix de calculer les paramètres du plan de faille ϕ_s , δ et λ (azimut, pendage et angle de glissement) décrivant un mécanisme au foyer double-couple (rupture en pur cisaillement) ou bien le tenseur général des moments permettant ainsi de déterminer une éventuelle composante non double-couple dans la rupture. Comme nous travaillons sur les amplitudes absolues, notre méthode permet de calculer simultanément le moment scalaire et la magnitude.

Le problème direct de l'inversion consiste en une modélisation des amplitudes des ondes directes P, SV et SH. Nous avons pour cela implémenté un calcul de sismogrammes synthétiques dans un milieu à couches planes en utilisant la théorie des rais (Aki and Richards, 1980).

Le problème inverse est résolu par une méthode d'inversion non linéaire de type Monte Carlo par chaîne de Markov qui est plus robuste qu'une inversion linéaire et plus rapide qu'une recherche systématique. Pour cela nous avons développé un algorithme intermédiaire entre un algorithme de Metropolis (Metropolis et al., 1953) et un algorithme de Recuit Simulé (Kirkpatrick et al., 1983).

Nous avons également développé un calcul de l'incertitude associée au mécanisme au foyer. Ce calcul prend en compte le bruit des sismogrammes qui fausse

la mesure des amplitudes P, SV et SH ainsi que l'incertitude associée à la localisation de la source. Le calcul tient compte également du caractère aléatoire de l'inversion qui produit de petites variations dans la solution d'une inversion à une autre.

Nous avons ensuite appliqué notre méthode sur quatre évènements du réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts (chapitre 4). Nous avons dans un premier temps cherché à déterminer les mécanismes double-couple. Pour cela nous avons dû d'abord démontrer que l'utilisation d'un modèle double-couple pour décrire la rupture sismique dans un réservoir est une approximation valable si la proportion de non double-couple est faible. Les mécanismes au foyer que nous avons obtenus sont en accord avec ceux déterminés par Charlety et al. (2007). Dans un deuxième temps, nous avons déterminé le tenseur des moments complet (chapitre 5). L'inversion a convergé pour trois des quatre séismes. Les solutions montrent une faible proportion de composante non double-couple variant de 10 à 30 % ce qui est en accord avec les résultats de Horálek et al. (2009). D'autre part, la partie double-couple des tenseurs des moments sont similaires aux mécanismes au foyer double-couple, ce qui indique a posteriori que l'approximation d'un modèle double-couple est valable dans ce cas.

Le deuxième objectif de cette thèse consistait à définir et étudier les paramètres influençant la détermination d'un mécanisme au foyer. Nous avons tout d'abord testé l'influence du nombre de stations sur la détermination d'un mécanisme au foyer double-couple (chapitre 4). Les tests ont été réalisés sur les quatre séismes de Soultz-sous-Forêts. Les résultats ont montré que les mécanismes au foyer sont retrouvés de manière stable jusqu'à un nombre minimum de trois stations 3-composantes et ce pour la majorité des combinaisons de stations testées. Avec deux stations, on observe une variabilité de la solution d'une combinaison de

station à une autre mais le type de mécanisme au foyer reste le même. Les tests ont aussi montré que la fiabilité de la détermination dépend de la configuration du réseau de stations utilisé.

Les mêmes tests ont été réalisés pour la détermination du tenseur général des moments (chapitre 5), mais sur des données synthétiques seulement. Les résultats obtenus permettent de conclure que la solution est correctement retrouvée jusqu'à un nombre minimal de trois stations 3-composantes.

Ces travaux ont également confirmé que l'incertitude sur la localisation d'un événement influence la détermination du mécanisme au foyer. Dans le cas du tenseur des moments, cette incertitude influe sur la détermination de la proportion de non double-couple. Nous avons montré par des tests synthétiques que l'incertitude de localisation de l'évènement pouvait introduire du non double-couple fictif dans le mécanisme au foyer.

La principale conclusion que l'on peut tirer de ces tests est que la détermination de la partie non-double-couple d'un mécanisme au foyer est plus sensible à la fois au nombre de stations et à la localisation du séisme que la détermination d'un simple double-couple et ce à cause du plus grand nombre de paramètres à déterminer dans chaque cas. Il est très important de noter que la détermination de la partie non double-couple ne peut se faire que si le modèle de vitesse est connu précisément. Dans le cas contraire, on s'expose à avoir des localisations de séismes avec une erreur importante et par conséquent calculer une proportion de non double-couple erronée. D'autre part, la présence d'anisotropie dans le milieu est également responsable de la détermination de non double-couple fictif (e.g. Roessler et al., 2004; Vavričuk et al., 2008). Il est donc primordial de caractériser précisément le milieu de propagation avant d'essayer de déterminer la proportion de non double-couple d'un séisme, d'autant plus que ce paramètre peut se révéler

être un outil important dans la quantification de la perméabilité d'un réservoir.

Le troisième objectif de ce travail de thèse était l'application de la méthode de calcul de mécanisme au foyer à un jeu de données de sismicité induite dans un réservoir surveillé par la société Magnitude (chapitre 6). Le site retenu a été la saline de Vauvert dans le département du Gard. Ce site dispose d'un réseau de surveillance permanent constitué de deux stations 3-composantes dans deux puits mais les localisations des événements ne peuvent être effectuées qu'à partir d'une seule station.

