



**HAL**  
open science

# Méthodes télésismiques d'estimation de la profondeur des séismes : développements et applications

Jean Letort

► **To cite this version:**

Jean Letort. Méthodes télésismiques d'estimation de la profondeur des séismes : développements et applications. Géomorphologie. Université de Grenoble, 2014. Français. NNT : 2014GRENU016 . tel-01548315

**HAL Id: tel-01548315**

**<https://theses.hal.science/tel-01548315>**

Submitted on 27 Jun 2017

**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.

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

### DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : Avril 2014

Présentée par

**Jean Letort**

Thèse dirigée par **Fabrice Cotton**  
et codirigée par **Jocelyn Guilbert**

préparée au sein du **Service LDG (CEA/DAM) et Isterre**  
et de **Terre Univers Environnement**

# Méthodes télésismiques d'estimation de la profondeur des séismes. – Développements et applications –

11 Juillet 2014 ,  
devant le jury composé de :

**Michel Campillo**

Professeur à l'ISTerre, Université Joseph Fourier, Grenoble, Président

**Martin Vallée**

Physicien adjoint à l'IPGP, Paris, Rapporteur

**Michel Cara**

Professeur à l'EOST, Université de Strasbourg, Rapporteur

**Adrien Oth**

Directeur scientifique de l'ECGS, Luxembourg, Examineur

**Jérôme Mars**

Professeur au GIPSA-LAB, Grenoble-INP, Grenoble, Examineur

**Kévin Manchuel**

Ingénieur sismologue à EDF, Aix-en-Provence, Examineur

**Fabrice Cotton**

Professeur à l'ISTerre, Université Joseph Fourier, Grenoble, Directeur de thèse

**Jocelyn Guilbert**

Responsable du Service LDG au CEA/DAM, Bruyères le Châtel, Co-Directeur de thèse







# REMERCIEMENTS



# RÉSUMÉ

Cette thèse traite de l'étude de la profondeur des séismes modérés ( $4 < M < 5.5$ ), à travers l'utilisation de données téléseismiques, c'est à dire à partir d'enregistrements de sismographes situés à des distances de 3000 jusqu'à 9000 km de la source.

Pour ces distances téléseismiques, l'estimation de la profondeur d'un séisme s'obtient en comparant les temps d'arrivée de l'onde directe (P) générée par ce séisme, avec ceux des ondes réfléchies sur la surface de la Terre, au dessus du foyer du séisme (les phases de profondeur pP, sP). Le réseau du **CTBTO** (Comprehensive Test-Ban-Treaty-Organization) permet de détecter ces phases téléseismiques pour des événements de faible magnitude, entre 4 et 5, car il est en partie composé de mini-réseaux (10-20 sismographes). En s'appuyant sur ces données de qualité, deux méthodes d'estimation de la profondeur ont alors été développées. La première est une inversion complète du mécanisme au foyer, simultanément à la profondeur. La seconde est une méthode d'analyse spectrale : le **cepstre**. A l'aide d'exemples de séismes en zone intra-continentale, nous montrons que ces deux méthodes sont complémentaires et qu'elles apportent une information nouvelle sur l'estimation de la profondeur pour les séismes de régions peu instrumentées.

Dans un second temps, une optimisation de la méthode cepstrale a permis d'étendre l'estimation de la profondeur à l'utilisation de stations isolées (et non plus des seuls mini-réseaux du CTBTO) provenant du réseau mondial **IRIS**. Cette nouvelle méthode est complètement automatique et a permis de localiser en profondeur les séismes de magnitude supérieure à 4.5 pour la zone de subduction de Guerrero (Mexique). Nous avons ainsi mis en évidence une répartition homogène des profondeurs des séismes dans la zone du gap de Guerrero.

L'accès au réseau du CTBTO nous a permis d'effectuer une analyse fine des différentes arrivées des phases téléseismiques provenant de la subduction de Guerrero. Or, certains séismes sont dans la plaque plongeante, et génèrent des phases réfléchies sur la surface de son interface supérieure, donnant une idée de la profondeur de l'interface. En combinant ces estimations (ponctuelles) de la profondeur de l'interface avec les estimations de profondeur réalisées à l'aide du cepstre et celles obtenues à l'aide d'une re-localisation de l'ensemble de la sismicité (par la méthode de l'ISC-Locator), nous proposons une imagerie de la géométrie de la subduction.

Nous avons ensuite étudié l'influence de la profondeur sur les propriétés sismiques (magnitude, intensité, mouvements du sol) des séismes. En particulier, nous avons évalué la relation entre la profondeur et la **chute de contrainte** pour les séismes récents et

---

modérés de la plaine du Pô, en Italie. Pour cela, nous nous sommes appuyés sur le réseau accélérométrique régional de l'INGV Milan pour estimer, dans un premier temps, les **spectres sources** de ces séismes. Puis nous en avons déduit les fréquences coins et les chutes de contraintes associées, dérivées de ces spectres. Ces spectres sources s'obtiennent à l'aide d'une méthode d'inversion qui sépare simultanément l'effet de l'atténuation, les effets de sites et l'effet de la source sur les spectres des ondes S, générées par les séismes et enregistrées en surface par les accéléromètres. Après inversion, nous trouvons une faible augmentation de la chute de contrainte avec la profondeur.

# ABSTRACT

This thesis deals with depth estimations of moderate earthquakes ( $4 < M < 5.5$ ), observed through the use of teleseismic data.

At teleseismic distances (from 3000 to 9000 km), estimations of earthquake depths come from the estimation of the delays between the arrival time of the direct P-wave and the arrival times of the waves which have been reflected on the surface above the source (known as : **depth phases** pP and sP). The **CTBTO** (Comprehensive Test-Ban-Treaty-Organization) monitoring system allows the detection of these teleseismic phases for weak events, with magnitudes below 5, since this global network is composed of arrays (10-20 close single stations, in the same location). Using this network, two methods were developed for teleseismic depth estimation. First, a depth-phase recognition method is applied, based on a new improved cepstral analysis. In addition, we have developed a focal mechanism genetic algorithm inversion. We have applied these two methods for earthquakes occurring in intracontinental areas and we have proved that these new depth determinations provide new and complementary information about the source for barely instrumented areas.

We have also developed another method, completely blind and automatic, which consists in an improvement of the cepstral analysis. The reliability of this method to improve depth estimation has been proved by relocating the recent moderate seismicity of the Guerrero subduction area (Mexico). One advantage of this new method is that it can be applied using single stations (from IRIS network) as well as from arrays. In the Guerrero area, this cepstral analysis efficiently clusters event locations.

We have then analyzed and modeled the teleseismic waves due to 14 deep recent earthquakes in the Guerrero (Mexico) subducting plate. We use teleseismic waves reflected on the subduction interface to evaluate the depth of the interface above the focal hypocenter, which allows to specify the subduction interface geometry. We have then conducted an exhaustive analysis of the depth distributions, based on a relocalization of the ISC catalogue using the new ISC-Locator algorithm. This newly constrained depth distribution of the seismicity is finally used to interpolate the interface depth between our estimated interface depths from the phase's reflections analysis. Thus, we provide an improved image of the subduction.

Finally, we have conducted a study of the relationship between earthquake depths and seismic properties. In particular, we have focused on the links between stress drops and focal depths. We have found an interesting case study with the Po Plain recent seismicity (Northern Italy). Depth analysis of the Po Plain earthquakes has first been

---

realized using teleseismic seismological datasets of CTBTO arrays. Then, Brune's stress drops and magnitudes have been estimated from a generalized parametric inversion using the regional accelerometric network from INGV Milano. Hence, we have shown that the choice of the attenuation model has a significant impact on the obtained stress-drops and magnitudes and that there is only a slight dependency between stress drops and earthquake depths in the Po Plain.

# TABLE DES MATIÈRES

<b>1. Introduction générale : Pourquoi étudier la profondeur ? Le contexte de la thèse et enjeux</b>	13
<b>2. Définition des séismes modérés et étude de leurs profondeurs selon le contexte tectonique</b>	21
2.1 Définition et propriétés d'un séisme modéré	22
2.1.1 Hypothèse point-source	22
2.1.2 Hypothèse Double-Couple	23
2.1.3 Mécanisme au foyer et diagramme de radiation	24
2.1.4 Ondes régionales observées selon la profondeur	25
2.1.5 Ondes téléseismiques enregistrées selon le mécanisme et la profondeur d'un séisme	28
2.2 A quelles profondeurs sont les séismes ?	30
2.2.1 Profondeur pour les zones de subduction et zones de Benioff	31
2.2.2 Profondeur des séismes en zones de collisions continentales, zones de rifts, zones de Nests et remontées mantelliques	31
2.2.3 Les séismes intra-plaques, en zones continentales stables (SCR)	33
2.2.4 Profondeurs des séismes Français	37
<b>3. Méthodes d'estimation de la profondeur des séismes modérés</b>	43
3.1 A l'aide des catalogues de sismicité (locaux et globaux) et par le pointé des phases régionales et/ou téléseismiques.	44
3.1.1 Méthodes de localisation	44
3.1.2 Les catalogues de sismicité	47
3.2 Estimation de la profondeur par l'utilisation de phases de profondeur	50
3.2.1 Méthode utilisée à l'ISC	50
3.2.2 Méthode cepstrale utilisée par le CTBTO	50
3.2.3 Utilisation originale d'autres phases de profondeur téléseismique : PKP-pPKP, S-sS, PcP-pPcP	51
3.3 Inversion de mécanismes à distance locale/régionale	53
3.4 Incertitude de la profondeur dans les catalogues	53
3.4.1 Incertitudes lors de l'estimation	53
3.4.2 Biais profondeur-temps origine et intérêt de l'utilisation des phases de profondeur	55
3.4.3 Difficulté du pointé et de l'interprétation des phases de profondeur	57



<b>4. Nouvelles méthodes télésismiques d'estimation de la profondeur . . . . .</b>	<b>59</b>
4.1 Introduction aux méthodes cepstrales . . . . .	60
4.2 Moderate earthquake teleseismic depth estimations : New Methods and use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization network data . . . . .	62
4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico) . . . . .	77
4.4 Étude des limitations des méthodes cepstrales et génétiques provenant de l'utilisation des données télésismiques . . . . .	107
4.4.1 Limitation méthodologique de l'inversion . . . . .	107
4.4.2 Limitations/incertitudes provenant de la nature des séismes . . .	109
4.4.3 Incertitudes/limitations provenant du modèle de croûte . . . . .	114
4.4.4 Des trajets préférentiels des ondes télésismiques ? . . . . .	115
<b>5. Influence de la profondeur des séismes modérés sur les propriétés sismiques . . . . .</b>	<b>117</b>
5.1 Importance de la profondeur sur les magnitudes, intensités et mouvements des sols . . . . .	118
5.1.1 Influence de la profondeur sur l'estimation des magnitudes locales	118
5.1.2 Les intensités dépendent de la profondeur . . . . .	123
5.1.3 La profondeur a un effet sur les pics d'accélération . . . . .	125
5.1.4 Conclusion sur l'importance de la profondeur sur les propriétés sismiques . . . . .	128
5.2 Etude des liens entre profondeur et chutes de contraintes . . . . .	129
5.2.1 Précédentes études de la relation entre chute de contrainte et profondeur . . . . .	129
5.2.2 Les chutes de contraintes augmentent-elles avec la profondeur dans la plaine du Po (Italie du Nord) ? . . . . .	131
<b>6. Étude de la géométrie de la subduction de Guerrero (Mexique) par la détection télésismique de phases réfléchies. . . . .</b>	<b>151</b>
6.1 Source analysis of deep intraplate earthquakes to image the spatial variations of the Guerrero subduction geometry (Mexico). . . . .	152
<b>7. Conclusions et perspectives . . . . .</b>	<b>171</b>
<b>Bibliographie . . . . .</b>	<b>176</b>
<b>Annexe . . . . .</b>	<b>183</b>
.1 High-frequency directivity effects : evidence from analysis of the Les Saintes records . . . . .	185

.2	The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy and the main aftershocks : S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects . . . . .	195
.3	High-resolution shallow seismic tomography of a hydrothermal area : application to the Solfatara, Pozzuoli . . . . .	210



# 1. INTRODUCTION GÉNÉRALE : POURQUOI ÉTUDIER LA PROFONDEUR ? LE CONTEXTE DE LA THÈSE ET ENJEUX

Dans cette thèse, nous avons étudié les profondeurs des séismes modérés, c'est-à-dire, des séismes avec des magnitudes inférieures à 5.5. Nous avons développé de nouvelles méthodes d'estimation de la profondeur et appliqué ces méthodes pour répondre à différentes problématiques que nous allons introduire ici.

Nos motivations pour travailler sur la profondeur s'inscrivent notamment dans deux projets à l'origine de cette thèse. Le premier est le projet SIGMA (**S**eismic **G**round **M**otion **A**ssessment), dont l'objectif général est d'améliorer la connaissance de l'aléa sismique (déterminer la probabilité qu'au cours d'une période donnée, un mouvement du sol dépasse une certaine intensité en un site donné), en France et en Italie. Dans ce cadre, nous avons étudié comment la profondeur des séismes influe sur cet aléa. Dans le prochain paragraphe, nous allons expliquer plus en détail les enjeux d'une telle étude et en quoi elle peut profiter de nouvelles méthodes d'estimation de la profondeur des séismes. Le deuxième projet s'inscrit dans le cadre du traité de non prolifération des armes nucléaires. En effet, pour identifier un essai nucléaire souterrain, on analyse les ondes qu'il génère dans le sol et qui sont enregistrées par les réseaux sismologiques sur l'ensemble du globe. Il est donc nécessaire d'être capable d'identifier ces ondes parmi celles provenant de la sismicité modérée naturelle de la Terre. Une bonne estimation de la profondeur devient alors un facteur clé : si nous enregistrons des ondes d'un événement et que nous prouvons qu'il est profond, à plus de quelques kilomètres sous la surface du sol, cela ne peut pas être une explosion, qui sera, elle, obligatoirement superficielle (Il n'est pas possible d'installer une charge à plus de 3-4 km de profondeur).

Enfin, estimer la profondeur des séismes modérés est aussi important car la profondeur des séismes est un marqueur fort qui permet d'imager les parties profondes des différentes structures géologiques et/ou d'origines tectoniques. Les séismes se situent en effet majoritairement aux frontières de ces structures. Localiser les séismes aide, par exemple, à connaître plus précisément la géométrie des zones de subduction.

Nous allons commencer par montrer l'importance de comprendre le rôle de la profondeur pour l'aléa sismique en France et la nécessité d'améliorer l'estimation de la profondeur dans ce cadre. Puis, nous verrons comment, dans le cadre du traité de non

## INTRODUCTION GÉNÉRALE : POURQUOI ÉTUDIER LA PROFONDEUR ? LE CONTEXTE DE LA THÈSE ET ENJEUX

---

prolifération des armes nucléaires, nous avons pu nous appuyer sur des enregistrements sismiques de grande qualité, nous permettant de proposer de nouvelles méthodes d'estimation de la profondeur. Enfin, nous avons élargi notre étude de la profondeur pour l'étude de la zone de subduction de Guerrero.

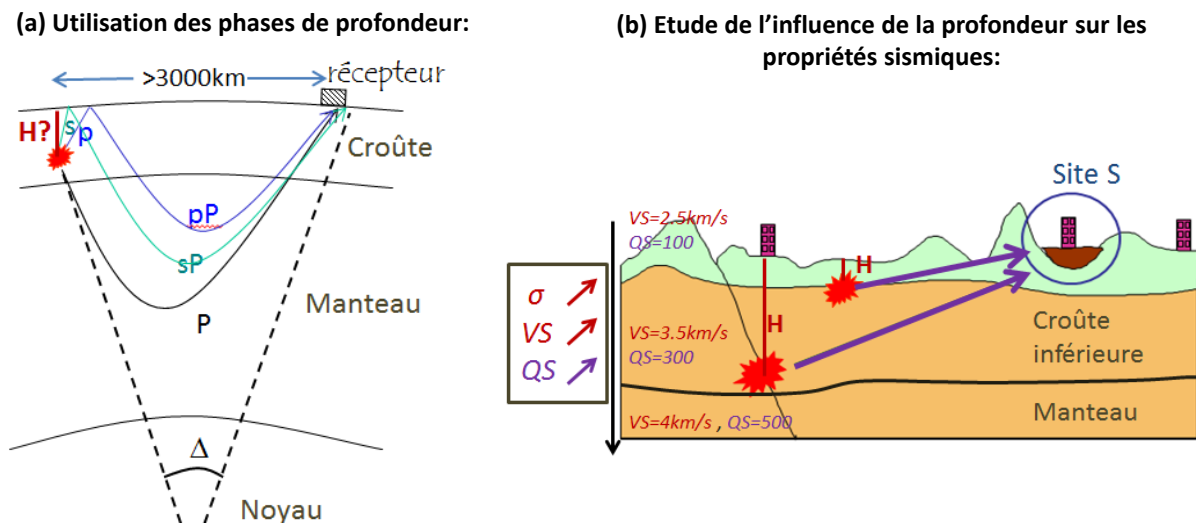
### **Comprendre le rôle de la profondeur pour l'estimation de l'aléa sismique en France**

La France métropolitaine est caractérisée par une sismicité modérée : la majorité de la sismicité est constituée de séismes de magnitudes inférieures à 5, et ceux-ci sont rarement destructeurs. On est loin des grands séismes, de magnitudes supérieures à 8, comme ceux de Tohoku ou de Sumatra... Le risque sismique n'est cependant pas négligeable en France. La plus grande catastrophe sismique en France métropolitaine du 20<sup>ème</sup> siècle, est le séisme historique de 1909, en Provence, avec une magnitude légèrement supérieure à 6. Il fit 46 morts et de nombreux dégâts. Des séismes avec de telles magnitudes peuvent se reproduire. En Italie, le séisme de l'Aquila, de magnitude 6 en 2009, a fait 308 victimes. Il est donc indispensable de caractériser le mieux possible le risque sismique, identifier les zones les plus vulnérables, appliquer des normes para-sismiques adaptées pour éviter la destruction des bâtiments et protéger les populations... Tout cela demande une connaissance la plus précise possible de l'aléa sismique.

La profondeur a un rôle important sur l'intensité des mouvements du sol : un séisme superficiel fait généralement plus de dégâts qu'un séisme profond. Il faut donc savoir quantifier comment la profondeur influe sur les propriétés sismiques des séismes (Chapitre 5). La profondeur peut avoir un impact sur la source des séismes et sur l'atténuation des ondes générées par ces séismes, ce qui va impacter les mouvements du sol en surface, ainsi que représenté en figure 1.1(b).

### **Nécessité d'améliorer l'estimation de la profondeur**

La difficulté d'une telle étude réside dans le fait que l'estimation de la profondeur est généralement mal contrainte pour le type de sismicité que nous allons rencontrer en Europe continentale stable, qui est une sismicité modérée et crustale (cette sismicité est décrite en détail au Chapitre 2). La profondeur des séismes s'obtient en grande majorité à travers les localisations des foyers des séismes. Une localisation s'effectue par la détection des arrivées des ondes sismiques générées par les séismes se propageant dans la croûte. Ces phases sont enregistrées en surface grâce à des sismographes, parfois idéalement placés à quelques kilomètres (à distance locale), souvent à des distances régionales (quelques dizaines de kilomètres). Or, nous avons une connaissance généralement incertaine du modèle de propagation de ces ondes dans la croûte (voir Chapitre 2), et parfois trop peu de sismographes assez proches pour pouvoir estimer efficacement la profondeur des séismes à l'aide de ces méthodes de localisation régionales. Nous présenterons ainsi ces méthodes et les difficultés rencontrées au Chapitre 3.



**Fig. 1.1 :** (a) Schéma illustrant les phases téléseismiques que nous allons étudier dans cette thèse pour contraindre la profondeur. L'onde de compression P directe est la première phase enregistrée à un récepteur, situé à plus de 3000 km de la source (30-90°). L'onde pP (en bleu) et l'onde sP (en vert) sont les phases réfléchies sur la surface du sol au-dessus de la source, puis qui se propagent approximativement selon le même trajet que l'onde directe P dans le manteau. Elles arrivent au récepteur après l'arrivée de l'onde P (quelques secondes) avec un délai qui dépend essentiellement de la profondeur et de la vitesse des ondes dans la croûte au dessus de la source. (b) Schéma représentant l'influence de la profondeur des séismes sur les mouvements du sol : la vitesse des ondes augmente généralement avec la profondeur et l'atténuation diminue, ce qui entraîne des différences de propagation des ondes. La génération des ondes au niveau de la source dépend aussi probablement de la profondeur, selon les contraintes appliquées, les types de minéraux, les processus thermo-dynamiques, etc.

C'est pourquoi, afin de palier à la difficulté d'estimation de la profondeur pour ces séismes, nous proposons le développement de nouvelles méthodes complémentaires, reposant sur l'utilisation de sismographes à plus de 3000 km de la source. L'intérêt majeur d'utiliser des stations lointaines réside dans le fait que les ondes qui y sont enregistrées (les ondes téléseismiques) ont une propagation différente des ondes régionales, et sont plus adaptées à l'étude de la profondeur. Ces ondes téléseismiques vont être radiées verticalement et se propager principalement dans le manteau (voir Figure 1.1a), plus homogène que la croûte où se propagent les ondes régionales.

Plus précisément, l'objectif sera de détecter les **phases de profondeur**, que nous présenterons au Chapitre 2. Ce sont des phases réfléchies sur la surface du sol au dessus de la source et représentées en Figure 1.1(a). Le temps relatif entre l'arrivée de l'onde directe (l'onde P sur la Figure 1.1(a)) et les arrivées de ces phases réfléchies (pP et sP, Figure 1.1(a)) dépend approximativement du temps des ondes pour effectuer l'aller-

## INTRODUCTION GÉNÉRALE : POURQUOI ÉTUDIER LA PROFONDEUR ? LE CONTEXTE DE LA THÈSE ET ENJEUX

---

retour du foyer du séisme à la surface, et donc, ce temps nous donne une information sur la profondeur (on décrira plus en détail les différences de propagation pour des stations régionales et téléseismiques dans la partie 2.1.4).

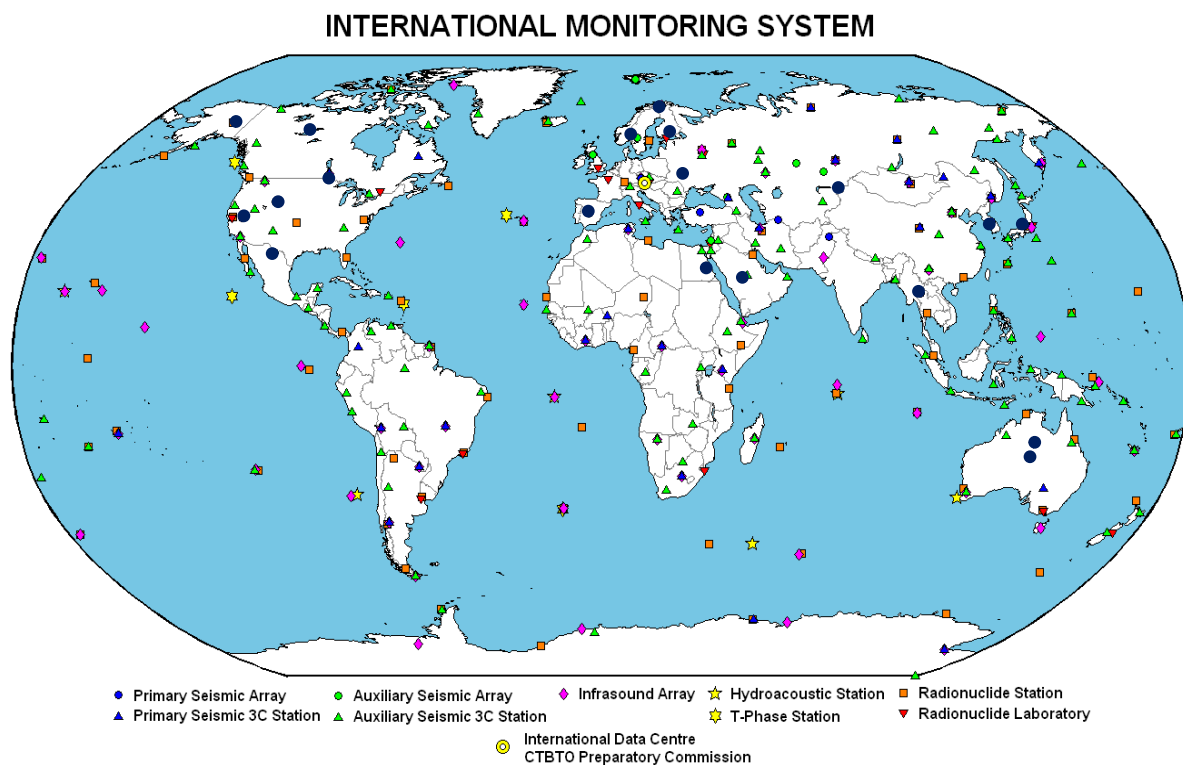
Utiliser des données téléseismiques n'est pas nouveau en soi. Les phases de profondeur sont couramment utilisées pour trouver la profondeur des séismes, mais pour des séismes avec des magnitudes plus élevées ( $M > 6$ ). Par contre, il est plus rare d'utiliser ces phases pour des événements modérés, qui génèrent des ondes téléseismiques faibles, parfois noyées dans le bruit sismique. Cela demande de nouvelles méthodes (développées au Chapitre 4) et l'utilisation de sismographes de grande qualité. Nous avons pu nous appuyer sur le réseau sismique utilisé dans le cadre du traité de non prolifération des armes nucléaires. Nous allons montrer maintenant que ce réseau est bien adapté pour nos applications.

### **Estimer la profondeur des séismes de magnitude modérée par l'utilisation de données téléseismiques dans le cadre du traité de non-prolifération des armes nucléaires**

L'estimation des profondeurs de séismes modérés s'inscrit aussi dans le cadre du TICE, le **Traité d'interdiction complète des essais nucléaires**, le traité international interdisant tout type d'explosion nucléaire. L'organisation en charge de ce traité est le **CTBTO (Comprehensive Test Ban Treaty Organization)**. Elle dispose d'un système de surveillance international, destiné à permettre la détection et la confirmation de tout essai nucléaire supérieur à une kilotonne, ce qui est équivalent à un séisme de magnitude proche de  $M=4$ , en tout point du globe. Elle dispose ainsi d'instruments de mesure (sismographes, stations de détection d'infrasons, analyses de particules radioactives dans l'air) répartis sur toute la planète, envoyant les informations prélevées au siège de l'organisation, à l'ONU à Vienne, voir Figure 1.2.

Dans cet objectif de surveillance, il est nécessaire de pouvoir détecter tous les événements de magnitude modérée ( $>4$ ), sans l'accès à des enregistrements de stations proches de la source mais uniquement situées à plusieurs centaines, voire plusieurs milliers de kilomètres de l'explosion. En effet, si un pays envisage un jour de réaliser un essai nucléaire, il ne fournira probablement pas les enregistrements des stations disposées sur son propre territoire.

Lors de cette thèse, nous avons ainsi pu nous appuyer fortement sur les données de ce réseau sismique du CTBTO, mises à la disposition du CEA dans le cadre du traité. Ce réseau est un facteur important pour le succès du développement de nos nouvelles méthodes d'estimation de la profondeur. En effet, ce réseau a été mis en place entièrement dans l'objectif de détecter des événements lointains et de faibles magnitudes.



**Fig. 1.2 :** Carte du réseau de stations du CTBTO. Le réseau sismique est représenté en bleu (primaire) et vert (auxiliaire) et les mini-réseaux avec lesquels nous allons essentiellement travailler (plusieurs stations à un même endroit) sont identifiés par des cercles.

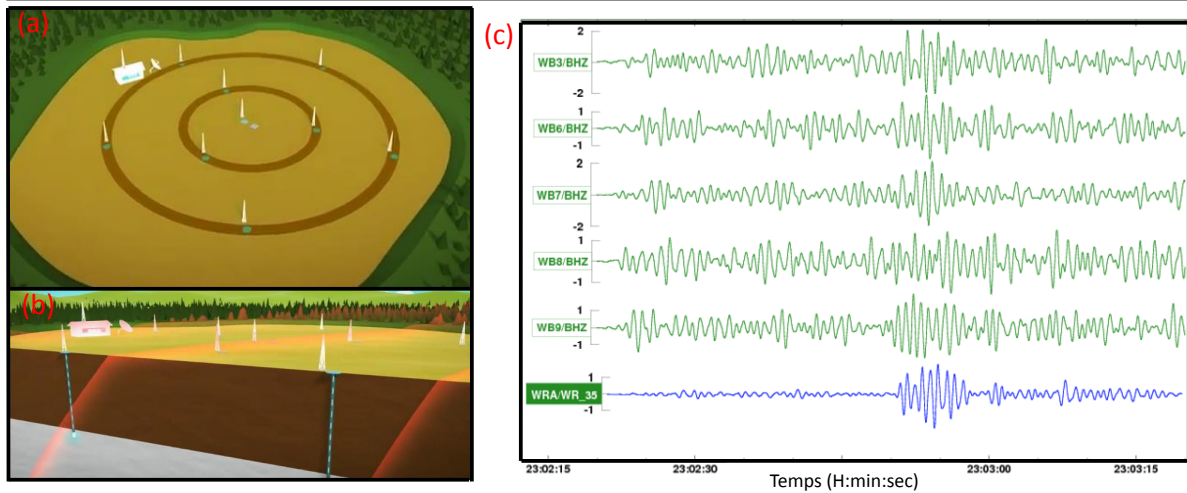
## **L'accès au réseau sismique du CTBTO nous permet de détecter des phases de profondeur pour les séismes modérés**

Le réseau sismique du CTBTO est constitué de 170 stations, réparties à travers le monde, ainsi que représenté en Figure 1.2. Le réseau du CTBTO dispose notamment de plusieurs mini-réseaux, c'est à dire d'un ensemble de stations (entre 10-20), très proches les unes des autres (dans un rayon de quelques kilomètres), théoriquement de très bonne qualité (Figure 1.3(a) et (b)).

Ces mini-réseaux sont un atout important pour la détection des phases télésismiques d'événements avec des magnitudes modérées. En effet, une simple somme des signaux enregistrés aux différentes stations d'un réseau, permet d'augmenter le rapport entre le signal (qui est cohérent sur toutes les stations) et le bruit des stations (qui est variable d'une station à une autre). L'avantage de l'utilisation de cette somme est illustré en Figure 1.3(c). De plus, ces mini-réseaux peuvent permettre aussi de déterminer l'azimut et la vitesse de passage des ondes enregistrées à ces stations (par des techniques de traitement d'antennes), et donc une possible séparation/identification des différentes arrivées



## INTRODUCTION GÉNÉRALE : POURQUOI ÉTUDIER LA PROFONDEUR ? LE CONTEXTE DE LA THÈSE ET ENJEUX



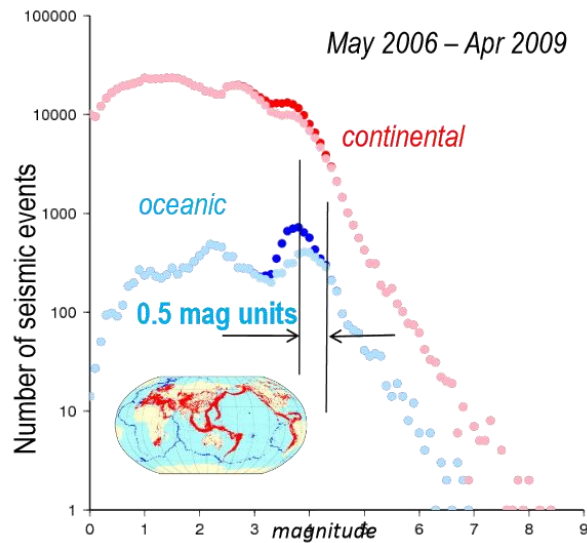
**Fig. 1.3 :** Figures extraites du site web du CTBTO : illustration d'un mini-réseau du CTBTO, (a) vue de dessus (b) coupe en profondeur. (c) Exemples de signaux (en vert) enregistrés sur la station WRAR et représentation de la somme (en bleu) de toutes ces voies mettant en avant le gain important de l'utilisation d'un mini-réseau pour diminuer le rapport signal sur bruit et détecter des événements de plus faibles magnitudes.

de phases.

Ce réseau a ainsi la capacité de détecter des événements faibles. Par exemple, [Storchak et al., 2011] a montré que les données du réseau du CTBTO contribuent fortement à la connaissance de la répartition de la sismicité mondiale. Entre autre, il explique que les avantages de ce réseau sont :

- La qualité, certifiée, pour tous les capteurs sismiques utilisés par le CTBTO.
- La couverture mondiale des stations du CTBTO qui offre une magnitude de complétude de 4.2 pour l'ensemble du globe (et dans beaucoup de régions instrumentées, autour de 3.5).
- Des pointés de bonne qualité, grâce, en particulier, à l'utilisation des méthodes de traitements d'antennes appliquées aux mini-réseaux.
- Le réseau du CTBTO permet de détecter des événements dans des zones non instrumentées, uniquement reportés par son bulletin : l'IDC (International Data Center). Le CTBTO permet ainsi de détecter n'importe quel événement modéré au monde ( $M > 4$ ), même pour des zones ne disposant pas d'un réseau sismique local ou régional (voir Figure 1.4).

A travers le traité d'interdiction des essais nucléaires, nous disposons donc d'un accès à ce réseau de qualité et nous avons vu qu'il est adapté à la détection d'événements lointains (voir figure 1.4). Il est donc intéressant d'analyser comment il peut nous permettre d'améliorer les estimations des profondeurs des séismes modérés.



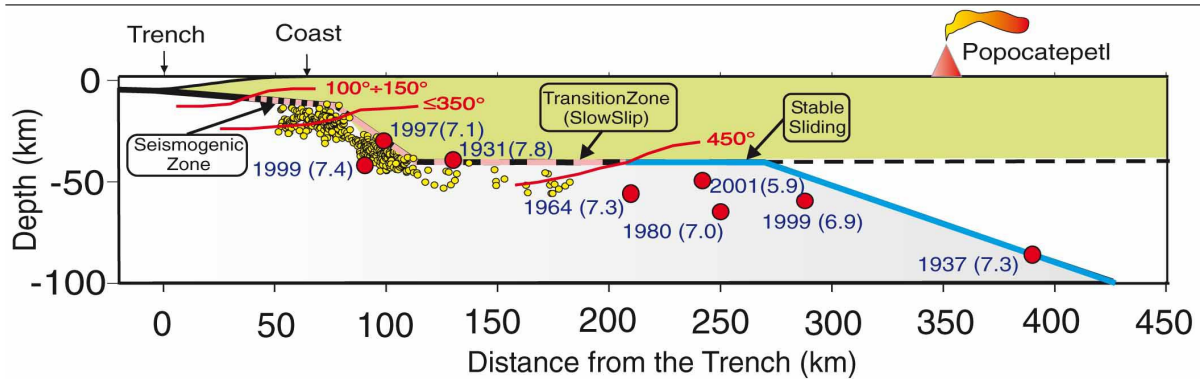
**Fig. 1.4 :** Figure extraite de [Storchak et al., 2011] montrant la contribution du CTBTO sur le nombre de séismes mondialement détectés. En rouge et bleu clair, sont représentés respectivement le nombre d'événements détectés sans l'apport du CTBTO en contexte continental et océanique. En foncé, avec l'apport du CTBTO : on améliore clairement la détection des séismes de magnitude autour de 4.

## Comprendre les séismes lents et la géométrie de la zone de subduction de Guerrero

La compréhension de la répétition et de la succession des séismes, à long terme et à un endroit donné, est un élément important pour l'évaluation du risque sismique d'une région. Le "cycle sismique" a souvent été considéré comme une alternance de lents chargements sans glissement des failles et de séismes soudains qui relâchent brutalement la contrainte accumulée. Depuis une dizaine d'années, on sait qu'il existe aussi parfois des **séismes lents**, c'est à dire des périodes de glissement lent, où pendant plusieurs mois la surface de subduction glisse à une vitesse intermédiaire entre la vitesse des plaques ( $6\text{cm/an}$ ) et celle atteinte pendant les séismes classiques ( $1\text{m/s}$ ).

Ce type de séisme a été détecté pour la subduction de Guerrero, au Mexique (voir Figure 1.5). Afin de mieux comprendre les phénomènes à l'origine de ces mouvements lents, il est nécessaire de connaître la géométrie de la subduction sur laquelle on trouve ces séismes lents. La sismicité modérée de la région étant en grande partie le long de l'interface de la plaque plongeante, une meilleure connaissance de la profondeur permet une meilleure contrainte de la géométrie et nous avons donc voulu tester nos méthodes d'estimation de la profondeur pour cette zone d'intérêt fort (voir Chapitre 5). De plus, l'accès au réseau du CTBTO nous offre un accès nouveau à des signaux de plusieurs mini-réseaux, permettant une analyse plus fine que par l'utilisation d'une simple station, des différentes arrivées de phases télé-sismiques provenant de la subduction. A Guerrero,

## INTRODUCTION GÉNÉRALE : POURQUOI ÉTUDIER LA PROFONDEUR ? LE CONTEXTE DE LA THÈSE ET ENJEUX



**Fig. 1.5 :** Figure extraite de [Manea et al., 2004] : Géométrie de la subduction de Guerrero (axe Acapulco-Mexico). Au delà de l'isotherme 450 degré, le glissement est stable, les deux plaques sont découplées. Les points jaunes représentent l'activité sismique de faible magnitude, les points rouges les séismes intra-plaque de magnitude supérieure à 5.9. Des glissements lents sont observés dans la zone de transition, entre la zone sismogène et la zone stable.

certains séismes sont en effet dans la plaque plongeante, et génèrent des phases réfléchies sur la surface de l'interface supérieure de cette plaque. En plus des classiques phases de profondeur pP et sP, les mini-réseaux du CTBTO peuvent aussi détecter ces précurseurs de phases de profondeur, qui apportent une information intéressante sur la profondeur de l'interface de la subduction. Dans le chapitre 6, nous avons ainsi proposé une imagerie de la subduction en combinant une analyse haute fréquence de ces arrivées de phases sur les mini-réseaux du CTBTO et une relocalisation en profondeur des séismes modérés à l'aide de nos nouvelles méthodes télésismiques.

Dans la partie introductive suivante (Chapitre 2), nous allons commencer par définir ce qu'est un séisme modéré, ses caractéristiques et les ondes qu'il génère selon sa profondeur. On présentera aussi une rapide description de la distribution des séismes selon la profondeur et selon le contexte tectonique, en se focalisant sur les zones intra-contininentales et sur la France, qui sont des zones d'intérêts dans le cadre du projet SIGMA. Ensuite, nous décrirons les méthodes actuellement utilisées pour trouver la profondeur (Chapitre 3), puis celles que nous proposons, basées sur une analyse télésismique (Chapitre 4). A l'aide de ces nouvelles méthodes, nous étudierons enfin l'impact de la profondeur sur les propriétés sismiques (Chapitre 5), avant d'étudier comment la profondeur et le réseau du CTBTO nous permettent de trouver les variations de la géométrie de la subduction de Guerrero (Chapitre 6).

## 2. DÉFINITION DES SÉISMES MODÉRÉS ET ÉTUDE DE LEURS PROFONDEURS SELON LE CONTEXTE TECTONIQUE

Cette thèse se concentre sur l'étude des séismes de magnitudes modérées (de magnitudes inférieures à 6). Pour ceux-ci, nous ferons l'hypothèse d'une rupture simple (double couple), ayant lieu en une localisation et une profondeur unique et non pas le long d'une faille (hypothèse du point source). Dans un premier temps, nous allons justifier ces hypothèses avant de présenter les différentes ondes générées par ces séismes selon la profondeur. C'est en effet l'étude de ces ondes qui nous fournit l'information nécessaire pour retrouver la profondeur des séismes. Ensuite, nous étudierons brièvement à quelles profondeurs se situent les séismes. Pour cela, on dissociera plusieurs types de sismicité. La majorité des séismes se trouve en zone de subduction. Ils se déclenchent à la frontière de deux plaques, dépendent donc de la géométrie de celles-ci et peuvent être ainsi superficiels aussi bien que profonds (jusqu'à 700 km). On détecte aussi des séismes à l'intérieur même des plaques. Cette sismicité intra-plaque nous intéresse particulièrement car elle constitue une grande partie de la sismicité française et nord-européenne. Nous essayerons donc de caractériser plus particulièrement les profondeurs de ces séismes intra-plaques.

## 2.1 Définition et propriétés d'un séisme modéré

### 2.1.1 Hypothèse point-source

On suppose que les séismes modérés ont lieu en un point unique dans l'espace. En réalité, un séisme concerne une partie d'un plan de faille. Cependant, cette hypothèse reste acceptable si nous considérons que les longueurs d'ondes générées par le séisme sont assez grandes (quelques secondes de périodes, donc plusieurs kilomètres) devant la taille de la faille qui a générée le séisme. Or, d'après [Hanks and Kanamori, 1979], il existe une loi d'échelle entre la magnitude de moment ( $M_w$ ), les valeurs de glissement et la taille de faille (Figure 2.1). Ainsi, pour des séismes de magnitude 4-5 (sismicité d'intérêt pour la France et l'Italie), la rupture s'effectue sur quelques kilomètres seulement (Figure 2.1) et l'hypothèse du point source est acceptable.

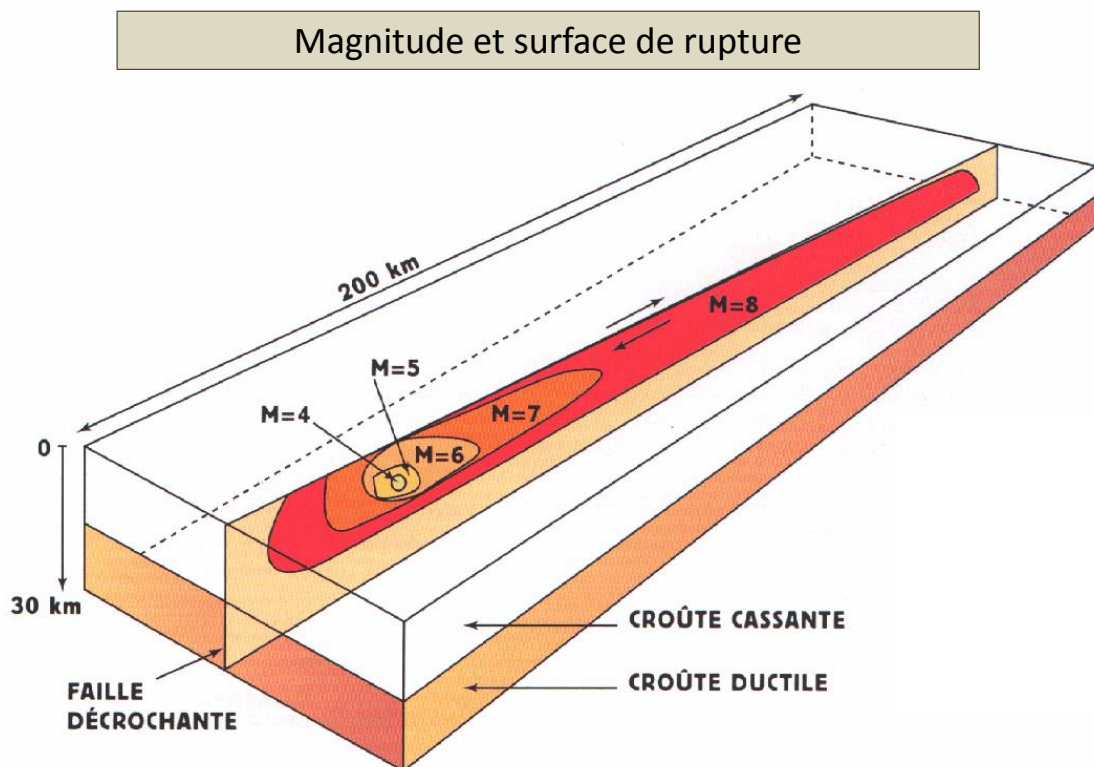


Fig. 2.1 : Relation empirique entre magnitude et surface de rupture. Les séismes modérés (de magnitude  $<5.5$ ) vont concerner des surfaces de rupture de l'ordre du kilomètre.

### 2.1.2 Hypothèse Double-Couple

Une source sismique (séisme, explosion...) peut se décrire par un tenseur, appelé **tenseur général des moments sismiques** ([Jost and Hermann, 1989]), décrivant l'ensemble des moments des forces appliquées à la source (les 9 composantes sont les moments de 9 systèmes de forces, d'après [Jost and Hermann, 1989]). Il est formalisé par l'équation 2.1 :

$$M_{pq} = c_{jkpq} A \delta u v_k n_j \quad (2.1)$$

où  $c_{jkpq}$  est le tenseur des constantes élastiques (ou tenseur des rigidités),  $A$  est l'aire de la faille,  $\delta u$  est le déplacement homogène sur la faille,  $v_k$  est la normale à la faille et  $n_j$  le vecteur unitaire de la direction du déplacement.

Ce tenseur peut être diagonalisé dans une base adéquate, puis être décomposé en plusieurs tenseurs particuliers (pour les développements théoriques se rapporter à [Aki and Richards, 2002]) :

$$\begin{aligned} M &= M^{iso} + M^{CLVD} + M^{DC} \\ &= \frac{tr(M)}{3} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} + M_{clvd} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix} + M_{dc} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (2.2)$$

- **Le tenseur isotrope** ( $M^{iso}$ ) décrit un changement de volume identique dans toutes les directions correspondant à une explosion ou une implosion (la plupart des sources sismiques explosives sont d'origine humaines : explosions nucléaires ou tirs de mines).

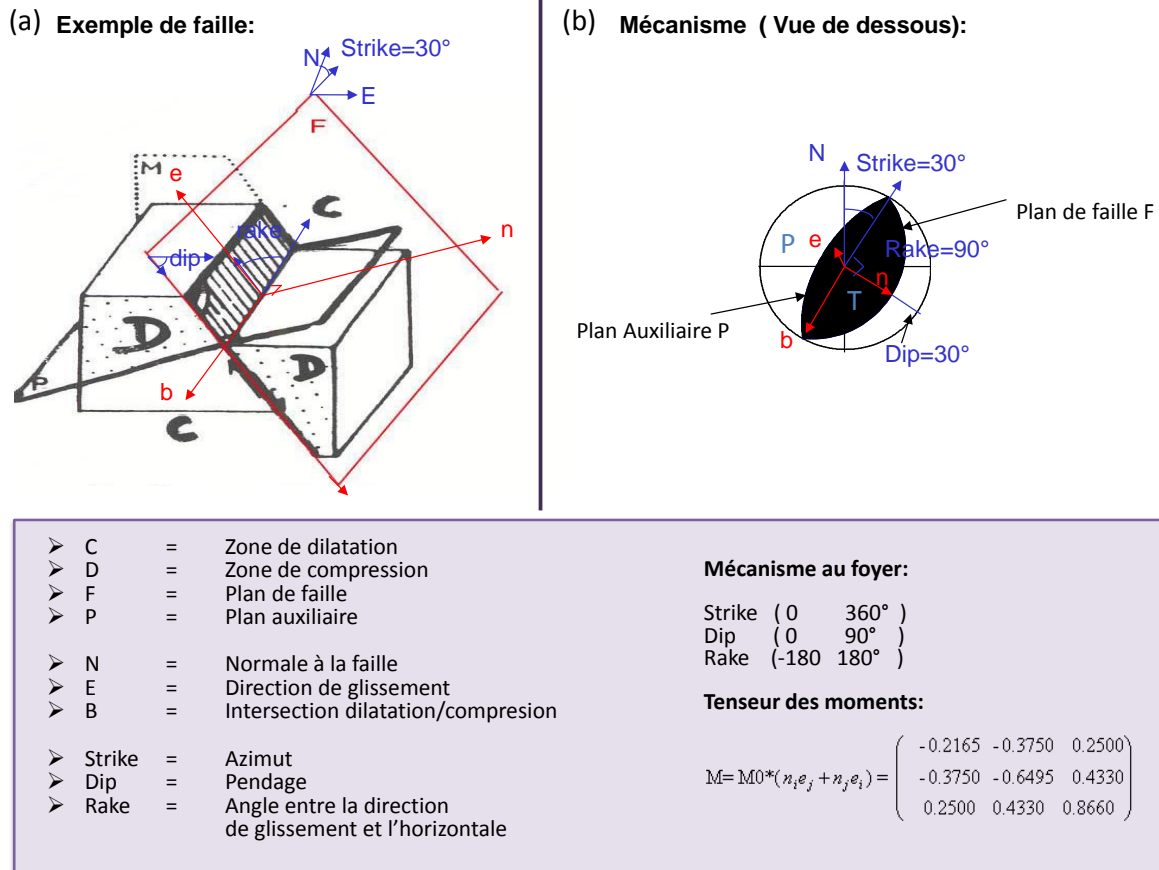
- **Le tenseur double-couple** ( $M^{dc}$ ) décrit le glissement le long du plan de faille. Il permet de décrire le type de faille à l'origine du séisme, les orientations potentielles de cette faille, ainsi que la direction du mouvement sur cette faille, ce qui nous intéresse pour caractériser un séisme.

- **Le tenseur CLVD** : le double couple ne suffit parfois pas à caractériser exactement un séisme qui n'est pas toujours un glissement simple. Le tenseur CLVD (compensated linear vector dipoles) permet de décrire plusieurs types de sources. Une source CLVD peut décrire la rupture simultanée de deux sources double-couple proches l'une de l'autre. Combiné avec un tenseur isotrope, il peut aussi permettre de caractériser la rupture en ouverture d'une fracture. Ainsi, certaines méthodes de caractérisation de source utilisent également ce terme CLVD, en particulier la méthode d'inversion CMT Harvard ([Dziwonski et al., 1981] et [Ekström et al., 2012]).

Nous allons étudier des événements sismiques de faible magnitude, donc en présence de bruit fort, avec souvent peu de données. Pour de faibles magnitudes, l'hypothèse

## DÉFINITION DES SÉISMES MODÉRÉS ET ÉTUDE DE LEURS PROFONDEURS SELON LE CONTEXTE TECTONIQUE

d'une rupture simple (sans CLVD), paraît donc appropriée. De plus, cela nous permet de réduire le nombre de paramètres du tenseur de moment de 6 (tenseur de moment complet) à 3 (tenseur double-couple), voir équation 2.2. Or, réduire le degrés de liberté de ce tenseur est intéressant pour contraindre l'inversion des sources des séismes.



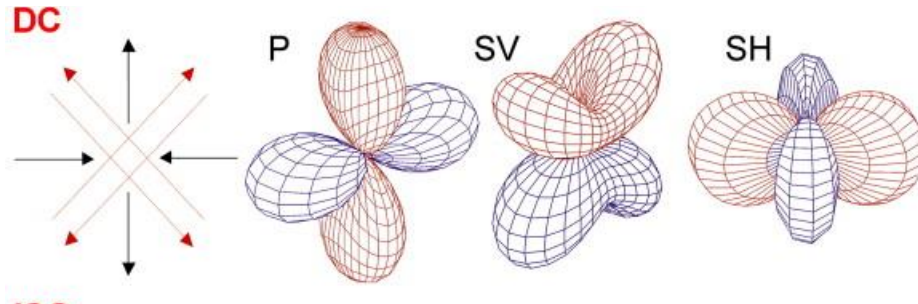
**Fig. 2.2 :** (a) Schéma représentant une faille et (b) représentation d'un mécanisme au foyer, en identifiant les vecteurs principaux (e,b,n) associés et les paramètres angulaires (strike,dip,rake = azimut, pendage, glissement) couramment utilisés pour décrire les failles dans l'hypothèse du double-couple.

### 2.1.3 Mécanisme au foyer et diagramme de radiation

- **Le mécanisme au foyer :** lors de cette thèse, les séismes modérés vont être modélisés par un mécanisme double-couple (partie précédente). Celui-ci peut être décrit plus simplement à partir de trois paramètres angulaires décrivant la géométrie du plan de faille ([Aki and Richards, 2002]). Ces trois paramètres angulaires sont l'azimut du plan de faille ( $\phi$ ), son pendage ( $\gamma$ ) et l'angle de glissement ( $\lambda$ ) tels que le montre la figure 2.2.



- **Le diagramme de radiation** : des ondes vont être générées plus ou moins fortement dans différentes directions selon le sens du glissement (en figure 2.3, [Sileny and Miley, 2008] montre le diagramme de radiation d'un double-couple pour les ondes P, SH et SV). Ainsi, la croûte environnante va se trouver en compression ou en dilatation selon sa position par rapport aux deux blocs de la faille, ainsi que vu en figure 2.2(a).



**Fig. 2.3** : Figure extraite de [Sileny and Miley, 2008] : Diagramme de radiation des ondes de volume P, SV, SH pour un séisme double-couple.

Selon le mécanisme au foyer, et donc selon son diagramme de radiation associé, nous allons détecter des phases (générées par ce mécanisme) avec des amplitudes variant selon l'azimut. Il est primordial de garder cela en mémoire lors de l'interprétation de ces phases détectées à une station sismique : le mécanisme ne va pas changer les temps d'arrivées des phases (qui nous permettent de trouver la profondeur) mais influencer sur les amplitudes de celles-ci et donc sur notre capacité à les détecter. [Sipkin et al., 2000] montre ainsi que l'estimation de la profondeur peut être contrainte plus efficacement en prenant en compte le mécanisme que par l'utilisation seule des temps d'arrivées des phases. Ainsi, au Chapitre 4.2, nous avons développé une méthode qui retrouve simultanément la profondeur et le mécanisme d'un séisme, afin de s'affranchir notamment de possibles erreurs d'interprétation des phases.

### 2.1.4 Ondes régionales observées selon la profondeur

Deux grands types d'ondes sont émises par un séisme : les ondes de volume, qui se propagent à l'intérieur de la terre (ondes P et S), et les ondes de surface, qui ne se propagent qu'en surface (Love et de Rayleigh).

- **Les ondes P** sont des ondes de compression assimilables aux ondes sonores. Les particules se déplacent selon un mouvement avant-arrière dans la direction de la propagation de l'onde. Leurs vitesses sont de l'ordre de 5-8km/s (pour plus de détails, voir par exemple [Shearer, 1999]).

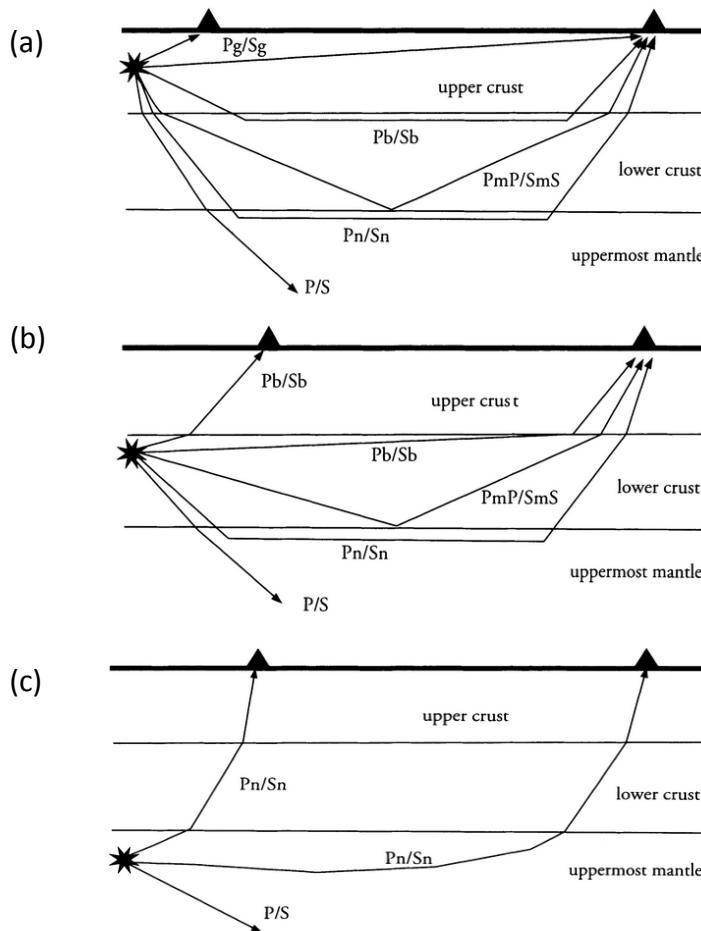
- **Les ondes S** sont des ondes de cisaillement. À leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Leur vitesse est de l'ordre de 2-4 km/s et celle-ci augmente généralement avec la profondeur ([Shearer, 1999]).



# DÉFINITION DES SÉISMES MODÉRÉS ET ÉTUDE DE LEURS PROFONDEURS SELON LE CONTEXTE TECTONIQUE

## Phases régionales selon la profondeur

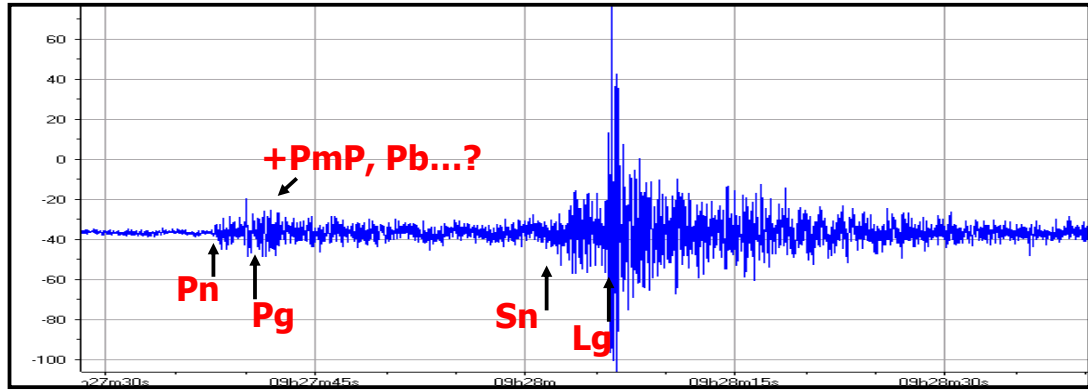
A distance régionale (de 0 à 25° - 1°=111 km), les ondes de volumes vont se propager principalement dans la croûte selon le principe de la théorie des rais (voir [Olive, 2000] ou [Shearer, 1999]). Or, celle-ci peut être approximée par un milieu 1D, composé de la croûte supérieure et de la croûte inférieure, le tout reposant sur le manteau supérieur. Les vitesses des ondes sismiques augmentent avec les profondeurs de ces 3 couches, ce qui est à l'origine de la propagation de différentes phases avec différents temps d'arrivées selon la profondeur de la source.



**Fig. 2.4 :** D'après le modèle de propagation des ondes découlant du modèle AK135, principales ondes détectées à un récepteur situé à distance régionale (a) pour un séisme dans la croûte supérieure, (b) dans la croûte inférieure (c) dans le manteau supérieur.

Le modèle global Ak135 ([Kennett et al., 1995]) nous donne une estimation moyenne des vitesses des ondes dans la Terre. Il provient d'une modification du modèle empirique

iasp91 ([Kennett and Engdahl, 1991]), obtenu à partir de relocalisation de séismes. Le modèle sera utilisé dans les chapitres 3.1.2, 4.2...



**Fig. 2.5 :** Exemple d'enregistrement d'un séisme observé à distance régionale. Un premier groupe de phase est détecté : la première phase de ce groupe est celle guidée par le Moho (Pn). L'onde directe (Pg) arrive ensuite, ainsi que de nombreuses autres arrivées difficiles à identifier (PmP, Pb, pPn, pPmP, pPb...). Les ondes S, étant plus lentes, arrivent plus tard. La première arrivée est l'onde Sn (suivie des ondes Sg, SmS...). Les ondes S sont généralement plus difficiles à pointer que les ondes P. L'onde de surface arrive ensuite.

Dans ce modèle, les vitesses dans la croûte supérieure sont  $V_p=5.8$  km/s et  $V_s=3.2$  km/s jusqu'à 10 km. Pour la croûte inférieure moyenne, entre 10 et 18 km,  $V_p=6.8$  km/s et  $V_s=3.9$  km/s. Puis, le manteau supérieur a des vitesses d'ondes encore plus rapides :  $V_p=8$  km/s,  $V_s=4.5$  km/s. Ainsi, selon la profondeur du séisme par rapport aux interfaces de ce modèle 1D, les ondes P et S vont se propager différemment (les tables de propagation des différentes phases selon la profondeur et la distance peuvent être trouvées dans [Kennett, 2005]). En figure 2.4, nous observons les différents types de phases observées selon la profondeur du foyer. D'autres phases plus complexes peuvent apparaître en plus de celles-ci (notamment les phases de profondeurs pPn, sPn..), mais elles sont difficilement identifiables (car dans la coda de l'onde P). Un exemple de signal régional est donnée en figure 2.5 : l'onde Pn arrive en premier, guidée le long du Moho, elle parcourt une distance plus grande mais sa vitesse est plus importante que celle de l'onde directe Pg, suivie plus tardivement des ondes S et des ondes de surface. La connaissance du modèle de vitesse et une bonne identification des arrivées des phases (en particulier Pn ou Pg) sont primordiales pour bien estimer la profondeur.

[Schissle, 2002] a montré que, à distance régionale, les champs d'onde émis par deux séismes dont les épicentres sont situés à quelques kilomètres l'un de l'autre, et enregistrés par une même station peuvent avoir été influencés par des hétérogénéités différentes et présenter des arrivées de phases diffractées différentes, plus ou moins énergétiques.

## DÉFINITION DES SÉISMES MODÉRÉS ET ÉTUDE DE LEURS PROFONDEURS SELON LE CONTEXTE TECTONIQUE

---

Interpréter/comprendre les phases secondaires à distance régionale est donc difficile. Contraindre l'estimation de la profondeur à l'aide de ces arrivées de phases régionales donc peut être problématique dans un milieu fortement hétérogène.

Il est aussi intéressant de remarquer que les phases des séismes profonds (2.4(c)) vont se propager majoritairement dans le manteau supérieur. On montrera dans la partie 3.4 que l'incertitude sur les profondeurs des séismes profonds est plus faible que celle des séismes crustaux. Nous disposons peut-être ici déjà un élément d'explication : les erreurs plus grandes dans la croûte proviennent de la complexité de la propagation latérale crustale alors que le manteau est plus homogène. L'hypothèse d'une vitesse constante dans le manteau est ainsi raisonnable.

### Ondes de surface et lien avec la profondeur

Les ondes de surface sont des ondes qui, comme leur nom l'indique, se propagent en surface. Elles résultent de l'interaction d'ondes de volumes ([Aki and Richards, 2002]). Elles se propagent plus lentement que les ondes de volumes (2-4 km/s), avec des amplitudes plus fortes.

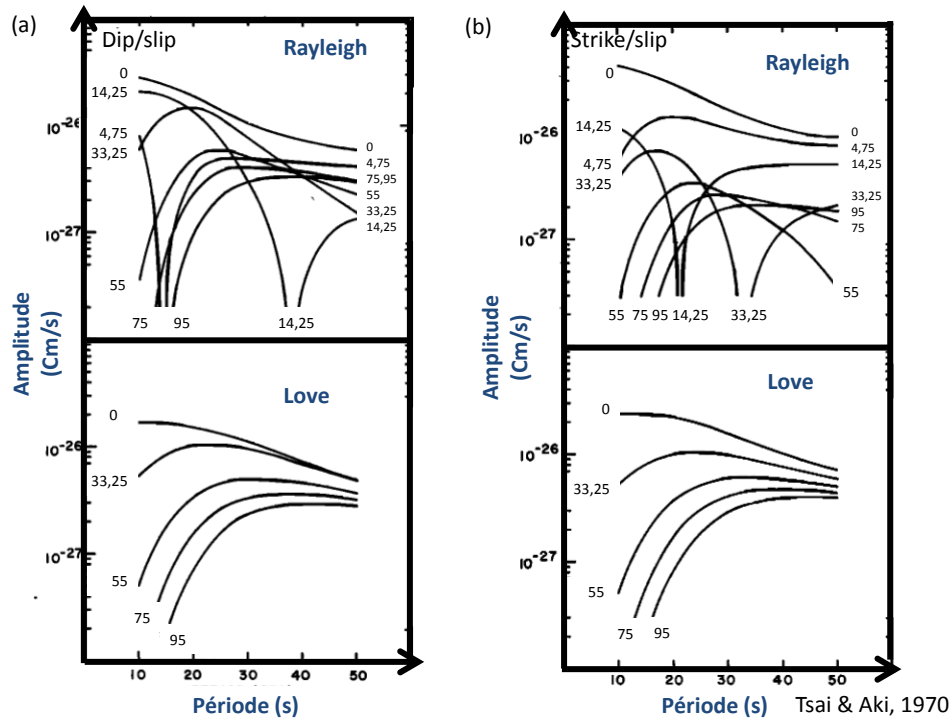
Ces ondes se propageant en surface, leur temps d'arrivées n'apportent pas d'information sur la profondeur. Cependant, leurs amplitudes selon différentes périodes dépendent, entre autres, de la profondeur du foyer. Ainsi, [Tsai and Aki, 1970] montre que, fixant un mécanisme au foyer, les spectres de simulations d'ondes de surface (en particulier d'onde de Rayleigh) peuvent être estimés dans un modèle donné et qu'ils dépendent fortement de la profondeur (figure 2.6). La profondeur peut donc être retrouvée par inversion des spectres des ondes de surface ([Tsai and Aki, 1970]).

L'utilisation de ces ondes est surtout intéressante pour des séismes très superficiels pour lesquels nous ne disposons pas de phases de profondeur (voir partie suivante).

### 2.1.5 Ondes téléseismiques enregistrées selon le mécanisme et la profondeur d'un séisme

A distance téléseismique, c'est à dire, pour des distances épacentrales entre 30 et 90°, il n'y a plus d'arrivées d'ondes se propageant uniquement dans la croûte, réfléchies et/ou guidées par le Moho (Pn,Sn, voir [Kennett et al., 1995]). Les ondes téléseismiques enregistrées se propagent principalement dans le manteau, milieu plus homogène que la croûte. Ces ondes sont nombreuses (P,pP,sP,PP,S,sS,pS,PcP, pPcP, ScS..., voir figure 2.7(a)), mais pour les magnitudes qui nous intéressent, seules les ondes P sont généralement parfaitement pointées et intégrées dans les bulletins sismiques (voir néanmoins en partie 3.2.3 un exemple d'utilisation d'ondes S téléseismiques).

- Les phases de profondeur **pP** et **sP** sont réfléchies/converties à la surface du sol au dessus de la source puis se propagent approximativement selon le même trajet que l'onde P directe. Le délai entre le temps d'arrivée de la P et de la phase réfléchie donne



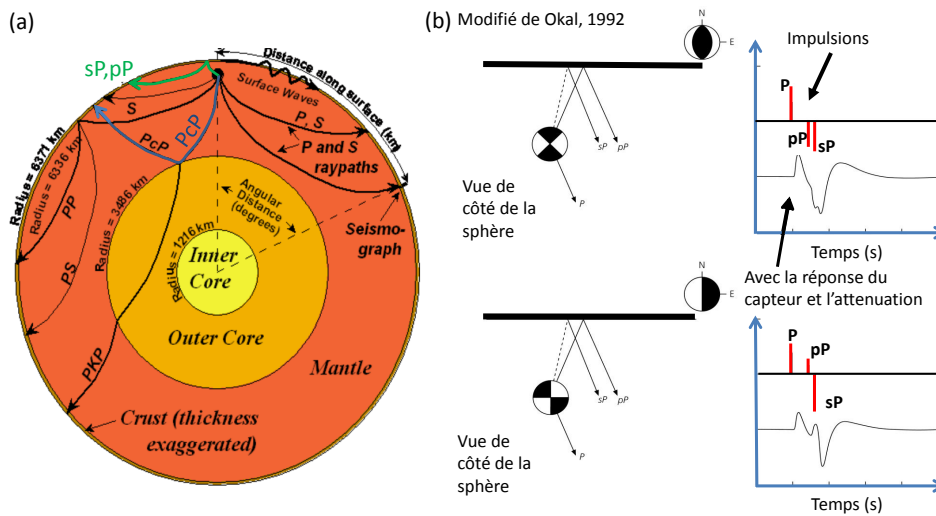
**Fig. 2.6 :** (a) Figure extraite de [Tsai and Aki, 1970] : pour deux mécanismes et un modèle de vitesse fixés, exemple des variations des spectres de déplacements pour les ondes de surface (de Rayleigh et de Love) en faisant varier uniquement la profondeur. Cette dernière a une influence importante sur la forme et l'amplitude des spectres. L'étude des spectres des ondes de surface peut permettre de contraindre l'estimation de la profondeur. Notons que les séismes superficiels (0 km) génèrent des amplitudes d'onde de Love importantes, pour les basses périodes (hautes fréquences), ce qui est d'intérêt pour l'étude de l'aléa sismique (Chapitre 5) .

une information importante, sûrement la meilleure, pour contraindre l'estimation de la profondeur (voir par exemple [Engdahl et al., 1998], [Bondar and Storchak, 2011], et les parties 4.2, 3.1.2, 3.2...). La Figure 2.7(b), montre les sismographes correspondant aux arrivées P, pP, sP : les délais P-pP et P-sP dépendent uniquement de la profondeur (et du modèle de vitesse à la source). Le mécanisme va jouer sur l'amplitude et la polarité de ces phases. Ainsi que vu en partie 2.1.3, l'information du mécanisme au foyer est intéressante afin de bien interpréter les phases.

- Les ondes réfléchies sur le noyau terrestre, les **PcP** (figure 2.9(a)) peuvent arriver avec des temps proches de ceux de l'arrivée de l'onde P. Il faudra donc faire attention à ne pas les confondre avec des phases de profondeur. D'autre part, le délai P-PcP porte lui-aussi de l'information sur la profondeur et peut être utilisé. Ainsi, [Bondar and Storchak, 2011] considère qu'un des critères qui rend un séisme bien localisé en profondeur est la détection des PcP et ScS (voir partie 3.1.2).

- Pour des séismes sous la surface des océans, il existe une autre catégorie de phases

# DÉFINITION DES SÉISMES MODÉRÉS ET ÉTUDE DE LEURS PROFONDEURS SELON LE CONTEXTE TECTONIQUE



**Fig. 2.7 :** (a) Principales ondes télésismiques générées par un séisme. L'onde directe P est enregistrée à partir de 30° jusqu'à des distances de 90° (ensuite arrive l'onde diffractée Pdiff). L'onde PcP est radiée verticalement puis réfléchi sur le noyau. Pour les distances supérieures, on détecte les phases PKP, transmises dans le noyau. On retrouve aussi les phases de profondeur (pP, sP), décrites en introduction, et qui portent une information sur la profondeur. (b) Figure modifiée de [Okal et al., 1992] qui représente les phases de profondeur (pP, sP) pour deux mécanismes, ainsi que les signaux télésismiques associés. Les temps d'arrivées relatifs des phases P, pP, sP dépendent uniquement de la profondeur. L'amplitude et la polarité de ces phases dépendent du mécanisme au foyer.

d'intérêt pour contraindre la profondeur : les phases réfléchies cette fois non plus sur la surface du sol, mais transmises dans l'eau et réfléchies à la surface de l'eau : les **pwP**, **swP**. Ces phases apportent aussi une information sur la profondeur mais sont difficiles à analyser car il est souvent difficile de les dissocier de simples pP, sP. Une étude de ces phases a été effectuée par [Engdahl et al., 1998] et une utilisation de ces phases est décrite en partie 4.2.

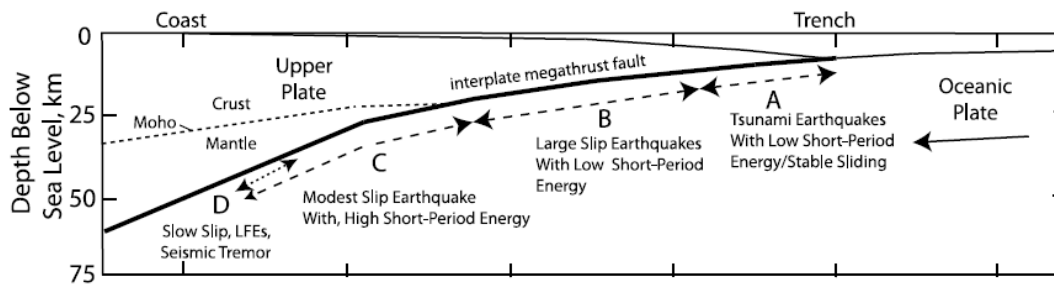
## 2.2 A quelles profondeurs sont les séismes ?

Les séismes se répartissent généralement dans la croûte terrestre, le long des plaques tectoniques (une image de la répartition des profondeurs des séismes à l'échelle du globe est en Figure 3.2, dans la partie portant sur les catalogues de sismicité, 3.1.2). On distingue trois classes de séismes en fonction de la profondeur où ils se produisent : les **séismes superficiels** (0-70 km) qui se trouvent aux frontières de plaques divergentes (dorsales médio-océaniques), aux frontières convergentes (subductions) mais également à l'intérieur même des plaques ; les **séismes intermédiaires** (70-300 km) au voisinage des limites convergentes ; les **séismes profonds** (300-700 km), peu fréquents, pouvant

parfois atteindre la base de l'asthénosphère.

### 2.2.1 Profondeur pour les zones de subduction et zones de Benioff

Certains des séismes les plus destructeurs (avec des magnitudes pouvant atteindre 9), sont aux frontières des plaques des zones de subduction. La plaque océanique, plus lourde plonge sous la plaque continentale. Ce glissement crée ainsi un essaim de séismes le long du plan de subduction, appelé le plan de Benioff ([Benioff, 1949]). Toutes les gammes de profondeurs sont observées dans ce contexte de subduction : certains séismes peuvent même atteindre des profondeurs extrêmes jusqu'à 700 km (les plus profonds sont surtout enregistrés aux Fiji et aux Mariannes). Une étude des profondeurs en contexte de subduction a été réalisée durant cette thèse pour la subduction de Guerrero (au Mexique, voir Chapitres 4 et 6).



**Fig. 2.8** : Figure extraite de [Lay et al., 2012] représentant 4 types de comportement de séismes selon leur profondeur le long de la subduction.

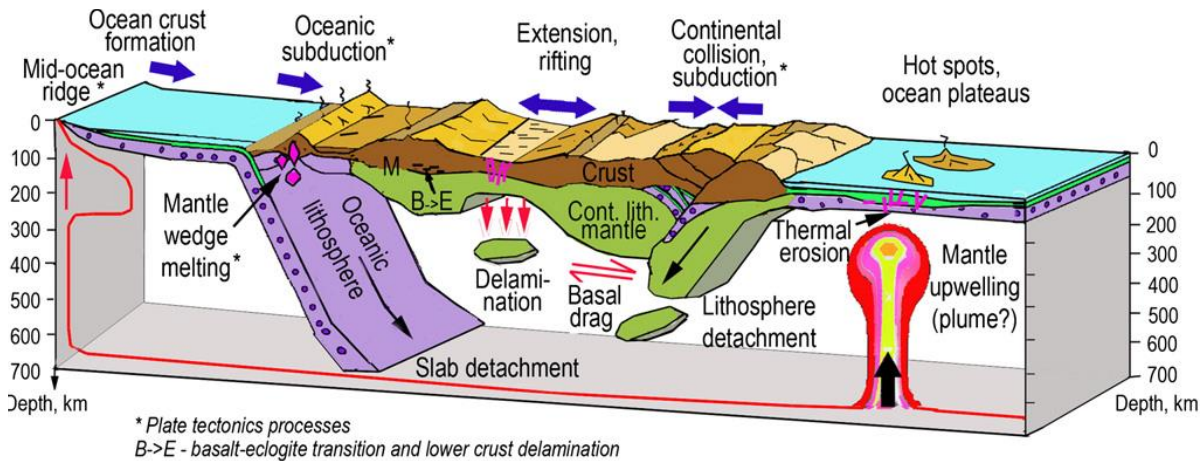
Cette thèse se focalise sur la sismicité de magnitude modérée. Il est néanmoins intéressant ici de citer l'étude récente de [Lay et al., 2012] qui résume les propriétés selon la profondeur des grands séismes en zone de subduction. [Lay et al., 2012] observe en particulier des différences dans les radiations d'énergie, plus hautes fréquences pour les parties profondes des subductions (voir figure 2.8).

### 2.2.2 Profondeur des séismes en zones de collisions continentales, zones de rifts, zones de Nests et remontées mantelliques

Si les séismes sont majoritairement en zone de subduction, on en trouve également à l'intérieur même d'une plaque, voire parfois dans le manteau. En s'appuyant sur l'illustration des processus d'interaction manteau/croûte proposée par [Artemieva and Meissner, 2012] (Figure 2.9), on constate, qu'en plus des zones de subduction, différents mécanismes peuvent générer de la sismicité :

## DÉFINITION DES SÉISMES MODÉRÉS ET ÉTUDE DE LEURS PROFONDEURS SELON LE CONTEXTE TECTONIQUE

- **Les zones d'extensions (rifting)**. Les séismes sont alors dans la lithosphère qui est fine à proximité de ces zones de rift. Ils sont ainsi superficiels (<10-15 km).



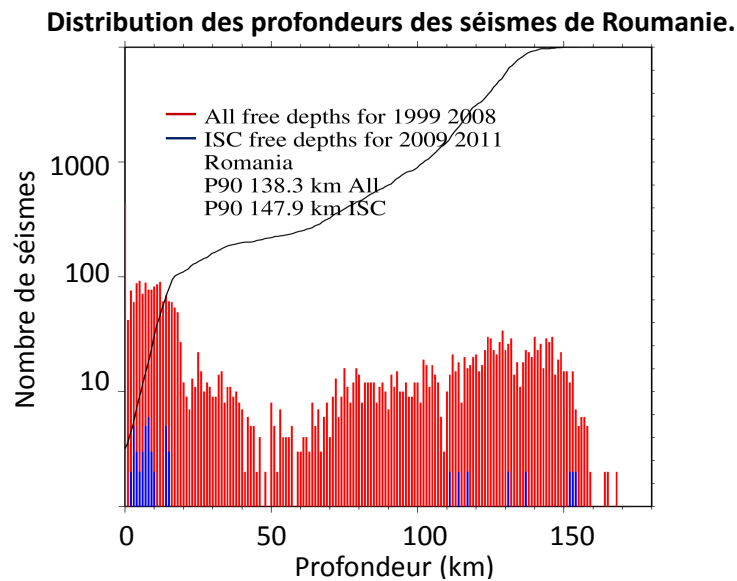
**Fig. 2.9** : Processus d'interactions manteau/croûte d'après [Artemieva and Meissner, 2012]

- **Les zones de collisions continentales**. Les séismes y sont généralement aussi superficiels (<30-40 km) dans la croûte. Celle-ci est parfois plus épaisse au niveau des collisions et des séismes peuvent être localisés à des profondeurs plus importantes (autour de 100 km). D'après [De la Torre et al., 2007], pour la collision Himalayenne, on trouve ainsi des séismes jusqu'au Moho vers 80-90 km (et peut-être aussi dans le manteau).

- **Les zones d'intrusions magmatiques** dans la croûte, au niveau des points chauds (Hawaii, la Réunion), où des remontées de manteau à travers la croûte peuvent générer des séismes plutôt superficiels et de faibles magnitudes.

- **Des phénomènes de délamination, ou de détachements lithosphériques** peuvent aussi induire de la sismicité profonde (100-200km) : un morceau de croûte "coule" dans le manteau, par exemple lors d'un changement de densité de la croûte inférieure par des changements de phases des minéraux. D'après [Prieto et al., 2012], une hypothèse pour expliquer la sismicité associée à ces phénomènes est qu'un changement de phase en profondeur s'accompagne de déshydratation des minéraux (des serpentinites), ce qui réduit la contrainte effective du milieu et le rend fragile (le savoir actuel sur les "nests", ces zones profondes, à forte sismicité est résumé dans [Prieto et al., 2012]).

A titre d'exemple, nous présentons en Figure 2.10 la sismicité de la Roumanie comprenant la zone sismique de Vrancea, à partir du catalogue ISC. La zone de Vrancea est caractérisée par une sismicité très profonde, autour de 100-150 km, qui peut être clairement dissociée de la sismicité crustale superficielle (<50 km), Figure 2.10. D'après [Sperner et al., 2001], cette sismicité est due à une délamination d'une partie de la subduction des Carpates. Ces séismes profonds semblent être aussi associés à des chutes de



**Fig. 2.10 :** Distribution de la sismicité de la Roumanie, d'après le catalogue de l'ISC. La zone de sismicité profonde est liée à la zone de Vrancea.

contraintes élevées, autour de 100 MPa en moyenne, d'après [Prieto et al., 2012] (voir le chapitre 5 pour une étude des chutes de contraintes selon la profondeur).

### 2.2.3 Les séismes intra-plaques, en zones continentales stables (SCR)

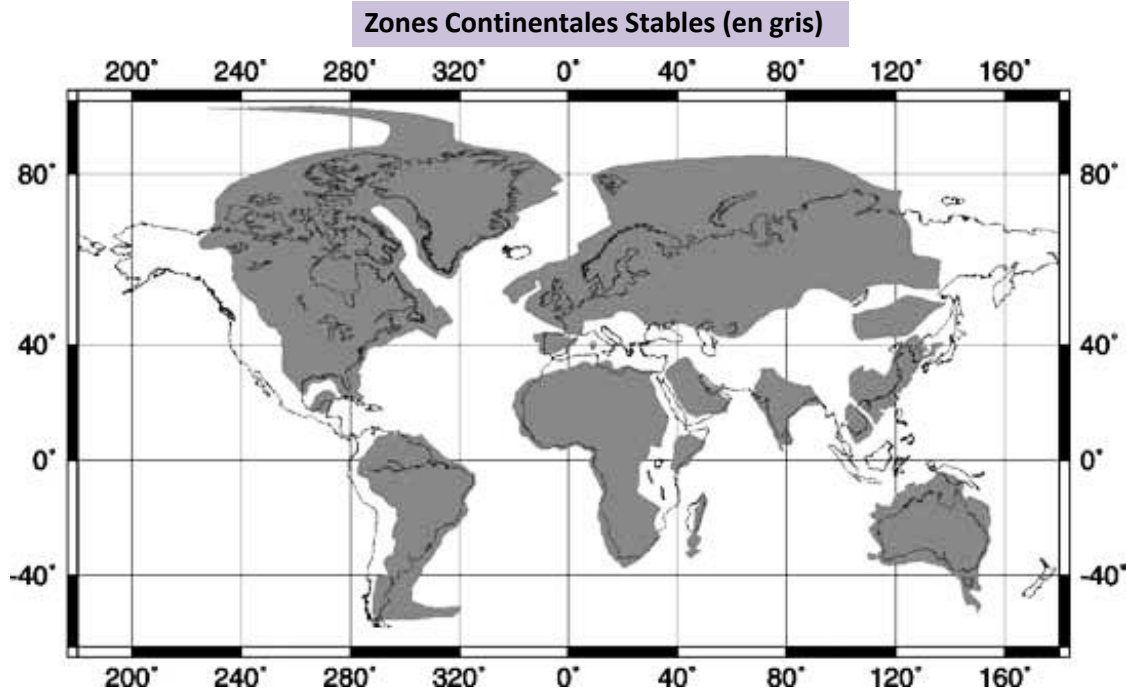
Les **séismes intra-plaques** peuvent apparaître à l'intérieur même d'une plaque. Nous parlons alors de zones continentales stables (SCR : Stable Continental Region). Ces zones, représentées en Figure 2.11, ont été définies par [Schulte and Mooney, 2005] et couvrent une grande partie de la France et de l'Europe du Nord. Comprendre ce type de sismicité est utile dans l'objectif de l'estimation de l'aléa sismique en Europe de l'Ouest. D'après une étude récente de [Iio and Kobayashi, 2002] résumant les différentes hypothèses à l'origine de ces séismes, ceux-ci proviennent probablement de ruptures le long de failles pré-existantes, déclenchées par une accumulation lente de contraintes.

#### Distribution des profondeurs des séismes SCR : hypothèse du double-pic de sismicité

La répartition exacte des séismes intra-plaques selon la profondeur est difficile à estimer car l'intérieur des plaques, moins sismique, est souvent peu instrumenté (voir 3.4). La distribution des profondeurs est ainsi toujours débattue. Deux hypothèses prédominent. D'après la première hypothèse, ces séismes sont majoritairement dans la partie supérieure de la croûte terrestre, ainsi que proposé par l'étude de [Stein and Wiens, 1986], et



## DÉFINITION DES SÉISMES MODÉRÉS ET ÉTUDE DE LEURS PROFONDEURS SELON LE CONTEXTE TECTONIQUE

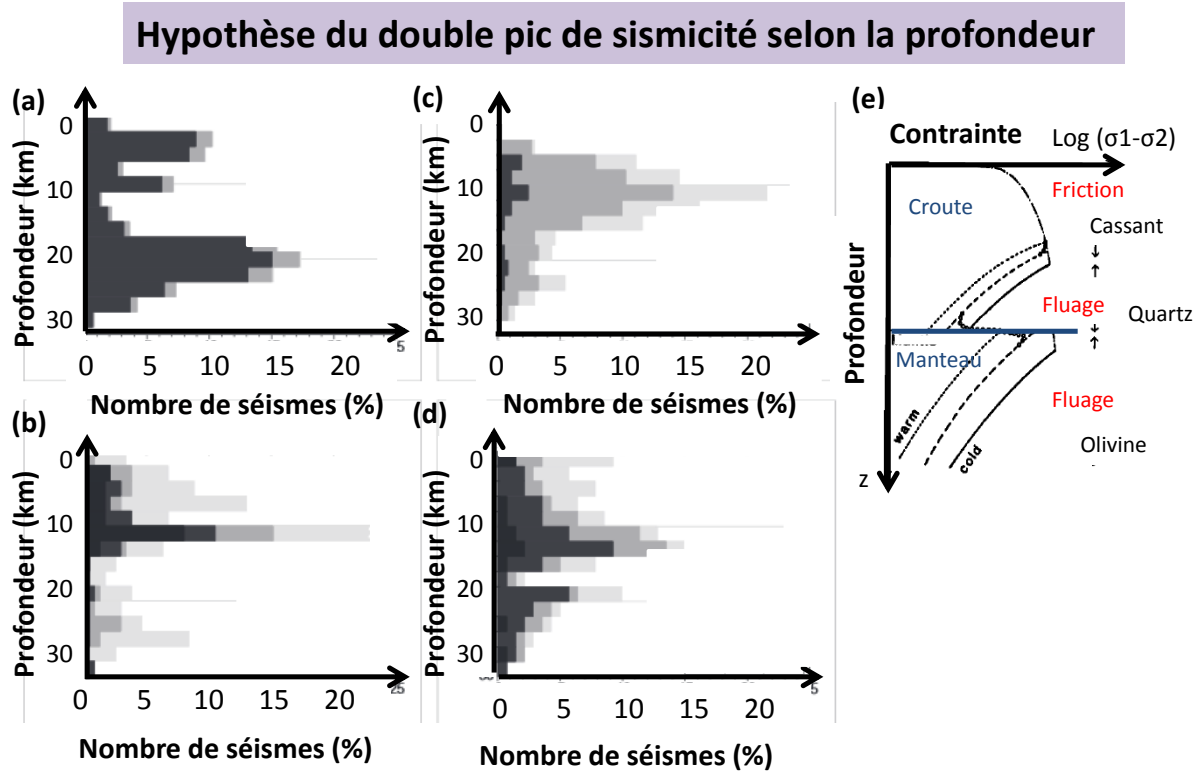


**Fig. 2.11** : Zones Continentales Stables d'après [Schulte and Mooney, 2005]

la profondeur maximale de ces séismes varie selon l'âge de la croûte et/ou la température de celle-ci, autour de 20-30 km. Dans la deuxième hypothèse, la distribution de la sismicité montre deux pics selon la profondeur, ainsi qu'observé pour des études locales par [Chen and Molnar, 1983], et récemment par [Klose and Seeber, 2007]. Les auteurs proposent que, pour certaines régions, on trouve des différences de contraintes effectives dans la croûte, avec deux maxima, le premier autour de la transition cassant-ductile entre la croûte supérieure et inférieure (vers 10 km) et le second proche de la transition croûte-manteau (20-35 km), avec une transition minéralogique (voir Figure 2.12, voir aussi [Scholtz, 2002]). L'augmentation de la contrainte est un facteur à l'origine d'une augmentation de la sismicité, d'où les deux pics observés selon la profondeur, correspondant au maxima de la distribution de la contrainte avec la profondeur (Figure 2.12). A l'inverse, le haut de la croûte supérieure (10-20 km), plus ductile et où les contraintes appliquées sont plus faibles, serait ainsi relativement asismique.

### **Distribution de la sismicité intra-plaque mondiale à plus forte magnitude ( $M > 4.5$ )**

Les séismes avec les magnitudes les plus élevées sont généralement mieux enregistrés, avec de nombreuses détections d'arrivées de phases et en particulier parfois de phases

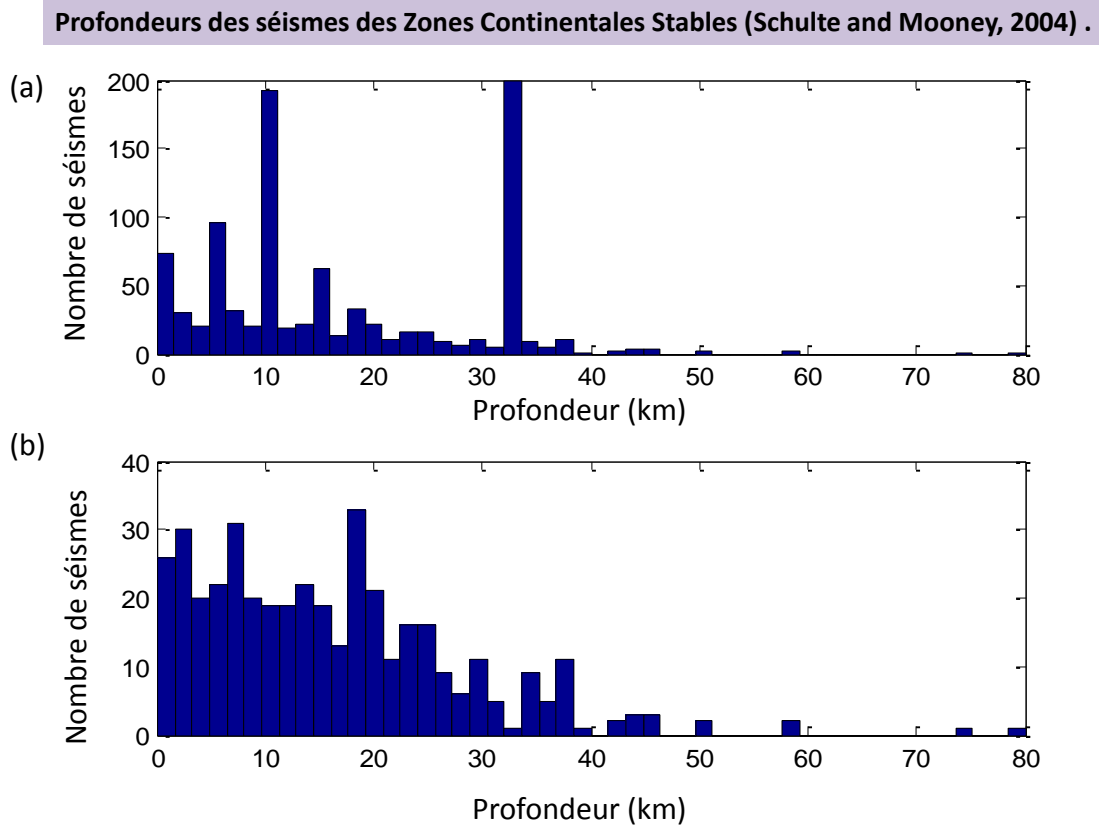


**Fig. 2.12 :** Figures extraites d'une étude de [Klose and Seeber, 2007] : distribution des profondeurs des séismes d'après des synthèses de localisations fiables. (a) pour l'Égypte. (b) pour une région au nord des Alpes. (c) au Canada. (d) pour l'Est des USA (Tennessee). Les zones en gris clair correspondent aux études réalisées avec la sismicité ancienne et récente, les zones foncées se limitent à la sismicité avant 1990. On peut observer un double pic de sismicité. (e) Figure extraite de [Scholtz, 2002] montrant la courbe théorique de l'évolution de la contrainte avec la profondeur.

de profondeur télésismiques. On peut donc espérer que leurs profondeurs soient mieux résolues. Ils sont donc de bon candidats pour l'étude de la distribution de la sismicité. [Schulte and Mooney, 2005] ont défini un catalogue global pour les zones continentales stables comprenant 1300 évènements de magnitudes supérieures à 4.5. Si on analyse les profondeurs associées, vues en Figure 2.13, on observe deux pics de sismicité, le premier à 10 km (transition croûte supérieure/inférieure) et un deuxième à 30 km (vers le Moho). Cela semble donc, à première vue, confirmer l'hypothèse du double pic à l'échelle mondiale. Cependant, nous remarquons aussi que beaucoup de ces profondeurs sont fixées (Figure 2.13), ce qui tend à montrer que la profondeur n'est pas résolue. Il est donc difficile de confirmer la présence d'un double pic de sismicité sur l'ensemble des séismes en zone continentale stable, à partir de ce catalogue. Au contraire même, les profondeurs libres (sans contrainte sur la profondeur) vues en Figure 2.13(b) semblent montrer une sismicité

## DÉFINITION DES SÉISMES MODÉRÉS ET ÉTUDE DE LEURS PROFONDEURS SELON LE CONTEXTE TECTONIQUE

majoritairement dans la croûte supérieure, jusqu'à 20 km, cohérente avec l'hypothèse de [Stein and Wiens, 1986].



**Fig. 2.13 :** Profondeur des séismes intra-plaques du catalogue de [Schulte and Mooney, 2005] : (a) Toutes les profondeurs du catalogue. (b) En enlevant les profondeurs fixées (0,5,10,15,33)

### Conclusion sur la distribution des profondeurs de séismes intra-plaques et importance des signaux télésismiques

Il est difficile de déterminer une distribution générique des séismes en zones continentales stables. [Klose and Seeber, 2007] a montré que, localement, un double pic de sismicité peut être observé. A plus grande échelle, il semble que la sismicité soit majoritairement contenue dans la croûte supérieure. La question de la présence de séismes dans le manteau supérieur est aussi ouverte, [Maggi et al., 2000b] et [Maggi et al., 2000a] ont montré que les incertitudes sur les profondeurs peuvent conduire à une mauvaise interprétation de la sismicité mantellique. Les séismes intra-plaques sont souvent dans des régions faiblement instrumentées car peu sismiques. C'est pourquoi les méthodes d'estimation télésismiques, indépendantes du réseau régional, sont très avantageuses pour analyser ce type de sismicité, ainsi que montré par [Stein and Wiens, 1986]. Durant cette

thèse, les profondeurs de plusieurs événements en zone continentale stable, parfois mal estimées par les données régionales, ont été contraintes avec l'aide des données télésismiques (voir 4.2). Par exemple, nous avons évalué la profondeur de l'événement anglais du 27 février 2008 à 29 km. [Heyburn and Fox, 2010] a aussi montré l'importance des signaux télésismiques pour cet événement en les couplant originalement à des données régionales (on verra l'apport de telles méthodes en conclusion). Le séisme d'Algérie du 14/02/2013, à 7 km de profondeur, est aussi un cas intéressant car il est situé dans une zone non instrumentée et l'estimation de sa profondeur est bien contrainte par les signaux télésismiques. Dans la partie 4.2, nous étudierons aussi l'événement du 27 janvier 2012 de la plaine du Po, en Italie, pour lequel l'utilisation des ondes télésismiques nous a permis d'affirmer qu'il était sous le Moho. Il est peut-être généré par une ancienne zone de subduction toujours active. Les méthodes télésismiques apportent ainsi une information nouvelle sur la source, complémentaire aux estimations régionales. La limitation de ces méthodes télésismiques est liée au rapport signal/bruit faible à grande distance, et donc celles-ci ne permettent d'étudier classiquement que les magnitudes importantes (à partir de 5-5.5, selon les régions), ce qui concerne un nombre limité de séismes. Pourtant, avec l'accès aux données de nouveaux réseaux, tels que ceux du CTBTO, il a été possible de détecter des phases de profondeur nettes pour le séisme d'Ardèche du 03 aout 2011, de magnitude 3.6 (4.2). Il semble bien que tout le potentiel des méthodes télésismiques pour des séismes modérés en zone continentale stable n'est pas utilisé. Cela motive donc la recherche de nouvelles méthodes pour contraindre l'estimation de la profondeur à l'aide de données télésismiques.

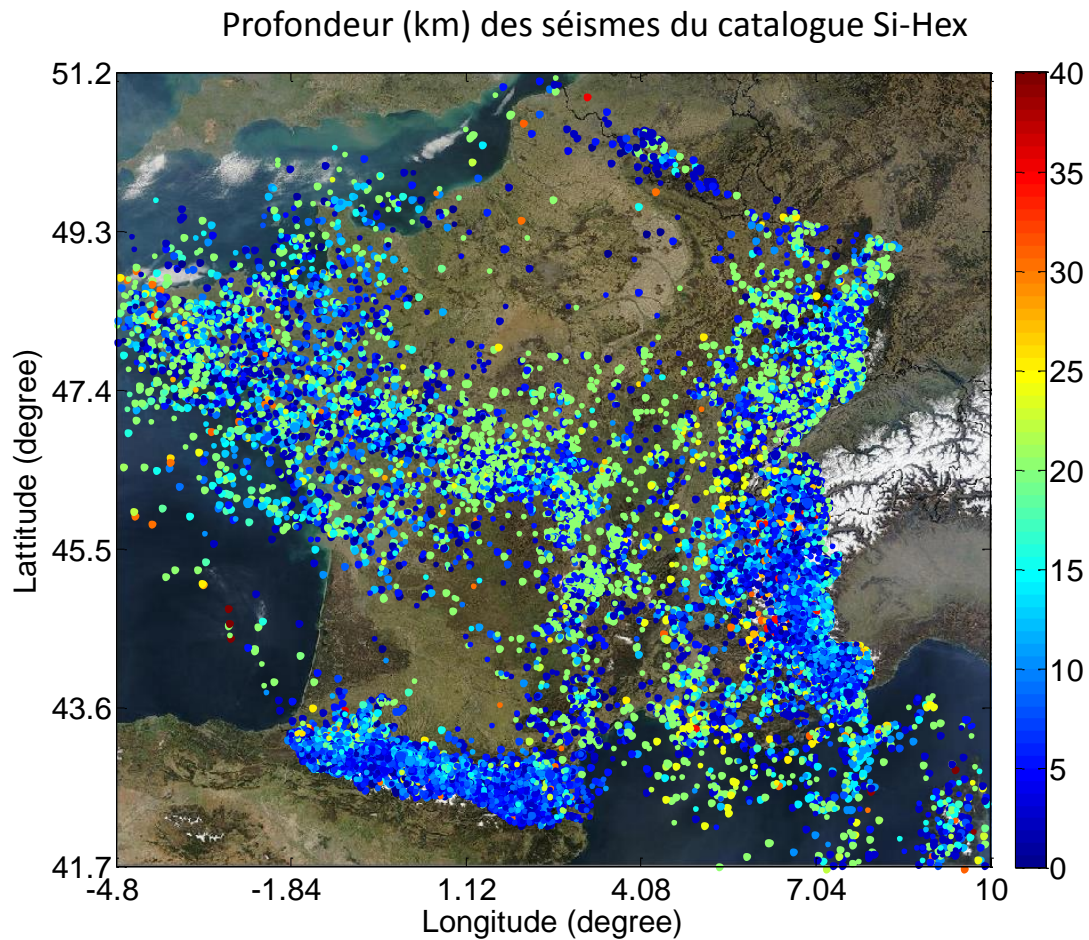
### 2.2.4 Profondeurs des séismes Français

La France (métropolitaine) possède une sismicité modérée. Un seul séisme de magnitude supérieure à six a été enregistré (Lambesc, en 1909) et moins d'une cinquantaine de séismes ont dépassé une magnitude de 4 (voir figure 2.16). L'activité sismique est la plus forte pour les zones de collisions continentales des Alpes, de la Provence et des Pyrénées, et pour l'ancienne zone de "rifting" du fossé Rhénan, en Alsace. La sismicité intra-plaque est également non négligeable pour les massifs anciens (Massif armoricain, Ouest du Massif central, Vosges).

#### Les profondeurs télésismiques en France

Peu d'études télésismiques ont été réalisées en France. Avec l'accès récent au réseau du CTBTO, seuls les séismes détectés depuis 2011, avec une magnitude au dessus de 4.5, ont été systématiquement étudiés. Six séismes ont pu être ainsi traités avec l'aide des signaux télésismiques (nous retrouvons ces 6 séismes dans le tableau 2.15 résumant les principales estimations de profondeur télésismiques en France).

Les séismes pyrénéens avec des magnitudes supérieures à 4 ont été étudiés sans succès : même l'onde directe P est mal détectée à distance télésismique pour cette région. Il y a une radiation verticale des ondes faible, du fait d'un effet de mécanisme, ou d'un fort



**Fig. 2.14** : Carte de sismicité du catalogue Si-Hex : les profondeurs et localisations sont choisies parmi les catalogues des différents Instituts et celui obtenu par relocalisation de la sismicité française lors du projet Si-Hex

effet d'atténuation. Des anomalies de vitesses sous la source, réfléchissant une grande partie de l'énergie vers le haut peuvent aussi expliquer la non-détection de ces séismes. A ce jour, les analyses télésismiques n'apportent donc pas d'aide pour définir les profondeurs de ces séismes. Par contre, pour la Bretagne et pour l'Ardèche, trois récents séismes ont générés des phases télésismiques claires. Nos méthodes télésismiques ont alors permis d'estimer avec succès la profondeur de ces séismes qui sont dans des zones peu instrumentées et difficilement contraints par les réseaux régionaux (voir tableau 2.15). Pour les séismes de Barcelonnette et de Briançon (séismes 7 et 10 dans le tableau 2.15), nos estimations de profondeur confirment celles provenant des réseaux régionaux. Leur intérêt est ici de réduire les incertitudes épistémiques liées aux estimations de profondeur, car elles reposent sur des méthodes et des données différentes de celles utilisées pour les

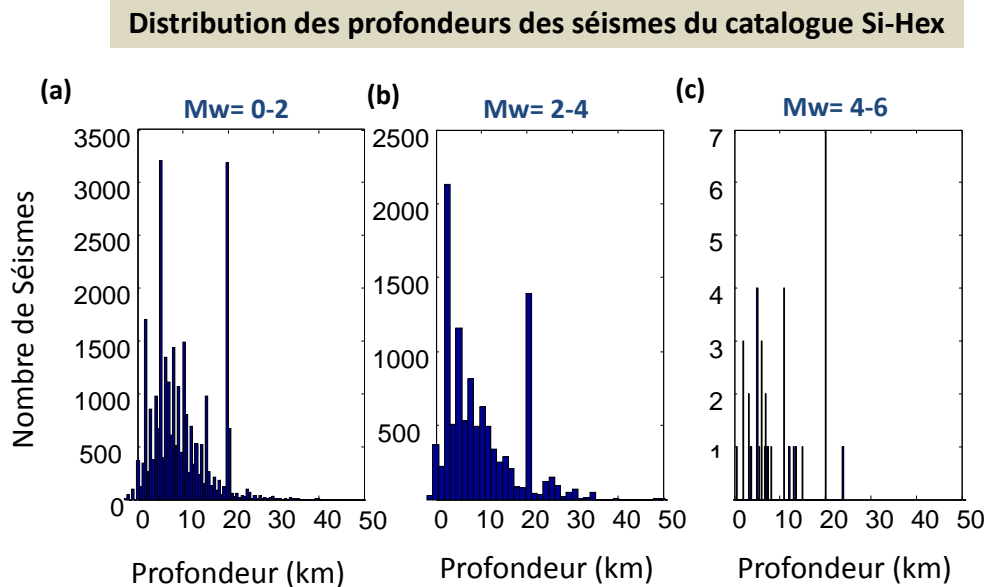
## 2.2 A quelles profondeurs sont les séismes ?

Numéro	Date	Localisation	Profondeurs régionales (km)	Profondeur télésismique (km)	Références bibliographiques des résultats télésismiques
1	26/12/1989	Méditerranée (proche Nice)	20 [SiHex], 10 [Reness], 15 [EMSC]	12 (sP) ou 17 (pP) (ou <10 si pwP)	Estimé durant la thèse
2	30/09/2002	Lorient	20 [SiHex] 9,6 [LDG] 1 [EMSC] 10 [Reness]	10-12	Perrot et al., 2005
3	22/02/2003	Rambervilliers	20 [SiHex] 11,7 [LDG] 10 [Reness, EMSC]	12,5	Got et al., 2011
4	23/02/2004	Briançon	20 [SiHex] 17 [LDG] 5 [EMSC] 10 [Reness]	11,5-13,5	Estimé durant la thèse
5	07/07/2011	Corse	9 [GeoAzur] 10,9 [LDG] 10 [EMSC] 3,1 [GEN]	26 (ou 18 si pwP)	Letort et al., 2014 Estimé durant la thèse
6	04/03/2012	Corse (2)	25,6 [LDG] 10 [Reness] 20 [EMSC]	27 (ou 18-19 si pwP)	Estimé durant la thèse
7	26/02/2012	Barcelonnette	8 [LDG, GeoAzur]	10,5	Estimé durant la thèse
8	03/08/2011	Ardèche	4 [LDG] 3 [Reness] 8 [EMSC]	12	Letort et al., 2014 Estimé durant la thèse
9	21/11/2013	Vannes	4 [LDG] 4 [Reness]	4	Estimé par le LDG
10	04/2014	Briançon	8	10	Estimé par le LDG

**Fig. 2.15 :** Séismes français dont la profondeur a été déterminée par signaux télésismiques.

estimations régionales.

Nous avons enfin étudié deux séismes au large de la Corse. Leurs profondeurs autour de 25 km, issues de notre analyse, sont à prendre avec précaution. Ainsi que vu dans la partie 2.1.5, une interprétation de phases réfléchies sur la surface de l'eau (pwP) en phases réfléchies sur la surface du sol (pP) peut conduire à une surestimation de la profondeur. Cependant, même dans l'hypothèse d'une mauvaise interprétation des phases, ces séismes restent profonds, autour de 17 km (voir partie 4.2). Une étude plus précise de cette zone est donc d'intérêt, car la profondeur de ces séismes est toujours débattue et la présence d'une sismicité et de failles superficielles dans cette région pourrait être à l'origine de futurs tsunamis en Méditerranée. Si les profondeurs de ces séismes étaient confirmées au delà des 15 km de profondeur, cela peut avoir des implications pour la connaissance de la région : une telle profondeur peut signifier que la croûte est une croûte continentale (l'épaisseur est de 10-15 km en zone océanique), ou que les séismes sont dans le manteau supérieur.



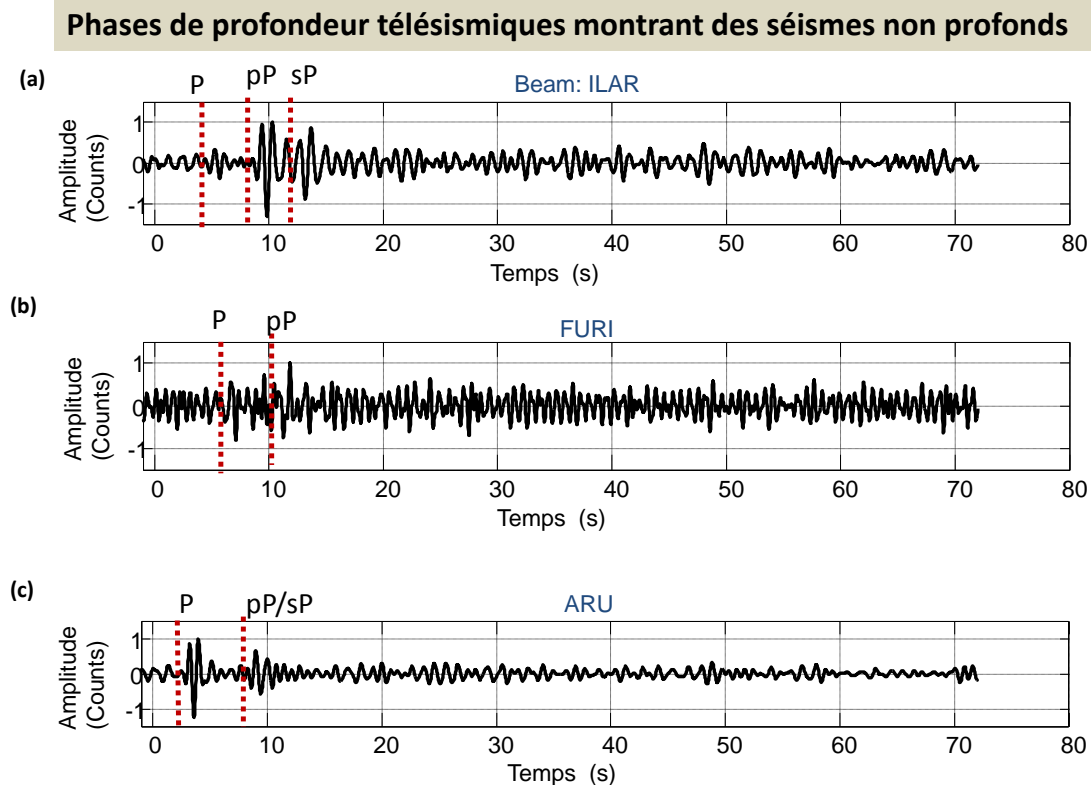
**Fig. 2.16 :** Distribution de la profondeur des séismes pour les 3 bandes de magnitudes (a) 0-2, (b) 2-4 et (c) 4-6 d'après le catalogue Si-Hex (1962-2009).

Pour étudier la distribution des profondeurs des séismes en France, nous allons nous appuyer sur le catalogue Si-Hex. Si-Hex est un projet entre 8 principaux laboratoires/observatoires sismologiques en France : EOST (Strasbourg), IUEM (Brest), OCA (Nice-Sophia Antipolis), OMP (Toulouse), OPGC (Clermont Ferrand), OSUG (Grenoble), OSUNA (Nantes) et le LDG (CEA/DAM, Bruyère-le-Chatel). Ces instituts ont mis en commun les données des temps d'arrivées sismiques provenant de leurs stations, ainsi que celles des stations relevant de divers organismes des pays limitrophes. Cela a permis de définir un catalogue de sismicité instrumentale entre 1962 et 2009, voir Figure 2.14. Ce catalogue constitue donc à ce jour une des bases de données les plus complètes de la sismicité française. Nous avons donc représenté les profondeurs de ce catalogue (Figure 2.16) : la majorité des séismes se trouvent dans les 10 premiers kilomètres de la croûte, probablement donc dans la croûte supérieure cassante.

Dans le catalogue de Si-Hex, un pic de profondeur à 20km est visible pour les 3 classes de magnitudes (Figure 2.16). Les profondeurs égales à 20 km ont été fixées lors des localisations (ou l'algorithme a convergé vers une interface du modèle de vitesse), ce qui laisse penser que les incertitudes associées sont élevées. Peut-on alors affirmer que ces séismes sont profonds, autour de 20 km ?

Le catalogue contient huit séismes avec des magnitudes supérieures à 4 et avec des profondeurs supérieures à 20 km. Quatre d'entre eux sont récents et nous disposons alors de données téléseismiques. La confrontation entre la profondeur Si-Hex et la profondeur





**Fig. 2.17 :** (a) et (b) Signaux du séisme de Briançon de 2004. (c) Signaux du Séisme de la Côte d'Azur 1989.

estimée par les données téléseismiques a pu donc être réalisée (numéros 1, 2, 3 et 4 en Table 2.15). Pour les séismes de 2003 (Rambervilliers) et de 2002 (Lorient), les études téléseismiques ont permis de contraindre l'estimation de la profondeur autour de 12 km ([Got et al., 2011] et [Perrot et al., 2005]). Les séismes de Briançon (numéro 4) et le séisme méditerranéen de 1989 (numéro 1) sont moins contraints, mais ils ont généré néanmoins des phases de profondeur correspondant à des foyers moins profonds, là encore autour de 10-12 km (Figure 2.17).