Nous avons dans un premier temps réalisé une étude sur 15 séismes enregistrés durant le déploiement temporaire d'une antenne de quatre capteurs 3-composantes dans un troisième puits. Ceci nous a permis de calculer les mécanismes au foyer à partir de l'antenne et des deux stations permanentes et de les comparer avec les mécanismes au foyer calculés seulement à partir des deux stations permanentes. A cause du très petit nombre de stations permanentes, seule la détermination de mécanismes au foyer double-couple est possible. La comparaison montre que les mécanismes au foyer sont identiques pour les séismes situés entre les deux stations permanentes. Ce résultat nous a donc permis de conclure qu'il était possible, sur ce site de Vauvert, de déterminer le mécanisme au foyer double couple à partir des deux stations permanentes, mais seulement pour les séismes localisés entre ces deux stations.

Dans un deuxième temps, nous avons étudié le jeu de données d'un essaim de sismicité, sur une période de 21 mois. Les inversions des spectres d'amplitude du déplacement de ces enregistrements ont permis de déterminer des dimensions de source de l'ordre de 10m pour des magnitudes s'échelonnant entre -3 et -1. Les mécanismes au foyer double-couple ont été déterminés pour 532 événements. La majorité des mécanismes obtenus indiquent une rupture le long de fractures

verticales NE-SW (“dip-slip”). Nous avons interprété ces résultats comme de probables ruptures le long des plans stratigraphiques des bancs d’insolubles intercalés dans la formation de sel. Cependant, à cause de la localisation monocapteur et de l’utilisation d’un modèle de vitesse probablement trop simple par rapport à la complexité du milieu de propagation, il n’est pas possible d’obtenir une localisation fine de la sismicité qui pourrait éventuellement mettre en évidence des alignement de séismes avec les bancs d’insolubles, et permettre de confirmer ou d’infirmer le scénario proposé. Là encore, la principale conclusion de cette étude est la nécessité de faire un effort sur la caractérisation du milieu de propagation (tomographie) et sur la localisation des évènements. Et cela ne peut passer que par le déploiement de stations supplémentaires.

L’application de notre méthode de détermination de mécanisme au foyer sur 532 évènements de la Saline de Vauvert, a nécessité de longues heures de mesure manuelles des amplitudes. Il n’est donc techniquement pas envisageable dans ces conditions de procéder à une détermination en temps réel du mécanisme au foyer. Ce passage au temps réel nécessitera avant tout le développement d’un algorithme de mesure automatique des amplitudes (tout en corrigeant de l’anisotropie) ou bien l’utilisation de la forme d’onde complète. D’autre part, les signaux des données réelles que nous avons traitées dans ce travail de thèse étaient relativement simples. Il est clair que ce n’est pas le cas pour tous les sites de sismicité induite. Une évolution du problème directe de notre méthode sera donc nécessaire afin de prendre en compte les milieux de propagation complexes (milieux à couches pentées, milieux 3D).

Bibliographie

- Abercrombie, R., (1995). Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5-km depth, *J. Geophys. Res.*, **100**(B12), 24015–24036.
- Aki, K. and Richards, P., (1980). *Quantitative seismology : Theory and Methods*, W. H. Freeman and co., San Francisco, CA.
- Anderson, D. and Hart, R., (1978). Attenuation models of the earth, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **16**(4), 289–306.
- Ando, M., Ishikawa, Y., and Yamazaki, F., (1983). Shear wave polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan, *J. Geophys. Res.*, **88**(B7), 5850–5864.
- Auger, E., D’Auria, L., Martini, M., and Chouet, B., (2006). Real-time monitoring and massive inversion of source parameters of very long period signals : an application to Stromboli volcano, Italy, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L04301.
- Bardainne, T., (2005). *Etude de la sismicité de Lacq et analyse des formes d’ondes par décomposition en chirplets*, PhD thesis, Pau : Université de Pau et des Pays de l’Adour.
- Bardainne, T., Dubos-Sallée, N., Sénéchal, G., Gaillot, P., and Perroud, H.,

- (2008). Analysis of the induced seismicity of the Lacq gas field (Southwestern France) and model of deformation, *Geophys. J. Int.*, **172**, 1151–1162.
- Baria, R., Baumgartner, J., Gérard, A., Jung, R., and Garnish, J., (1999). European HDR research programme at Soultz-sous-Forêts (France) 1987-1996, *Geothermics*, **28**, 655–669.
- Bohnhoff, M., Baisch, S., and Harjes, H.-P., (2004). Fault mechanisms of induced seismicity at the superdeep German Continental Deep Drilling Program (KTB borehole and their relation to fault structure and stress field, *J. Geophys. Res.*, **109**, B02309. doi :101029/2003JB002528.
- Boore, D. and Boatwright, J., (1984). Average body-wave radiation coefficients, *Bull. seism. Soc. Am.*, **74**, 1615–1621.
- Bouchon, M., (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. seism. Soc. Am.*, **71**, 959–971.
- Brune, J., (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997–5009.
- Carpenter, E. and Flinn, E., (1965). Attenuation of teleseismic body waves, *Nature*, **207**, 745.
- Charlety, J., Cuenot, N., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., and Frogneux, M., (2007). Large earthquakes during hydraulic stimulations at the geothermal site of soultz-sous-forêts, *Int. J. Rock Mech. and Min. Sci.*, **44**, 1091–1105.
- Chouet, B., (2003). Volcano seismology, *Pure and Applied Geophysics*, **160**, 739–788.