En ne gardant alors que les hypocentres dont les profondeurs sont libres (Figure 2.16), il semble que les séismes français se concentrent principalement dans la croûte supérieure. Le double-pic de sismicité n'existe probablement pas en France, ou alors, seulement localement.

Afin de mieux appréhender la provenance de ces incertitudes, nous allons commencer par décrire, dans le Chapitre suivant (3), les méthodes employées pour trouver la profondeur des séismes.





### 3. MÉTHODES D'ESTIMATION DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS

Dans le chapitre précédent (2), l'étude des distributions de profondeur en zone continentale stable a montré que de nombreuses profondeurs sont fixées dans les catalogues, prouvant une difficulté réelle d'estimation des profondeurs des séismes modérés. Dans ce chapitre, nous allons décrire les principales méthodes d'estimation des profondeurs.

La plupart des estimations de profondeurs sont reportées dans les catalogues de sismicité. La profondeur  $y$  est inversée simultanément aux autres paramètres de localisation (latitude, longitude et temps origine). Nous présenterons donc les différentes méthodes de localisation, absolues et relatives, puis nous nous focaliserons sur le catalogue global de l'ISC (International Seismological Center), qui a été utilisé à de multiples reprises dans cette thèse (partie 3.1). Nous analyserons ensuite les incertitudes des profondeurs provenant de ces catalogues (partie 3.4). La principale source des difficultés pour contraindre l'estimation de la profondeur vient d'un biais entre le temps origine et la profondeur. Il existe aussi des méthodes qui utilisent uniquement les temps d'arrivées des phases de profondeur, dont font parties nos nouvelles méthodes développées au Chapitre 4. Enfin, bien que plus difficile à mettre en œuvre à grande échelle, il est aussi possible de trouver la profondeur par l'inversion des mécanismes aux foyers, à distance régionale et/ou téléseismique (partie 3.3).

### 3.1 A l'aide des catalogues de sismicité (locaux et globaux) et par le pointé des phases régionales et/ou téléseismiques.

#### 3.1.1 Méthodes de localisation

A l'aide d'un modèle de propagation des phases, nous pouvons calculer les temps d'arrivées théoriques d'un séisme localisé en un lieu donné et pour un temps origine et les comparer aux arrivées observées. Nous inversons donc 4 paramètres : latitude, longitude, profondeur et temps origine. La précision du résultat dépend de la qualité des observations (le nombre de stations et leur répartition, le nombre de phases) et de la qualité du modèle de vitesse. L'équation à inverser est :

$$t_{obs} = t_0 + \int_{x_{station}}^{x_{source}} u(\mathbf{x}) ds \quad (3.1)$$

Avec  $u(\mathbf{x})$  la lenteur (inverse de la vitesse), le long du rai ( $\mathbf{x}$ ).

Pour illustrer le problème, plaçons nous dans un cas simple d'arrivées d'ondes P et d'ondes S directes dans un modèle homogène. En Figure 3.1(a), nous enregistrons les temps d'arrivées de ces phases aux trois stations disponibles (vues en Figure 3.1 (b)). Nous connaissons les vitesses théoriques,  $V_P$  et  $V_S$ , de ces ondes dans le modèle de vitesse homogène choisi (Figure 3.1 (c)). Pour les temps d'arrivées ( $t_P$  et  $t_S$ ) à une station donnée, et pour un temps origine donné ( $t_0$ ), l'hypocentre du séisme se situe donc sur un cercle centré à la station et de rayon  $R = V_P * (t_P - t_0) = V_S * (t_S - t_0)$ . En combinant cette équation appliquée à plusieurs stations, nous pouvons donc estimer la localisation et le temps origine (Figure 3.1 (b)). Ainsi, les premières méthodes de localisation, lorsque les puissances de calcul informatiques étaient encore limitées, consistaient en de simples recherches par méthodes graphiques de tracé de cercles utilisant les vitesses des ondes P et S.

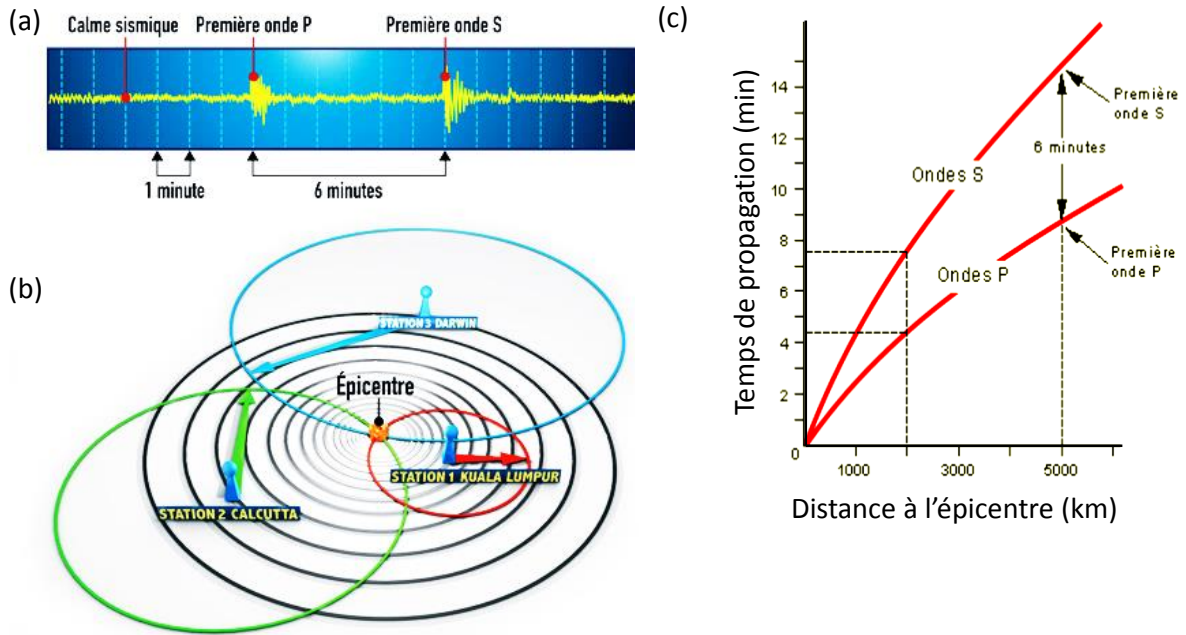
Cependant, nous avons vu en partie 2.1.4 que la croûte n'est pas homogène et que les phases ne se propagent pas le long de simples rais droits. Ainsi l'équation 3.1 devient non linéaire et plus difficile à inverser. De plus, le modèle de vitesse  $u$  est généralement mal connu, il existe aussi parfois des anomalies latérales importantes dans la croûte. C'est pourquoi, de nos jours, avec des puissances de calcul plus importantes, des méthodes d'inversion plus complexes sont utilisées.

Il existe différentes classes de méthodes :

#### Les méthodes "classiques" par méthodes d'inversion itératives

Les plus utilisées sont les méthodes d'inversion linéarisées et itératives ([Lee and Lahr, 1975] et [Lahr, 1989]). Ces méthodes consistent à inverser l'équation 3.1, itérativement

3.1 A l'aide des catalogues de sismicité (locaux et globaux) et par le pointé des phases régionales et/ou télésismiques.



**Fig. 3.1 :** (a) Illustration d'un signal composé d'une arrivée d'onde P et d'onde S. (b) Tracé des isolignes, correspondant aux temps de propagation de l'onde P à partir de 3 stations sismique. Par réciprocity, le point de convergence correspond à la position de l'épicentre. (c) Vitesses de propagation des ondes P et S en fonction de la distance

en partant d'un modèle initial (pour les paramètres de localisation, latitude, longitude, profondeur et temps origine) et en convergeant vers le minimum. Ces méthodes s'appuient sur les techniques d'inversions linéarisées décrites par [Tarantola and Valette, 1982]. Ces méthodes sont rapides et couramment utilisées par de nombreux Instituts. Ainsi, au LDG (laboratoire de géophysique), un algorithme de Gauss-Newton, basé sur l'algorithme de [Geiger, 1912], est utilisé. Une méthode itérative, appelée HYPO71, [Lee and Lahr, 1975] est en vigueur à l'OMP (Observatoire Midi Pyrénées). Plusieurs dérivées de cette méthode, sont aussi souvent employées, par exemple pour le réseau des Alpes (SISMALP), ou la méthode SEISAN utilisée à l'université de Bergen, également proche de HYPO71. Il existe aussi HYPOINVERSE, [Klein, 1984], également mondialement très utilisée, par exemple à l'observatoire d'Hawai, pour le réseau californien du nord (The Northern California Seismic network), au Nevada... Ces méthodes utilisent différentes phases et différentes pondérations empiriques peuvent être définies sur les données (les temps d'arrivées des phases) selon la répartition azimutale des stations, la distance, le type de phases... Ces méthodes ont le grand avantage de permettre d'associer une incertitude au résultat de la localisation (comme l'inversion est linéarisée et en supposant les paramètres distribués selon une loi normale). Cependant, elles dépendent fortement du modèle initial (a priori) et peuvent être ainsi piégées dans un minimum

local, loin de la solution optimale. L'utilisation classique de modèles de vitesse 1D, à couches, discontinus, peut aussi être une complication pour l'inversion itérative car la fonction coût va alors montrer des discontinuités. En pratique, nous observons ainsi de nombreux séismes localisés exactement aux profondeurs des interfaces, qui peuvent donc s'apparenter à des profondeurs fixées dans les catalogues, mais qui résultent uniquement de l'utilisation d'un modèle de vitesse 1D. La méthode itérative ne contraint donc pas forcément efficacement l'estimation de la profondeur et celle-ci est parfois fixée lors de l'inversion ou elle s'obtient par des mesures indépendantes. Par exemple, au LDG, la profondeur est définie en priorité à partir des phases de profondeurs pP, sP lorsque celles-ci sont détectées. Si ce n'est pas le cas, le code itère sur une liste de profondeurs fixées (2 5 10 15 km ...). Enfin, dans les cas rares où les données régionales sont nombreuses, le code tente de converger sur une profondeur libre.

### **Les méthodes d'inversion stochastiques**

Il existe aussi des méthodes d'inversion stochastiques ou de recherche en grille à grande échelle. Ces méthodes s'appuient notamment sur les nombreux travaux de Sambridge sur les méthodes d'inversions de type Monte-Carlo : [Sambridge and Drijkoningen, 1992], [Sambridge and Kennett, 1986], [Lomax et al., 2000], [Sambridge and Mosegaard, 2002]. Ces méthodes explorent beaucoup mieux l'espace des solutions mais demandent des temps de calcul beaucoup plus importants. Par exemple, un algorithme de voisinage (Neighbourhood) est utilisé à l'ISC pour localiser les séismes (voir [Bondar and Storchak, 2011]). Cette méthode sera décrite dans la partie 3.1.2. L'INGV, en Italie utilise un algorithme performant développé par [Lomax et al., 2000]. Ces méthodes sont plus longues en temps mais plus performantes que les méthodes itératives. Nous pouvons donc imaginer que de plus en plus d'Instituts vont utiliser ce type de méthodes. Cependant, l'homogénéisation des catalogues est primordiale pour réaliser des études statistiques cohérentes sur les séismes et une évolution des méthodes actuelles conduirait à des différences, des biais dans les localisations des nouveaux séismes par rapport aux anciens localisés avec les anciennes méthodes. Dans l'idéal, il faudrait alors rejouer toute la localisation de la sismicité passée, ce qui demande un effort considérable.

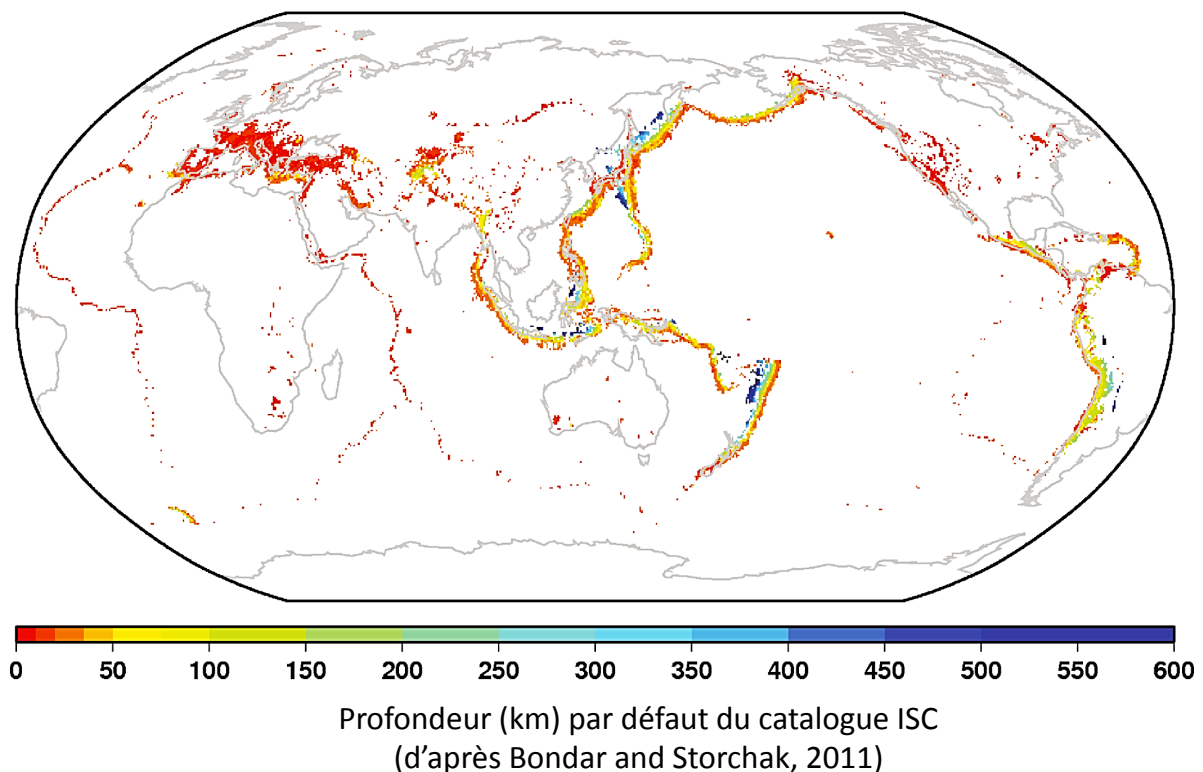
### **Les méthodes d'inversion relatives**

Il existe enfin des méthodes de localisations relatives ou de localisations simultanées de plusieurs événements. Le grand intérêt de ces méthodes est de pouvoir réduire les erreurs dues à une mauvaise estimation de la propagation des ondes, et donc, de tenir compte des variations des vitesses latérales ou locales dans la croûte. En effet, une anomalie locale le long d'un ensemble de rais, pour plusieurs événements co-localisés entraînera les mêmes erreurs en temps à une station donnée. En identifiant plusieurs séismes où ces biais systématiques sont détectés, il est possible de définir un facteur de correction du temps d'arrivée de la phase pour chaque station ([Pujol, 1992], [Kissling, 1988], [Richards-Dinger and Shearer, 2000]). Plus récemment, on peut aussi citer les méthodes de double-

### 3.1 A l'aide des catalogues de sismicité (locaux et globaux) et par le pointé des phases régionales et/ou télésismiques.

différences de [Waldhauser and Ellsworth, 2000] et [Waldhauser and Ellsworth, 2002]. Ces méthodes sont lourdes en temps de calcul et ne peuvent être appliquées que pour un jeu de données important. Elles permettent de mieux définir les positions relatives des séismes les uns par rapport aux autres mais n'améliorent pas la localisation absolue qui dépend principalement du modèle de vitesse. Dans des cas très particuliers, plus rares, le modèle de vitesse peut parfois être inversé simultanément à la localisation du séisme (e.g., [Kissling, 1988], [Thurber, 1992]). Ces méthodes sont utilisées ponctuellement pour étudier une région donnée, mais semblent trop complexes à ce jour pour être utilisées dans le cadre d'un bulletin sismologique. En effet, chaque localisation dépendant de l'ensemble des séismes utilisés, le catalogue associé serait donc évolutif dans le temps (à chaque nouveau séisme, les séismes précédents doivent être tous re-localisés). Ainsi, toutes les études reposant sur une base de donnée stable ne pourraient pas être utilisées (distribution des magnitudes d'une région, profondeur moyenne d'une région...).

#### 3.1.2 Les catalogues de sismicité



**Fig. 3.2 :** Profondeurs de références du catalogue ISC, définies à partir du catalogue EHB [Engdahl et al., 1998] et de relocalisation avec l'ISC-Locator

### **Les catalogues de sismicité régionaux et nationaux**

De nombreux organismes effectuent des localisations de séismes. Ils étudient en priorité les événements à l'intérieur ou à proximité de leur réseau régional/national et la résolution de leur localisation dépend fortement de la disposition des stations du réseau par rapport aux séismes et en particulier de leur couverture azimutale. Il existe des réseaux régionaux : par exemple, en France, l'OMP (Observatoire Midi-Pyrénées) dispose de capteurs sismiques autour de la chaîne de montagne des Pyrénées et utilise un modèle 3D pour localiser les séismes Pyrénéens à l'aide d'une méthode itérative (HYPO71). Il existe aussi des organismes nationaux. Nous pouvons citer Le LDG (Laboratoire de Géophysique) qui dispose de stations sur tout le territoire Français (mais un réseau moins dense que ceux des observatoires régionaux) et propose un bulletin national, localisé à l'aide d'un modèle 1D homogène sur l'ensemble de la France. On comprend bien que les résultats des profondeurs peuvent varier selon les instituts, la disposition des stations du réseau et les modèles utilisés. Pour les études de sismicité, le choix d'un catalogue adapté est donc important. Pour des études locales/régionales (e.g. Pyrénées), nous préférons souvent les catalogues régionaux, type OMP, souvent plus précis et plus complets. Si l'étude concerne un plus grand domaine (e.g. la France) ou s'il est nécessaire de pouvoir comparer les résultats de l'étude de la sismicité régionale avec celles d'autres régions, et donc s'il est important d'être cohérent entre les différentes régions (au niveau de la méthode employée et des modèles de vitesses), nous utiliserons plutôt un catalogue global homogène que plusieurs catalogues régionaux, comme par exemple celui de Si-Hex pour la France. Les réseaux nationaux/globaux sont aussi importants pour étudier la sismicité en bordure d'un réseau régional, car ils disposent généralement d'une meilleure couverture azimutale de stations que le réseau régional qui ne contraindra efficacement que les localisations des séismes à l'intérieur même de son réseau.

### **Les catalogues globaux et le catalogue global de l'ISC (International Seismological Center)**

Plusieurs catalogues globaux traitent de la sismicité à l'échelle mondiale. A l'inverse des catalogues régionaux et nationaux, ces catalogues utilisent, en plus des données acquises à leurs stations, l'information des arrivées des phases provenant des autres instituts. Il existe en particulier le catalogue du NEIC (National Earthquake Information Center) et du CSEM (Centre Sismologique Euro-Méditerranéen) qui se focalise, lui, sur la sismicité européenne. Dans cette thèse, de nombreuses études ont été effectuées à partir du catalogue ISC, en particulier pour l'étude de la sismicité de la zone de subduction de Guerrero (partie 4.3). Nous allons donc ici, à titre d'exemple, expliquer le fonctionnement de ce catalogue. Les autres catalogues globaux ont un fonctionnement similaire. L'ISC collecte les phases et les localisations de 130 Instituts à travers le monde. D'un côté, il synthétise ainsi toutes les solutions possibles pour un événement. Il effectue également lui-même sa propre localisation à l'aide des arrivées des phases fournies par les différents Instituts. Depuis 2009, la méthode de localisation employé est celle de l'ISC-locator, [Bondar and Storchak, 2011], qui utilise toutes les phases du modèle ak135 ([Kennett,

### 3.1 A l'aide des catalogues de sismicité (locaux et globaux) et par le pointé des phases régionales et/ou téléseismiques.

---

2005]), dont les phases de profondeur. Une inversion stochastique par algorithme de voisinage (Neighbourhood) est utilisée pour donner une estimation de la localisation, qui est finalement affinée par une méthode itérative. Cela permet d'explorer plus finement l'espace des solutions autour du résultat de l'inversion. La profondeur peut être inversée en même temps que la localisation, ou fixée à une valeur de référence (d'après un modèle mondial représenté en Figure 3.2).

#### **Les critères de résolution de la profondeur selon l'ISC**

L'estimation de la profondeur n'est pas contrainte par les temps d'arrivées des ondes se propageant latéralement, comme ceux-ci dépendent fortement du modèle de vitesse, souvent mal connu. De plus, il est souvent possible de détecter la première arrivée des phases, mais les autres phases sont plus difficile à détecter car elles sont dans la coda de la première phase (voir Figure 2.5). A partir d'une certaine distance (autour de 100-150 km, selon le modèle de vitesse), la première arrivée n'est plus l'onde directe Pg mais l'onde Pn, guidée par le Moho. Le temps de la première arrivée dépend alors essentiellement des vitesses latérales le long du Moho et dépend très faiblement de la profondeur. Par contre, la profondeur jouera un rôle important pour les temps d'arrivées des phases se propageant verticalement. On distingue dans ce cadre deux types de phases. Des phases se propagent vers le haut : les phases (Pg, Sg) enregistrées aux stations idéalement placées au dessus de la source et les phases de profondeur téléseismiques (pP, sP). D'autres phases se propagent vers le bas : les phases téléseismiques (P, PP, PcP, PKP..). La combinaison des temps d'arrivées de ces ondes verticales permettent de contraindre l'estimation de la profondeur. Ainsi, la profondeur est laissée libre dans l'inversion uniquement si un des critères suivant est vérifié :

**1** Si nous disposons d'un réseau local : une station ou plus à moins de 0.2 degrés (20 km) avec des phases reportées. En effet, si la station se situe au dessus de la source, les ondes directes Pg, Sg se propagent verticalement et contiennent donc une information sur la profondeur (attention néanmoins au biais avec le temps origine, voir la partie suivante).

**2** Si nous détectons des phases de profondeurs : au moins 5 phases de profondeur reportées par au moins deux instituts. Le résultat sera d'autant plus fiable que le nombre d'Instituts détectant des phases de profondeur sera grand. En effet, le pointé (cohérent) de ces phases est délicat et il peut y avoir des erreurs épistémiques lors de l'interprétation d'un analyste.

**3** Si des réflexions sur le noyau sont détectées (PcP, ScS) : au moins 5 phases (PcP, ScS) reportées par au moins deux Instituts. Ces phases se propageant quasiment verticalement, leurs temps d'arrivées sont également un bon indicateur de la profondeur.

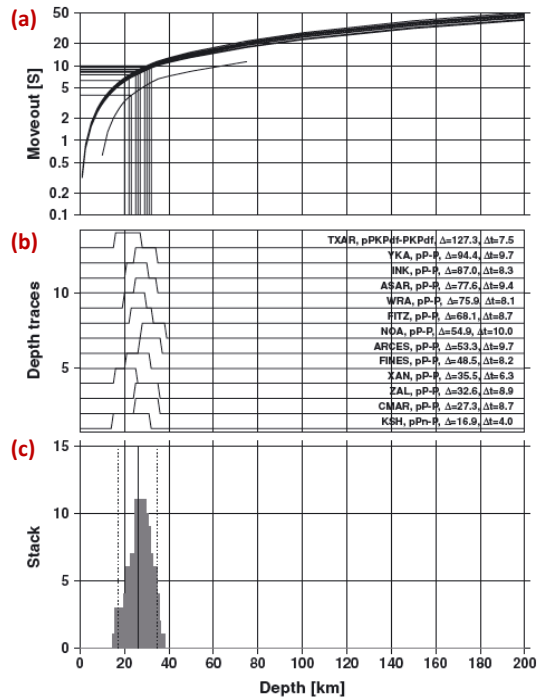
**4** Si nous disposons d'au moins 5 stations à moins de 5 degrés avec des couples d'arrivées de phases (P,S).



## 3.2 Estimation de la profondeur par l'utilisation de phases de profondeur

### 3.2.1 Méthode utilisée à l'ISC

L'estimation de la profondeur est contrainte principalement par les phases pP (et sP). L'ISC propose ainsi une estimation de la profondeur basée uniquement sur la détection des délais d'arrivées de la phase pP par rapport à la phase P. Le principe de cette **méthode pISC** est de calculer la courbe théorique reliant le délai entre les arrivées des phases P et pP avec la distance à l'épicentre et la profondeur (Figure 3.3(a)). A partir du délai P-pP mesuré sur les enregistrements et une estimation sur l'erreur de mesure, il est possible de représenter pour chaque station un intervalle de profondeur possible, équivalent aux délais, en utilisant les relations profondeur/distance/délais (Figure 3.3(b)). La médiane des profondeurs ainsi estimées pour chaque station donne la profondeur finale (Figure 3.3(b)). Cette méthode est faiblement dépendante de la localisation de l'épicentre, et surtout, elle est insensible aux erreurs dues au biais avec le temps origine. Elle reste cependant sensible aux erreurs d'interprétations des phases pP que nous discuterons dans la partie 3.4.

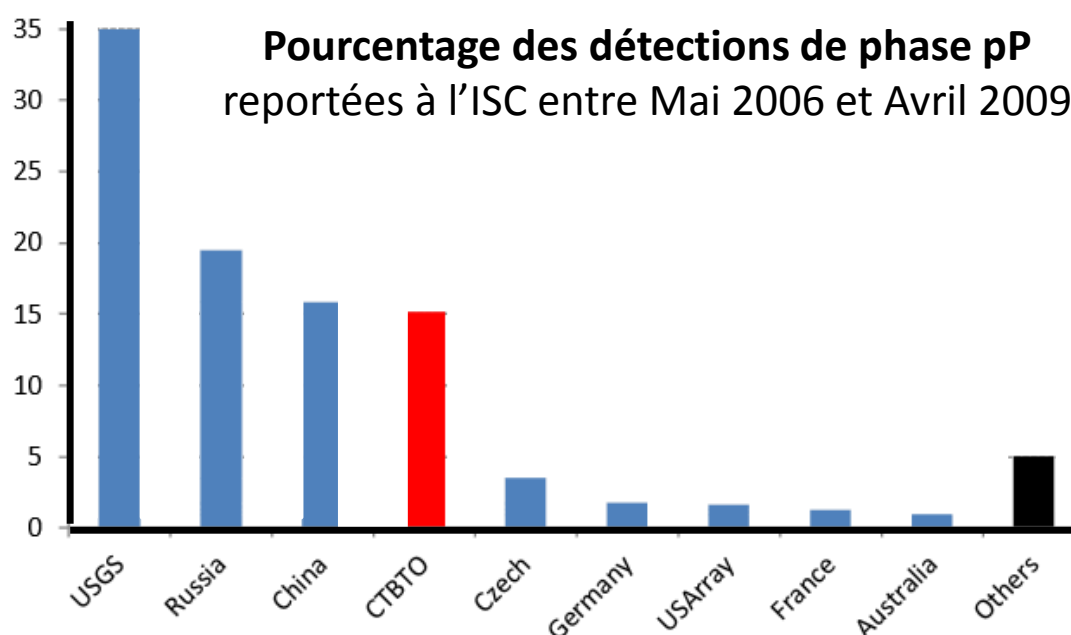


**Fig. 3.3** : Méthode pISC d'après [Bondar and Storchak, 2011].(a) Courbe théorique reliant le délai entre les ondes P et pP avec la distance à l'épicentre et la profondeur. (b) Intervalles de profondeurs possibles équivalents au délai, en utilisant les relations profondeur/distance/délais de (a) et en introduisant une erreur de pointé. (c) Profondeur finale et incertitudes associées.

### 3.2.2 Méthode cepstrale utilisée par le CTBTO

Une autre méthode qui permet de contraindre l'estimation de la profondeur par l'utilisation des phases de profondeur pP, sP est la méthode cepstrale développée par [Bonner et al., 2002]. Cette méthode est utilisée par le CTBTO et comprend une analyse statistique de la présence d'échos dans un enregistrement par l'utilisation des statistiques de

Fischer (F-statistique). Cette méthode est équivalente à la méthode que nous développerons dans la partie 4.2. Le CTBTO est à l'origine de 15% des détections de phases de profondeur du catalogue ISC (voir Figure 3.4). L'utilisation de ce réseau mondial pour détecter des phases de profondeur paraît donc bien adaptée (nous avons aussi utilisé les données de l'USGS dans la partie 4.3).



**Fig. 3.4** : Figure extraite de [Storchak et al., 2011] : Pourcentage des détections de phases pP reportées à l'ISC entre Mai 2006 et Avril 2009. L'USGS est de loin de plus grand contributeur et le CTBTO contribue fortement (ce graphique ne tient pas compte de la qualité des phases de profondeur détectées qui peut être variable selon les Instituts).

#### 3.2.3 Utilisation originale d'autres phases de profondeur telesismique : PKP-pPKP, S-sS, PcP-pPcP

- Il est possible d'utiliser le délai S-sS pour contraindre l'estimation de la profondeur (d'après Frank Krueger, communication personnelle). L'utilisation de ces phases est intéressante pour les séismes situés sous la surface de l'eau : l'onde S ne se propageant pas dans l'eau, la phase de profondeur après l'onde S sera donc obligatoirement la phase sS, réfléchies sur la surface de la croûte et non sur la surface de l'eau, comme cela est possible dans le cas d'une onde P. Il n'est ainsi pas possible de faire une erreur d'identification de phase, à l'inverse de la phase pP qui peut être confondue avec une phase réfléchi sur la surface de l'eau et non sur la surface du sol pwP (voir les exemples du séisme de Corse

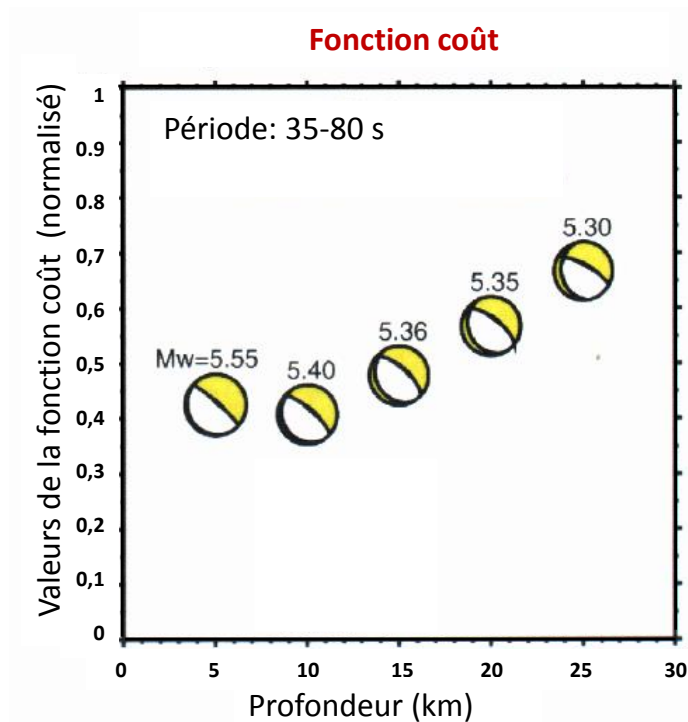
et de Sardaigne 4.2), et la profondeur obtenue est donc plus fiable. Cependant, détecter ce type de phase est souvent difficile, le rapport signal sur bruit de l'onde S téléseismique étant souvent très faible.

- Les analystes du CTBTO utilisent aussi les couples de phases PKP et pPKP (traversant le noyau externe), pour des distances supérieures à 120 degrés. Ces phases sont souvent bien visibles sur les enregistrements. Cependant, il existe différentes arrivées d'ondes possibles simultanées pour ces distances et il est parfois difficile d'interpréter la phase de profondeur avec certitude.

- Plus rare, nous avons détecté des phases pPcP (réfléchies à la surface du noyau), et pwPcP. Ces phases sont intéressantes car elles se propagent verticalement et donc elles sont peu sensibles aux erreurs de vitesses dans la croûte.

- Il est même possible de détecter des phases de profondeur originales comme par exemple, une pPKJKP (phase qui a traversé le manteau (P), le noyau (K), la graine (J), le noyau à nouveau (K) et le manteau (P)), observée par [Okal and Cansi, 1998].

- A distance régionale, enfin, les phases pPn, pPg sont parfois utilisables, bien que souvent difficiles à détecter et à interpréter, car elles sont contenues dans la coda de l'onde P régionale (ou S).



**Fig. 3.5** : Figure d'après [Rodgers et al., 1999] : fonction coût pour l'inversion du mécanisme au foyer à partir d'une recherche en grille pour un événement proche de la mer Rouge (Egypte), le 2 novembre 1996. Une augmentation de la magnitude peut avoir un effet similaire à une diminution de la profondeur.

### 3.3 Inversion de mécanismes à distance locale/régionale

Une autre possibilité pour obtenir la profondeur des séismes est par inversion simultanée de la profondeur et du mécanisme. L'estimation de la profondeur est alors généralement mieux résolue que lors de simples localisations. Il peut cependant exister un biais entre estimation de la profondeur et estimation de la magnitude, ainsi qu'observé en Figure 3.5 pour une étude de [Rodgers et al., 1999]. Le temps de calcul important des fonctions de Green pour une profondeur donnée est aussi parfois une limite de ce type d'inversion. En effet, en pratique, pour limiter les temps de calculs, le mécanisme est inversé pour des jeux de profondeurs fixées, ce qui rend peu exhaustif l'exploration de la fonction coût selon la profondeur.

En France, le laboratoire Géoazur, à travers le projet FMNEAR, propose une estimation de qualité des mécanismes des séismes de faible magnitude, pour les séismes du sud-est de la France. Dans cette thèse, nous avons adapté et mis en œuvre une inversion couplée de profondeur et de mécanisme au foyer, mais nous nous appuyons sur les données télésismiques (voir partie 4.2).

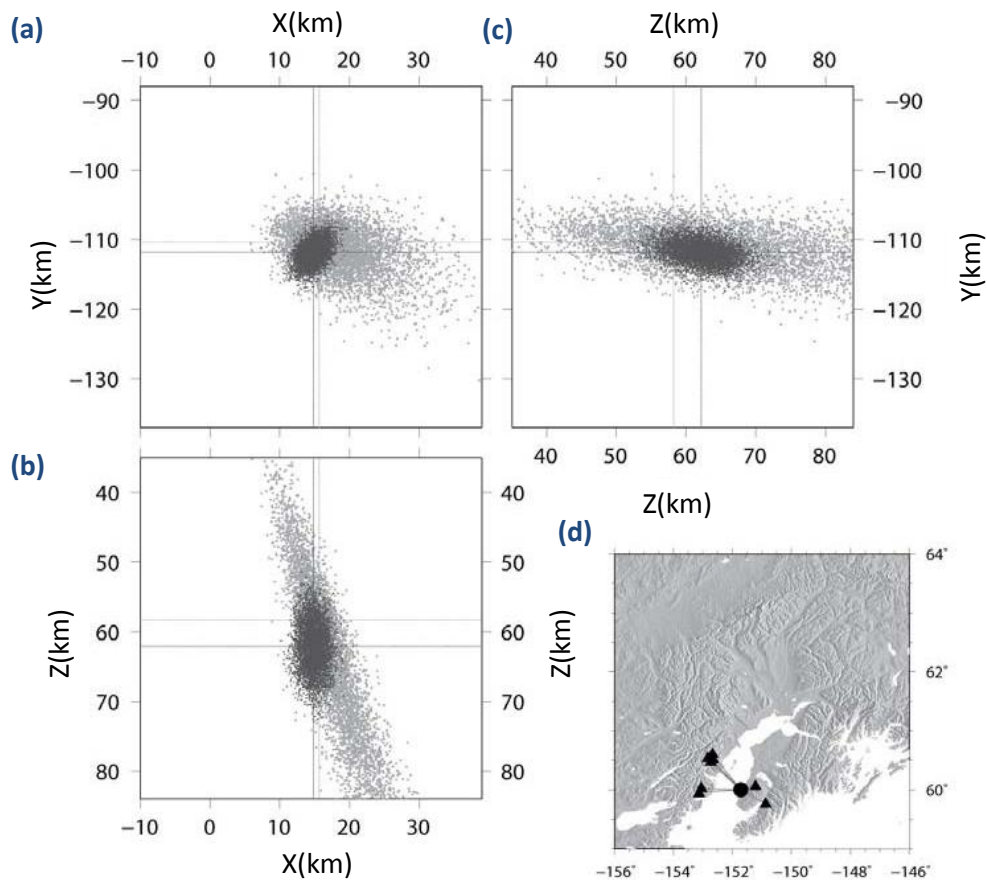
### 3.4 Incertitude de la profondeur dans les catalogues

#### 3.4.1 Incertitudes lors de l'estimation

Les incertitudes sur les estimations des profondeurs sont difficiles à évaluer. Elles proviennent d'erreurs de mesures et d'interprétation des phases, de la précision du modèle de vitesse et de la méthode d'inversion elle-même. Le nombre, la disposition des stations et le type de phases détectées vont aussi être importants pour réduire cette erreur.

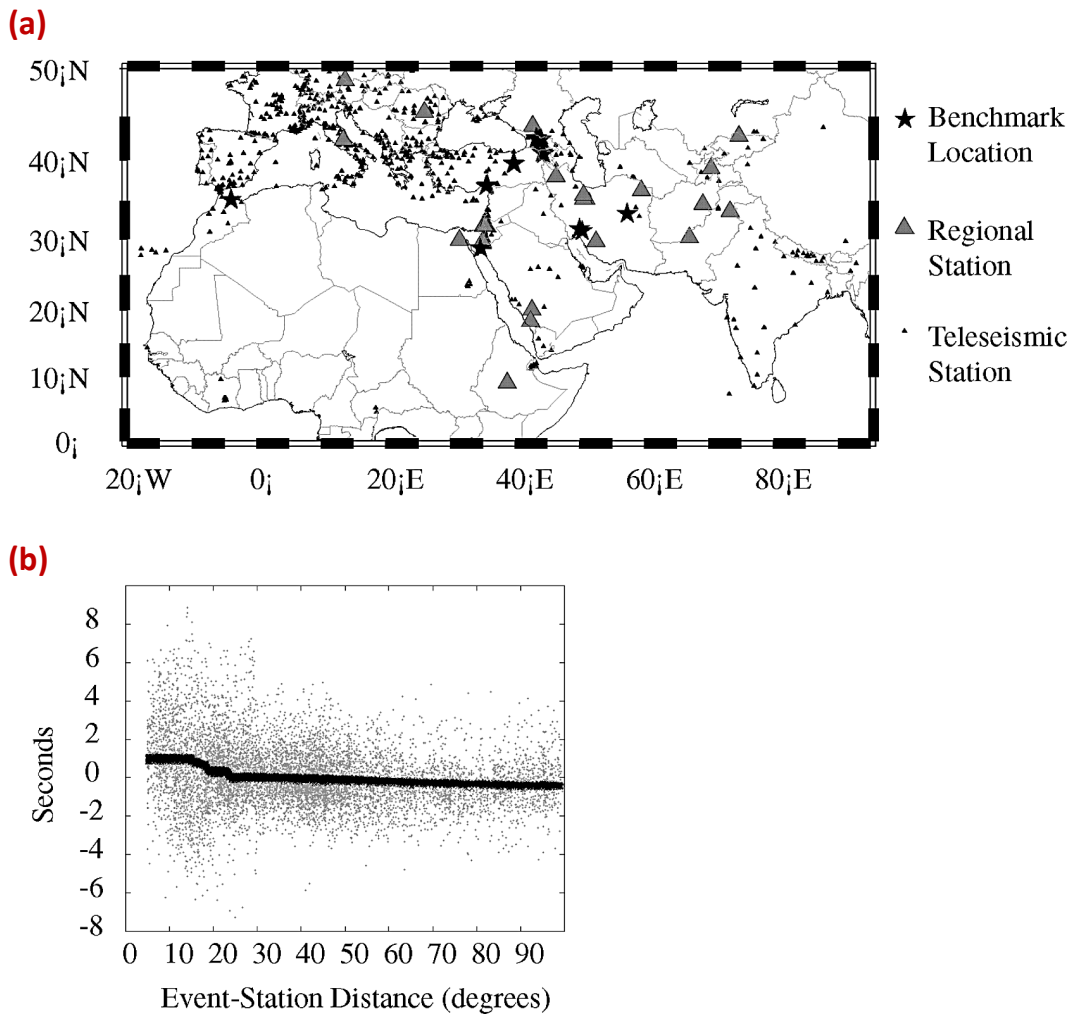
Par exemple, en figure 3.6, [Husen and Hardebeck, 2010] montrent l'apport du pointé des phases S, comparativement à l'utilisation seule des ondes P, en utilisant un algorithme de localisation non linéaire utilisant un modèle crustal 1D ([Lomax et al., 2000]). Sans l'apport des ondes S, l'incertitude sur l'estimation de la profondeur est ici de 40 km. [Gomberg et al., 1990] a aussi montré que l'utilisation des ondes S de stations proches de la source permet d'améliorer l'estimation de la profondeur (pour des distances épicentrales inférieures à 1.4 fois la profondeur).

Une autre étude traitant des incertitudes a été publiée par [Bondar et al., 2004]. Cette étude montre que les incertitudes sur les temps d'arrivées des ondes régionales Pn sont plus importantes que celles des ondes P télésismiques. Il souligne le biais entre profondeur et temps origine, très important pour les signaux régionaux et télésismiques (sans l'apport des phases de profondeur). Ainsi, en Figure 3.7, [Bondar et al., 2004] représente les résidus des temps d'arrivées des ondes P pour des localisations forcées à 0 km de profondeur qu'il superpose à la différence des résidus des temps d'arrivées des mêmes ondes pour des localisations fixées respectivement à 30 et 0 km de profondeur (et en laissant le temps origine libre). La différence des résidus entre 30 et 0 km est inférieure



**Fig. 3.6** : Figure d'après [Husen and Hardebeck, 2010] : influence des ondes S sur la localisation. Pour un séisme le 21 mai 1997, en Alaska (lat=59.997, lon=-151.73, profondeur=60 km). (a),(b),(c) Représentation des localisations effectuées à l'aide de **NonLinLoc** ([Lomax et al., 2000]) et les incertitudes associées pour l'utilisation des ondes P et S (en noir) et pour l'utilisation des ondes P seules (en gris). (d) Stations (triangles) utilisées et localisation du séisme (point). Le résidu global de l'inversion avec les ondes P seules est très bon (RMS=0.06 s contre 0.21 s avec les ondes S), ce qui ne signifie pas que l'inversion donne un résultat plus précis, mais montre que le modèle de propagation des ondes P ne contraint pas à lui seul la localisation. En particulier les temps d'arrivées P peuvent expliquer indifféremment une large gamme de profondeurs (entre 40 et 80 km).

aux valeurs des résidus pour 0 km, ce qui signifie que la profondeur peut être aussi bien à 0 km que à 30 km si on utilise uniquement les phases P régionales et téléseismiques.

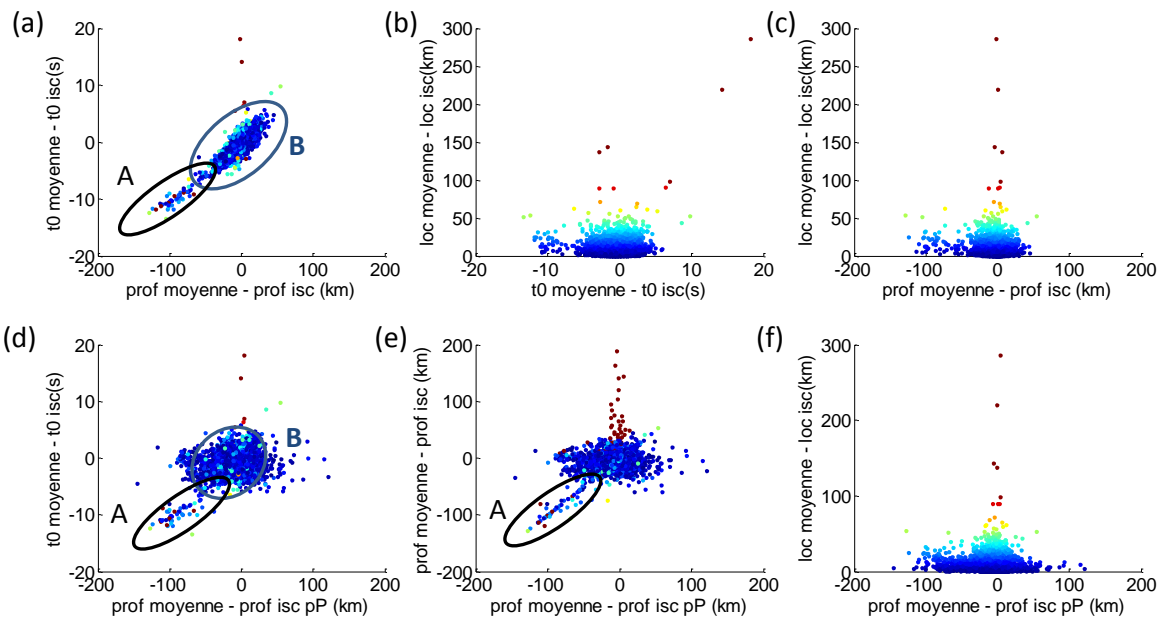


**Fig. 3.7** : Figure d'après [Bondar et al., 2004] : résidus des temps d'arrivées des phases P selon l'erreur de la profondeur. (a) localisation des événements étudiés et des stations (triangles= stations téléseismiques, étoiles=epicentre). Les localisations sont bien contraintes par des réseaux locaux.(b) Résidus des temps d'arrivées des ondes P pour des localisations forcées à 0 km de profondeur (gris) et différence des résidus des temps d'arrivées des mêmes ondes pour des localisations fixées respectivement à 30 et 0 km de profondeur (noir).

### 3.4.2 Biais profondeur-temps origine et intérêt de l'utilisation des phases de profondeur

Nous avons vu tout au long de ce chapitre que l'utilisation des phases de profondeur permet d'améliorer la contrainte sur l'estimation de la profondeur qui peut avoir un biais (trade-off) avec le temps origine. Dans cette partie, nous souhaitons illustrer

l'importance de l'utilisation des phases de profondeur en étudiant l'ensemble des séismes de magnitude 5 entre 2005 et 2009 dont les profondeurs ont été estimées par la méthode pISC (voir 3.2.1), donc à l'aide uniquement des phases de profondeur. En Figure 3.8(a), nous calculons la différence entre la profondeur du catalogue ISC classique (localisations classiques) et la profondeur médiane de toutes les autres profondeurs des Instituts. Nous comparons cette différence de profondeur avec la différence entre le temps origine du séisme, provenant de l'ISC, et le temps origine moyen des autres Instituts (la médiane). Lorsque l'ISC trouve un temps origine plus petit que celui des autres Instituts, la profondeur associée sera aussi généralement plus faible et inversement (cette étude serait aussi valable en prenant un autre Institut de référence). Nous avons donc une indétermination importante sur l'estimation de la profondeur des séismes du fait de ce biais.



**Fig. 3.8 :** Etude statistique des paramètres des séismes mondiaux de magnitude 5 entre 2005 et 2009 selon différents Instituts. La couleur représente les écarts de localisation des épicentres entre la médiane de tous les Instituts et l'ISC, du bleu (0 km) au rouge (>100 km). Les séismes en bleu peuvent donc être considérés comme bien localisés (au moins cohérent entre les instituts). (a) différences entre profondeurs ISC-autres instituts en fonction de la différence des temps origine ISC-autres Instituts (médiane des Instituts). (b) Différences de localisation en fonction des différences de temps origine, aucune corrélation n'est observée. (c) Idem pour profondeur-localisation. (d)

Si maintenant, nous effectuons la même étude, mais en utilisant les profondeurs provenant des phases pP (par la méthode pISC), nous n'avons plus de corrélation entre temps origine et profondeur (Figure 3.8(d), pour la zone notée **B**). Notons néanmoins

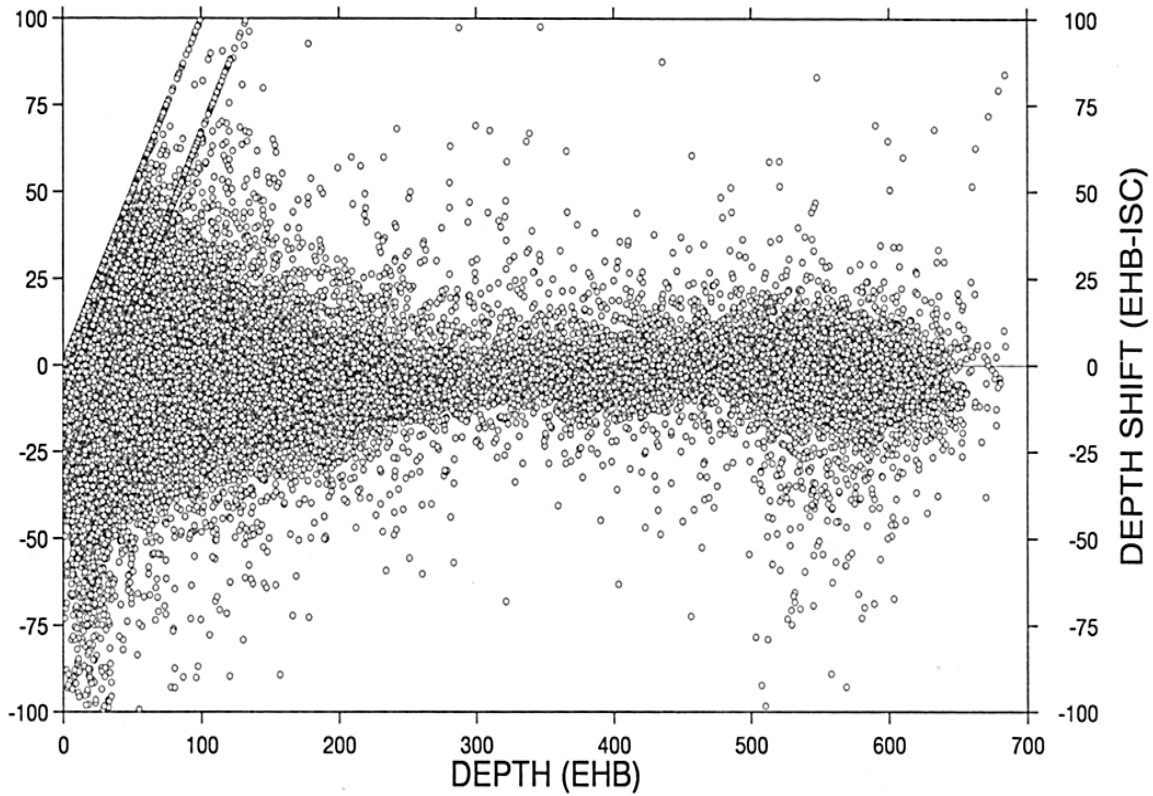
que l'essai de séismes de la zone **A** semble montrer une corrélation avec le temps origine. Cet essai est visible sur les Figures 3.8 (a), (d) et(e). Il correspond, en fait, à des séismes dont la profondeur du catalogue ISC et la profondeur estimée par les phases de profondeur **pISC** sont identiques 3.8(e). Dans ces cas là, la profondeur pISC est choisie par défaut pour l'inversion lors de la localisation ISC, ce qui contraint donc le temps origine et explique la corrélation observée. Nous remarquons que les erreurs de localisation semblent, elles, très peu affectées par des variations de profondeur et de temps origine. L'estimation de la profondeur est donc contrainte principalement par les phases de profondeur, mais nous allons voir dans la partie suivante que la manipulation de ces phases n'est pas toujours évidente.

#### 3.4.3 Difficulté du pointé et de l'interprétation des phases de profondeur

Une étude de [Engdahl et al., 1998] a montré que beaucoup de phases de profondeur des catalogues sont mal identifiées. Il a ainsi défini un catalogue, **le catalogue EHB**, avec des localisations et des estimations de profondeur bien contraintes, en utilisant une approche probabiliste pour ré-identifier les phases pP, sP et pwP. Il trouve ainsi que 50% des phases arrivant après l'onde P téléseismique (pP, sP, pwP, PcP) sont identifiées différemment entre ce catalogue EHB et celui de l'ISC. L'identification de ces phases est, en effet, très difficile. Or, les erreurs d'identifications peuvent conduire à des erreurs importantes sur l'estimation de la profondeur. En Figure 3.9, nous pouvons observer les différences de profondeur, parfois importantes, obtenues par ré-identifications des phases entre les catalogues ISC et EHB. on remarque aussi que les incertitudes sont plus importantes pour les séismes plus superficiels (<100 km), principalement crustaux.

Même sans parler d'interprétation, le pointé des arrivées des phases après l'onde directe P, est déjà difficile et peut varier selon l'expérience des analystes. A l'ISC, par exemple, qui synthétise les pointés provenant de plusieurs Instituts, on remarque des différences de pointés systématiques entre certains Instituts (Istvan Bondar, ISC, communication personnelle). Les profondeurs proposées à partir des phases de profondeur peuvent ainsi avoir des erreurs épistémiques importantes. C'est pourquoi, dans le chapitre suivant, nous avons proposé une méthode complètement automatique d'utilisation des propriétés de ces phases de profondeur, mais sans pointé et identification de phases.





**Fig. 3.9** : Figure extraite de [Engdahl et al., 1998] : différence des profondeurs des séismes du catalogue EHB par rapport aux profondeurs du catalogue ISC. Les bandes de profondeur visibles sur la figure correspondent aux profondeurs fixées par l'ISC à 10, 15 ou 33 km.

## 4. NOUVELLES MÉTHODES TÉLÉSISMIQUES D'ESTIMATION DE LA PROFONDEUR

Nous présentons ici les méthodes télésismiques qui ont été développées pendant cette thèse pour mieux contraindre l'estimation de la profondeur.

Dans un premier temps, l'utilisation de réseaux de bonne qualité (ceux du CTBTO) nous permet de détecter des phases de profondeur télésismiques pour 6 événements de faible magnitude, entre 4 et 5. Dans un article publié à **BSSA** (4.2), deux méthodes complémentaires d'estimation de la profondeur ont ainsi été développées : la première est par l'**inversion complète du mécanisme au foyer**, simultanément à la profondeur, la seconde est une méthode d'analyse spectrale, l'**analyse cepstrale**.

Une troisième méthode, basée sur une optimisation de l'analyse cepstrale, a également été appliquée sur des données du réseau mondial **IRIS**. L'idée ici est de créer une méthodologie complètement automatique, sans interprétation de phases, qui pourrait s'appliquer ainsi à court ou moyen terme sur des catalogues entiers de sismicité. Cette méthode a fait l'objet d'un deuxième article soumis à **GJI** qui sera présenté dans la partie 4.3 où nous présentons son application à la zone de subduction de Guerrero (Mexique).

Nous verrons aussi les incertitudes liées à ces deux méthodes, et plus généralement les limitations provenant de l'utilisation de signaux télésismiques et des phases réfléchies pour déterminer la profondeur.

## 4.1 Introduction aux méthodes cepstrales

Le **cepstre** est un outil mathématique qui permet la mise en évidence des périodicités dans un spectre en fréquence. Cet outil est largement utilisé pour la recherche d'échos, notamment en traitement de la parole, pour retirer les échos d'un enregistrement, ou en sismique, lors d'acquisition marine afin de supprimer les réflexions parasites sur la surface de l'eau. En sismologie, quelques études se basent sur l'utilisation de cette fonction, nous pouvons citer [Bonner et al., 2002], [Mars, 2003],[Got et al., 2011].

Basiquement, le cepstre d'énergie est :

$$Cepstre = TF^{-1}(\log|TF(signal)|^2) \quad (4.1)$$

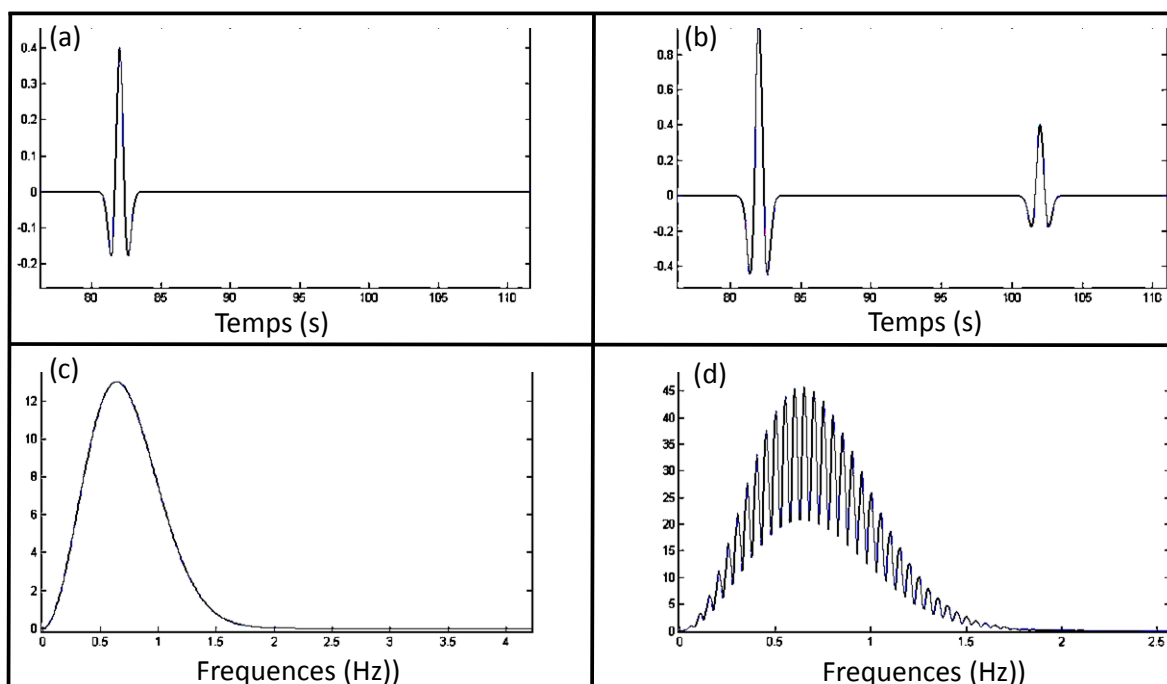
Le mot **cepstre** est un anagramme du mot spectre. Il vient du fait que l'on renverse le spectre en prenant sa transformée de Fourier inverse. Il s'exprime en **quéférences** (anagramme de fréquence), en secondes, et présente des pics aux décalages temporels entre l'ondelette principale et ses échos. En Figure 4.1, nous montrons le rôle de la présence d'un écho dans le domaine de Fourier : le spectre représenté en Figure 4.1(b) montre une modulation en fréquence de période  $P = 1/T$ , avec  $T$  le délai entre les deux phases. Rappelons que la transformée de Fourier d'une fonction cosinus de période  $P$ , est un dirac centré au temps  $1/P$ . Ainsi, pour détecter la modulation en fréquence observée sur le spectre (et donc le délai entre les phases ( $T$ )), nous pouvons effectuer une transformée de Fourier (inverse) de ce spectre. Le **cepstre** permet ainsi d'identifier un écho dans un signal.

Dans le domaine de Fourier, le produit de convolution entre la source (l'ondelette principale) et la réponse du milieu (qui se caractérise en temps par l'arrivée de différents échos dus aux réflexions dans le milieu) est transformé en produit. Prendre le logarithme de cette quantité permet donc de séparer linéairement les spectres de la source et du milieu. En calculant la transformée de Fourier inverse (qui est un opérateur linéaire), on trouve donc la somme de deux contributions (l'une vient de la source, l'autre du milieu). Ainsi, l'introduction du logarithme dans la définition du cepstre permet d'isoler plus efficacement l'effet du milieu, donc d'identifier l'écho.

Si nous arrivons à soustraire le cepstre de la source, il restera même uniquement l'influence du milieu, c'est à dire idéalement un ensemble de diracs situés aux délais de l'ondelette source avec les échos, et en pratique des pics. Cette opération d'estimation du cepstre de la source est le point délicat dans le processus de recherche d'échos.

L'analyse cepstrale et sa méthodologie seront décrites plus en détail dans la partie 4.3, car de nouveaux développements ont été apportés, donnant lieu à un deuxième article plus théorique.

Dans la partie suivante (4.2), nous nous concentrons d'abord sur les avantages qu'apportent les signaux télésismiques et les mini-réseaux du CTBTO : une meilleure contrainte



**Fig. 4.1** : Effet d'un écho sur le spectre de Fourier : la modulation du spectre est inversement proportionnelle au délai avec l'écho. (a) Signal avec une phase P sans écho. (c) Spectre de (a). (b) Signal d'une phase P avec un écho. (d) Spectre de (b) : l'introduction d'un écho entraîne la modulation du spectre.

de l'estimation de la profondeur et des variations verticales des structures au niveau de la source du séisme (i.e position de la discontinuité croûte/manteau : le Moho), les données sont moins sensibles aux erreurs latérales des modèles régionaux et insensibles à la couverture azimutale. Ces nouvelles profondeurs télésismiques peuvent avoir un impact fort sur l'interprétation tectonique et géologique de certaines zones.

## 4.2 Moderate earthquake teleseismic depth estimations : New Methods and use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization network data

by J. Letort, J. Vergoz, J. Guilbert, F. Cotton, O. Sebe, and Y. Cano

**Abstract** We investigate the possibility to estimate the depths of earthquakes of moderate magnitude ( $3.5 > M < 5.5$ ) from teleseismic data, using the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization monitoring system. To face new problems that arise from the weakness of the magnitudes we want to deal with, two methods were developed. First, a depth-phase recognition method is applied, based on a new improved cepstral analysis. In addition, we develop a focal mechanism genetic algorithm inversion that focuses on depth resolution through an envelope-fitting procedure and adapted reproduction and mutation functions. Six events of interest were analyzed to validate these new proposed methods. First, the teleseismic depth of the recent Corsica earthquake (France, 7 July 2011) was estimated at about 26 km, whereas regional inversions do not provide any constraints. This proposed depth has a direct impact for regional tectonic studies, as this implies that this earthquake occurred in the continental crust. In contrast, the shallow Sardinia event (Italy, 3 January 2011) took place in the oceanic crust. The depth of the Virginia event (United States, 23 August 2011) was also constrained using these methods, and we show that it is possible to constrain the focal depth even for weak magnitude events, such as the  $m_b$  3.6 Ardèche earthquake (France, 3 August 2011). In the case of the Po Plain earthquake (Italy, 27 January 2012), this provides another example of the great interest in teleseismic analysis, where the detection of the Moho reflected phase (*pmP*) shows without doubt an upper-mantle event. Finally, the Murcia event (Spain, 11 May 2011) shows the limits of these methods for very shallow events ( $< 4-5$  km). We show that these new depth determinations improve our ability to understand the geologic processes, as they provide complementary information on the source and are not affected by lateral crustal heterogeneities.

### Introduction

Accurate estimation of earthquake depths is currently an important issue for seismic-hazard assessment. Indeed, it has long been known, for instance, that deep earthquakes are felt more widely than shallow ones for a given epicentral intensity (Blake, 1941). Deep earthquakes recorded at the same epicentral distances as shallow earthquakes are also usually associated with higher peak ground acceleration and peak ground velocity (Douglas, 2001). Seismic properties are strongly depth related and several studies have suggested that there is a dependency of earthquake properties on depth (e.g., stress drop) (Mc Garr, 1984; Drouet *et al.*, 2011). However, for countries with moderate and low crustal seismicity ( $M < 6.0-6.5$ ), the lack of accurate, homogeneous, and consistent datasets for shallow earthquakes ( $< 100$  km) has not allowed precise analysis and characterization of the role of the depth parameter to date. Even if depth has long been assumed to have an important role in ground motion, its impact

is still poorly considered in ground-motion models. More generally, the earthquake depth can help in the interpretation of the Earth structure and in our understanding of tectonic processes. Depth estimations are also important for other applications, such as event screening (i.e., earthquake versus explosion) for compliance with the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT). Indeed, for obvious technical reasons, an explosion can occur only up to a few kilometers in depth (a maximum of 3 km appears to be reasonable; Bonner *et al.*, 2002). Therefore, the estimation of depth becomes an important screening parameter.

Unfortunately, in many cases, the depth of an earthquake is difficult to estimate, because of the trade-off with the origin time and as it might be biased by lateral earth heterogeneities. For large events, the depth is usually constrained efficiently, but for the estimation of moderate and weak earthquakes, which specially interest us here, depth estimation is

## 4.2 Moderate earthquake teleseismic depth estimations : New Methods and use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization network data

often challenging. Two major classes of depth estimation methods are generally used: source inversion and phase recognition. Indeed, using an appropriate focal mechanism and velocity model, the earthquake depth can be estimated through waveform modeling (Sipkin *et al.*, 2000) at regional or teleseismic distances. The phase methods are based on the estimation of travel-time delays between the primary arrivals and the depth phases (Engdahl *et al.*, 1998). These delays can be estimated using cepstral methods, which have been used to highlight the modulation of the spectrum in the frequency domain that is induced by the summation of direct and reflected waves (Cohen, 1970; Childers *et al.*, 1977; Bonner *et al.*, 2002). For areas with high seismicity that have a dense cover of seismic stations, and where the geologic structures and lateral heterogeneities are well known, the depths often appear to be well constrained by regional waveform inversion. However, in most cases (moderate seismicity, weakly instrumented areas), the properties of moderate events are difficult to estimate using these regional datasets, and focal depths need to be better constrained by teleseismic data (Engdahl *et al.*, 1998). In practice, however, for small-to-moderate magnitude events ( $M_w < 5.0-5.5$ ), these data are often too noisy, with a weak signal-to-noise ratio (SNR), and so they have not been widely used.

To face these difficulties, we propose here to focus on new teleseismic methods using stations located between  $30^\circ$  and  $90^\circ$  from the events. Our depth analysis focuses on the use of new high-quality CTBT data that allow the analysis of small-to-moderate events ( $M < 5$ ). For the prevention of illicit nuclear testing, since 1996, the CTBT has been developing a high-quality global monitoring system: the International Monitoring System. Some of these facilities are seismic array stations, and their ability to detect seismic phases is generally greater than for single stations, even for three-component broadband stations (see Kväerna and Ringdal, 1992). Indeed, beam-forming procedures can significantly improve SNRs. Hence, the use of the International Monitoring System dataset provides new and useful opportunities to study weak and moderate earthquakes at teleseismic distances. Moreover, these teleseismic studies are based on mantle-wave propagation, which is generally easier to model than crustal-wave propagation. Teleseismic signals are less complex in comparison to regional records, and they allow better interpretation of the phase arrivals.

The analysis of six recent earthquakes is presented here to illustrate advantages and limitations of using these new teleseismic depth-estimation methods for small earthquakes ( $M < 5.5$ ): the Corsica event in the Ligurian Sea (Italy), of 7 July 2011; the Sardinia event (Italy), of 3 January 2011; the intraplate Virginia earthquake (United States), of 23 August 2011; the very deep Po Plain earthquake (Italy), of 27 January 2012; the weak Ardèche earthquake (France), of 3 August 2011; and the shallow Murcia event (Spain), of 11 May 2011. For each event, an improved cepstral method and a new focal mechanism inversion are used to constrain the depth. The cepstral analysis is derived from Bonner *et al.*

(2002) and from a method originally developed by Guilbert and colleagues (Mars, 2001; Got *et al.*, 2011). As a complementary approach, a new focal-mechanism inversion using a genetic algorithm was also processed, which focuses on depth resolution using an envelope-fitting procedure and adapted reproduction and mutation functions.

### Depth Estimation by Cepstral Analysis

Since the 1960s, cepstral analysis has been applied to seismic data to determine the focal depths of seismic events. This method aims to detect the solid-surface reflected ( $pP$  and  $sP$ ) waves in a signal at teleseismic distances (and eventually, the surface-water reflected,  $pwP$ , waves). In a specific velocity model (we used the International Association of Seismology and Physics 1991 [IASP91] model; Kennet and Engdahl, 1991), the time delays between the  $P$  waves and depth phases strongly constrain the focal depth. However, because a good SNR is required for the cepstrum, as an  $\text{SNR} > 4-7$  according to Bonner *et al.* (2002), this method has not been widely used to date. Nowadays, with access to the CTBT Organization (CTBTO) arrays, and with global data-quality improvements, the more systematic use of the cepstrum is of interest. A new improved cepstral analysis following the methodology described by Bonner *et al.* (2002) was thus developed.

According to Bonner *et al.* (2002) and Got *et al.* (2011), filtering the log spectrum around the dominant frequency of the signal increases the reliability of the phase detection. We thus filtered the spectra between 0.3 Hz and 2.5 Hz, which is the frequency band of interest for earthquakes of magnitudes of about 4–5. Then, the power cepstrum is estimated according to the following formula:

$$X(f) = S(f)[1 + a_0 \cdot e^{-2\pi j f t_0}], \quad (1)$$

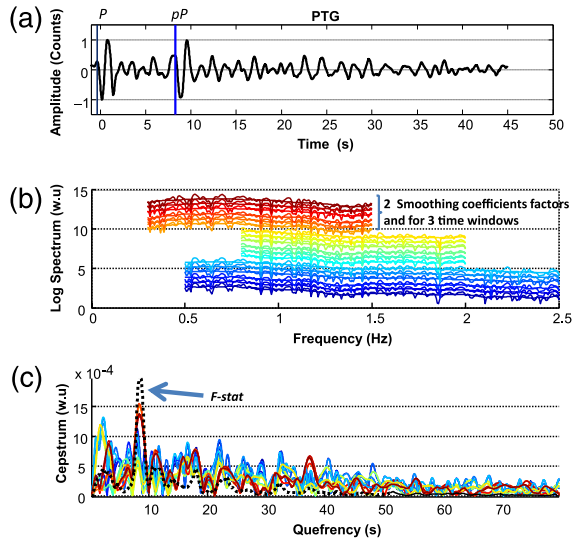
$$|X(f)|^2 = |S(f)|^2 \cdot [1 + a_0^2 + 2 \cdot a_0 \cdot \cos(2\pi f t_0)], \quad (2)$$

and

$$C_x(\tau) = |TF^{-1}\{\text{Ln}|X(f)| - \text{Ln}|S(f)|\}|. \quad (3)$$

In equation (1), we assume that the teleseismic signal spectrum  $X(f)$  is composed of a source term, the  $P$ -wave component  $S(f)$ , and an echo, the reflected-wave component  $pP$  or  $sP$ , with a  $t_0$  time delay between the two phase arrivals, and an  $a_0$  amplitude coefficient. Hence, as seen in equation (2), the reflected wave will create a modulation of the spectrum  $X(f)$ , with a period of  $1/t_0$ . Detection of this period gives information on the  $P$ - $pP$  delay, and thus on the depth. In equation (3), we compute the cepstrum  $C_x(\tau)$  taking the logarithm of the power spectrum  $|X(f)|^2$  (equation 2) and an inverse transform. This leads to a linear model where an estimated  $P$ -wave component  $S(f)$  is removed from the spectrum, to try to keep only the  $P$  echoes (the modulation period  $T = 1/t_0$ ). After the inverse transform of equation (3), a peak at  $t = t_0$  will appear in the cepstrum, which is linked

# NOUVELLES MÉTHODES TÉLÉSISMIQUES D'ESTIMATION DE LA PROFONDEUR



**Figure 1.** (a) Beam of the PTG station (Corsica earthquake), filtered between 0.8 and 2.5 Hz. (b) The log spectra for three different time windows (40–45–50 s from 5 s before the  $P$  picking) and two smoothing parameters to remove the main trend (average moving windows, 30 and 70 points). Three frequency bands are used. (c) Cepstra for the 18 log spectra shown in (b) and equivalent  $F$ -statistic function (dashed line), using equation (6), with  $N = 0.5$  s. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

to the log spectrum modulation (Bonner *et al.*, 2002). In practice, the estimated  $P$ -wave component  $S_i(f)$  is supposed to be the main trend of the spectrum. After empirical tests, we chose to smooth the spectrum by a classical moving windows average procedure, and to subtract this smoothed part of the spectrum  $X(f)$  to leave only the modulations.

Following Bonner *et al.* (2002), we use  $F$ -statistics to assess the statistical significance of the cepstrum peaks. For each signal, three random time-window sizes that are centered on the  $P$ -wave arrival are used to compute the spec-

trum. Zero padding is applied to keep a constant window length of 160 s. The above-defined smoothing procedure to remove the main trend is applied for two moving windows chosen empirically (of 30 and 70 points; i.e., 0.09 Hz and 0.2 Hz). The log spectrum is estimated and the Fourier inverse transform is computed using the log spectrum in three different frequency bands (0.3–2.0 Hz), (0.8–2.0 Hz), and (0.5–2.5 Hz). Figure 1a shows an example of a signal for the Corsica earthquake that was recorded by the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) station (PTG) in Bolivia. The signal is filtered between 0.3 Hz and 2.5 Hz, the log spectrum is estimated for the three time windows, and the two main trends are removed (Fig. 1b). The mostly equivalent cepstra show a peak for the time delay  $t_0$  between the  $P$  and the echo,  $pP$  (Fig. 1c). Note that using the log spectrum in the frequency band (0.8–2.0 Hz), and for the first 30-point smoothing coefficient (Fig. 1b,c), the main peak is a false detection, at around 2 s, but the associated cepstra show a second maximum for the correct delay  $t_0$ : the echo is detected when enough cepstra have a similar maximum according to different parameters. The example of the analysis of the Sardinia earthquake (Table 1) shows the advantage of using multiple windows and frequency-band analysis: without removing the trend (Fig. 2a), the cepstra shows main peaks for short delays, which are artificial echoes from the source complexity. The depth phase delays are not clearly detected (around 400 points), and this leads to the erroneous depth determination. With the removal of the trend, and working in the frequency band (0.3–2.0 Hz) with one single time window (Fig. 2c), a peak of around 400 points is detected with a large associated uncertainty (between 300 and 500 points; i.e., 6 s and 10 s). Using the three frequency bands and the main trend corrections for different time windows (Fig. 2d,f), our new algorithm provides better detection of the peaks linked to the phase delays around 400 points.

Hence, for one given station, 18 cepstra are estimated for each time window, frequency band, and smoothing coefficient. Following Murphy *et al.* (1999) and Bonner *et al.*

**Table 1**  
Depth Estimates for the Six Earthquakes Selected for This Study

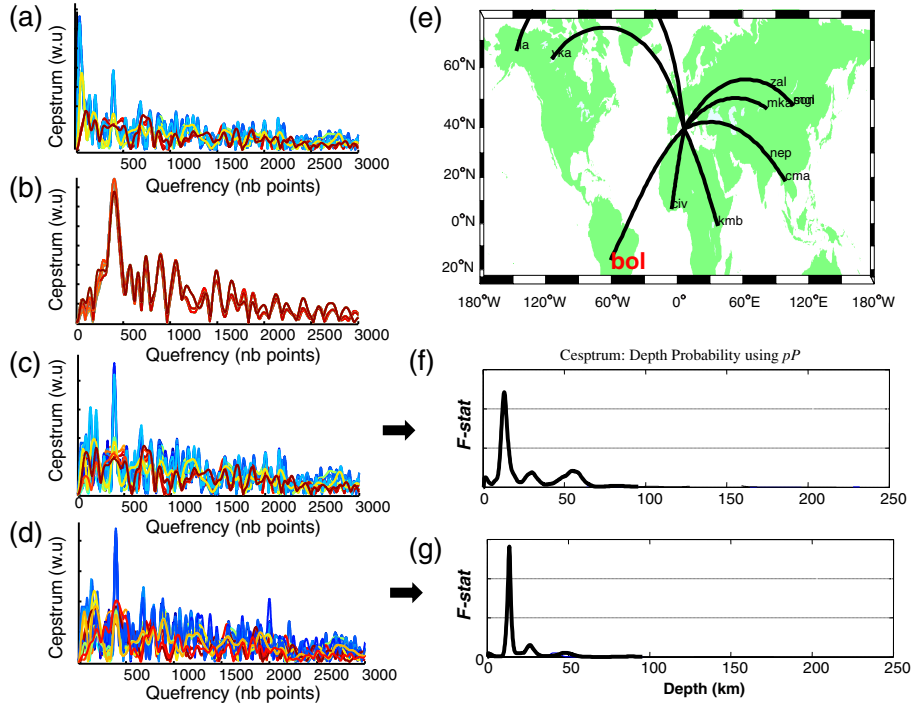
Earthquake Location	Event Date (yyyy/mm/dd)	$M_b$ LDG (CEA)	USGS, CMT, and Regional Depths (km)	Cepstral Depth (km)*	GA Depth (km)
Corsica (France)	2011/07/07	5.1	USGS: 5 INGV: 16 EMSC: 10 GEOAZUR: 10	26 (18)	28
Virginia (United States)	2011/08/23	5.8	CMT: 12 USGS: 6	5.5 (3)	6
Ardèche (France)	2011/08/03	3.6	EMSC: 2 LDG/CEA: 4	(17) 12	–
Parma (Italy)	2012/01/27	5.0	INGV: 60 EMSC: 60	68 (48)	67
Murcia (Spain)	2011/05/11	5.2	CMT: 12 IGN: 2 EMSC: 2	4 (2)	2
Sardinia (Italy)	2011/01/03	4.2	LDG/CEA: 20 EMSC: 20	12.25 (2800 m water) (18)	27 (without water layer)

GA, Genetic Algorithm; CMT, Harvard Centroid Moment Tensor; IGN, Instituto Geografico Nacional; EMSC, European-Mediterranean Seismological Centre; GEOAZUR, multidisciplinary joint research unit, University of Nice-Sophia Antipolis, France; LDG/CEA, Laboratoire de Détection et de Géophysique of the French Atomic Energy Commission; USGS, U.S. Geological Survey; INGV, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

\*Depth (1) assuming  $pP$  detection (2) assuming  $sP$  detection. The preferred solution is without brackets.



## 4.2 Moderate earthquake teleseismic depth estimations : New Methods and use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization network data



**Figure 2.** The example of the Sardinia earthquake (Table 1) to illustrate the advantage of using multiple windows and frequency-band analysis. (a) Cepstra (w.u., without unit) for station BOL (Bolivia) for three different time windows and three frequency bands ([0.3–2 Hz], [0.8–2 Hz], [0.5–2.5 Hz]), without removing the trend of the spectrum. (b) Cepstra (w.u., without unit) for the same station for one time window (–5 s before the  $P$  arrival, 50 s after the  $P$  arrival) and one given frequency band (0.3–2 Hz) with the main trend removed and two coefficients (30 and 70 points). (c) Cepstra for BOL (Bolivia) for two different time windows and three frequency bands, with the main trend removed for the two coefficients. (d) Cepstra for the station BOL (Bolivia) for 20 different time windows and three frequency bands, with the main trend removed for the two coefficients. (e) Station distribution used for computing the  $F$ -statistics on depth. (f) Depth probability curve from the  $F$ -statistics applied in (c). (g) Depth probability curve from the  $F$ -statistics applied in (d). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

(2002), the total cepstral power (equation 4) and the beam cepstral power (equation 5) are estimated, in which  $T$  is the width of a moving time window chosen empirically (0.5 s or 1 s). The  $F$ -statistic (equation 6) is then applied to these  $N$  records ( $18 \times$  number of stations in the array) and  $N$  cepstra, as follows:

$$\text{TCP}(\tau) = \sum_{|t_k| \leq T/2} \sum_{i=1}^N |C_{X_i}(\tau + t_k)|^2, \quad (4)$$

$$\text{BCP}(\tau) = N \sum_{|t_k| \leq T/2} |\bar{C}_{X_i}(\tau + t_k)|^2, \quad (5)$$

and

$$F\text{-statistics}(\tau) = (N - 1) \frac{\text{BCP}(\tau)}{\text{TCP}(\tau) - \text{BCP}(\tau)}. \quad (6)$$

Then, the  $F$ -statistics for each station are assumed to be the probability of detection of the depth phases. As we are expecting mainly  $pP$  or  $sP$  detections, the  $pP$  peak is assumed to be among the three main peaks of the cepstrum ( $P$ – $pP$  delay detection,  $P$ – $sP$  delay detection,  $pP$ – $sP$  delay

detection). Hence, for each station, we keep the three main peaks, we assume these peaks to be the  $P$ – $pP$  delay detections, and we convert the time delays to a depth probability function using the velocity IASP91 model. If these time delays are associated with an  $sP$  arrival, another depth probability curve is obtained.

Once we have obtained the  $pP$  and  $sP$  depth probability functions for each array and station, another  $F$ -statistics procedure (with a moving depth window:  $T = 1$  km) is applied to these functions, giving two final depth probability functions: (1) using  $pP$  only and (2) using  $sP$  only. If the major peaks of the two curves are coherent, the depth is found from the consistent  $pP$  and  $sP$  detections, as seen for the Corsica event. Otherwise, if no coherent depths are detected and if the focal mechanism is available, the theoretical depth phase amplitudes are compared: the depth is chosen for the phase ( $pP$  or  $sP$ ) characterized by the largest amplitudes. If the focal mechanism is not available, the depth that assumes  $pP$  detections is selected, as the  $pP$  are more often visible, according to Enghdahl *et al.* (1998). Using two time windows for each recording, the depth probability for the Sardinia



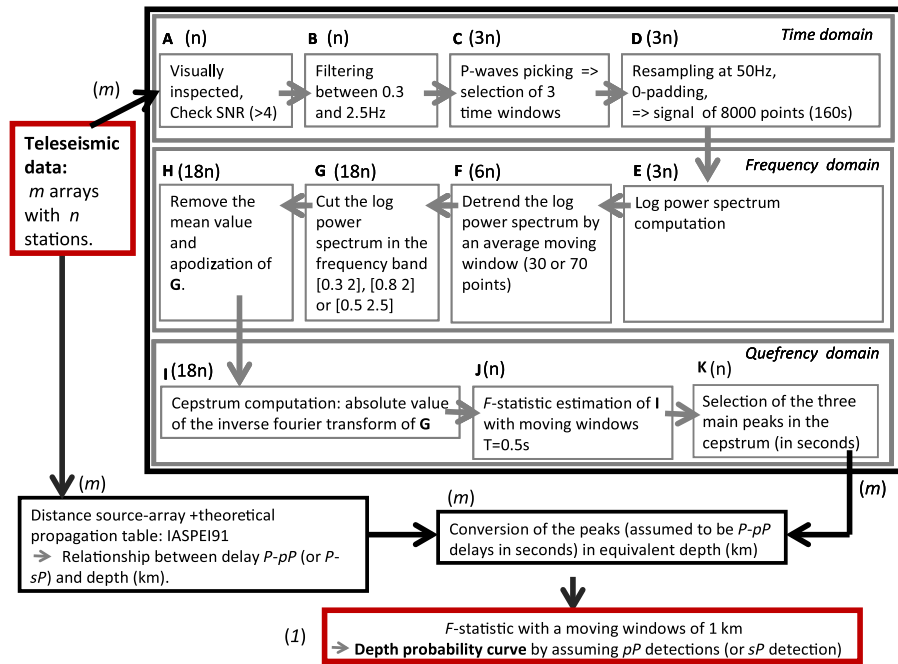


Figure 3. Flowchart of the cepstral depth evaluation method. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

event shows good constraint on the depth after this  $F$ -statistic analysis (Fig. 2e). The use of 20 time windows improves the statistical significance of the cepstrum peaks and increases the resolution (Fig. 2g): the detected peak is close to a Dirac function and the curve shows no maxima around 50 km, as the opposite to Figure 2c. Thus, the use of multiple windows, different trend-removing procedures, and different frequency-band analysis greatly improves our new cepstrum analysis. A flowchart of all of these methodological steps is shown in Figure 3.

### Focal Mechanism Inversion Using a Genetic Algorithm

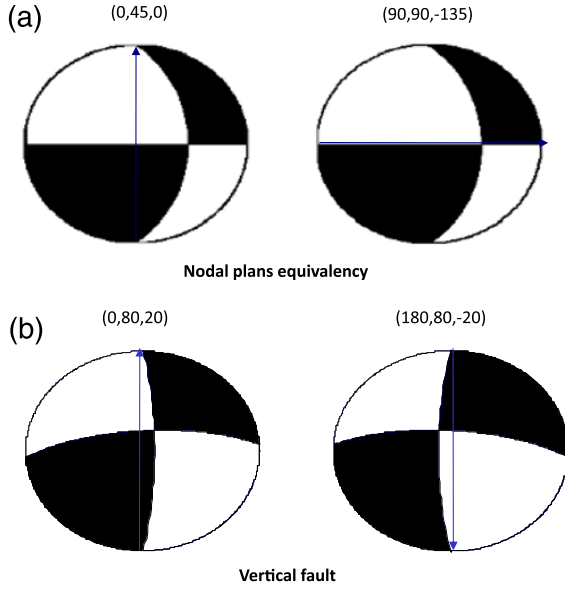
The cepstral analysis is a quasiautomatic and rapid method. The use of this method is however difficult in cases of superficial events (e.g., the Murcia event; see below) or when multiple arrivals ( $PcP$ ,  $pwP$ ,  $sP$ ,  $pP$ ,  $pmP$ ) or multi-events are badly interpreted (e.g., the Sardinia and Nepal events; see below). We then developed, in parallel, a genetic algorithm inversion procedure as a complementary approach to constrain the depth. This inversion is more robust, as it takes into account the azimuthal dependence of the depth according to the focal mechanism.

The classical way to determine the depth of an earthquake is through the simultaneous estimation of the different earthquake source properties: the source time function, focal mechanism, magnitude moment, and depth. The focal-source inversion is usually computed using waveform fitting. As we consider only moderate magnitude events here, we are con-

fronted with difficulties associated with the low SNRs, low azimuthal coverage, and lack of data. This leads to a complex objective function (misfit between synthetic and real waveforms) that contains many local minima. By assuming that the source is a double couple, the three focal parameters (strike, dip, rake) and the moment  $M_0$  need to be estimated, instead of the six moment tensor elements, which reduces the number of inversion parameters from 8 to 6 (the double-couple focal mechanism [strike, dip, rake], the moment  $M_0$ , the source-time duration, and the depth); however, this makes the objective function nonlinear. Thus, traditional approaches that linearize the problem and use iterative least squares are not relevant here, and grid searches are impractical for the number of parameters that we need to treat simultaneously. We therefore focus on adaptive methods, through the computing of a new improved genetic algorithm inversion that follows the Houck *et al.* (1995) procedure. The efficiency of the inversion of teleseismic body waves using such genetic inversions was shown previously by Koper *et al.* (1999). Genetic algorithms can quickly scan a vast set of solutions, and they are known to be very useful for complex or loosely defined problems, which is precisely what is encountered here. With the need to face this problem of the complex objective function, two improvements have been made compared to classical genetic inversions: the first is the development of adapted genetic operators, and the second is the use of an adapted cost function that focuses on depth resolution.

Crossover (or reproduction) operators usually mix the parameters of two individuals in the current generation

## 4.2 Moderate earthquake teleseismic depth estimations : New Methods and use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization network data



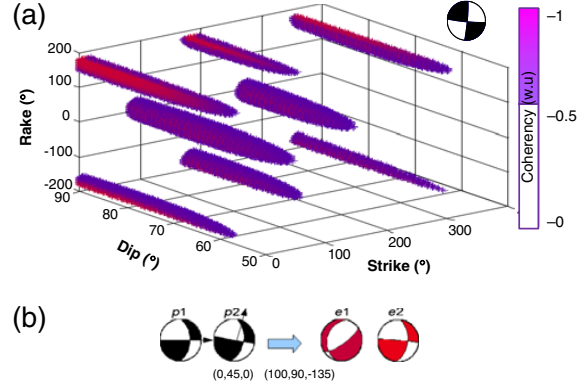
**Figure 4.** (a) Example of the equivalency of nodal planes. The point-source radiation pattern of the two mechanisms is the same, but the triplets (strike, dip, rake) are different. (b) The two mechanisms are similar, but the parameter triplets are different, as for the vertical faults (dip close to  $90^\circ$ ), there is uncertainty in the direction of the fault. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

(by a simple average for each parameter), as two parents, to create the new individuals for the next generation, the children. Here, the parameters include the triplet of strike, dip, and rake. Figure 4 shows two pairs of triplets with the same mechanism representation, so with the same physical properties but with very different values of the strike, dip, and rake parameters. Convergence to the best solution requires that two similar parents with good misfit evaluations provide the children with the same efficient properties. These pairs of parents are intrinsically close, although far apart in the space parameter, and this reproduction by the simple averaging of the parameters leads to very different children, which is not expected (Fig. 5). As an example of the parameter space complexity, Figure 5a shows that focal mechanisms physically similar to a given source (5, 85, 175) are not close in the (strike, dip, rake) parameter space. To evaluate the similarities between the two triplets, we choose to use the coherency formula given by Frohlich and Apperson (1992). An adapted mutation operator was then carried out. Thus, for the two triplets  $(\delta_1, \lambda_1, \varphi_1)$  and  $(\delta_2, \lambda_2, \varphi_2)$  that are associated with the moment tensors  $\mathbf{A}$  and  $\mathbf{B}$ , the child  $(\delta, \lambda, \varphi)$  is found by

$$M_{\text{brune}} = A + B \quad (7)$$

and

$$M_{\text{enf}} = M_{\text{brune}} - 1/3 * tr(M_{\text{brune}}) * M_{\text{brune}}, \quad (8)$$



**Figure 5.** (a) Mechanism similarity estimation (coherency) to a chosen reference mechanism (5, 85, 175). Local minima are shown in the parameter space, which lead to difficulties in the estimation of the point-source focal mechanism. (b) New genetic algorithm inversion reproduction function. Here,  $e_1$  is the classical reproduction, which is not suited for simulating a reproduction procedure, and  $e_2$  is the new improved reproduction for the two mechanisms ( $p_1$  and  $p_2$ ). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

in which  $M_{\text{brune}}$  is the Brune tensor, and  $M_{\text{enf}}$  is the tensor of the reproduced mechanism. Then, from the source moment tensor  $M_{\text{enf}}$ , the associated  $(\delta, \lambda, \varphi)$  beach ball parameters can be estimated, following Aki and Richards (2002). An example of the new reproduction operator is shown in Figure 5b. The two parents,  $p_1$  and  $p_2$ , are mixed by averaging the parameters for the first child  $e_1$ , and by using the new reproduction procedure for child  $e_2$ . With the purpose being to have a child close to the parents, the second child will be more adapted.

The fitting procedure has an important role in the success of the convergence. At teleseismic distances, events with magnitudes between 4 and 5 have useful frequency contents between 0.5 Hz and 2.5 Hz with a weak SNR, which makes it very difficult, if not impossible, to detect the polarities. Hence, an  $L_1$  norm on a signal envelope was used. Indeed, for a given focal mechanism, it is assumed that the global 1D propagation model explains well the different group phase arrivals and their relative amplitudes (the envelope maxima for the  $P$ ,  $pP$ ,  $sP$  arrivals), as differences in source velocity structure have been shown to have only a limited effect on the relative amplitudes of this phase (Pearce et al., 1988). Lower and upper envelope fits have been used so as to remain sensitive to the polarities, and thus to characterize the focal mechanisms.

In addition to the reproduction functions just described, classical random mutation functions were computed following Houck et al. (1995). The parameters for characterizing the survival process were chosen empirically after synthetic and empirical tests, with the concern being to focus on the depth resolution. The probability of selecting the best mechanisms from one generation to another is 98%, using the

# NOUVELLES MÉTHODES TÉLÉSEISMQUES D'ESTIMATION DE LA PROFONDEUR

Houck *et al.* (1995) geometric selection procedure, whereby 30 individuals are reproduced and 10 are mutated at each generation. In practice, the input is composed of the deconvolved signals of each vertical component. A variable window size is chosen, to cover the entire energy signal arrival. The frequency band is manually adapted for each event, and the beam signal aligned on the  $P$ -wave arrival is computed for each dense array. Following this preprocessing, the genetic algorithm is processed on a 100-mechanism population over 50 generations.

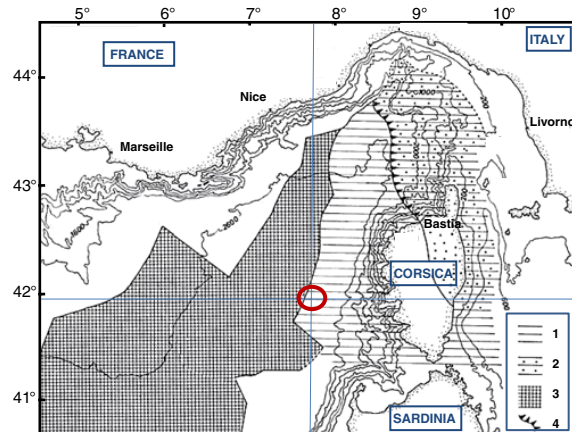
The stations and the stacked array vertical components of the CTBTO and the French Atomic Energy Commission (Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives, or CEA) facilities are used, as well as, punctually, those of the Norwegian Seismic Array and the IRIS databases. These thus provided complete global coverage for all of the events around the world. Only the  $P$  waves are inverted, with the  $S$  waves generally not clearly visible on the vertical components, due to the range of magnitudes ( $m_b$ , 4–6) and distances (30°–90°) we have considered here. The  $P$ -wave synthetic waveforms are built using standard ray techniques, according to Bouchon (1976), Vallée *et al.* (2003), and Vallée (2004). Crust effects are taken into account by the reflectivity method of Fuchs and Müller (1971) and Mueller (1985), for both source and receiver. The mantle propagation is deduced from the IASP91 travel-time model (Kennett and Engdahl, 1991), with a  $t^*$  of 0.6 s (Lundquist and Cormier, 1980).

## Application to the Corsica, Virginia, and Po Plain Events: The Advantage of the Teleseismic Approach

Corsica, France, 7 July 2011

On 7 July 2011, at 7:21 p.m., a moderate earthquake ( $M_L$  5.3, according to the Laboratoire de Détection et de Géophysique [LDG] of the CEA, see [Data and Resources](#)) located 100 km west of Ajaccio shook Corsica and the coastal areas in the south of France. This earthquake was the strongest in this densely populated area for nearly 40 years. Determination of the focal mechanism showed that the event occurred on a northeast–southwest thrust fault. This style of faulting and the earthquakes located in this area are usually well constrained by waveform inversion, using regional datasets as well as teleseismic data recorded by LDG/CEA (see [Data and Resources](#)). However, it is surprising that the depth estimation gave such different results when working with surface waves at regional distances (about 10 km deep) and when using depth phase recognition methods at teleseismic distances (26 km deep). Moreover, the epicenter was localized in a transition zone between the Corsican continental crust and a complex narrow oceanic-type basement, the Ligurian Sea (see Fig. 6). Hence, the epicenter could be either located in the continental crust (which is here 30 km thick) or in the oceanic crust.

The selected teleseismic arrays and stations are indicated in Figure 7. The azimuthal coverage is satisfactory, the

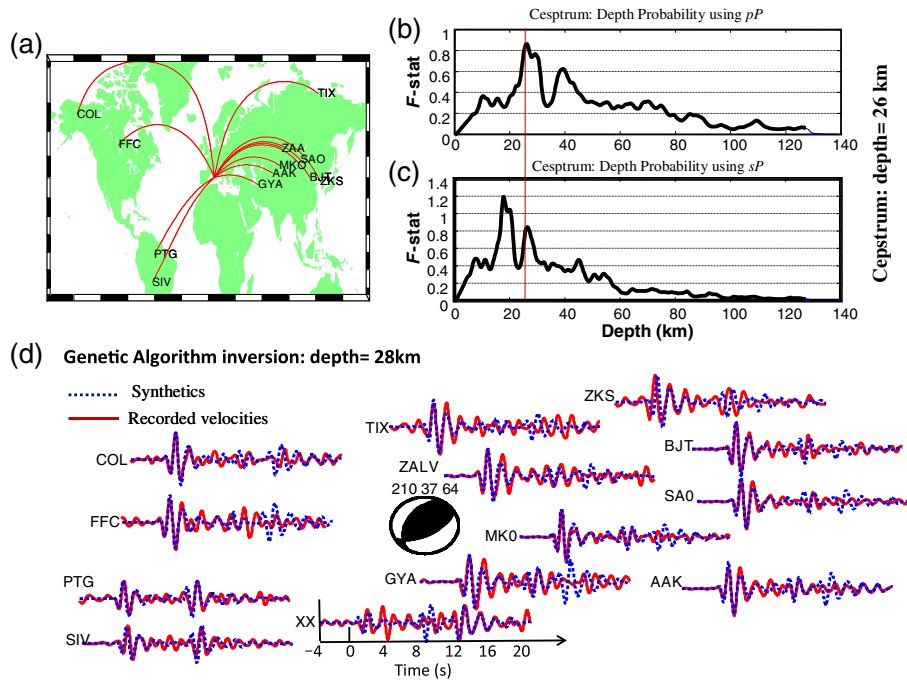


**Figure 6.** Ligurian Sea bathymetry map, showing the location of the Corsica earthquake (circle) and boundaries of the oceanic crust (from Fierro *et al.*, 2010). Figure legend: 1, extension of the Corsica continental crust into the sea; 2, alpine Corsica; 3, oceanic crust; and 4, occidental boundaries of the alpine structures. The bathymetry is in meters. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

SNRs are all  $> 4$ , and the depth phases are clearly visible. For each station and array, the frequency band used is between 0.8 Hz and 2.0 Hz (for the arrays, the beams have been plotted). The genetic algorithm inversion was performed with a fixed moment magnitude and a source duration that varied between 0.8 s and 1.2 s. The algorithm indicated an inverse mechanism event at 28 km in depth. The efficiency of the inversion can be checked directly from the signals seen in Figure 7: for the best estimated mechanism, the  $P$  direct waves are well constrained for all of the recordings. The synthetic signals also match the  $pP$  arrivals in South America and in the central Asia area, and  $sP$  are even seen in Alaska (COL station). The cepstral analysis was carried out with the same dataset. Figure 7b shows the final depth probability by assuming  $pP$  arrivals and  $sP$  arrivals. The two  $pP$  and  $sP$  depth probability maxima are coherent at about 26 km. As the event occurred below the Mediterranean Sea,  $pwP$  phases might also be generated, and an error in the depth estimation might come from incorrect interpretation of the  $sP$  and  $pP$  phases, instead of the  $pwP$ . The water depth is assumed to be around 2300 m, according to bathymetry maps. On the assumption that the major phase detected (so far interpreted as  $pP$ ) is a  $pwP$  phase, the hypocenter depth would be around 17–20 km, which still remains far from the regional estimations. In the case of  $pwP$  phase detection, the second arrival is explained only by  $swP$  detection, which is quite rare for such great distances, as reflected  $S$  waves are then quasivertical and should not transmit high energy into the water layer. The COL station in Alaska is at a distance of 72°, and it clearly detects two depth phases, which show that these are  $pP$  and  $sP$  phase detections, rather than  $pwP$  and  $swP$  phase detections.

The teleseismic depth obtained is thus about 26–27 km. The depth estimations obtained previously with the regional

## 4.2 Moderate earthquake teleseismic depth estimations : New Methods and use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization network data



**Figure 7.** Depth estimations for the Corsica earthquake. (a) Map of the stations for the cepstrum analysis. (b) Depth probability curves (filtering between 0.8 Hz and 2.5 Hz) assuming  $pP$  detections for three time windows (5 s before the  $P$  arrival, and a variable length of 40, 45, and 50 s) (c) Depth probability curves assuming  $sP$  detections. (d) Preferred mechanism (the inverted depth is 28 km) according to the genetic algorithm: continuous line, data; dashed line, synthetics (station XX is located in Africa; the precise location cannot be published for privacy reasons, but we have plotted the associated signal as it shows a very clear  $sP$  arrival). The recordings are filtered between 0.8 Hz and 2 Hz and the inverted source duration is 1 s. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

dataset were closer to 10 km. However, at regional scales, the resolution is limited due to the narrow azimuthal cover (with the stations mainly in mainland France). The depth ambiguity might thus be caused by the sensitivity of the surface-wave propagation to the heterogeneities in the crust, which are particularly high in this area. Moreover, it was shown by Shapiro *et al.* (1996) that the Ligurian Sea is a very complex area, with a lot of phase conversions ( $Sn-Lg$ ) that can lead to incorrect regional inversions. The trade-off between the magnitude and the depth might also explain the variation in the regional depth estimations. Here, lateral heterogeneities, the missing knowledge of the crustal model, and the lack of data might affect the regional depth estimations when teleseismic recordings constrain the depth. Other clues for a deeper event are the absence of  $T$  waves in the Mediterranean, and that the event was felt far away.

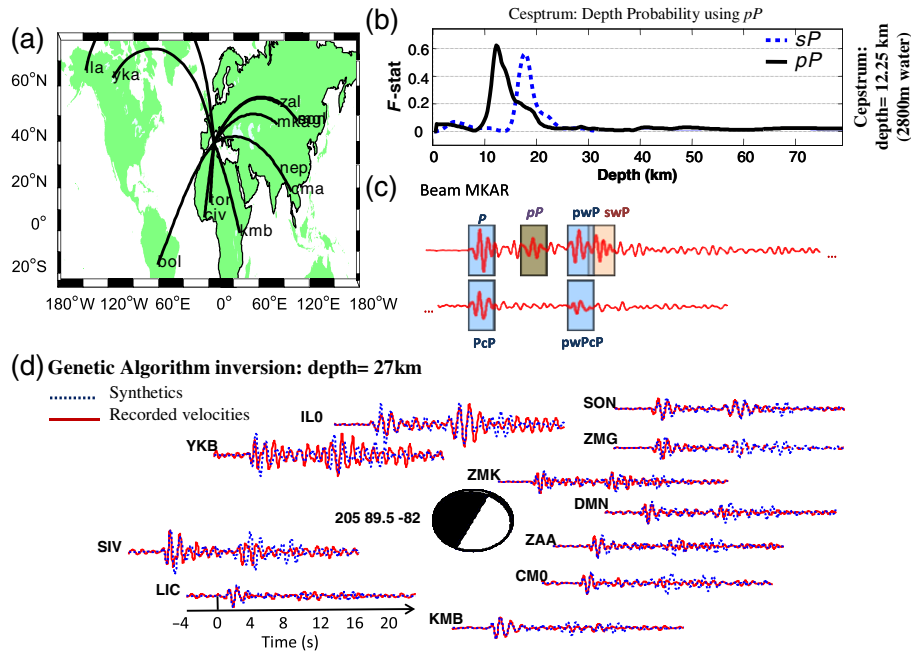
Sardinia, Italy, 3 January 2011

This weak earthquake ( $M_L$  3.1;  $m_b$  4.2, according to LDG/CEA) occurred in the Mediterranean Sea. Its hypocenter depth was estimated at 20 km using regional data, when the oceanic crust is assumed to be 10 km thick in this area. The localization of the earthquake is clearly in the center part of the Mediterranean Sea, and such a large depth suggests a

noncrustal upper-mantle event, because the continental context is lost. Teleseismic data show good azimuthal coverage (Fig. 8a) and the genetic algorithm inversion gives a depth of 27 km (Fig. 8) from the inverted signals, with good SNRs  $> 4$ . A first cepstral analysis gives a depth of 25 km, although as for the Corsica earthquake, the water level is not taken into account and could bias the inversion result. Hence, in a second cepstral analysis, a water layer was added, with the assumption of  $pwP$  detections. Assuming this as  $pwP$ -phase detection with a 2800 m water layer (from bathymetry maps) and an associated  $P$ -water velocity of 1500 m/s, the estimated  $P$ - $pP$  delay is corrected from the water propagation time (3.7 s). This updated delay gives a depth of about 12–13 km (Fig. 8). To discriminate between the two depth candidates, the beam of MKAR (Kazakhstan) is plotted in Figure 8c. In this specific case,  $P$ ,  $pP$ ,  $pwP$ ,  $swP$ ,  $PcP$ , and  $pwPcP$  are detected, the arrival times are all consistent with a focal depth of about 12 km, and the time delay between  $pP$  and  $pwP$  is exactly 3.7 s, which is the theoretical water propagation time and which validates the water propagation. The  $NPcP$  and associated reflected phase detections ( $pwPcP$ ) provide here a new interesting way to more accurately constrain the depth, as the  $P$ - $pwP$  and the  $pwPcP$  delays are exactly the same. As for the Corsica earthquake, lateral heterogeneities and lack of data might have affected the regional depth estimations when



# NOUVELLES MÉTHODES TÉLÉSISMIQUES D'ESTIMATION DE LA PROFONDEUR



**Figure 8.** Depth estimations for the Sardinia earthquake. See legend to Figure 7 for parts (a) and (b). (c) The beam for MKAR, Kazakhstan, filtered between 1 Hz and 5 Hz, shows the different phase arrivals. (d) Recordings are filtered between 0.8 and 1.5 Hz, and the source duration is 1 s. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

teleseismic recordings are constraining the depth around 12 km in the lower part of the oceanic crust, and not in the upper mantle, as suggested by the regional localization.

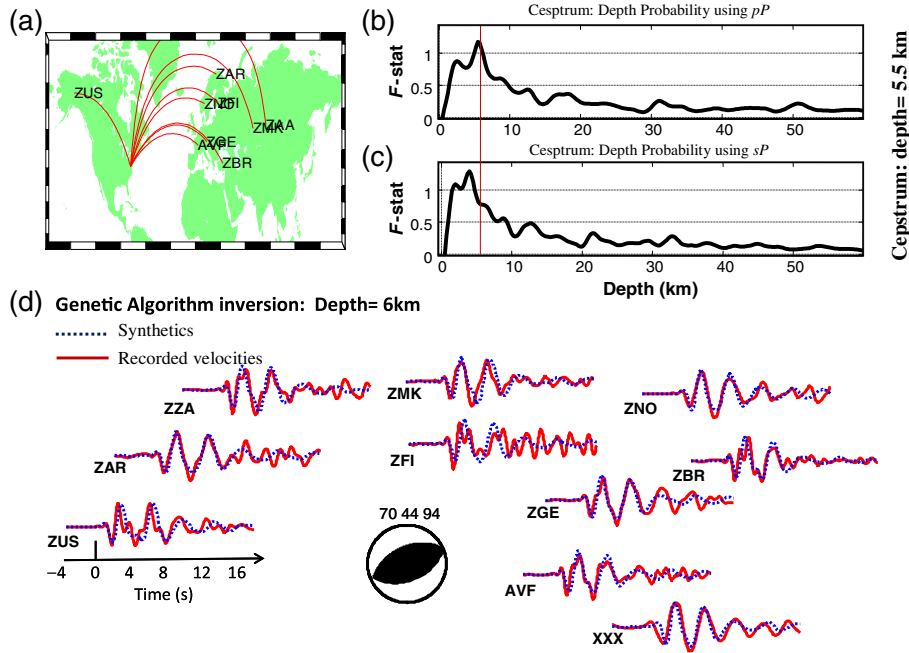
Virginia, United States, 23 August 2011

This event was a strong ( $M_w$  5.8) earthquake that struck central Virginia, United States, on 23 August 2008, and sent tremors along the east coast of the United States. This event occurred as reverse faulting on a north- or northeast-striking plane located in the Central Virginia Seismic Zone. This area had previously produced only small and moderate earthquakes ( $M < 5$ ) since at least the 18th century, and in that sense this event was surprising. Chapman (2013) used teleseismic records to constrain the event depth at 8 km using  $pP$  detection. In the same way, we used teleseismic records (Fig. 9) to invert the focal mechanism and to find the depth. A low filtering (0.3–1 Hz), and a fixed source duration of 2 s was used to compute the synthetics. The depth is well constrained (Fig. 10) by the genetic algorithm at about 6 km (from 5 to 9 km), although the focal mechanism is less well defined. This example shows that the focal mechanism determination can be uncertain even if the associated inverted depth is well constrained: teleseismic data applied to this inverse fault provide very weak resolution on the fault strike but good constraint on the depth. The cepstral depth was also around 5–6 km, which confirms the result of a superficial earthquake (Fig. 9).

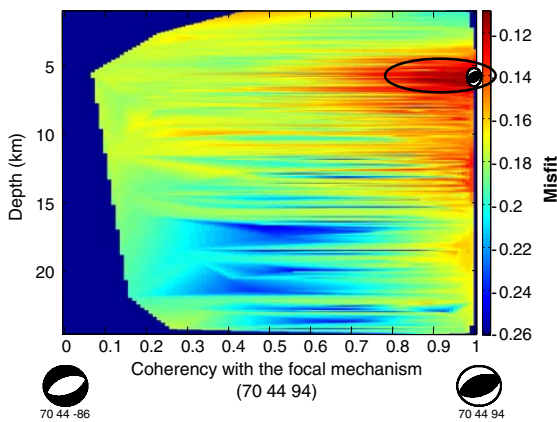
Po Plain, Italy, 27 January 2012

This event ( $M_w$  5; see Table 1) was well recorded at a regional scale by the Italian Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) network. The INGV depth was around 60 km; this is very deep for this area, which usually shows intracontinental crustal seismicity. Large peak ground acceleration was noted for this event and can be explained in terms of source effects (a high stress drop), as proposed by Massa *et al.* (2012). The Moho discontinuity is at around 40 km according to Wagner *et al.* (2012), suggesting a noncrustal event. However, this area is not known to have such deep seismicity, and the question of the robustness of such a deep depth estimation motivated our additional analysis using teleseismic data. This earthquake was very well recorded at teleseismic distances (Fig. 11), with good azimuthal coverage. The cepstral analysis computed with signals filtered between 0.5 Hz and 2.5 Hz locates the source at 68 km in depth, which is in agreement with the regional depth estimation (Fig. 11b). In Figure 12, the result of the genetic algorithm shows that the synthetics explain the depth phases  $pP$  and  $sP$  well, and also confirm a deep event, at about 67 km. Hence, by combining the different data and stations (regional and teleseismic), the different methods (regional localization, cepstral analysis, and genetic algorithm inversion), and the different propagation models (PADANIA, regional models, and CRUST 2.0), the results are all consistent and indicate a depth of about 60–67 km. Moreover, teleseismic recordings

## 4.2 Moderate earthquake teleseismic depth estimations : New Methods and use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization network data

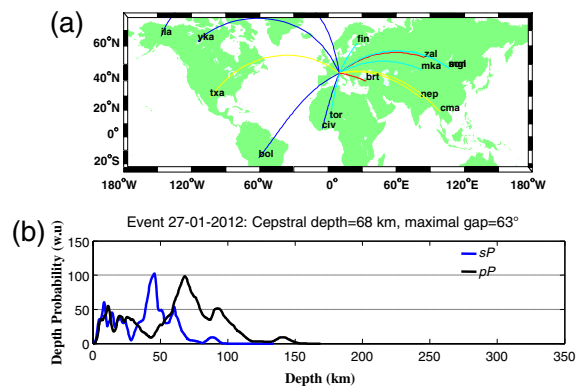


**Figure 9.** Depth estimations for the Virginia earthquake. See legend to Figure 7. The recordings are filtered between 0.3 Hz and 1 Hz, and the inverted source duration is 2 s. The color version of this figure is available only in the electronic edition.