- Clouser, R., (1992). Estimating the hypocenter and mechanism of the August 15, 1991 Centre Hall, Pennsylvania earthquake using single-station data, *Seismol. Res. Lett.*, **63**(4), 541–555.
- Console, R. and Rosini, R., (1998). Non-double-couple microearthquakes in the geothermal field of Lardello, central Italy, *Tectonophysics*, **289**, 203–220.
- Cornet, F. and Jianmin, Y., (1995). Analysis of induced seismicity for stress field determination and pore pressure mapping, *Pure and Applied Geophysics*, **145**, 677–700.
- Cornet, F., Helm, J., Poitrenaud, H., and Etchecopar, A., (1997). Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections, *Pure and Applied Geophysics*, **150**, 563–583.
- Coutant, O., (1989). *Program of numerical simulation AXITRA*, Research report, LGIT, Grenoble.
- Crampin, S., (1981). A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic media, *Wave Motion*, **3**, 343–391.
- Cuenot, N., Charlety, J., Dorbath, L., and Haessler, H., (2006). Faulting mechanisms and stress regime at the European HDR site of Soultz-sous-Forêts, France, *Geothermics*, **35**, 561–575.
- Cuenot, N., Dorbath, C., and Dorbath, L., (2008). Analysis of the microseismicity induced by fluid injection in the EGS site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France : implication for the characterization of geothermal reservoir properties, *Pure and Applied Geophysics*, **165**, 797–828.

- Dahm, T., (1996). Relative moment tensor inversion based on ray theory : theory and synthetic tests, *Geophys. J. Int.*, **124**, 245–257.
- Dahm, T., Manthei, G., and Eisenblatter, J., (1999). Automated moment tensor inversion to estimate source mechanisms of hydraulically induced microseismicity in salt rock, *Tectonophysics*, **306**, 1–17.
- Delouis, B. and Legrand, D., (1999). Focal mechanism determination and identification of the fault plane of earthquakes using only one or two near-source seismic recordings, *Bull. seism. Soc. Am.*, **89**(6), 1558–1574.
- Deshayes, P., (2008). *Tomographie en vitesse et en atténuation de la zone de subduction au Chili central - ouest de l'Argentine (29S-34S) à partir de données sismologiques locales : apport à l'étude de la composition minéralogique*, PhD thesis, Nice : Université de Nice-Sophia Antipolis.
- Dziewonski, A., Chou, T.-A., and Woodhouse, J., (1981). Determination of earthquake source parameters from wave-form data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825–2852.
- Elkibbi, E. and Rial, J., (2005). The Geysers geothermal field : results from shear-wave splitting analysis in a fractured reservoir, *Geophys. J. Int.*, **162**, 1024–1035.
- Eshelby, J., (1957). The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, *Proc. R. Soc. London A*, **241**, 376–396.
- Fehler, M., (1989). Stress control of seismicity patterns observed during hydraulic fracturing experiments at the Fenton Hill hot dry rock geothermal energy site, New Mexico, *Int. J. Rock. Mech. Mining Sci. Geomech. Abstr.*, **26**, 211–219.

- Fehler, M. and Phillips, W., (1991). Simultaneous inversion for Q and source parameters of microearthquakes accompanying hydraulic fracturing in granitic rock, *Bull. seism. Soc. Am.*, **81**(2), 553–575.
- Fischer, T., Hainzl, S., Eisner, L., Shapiro, S., and Calvez, J. L., (2008). Microseismic signatures of hydraulic fracture growth in sediment formations : observations and modeling, *J. Geophys. Res.*, **113**, B02307.
- Fortier, E., (2005). *Arkema Vauvert rapport de synthèse du 23/09/1992 au 31/12/2004*, Société Magnitude Rapport Interne.
- Frohlich, C., (1994). Earthquakes with non-double-couple mechanisms, *Science*, **264**, 804–809.
- Gibowicz, S., Young, R., Talebi, S., and Rawlence, D., (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. seism. Soc. Am.*, **81**(4), 1157–1182.
- Grasso, J. and Wittlinger, G., (1990). Ten years of seismic monitoring over a gas field, *Bull. seism. Soc. Am.*, **80**(2), 450–473.
- Gutenberg, B. and Richter, C., (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **34**, 185–188.
- Hanks, T. and Kanamori, H., (1979). A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2348–2350.
- Hardebeck, J. and Shearer, P., (2003). Using S/P amplitude ratios to constrain focal mechanisms of small earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **93**(6), 2434–2444.