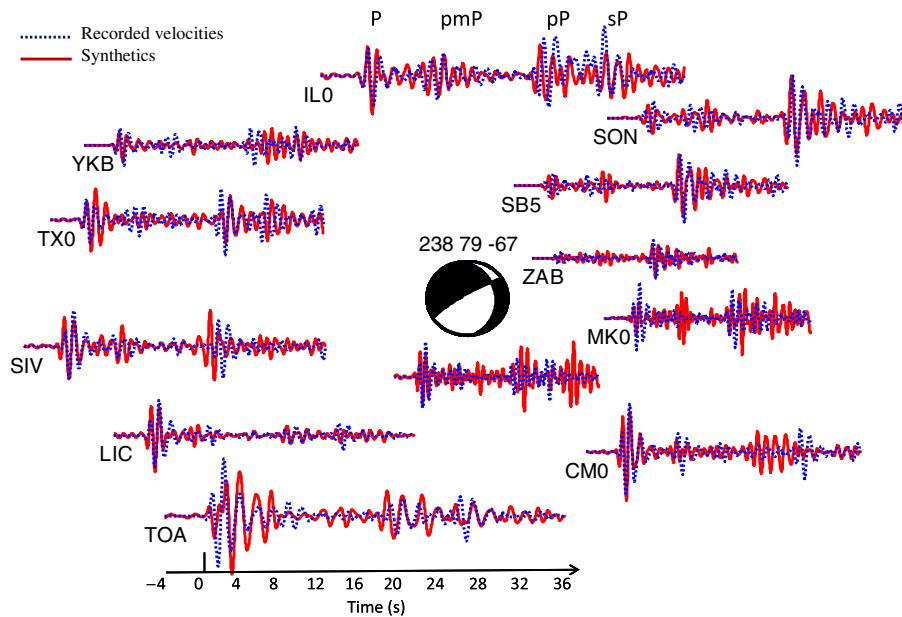
**Figure 10.** Coherency values (Frohlich and Apperson, 1992) with the preferred focal mechanisms for each of the inverted mechanisms. The normalized misfit is shown according to the depth and coherency value, giving an overview of the cost function according to the depth and mechanism similarity (similarity between the current mechanism and the best selected mechanism). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

provide new information on the Moho depth. In Figure 12, the  $pP$  and  $sP$  are detected, but an unusual phase between the  $P$  and  $pP$  phases can also be noted for some recordings. These phases are all due to the same source (the regional information allows us to reject multi-event detection) and



**Figure 11.** Depth estimation for the Po Plain earthquake. (a) Map of the stations for the cepstrum analysis. (b) Depth probability curves assuming  $pP$  and  $sP$  detections (with records band-pass filtered between 0.5 Hz and 2.5 Hz, and three time windows of variable lengths of 80, 85, and 90 s). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

this phase cannot be interpreted as a  $PcP$  or  $PP$  phase, given the arrival times and the theoretical propagation tables. The only reasonable interpretation of this observation is a reflection on an interface that is characterized by high seismic property changes: the Moho reflection phase ( $pmP$ ). This phase is rarely detected in global seismology, and it allows the definite demonstration here of the occurrence of a



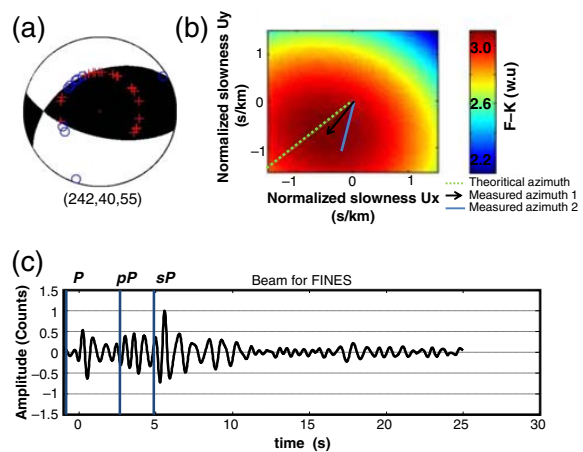
**Figure 12.** Final mechanism (depth = 67 km) according to the genetic algorithm for the Po Plain event: solid line, data; dashed line, synthetics. *P*, *pmP*, *pP*, and *sP* phases are detected. The source duration is 1 s, and the recordings are filtered between 0.8 Hz and 1.3 Hz. The length of the time windows is 40 s. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

noncrustal event. Using the CRUST 2.0 global model, the timing of the *pmP* phase provides an estimation of the Moho depth of about 40–45 km. This Moho depth is consistent with that of Wagner *et al.* (2012). Teleseismic data have thus helped to confirm the regional depth estimations, and provided new interesting insights into the tectonic/geologic processes (e.g., the Moho depth).

### The Ardèche Event: Teleseismic Minimum Magnitude Detection

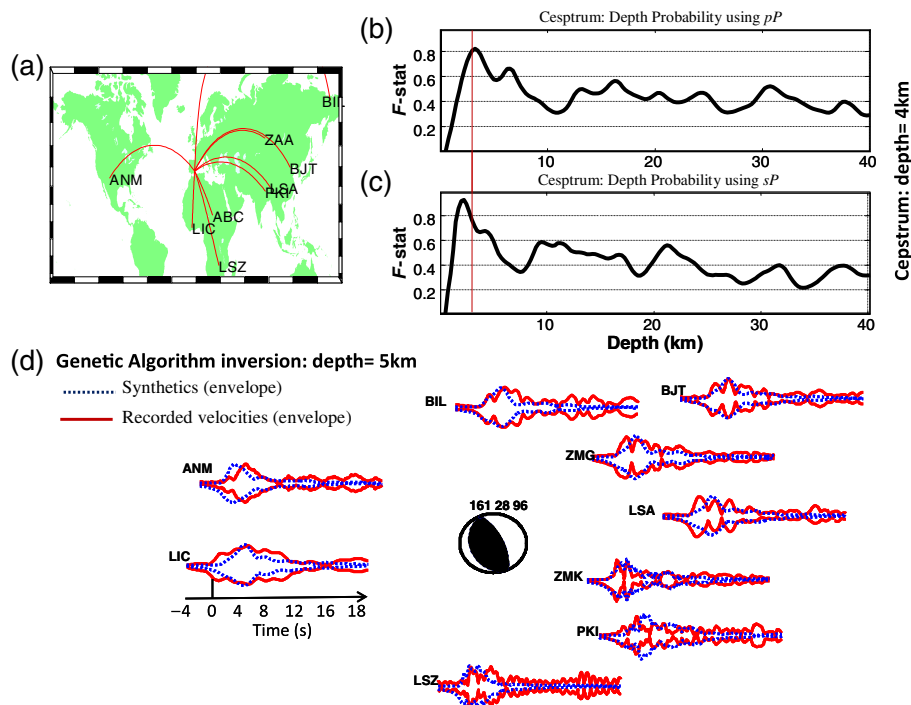
Ardèche, France, 3 August 2011

This small event ( $m_b$  3.6; Table 1) occurred in a poorly instrumented area. The earthquake was felt relatively far away, suggesting a nonsuperficial event. At teleseismic distances, the recorded signals are very noisy, due to the small magnitude of the event. One CTBTO array located in Finland, however, provided data showing a very clear phase arrival for which the time and azimuth are consistent with the theoretical *P*-wave arrival time (Fig. 13c). Indeed, beam forming confirms the mean direction of the seismic-energy arrival, and that it is compatible with this phase coming from Ardèche, with an error of 2°–3° (Fig. 13b). By applying the cepstral analysis and by direct observation of the beam signal seen in Figure 13c, two echoes are detected, which can be identified as *pP* or *sP* phases. To discriminate between these



**Figure 13.** Depth estimations for the Ardèche earthquake (event recorded by the CTBTO FINES array, Finland). (a) Focal mechanism from polarity inversions at a regional scale. (b) Representation of the maximum energy arrival in a ( $u_x$ ,  $u_y$ ) grid after a simple beam-forming procedure. (Dashed line, theoretical direction for the energy arrival; solid arrow, direction of the observed maximum energy arrival [signal filtered between 0.5 Hz and 2.0 Hz]; solid line, direction of the observed maximum energy arrival for the predominant frequency [1 Hz].) The theoretical direction is consistent with the observed seismic-energy arrivals. (c) Beam of FINES waveforms filtered between 0.5 Hz and 2.0 Hz. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

## 4.2 Moderate earthquake teleseismic depth estimations : New Methods and use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization network data



**Figure 14.** Depth estimation for the Murcia earthquake. See legend to Figure 7. The recordings are filtered between 0.8 and 1.5 Hz, and the inverted source duration is 1.2 s. The length of the time windows is 22 s (4 s before  $P$  and 18 s after). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

two possibilities, the focal mechanism was estimated using polarities at a regional scale (see Fig. 13a). The theoretical seismogram for such a focal mechanism shows predominant  $sP$  waves for Finland, which allows the assumption that the larger detected phase at 5 s is an  $sP$ -wave arrival. The depth is thus constrained to about 12 km. Moreover, the associated  $pP$  arrival around 3 s is consistent with the beam signal. This example shows that teleseismic detection and characterization of earthquakes of magnitude  $< 4$  is feasible given the high SNR of the CTBTO arrays.

### Application to the Murcia Event and the Limits of the Method

Murcia, Spain, 11 May 2011

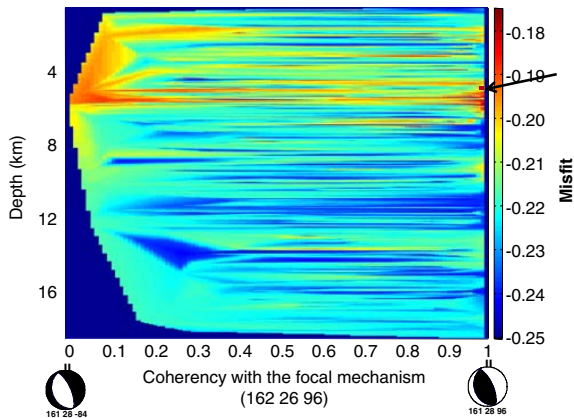
This earthquake struck the southeastern Spanish city of Lorca and killed at least 10 people. It was one of the most damaging earthquakes in the area over the last 40 years. This event is interesting from a seismological point of view because the source was very shallow, at around 1 km or 2 km, which could explain the high ground motion observed and the significant damage that occurred. In this case, we encounter the limit of the cepstral method: the reflected  $pP$  arrival time cannot be dissociated from the  $P$  arrival time, as the phases are mixed. Hence, with a classical source

duration of 1–2 s, we can expect to detect depth phases only for events above 3–4 km, and in practice, detection of sources below 5 km appears to be very difficult. The cepstral solution of 4 km, as shown in Figure 14b, comes from the source complexity only; no later coherent depth phases are detected for the different arrays. The genetic inversion shows that all of the potential focal mechanisms had acceptable misfits, and that the source style of faulting is then not constrained (Fig. 15). However, the inverted depth is well constrained between 0 km and 3 km. As for the Virginia event, the depth and mechanism parameters do not show significant trade-off. In this example, it is the short duration of the seismic-energy arrival (genetic inversion) that provides a constraint on the depth, and not the phase information provided by the cepstral method. As the phase delays are smaller than the source duration, the source inversion is the only possible approach. This example shows the complementarity between the genetic algorithm inversion and the cepstral approach. For shallow events, the inversion is well adapted for the depth determination of such events.

### Role of Crustal Model Uncertainties on Depth Estimation Resolution

The IASPEI91 velocity model is used for the cepstrum analysis when a more complete crust model (CRUST 2.0)





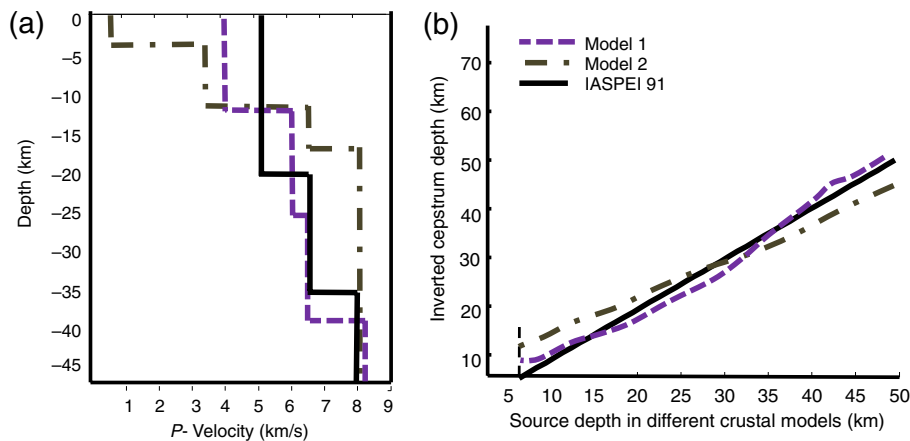
**Figure 15.** Misfit distribution for the Murcia event: Coherency values (Frohlisch and Apperson, 1992) with the preferred focal mechanisms for each of the inverted mechanisms. The normalized misfit is shown according to the depth and coherency value, giving an overview of the cost function according to the depth and mechanism similarity (similarity between the current mechanism and the best selected mechanism). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

is used for the genetic algorithm inversion. For an idea of the uncertainties we can encounter according to the use of these different, and potentially wrong, velocity models, we generated synthetics using two source 1D velocity models (models 1 and 2) and performed depth estimations using the cepstral analysis and the IASPEI91 travel times. Figure 16 shows the potential bias introduced by the propagation table from IASPEI91 (about 3–5 km). The choice of the velocity model is thus important. Above all, Moho depth differences and the presence or absence of low-velocity sediment layers will affect the teleseismic depth estimation. Uncertainties related

to the mantle velocities are less important, as  $P$  and  $pP$  follow approximately the same path and will be affected in the same way by a local velocity anomaly. For the same reason, the crust velocities under the station will not impact the depth resolution. The knowledge of the crustal structure above the source remains important to constrain the depth.

### Conclusions

The focal depths for six recent moderate earthquakes were estimated from the CTBTO teleseismic records: the Mediterranean, Corsica, and Sardinia events, the locally noninstrumented weak magnitude Ardèche earthquake, the shallow Murcia event, the recent intraplate earthquake in Virginia, and the Po Plain deep event. For each of these earthquake analyses, a new improved cepstral analysis was applied, as well as focal mechanism inversion. These depth estimations appear to be constrained when working at teleseismic distances. Moreover, these teleseismic depth estimation methods are fast, as they are based only on phase detection, reflectivity, and propagation methods. These teleseismic inversions are also less influenced by crust heterogeneities, as compared to regional inversions. As the quality of the recent seismological global networks (especially the CTBTO array network) allowed the magnitude of detection to be decreased below  $m_b$  4, as seen for the Ardèche event (20), the major limitations of teleseismic analysis that are due to weak SNRs for distant events appear no longer to be a problem. The global classical inversions (Harvard Centroid Moment Tensor [CMT], USGS, or SCARDEC) remain obviously more robust for focal mechanism estimations, but they only deal with events above magnitudes of 5.0–5.5, whereas small earthquake depths (down to 3.6 km) can now be investigated using the new cepstrum and the envelope-fitting genetic algorithm. As the focal mechanism is still more



**Figure 16.** Depth estimation bias due to crustal velocity uncertainties in the source area. (a) Chosen source velocity models (models 1 and 2, extracted from CRUST 2.0) used to compute the synthetic waveforms. (b) Resulting depth estimations relative to the source depth. The IASPEI91 velocity model is used to compute the travel times used with the cepstral inversion process. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

## 4.2 Moderate earthquake teleseismic depth estimations : New Methods and use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization network data

efficiently constrained by regional inversion, joint inversion should be used to constrain the whole of the source properties.

Our data show that the cepstrum is sensitive to the signal phase arrivals and that it is less dependent on amplitude information. After validation with a more consistent set of events, this might allow fast depth estimations, as no wave picking or special treatments are required. However, this method appears to be of limited interest for very shallow earthquakes or for important source durations, when the  $P$  wave and the  $pP$  waves are mixed. The envelope inversion focuses on the fitting of the maximum energy arrivals and the search for a solution based on the variations of these energy arrivals. Hence, it provides a different and complementary approach to constrain the depth. It is more adapted to shallow earthquake depth evaluations, and more robust, as this method takes into account the azimuthal dependence of depth according to the focal mechanism. By applying these inversions on a global scale and in a more systematic way, this can help to better understand global weak and moderate crustal seismicity and the associated tectonic processes. This should also provide better depth catalogs for seismic-hazard studies in moderate seismicity contexts.

Our results show that the teleseismic depth of the recent Corsica earthquake (7 July 2011) was about 27 km, in an area where regional depth inversions are poorly constrained and show a shallower depth of around 10 km. This implies that the earthquake did occur in the continental crust. On the contrary, the Sardinia event (3 January 2011) occurred in the oceanic crust, where the regional data tend to propose a deeper source, below the oceanic Moho. These examples illustrate how new well-constrained teleseismic depth determinations of moderate earthquakes are important for regional tectonic studies. Because of the lack of regional stations, the Ardèche intraplate event is one specific case where teleseismic data are indispensable to be able to determine the depth. For the Po Plain event, the detection of  $pmP$  demonstrated without doubt the presence of an upper-mantle event. Hence, the two methods we have developed here can now be applied in a more systematic way to areas with moderate seismicity. The use of different datasets (regional phases and teleseismic  $P$  phases), methods (cepstral analysis, localization, and inversion), and models (regional models and global models) help to evaluate the epistemic uncertainties of depth determinations, which is a burning issue for seismic-hazard studies. These methods also provide a complementary tool for earthquake analysis when the focal depths need to be determined or confirmed. The inferred time delays ( $pP$ ,  $sP$ ) can finally be used for crustal studies, as these delays only depend on the geologic properties of the source area itself (the layers above and below the source), and not on crustal lateral heterogeneities.

### Data and Resources

Seismograms used in this study were obtained from the International Data Centre and from the Incorporated

Research Institutions for Seismology website, at [www.iris.edu](http://www.iris.edu) (last accessed May 2013). Results of the regional source inversion for the Corsica earthquake can be found at [https://geoazur.oca.eu/IMG/jpg/resultat\\_Seisme\\_Large\\_Ajaccio\\_M15.jpg](https://geoazur.oca.eu/IMG/jpg/resultat_Seisme_Large_Ajaccio_M15.jpg) (last accessed May 2013). Results of the teleseismic source inversion for the Corsica earthquake can be found at [https://www.dase.cea.fr/actu/dossiers\\_scientifiques/2011-07-07/index.html](https://www.dase.cea.fr/actu/dossiers_scientifiques/2011-07-07/index.html) (last accessed May 2013).

### Acknowledgments

We are thankful for discussions with Bertrand Delouis, Martin Vallée, and Juan Benjuema and for their useful help during this project. We thank the members of the SIGMA committee David Beaumont, Jean Savy, and all SIGMA partners and experts. This study was partly funded by the French SIGMA project.

### References

- Aki, K., and P. G. Richards (2002). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, 2nd ed., University Science Books, New York.
- Blake, A. (1941). On the estimation of focal depth from macroseismic data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **31**, 225–231.
- Bonner, J., D. Reiter, and R. Shumway (2002). Application of a cepstral  $F$  statistic for improved depth estimation, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 1675–1693.
- Bouchon, M. (1976). Teleseismic body wave radiation from a seismic source in a layered medium, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* **47**, 515–530.
- Chapman, M. C. (2013). On the rupture process of the 23 August 2011 Virginia earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **103**, 613–628.
- Childers, D. G., D. P. Skinner, and R. C. Kemerait (1977). The Cepstrum: A guide to Processing, *Proceedings of the IEEE* **65**, no. 10, 1428–1443.
- Cohen, T. J. (1970). Source-depth determinations using spectral, pseudo-autocorrelation and cepstral analysis, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* **20**, 223–231, doi: [10.1111/j.1365-246X.1970.tb06065.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1970.tb06065.x).
- Douglas, J. (2001). A critical reappraisal of some problems in engineering seismology, *Ph.D. Thesis*, University of London, London, United Kingdom.
- Drouet, S., M.-P. Bouin, and F. Cotton (2011). New moment magnitude scale, evidence of stress drop magnitude scaling and stochastic ground motion model for the French West Indies, *Geophys. J. Int.* **187**, 1625–1644, doi: [10.1111/j.1365-246X.2011.05219.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05219.x).
- Engdahl, E. R., R. van der Hilst, and R. Buland (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **88**, 722–743.
- Fierro, G., N. Corradi, F. Fanucci, M. Ferrari, M. Firpo, R. Ivaldi, M. Piccasso, and I. Balduzzi (2010). La géologie sous-marine de la mer Ligure: une synthèse, *Bulletin de la Société Géographique de Liège* **54**, 31–40 (in French).
- Frohlich, C., and K. D. Apperson (1992). Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries, *Tectonics* **11**, 279–296, doi: [10.1029/91TC02888](https://doi.org/10.1029/91TC02888).
- Fuchs, K., and G. Müller (1971). Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* **23**, 417–433.
- Got, J. L., V. Monteiller, J. Guilbert, D. Marsan, Y. Cansi, C. Maillard, and J. P. Santouire (2011). Strain localization and fluid migration from earthquake relocation and seismicity analysis in the western Vosges (France), *Geophys. J. Int.* **185**, 365–384, doi: [10.1111/j.1365-246X.2011.04944.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04944.x).
- Houck, C. R., J. A. Joines, and M. G. Kay (1995). A genetic algorithm for function optimization: A Matlab implementation, *Tech. Rept. NCSU-IE TR 95-09*, North Carolina State University, Raleigh, North Carolina.
- Kennett, B. L. N., and E. R. Engdahl (1991). Travel times for global earthquake location and phase association, *Geophys. J. Int.* **105**, 429–465.

# NOUVELLES MÉTHODES TÉLÉSISMIQUES D'ESTIMATION DE LA PROFONDEUR

---

- Koper, D. K., M. E. Wyssession, and D. A. Wiens (1999). Multimodal function optimization with a nicheing genetic algorithm: A seismological example, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89**, 978–988.
- Kværna, T., and F. Ringdal (1992). Integrated array and three-component processing using a seismic microarray, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **82**, 870–882.
- Lundquist, G., and V. Cormier (1980). Constraints on the absorption band model of  $Q$ , *J. Geophys. Res.* **85**, 5244–5256.
- Mars, J. (2001). Traitement du signal pour géologues et géophysiciens, techniques avancées, *publication de l'Institut Français du Pétrole, TECHNIP*, France (in French).
- Massa, M., G. Ameri, S. Lovati, R. Puglia, G. Franceschina, F. Pacor, L. Luzi, and P. Augliera (2012). What can we learn from the January 2012 northern Italy earthquakes? *Ann. Geophys.* **55**, no. 1, doi: [10.4401/ag-5574](https://doi.org/10.4401/ag-5574).
- McGarr, A. (1984). Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth, *J. Geophys. Res.* **89**, 6969–6979.
- Mueller, C. S. (1985). Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function, *Geophys. Res. Lett.* **12**, 33–36.
- Murphy, J. R., R. W. Cook, and W. L. Rodi (1999). Improved focal depth determination for use in CTBT monitoring, *Proc. of the 21st Annual Seismic Research Symposium on Monitoring a Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty*, Las Vegas, Nevada, 21–24 September 1999, 50–55.
- Pearce, R. G., J. A. Hudson, and A. Douglas (1988). On the use of  $P$ -wave seismograms to identify a double-couple source, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **78**, 651–671.
- Shapiro, N., N. Béthoux, M. Campillo, and A. Paul (1996). Regional seismic phases across the Ligurian Sea:  $Lg$  blockage and oceanic propagation, *Phys. Earth Planet. In.* **93**, 257–268.
- Sipkin, S., C. Bufe, and M. Zirbes (2000). Moment-tensor solutions estimated using optimal filter theory: Global seismicity 1999, *Phys. Earth Planet. In.* **122**, 147–159.
- Vallée, M. (2004). Stabilizing the empirical Green function analysis: Development of the projected Landweber method, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 394–409.
- Vallée, M., M. Bouchon, and S. Y. Schwartz (2003). The 13 January 2001 El Salvador earthquake: A multidata analysis, *J. Geophys. Res.* **108**, 2203–2208, doi: [10.1029/2002JB001922](https://doi.org/10.1029/2002JB001922).
- Wagner, M., E. Kissling, and S. Husen (2012). Combining controlled-source seismology and local earthquake tomography to derive a 3-D crustal model of the western Alpine region, *Geophys. J. Int.* **191**, 789–802.

CEA/DAM/DIF  
F-91297 Arpajon, France  
jean.letort@ujf-grenoble.fr  
julien.vergoz@cea.fr  
jocelyn.guilbert@cea.fr  
Olivier.sebe@cea.fr  
yoann.cano@cea.fr  
(J.L., J.V., J.G., O.S., Y.C.)

Institut des Sciences de la Terre (ISTerre)  
Université Joseph Fourier  
CNRS, BP 53 38041  
Grenoble, France  
fabrice.cotton@ujf-grenoble.fr  
(F.C.)

Manuscript received 16 May 2013;  
Published Online 4 February 2014

### **4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)**

Jean Letort<sup>1</sup>, Jocelyn Guilbert<sup>2</sup>, Fabrice Cotton<sup>3</sup>, István Bondár<sup>4</sup>, Yoann Cano<sup>2</sup> and Julien Vergoz<sup>2</sup>.

#### **Abstract**

The depth of an earthquake is difficult to estimate because it is a trade-off with the origin time, and it might be biased by lateral Earth heterogeneities. To face this challenge, we have developed a new, blind, and fully automatic teleseismic depth analysis. The results of this new method do not depend on epistemic uncertainties due to depth phase picking and identification. The method consists of a modification of the cepstral analysis from Letort et al. (2014) and Bonner et al (2002), which aims to detect surface reflected (pP, sP) waves in a signal at teleseismic distances (30°-90°) through studying the spectral holes in the shape of the signal spectrum. The ability of our automatic method to improve depth estimation is shown by re-location of the recent moderate seismicity of the Guerrero subduction area (Mexico). We have therefore estimated the depth of 152 events using teleseismic data from the IRIS stations and arrays. One advantage of this method is that it can be applied for single stations (from IRIS) as well as for classical arrays. In the Guerrero area, our new cepstral analysis efficiently clusters event locations and provides an improved view of the geometry of the subduction. Moreover, we have also validated our method through re-location of the same events using the new International Seismological Centre (ISC)-locator algorithm (Bondár & Storchak, 2011), as well as comparing our cepstral depths with the available Harvard-Centroid Moment Tensor (CMT) solutions and the three available GT5 (ISC) events for this area. These comparisons indicate an overestimation of focal depths in the ISC catalog for the deeper parts of the subduction, and they show a systematic bias between the estimated cepstral depths and the ISC-locator depths. Using information from the CMT catalog relating to the predominant focal mechanism for this area, this bias can be explained as a misidentification of sP phases by pP phases, which shows the great interest in using this new automatic cepstral analysis, as it is insensitive to phase identification.

## Introduction

Trustworthy depth estimations of moderate earthquakes ( $4 < M < 5$ ) are of great importance in all fields of seismology. The knowledge of earthquake depth distributions in exposed areas is crucial to evaluate scenarios for future damaging earthquakes. More generally, earthquake depths contribute to our interpretation of the Earth structure and to our understanding of tectonic processes; e.g., by constraining subduction geometries. Depth estimations are also important for other applications, such as event screening (e.g., earthquake *vs.* explosion) for compliance with the Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty.

Unfortunately, in many cases, the depth of an earthquake is difficult to estimate, because it is a trade-off with the origin time. Bondár et al. (2004) showed that focal depths are poorly constrained by direct phases for all distance ranges: the travel-time residuals are relatively insensitive to large event depth changes because of the trade-off between depth and origin time. If the absolute direct phase-arrival values have little impact on depth resolution, the delays between the arrival times of surface-reflected phases (pP, sP) and the direct P-wave contain important useful information on the focal depth. Indeed, in a given velocity model (e.g., International Association of Seismology and Physics of the Earth Interior 1991 [IASPEI91]), these time delays between the down-going waves (P-wave) and the up-going surface-reflected waves (pP or sP, eventually pwP, swP) provide good estimations of the source depths and have often been used to constrain depths in global catalogs (Bondár et al., 2004, 2011; Engdahl et al. 1998). However, these phases are often difficult to detect with precision, as they are commonly convolved into one group of mixed phases (Bondár et al., 2004). Even when these depth phases are clear, they are often misidentified by analysts (e.g., pP instead of sP, or pwP, PcP). Hence, Engdahl et al. (1998) showed that re-identification of these phases is needed to improve focal depths.

To face these difficulties, we have developed a new, blind, and fully automatic teleseismic depth analysis that is independent of epistemic uncertainties due to phase picking and identification. The method is a modification of the cepstral analysis method from Letort et al. (2014), with the aim to detect these surface-reflected waves in a signal at teleseismic distances (pP and sP waves). The key point for the success of this method is our ability to compute the

### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

---

automatic detection of the depth phases in a signal, and their identification without any *a-priori* and analyst-subjective judgment.

To test our new method, an interesting application was found in the Guerrero area (Mexico). In subduction contexts, studies of hypocenter locations (e.g., Pardo & Suarez, 1995) provide an idea of subduction geometries, which are crucial to understand the different phenomena that have roles in these subductions, but which are limited by uncertainties in depth estimation. In the case of the Guerrero subduction, there is a burning open debate about the lateral variations of the subducted plate geometry, which might have a role in the ‘slow silent earthquakes’ that have been observed there, and which have great impact on the amount of accumulated slip along this subduction zone.

We thus conducted an exhaustive analysis of the Guerrero depth distribution based on the International Seismological Centre (ISC) catalog, and tested our method in this specific case study. We estimated depths for 152 recent earthquakes (post-2002) with magnitudes  $>4.5$ . Twenty-two stations/ arrays from the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) were selected for this study, of between  $28^\circ$  and  $90^\circ$ . The stations are part of the Air Force Technical Applications Center and the IRIS networks (II, IU). Note that most of the selected stations are in North America, and that the azimuthal coverage shows a maximal gap (for the pacific part) of  $180^\circ$  (see below for examples of the station distribution). Using the epicenter localization given by the ISC catalog, for each event and each station/ array, the theoretical P-wave arrival was first estimated automatically through the Ak135 tables. A large time window from 10 s before this theoretical P-wave arrival until 70 s after was specified, to ensure the selection of all of the useful direct P-waves and coda P-waves associated with each event (for the coda P-waves, or P-coda, these are the group of different later phase arrivals that follow the direct P-waves, and in particular the coda includes the pP, sP, PcP phases, and other possible reflections). Even in the case of mislocation and errors in the propagation tables, using this long time window includes all of the useful information.

The recordings for all of these 22 stations were requested from the IRIS web service without any quality criteria, which makes our method completely blind and reproducible. However, according to the date of the event, the operating date of the different sensors, and the availability of the data through the IRIS website, we did not access the whole set of stations each time, and we generally obtained between 15 and 20 recordings for each event. We then

systematically filtered all of the spectra between 0.8 Hz and 2.5 Hz, which is the frequency band of interest for earthquakes of magnitudes of around 4 to 5 in this area. Finally, our new cepstral analysis was applied to each beam of the selected array and for each station, which showed clear depth phase-arrival detection and good constraint on the focal depth. In the next section, our proposed new methodology is described, beginning with the previous common difficulties when using classical cepstral methods.

### Limitations of classical cepstral analysis

The usual main assumption of any cepstral method is to consider a teleseismic signal  $f(t)$  as a direct P-wave  $S(t - T_0)$ , and with an echo, the pP reflected wave  $(S(t - T_1))$ . This echo should have the same frequency content as the source (direct P-waves), with only a delay  $T_1 - T_0$  in time, as indicated in Equation (1):

$$f(t) = a_0 S(t - T_0) + a_1 S(t - T_1) \quad t > 0 \quad (1),$$

where  $t$  is the current sampling point, the signal.  $f(t)$  has a duration of  $D = fe * N$  seconds, with  $N$  the number of samplings for  $f$ .  $T_0, T_1, \in \mathbb{N}^*$  and are the sampling positions for the 2 phase arrivals,  $fe$  is the sampling frequency (the arrival time for the phase P (number 0) is  $\frac{T_0}{fe}$  seconds).

From this assumption, and working in the spectral domain, the cepstral method automatically and efficiently detects the delay  $T_1 - T_0$  between the two phases, through the study of the spectral modulation of the source from the echo, as shown, for instance, by Cohen (1970), Childers et al. (1977), Bonner et al. (2002) and Letort et al. (2014). Indeed, with  $\omega$  as the pulsation, ( $\omega = 2\pi f$ ), in the Fourier domain, this becomes as in Equation (2):

$$F(\omega) = (a_0 e^{-i\omega T_0} + a_1 e^{-i\omega T_1}) \frac{1}{N} \int_0^N S(t) e^{-i\omega t} dt \quad (2).$$

The cepstrum of  $f(t)$  is then given by Equation (3):

$$Cep_f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \ln |F(\omega)|^2 e^{i\omega t} d\omega \quad (3).$$

### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

Combining Equations (2) and (3), the analytical cepstrum of Equation (4) can be estimated:

$$Cep_f(t) = \frac{1}{2\pi} \int \ln(|1 + X|) e^{i\omega t} d\omega + Cep_S(t) \quad (4),$$

where  $|X| = |A_{12} \cos(\omega(T_1 - T_0))| < 1$ ,  $A_{12} = \frac{2a_0a_1}{a_0^2 + a_1^2}$ .

As  $|X| < 1$ , the logarithm  $\ln(|1 + X|)$  in Equation 4 can be expanded in a power series and truncated to the order 1 (according to the theorem of alternating functions). This is one key assumption for the classical cepstrum analysis that allows the derivation of Equation (5): the power cepstrum has a peak linked to the delay between the P-wave and pP, and the amplitude is  $\frac{A_{12}}{2}$ .

$$Cep_f(t) - Cep_S(t) = \frac{1}{2\pi} \int X e^{i\omega t} d\omega = A_{12} \frac{1}{2\pi} \int \cos(\omega(T_1 - T_0)) e^{i\omega t} d\omega = \frac{A_{12}}{2} \delta(t - (T_1 - T_0)) \quad (5).$$

Hence, according to Equation (5), if we can correctly correct from the source term  $Cep_S(t)$ , in a simple case with a direct impulsive P-wave and a single pP reflected wave, the cepstral analysis is very well suited and of great interest for estimation of the delay between the two phases, and then of the depth, using the relationship between the epicentral distance, the source depth, and the P-pP delay in the travel-time tables.

**Table 1:** The IASPEI91 GT5 events (with  $M > 4.8$ , from 2002).

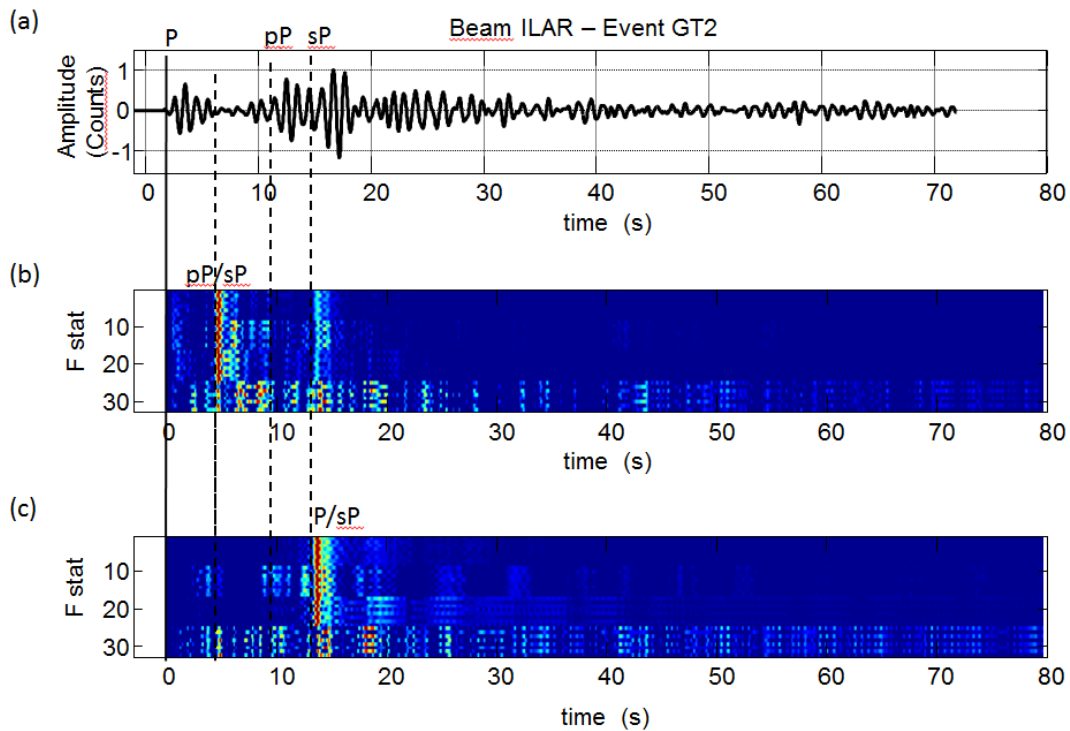
Event	Latitude (°)	Longitude (°)	ISC depth (km)	ISC pP depth (km)	GT depth (km)	Cepstral depth (km)
GT1	16.8619	-100.01379	22	24	17.9	16.8
GT2	17.2099	-100.4780	29.6	32	25.4	32.2
GT3	16.9689	-100.2828	28	28	20.4	27.6

However, this classical cepstrum analysis is limited in more complex and realistic cases with different reflections for the P-coda (sP, or P-S conversion, subduction interface reflection). For instance, one major limitation comes when the P-wave has weak energetic content, and the P-coda has two or more predominant phases, classically pP and sP. In this case, the echo



in the signal will be linked to the pP/sP delay, and not to the P/pP or P/sP delay. The resulting depth estimation will be completely incorrect, as the depth depends on the delay between the down-going phase (P-wave) and the up-going waves (pP, sP), and not on the delays between only the up-going waves that dominate the teleseismic signal here. A good illustration of this difficulty can be seen in Figure 1a, b, where a weak P-wave and clear strong pP and sP are not correctly detected by the cepstral analysis (for this reason it is generally assumed that the P-pP delay is among the three main peaks of the cepstrum).

Another important issue during cepstral analysis is to take account of the possible effects of the source term of the cepstrum  $Cep_s(t)$ , as in Equation (5). For instance, Letort et al. (2014) removed the main trend of the spectrum as the P-wave contribution to the spectrum. However, in the case of a complex P-wave, this assumption cannot be adapted. We then developed a new cepstral analysis, taking account of two echoes (or more) instead of a single echo, and with a new way of correcting the source effect.



**Figure 1:** (a) Recording of the GT2 event in the Guerrero area, at 25 km in depth (Table 1) and where the localization is assumed to be well constrained. Three phases are detected: P, pP and sP. (b) Classical cepstrum analysis using Equation (5) and removing the main trend of the signal, following Letort et al. (2014). The main peak comes from the pP-sP delay and does not allow information on the depth to be deduced. (c) Cepstrum analysis for the new method, from Equation (8), with subtraction of the cepstrum due to the coda. The main peak in the cepstrum is well linked to the P-sP delay.

**New cepstral definition using three phase arrivals (two echoes)**

To improve our ability to automatically take into account different depth phases and to have a trustworthy identification of these phases, we developed a new cepstral method that is based on the presence of two main echoes in a signal, instead of the common assumption of one single depth phase arrival. These echoes can preferentially be pP and sP phases, and as was shown by Pearce & Rogers (1989), a teleseismic signal is mainly dominated by the three phase arrivals of P-waves, pP, sP. This can also be extended, for instance, to pP and PcP phase detection, or other converted/ reflected phases that are not linked to the free surface (e.g., converted/ reflected waves in the subduction interface). For this new proposed method, our assumptions here are that:

- it is possible to isolate in time the direct P-waves from the later part of the coda;
- the P-coda is dominated by at least one reflection due to the free surface (pP and/or sP);
- the P-coda contains information about the source, so it is composed of the depth phases and/or of other different echoes (e.g., PcP, pwP, pmP, and so on) and/or some reflected or converted waves that have the same frequency content as the direct P-source;
- The source term S(t) is a short arrival of less than 2-3 s. The depth phases are thus well separated in time from the direct P-wave (this assumption is needed only to take advantage of the signal power; see next sections).

Under these assumptions, the cepstral methodology can be rewritten for two echoes, for instance, in the typical case where a signal is characterized by a P-wave and by two depth phases (pP and sP):

$$f(t) = a_0 S(t - T_0) + a_1 S(t - T_1) + a_2 S(t - T_2), t > 0 \quad (6),$$

where t is the current sampling point, and  $T_0, T_1, T_2 \in \mathbb{N}^*$ . We assume that S(t) is null everywhere except for the time of the direct P-wave arrival, the source arrival, so for a few seconds (a maximum of 3 s). Hence  $S(t) = 0$ , except for  $t < fe \cdot 3$  (where fe is the frequency sampling). In the Fourier domain, this gives Equation (7):

$$F(w) = (a_0 e^{-i\omega T_0} + a_1 e^{-i\omega T_1} + a_2 e^{-i\omega T_2}) \frac{1}{N} \int_0^N S(t) e^{-i\omega t} dt \quad (7).$$

Combining Equations (3) and (7), it is possible to estimate the analytical cepstrum of Equation (8):

$$Cep_f(t) = \frac{1}{2\pi} \int \ln(|1 + A_{12} \cos(w(T_1 - T_0)) + A_{13} \cos(w(T_2 - T_0)) + A_{23} \cos(w(T_2 - T_1))|) e^{i\omega t} dw + Cep_s(t) \quad (8),$$

where  $A_{12} = \frac{2a_0a_1}{a_0^2+a_1^2+a_2^2}$  ,  $A_{13} = \frac{2a_0a_2}{a_0^2+a_1^2+a_2^2}$  ,  $A_{23} = \frac{2a_1a_2}{a_0^2+a_1^2+a_2^2}$  , and where  $Cep_s(t)$  is the cepstrum due to the source  $S(t)$ , the direct P-wave.

Hence, this gives Equation (9):

$$Cep_f(t) = \frac{1}{2\pi} \int \ln(|1 + X(w)|) e^{i\omega t} dw + Cep_s(t) \quad (9),$$

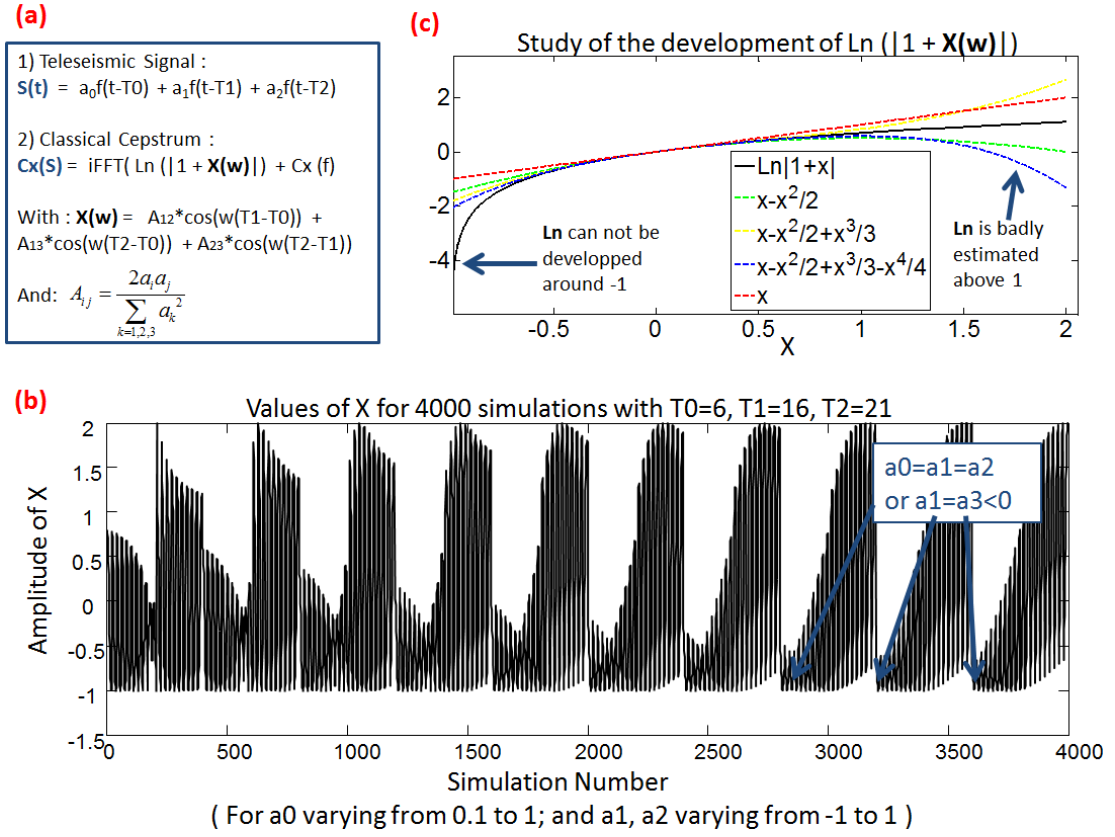
with

$$|X(w)| = |A_{12} \cos(w(T_1 - T_0)) + A_{13} \cos(w(T_2 - T_0)) + A_{23} \cos(w(T_2 - T_1))| \quad (10)$$

However, in the case of three phase arrivals,  $X(w)$  can sometimes reach values between -1 and 2, according to the combination of  $T_0$ ,  $T_1$ ,  $T_2$ ,  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  and  $\omega$  (Figure 2). The theoretical expansion of the logarithm is then not possible as for the classical cepstrum (Equation (5)). In particular, when  $a_0 = a_1 = a_2$  or when  $a_0 > 0$  and  $a_1 = a_2 < 0$ ,  $X$  can reach -1, which makes the value of the logarithm equal to infinity, and the cepstrum is then divergent. For this reason, the cepstrum theory is generally limited to the case of one single echo, even if this assumption is not relevant.

$X(w)$  is, however, mainly between -0.7 and 1.5 (Figure 2b), where the approximation of the logarithm by the expansion of the power series appears acceptable (see Figure 2a). Under this approximation, using classical trigonometry relations, Equation (6) can be written as the inverse transform of a summation of a combination of cosines. Hence, the cepstrum is zero everywhere except for punctual delays, where a Dirac is observed, that is equivalent to a peak in the cepstrum (by the definition of the inverse transform).

### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)



**Figure 2:** (a) Expansion in the power series of  $\ln(|1+X|)$  according to the different possible values of  $X$ . The four first orders are plotted. At around -1, the logarithm tends to  $-\infty$ . Above 1.5, the difference between the logarithm and the power series becomes important. (b) Values of  $X$  from equation 10, for 4000 simulations computed by making  $a_0$  vary from 0.1 to 1 by 0.1,  $a_1$  and  $a_2$  from -1 to 1 by 0.1 and  $\omega$  from  $2\pi/100$  to  $2\pi$  by  $2\pi/100$ .  $T_0$ ,  $T_1$  and  $T_2$  are fixed to 6, 16 and 21 s. It can be observed that  $X$  varies between -1 and 2. The values -1 are reached when  $a_0=a_1=a_2$  or when  $a_1=a_2<0$ . For other values of  $T_0$ ,  $T_1$ ,  $T_2$ ,  $X$  is always between -1 and 2.

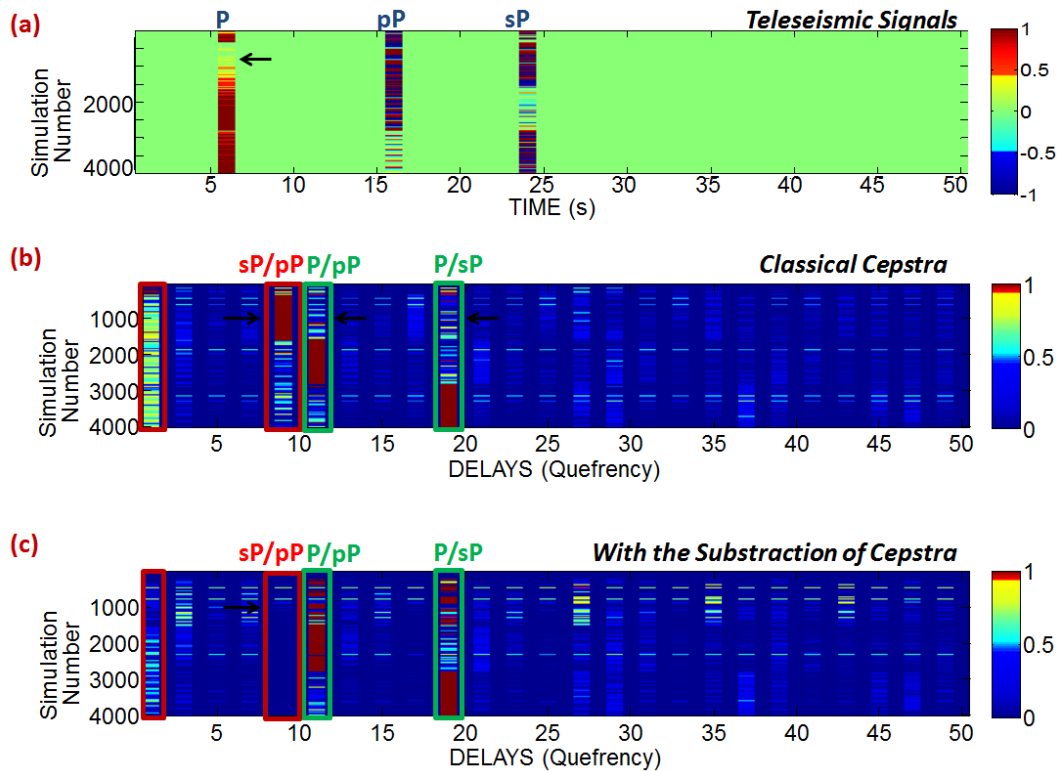
In Equation (11), we show the expansion of the cepstrum to the order 1:

$$Cep_f(t) - Cep_s(t) = \frac{1}{2\pi} \int X e^{i\omega t} d\omega = \frac{A_{12}}{2} \delta(t - (T_1 - T_0)) + \frac{A_{13}}{2} \delta(t - (T_2 - T_0)) + \frac{A_{23}}{2} \delta(t - (T_2 - T_1)) \quad (11).$$

In Equation (11), there is an important peak for the delay  $T_2-T_1$  (sP/pP), as shown in Figure 1 and in the theoretical example in Figure 3b.

However, if Equation (11) is often an acceptable representation of the peaks and amplitudes of the cepstrum, the expansion of the logarithm is not valid for some points. The exact

cepstrum function cannot be always estimated from Equation (11). We thus investigated statistically the possible peaks for the cepstrum, with the testing of different values of amplitudes and delays for the three phase arrivals. Thus, we defined a signal with a first P-phase with its amplitude varying between 0.1 and 1, every 0.1; followed by the pP and sP phases with amplitudes varying between -1 to 1, every 0.1. Figure 3 shows an example of our investigations, for fixed P-wave, pP and sP arrival times. In a few cases where  $a_2 = a_3 < 0$ , the inverse Fourier transform is divergent and the cepstra show no peaks. For more than 90% of the simulations, the maxima of the cepstra are well linked to one of the three delays (P-pP, P-sP, sP-pP), which validates the relation proposed in Equation (11) for these cases. In Figure 3b, almost 25% of the simulated cepstra have their maximum related to the delay sP-pP, which is not what is needed for correct depth estimation.



**Figure 3:** (a) Different simulations of recordings with different amplitudes  $a_0, a_1, a_2$ . (b) Associated numerical cepstra computed using the inverse Fourier transform of  $\ln(|1+X|)$  (see Equation (9)). We assumed that the source was perfectly removed in the spectrum domain. Note that some simulations show no peaks, or maxima for the first points of the cepstra, where  $a_0 = a_1 = a_2 > 0$  or  $a_1 = a_2 < 0$ . Note that the main delays of P-pP, P-sP are well found, as well as the not needed sP-pP delay. This delay is predominant in the cepstra when  $a_1$  is small and when  $|a_0|, |a_1|$  are large, for almost 1000 simulations (among 4000 in total). (c) Numerical cepstra for the new cepstral method proposed in Equation (14). Note that the peaks related to the pP/sP delays have been removed and the divergence for each of the first points of the cepstra have decreased.

### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

---

To remove this effect of the sP-pP echo, we wished to compute another cepstrum only on the coda part of the signal (removing the P-phase). This will allow the echo(es) due to the later phases that interact together to be identified, and to be removed.

#### Removing the pP/sP echo:

We can thus proceed to the same development with the P-coda part only, with the removal of the direct P-wave  $S(t)$ :

$$g(t) = a_1 S(t - T_1) + a_2 S(t - T_2) \quad (12).$$

With only two phases, the development in the power series to the order 1 is possible (Equation (5)), and the cepstrum can be written as in Equation (13):

$$Cep_g(t) - Cep_s(t) = \frac{B_{23}}{2} \delta(t - (T_2 - T_1)) \quad (13),$$

where  $B_{23} = \frac{2a_1 a_2}{a_1^2 + a_2^2}$ . In Equation (13), all of the terms are zeroes except for  $t = (T_2 - T_1)$ .

Finally, combining Equations (11) and (13), we can define our final cepstral method, as seen by Equations (14):

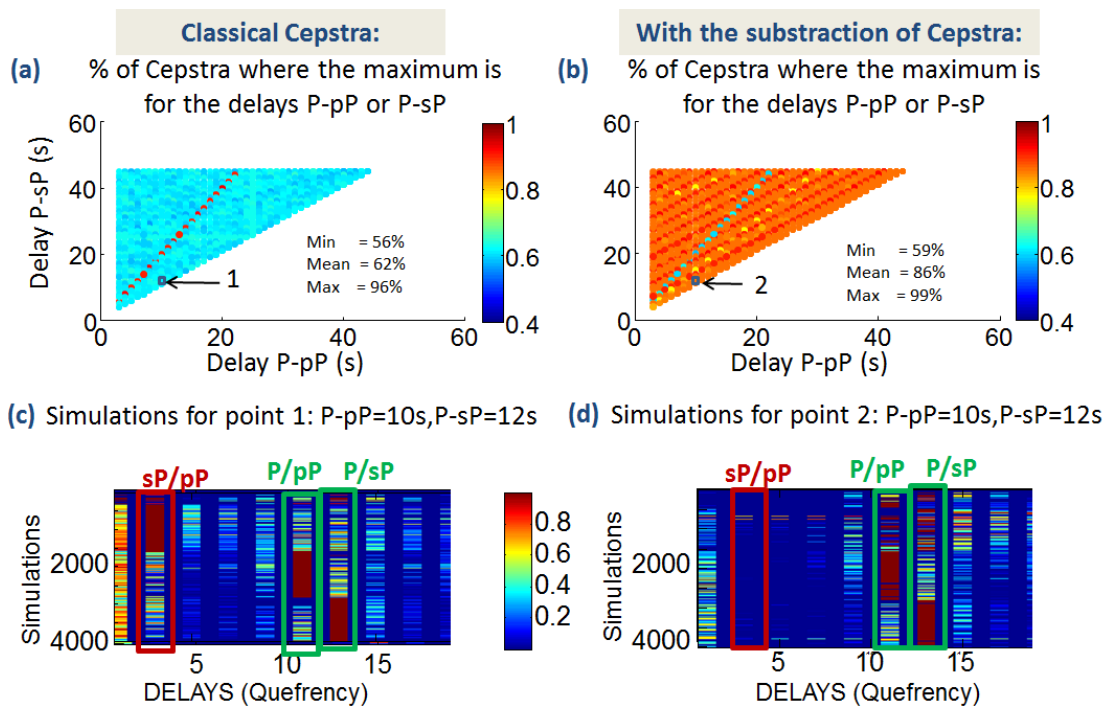
$$CEP\_FINAL(t) = |Cep_f(t) - Cep_g(t)| \quad (14a),$$

with,

$$\begin{aligned} Cep_f(t) - Cep_g(t) = & \mathbf{Cep_s(t) - Cep_s(t)} \\ & + \frac{A_{12}}{2} \delta(t - (T_1 - T_0)) + \frac{A_{13}}{2} \delta(t - (T_2 - T_0)) \\ & + \left( \frac{A_{23}}{2} - \frac{B_{23}}{2} \right) \delta(t - (T_2 - T_1)) \end{aligned} \quad (14b).$$

Using Equations (14), two major improvements to the classical cepstral analysis have been made. First, the source term  $Cep_s(t)$  has been removed automatically, with the only *a-priori* assumption being that the later phases contain information about the source, which is a reasonable assumption, and especially in the case of subduction environments where the P-

coda is usually long and shows numerous reflections/ conversions due to the complexity of the source medium. Above all, the great new advantage of this method is that in the analytical Equations (14) of the cepstrum, we have reduced the effects of the echoes that are not directly due to the direct P-waves, but only because of later phases that interfere together (pP-sP). We have also investigated statistically the efficiency of this proposed method, as shown in Figure 4: using the subtraction of the cepstra, 86% of the simulated cepstra have their maxima linked to the P-pP or P-sP delay, while the classical cepstrum has only 62% success.