- Hasegawa, H., Wetmiller, R., and Gendzwill, D., (1989). Induced seismicity in mines in Canada - An overview, *Pure and Applied Geophysics*, **129**, 423–453.
- Haskell, N., (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. seism. Soc. Am.*, **54**(6), 1811–1841.
- Healy, J., Rubey, W., Griggs, D., and Raleigh, C., (1968). The Denver earthquakes, *Science*, **161**(3848), 1301–1310.
- Heaton, T., (1982). Tidal triggering of earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **72**(6), 2181–2200.
- Horálek, J., Dorbath, L., Jechumtálová, Z., and Šílený, J., (2009). Source mechanisms of micro-earthquakes induced in hydraulic fracturing experiment at the HDR site Soultz-sous-Forêts (Alsace) in 2003 and their temporal and spatial variations, *Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly*, **11**, EGU2009–14008.
- House, L. and Flores, R., (2002). Seismological studies of a fluid injection in sedimentary rocks, East Texas, *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 371–401.
- Hudson, J., (1981). Wave speeds and attenuation of elastic waves in materials containing cracks, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **64**, 133–150.
- Hudson, J., Pearce, R., and Rogers, R., (1989). Source type plot for inversion of the moment tensor, *J. Geophys. Res.*, **94**, 765–774.
- Jechumtálová, Z. and Šílený, J., (2005). Amplitude ratios for complete moment tensor retrieval, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L22303.
- Jost, M. and Herrmann, R., (1989). A student's guide to and review of moment tensors, *Seismol. Res. Lett.*, **60**(2), 37–57.

- Jost, M., Busselberg, T., Jost, O., and Harjes, H.-P., (1998). Source parameters of injection-induced microearthquakes at 9 km depth at the ktb deep drilling site, germany, *Bull. seism. Soc. Am.*, **88**(3), 815–832.
- Julian, B., (1986). Analysing seismic-source mechanisms by linear-programming methods, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **84**, 431–443.
- Julian, B. and Foulger, G., (1996). Earthquake mechanisms from linear-programming inversion of seismic-wave amplitude ratios, *Bull. seism. Soc. Am.*, **86**(4), 972–980.
- Julian, B., Miller, A., and Foulger, G., (1998). Non-double-couple earthquakes 1 : theory, *Rev. Geophys.*, **36**, 525–549.
- Kagan, Y., (2005). Double-couple earthquake focal mechanism : random rotation and display., *Geophys. J. Int.*, **163**, 1065–1072.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H., (1991). Inversion of complex body waves - III, *Bull. seism. Soc. Am.*, **81**(6), 2335–2350.
- Kim, S. and Kraeva, N., (1999). Source parameter determination of local earthquakes in Korea using moment tensor inversion of single station data, *Bull. seism. Soc. Am.*, **89**(4), 1077–1082.
- Kirkpatrick, S., Gelatt, C., and Vecchi, M., (1983). Optimization by simulated annealing, *Science*, **220**(4598), 671–680.
- Knopoff, L. and Randall, M., (1970). The compensated linear vector dipole : A possible mechanism for deep earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4957–4963.
- Kolář, P., (2000). Two attempts of study of seismic source from teleseismic data by simulated annealing non-linear inversion, *Journal of Seismology*, **4**, 197–213.

- Langston, C., (1982). Single-station fault plane solutions, *Bull. seism. Soc. Am.*, **72**(3), 729–744.
- Madariaga, R., (1976). Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**(3), 639–666.
- Maisons, C., Fortier, E., and Valette, M., (1997). Induced microseismicity and procedure for closure of brine production caverns, *Pure and Applied Geophysics*, **150**, 585–603.
- Manthei, G., (1997). Seismic tomography on a pillar in a potash mine, *In : Proceedings of the 4th international symposium rockbursts and seismicity in mines, Krakow*, pp. 237–242.
- Maxwell, S. and Urbancic, T., (2005). The potential role of passive seismic monitoring for real-4D reservoir characterization, *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, pp. 70–76.
- Metropolis, N., Rosenbluth, A., Rosenbluth, M., Teller, A., and Teller, E., (1953). Equation of state calculations by fast computing machines, *J. of Chem. Phys.*, **21**(6), 1087–1092.
- Miller, A., Foulger, G., and Julian, B., (1998). Non-double-couple earthquakes 2 : observations, *Rev. Geophys.*, **36**, 551–568.
- Mogi, K., (1962). Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **40**, 831–853.
- Moriya, H., Nakazato, K., Niitsuma, H., and Baria, R., (2002). Detailed frac-

- ture system of the Soultz-sous-Forêts HDR field evaluated using microseismic multiplet analysis, *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 517–541.
- Nolen-Hoeksema, R. and Ruff, L., (2001). Moment tensor inversion of microseisms from the b-sand propped hydrofracture, M-site, Colorado, *Tectonophysics*, **336**, 163–181.
- Odonne, F., Ménard, I., Massonat, G., and Rolando, J.-P., (1999). Abnormal reverse faulting above a depleting reservoir, *Geology*, **27**, 111–114.
- Pennington, W. and Isacks, B., (1979). Analysis of short-period waveforms of P phases from deep-focus earthquakes beneath the Fiji Islands, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **56**, 19–40.
- Phillips, W., (2000). Precise microearthquake locations and fluid flow in the geothermal reservoir at Soultz-sous-Forêts, France, *Bull. seism. Soc. Am.*, **90**(1), 212–228.
- Phillips, W., Fairbanks, T., Rutledge, J., and Anderson, D., (1998). Induced microearthquake patterns and oil-producing fracture systems in the austin chalk, *Tectonophysics*, **289**, 153–169.
- Phillips, W., Rutledge, J., House, L., and Fehler, M., (2002). Induced microearthquake patterns in hydrocarbon and geothermal reservoirs : six case studies, *Pure and Applied Geophysics*, **159**, 345–369.
- Raucoules, D., Maisons, C., Carnec, C., Mouelic, S. L., King, C., and Hosford, S., (2003). Monitoring of slow ground deformation by ERS radar interferometry on the Vauvert salt mine (France). Comparison with ground-based measurement, *Remote Sensing of Environment*, **88**, 468–478.