**Figure 4:** For different configurations of teleseismic signals with different P-pP and P-sP delays, representation of the percentage of the 4000 simulated cepstra (which are shown in (c) and (d) for a given configuration of the delays and with varying values of  $a_1, a_2, a_3$ ) that have their main maximum for delays (P-sP) or (P-pP). **(a)** Using the classical cepstral analysis, the mean percentage of good detections of the depth phases is 62%. Note that for P-pP = pP-sP, we reach 96%. **(b)** Using the subtraction of the cepstra, the depth phases were successfully detected for 86% of the simulations. Note that in the case where P-pP = pP-sP, the method is less adapted, at only 59%. **(c)** Example of the simulated cepstra for the configuration with P-pP = 10 s and P-sP = 12 s, more than 25% are sP-pP detections. **(d)** Example of the simulated cepstra for the configuration with P-pP = 10 s and P-sP = 12 s, where the wrong sP-pP detections have been removed.

This result can be extended in cases of a signal with  $>2$  echoes. All of the peaks in the cepstrum that are due to later phases that interfere with each other are reduced, which is of

### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

---

great interest for cepstrum peak interpretation. In Figure 1, the result of the cepstrum analysis using the classical method has been plotted (Fig 1b) for a real event in the Guerrero area, at 25 km in depth (Table 1): the main peak in the cepstrum comes from the pP-sP delay and does not allow information on depth to be deduced. On the contrary, for the new method (Fig 1c), with the subtraction of the cepstrum due to the coda, the main peak in the cepstrum is well linked to the P-sP delay.

#### **Focusing on the predominant reflection in the cepstrum analysis using the power of the teleseismic signal.**

Taking the power of the signal, if we assume that the phases are distinct, we obtain Equation (15) as:

$$f^n(t) = a_0^n S^n(t - T_0) + a_1^n S^n(t - T_1) + a_2^n S^n(t - T_2), t > 0 \quad (15).$$

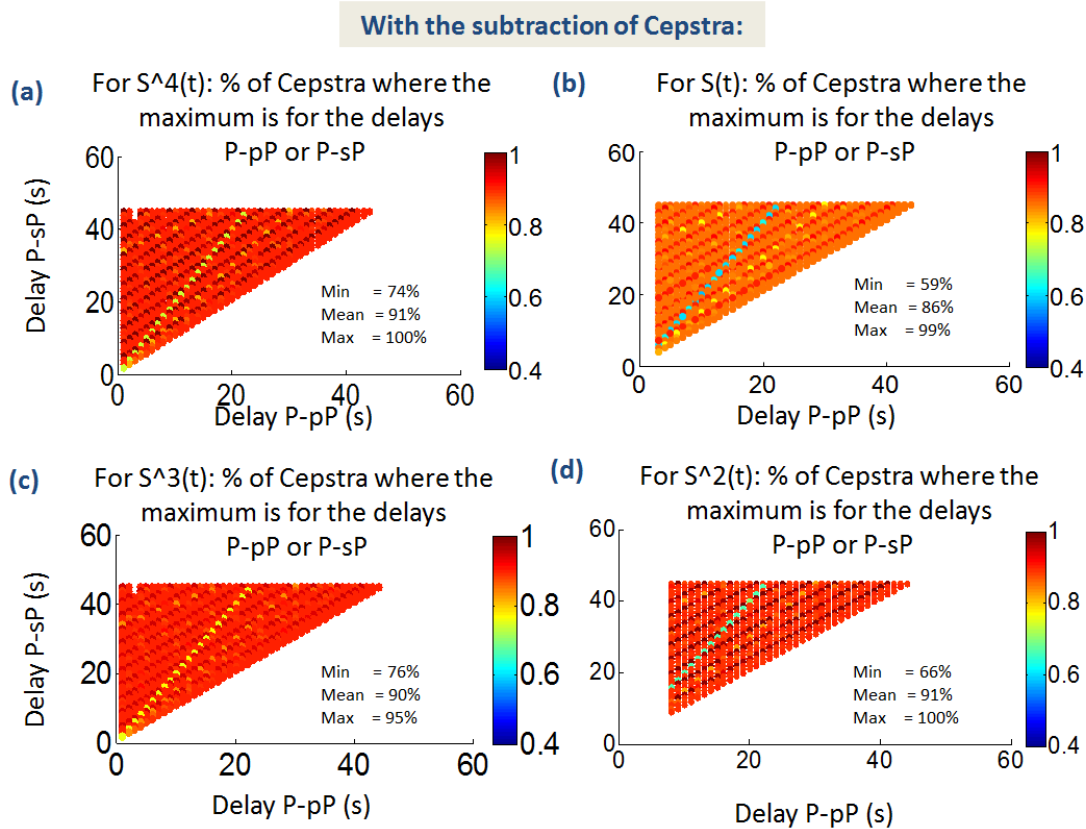
From Equation (15), the cepstral approach described above can be applied in the same way, to  $S^n(t)$  instead of  $S(t)$ . The signal is normalized according to the maximum amplitude, then  $a_0, a_1, a_2 < 1$ .

Hence, using the convergence properties of the power functions for numbers below 1, there are three major improvements from using the power of the signal instead of the signal itself:

- First, the amplitudes  $a_i^n$  will all be smaller than  $a_i$ , making the new values of  $|X(w)|$  smaller than using the simple signal  $f(t)$  (Equation (9)). Thus, the assumption for the logarithm development becomes more adapted for small coefficients.
- Secondly, the smallest amplitudes  $a_i^n$  will become even more negligible compared to the predominant amplitudes  $a_i^n$  (e.g., for  $f(t)$  with  $(a_1, a_2, a_3) = (0.9, 0.5, 0.1)$ , the coefficients of  $f(t)^2$  are  $(0.81, 0.25, 0.01)$ :  $a_3$  becomes negligible, and  $a_2$  is more dominated by  $a_1$ ). We then focus on the highest phase-arrival amplitudes, which are supposed to be the depth phases, as the effects of the free surface are assumed to give more energy to these depth phases than interface reflected waves, which are supposed to reflect less energy, as a part is transmitted to the layer above. Hence, we decrease the effects of the small arrivals and tend to a case with only two predominant echoes, or even with only one echo, which are two configurations that we can deal with successfully.



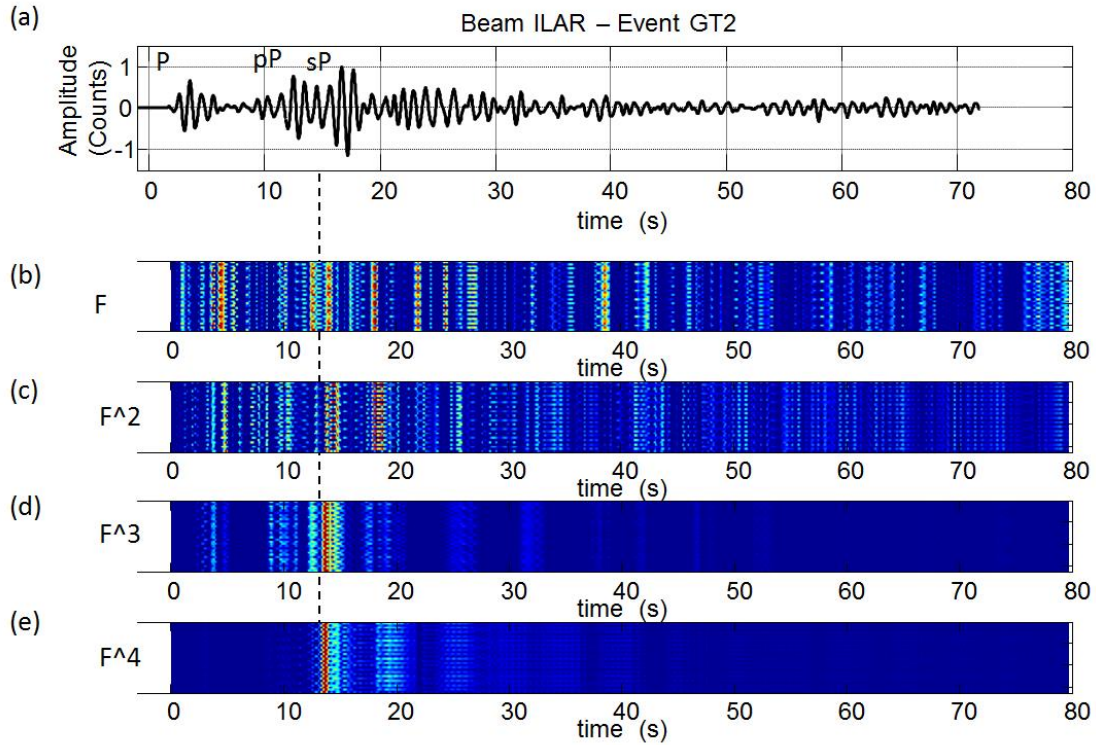
- The noise should be reduced (if the phases dominate the signal).



**Figure 5:** For different configurations of the teleseismic signal with different values for the delays P-pP and P-sP, representation of the percentage of the 4000 simulated cepstra (according to different values of  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$ ) that have their main maximum for the delays (P-sP) or (P-pP). **(a)** Using the subtraction method applied to the signal taken to the power of 4. **(b)** As (a), for the power of 1 (simple signal). **(c)** As (a), for the power of 3. **(d)** As (a), for the power of 2. The mean percentage of good detections of the depth phases is 90% for (a), (c) and (d). For the power of 3 and 4 ((a),(c)), the configuration where  $P-pP = P-sP$  reaches 75% success, compared to the 59% success for the simple signal (b).

The advantage of this method is shown by a statistical test of the different configurations with different amplitudes and phases arrivals (Figure 5). From the 86% success using our new cepstrum method applied to the simple signal  $f(t)$ , we get around 90% success for the same method and the same simulations, but applied to the signal  $f(t)$  taken to the power of 2, 3 and 4. Finally, from the 62% of the depth phase detections using the classical cepstrum approach, we can now obtain 90% successful depth-phase detection. An example showing the great interest of using the power of the signal was extracted from a real signal from the Guerrero area, and can be seen in Figure 6.

### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

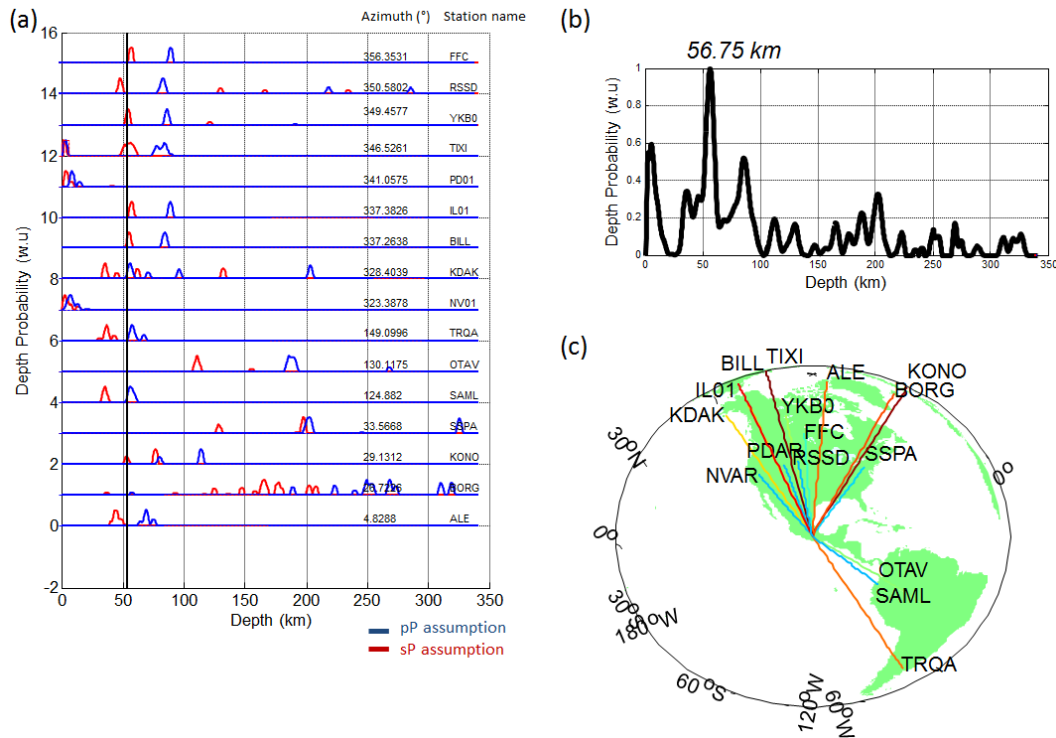


**Figure 6:** (a) Recording of the GT2 event in the Guerrero area, at 25 km deep (Table 1), and where the localization is assumed to be well constrained. Three phases are detected: P, pP and sP. (b) Cepstrum analysis using Equation (5). Note that the different peaks in the cepstrum are related to different echoes in the signal. (c) Cepstrum analysis applied to the signal at a power 2 ( $n = 2$  in Equation (9)). (d) as (c), for  $n = 3$ . (e) as (c), for  $n = 4$ . Only the major peak remains in the cepstral analysis.

#### Automatic analysis from the cepstral peaks to focal depth estimations

Then, the F-statistic curve for each station is assumed to represent the probability of detection of the depth phases. As we are expecting pP or sP detections, we first assume these peaks to be P-pP delay detections, and the time delays are converted to a depth probability function using the velocity IASPEI91 model. Then, these time delays are associated to a P-sP delay, and another depth probability curve is obtained that gives two different depth probability curves for each station/ array. In Figure 7a, an example of these curves shows clear detection of sP in North America and pP in South America. These pairs of curves are finally simply summed in one single depth probability curve for each station, and a simple average procedure of these curves for the different azimuthal detections gives us our final depth

solution, as shown in Figure 7b. For stability purposes, the proposed depth is then considered to be trustworthy if more than five different stations show a peak exactly for this final proposed depth.



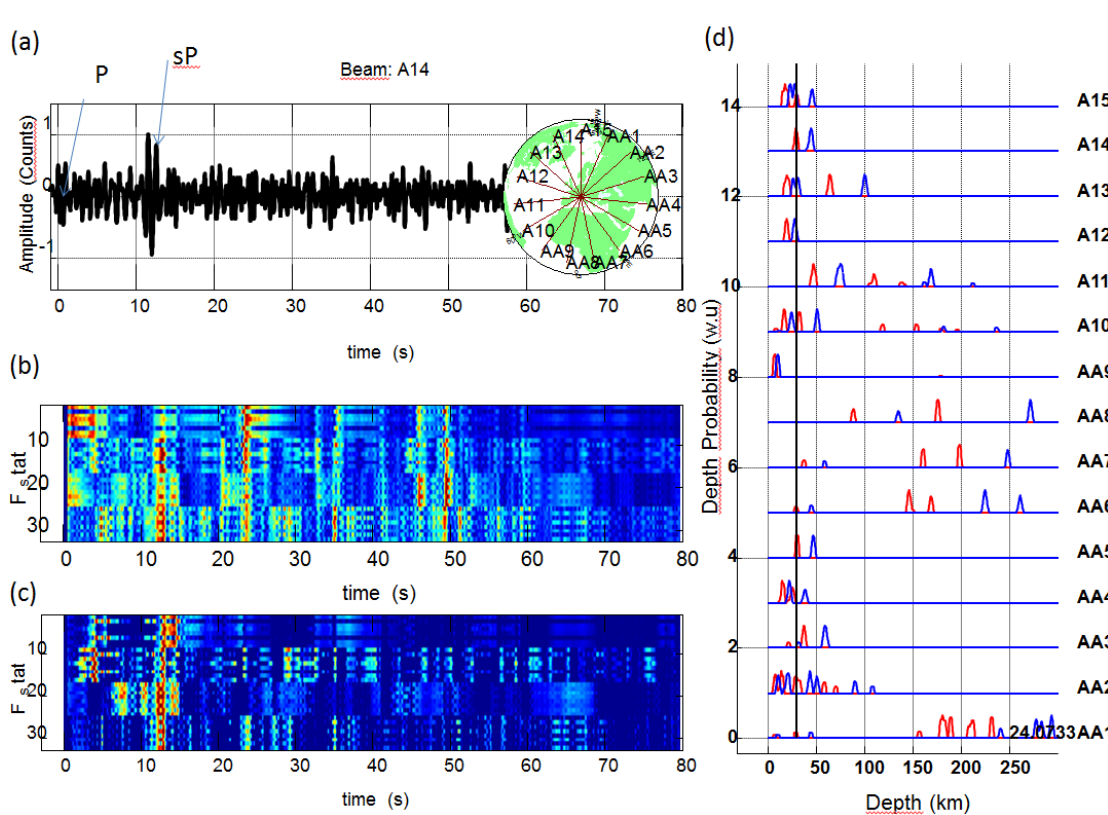
**Figure 7:** (a) Depth probability functions using the velocity IASPEI91 model, as associated with P-pP delays (blue) and with P-sP delays (red). There is clear detection of sP in North America and pP in South America. (b) Final depth probability curve using the averages of the curves in (a). (c) Station distribution used for the automatic cepstral analysis.

### Analysis of the cepstral method using synthetics

To validate the cepstral analysis, P-wave synthetic waveforms were built. For this, we used standard ray techniques, according to Bouchon (1976), Vallée et al. (2003), and Vallée (2004). Crust effects were taken into account by the reflectivity method of Fuchs and Müller (1971) and Mueller (1985), for both source and receiver. The mantle propagation was deduced from the IASPEI91 travel-time model (Kennett and Engdahl, 1991), with a  $t^*$  of 0.6 s (Lundquist and Cormier, 1980). The source duration was fixed at 1 s. Gaussian noise was added to the synthetic signal, such that the maximum of the signal was twice the level of the

### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

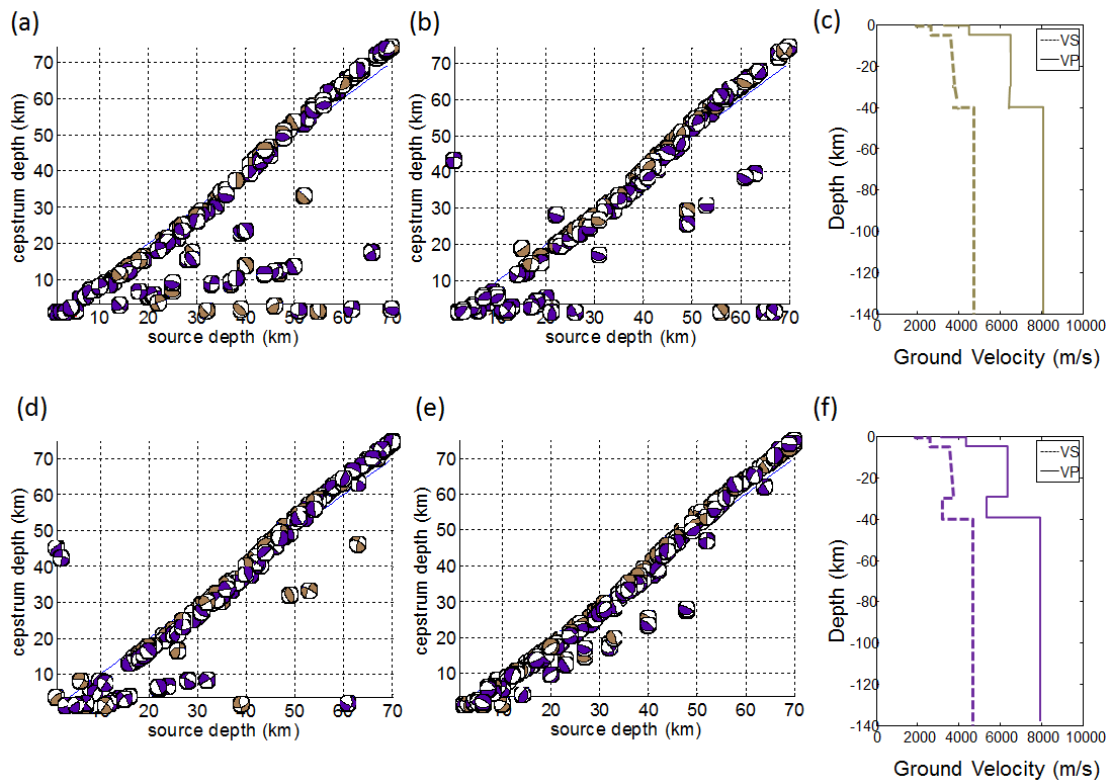
noise. This noise level definition can hide some of the phases completely in the noise. Figure 8 shows an example of cepstral analysis for 15 stations with optimal azimuthal coverage and with a source depth of 30 km. The advantage of using the cepstral subtraction can be seen clearly: the source effect is well removed from the cepstrum and the main peak is directly linked to an echo of the direct P-wave. The final result is 29 km, with a 1 km variation that is due the synthetic velocity model used.



**Figure 8:** Synthetic example of an event 30 km deep, and the cepstral analysis in the presence of Gaussian noise. **(a)** Synthetic signal for an event in Italy and a station in North America. The sP phase is the dominant phase in the signal, and the P-wave is hidden in the noise. A map of the stations used is also shown. **(b)** Classical cepstral analysis (without the subtraction), with numerous echo detections noted. **(c)** New cepstral analysis (with subtraction), with the focus on the detection of the delay P-sP. **(d)** Final depth analysis, comparing all of the synthetic stations, with the final solution of 29 km.

In a second step, the synthetics were simulated for an earthquake in the Guerrero area and 14 stations that were used in our inversion of real data (see Figure 8). Random focal mechanisms for each depth were assumed, to study the relation between the mechanism and the station

distribution, to constrain the depth. Gaussian noise was added, to have a signal-to-noise ratio of 5.0. The source duration should be 1 s, and the moment magnitude was 5.0. Finally, two source crustals were investigated, as the standard crustal model from CRUST2.0, and the model modified with the introduction of a low velocity anomaly (5 km, with 5450 m/s) at 40 km, as it was shown by Pérez-Campos et al. (2008) and Kim et al. (2010) that such a low velocity zone can be found in the Guerrero area, along the subduction interface. The key point of the method is to separate the direct P-waves and the coda waves. Three fixed windows for the coda part were tested, one beginning from 12 s after the P-wave arrival, one from 7 s after, and one from 3 s after.



**Figure 9:** For the synthetic focal mechanisms built in the two-source velocity models shown in (c) and (f). (a) Estimated depths using the classical cepstrum analysis (with empirical correction of the source term, following Letort et al, 2014). The estimated depths with the new method using the subtraction of the cepstra of the coda part are shown in (b), (d), and (e). The different time windows were tested, to separate the coda part from the direct P-waves. (b) With the coda window beginning 12 s after the P-wave arrival. (d) Beginning 7 s after the P-wave arrival. (e) Beginning 3 s after the P-wave arrival.

Generally this method is well adapted for any kind of focal mechanism and for any depth, except for a few outliers. That means that the results from our study in the Guerrero area

### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

---

should be trustworthy, as we used exactly the station distribution available for this area. We see the great improvements in the use of the subtraction method that compared the different methods: the classical cepstral analysis seen in Figure 9a (with empirical correction of the source term, following Letort et al., 2014) against the new proposed cepstral methods with the cepstral subtraction for different starting times for the second window at 12 s, 7 s and 3s after the P-wave (Figure 9b, d, e, respectively).

Some events for which the source is not well corrected (Figure 9a, b) give a final depth close to 0 (the cepstrum shows a peak for 0, related to the source). If the beginning time chosen for the assumed depth phases containing the window is longer than the real arrival time of the depth phases (Figure 9b), this time window will contain little information about the source, and the subtraction method will not help to correct the source term. However, it will not degrade the solutions compared to the classic cepstral analysis (Figure 9a). Using the optimal time to separate the P-wave from the depth phases (Figure 9e), there were no errors coming from the wrong correction of the source term. In the four analyses, we noted some events where major detection of pP phases without any coherent sP detection did not allow the two depth candidates to be dissociated (assuming pP or sP). The automatic conversion to equivalent depths gave incorrect depth estimations in these cases. We note also some bias in the depth estimation from 40 km. This comes from the IASPEI91 velocity model used, which would not be representative of the source velocities for deep events.

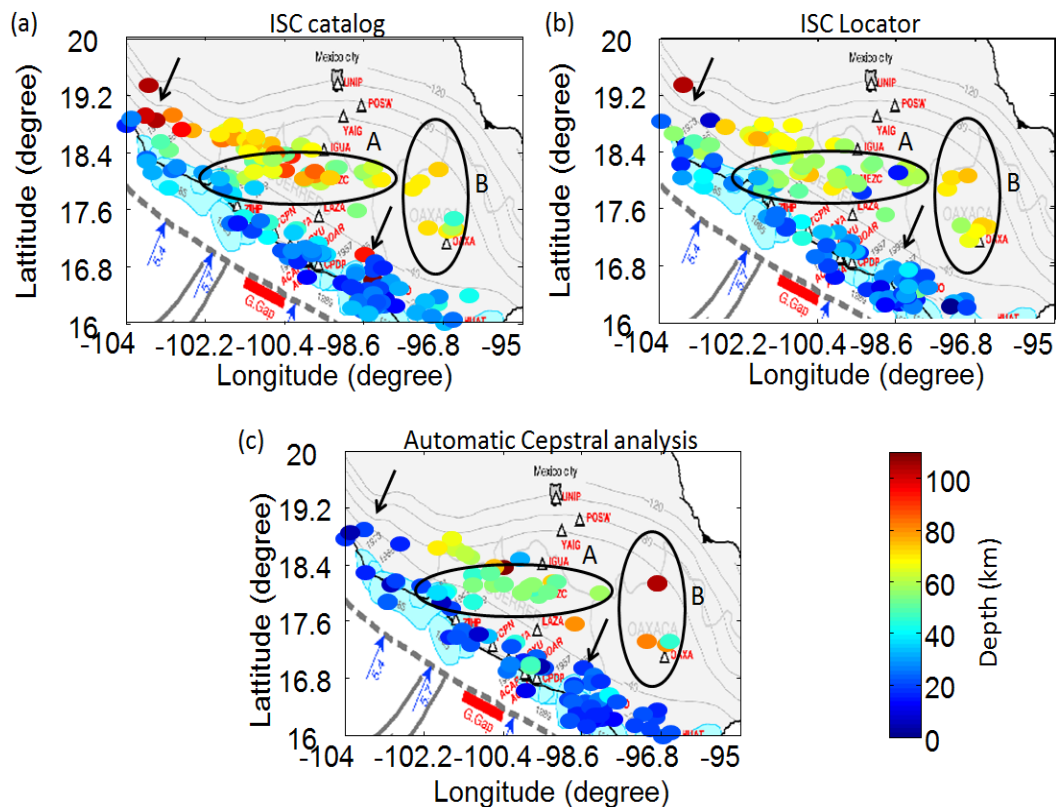
In practice, the whole direct P-wave is assumed to arrive in the first 7 s after the theoretical arrival time. This time range is relatively large, as we did not use pickings, but instead, only the theoretical arrival time. However, it remains a good assumption in the Guerrero case and for the magnitude we are dealing with: the source duration should not exceed 2 s to 3 s. Then, we applied the subtraction with one window from 10 s before the theoretical P-wave to 70 s after the P-wave, and the second window with the assumed P-coda from 7 s after the P-wave to 70 s after the P-wave. Hence, the first window often contains the beginning of the P-coda as well. In the specific case where the event is shallow (<10-15 km), with a weak direct P-wave and with predominant reflected phases in these first 7 s after the P-wave, the main peak in the cepstrum might be due to these phases and not to the P-wave, and might lead to the same errors in the depth estimation, as when using the old cepstral analysis. However, this exception is infrequent, and it can even be completely disregarded in our application to the



Guerrero subduction, as we focused on the deeper parts of the subduction and with focal depths above 20 km deep.

**Application to the Guerrero subduction area**

The methodology described above was applied to the Guerrero subduction area. In all, 152 events in the ISC catalog with magnitude >4.5 were selected. Figure 10 illustrates the resulting inverted depths. From the 152 events, 101 were constrained successfully (more than five stations show coherent phase-arrival detection). Our new cepstral analysis better clusters event locations (Figure 10c) compared to the ISC bulletin locations (Figure 10a). Thus, it provides an improved view of the geometry of the subduction. In particular, the A-area in Figures 10 and 11 shows very stable depths of around 40 km to 70 km, while the ISC catalog varies between 50 km and 100 km. This spacial coherency of the estimated cepstral depths is one of the first indications of the advantage of this method.



**Figure 10:** (a) Depths from the ISC catalog. (b) Using the ISC-locator. (c) Using the cepstral analysis.

### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

Moreover, we compared our results with the re-location of the same events using the new ISC-locator algorithm, following Bondár & Storchak (2011). This new location algorithm accounts for correlated error structure, and uses all IASPEI standard phases to obtain more accurate event locations. Bondár & Storchak (2011) demonstrated that through the use of later phases and testing for depth resolution, this new algorithm generally considerably clusters event locations more tightly compared to the ISC bulletin catalog. The re-location of these 152 events from ISC-locator also shows shallower events in the A area (Figure 11a), which is consistent with our data. The focal depths obtained by the ISC-locator are closer to the cepstral analysis than to the ISC bulletin results (Figure 11b, c). However, even if the locations are close and consistent between these two methods, a bias of around 5-10 km still remains between the ISC-locator and the cepstral depths, as seen in Figure 11c.

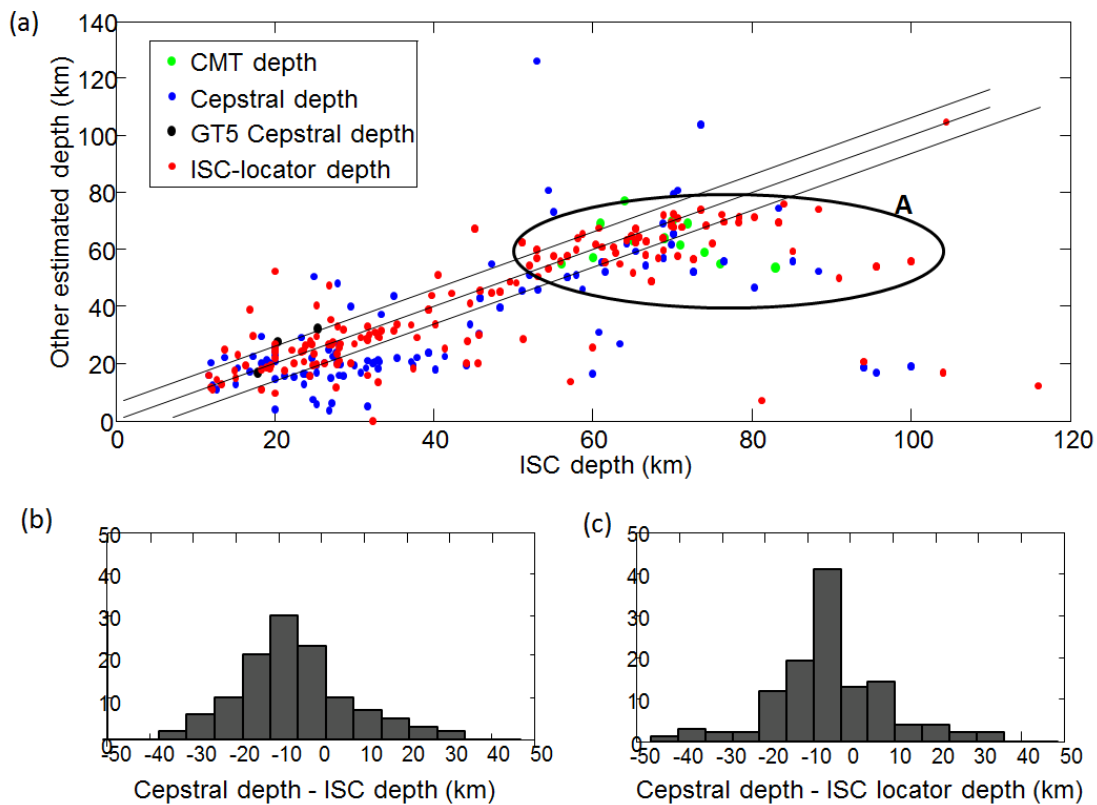
**Table 2:** Common ISC/ CMT events (with  $M > 4.8$  and depth  $> 40$  km, from 2002).

Event	Latitude (°)	Longitude (°)	ISC depth (km)	CMT depth (km)	MEX depth (km)	ISC pP depth (km)	Cepstral depth (km)
2003/05/16	18.29	-100.29	71	61.6	69	56	---
2003/07/21	18.5836	-101.0469	72	69	52	64	---
2005/12/14	18.4790	-101.1316	74	59	49	---	---
2006/02/20	18.2720	-100.6752	56	55	51	57	50.2
2006/03/20	18.6199	-101.8942	69	64	61	69	69
2006/08/11	18.5391	-101.0697	60	57	73	60	---
2007/07/28	18.3659	-100.600	83	53.5	57.6	83	74.5
2007/11/26	18.7572	-101.5563	70	70	54.4	70	65.2
2008/04/28	17.9941	-99.9706	76.5	55	57	76	56
2008/04/29	18.4920	-101.1359	65	63	49	65	59.2
2009/08/15	18.0998	-100.6157	61.2	69	57	61	55.5
2011/06/02	18.6156	-101.4834	64	77	20	64	62

The very deep earthquakes seen in the ISC catalog (Figure 10, arrows) are obviously due to errors in localization, as the two new methods (ISC-locator and cepstral analysis) do not confirm these outliers. We have also checked the three GT5 events that were available for this



area. The GT5 events are events for which the epicenter is known with an accuracy of  $<5$  km (to a 95% confidence level; Bondár et al. (2009)). These three events are in good agreement with the cepstral analysis depths (Table 1, Figure 11), and are closer to the ISC pP depth, another independent depth estimation from ISC that uses only depth phases (Bondár & Storchak, 2011). We have also used the Centroid Moment Tensor (CMT) catalog to confirm the depths of the deeper part of the subduction (A-area; Figure 10, Figure 11 and Table 2). All of these independent checks confirm the interest of our methodology and show that the estimated depths are reliable.

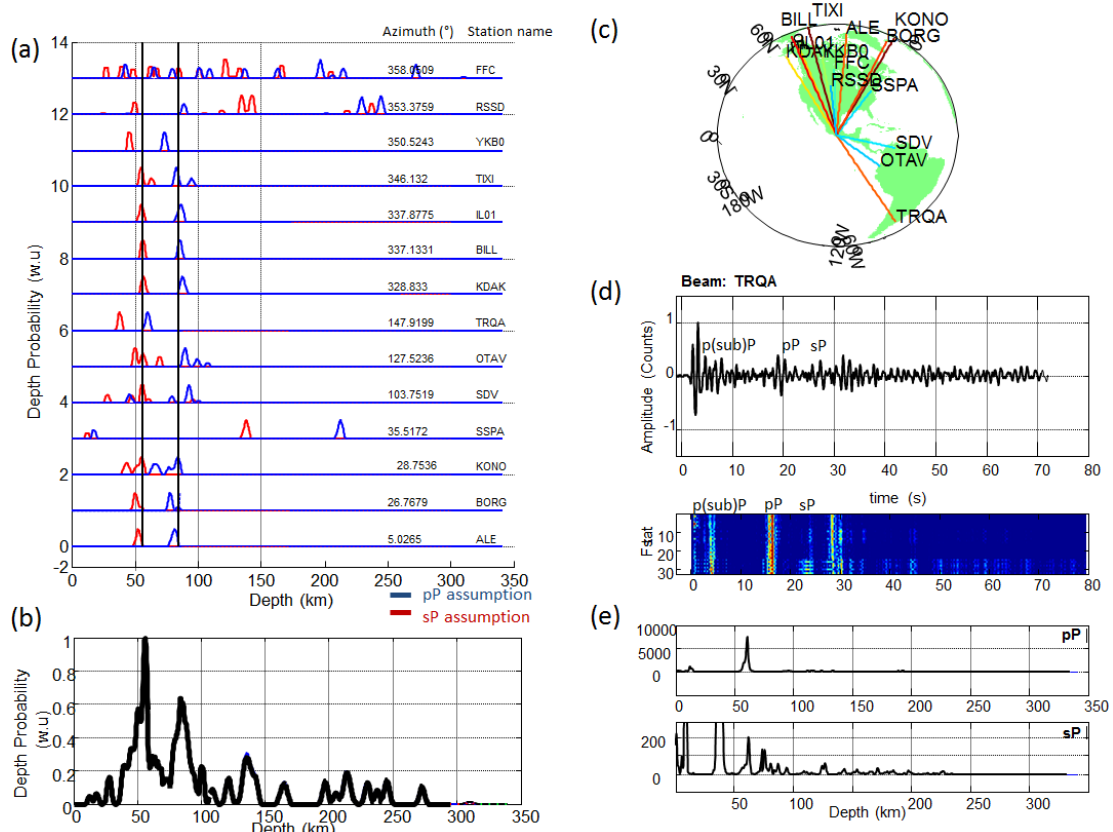


**Figure 11:** (a) ISC catalog compared with the estimated depths using cepstral analysis, the ISC locator method, and the CMT and GT5 events catalogs. (b) Differences between the cepstral depths and the ISC catalog depths. (c) Differences between the cepstral depths and the ISC-locator results.

In our automatic cepstral analysis, the major part of the detected phases are sP phases, especially for the North America station (see Figure 12). However, usually the pP phases are more easily detected than the sP phases. We hence checked the possibility of a systematic error in the automatic depth phase interpretation. For the example seen in Figure 12a, one station, TRQA, shows a clear pP phase when the others detect sP arrivals. A visual check of

### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

the TRQA signal show a clear pP and a minor sP phase arrival (Figure 12d) and the cepstral analysis (Figure 12d, e) confirms these phase arrivals. These double coherent pP and sP arrivals in the same recordings are a good clue of the success of the depth estimation. Note also a possible interesting reflection on the surface of the subduction, marked as p(sub)P in Figure 12d.

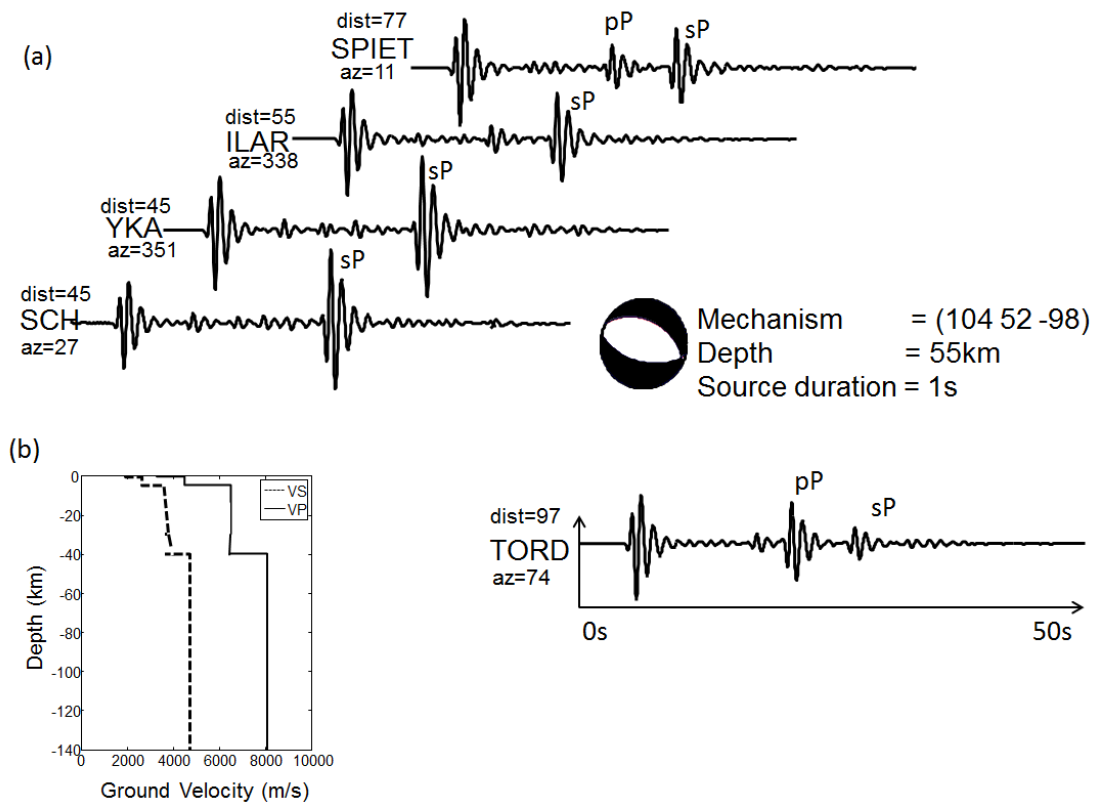


**Figure 12:** (a) Depth probability functions using the velocity IASPEI91 model, which are associated with P-pP delays (blue) and P-sP delays (red). We show clear detection of sP and only one clear coherent pP detection for the station TRQA. (b) Final depth probability curve using the averages of curves in (a). (c) Station distribution used for the automatic cepstral analysis. (d) Teleseismic signal recorded at station TRQA, which shows clear phase arrivals: the direct P-wave, the phase reflected on the surface of the subduction p(sub)P, the pP phase, and the sP phase. The cepstrum analysis shows three delays linked to the P-phase (P-p(sub)P, P-pP, P-sP) and one ‘false’ detection for a phase around 30 s, which is probably due to the later phase arrival in the P-coda. (e) Final F-statistic curves assuming pP and sP detections. We note coherent P-pP and P-sP peaks for a focal depth of around 55 km, which validate the depth proposed in (b).

To validate our important number of sP detections in North America, synthetic tests were conducted. According to the CMT solution and our knowledge of the area, the mechanisms are mainly thrust events. Computed synthetic recordings demonstrated that such events will

# NOUVELLES MÉTHODES TÉLÉSISMIQUES D'ESTIMATION DE LA PROFONDEUR

show predominant sP detection in North America (Figure 13). Once again, this is in full agreement with our results. Moreover, the bias between the estimated cepstral depths and ISC-locator depths can be explained by a misidentification of sP phases by pP phases (usually predominant and picked by analyst), which shows the great interest of using such automatic cepstral analysis that is insensitive to the phase identification.

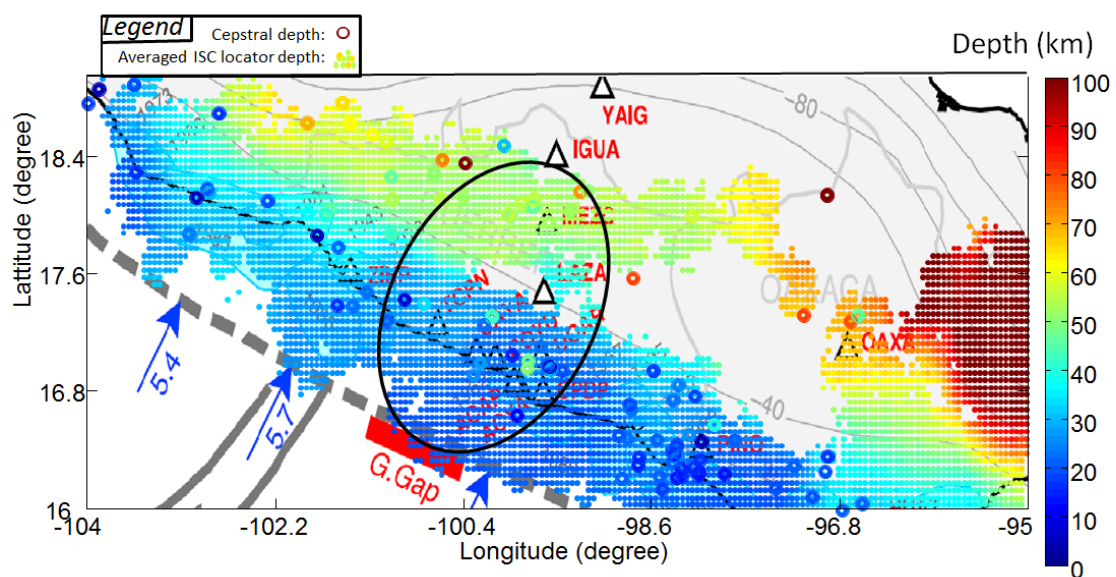


**Figure 13:** (a) Synthetic teleseismic recordings for a normal fault at 55 km in depth, which is typically the kind of mechanism expected for the Guerrero area. (b) The selected source velocity model. The predominant depth phases are the sP phases for North America. We have higher amplitudes for the sP phases than for the direct P-phases for the two stations in Canada, SCH and YKA (Yellowknife array). For the station TORD in Africa, a pP phase was detected.

### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

#### The new cepstral depths improve the knowledge of the guerrero subduction geometry.

The A-area (Figure 11) is of great interest for understanding slow-slip silent earthquakes in this subduction zone. Indeed, the question of the origin of these slow-slip events is still debated, as coupling maps and slow-slip silent earthquake locations can show significant spatial variations on the subduction interfaces (Radiguet et al., 2012). Constraining the subduction geometry is thus crucial to understand the cause of these variations. The study of the Wadati-Benioff zone and hypocenter locations (Pardo & Suarez, 1995) yields an idea of the subduction geometry, although it is limited by uncertainties in the depth estimation. Another method is to use receiver function analysis (Pérez-Campos et al., 2008; Kim et al., 2010). A drawback of this approach is the scarce station coverage in the Guerrero region and a question about the lateral variation of the geometry that remains open. Our cepstral analysis is thus a powerful tool to obtain images of the subduction geometry. We clearly see a flat area on both sides of the receiver line, where the slow-slip silent earthquakes occur (Figure 11).



**Figure 14:** Final cepstral depth (circles) for the Guerrero area. We superimposed the averaged seismicity from the ISC-locator locations (dots): for an average moving window with a radius of  $0.25^\circ$ , we computed the average depth in this window, through a grid of  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ . The slow-slip events are inside the ellipse, by the Guerrero gap (red).

To confirm our result and as the ISC-locator data are interesting, we used this new algorithm to re-locate all of the seismicity in the Guerrero area since 1964 (1993 events), from the ISC

catalog depths. We assumed that the major part of the seismicity was due to the plate interface or located at the subducted plate. We then removed from the catalog the shallow earthquakes that were obviously not related to the plate interface in the deeper part of the subduction (from 100 km to the coast, the subduction is around 40 km deep, and so all of the earthquakes far from the coast and with focal depth below 20 km were discarded). We then empirically defined an average moving window with a radius of  $0.25^\circ$ , computed the average depth of this window if more than 50 focal depths are included in this radius, and investigated in this way the whole subduction area through a grid of  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$  (Figure 14).

In this way, assuming the seismicity is intraplate seismicity, we drew up an improved view of the seismicity in this area (Figure 14). As noted by the cepstral depth analysis, we can still note the lack of lateral geometry variations in the deeper parts of the subduction, where the slow-slip occurs. In Figure 14, we also superimposed our cepstral depths on this averaged seismicity from ISC-locator, which showed great similarities. One interesting observation is that we did not notice here any significant bias between cepstral depths and the ISC-locator averaged depths. Our interpretation is that the whole relocated seismicity is mainly due to small events (magnitude around 3). These small magnitude events show no depth phases and have important punctual uncertainties, although they are, on average, a good representation of the mean seismicity, due to the important amount of data. For the high magnitude earthquakes ( $>4.5$ ), the uncertainties are less important, as depth phases are detected in the catalogs, although some systematic errors appear because of the misinterpretation of these phases (e.g., pP, instead of sP). For these high magnitudes, the cepstral analysis manages to correctly constrain the depth, coherent with the mean seismicity.

### **Conclusion**

We have developed a new, blind and automatic depth-estimation method that is based on cepstral analysis. This new method has been applied to 152 events in the Guerrero subduction area (Mexico). Our new cepstral analysis better clusters the event locations compared to the ISC bulletin. The spacial coherency of the estimated cepstral depths and the re-location of the same events using the new ISC-locator algorithm (Bondár & Storchak, 2011) show the efficiency of our completely automatic method. Both methods show good agreement in most cases, and both indicated an overestimation of focal depths in the classical ISC catalog for the deeper part of the subduction and some outliers of the ISC bulletin.

#### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

---

The main limitation of our method is due to the use of a global velocity model (IASPEI91) that might not be a good local representation of the source-area wave velocities. However, the results of this method are particularly sensitive to the relative depth variations between events, and the relative lateral variations in the seismicity appear to be well constrained. The method also has the great advantage of being robust in the presence of noise: a signal-to-noise of around 2.0 in the synthetic data is enough to estimate the depth in good azimuthal coverage configuration. The use of synthetic examples also demonstrates that the method is well adapted to estimate the depths of a group of events. However, the method cannot evaluate the depths of earthquakes for infrequent configurations, where the station distribution, the mechanisms, and the source velocities produce only pP or only sP phases. A solution is to interpret these cases assuming pP detection, as it is commonly admitted that it is more common to see pP than sP phases. Hence, any punctual depth estimation in a nonoptimal azimuthal configuration should then be taken with care. For applications of sets of events (e.g., aftershocks, subduction area), the automatic cepstral analysis appears to be a powerful tool to better constrain the geometry of the area of interest. This new method should now be applied in a more systematic way, to improve the focal depths of moderate earthquakes in other tectonic contexts, and it could allow improved global catalogs for moderate intraplate and interplate seismicity.

### **Bibliography**

Bonner, J., D. Reiter, and R. Shumway (2002). Application of a cepstral Fstatistic for improved depth estimation, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 1675–1693.

Bondár, I. and K. McLaughlin (2009). A new ground truth data set for seismic studies, *Seism. Res. Let.*, **80**, 465-472.

Bondár, I. and D., Storchak (2011). Improved location procedures at the International Seismological Centre, *Geophys. J. Int.*, **186**, 1220-1244, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05107.x.

Bondár, I., S.C. Myers, E.R. Engdahl and E.A. Bergman, (2004). Epicenter accuracy based on seismic network criteria, *Geophys. J. Int.*, **156**, 483-496, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02070.x

Bouchon, M. (1976). Teleseismic body wave radiation from a seismic source in a layered medium. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* **47**, 515–530.

Cohen, T. J. (1970). Source-depth determinations using spectral, pseudoautocorrelation and cepstral analysis, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* **20**, 223–231, doi: 10.1111/j.1365-246X.1970.tb06065.x.

Childers, D. G., D. P. Skinner, and R. C. Kemerait (1977). The Cepstrum: A guide to Processing, *Proceedings of the IEEE* **65**, no. 10, 1428–1443.

Douglas, J. (2001). A critical reappraisal of some problems in engineering seismology, Ph.D. Thesis, University of London, London, United Kingdom.

Engdahl, E. R., R. van der Hilst, and R. Buland (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **88**, 722–743.

#### 4.3 A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes : application to the Guerrero subduction (Mexico)

---

Fuchs, K., and G. Müller (1971). Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* **23**, 417–433.

Kennett, B. L. N., and E. R. Engdahl (1991). Travel times for global earthquake location and phase association. *Geophys. J. Int.* **105**, 429–465.

Kim, Y., R. W., Clayton, and J. M., Jackson, (2010). Geometry and seismic properties of the subductingcocos plate in central mexico. *Journal of Geophysical Research*, **115**(B06310).

Letort, J., J. Vergoz, J. Guilbert, F. Cotton, O. Sebe, and Y. Cano (2014). Moderate Earthquake Teleseismic Depth Estimations: New Methods and Use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization Network Data. *Bull.Seismol.Soc. Am.*, **104**(2) ,-, doi: 10.1785/0120130126

Lundquist, G., and V. Cormier (1980). Constraints on the absorption band model of Q, *J. Geophys. Res.* **85**, 5244–5256.

Mueller, C. S. (1985). Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function, *Geophys. Res. Lett.* **12**, 33–36.

Pardo, M. and G., Suarez (1995). Shape of the subductedrivera and cocos plates in southern mexico : Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, **100**(B7), 12,357–12,373.

Pearce, R. G. and R. M. Rogers (1989), Determination of earthquake moment tensors from teleseismic relative amplitude observations. *J. Geophys. Res.*, **94**(B1), 775–786

Pérez-Campos, X., Y., Kim, A., Husker, P.M., Davis, R.W., Clayton, A., Iglesias, F. J., Pacheco, S. K., Singh, V. C., Manea, and M., Gurnis, (2008). Horizontal subduction and truncation of the cocos plate beneath central mexico. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L18303, doi:10.1029/2008GL035127.



Radiguet, M., F., Cotton, M., Vergnolle, M., Campillo, B., Valette, V., Kostoglodov and N., Cotte, (2010). Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: the 2006 guerrero slow slip event. *Geophysical Journal International*, **184**, 816–828.

Radiguet, M., F., Cotton, M., Vergnolle, M., Campillo, A., Walpersdorf, N., Cotte, and V., Kostoglodov (2012). Slow slip events and strain accumulation in the guerrero gap, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, **117**(B4).

Vallée, M. (2004). Stabilizing the empirical Green function analysis: Development of the projected Landweber method. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 394–409.

Vallée, M., M. Bouchon, and S. Y. Schwartz (2003). The 13 January 2001 El Salvador earthquake: A multidata analysis, *J. Geophys. Res.* **108**, 2203–2208, doi:[10.1029/2002JB001922](https://doi.org/10.1029/2002JB001922).

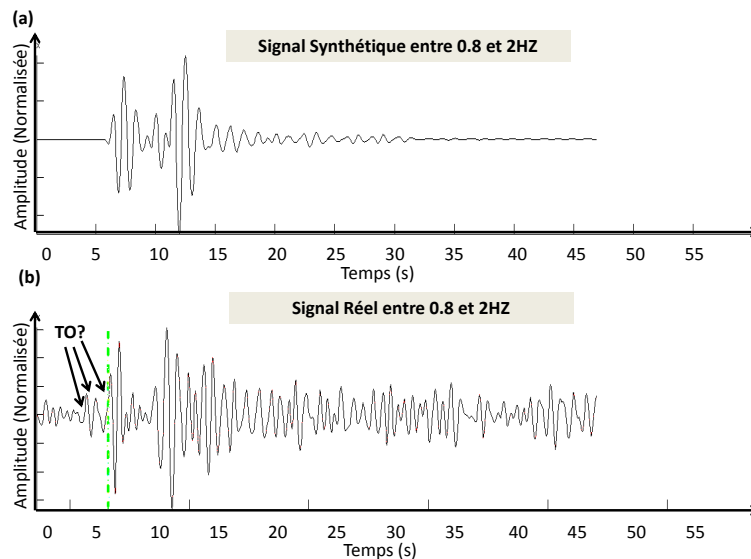
## 4.4 Étude des limitations des méthodes cepstrales et génétiques provenant de l'utilisation des données télésismiques

Dans cette partie, nous discutons les principales limitations des méthodes développées durant cette thèse, et plus généralement la difficulté de l'utilisation des signaux télésismiques hautes fréquences pour trouver la profondeur de séismes modérés. Il existe des limitations méthodologiques, qui peuvent être dépassées, mais également des limitations dues à la nature même des séismes, qu'il est donc important de bien identifier.

### 4.4.1 Limitation méthodologique de l'inversion

L'inversion par algorithme génétique (partie 4.2) s'utilise généralement sur quelques enregistrements télésismiques avec des signaux présentant un contenu fréquentiel élevé, autour de 1-2 Hz, souvent bruités, ce qui va induire plusieurs difficultés dans l'inversion, en particulier sur la contrainte de l'estimation du mécanisme au foyer. Même si cela n'impacte pas directement la résolution de l'estimation de la profondeur, il est important d'en être conscient lors des inversions afin de ne pas sur-interpréter les résultats.