- Reasenber, P. and Oppenheimer, D., (1985). FPFIT FPLOT and FPPAGE : FORTRAN computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*, pp. 85–739.
- Roessler, D., Rumpker, G., and Kruger, F., (2004). Ambiguous moment tensors and radiation patterns in anisotropic media with applications to the modeling of earthquake mechanisms in W-Bohemia, *Stud. Geophys. Geod.*, **48**(1), 233–250.
- Ross, A., Foulger, G., and Julian, B., (1999). Source processes of industrially-induced earthquakes at the Geysers geothermal area, California, *Geophysics*, **64**(6), 1877–1889.
- Rutledge, J., Phillips, W., and Schuessler, B., (1998). Reservoir characterization using oil-production-induced microseismicity, Clinton County, Kentucky, *Tectonophysics*, **289**, 129–152.
- Rutledge, J., Phillips, W., and Mayerhofer, M., (2004). Faulting induced by forced fluid injection and fluid flow forced by faulting : an interpretation of hydraulic-fracture microseismicity, Carthage Cotton Valley gas field, Texas, *Bull. seism. Soc. Am.*, **94**(5), 1817–1830.
- Sasaki, S., (1998). Characteristics of microseismic events induced during hydraulic fracturing experiments at the Hijiori hot dry rock geothermal energy site, Yamataga, Japan, *Tectonophysics*, **289**, 171–188.
- Sasaki, S. and Kaieda, H., (2002). Determination of stress state from focal mechanisms of microseismic events induced during hydraulic injection at the Hijiori hot dry rock site, *Pure appl. geophys.*, **159**, 489–516.

- Segall, P., (1989). Earthquakes triggered by fluid extraction, *Geology*, **17**, 942–946.
- Segall, P. and Fitzgerald, S., (1998). A note on induced stress changes in hydrocarbon and geothermal reservoirs, *Tectonophysics*, **289**, 117–128.
- Sherburn, S., Scott, B., Nishi, Y., and Sugihara, M., (1998). Seismicity at White Island volcano, New Zealand : a revised classification and inferences about source mechanism, *J. Volc. Geoth. Res.*, **83**, 287–312.
- Silený, 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.
- Silený, J. and Milev, A., (2008). Source mechanism of mining induced seismic events - Resolution of double couple and non double couple models, *Tectonophysics*, **456**, 3–15.
- Silený, J. and Vavričuk, V., (2002). Can unbiased source be retrieved from anisotropic waveform by using an isotropic model of the medium ?, *Tectonophysics*, **356**, 125–138.
- Sipkin, S., (1987). Moment tensor solutions estimated using optimal filter theory, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **47**, 67–79.
- Snoke, J., (2003). *FOCMEC : FOCal MEchanism determinations*, in *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Elsevier, New York.
- Stein, S. and Wysession, M., (2003). *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*, Blackwell Publishing.

- Stump, B. and Johnson, L., (1977). The determination of source properties by the linear inversion of seismograms, *Bull. seism. Soc. Am.*, **67**, 1489–1502.
- Talebi, S. and Boone, T., (1998). Source parameters of injection-induced microseismicity, *Pure appl. geophys.*, **153**, 113–130.
- Talebi, S., Boone, T., and eastwood, J., (1998). Injection-induced microseismicity in Colorado shales, *Pure appl. geophys.*, **153**, 95–111.
- Talwani, P., (1997). On the nature of reservoir-induced seismicity, *Pure appl. geophys.*, **150**, 473–492.
- Tang, C., Rial, J., and Lees, J., (2008). Seismic imaging of geothermal field at Krafla, Iceland using shear-wave splitting, *J. Volc. Geoth. Res.*, **176**, 315–324.
- Tarantola, A., (2004). *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*, SIAM, Philadelphia.
- Tarantola, A. and Valette, B., (1982). Inverse problems = quest for information, *J. Geophys.*, **50**, 159–170.
- Trifu, C. and Shumila, V., (2002). Reliability of seismic tensor inversions for induced microseismicity at Kidd Mine, Ontario, *Pure appl. geophys.*, **159**, 145–164.
- Tsuruoka, H., Ohtake, M., and Sato, H., (1995). Statistical test of the tidal triggering of earthquakes : contribution of the ocean tide loading effect, *Geophys. J. Int.*, **122**, 183–194.
- Valette, M., (1991). *Etude structurale du gisement salifère de Vauvert (Gard)*, PhD thesis, Montpellier : Université Montpellier II.