#### Indétermination des zones de compression/dilatation du mécanisme au foyer



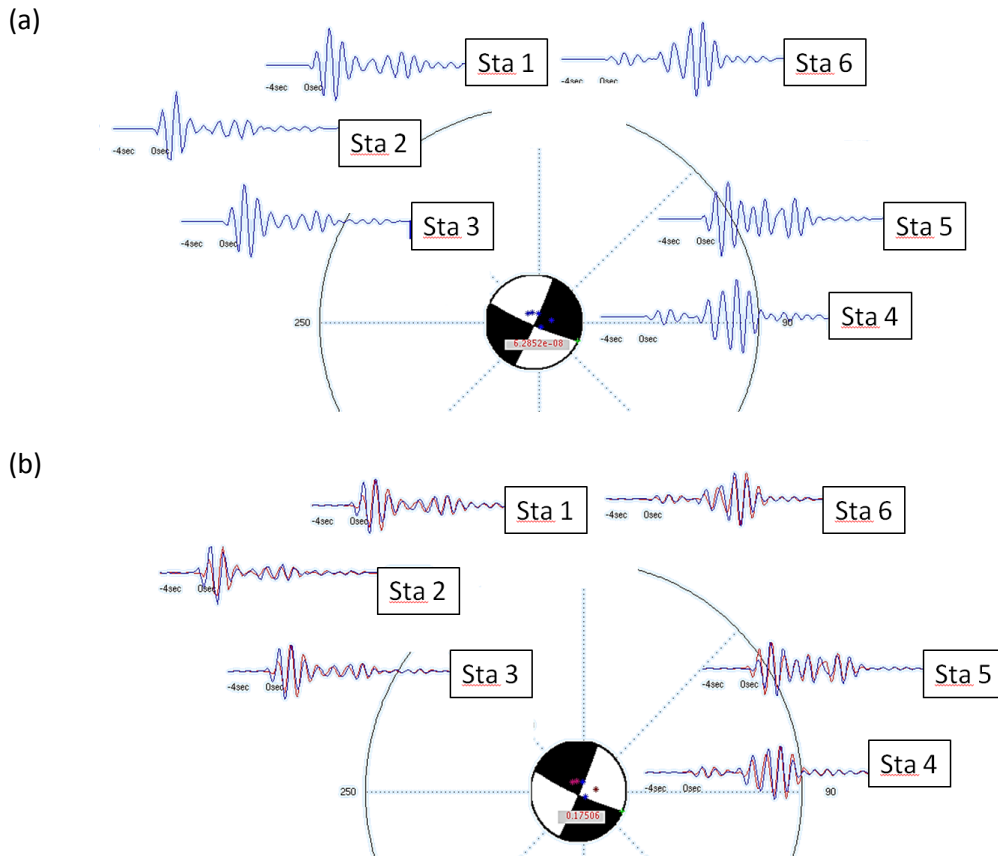
**Fig. 4.2 :** Signal synthétique (a) et réel (b) d'un séisme de magnitude 4.5 enregistré à une distance de  $55^\circ$ . La présence de bruit va rendre difficile le pointé exact de l'onde P et la détection de sa polarité.

Le temps exact de l'arrivée de l'onde P et sa polarité sont souvent difficiles à estimer précisément. L'incertitude du pointé est souvent supérieure à une demi longueur d'onde

## NOUVELLES MÉTHODES TÉLÉSIMIQUES D'ESTIMATION DE LA PROFONDEUR

de la période dominante du signal (figure 4.2).

En pratique, lorsque nous calculons la fonction coût en utilisant l'enveloppe du signal (partie 4.2), nous tenons compte de cette incertitude en temps en "recalant" les signaux réels et synthétiques selon le délai correspondant au maximum de la corrélation des signaux (en permettant uniquement un décalage maximum égal à l'incertitude  $\delta P$  sur le pointé de l'onde P, 0.5 s par défaut).



**Fig. 4.3 :** Illustration de l'indétermination des zones de compression/dilatations. (a) Représentation des signaux télésismiques synthétiques correspondant à la source représentée par le mécanisme au foyer (filtrés entre 0.8 et 2Hz). (b) Signaux synthétiques correspondant au mécanisme au foyer (en bleu) et superposition des signaux (en rouge) du mécanisme de (a), realignés selon leur maximum de corrélation. La ressemblance entre les signaux des deux mécanismes inverses est importante : on contraint ici la position des plans focaux mais pas celle des zones de compression et des zones de dilatations.

Comme l'information sur la polarité est mauvaise et que nous laissons une liberté sur le pointé  $\delta P$ , nous allons introduire une incertitude forte sur la résolution de l'estimation du mécanisme. Définissons par exemple  $f(t)$ , le signal enregistré à une station, provenant

#### 4.4 Étude des limitations des méthodes cepstrales et génétiques provenant de l'utilisation des données télésismiques

d'un mécanisme F. Nous appelons de même  $g(t)$  le signal enregistré à la même station mais provenant d'un mécanisme G, tel que G est le mécanisme strictement opposé à F (inversion des zones de dilations/compressions du mécanisme). Alors,  $f$  et  $g$  vont être en opposition de phase, i.e  $g(t) = -f(t)$ . Supposons maintenant que le mécanisme recherché par l'inversion est le mécanisme G et que nous voulons évaluer la fonction coût pour le mécanisme F. Alors, si l'incertitude sur le pointé est forte,  $\delta P > T/2$  (avec T la période dominante du signal), le maximum de corrélation de  $f$  et  $g$  va être atteint pour un délai d'une demi-période (voir Figure 4.3). Nous décalons donc le signal  $f(t)$  (provenant de la simulation) d'une demi-période et nous obtenons le signal  $f(t - T/2)$ . Ce signal décalé et le signal réel  $g(t)$  vont être en phase et similaires, ainsi que représenté en Figure 4.3. La fonction coût sera donc optimale pour le mécanisme F. L'inversion peut ainsi rencontrer des difficultés à trouver le mécanisme G. L'information fiable sur laquelle nous pouvons nous appuyer est constituée par les temps d'arrivées relatifs des différentes phases P, pP, sP et leurs amplitudes mais pas leurs polarités.

Pour réduire ce problème dans l'inversion, nous avons défini une nouvelle fonction de mutation qui transforme un mécanisme en son inverse, lors de l'étape de reproduction/mutation de notre population de mécanismes synthétiques. L'intérêt de cette mutation est présentée en Figure 4.4. Cette mutation n'a pas été décrite dans l'article présenté en 4.2, mais il est intéressant de la citer car elle permet une meilleure exploration des minima locaux en tenant compte de cette indétermination des zones de compression/dilatation observées à distance télésismique.

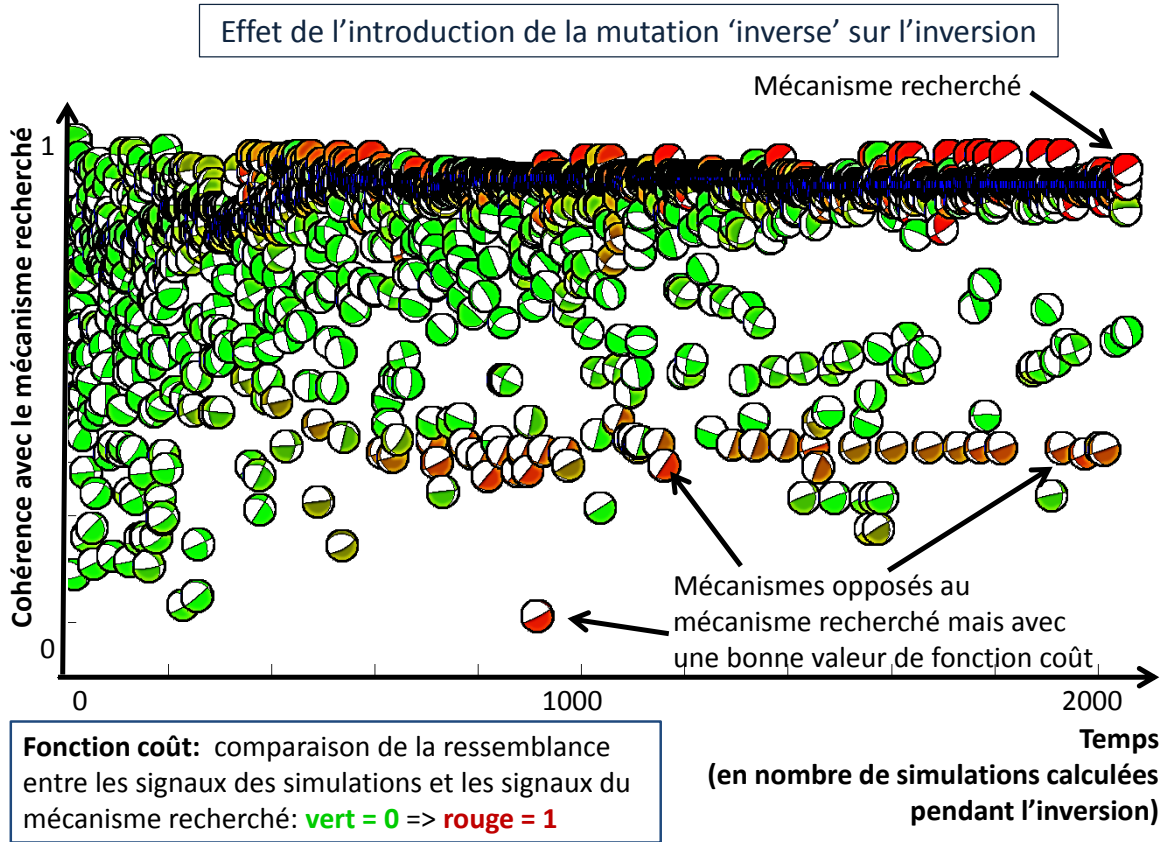
#### **Indétermination sur l'azimut du mécanisme au foyer**

En plus de l'incertitude sur les zones de compression/dilatation, l'estimation de l'azimut peut être aussi mal contrainte pour des séismes purement inverses ou normaux. En effet, les ondes enregistrées aux stations télésismiques vont avoir des angles d'incidences (take-off) faibles ( $< 30^\circ$ ) et apporter de l'information sur le centre de la sphère focale (voir Figure 4.3). En d'autres termes, les ondes que nous utilisons sont celles qui sont radiées verticalement et pour lesquelles le mécanisme normal (ou inverse) va générer uniquement des ondes de même type (compression ou dilatation) et avec des amplitudes similaires pour tout les azimuts (l'amplitude varie surtout à proximité des plans nodaux). Pour trouver les plans nodaux, il faut alors utiliser l'information de données régionales. Coupler les données régionales et télésismiques prend alors tout son intérêt.

#### **4.4.2 Limitations/incertitudes provenant de la nature des séismes**

##### **Atténuation importante des hautes fréquences des phases de profondeurs pour les séismes profonds**

L'inversion par algorithme génétique, similairement à la méthode [Pearce and Rogers, 1989], repose, entre autres, sur la différence d'amplitude entre les ondes P, pP et sP pour contraindre l'estimation du mécanisme. Or les amplitudes des ondes pP et sP



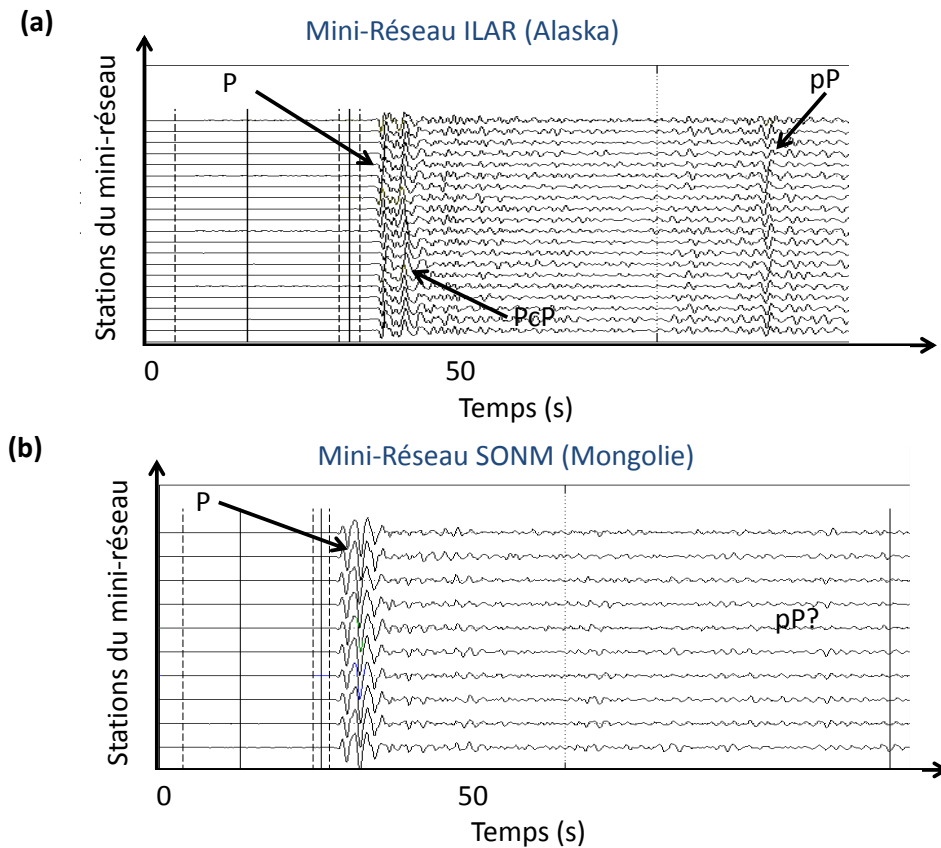
**Fig. 4.4 :** Apport de la fonction de mutation 'inverse' sur l'inversion. Cette fonction transforme un mécanisme en son inverse, i.e, elle inverse les zones de dilatations et de compressions du mécanisme. Cette fonction permet d'explorer plus efficacement les minima locaux de l'inversion, en investigant cette indétermination sur les zones de compressions/dilatations.

dépendent de la radiation des ondes générées par le mécanisme mais aussi de l'atténuation de ces ondes dans la croûte au dessus de la source. Dans le cas de séismes profonds ( $> 100 - 120 km$ ), en dessous du Moho, l'atténuation des phases de profondeur peut être importante pour les hautes fréquences. De plus, une partie de l'énergie est réfléchiée par le Moho et par les différentes interfaces traversées.

L'incertitude des amplitudes relatives des phases provenant du modèle d'atténuation peut alors devenir importante par rapport aux différences d'amplitudes des ondes provenant de la radiation. La comparaison des différentes amplitudes des phases pour contraindre l'estimation du mécanisme au foyer n'a alors plus beaucoup de sens. Le mécanisme est ainsi souvent difficile à estimer par inversion pour les séismes profonds.

La méthode cepstrale est mieux adaptée que l'inversion pour ces séismes en des-

#### 4.4 Étude des limitations des méthodes cepstrales et génétiques provenant de l'utilisation des données télésismiques



**Fig. 4.5 :** Exemple de signaux caractéristiques d'un séisme profond (180 km). (a) Sur le mini-réseau ILAR, l'enregistrement télésismique montre une arrivée de phase pP claire. (b) En Mongolie, une arrivée de l'onde P, impulsive, est observée. Aucune phase de profondeur n'est détectée, sur un enregistrement avec un rapport signal sur bruit pourtant fort. Cette configuration est souvent rencontrée pour les séismes profonds.

sous de la croûte car elle est indépendante des variations des amplitudes des phases, et utilise uniquement les temps d'arrivées relatifs, insensibles aux erreurs d'atténuation. Cependant, les amplitudes des phases de profondeur seront souvent faibles, parfois indétectables, noyées dans le bruit. Dans ce cas, la profondeur est également difficile à estimer. En Figure 4.5, nous représentons des signaux associés à un séisme profond, à 180 km de profondeur. On voit clairement la phase pP sur le mini-réseau ILAR (Figure 4.5(a)), qui confirme la profondeur du séisme. Cependant, sur cet exemple, aucune autre station ne détecte de phases de profondeur. Le mini-réseau SONM (Figure 4.5a), qui enregistre l'onde P avec un rapport signal sur bruit important, ne montre aucune autre arrivée après l'onde P. Ce type de signal, avec une seule arrivée d'onde P impulsive (qui pourrait ressembler au signal d'une explosion) est caractéristique de certains séismes profonds (par exemple ceux d'Indonésie). L'analyste saura reconnaître ici la signature d'un événement profond, mais les méthodes cepstrales et l'inversion seront ici impuis-

## NOUVELLES MÉTHODES TÉLÉSISMIQUES D'ESTIMATION DE LA PROFONDEUR

---

santes, alors que le temps d'arrivée (absolu) de l'onde P permet d'identifier un séisme profond. Ainsi, même si les méthodes cepstrales ont montré une grande efficacité pour estimer la profondeur, il semble important d'utiliser aussi des informations complémentaires comme, par exemple, les temps d'arrivées absolus des phases et/ou les estimations des localisations régionales.

### **Le cepstre contraint difficilement les séismes superficiels (<4-5 km)**

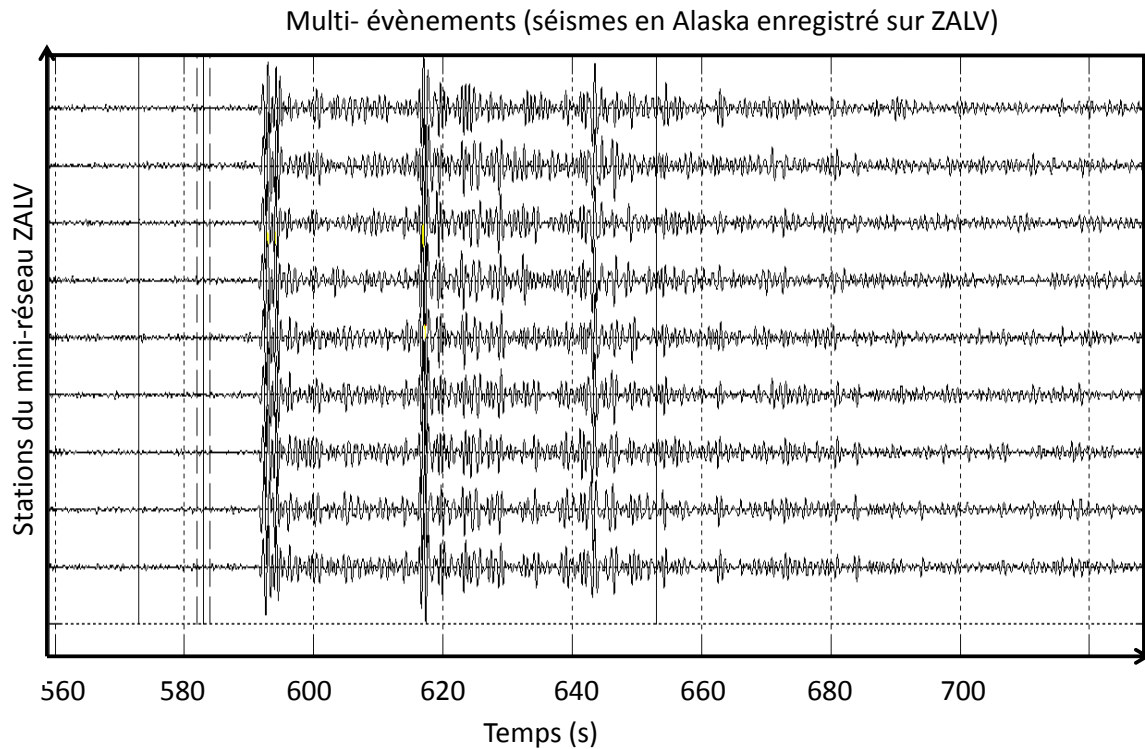
Nous avons montré dans la partie 4.2 que le cepstre est limité dans le cas de séismes très superficiels, sans phases de profondeur clairement identifiables et séparables de l'onde directe P. Un séisme à 1-2 km de profondeur sera difficile à caractériser. Dans ces cas là, l'inversion de mécanisme est un outil complémentaire important qui peut contraindre la profondeur.

### **Durée de source longue et/ou complexe**

Les séismes avec des durées de source complexes, souvent longues (>5-6 s) sont aussi problématiques. Il ne sera généralement pas possible d'utiliser nos méthodes pour des magnitudes plus élevées, au dessus de 6.5, pour lesquels l'hypothèse du point source devient mal adaptée (l'algorithme génétique peut néanmoins parfois traiter efficacement des durées de source importantes (>5-6 s), tout en restant dans l'hypothèse du point source. Si le séisme est superficiel, nous pouvons cependant avoir un biais entre durée de source et profondeur).

### **En zone de subduction, les multi-événements peuvent fausser l'analyse**

Il arrive parfois, en particulier en contexte de subduction, qu'un premier séisme soit suivi d'un ou plusieurs séismes, dont les épicentres sont proches, le premier déclenchant probablement les autres. Les ondes vont alors arriver avec des temps proches (quelques secondes) et avec un contenu spectral ressemblant. Dans ces cas là, il sera difficile de dissocier une phase de profondeur du premier événement de la phase directe du second. Les codas peuvent être mixées, rendant l'interprétation difficile, voire impossible. A titre d'exemple, en figure 4.6, nous représentons les signaux pour une séquence d'événements en Alaska. Trois événements consécutifs sont observés, qui vont avoir les caractéristiques d'échos et fausser l'analyse des phases de profondeur. Dans le cadre de la surveillance nucléaire, on peut imaginer, que pour cacher un essai nucléaire souterrain, celui-ci soit délibérément suivi d'un second tir afin de simuler le comportement d'un séisme plus profond avec différentes arrivées de phases. Pour ces multi-événements, la méthode cepstrale risque d'être inefficace. Par contre, l'inversion est intéressante car elle cherche à expliquer les variations des amplitudes des phases selon un mécanisme double-couple. Or, plusieurs arrivées d'ondes directes d'événements sismiques proches n'auront pas des variations d'amplitudes pouvant s'assimiler à un mécanisme double-couple, ce qui transparaîtra dans l'inversion.



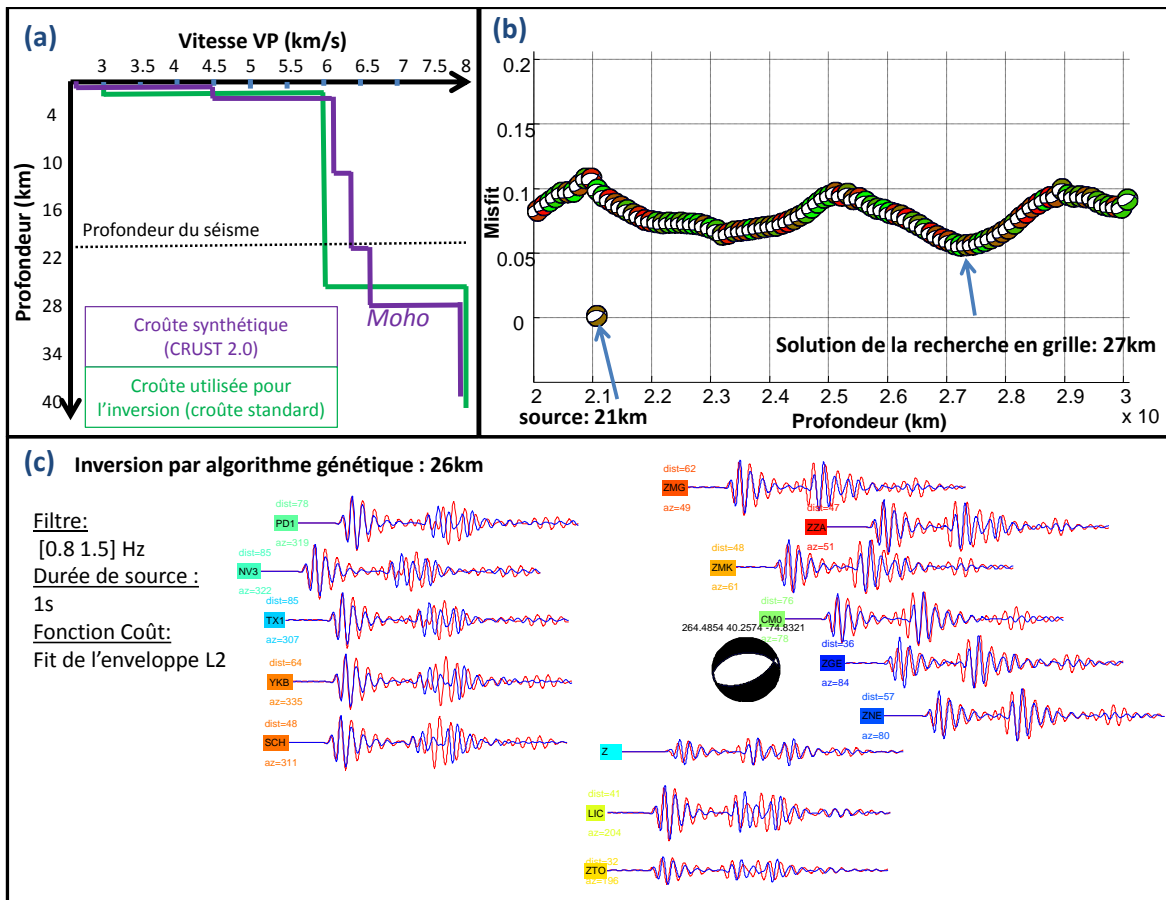
**Fig. 4.6 :** Exemple de signal télésismique enregistré pour une séquence de trois séismes très proches en Alaska.

#### **D'autres événements peuvent générer des ondes qui interfèrent avec les ondes du séisme ciblé**

Les ondes provenant d'un séisme cible arrivent parfois en même temps que des ondes provenant d'un autre séisme. Ce cas n'est pas si rare, car nous étudions les séismes modérés enregistrés à de grandes distances (entre  $30^\circ$  et  $90^\circ$ ). Or, en moyenne, 35 séismes de magnitude entre 4 et 5 sont observés par jour et 350 entre 3 et 4. La probabilité d'avoir des arrivées d'ondes "parasites" d'un séisme proche, faible ou d'un séisme plus important lointain, n'est donc pas négligeable. Ce problème a peu d'impact sur le résultat final si nous disposons d'un nombre suffisant de stations avec une couverture azimutale satisfaisante (seules certaines stations seront concernées par ces arrivées "parasites"). Mais pour des études de profondeur, pour des séismes avec des magnitudes faibles, avec très peu d'enregistrements disponibles, tels que pour l'étude du séisme d'Ardèche (partie 4.2), il est important de s'assurer de bien détecter le bon événement et les bonnes phases. L'utilisation des mini-réseaux du CTBTO est alors un facteur de réussite, car ils permettent de détecter la direction d'arrivée des ondes et donc d'associer ces ondes à un événement donné (tout au moins à sa direction).



### 4.4.3 Incertitudes/limitations provenant du modèle de croûte



**Fig. 4.7 :** Incertitudes dues au modèle de croûte utilisé dans l'inversion. (a) Modèle de croûte 1 pour construire les signaux synthétiques (en violet) de la source (un mécanisme normal à 21 km de profondeur, voir (c)) et modèle de croûte 2 utilisé pour construire les signaux des simulations lors de l'inversion (en vert). Pour les deux modèle  $V_S$  est déduit de  $V_P$  par une relation empirique et l'atténuation est la même. (b) Recherche en grille en fixant le mécanisme, en faisant varier la profondeur et en calculant la vraisemblance entre les signaux synthétiques construits dans le modèle de croûte 1 et les signaux des simulations avec la croûte 2. (c) Inversion par algorithme génétique en construisant les simulations à l'aide de la croûte 2. Le mécanisme est retrouvé mais une erreur de 5-6 km sur la profondeur est introduite par le choix du modèle de croûte pour l'inversion.

Même si les phases sont bien détectées et identifiées, le modèle de croûte utilisé peut introduire des biais dans l'estimation de la profondeur (ainsi que vu en 4.2). En Figure 4.7, nous montrons un exemple d'un séisme fictif dont les ondes se sont propagées dans un modèle de croûte extrait du modèle global CRUST2.0 (Figure 4.7(a)). Nous réalisons ensuite une recherche en grille et une inversion par algorithme génétique, en utilisant

#### 4.4 Étude des limitations des méthodes cepstrales et génétiques provenant de l'utilisation des données télésismiques

---

un modèle de croûte homogène pour construire les enregistrements synthétiques (Figure 4.7a). Les vitesses des ondes P montrent des variations en moyenne de l'ordre de 5% entre les deux croûtes. L'estimation de la profondeur à partir d'un modèle mal adapté amène ici des erreurs de 5-6 km sur l'estimation de la profondeur.

La précision de l'évaluation de la profondeur dépend du modèle de vitesse choisi et les incertitudes peuvent atteindre jusqu'à 10-15 km pour des séismes non superficiels (>30 km) et avec un modèle de croûte présentant des erreurs de vitesses d'ondes P autour de 10%. Cependant, si la valeur absolue de la profondeur est difficile à estimer précisément, l'estimation des positions relatives des profondeurs de séismes d'une même région va être contrainte car le délai entre les arrivées des ondes P et pP va augmenter avec une augmentation de la profondeur et inversement, quel que soit le modèle de vitesse.

#### 4.4.4 Des trajets préférentiels des ondes télésismiques ?

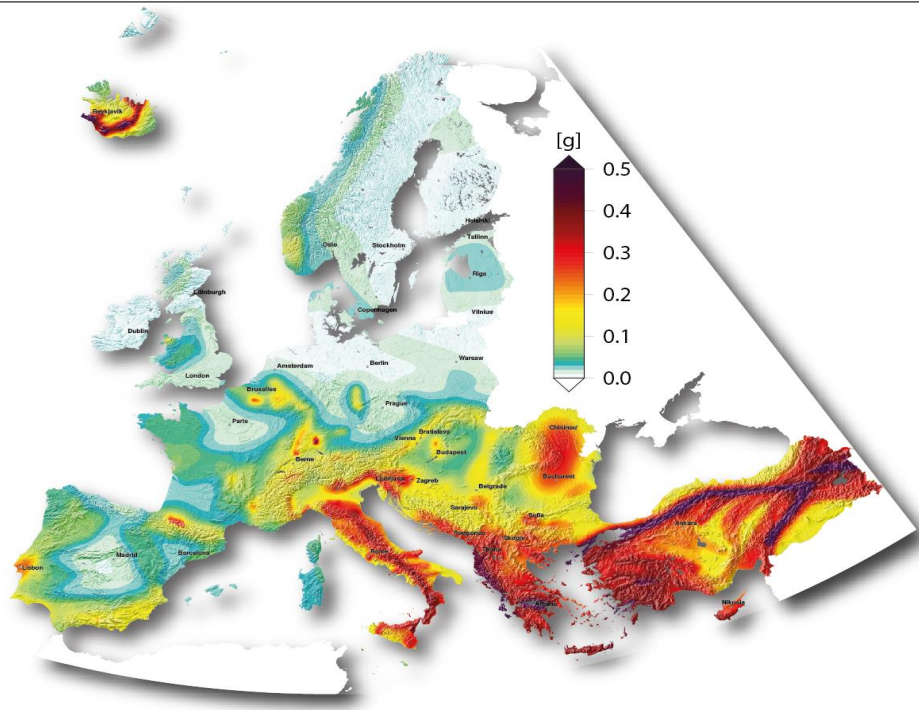
Il est intéressant de noter que certaines régions sont observées préférentiellement par certaines stations, indépendamment de la qualité de ces stations. Par exemple, d'expérience, on sait que les séismes au large du Japon sont bien observés pour des stations en Australie, moins bien par les stations asiatiques qui sont pourtant de bonnes stations. Les séismes d'Amérique Centrale sont bien détectés en Alaska et au Canada. Les séismes de l'Europe de l'Ouest sont bien observés au Kazakhstan, en Finlande, en Mongolie... Ces différences peuvent provenir d'un effet de mécanisme prédominant dans une région qui favorise la radiation d'onde dans certaines directions et/ou d'un effet d'atténuation non-homogène dans le manteau, atténuant plus ou moins certains trajets d'ondes. La connaissance des séismes d'une région donnée, par l'utilisation des ondes télésismiques, peut donc être grandement améliorée par l'expérience de l'analyste et par une connaissance empirique de ces trajets préférentiels et des stations les plus adaptées pour l'observation.



## 5. INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS SUR LES PROPRIÉTÉS SISMIQUES

L'estimation des propriétés sismiques des séismes (magnitudes, chutes de contraintes, intensités, pics d'accélération..) est essentielle pour l'estimation de l'aléa sismique (voir introduction). Il est important de comprendre les facteurs contrôlant le mouvement du sol lors des séismes : définir le type de sismicité de la région étudiée (magnitude maximale  $M_{max}$  possible, profondeur maximale, mécanisme...), caractériser l'atténuation régionale et les effets de site (est-ce que l'onde générée va être amplifiée localement ?) puis prédire le mouvement du sol à chacun de ces sites en fonction des caractéristiques de la sismicité locale/régionale. Nous pouvons ensuite établir une carte de prédiction du mouvement du sol, qui indique l'aléa sismique d'une région et permet, par exemple, de proposer des normes para-sismiques pour les constructions, évaluer les zones à risques... Le récent projet Européen SHARE propose ainsi une carte d'accélération du sol avec une période de retour de 475 ans, région par région (Figure 5.1).

Dans cette partie, je présente les études récentes sur l'influence de la profondeur dans le cadre de cet aléa sismique. Je montre tout d'abord qu'elle peut modifier les estimations de magnitude. La croûte terrestre étant généralement très in-homogène avec la profondeur, les ondes d'un séisme profond se propageront différemment, avec une atténuation différente des ondes provenant d'un séisme plus superficiel, ce qui implique des différences sur les intensités et les pics d'accélération observés en surface. Finalement, la structure de la croûte, les minéraux présents et les contraintes appliquées varient avec la profondeur, nous pouvons supposer des comportements différents des séismes selon la profondeur. En particulier, nous analyserons les variations des chutes de contraintes avec la profondeur, celles-ci influant en effet sur la génération des hautes fréquences des séismes ( $>1$  Hz).



**Fig. 5.1** : Carte de prédiction de l'accélération période de retour de 475ans du sol à la suite du projet SHARE (<http://www.share-eu.org/>)

## 5.1 Importance de la profondeur sur les magnitudes, intensités et mouvements des sols

### 5.1.1 Influence de la profondeur sur l'estimation des magnitudes locales

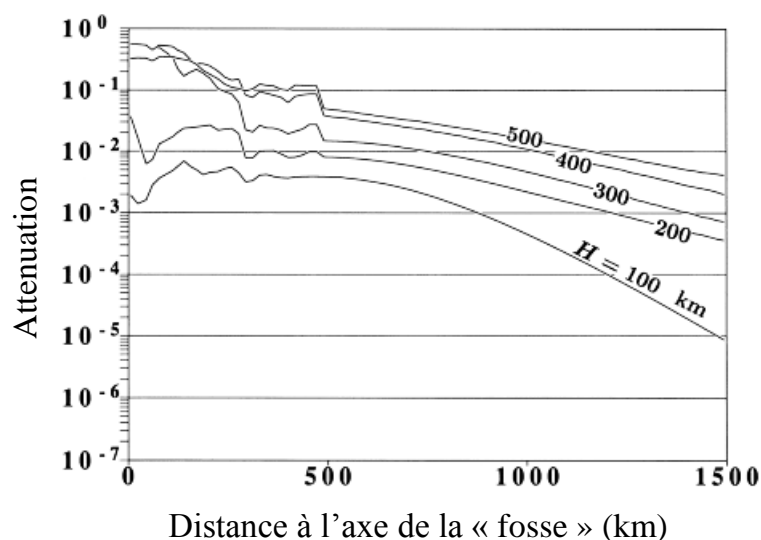
La magnitude locale ( $M_L$ ) constitue une des premières informations disponibles donnant un indice sur la gravité d'un séisme. C'est aussi un paramètre essentiel utilisé pour déterminer les modèles de sismicité lors des études d'aléa sismique ( $M_w$  est aussi souvent utilisé). [Nuttli and Herrmann, 1982] par exemple, souligne que l'échelle de magnitude  $M_L$  (de même que  $m_{b,Lg}$ ) constitue la meilleure définition de la magnitude pour les applications au génie civil. Cette échelle repose en effet sur des mesures d'excitations d'ondes hautes fréquences ( $>1$  Hz), ce qui correspond aux fréquences d'intérêt pour les bâtiments.

Il existe différents modèles empiriques pour évaluer cette magnitude. Les paramètres usuels utilisés pour cette mesure sont l'amplitude maximale mesurée sur l'enregistrement ainsi que la période dominante de ce signal. Selon les Instituts, on utilise la distance à l'épicentre ou à l'hypocentre et un terme de correction selon l'instrument utilisé et la région d'observation. Ces mesures de magnitudes sont mesurées, toujours selon les Instituts, sur les phases régionales  $L_g$  et/ou  $S_g$ ,  $P_n$  et/ou  $S_n$ ...

Qu'en est-il de l'influence de la profondeur ? On sait depuis les travaux de [Douglas, 2001] que les séismes profonds génèrent des valeurs de pics d'accéléérations ou de vitesses (peak ground acceleration, peak ground velocity) plus importants que pour des séismes superficiels, pour une distance épacentrale donnée (voir 5.1.3). nous pouvons donc également supposer une influence non négligeable de la profondeur sur les estimations de magnitude locale.

### La profondeur est rarement prise en compte pour l'estimation des magnitudes locales

La profondeur est rarement prise en compte lors des estimations de magnitudes locales. Ainsi, dans la zone Euro-méditerranéenne, seul un Institut, l'IGN (Instituto Geographico Nacional, Espagne) utilise parfois un facteur correctif selon la profondeur ([CSEM, 1999]). Cela a de faibles conséquences sur les valeurs de magnitudes comme la sismicité de ces pays est essentiellement intra-plaque et superficielle, mais est-ce négligeable ? Pour les pays à forte sismicité, là encore, peu d'études prennent en compte la profondeur pour la détermination des magnitudes. En Californie, la sismicité étant principalement superficielle (<20 km), aucun terme correctif n'est appliqué. En Alaska, où certains séismes sont plus profonds, la profondeur n'est pas prise en compte non plus ([Ristau, 2009]).



**Fig. 5.2 :** Atténuation en fonction de la profondeur et de la distance à la subduction d'après [Katsumata, 2001]

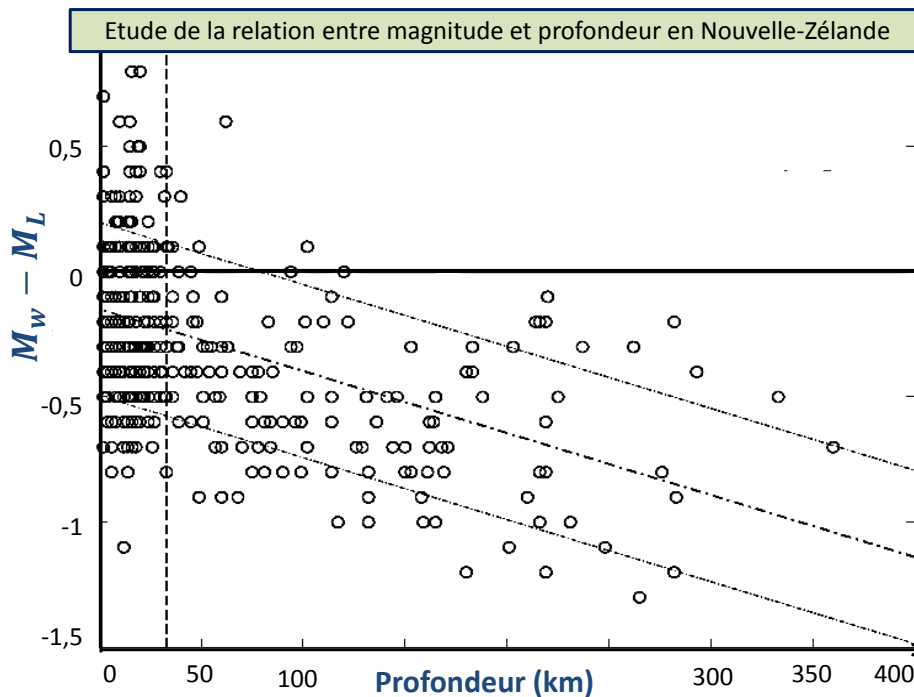
L'incertitude sur les estimations de profondeur, vue au chapitre 3.4, constitue une raison de cette non prise en compte. Néanmoins, certaines études commencent à montrer

## INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS SUR LES PROPRIÉTÉS SISMIQUES

l'importance de ce facteur. Ainsi, au Japon (pour une sismicité de subduction), [Katsumata, 2001] propose une relation empirique pour calculer la magnitude locale qui prend en compte une correction de l'effet de la profondeur :

$$M_{KV} = \alpha_V \log_{10} AV + \beta_V(\delta, H) + \gamma_V(L, H) \quad (5.1)$$

Avec  $\alpha_V = 1.18$ ,  $\gamma_V = (L, H)$  une fonction empirique qui dépend de la distance à la subduction  $L$  et de la profondeur  $H$ .  $\beta_V(\delta, H)$  est la fonction atténuation qui dépend de la distance épacentrale  $\delta$  et de la profondeur  $H$  et  $A_V$  est la moitié de l'amplitude maximale (m/s) mesurée sur un enregistrement à distance régionale. Cela permet de corriger d'une atténuation dépendant de la profondeur (Figure 5.2). Ainsi, un séisme profond est moins atténué qu'un séisme superficiel, en particulier pour de grandes distances à la subduction.



**Fig. 5.3 :** Relation entre profondeur et différence de magnitudes ( $M_w - M_L$ ) en Nouvelle-Zélande, d'après [Ristau, 2009]

En Nouvelle-Zélande, l'étude de [Ristau, 2009] a montré que la profondeur a un impact non négligeable sur les estimations de magnitudes locales. Sur la Figure 5.3, il montre ainsi une surestimation de la magnitude locale par rapport à la magnitude de moment ( $M_w$ ) pour les séismes profonds. Cette relation est intéressante car elle suggère que cette différence ne provient pas d'un effet de source ( $M_w$ ), mais bien d'un biais dû à la propagation des ondes et donc d'une erreur de correction de l'atténuation des séismes profonds, plus faible, lors de l'estimation de la magnitude locale.

**Impact de la profondeur sur les magnitudes : application à Taiwan.**

Afin de mieux comprendre l'influence de la profondeur sur les estimations de magnitude, nous avons choisi d'analyser les séismes récents taiwanais, en collaboration avec le Professeur Kuo Fong Ma (National Central University, Taiwan). Dans un premier temps, nous avons réalisé une étude télésismique de la profondeur pour 14 séismes pour lesquels les données du CTBTO (Comprehensive Test-Ban Treaty Organization) étaient disponibles.

Les résultats de l'étude sont présentés en table 5.4 et montrent une bonne cohérence entre les profondeurs du catalogue régional Taiwanais (BATS) et celles obtenues par notre étude télésismique. Les différences peuvent être facilement expliquées par l'utilisation de différents modèles de vitesses (CRUST2.0 pour les inversions télésismiques).

Number	Lat (°)	Lon (°)	Profondeur Regionale (km)	Mw	Temps origine	Profondeur Teleseismique (km)
1)	122.76	24.53	89.99	4.75	201201100741	85
2)	121.49	21.32	45.40	4.72	201201161540	49
3)	120.62	23.51	9.09	4.16	201201180657	10.6
4)	120.74	22.77	21.41	4.11	201202030227	20
5)	120.57	21.93	42.76	4.31	201204111151	25
6)	121.67	24.13	29.09	5.46	201204190158	30.2
7)	120.73	22.73	23.98	4.43	20120427210	26
8)	120.58	22.92	15.45	4.46	20120607222	5
9)	121.54	23.71	6.46	5.34	201206141615	8
10)	122.95	24.34	45.43	4.88	201208061826	53
11)	121.03	22.22	9.91	5.22	201209042000	18
12)	122.45	24.42	78.81	5.26	201210200849	68
13)	120.37	22.43	40.73	5.44	201210251031	48
14)	121.58	23.98	11.79	5.02	201212021745	13.2

**Fig. 5.4 :** Evènements utilisés pour l'étude télésismique des séismes de Taiwan

L'étude des liens avec les magnitudes peut donc être maintenant réalisée, à partir du catalogue régional supposé fiable. En Figure 5.5, nous illustrons la différence des magnitudes  $(M_L - M_w)/M_L$ , ainsi que l'avait fait [Ristau, 2009]. Nous utilisons les séismes



## INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS SUR LES PROPRIÉTÉS SISMIQUES

de 2012 de magnitudes élevées, entre 4 et 5, pour lesquels nous effectuons l'hypothèse que les magnitudes de moment sont bien déterminées. Nous constatons que la différence de magnitude dépend de la profondeur. Nous avons ensuite vérifié que cette relation n'est pas due à un effet local ou de mécanisme. Nous n'avons pas assez d'éléments pour conclure sur un biais systématique et proposer une relation empirique entre magnitude locale et profondeur, mais cela illustre bien la possible influence de la profondeur sur l'estimation de la magnitude.

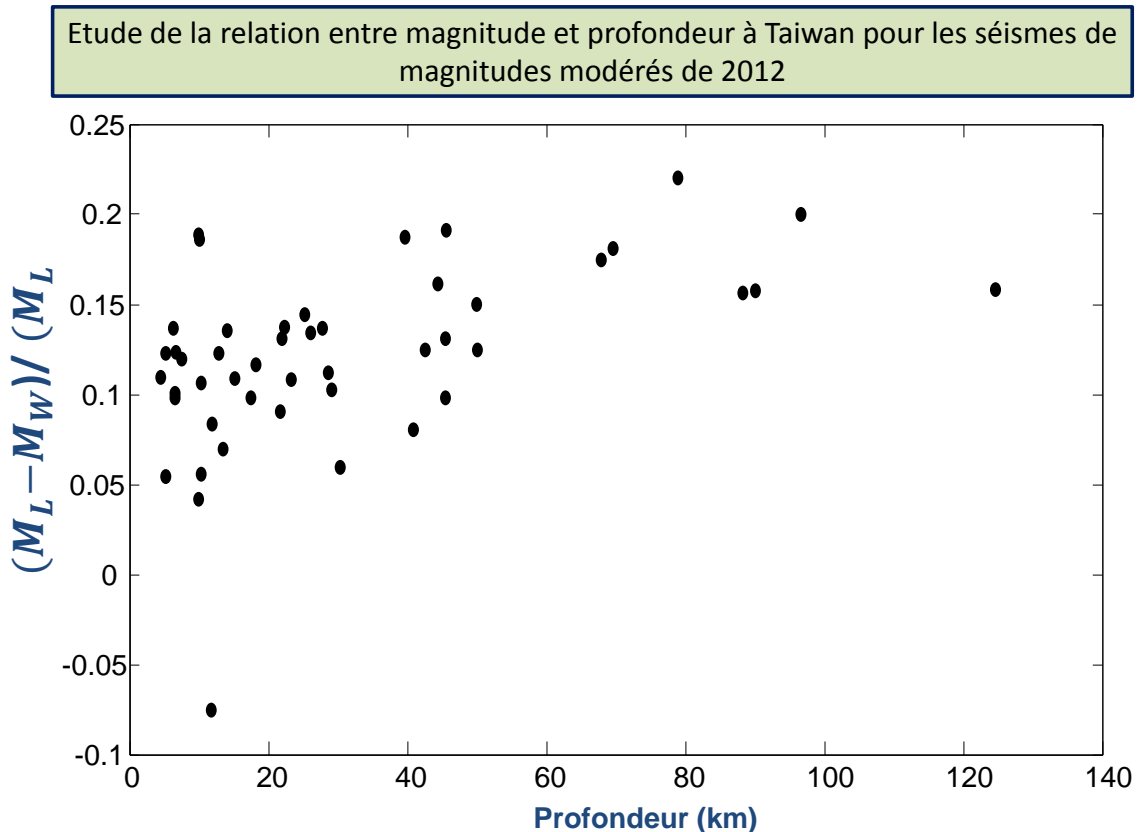


Fig. 5.5 : Relation entre la profondeur et la différence de magnitude locale avec celle de moment, pour les événements étudiés à Taiwan

### Conclusion sur l'impact de la profondeur sur les magnitudes

A la lumière de l'étude précédente sur les séismes récents de Taiwan et des études de [Katsumata, 2001] et [Ristau, 2009], il semble que la profondeur joue un rôle significatif sur les estimations de magnitudes. Une augmentation de profondeur peut entraîner une surestimation de la magnitude locale. Cette relation est principalement observée pour les séismes sub-crustaux ou en zone de subduction (>50 km). Notre interprétation, en s'appuyant sur les travaux de [Katsumata, 2001], est que les ondes des séismes profonds

vont se propager en partie dans le manteau ou le long de la plaque subductée, où l'atténuation est plus faible, ce qui entraîne une surestimation des magnitudes locales estimées selon un unique terme correctif dépendant de la distance épacentrale. Notons que pour les séismes crustaux, même si l'atténuation diminue aussi avec la profondeur dans la croûte, l'influence de la profondeur sur l'estimation de la de magnitude est moins évidente. Cependant, les incertitudes sur les estimations de profondeurs vues en 3.4 empêchent peut-être sa détection.

### 5.1.2 Les intensités dépendent de la profondeur

L'intensité est une échelle empirique pour quantifier la nocivité d'un séisme. Elle est définie en un lieu donné par rapport aux effets produits par le passage des ondes en ce lieu, observés par l'homme (réveil, chute d'objet, fissures...) et selon les dégâts plus ou moins importants aux constructions. En Europe, on utilise parfois par exemple l'Échelle Macrosismique Européenne (European Macroseismic Scale) pour évaluer cette intensité sismique.

#### Modèle empirique de valeurs d'intensités

Il est généralement admis que les intensités dépendent de la profondeur et plusieurs modèles d'estimation des intensités prennent en compte ce paramètre. Ainsi, [Stromeyer and Grünthal, 2009] définit le modèle d'atténuation des intensités par l'équation suivante :

$$I(a, b, R, h, I_*) = I_* - a \log \sqrt{\frac{R^2 + h^2}{h^2}} - b(\sqrt{R^2 + h^2} - h) \quad (5.2)$$

$R$  est la distance épacentrale,  $h$  est la profondeur,  $I_*$  est l'intensité de référence (à  $R=0$ ). Les facteurs  $a$  et  $b$  sont des constantes qui caractérisent respectivement l'atténuation géométrique et anélastique du milieu traversé. A titre d'exemple, pour l'Europe Centrale, [Stromeyer and Grünthal, 2009] trouvent  $a$  autour de 2.9 (2.8 ou 2.95) et  $b$  entre 0.001-0.003.

Dans ce modèle, l'influence de la profondeur apparaît dans la définition de l'atténuation (géométrique et anélastique) : pour une même distance épacentrale, plus le séisme est profond, plus les atténuations anélastique et géométrique vont être faible (l'atténuation anélastique décroît avec la profondeur dans la croûte).

L'influence de la profondeur apparaît également dans la valeur de l'intensité de référence, ainsi  $I_* = I_*(M, h)$  d'après [Stromeyer and Grünthal, 2009]. Cela signifie que l'intensité à l'épicentre dépend de la profondeur. Un séisme superficiel sera ainsi associé à une intensité plus forte à l'épicentre qu'un séisme profond (à magnitudes égales).

# INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS SUR LES PROPRIÉTÉS SISMIQUES

## Application aux événements de la plaine du Po (Italie), Janvier 2012

Nous avons illustré le rôle de la profondeur sur les intensités pour un exemple en Italie, dans la plaine du Po. Cet exemple repose sur l'étude de quatre séismes dans une zone à faible sismicité. Le premier séisme (25/01/2012) est à une profondeur de 30 km d'après notre étude télésismique et 34 km d'après l'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia). Le second séisme (27/01/2012) est in-habituellement très profond à 67 km d'après les données télésismiques et 60 km pour l'estimation régionale de l'INGV. Pour ces deux premiers séismes, les solutions télésismiques sont validées par la détection de phases de profondeur claires. Les écarts avec les solutions régionales peuvent être expliqués par l'utilisation de deux modèles de vitesses différents (CRUST2.0 et PADANIA). Nous pouvons donc affirmer à la suite de ces études que le premier séisme est à 30-35 km et le second sans aucun doute supérieur à 60 km. Les séismes du 25 janvier 2013 et du 03 Juin 2012 (Figure 5.6(c)et(d)) sont superficiels (10-15 km).

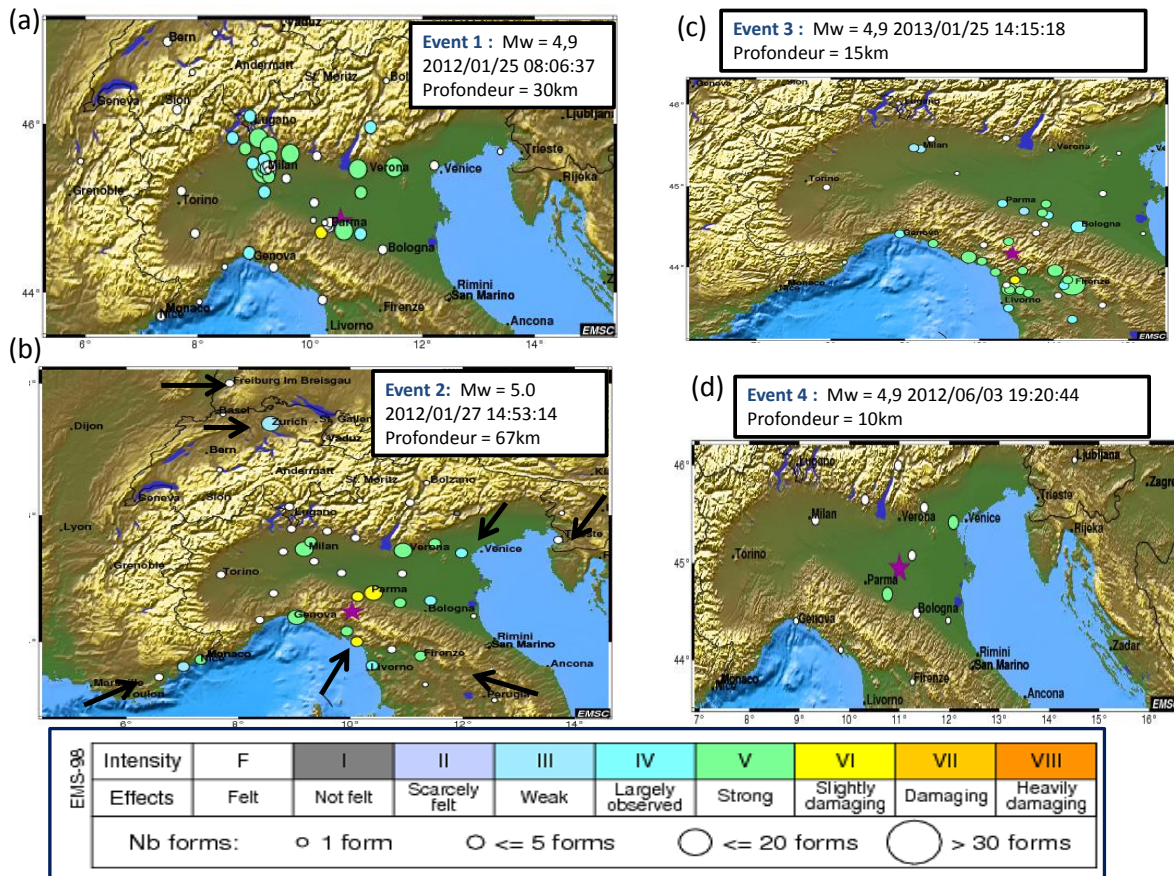


Fig. 5.6 : Cartes d'intensité provenant du CSEM

Les localisations des quatre événements sont proches (voir Figure 5.6), ce qui offre un cas parfait pour étudier l'impact de la profondeur sur les intensités. Le séisme profond

du 27 janvier a été ressenti très loin, jusqu'à Freiburg en Allemagne au Nord, Trieste à l'ouest et dans le sud-est de la France, et très fortement à Zurich, pourtant localisé à plus de 200 km de la source (Figure 5.6(a)). Le séisme du 25 janvier (Figure 5.6(b)) a été ressenti à plus courte distance, avec surtout des intensités importantes dans la région de Milan. Les deux séismes les plus superficiels sont ressentis encore plus localement (en particulier, l'événement 4). Ceci illustre bien l'importance de la profondeur sur les intensités.