- Vavričuk, V., (2001). Inversion for parameters of tensile earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **106**, 16,339–16,355.
- Vavričuk, V., (2007). On the retrieval of moment tensors from borehole data, *Geophysical Prospecting*, **55**, 381–391.
- Vavričuk, V., Bohnhoff, M., Jechumtálová, Z., Kolář, P., and Šilený, J., (2008). Non-double-couple mechanisms of microearthquakes induced during the 2000 injection experiment at the KTB site, Germany : a result of tensile faulting or anisotropy of a rock?, *Tectonophysics*, **456**, 74–93.
- Vlahovic, G., Elkibbi, M., and Rial, J., (2002). Shear-wave splitting and reservoir crack characterization : the Coso geothermal field, *J. Volc. Geoth. Res.*, **120**, 123–140.
- Walter, W., (1993). Source parameters of the June 29, 1992 Little Skull mountain earthquake from complete regional waveforms at a single station, *Geophys. Res. Lett.*, **20**(5), 403–406.
- Wyss, M. and Stefansson, R., (2006). Nucleation points of recent mainshocks in southern Iceland, mapped by b-value, *Bull. seism. Soc. Am.*, **96**(2), 599–608.
- Zimmer, U. and Yaramanci, U., (1993). In-situ Bestimmung der seismischen Dämpfung der Steinsalzes, *Kali Steinsaltz*, **11**, 168–174.
- Zoback, M. and Zinke, J., (2002). Production-induced normal faulting in the Valhall and Ekofisk oil fields, *Pure appl. geophys.*, **159**, 403–420.

Annexes

Annexe A

Formulaire

A.1 Composantes cartésiennes d'un tenseur des moments double-couple

Le tenseur général des moments est un tenseur symétrique du deuxième ordre, composé de six éléments indépendants :

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix}.$$

Le tenseur des moments déviatorique est caractérisé par :

$$tr(M) = M_{11} + M_{22} + M_{33} = 0$$

et se réduit alors à cinq éléments indépendants.

Le tenseur des moments double-couple est caractérisé par :

$$tr(M) = 0$$

et

$$det(M) = 0.$$

Il se réduit à 4 éléments indépendants qui peuvent s'exprimer en fonction des paramètres du plan de faille et du moment scalaire, tel que :

$$\begin{aligned}
 M_{11} &= -M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi_s + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \phi_s) \\
 M_{12} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi_s + 0.5 \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi_s) = M_{21} \\
 M_{13} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \cos \phi_s + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi_s) = M_{31} \\
 M_{22} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi_s - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \phi_s) \\
 M_{23} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \sin \phi_s - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi_s) = M_{32} \\
 M_{33} &= M_0 \sin 2\delta \sin \lambda
 \end{aligned}
 \tag{A.1}$$

avec :

ϕ_s est l'azimut du plan de faille par rapport au nord.

δ est le pendage du plan de faille.

λ est l'angle de glissement sur la faille.

M_0 est le moment scalaire.

A.2 Expression cartésienne des différents vecteurs

$$\vec{\gamma} = \sin i \cos \phi \vec{x} + \sin i \sin \phi \vec{y} + \cos i \vec{z} \quad (\text{A.2})$$

$$\vec{\theta} = \cos i \cos \phi \vec{x} + \cos i \sin \phi \vec{y} - \sin i \vec{z} \quad (\text{A.3})$$

$$\vec{e} = -\sin \phi \vec{x} + \cos \phi \vec{y} \quad (\text{A.4})$$

$$\begin{aligned}
\vec{n} &= (\cos \lambda \cos \phi_s + \cos \delta \sin \lambda \sin \phi_s) \vec{x} \\
&+ (\cos \lambda \sin \phi_s - \cos \delta \sin \lambda \cos \phi_s) \vec{y} \\
&- \sin \lambda \sin \delta \vec{z}
\end{aligned} \tag{A.5}$$

$$\vec{v} = -\sin \delta \sin \phi_s \vec{x} + \sin \delta \cos \phi_s \vec{y} - \cos \delta \vec{z} \tag{A.6}$$

avec :

i est l'angle d'émergence du rai à la source.

ϕ est l'azimut du rai par rapport au nord.

ϕ_s est l'azimut du plan de faille par rapport au nord.

δ est le pendage du plan de faille.

λ est l'angle de glissement sur la faille.

A.3 Coefficients de radiation

$$\begin{aligned}
\mathcal{F}^P = & \cos \lambda \sin \delta \sin^2 i \sin 2(\phi - \phi_s) - \cos \lambda \cos \delta \sin 2i \cos \phi - \phi_s \\
& + \sin \lambda \sin 2\delta (\cos^2 i - \sin^2 i \sin^2(\phi - \phi_s)) \\
& + \sin \lambda \cos 2\delta \sin 2i \sin(\phi - \phi_s)
\end{aligned} \tag{A.7}$$

$$\begin{aligned}
\mathcal{F}^{SV} = & \sin \lambda \cos 2\delta \cos 2i \sin \phi - \phi_s - \cos \lambda \cos \delta \cos 2i \cos(\phi - \phi_s) \\
& + \frac{1}{2} \cos \lambda \sin \delta \sin 2i \sin 2(\phi - \phi_s) \\
& - \frac{1}{2} \sin \lambda \sin 2\delta \sin 2i (1 + \sin^2(\phi - \phi_s))
\end{aligned} \tag{A.8}$$

$$\begin{aligned}
\mathcal{F}^{SH} = & \cos \lambda \cos \delta \cos i \sin(\phi - \phi_s) + \cos \lambda \sin \delta \sin i \cos 2(\phi - \phi_s) \\
& + \sin \lambda \cos 2\delta \cos i \cos(\phi - \phi_s) \\
& - \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin i \sin 2(\phi - \phi_s)
\end{aligned} \tag{A.9}$$

avec :

i est l'angle d'émergence du rai à la source.

ϕ est l'azimut du rai par rapport au nord.

ϕ_s est l'azimut du plan de faille par rapport au nord.

δ est le pendage du plan de faille.

λ est l'angle de glissement sur la faille.

Annexe B

Rotation des simogrammes

B.1 Rotation des composantes horizontales

Cette opération consiste à aligner les composantes horizontales d'un sismogramme (EW et NS) avec la direction de polarisation de l'onde SV (direction station-source) et la direction de polarisation de l'onde SH (perpendiculaire à la direction station-source) en appliquant une rotation aux composantes horizontales autour de l'axe vertical. Ceci suppose que le rai incident à la station soit vertical (onde P maximisée sur la composante verticale). Dans le cas contraire l'énergie des ondes SV et SH n'est pas maximisée sur les composante R et T.

Les composantes horizontales pivotées sont données par :

$$\begin{bmatrix} u_{Rh} \\ u_{Th} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_{EW} \\ u_{NS} \end{bmatrix} \quad (\text{B.1})$$

avec :

$$\theta = \frac{3\pi}{2} - \zeta' \quad (\text{B.2})$$

où ζ' est le back-azimut de la station vers la source (figure B.1).

B.2 Rotation des trois composantes

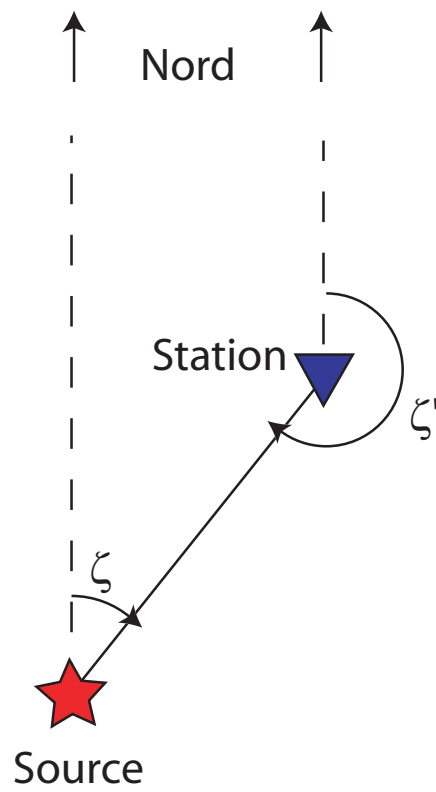
Dans le cas où le rai incident à la station n'est pas vertical, il est nécessaire de faire pivoter les trois composantes du sismogramme afin de les aligner avec les trois composantes L, R et T définissant le repère de l'onde tel que :

- L est la direction de polarisation de l'onde P (direction du rai)
- R est la direction de polarisation de l'onde SV
- T est la direction de polarisation de l'onde SH

Ainsi ces rotations conduisent à une maximisation de l'onde P sur la composante L, de l'onde SV sur R et de l'onde SH sur T.

Les composantes pivotées sont obtenues au bout de trois rotations successives d'angles r_1^z , r_2^x , r_3^z (angles d'Euler, figure B.2) :

$$\begin{bmatrix} u_u \\ u_v \\ u_Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos r_1^z & \sin r_1^z & 0 \\ -\sin r_1^z & \cos r_1^z & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_{EW} \\ u_{NS} \\ u_Z \end{bmatrix} \quad (\text{B.3})$$

FIGURE B.1: *Définition du back-azimut.*

$$\begin{bmatrix} u_u \\ u_w \\ u_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos r_2^x & \sin r_2^x \\ 0 & -\sin r_2^x & \cos r_2^x \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_u \\ u_v \\ u_Z \end{bmatrix} \quad (\text{B.4})$$

$$\begin{bmatrix} u_L \\ u_R \\ u_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos r_3^z & \sin r_3^z & 0 \\ -\sin r_3^z & \cos r_3^z & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_u \\ u_w \\ u_T \end{bmatrix} \quad (\text{B.5})$$

La première rotation d'angle r_1^z autour de \vec{Z} consiste à aligner $E\vec{W}$ avec l'horizontale de la direction station-source (vecteur \vec{u}). La deuxième rotation d'angle r_2^x autour de \vec{u} permet d'aligner \vec{Z} avec l'horizontale (\vec{T}) et \vec{v} avec la verticale (\vec{w}). Enfin, la troisième rotation d'angle r_3^z autour de \vec{T} permet d'aligner \vec{u} avec la direction station-source (\vec{L}) et \vec{w} avec la composante \vec{R} .

Cette procédure de rotation des sismogrammes est donc dépendante de la position de la station (comme la rotation des composantes horizontales, annexe B). En effet, si la localisation de la source est mauvaise, alors les ondes P, SV et SH ne seront pas maximisées sur les composantes L,R et T. Ceci est problématique dans le cadre de la mesure des amplitudes sur les composantes pivotées. En effet, si on souhaite déterminer un mécanisme au foyer en utilisant une nouvelle localisation de la source, il est nécessaire d'effectuer une nouvelle rotation avec la nouvelle localisation et de mesurer à nouveau les amplitudes sur les nouvelles traces pivotées.

Il existe une autre procédure permettant de s'affranchir de ce problème, car indépendante de la localisation de la source. Cette méthode se base sur une analyse

de la polarisation de l'onde P qui permet de déterminer la direction station-source tel que :

- la matrice de covariance d'une fenêtre temporelle sur la première période de l'onde P est calculée.
- les vecteurs propres et valeurs propres de ce cette matrice sont calculés.

Le vecteur propre correspondant à la plus grande valeur propre indique la direction selon laquelle l'énergie de l'onde P est maximisée, c'est à dire la direction du rai (direction station-source).

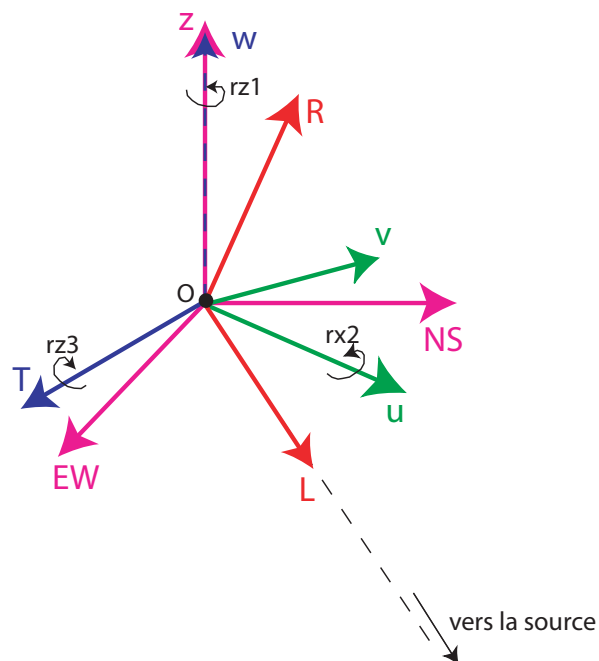


FIGURE B.2: Rotations permettant de passer d'un sismogramme exprimé dans le repère géographique à un sismogramme exprimé dans le repère de l'onde. La première rotation d'angle r_1^z autour de \vec{Z} passe du repère rose (géographique) au repère vert. La deuxième rotation d'angle r_2^x autour de \vec{u} passe du repère vert au repère violet. La troisième rotation d'angle r_3^z autour de \vec{T} passe du repère violet au repère rouge.

Etude théorique sur le calcul des mécanismes au foyer dans un réservoir et application à la sismicité de la saline de Vauvert (Gard)

Résumé :

Nous proposons une méthode d'inversion non linéaire des amplitudes des ondes directes P, SV et SH basée sur l'algorithme du recuit simulé, afin de déterminer à partir d'un nombre limité de stations, le mécanisme au foyer de séismes induits en contexte de réservoir. Cette méthode permet de déterminer aussi bien les paramètres du plan de faille (azimut, pendage et angle de glissement) décrivant une source double-couple, que les six composantes du tenseur des moments décrivant une source plus générale.

L'inversion double-couple et l'inversion du tenseur des moments sont testées sur quatre séismes induits dans le réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts. Les mécanismes obtenus sont en accord avec ceux déterminés par Charléty et al. 2007.

La méthode d'inversion est appliquée à la sismicité de la saline de Vauvert enregistrée par un réseau permanent de deux stations 3-composantes. Dans un premier temps, la méthode est testée sur 15 séismes enregistrés durant le déploiement temporaire d'une antenne de quatre capteurs 3-composantes. La comparaison entre l'inversion utilisant les deux stations permanentes et l'antenne temporaires et l'inversion utilisant seulement les deux stations permanentes montre des mécanismes au foyer double-couple identiques pour les séismes localisés entre les deux stations permanentes. Dans un deuxième temps, la méthode est appliquée à un essaim de sismicité. Les mécanismes au foyer obtenus pour 532 évènements, indiquent pour la majorité une rupture le long de fractures sub-verticales NE-SW, interprétée comme de probables ruptures sur les plans stratigraphiques des bancs d'insolubles intercalés dans la formation de sel.

Mots-clés : Mécanisme au foyer, Sismicité induite, Réservoir, Recuit Simulé

Theoretical study on focal mechanisms computation in a reservoir and application to the seismicity of the Vauvert salt solution mining site (Gard, France)

Abstract :

We develop a non linear inversion method based on the simulated annealing and using the amplitudes of the P, SV and SH direct waves, in order to determine focal mechanism from few stations as in reservoir context. This method allows the determination of the fault plane solution (strike, dip and rake) characterizing a double-couple solution or the determination of the six components of the moment tensor describing a general seismic source.

The double-couple inversion and the moment tensor inversion are tested on four earthquakes induced in the geothermal reservoir of Soultz-sous-Forêts. The calculated focal mechanisms are in accordance with the solutions determined by Charlety et al. 2007.

Finally, the inversion method is applied to the seismicity of the Vauvert salt production site recorded by two permanent 3-component stations. First, the method is tested on 15 earthquakes recorded during the deployment of a temporary antenna of four 3-component stations. The comparison between the inversion using the two permanent stations and the temporary antenna and the inversion using the two permanent stations only shows similar focal mechanisms for the events located between the two permanent stations. Second, the method is applied to a seismicity swarm. The focal mechanisms are obtained for 532 events and globally indicate rupture along NE-SW sub-vertical fractures. These focal solutions are interpreted as ruptures on stratigraphic planes in the non-soluble beds intercalated in the salt series.

Keywords : Focal mechanism, Induced seismicity, Reservoir, Simulated Annealing