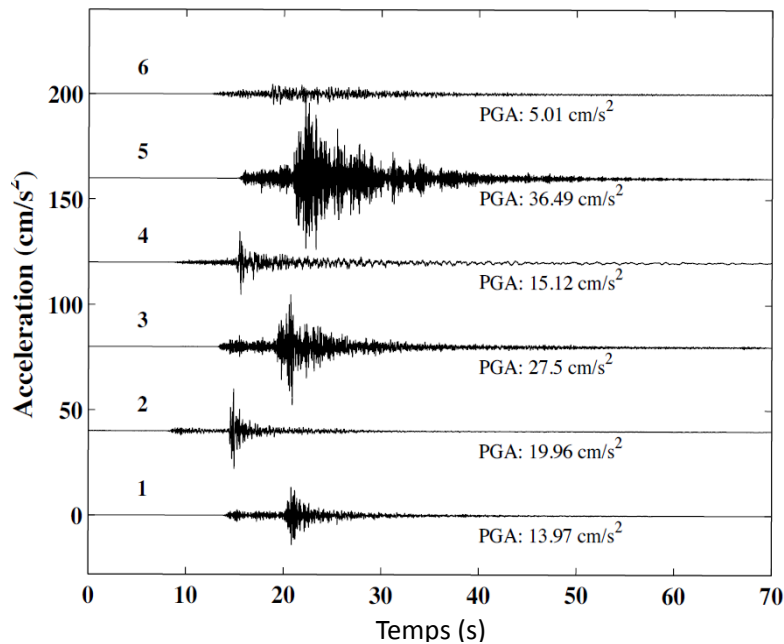
### 5.1.3 La profondeur a un effet sur les pics d'accélération

Le PGA est l'accélération maximale du sol ("Peak Ground Acceleration") lors d'un séisme. Ce paramètre est un des indicateurs des mouvements sismiques les plus utilisés pour décrire l'aléa sismique. Une question d'intérêt pour les sismologues est donc de connaître quels sont les caractéristiques des séismes qui influent le plus sur ce paramètre. Il est possible, par exemple, d'exprimer ces pics d'accélération en fonction de la distance épacentrale ( $R$ ), de la magnitude ( $M_w$ ) et d'un terme de site (par exemple  $V_{s30}$ ). En utilisant uniquement ces trois termes, les pics d'accélération montrent une grande variabilité, ainsi qu'illustré par [Laurendeau, 2013]. En Figure 5.7, ce travail montre ainsi que pour des conditions de distances, magnitudes et d'effet de sites similaires, les valeurs de pic d'accélération peuvent varier d'un facteur 5.

De nombreuses études ont donc été réalisées pour définir plus précisément les différents facteurs à l'origine de cette variabilité du mouvement du sol ([Boore, 1983], [Joyner, 1987], [Heaton and Hartzell, 1988], [Joyner and Boore, 1988] [Anderson, 1991], [Douglas, 2001] et plus récemment [Rodriguez-Marek et al., 2013]. Ces facteurs peuvent être groupés en trois catégories. La première est l'influence de la source du séisme  $B(w,t)$ , dans laquelle on retrouve l'influence de la magnitude mais aussi de la chute de contrainte (voir 5.2), du glissement, de la durée de la source, ou de la directivité (voir notre étude [Chen et al., 2013] en annexe). La deuxième catégorie vient de la propagation  $C(w,t)$  (atténuation selon la distance et le milieu traversé, réflexions critiques, réflexions sur le Moho) et la dernière contient l'influence du site  $D(w,t)$  sur les mouvements du sol (sédiments, bassin, topographie, fréquence de résonance...). D'où la formule couramment utilisée :

$$A(w,t) = B(w,t)C(w,t)D(w,t) \quad (5.3)$$

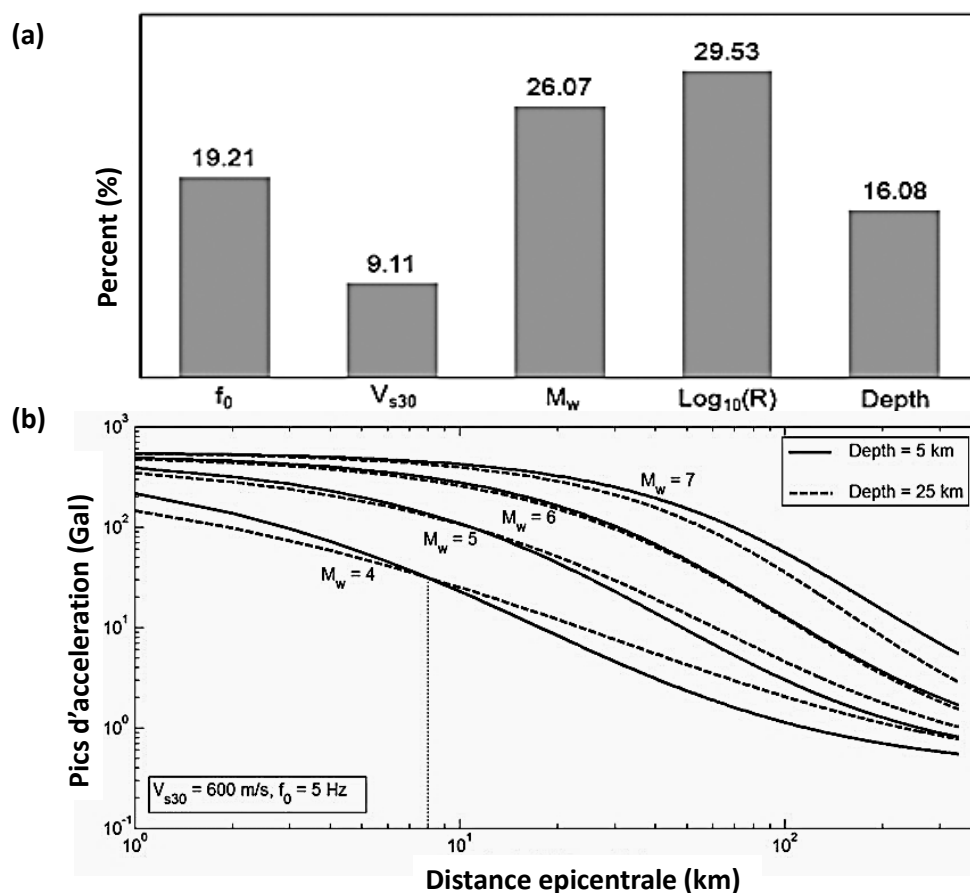
L'effet de la profondeur peut être considéré comme faisant partie des effets de source  $B(w,t)$ . En effet, les conditions de pression/température, type de minéraux, taille des aspérités différent selon la profondeur. Cela peut ainsi conduire à des changements de comportement des séismes selon la profondeur, voir par exemple la partie 5.2. De plus, d'après [Douglas, 2001], plus un séisme est profond, plus il génère de hautes fréquences (du fait de l'augmentation de la chute de contrainte, voir partie 5.2.2). La profondeur joue aussi un rôle très important sur la propagation et l'atténuation  $C(w,t)$ . En effet, l'atténuation anélastique diminue généralement avec la profondeur, ainsi que vu en 5.1.1.



**Fig. 5.7 :** Exemple de variations des pics d'accélérations au Japon pour des conditions de distances, magnitudes et d'effet de sites similaires, d'après [Laurendeau, 2013]. En utilisant les catalogues Japonais JMA et MT, les profondeurs des séismes sont : 1=>(JMA=12km,MT=8km) 2=>(JMA=9km,MT=8km) 3=>(13km,8km) 4=>(20km,11km) 5=>(16km,11km) et 6=>(16km,11km).

### Étude de la relation profondeur/pics d'accélération au Japon

Quel est l'impact de la profondeur sur les pics d'accélération ? Une étude a été conduite récemment sur les données japonaises Kik-net ([Derras et al., 2012]). Des réseaux de neurones sont utilisés pour étudier l'influence des paramètres principaux des séismes sur les pics d'accélérations à l'aide d'un jeu de données suffisant (3891 enregistrements pour cette étude). Les paramètres étudiés par [Derras et al., 2012] sont la magnitude de moment ( $M_w$ ), la distance épacentrale  $R$ , un facteur permettant d'évaluer les conditions de sites ( $V_{s30}$ , vitesse moyenne des ondes S sur les 30 premiers mètres au niveau de la station d'enregistrement), la fréquence de résonance du site ( $f_0$ ) et enfin, la profondeur. En Figure 5.8, [Derras et al., 2012] montrent l'importance relative de ces différents paramètres. Si, comme attendu, la distance et la magnitude restent les deux paramètres qui influent le plus sur les pics d'accélération, la profondeur a aussi un effet très important. En Figure 5.8, les auteurs montrent ainsi une dépendance des pics d'accélérations avec la profondeur très forte pour les magnitudes modérées (4-5) : à courte distance l'effet d'un séisme superficiel est plus fort tandis qu'à grande distance, l'inverse est observé : des pics d'accélération plus importants pour des séismes profonds.



**Fig. 5.8 :** (a) Extrait de [Derras et al., 2012] : influence pour les pics d'accélération des paramètres suivants : magnitude de moment ( $M_w$ ), distance épacentrale  $R$ ,  $V_{s30}$ , la fréquence de résonance du site ( $f_0$ ) et la profondeur. (b) pics d'accélération moyens, pour des conditions de site données et pour deux profondeurs focales (5 et 25km) et selon la distance. On voit un comportement différent pour les deux profondeurs investiguées.

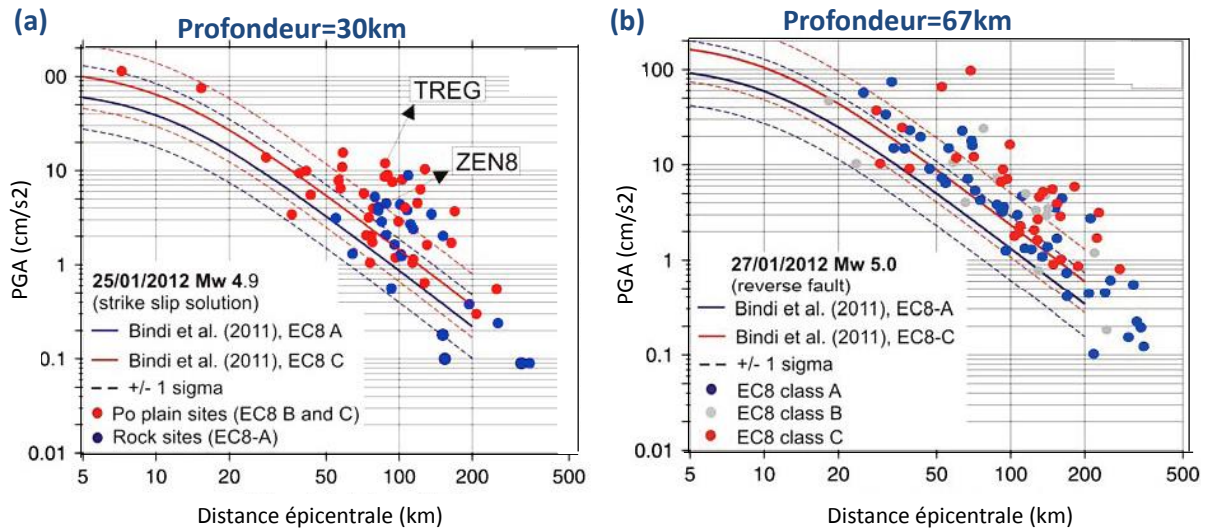
### Illustration sur deux événements de la plaine du Po (Italie) de l'influence de la profondeur sur les pics d'accélération

Si nous reprenons les deux séismes profonds italiens vus en partie 5.1.2, nous détectons ici aussi une influence de la profondeur sur les pics d'accélération. Figure 5.9, [Massa et al., 2012] étudie ces pics d'accélération et les compare avec l'équation de prédiction de mouvement du sol proposée par [Bindi et al., 2011], définie pour une sismicité crustale (<30 km). Nous remarquons que les mouvements du sol sont plus importants pour les deux séismes profonds pour des distances épacentrales importantes (>50 km). Les valeurs élevées de ces pics d'accélération pour les grandes distances s'expliquent par un effet de la profondeur car la propagation s'effectue alors majoritairement dans la croûte inférieure



## INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS SUR LES PROPRIÉTÉS SISMIQUES

qui présente une atténuation plus faible que la croûte supérieure, d'après [Castro et al., 2008]. Notons cependant que le pic à 100 km observé pour le premier événement (Figure 5.9(a)) peut aussi s'interpréter comme un effet de l'onde réfléchi sur le Moho (SmS) qui interfère avec l'onde directe S ([Bragato et al., 2011]).



**Fig. 5.9 :** Figure extraite de [Massa et al., 2012] (a) Pics d'accélération (PGA) observés aux stations de la plaine du Pô pour le séisme du 25 janvier 2012, superposé avec les équations du mouvement du sol proposé par [Bindi et al., 2011] selon les classes de sols (EC8 A-C). (b) Pour le séisme du 27 janvier 2012.

### 5.1.4 Conclusion sur l'importance de la profondeur sur les propriétés sismiques

A la lumière de ces différentes études, pouvons-nous conclure sur l'importance de la profondeur sur les magnitudes, intensités et mouvements du sol ? Nous avons montré que la profondeur a un effet non négligeable. Cependant, ces effets restent faibles relativement à la variabilité des mouvements du sol dues à la nature même des séismes, notamment due aux mécanismes aux foyers, aux différentes chutes de contraintes ou aux effets de directivité.

Pour l'étude de [Laurendeau, 2013], les estimations des profondeurs des séismes étudiés sont toutes autour de 10 km (entre 8 et 11 km), d'après le catalogue d'inversion de tenseurs de moment japonais. Si on analyse le catalogue japonais JMA, elles varient entre 8 et 20 km. La variabilité des pics d'accélération n'est donc pas contrôlée ici par la profondeur. De plus, les signaux 5 et 6 correspondent à un même séisme et les amplitudes sont très différentes : la différence d'amplitude s'explique ici probablement par un fort effet de mécanisme, de directivité, ou un milieu fortement 3D. Plaçons nous maintenant

dans les conditions de l'étude de [Laurendeau, 2013], c'est à dire pour des séismes observés à une distance épacentrale de 50 km, avec la condition de site  $V_{s30} = 600m/s$  et pour une magnitude  $M_w$  entre 5 et 6). Pour ces conditions, l'impact des profondeurs sur les pics d'accélération de l'étude de [Derras et al., 2012]), est assez faible (avec une variation maximale d'un facteur 1.5), comparativement à la variation des pics d'accélération observé par [Laurendeau, 2013]. La prise en compte de la profondeur est importante mais ne permet pas d'expliquer toute la variabilité observée sur les mouvements du sol.

Rappelons néanmoins que les erreurs d'estimation de profondeur dans les catalogues peuvent induire des erreurs dans les résultats des études sur les propriétés sismiques. En effet, pour des études à plus grande échelle, sans vérification fiable des profondeurs, les incertitudes sur la profondeur vont avoir tendance à lisser les différences de comportement observées selon la profondeur. Pour l'étude de [Derras et al., 2012], les différences observées entre les deux classes de profondeurs choisies (5 et 25km) sont ainsi peut être sous-estimées. Une meilleure contrainte de l'estimation de la profondeur est donc nécessaire pour évaluer avec certitude l'impact de la profondeur sur les propriétés des séismes et les mouvements sismiques à l'aide de séquences ou les profondeurs auraient été calibrées de manière précise.

## 5.2 Etude des liens entre profondeur et chutes de contraintes

### 5.2.1 Précédentes études de la relation entre chute de contrainte et profondeur

La relation exacte entre la chute de contrainte et la profondeur est toujours débattue dans la communauté sismologique. Pourquoi le débat est-il toujours ouvert ? D'une part, parce que la profondeur est difficile à estimer. D'autre part, parce que les chutes de contraintes, elles mêmes, sont difficiles à estimer. Selon les méthodes employées, nous pouvons observer dans la littérature des variations importantes des valeurs des chutes de contraintes. Par exemple pour le séisme de Saguenay (Canada) de 1988, les estimations varient entre 70 et 600 bars ([Atkinson and Beresnev, 1997]). Plusieurs auteurs se sont donc penchés sur cette indétermination.

A l'échelle mondiale, tout d'abord, [Meissner and Strehlau, 1982] proposent que les valeurs des chutes de contraintes des séismes varient en accord avec les variations des valeurs des contraintes (cisailantes et effectives). Celles-ci augmentent avec la profondeur dans la croûte supérieure, jusqu'à la zone de transition croûte supérieure/inférieure (5-10 km) où elles atteignent un maximum. Ensuite, dans la croûte inférieure, plus ductile, les contraintes, et donc les chutes de contraintes, deviennent plus faibles. Finalement, au niveau du Moho, elles augmentent à nouveau avec un changement minéralogique (Olivine). Plus récemment, [Allmann and Shearer, 2009] étudient aussi les variations des valeurs des chutes de contraintes à l'échelle mondiale, pour des magnitudes au dessus de 5.5. Ils ne trouvent pas de variation significative avec la profondeur (et pas de maximum observé pour la transition croûte supérieure/inférieure) mais remarque une augmentation



## INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS SUR LES PROPRIÉTÉS SISMIQUES

---

des chutes de contraintes pour les séismes au dessous de 30 km (donc des séismes non crustaux).

Plus localement, [Allmann, 2011] étudie la zone de Parkfield, sur la faille de San Andreas. Elle observe une augmentation des valeurs des chutes de contraintes avec la profondeur dans la croûte. Cependant, elle montre aussi que, si nous prenons en compte l'augmentation de la vitesse de l'onde S avec la profondeur, ce qui est parfois négligé dans les estimations classiques de chutes de contraintes, la dépendance de la chute de contrainte avec la profondeur devient faible. Cette légère dépendance peut ainsi s'expliquer aisément par une erreur de correction de l'effet de cette vitesse à la source. [Goertz-Allmann and Edwards, 2014] étudient la sismicité de faible magnitude en Suisse, et montrent que l'estimation du spectre de source lors d'inversion généralisées (on inverse simultanément source, atténuation et effet de site) peut être biaisée par une mauvaise correction de l'atténuation. [Hardebeck and Aron, 2009] se focalisent eux sur la faille de Hayward, (Baie de San Fransisco), où les séismes sont peu profonds (<20 km). Ils observent une légère augmentation de la chute de contrainte avec la profondeur et montrent que cette dépendance est trop faible pour être expliquée majoritairement par la variation de la contrainte effective avec la profondeur. Ils proposent alors que la chute de contrainte augmenterait plutôt avec la contrainte cisailante, qui augmente plus faiblement avec la profondeur. Cette contrainte cisailante dépend de la pression de pore hydrostatique (des fluides) et du coefficient de friction. Enfin, au Japon, [Oth, 2013] effectue une étude exhaustive de toute la sismicité crustale et sub-crustale (c'est à dire, en dessous de la croûte, dans le manteau supérieur ou au voisinage d'une zone de subduction). Il trouve que les variations des chutes de contraintes des séismes crustaux sont corrélées avec les variations de température et avec la présence de fluides dans la croûte. Il remarque que les séismes sub-crustaux montrent des chutes de contraintes plus élevées en moyenne, ainsi qu'observé par [Allmann and Shearer, 2009], et des variabilités plus faibles.

Ainsi, plusieurs auteurs observent une relation entre chute de contrainte et profondeur. Cependant, cette relation, s'il elle existe, reste faible et les résultats sont peut-être faussés par une mauvaise connaissance de la vitesse des ondes à la source ou de l'atténuation. Dans la partie suivante (5.2.2), nous avons donc réalisé une nouvelle étude de cette relation chute de contrainte/ profondeur, pour la plaine du Po (Italie du Nord). En effet, c'est une région intéressante pour avancer sur cette question, car elle est caractérisée par une sismicité aussi bien superficielle que profonde (jusqu'à 60-70 km) et elle est bien couverte par le réseau accélérométrique régional du **RAIS** (INGV Milan). De plus, la présence de sédiments profonds et d'une atténuation complexe va nous permettre d'étudier l'influence de la correction de l'atténuation sur l'estimation des chutes de contraintes.

## 5.2.2 Les chutes de contraintes augmentent-elles avec la profondeur dans la plaine du Po (Italie du Nord) ?

### Abstract

Depth analysis of the recent Po Plain earthquakes was realized using teleseismic seismological datasets of CTBTO arrays (comprehensive-test-ban treaty organization). These new data, using cepstral methods as well as focal mechanism estimations from genetic algorithm inversions (Letort, 2014), allow constraint of the depths of all events above magnitude 3.8 in this area. Moreover, Moho reflected wave (pmP) detections, observable on these teleseismic records, indicate that at least one event (27 January 2012) occurred below the Moho discontinuity, strengthening the hypothesis of an active slab for this area and allowing a better and more useful understanding of the different stress regimes during our analysis. We then carefully selected the best 32 recorded earthquakes and the associated regional accelerometric data. Brune's stress-drops and magnitudes were estimated from a generalized parametric inversion. In order to account for trade-offs with the chosen attenuation models, several inversions were produced, assuming a homogeneous, layered, or 3D medium. The resulting site amplifications are robust and depend weakly on the chosen attenuation model. The attenuation properties of the medium are 3D and consistent with the sedimentary layer boundaries. Our test shows that the choice of the attenuation model has a significant impact on the obtained stress-drops and magnitudes. The relative variations of stress-drops are consistent, however, and the results suggest slight to no dependency on depth. High values for the upper mantle events are observed, however. Stress-drop values show large variations (from 1 to 1000 bars) around 10 km deep. The brittle/ductile transition zone could explain such variation.

## Introduction

Stress-drop plays an important role in engineering seismology. For example, Hanks and McGuire (1981) showed that by combining the Brune point-source model (which can be expressed by only two parameters,  $M_0$  and the stress-drop) with some basic equations from random-process theory, the salient features of high-frequency ground motion could be successfully modeled. Atkinson and Beresnev (1997) however describes this parameter as one of the most battle-weary parameters in seismology: they show that this crucial parameter is difficult to estimate and that different possible definitions of stress-drop and ways of measuring it have led to large discrepancies in reported stress-drop values. Because of these discrepancies, understanding of the variations controlling stress-drop (e.g. magnitude and/or depth, scaling) has remained largely elusive.

A possible influence of depth on stress-drop values has been suggested by several studies (Drouet et al, 2011; Hardebeck and Aron, 2009). Indeed, the rock strength increases with depth (Scholtz, 2002) and stress-drops may therefore depend on depth. The stress-drop and strength of faults at seismogenic depths is however still an ongoing debate. One difficulty is that both depth and stress-drop are difficult to estimate. In crustal moderate-seismicity areas especially, depth estimation is difficult and inversion schemes have an important tradeoff between attenuation and source parameters (Goertz-Allmann and Edwards, 2014). Moreover, most of the analyses of stress-drop magnitude and/or depth dependency have been performed on earthquake sequences that mix mainshocks and aftershocks

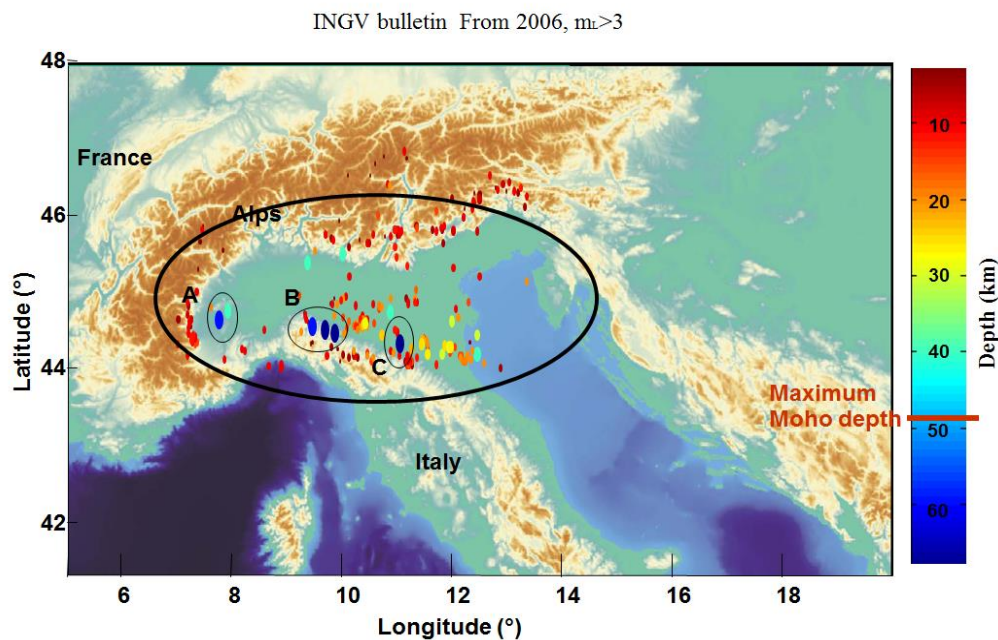
Here, we studied a possible influence of focal depth for moderate crustal event stress-drops in the Padania Plain area, northern Italy (Po Plain). The analyzed stress-drops follow Brune's stress-drop definition (Brune, 1970), where the stress-drop scales as  $\Delta\sigma \sim M_0 f_0^3$  and can be derived by measures of the corner frequency (or source duration) and magnitude. Hence, for this study, stress-drop refers to an indicator of the high frequency content generated at the source. The seismicity recorded in this area provides a unique opportunity to analyze the depth dependency of stress-drop. The central part of the Padano-Emiliana Plain is an alluvial basin of northern Italy, bounded by the Alpine chain to the north and the Apennines to the south. The area is well covered by the INGV Milano accelerometric network and is characterized by shallow ( $\sim 5$ -10 km) events, as well as a deeper moderate seismicity. The seismicity covers a wide range of focal depths (from 0 to 70 km) in the same area. Most of these recorded intraplate earthquakes are moderate independent mainshock earthquakes. The Padania Plain is also characterized by 3D propagation effects due to the variable thickness of quaternary alluvium (Morasca *et al.*, 2008) and complex Moho discontinuities (Wagner *et al.*, 2010). Thus, this area also provides the opportunity to analyze the potential impact of propagation effects, corrections, and uncertainties on both estimated stress-drops and depths.

We first show that the epistemic uncertainty of published depth determinations is large. This motivates a new depth analysis of the recent Po Plain seismicity, based on teleseismic data that are less sensitive to complex crustal propagations. We use coherent depth phases detected on CTBTO arrays (comprehensive-test-ban treaty-organization) and new methods (cepstral methods and a genetic algorithm inversion scheme) to constrain the depths of all events above magnitude 3.8 in this area. Moreover, pMP reflections, observable on these teleseismic records, show that at least one event (January 27, 2012) occurred below the Moho discontinuity, strengthening the hypothesis of an active slab for this area and motivating a better and more useful understanding of the stress-drops and strengths of large, deep intraplate faults. Using the regional INGV Milano accelerometric network, we then carefully selected

the earthquakes whose ground-motions generated the best quality data (32 events). Brune's stress-drops of these earthquakes were extracted from the inverted source parameters (corner frequencies and magnitudes) that were estimated from a generalized parametric inversion scheme (Drouet et al., 2010). Such a regional inversion separates the source, sites effects, and propagation contributions of the recorded Fourier spectra. Our study then analyzes the potential trade-off between the attenuation model choices and the resulting stress-drops and finally discusses the robustness of the obtained dependencies of stress-drop on depth.

### Padania Plain teleseismic depths estimation

Padania Plain seismicity from 2006 to 2012 (Figure 1) is characterized by earthquakes located at various depths. Most earthquakes are generated by blind thrust faults extending to depths of 20-25 km. However, some of the observed earthquakes also occurred at large (around 60-70 km), intermediate (around 30 km), and even shallow (less than 20 km) depths.



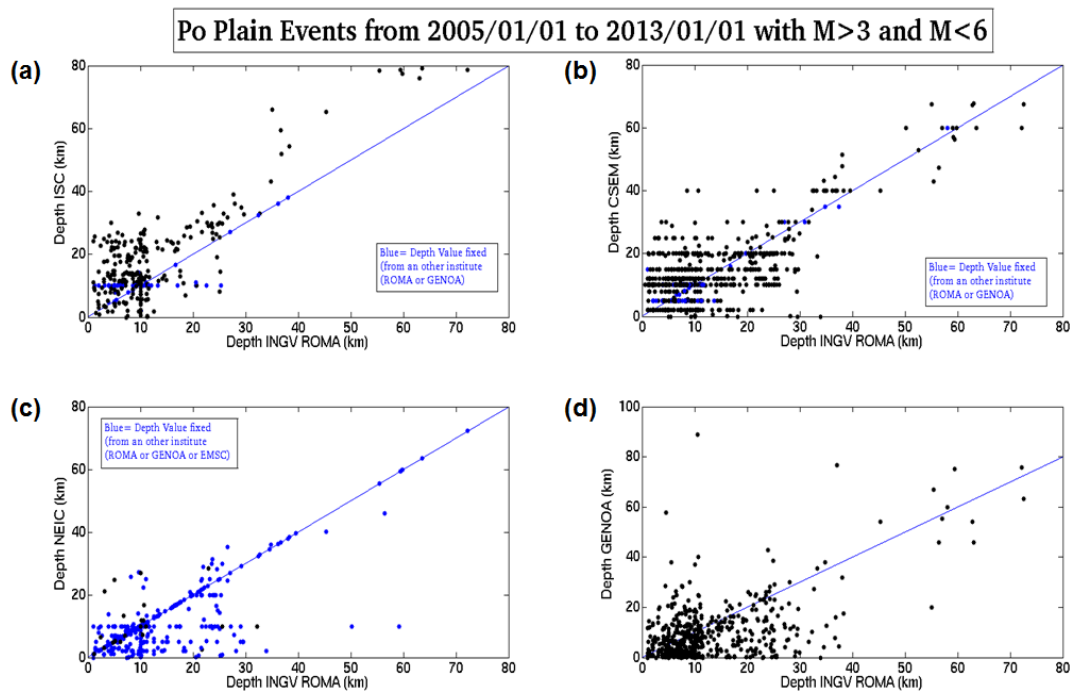
**Figure 1:** Recent Po Plain earthquakes according to the INGV Roma bulletin (for local magnitudes above 3). The three areas A, B and C are characterized by deep earthquakes, below the Moho discontinuity.

The complex Po Plain area, the largest alluvial basin of northern Italy, is bounded by the Alpine chain to the north and the Apennines to the south. This plain is characterized by 3D wave propagations due to the variable thickness of quaternary alluvium (Morasca *et al.*, 2008). Three different Moho (Apennines Moho, Alpine Moho, and Ligurian Moho) have been identified by Wagner *et al.* (2010). These complex discontinuous geometries generate complex regional variations of wave propagation properties, and therefore depth evaluations using regional networks are difficult. To clearly illustrate these difficulties, we compared the depth evaluations performed by different agencies (Figure 2). The INGV depth evaluation is taken as a reference and compared to the evaluation performed by Genoa University and other international seismological institutions (ISC, EMSC and NEIC). We note the important

# INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS SUR LES PROPRIÉTÉS SISMIQUES

number of fixed depth evaluations given by EMSC and NEIC (these fixed depths are delivered when the depth is not constrained by the available picked phases). Systematic biases between the evaluations given by different agencies also appear when comparing ISC, INGV, and Genoa catalogs. ISC depth estimations are overestimated compared to INGV Roma whereas Genoa depth estimations are shallower than INGV results.

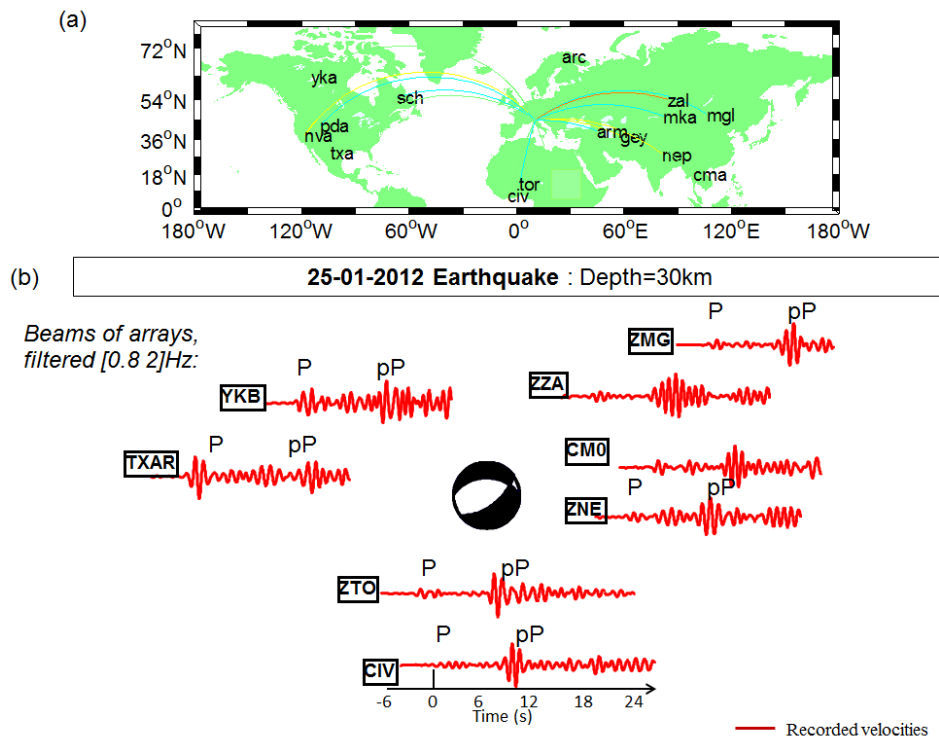
These comparisons suggest that available depth estimations still show a significant epistemic uncertainty. New and reliable depth estimations are then needed in order to validate the depths delivered by regional catalogs. According to Bondar and Storchak (2011) seismicological depth phases observed at teleseismic distances provide an independent way to obtain robust depth estimates. In order to decrease the epistemic uncertainty of depth estimations we analyzed the seismograms associated with the Po Plain earthquakes at teleseismic distances. Following the Letort et al. (2014) methodology, we first collected high quality CTBTO array records (an example of these high quality CTBTO signals is shown in Figure 3). In a second step, a depth-phase recognition method was applied. This method is based on a new improved cepstral analysis as well as a focal mechanism genetic algorithm inversion that focuses on depth resolution through an envelope-fitting procedure and adapted reproduction and mutation functions.



**Figure 2:** Depth estimations for the Po Plain earthquakes according to different institutes compared to the INGV (Roma) depth estimations. The INGV bulletin is assumed to deliver the best depth estimations. (a) Depths from the ISC catalog. We note an underestimation of the depths compared to the INGV Roma catalog. (b) CSEM/EMSC catalog. We note some fixed depths. (c) NEIC catalog. We note that most of the earthquake depths are fixed according to the INGV catalog. (d) GENOA catalog.

In a future study, we will analyse the regional accelerometric data in order to characterize the corner frequencies and stress-drop of the Po Plain earthquakes. We therefore have only

analysed the depths of recent earthquakes for which high quality regional accelerometric data are also available. We selected all earthquakes with a local magnitude above 3 from the INGV catalog and obtained a list of 75 events, which are well recorded at regional distances by the RAIS, INGV Milano network. For each of these earthquakes, CTBTO array seismological data were requested, and all signals were visually inspected using different frequency bands. Stack procedures were applied to increase the signal to noise ratio in a given frequency band (often 0.8-2 Hz). The teleseismic P-wave is assumed to be detected when the maximum amplitude of the array beam around the theoretical P-wave arrival (using the IASP91 propagation table, 10 s before the estimated arrival time and 50 s after) is more than three times the amplitude of the noise. If an event shows at least four arrays with P-wave detections, a teleseismic depth estimation is computed. For the Po Plain area, all events above INGV local magnitude 3.9 were analyzed. Hence, from the provided 75 events, 27 were extracted. Five other earthquakes, already studied by other authors using teleseismic data, were added to this selection (see Figure 4).



**Figure 3:** Example of teleseismic signals for the Po Plain event of 25 January 2012. (a) Station distribution. (b) Recorded signals showing clear depth phase arrivals.

In Figure 4, we show the summarized results of the cepstral analysis and the genetic algorithm inversions. The cepstral analysis is not able to characterize the depths of shallow earthquakes (as seen for events 1, 4, 29, 31), but the genetic source inversion managed to converge to the same depth as the one found by INGV for these shallow events. Only three events show teleseismic solutions different from INGV regional solutions. For these three events, we have

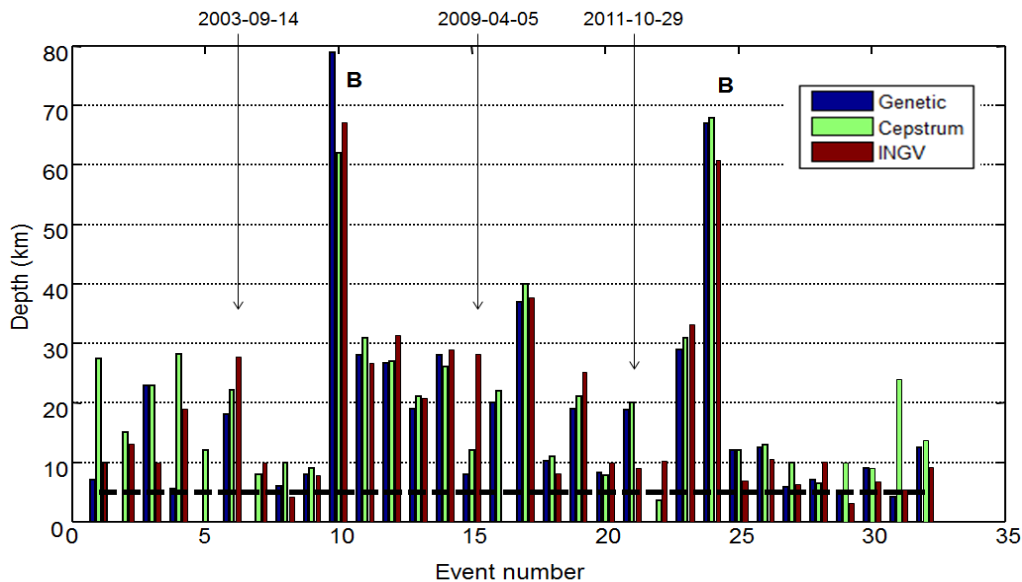
# INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS SUR LES PROPRIÉTÉS SISMIQUES

detected clear depth phases in the teleseismic records that suggest that our new depth determinations are robust and have to be preferred. Apart from these three events, we still note small differences (often less than 5 kilometers) between the depth values found by our teleseismic methods and INGV regional estimations. The main uncertainty of teleseismic estimation is due to errors of the crustal models (IASP91 for the cepstral method and CRUST2.0 for the genetic inversion). The quality of the phase detection leads to significant errors if the detected phases are not correctly identified. For the cepstral method, peaks are interpreted as pP detection for most of the events and sP are rarely visible (which is coherent with the fact that most of the earthquakes are occurring on thrust faults). PcP theoretical arrival times have been estimated to ensure that the pP and PcP phases were not confounded.

Date (yyymmdd)	Time (HHMM)	Secs	Lon (°)	Lat (°)	Depth (km)	Magnitude
120603	1920	43.00	10.9430	E 44.8990	N 13	5.1
120531	1904	04.00	10.9800	E 44.8910	N 8.7	4.2
120529	1100	25.00	10.9470	E 44.8790	N 5	5.2
120529	1055	57.00	11.008	E 44.8880	N 9	5.3
120527	1818	45.00	11.1580	E 44.8820	N 4.70	4.0
120523	2141	18.00	11.2510	E 44.8680	N 4.80	4.3
120520	1737	14.00	11.3800	E 44.8800	N 3.20	4.5
120520	1318	02.00	11.4900	E 44.8310	N 4.70	5.1
120318	1600	05.00	10.9850	E 45.7790	N 10.90	3.1
120305	1515	06.00	9.3770	E 44.5400	N 12.5	4.1
120229	1534	57.00	9.0170	E 44.8240	N 6.50	3.7
120127	1534	22.00	10.0510	E 44.4610	N 65.60	3.2
120127	1453	13.00	10.0300	E 44.4800	N 67	5.4
120125	2301	06.00	10.5300	E 44.8750	N 32.40	3.3
120125	1743	36.00	10.5090	E 44.8620	N 30.70	3.5
120124	2354	46.00	10.9730	E 45.5410	N 3.5	4.2
111205	1602	00.00	10.6390	E 45.6510	N 20.30	3.1
111104	1105	00.00	11.5170	E 44.7520	N 34.60	3.0
111031	2234	05.00	10.9270	E 45.7020	N 8.50	3.1
111031	2212	44.00	10.9160	E 45.7220	N 6.50	3.4
110919	2155	20.00	10.2350	E 44.6120	N 10.40	3.0
110913	1846	00.00	12.0530	E 45.9090	N 7.40	3.1
110913	1835	23.00	12.0860	E 45.8760	N 3.20	3.5
110908	1317	27.00	10.1960	E 44.6260	N 19.40	3.7
110725	1231	20.00	7.2840	E 44.9820	N 19.5	4.3
110717	1830	23.00	11.4100	E 45.0100	N 10.25	4.7
091019	1008	00.00	9.735	E 44.76	N 25.8	3.9
090106	1609	00.00	10.2120	E 45.5650	N 8.50	3.1
081226	1705	04.00	10.2750	E 44.5350	N 5.30	3.0
071231	1004	59.89	10.2200	E 44.5000	N 26.10	3.0
070917	1843	48.27	9.4000	E 45.3900	N 36.00	3.2

**Table 1:** List of the 34 selected earthquakes with reliable depth estimation and good regional accelerometric data used for the inversion. The depth is fixed from the teleseismic depth estimation when available; otherwise, the INGV Roma depth is selected.

The 27 January 2012 earthquake ( $M_w=5$ , see table 1) is particularly interesting. This earthquake has been well recorded at regional distances by the INGV network (area B in Figure 1). The depth obtained by INGV is around 60 km, which is strangely deep for this area characterized by intra-continental crustal seismicity. This earthquake has also been well recorded at teleseismic distances (Fig. 5a), with good azimuthal coverage. In Figure 5, the clear depth phases pP and sP associated with this event confirm that this earthquake is a deep event (around 67 km). Hence, by combining different data and stations (regional or teleseismic), different methods (regional localizations, cepstral analysis and genetic algorithm inversions), and different propagation models (regional models, CRUST2.0), we show that the obtained results are coherent and all show a large depth around 60-67 km. In Figure 5 an unusual phase between the P and pP phases is also observed. The recorded phases are all due to the same source (the regional information allows us to reject a multi-event scenario). This phase cannot be interpreted as a PcP or pP phase given the arrival times and the theoretical propagation tables. The only defensible interpretation of this observation is a reflection on an interface characterized by high seismic property changes: the Moho reflection phase (pmP). This phase, rarely detected in global seismology, definitively demonstrates the occurrence of a non-crustal event. Using the CRUST2.0 global model, the timing of the pmP phase provides an estimation of the Moho depth around 40-45 km. This Moho depth determination is consistent with Wagner *et al.* (2010) results. Teleseismic data thus helped confirm regional depth estimations, but also provided new interesting insights into tectonic/geological processes.

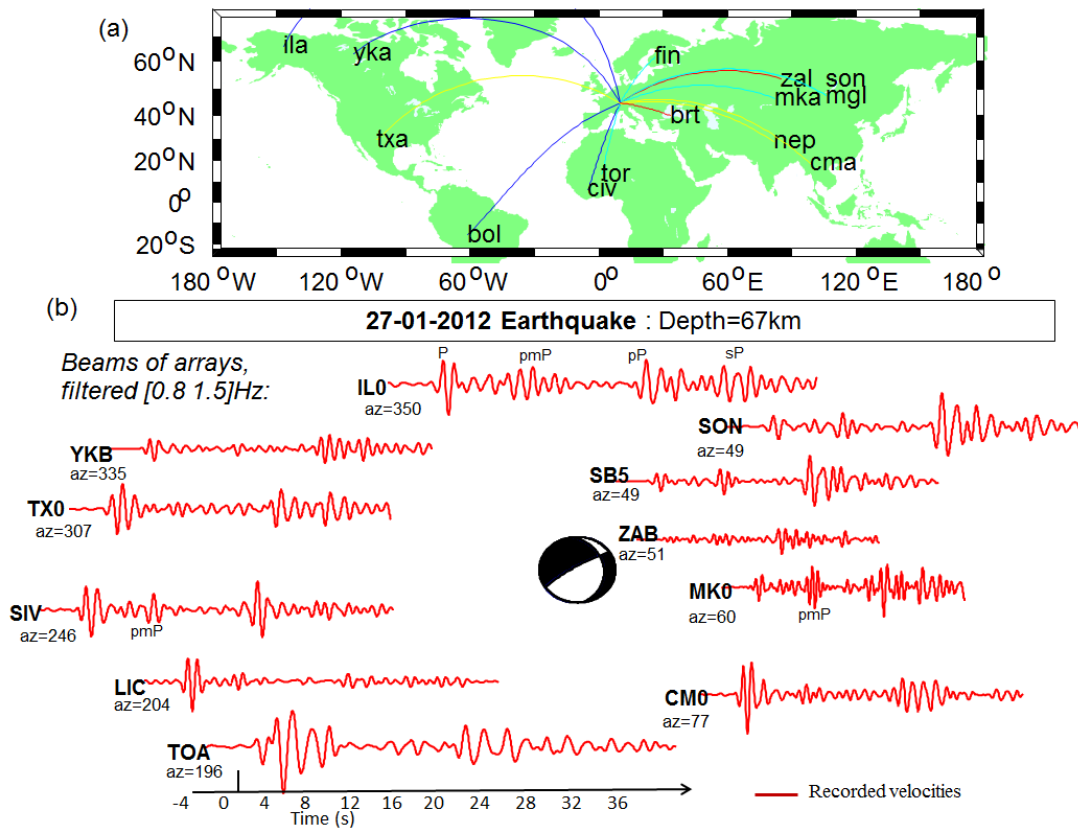


**Figure 4:** Comparison between teleseismic depth estimations and regional depth estimations from INGV. The two deep earthquakes are in the B-area (Figure 1). Three outliers are detected, which show significant differences between the regional depth and the preferred teleseismic depth. The dashed line is for 5 km.



# INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS SUR LES PROPRIÉTÉS SISMIQUES

To conclude, the depths obtained through the analysis of various datasets (CTBT and INGV stations), methods (teleseismic and regional inversion scheme), and crustal models (CRUST2.0, IASP91, INGV regional model) are consistent for most events and confirm the occurrence of two unusual events, more than 60 km deep. Moreover, teleseismic phases show reflection on the Moho and the fact that these deep earthquakes are located in the upper mantle. The analysis of teleseismic data confirms the reliability of the regional INGV catalogue whose depths estimations will be used for events not characterized by teleseismic depth phases.

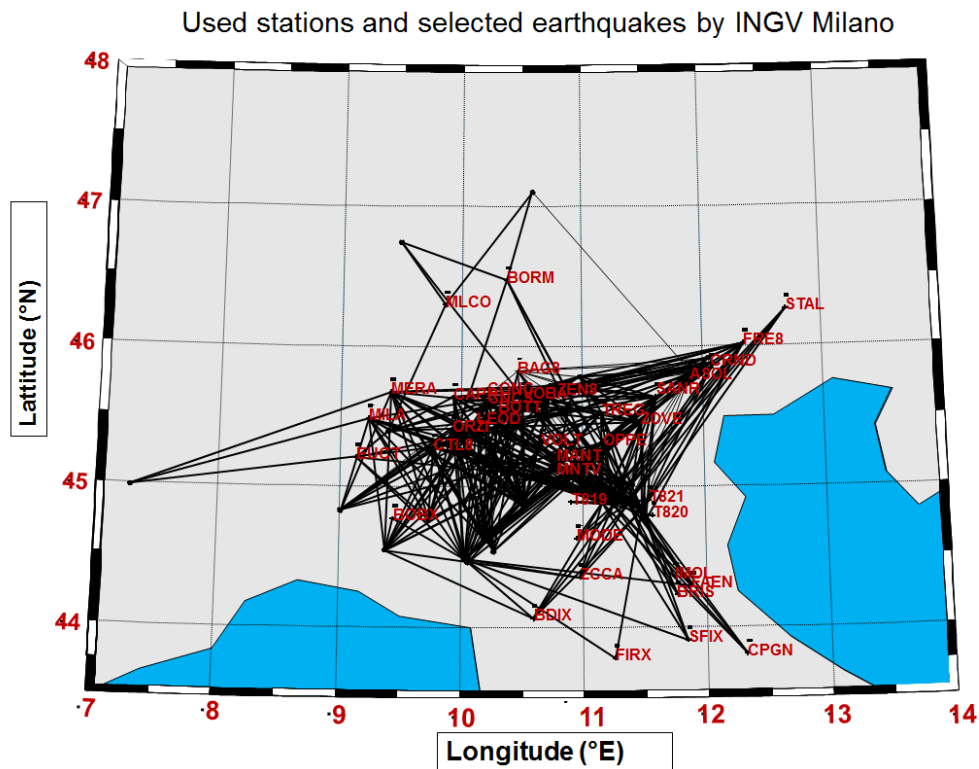


**Figure 5:** Teleseismic recordings (Z-component) for the Po Plain event of 27 January 2012. (a) Station distribution. (b) Recorded signals showing clear depth phase arrivals. For some stations in different azimuths, a clear phase arrival is detected between the P arrival and the pP arrival, which is interpreted as a pmP phase (a phase reflected on the surface of the Moho discontinuity).

## Regional Propagation Effects and Local Site Effect Correction for source parameter estimation

### Selection of data and pre-processing

In the following, the stress-drops were estimated from the analysis of accelerometric ground-motions recorded at regional distances. The generalized inversion method of Drouet *et al.* (2010) was used. The ability to characterize earthquake source spectra by removing path and site effects is highly dependent on the dataset. In order to increase the number of useful events, all events above a local magnitude of 3 and below 4 were considered and we analysed the average S-wave acceleration Fourier spectra of 75 events. Following Drouet *et al.* (2010), we used a time window beginning 1 sec before the Sg arrival with a duration of 5 seconds, which is a reasonable compromise between the need to select mostly Sg waves (and exclude the other phases) and the need to get enough energy to compute the Fourier acceleration spectra. Stations from RAIS and CNT networks were used.



**Figure 6:** Selected paths, i.e., selected couples (station, event) for the study of the source properties of the Po Plain earthquakes. The center part of the Po Plain is well covered by the rays.

These 45 stations are located within the Po Plain where important site effects and basin-induced surface waves are expected. Castro *et al.* (2013) have shown that the basin resonance frequency is close to 0.1 Hz. The minimum frequency used is 0.2 Hz since the noise level is high for low frequencies and we limit the inversion to frequencies lower than 30 Hz. The

networks consist of Kinematics Etna or K2 digital recorders with a natural frequency of 50 Hz and 1 g full scale. The records, which have a sampling rate of 200 samples per second, have been baseline corrected and the instrument response has been removed. Most of the stations are on the sedimentary part of the Padania Plain and the noise level is high. Some of the records also show saturation or recording problems. All spectra and time series were then checked manually and the group was selectively refined in order to build a final set of only 34 events with very high data quality recorded by at least 3 stations (Table 1). Eleven events are characterized both by a regional and teleseismic depth estimation. For the 19 smaller events, the INGV regional depth is available and assumed to be acceptable. The source-station paths are represented in Figure 6. As our ability to separate source from propagation path effects depends on the path redundancy (multiple crossing travel paths), we expect a larger resolution in the center part of the Po Plain.

### Forward model and inversion

Following Drouet *et al.* (2011), each observed S-wave acceleration Fourier spectrum from source  $i$  and receiver  $j$  can be described as a product of a source term, a regional propagation path effect, and a local site transfer function:

$$A_{ijk}(r_{ij}, f_k) = (2\pi f)^2 \Omega_i(f_k) D_{ij}(r_{ij}, f_k) S_j(f_k) \quad (1)$$

$A_{ijk}(r_{ij}, f_k)$  is the acceleration Fourier spectra observed from source  $i$  at receiver  $j$ .  $\Omega_i(f_k) \sim \frac{M_{0i}}{\left[1 + \left(\frac{f_k}{f_{ci}}\right)^2\right]}$ , is the source term, which includes the source spectra and near-source attenuation, and is described using the Brune source model, where  $M_{0i}$  is the seismic moment, and  $f_{ci}$  the corner frequency of event  $i$ .

$$D_{ij}(r_{ij}, f_k) = \exp\left(-\frac{\pi r_{ij} f_k}{Q(f_k) v_s}\right) \times \frac{1}{r_{ij}^\gamma} \quad (2)$$

$D_{ij}(r_{ij}, f_k)$  is the source-receiver propagation path effect, including the geometrical spreading and attenuation along the ray path, where  $v_s$  is the average S-wave velocity along the path (assumed to be 2.9 km/s) and  $Q(f_k)$  is the frequency-dependent quality factor.  $\gamma$  is the geometrical spreading term.  $S_j(f_k)$  is the local site effect.

We then solve a system of equations where the unknowns are the  $m_{0i}$  values (related to seismic moment) and the corner frequency  $f_{ci}$  for each event  $i$ , the site term  $S_{jk}$  for each station  $j$  and each frequency  $f_k$ , and the attenuation parameters  $Q_0$ ,  $\alpha$ , and  $\gamma$ . We use a modification of an iterative Gauss–Newton method developed by Drouet *et al.* (2011) based on linear inversion theory from Tarantola (2004). This inversion method has already been described and discussed in several studies (Drouet *et al.*, 2011 and Drouet *et al.*, 2008) and the inversion scheme has simply been improved using a damping factor and the simplex method.

### Correction for directivity and kappa effects

Directivity effects may have an impact on source spectra (Haskell, 1964; Kane et al., 2013; Chen et al., 2013). These effects are, however, difficult to estimate since the rupture direction is unknown for such small events. Thus, we assumed that directivity effects are averaged out by using the recordings of a large number of stations from a large range of azimuths (Shearer et al., 2006; Allmann and Shearer, 2007). The local site effects have all been corrected using a homogeneous kappa value  $k = 0.05$ . This kappa value was chosen according to the results obtained recently by Castro (2012). This correction implies that the differences between this chosen kappa value and station-specific kappa values will be taken into account by the site coefficient.

### Using different anelastic attenuation models

According to Ide et al. (2003) and Goertz-Allmann and Edwards (2014) a frequency dependent attenuation model has been chosen. Goertz-Allmann and Edwards (2014) have shown that the dependency of attenuation on depth could be a masking effect for the stress-drop/depth dependency. Assuming  $Q$  to depend both on depth and frequency, they observe that the depth dependency of the stress-drop disappears. Hence, different attenuation models (with and without a depth dependent attenuation) have been chosen and five different  $Q$  models have been tested. The first chosen model is a classical homogeneous model (equation 2) and the second, third and fourth models are depth dependent, layered models (equation 3)

$$D_{ij}(r_{ij}, f_k) = \exp\left(-\sum_p^n \frac{\pi r_{ij} f_k}{Q_p(f_k) v_{sp}}\right) \times \frac{1}{r_{ij}^\gamma} \quad (3)$$

Here,  $p$  is the layer number (in our case  $n = 1, 2, \text{ or } 3$ ), characterized by an anelastic attenuation factor  $Q_p(f_k) = Q_{0,p} f_k^{\alpha_p}$ , where  $v_{sp}$  is the local velocity in the layer  $p$  and  $r_{ij}$  is the ray distance into each layer, which is obtained by a simple ray tracing through a fixed 1D velocity model. We used the Padania models (Models 2 and 3) and a 1D model derived from Vuan (2011) (Model 4). The geometrical spreading is based on the hypocentral distance  $r_{ij}$ . The use of an exponent  $\gamma$ , not equal to 1, manages the path complexity effect for this geometrical decay.

Finally, the last and most realistic attenuation model (Model 5) is a path dependent attenuation model following Goertz-Allmann and Edwards (2014), where the attenuation pattern is given by equation 4. The use of this path dependent model implies the inversion of many parameters ( $t_{ij}$ , equation 4). In order to avoid the possible tradeoff between these parameters, the site terms of equation 1 are fixed using the mean values of the other inversions (homogeneous and layered models). This working hypothesis is based on previous generalized inversion analyses, which have shown that the inverted site factors weakly trade off with attenuation and source parameters (e.g. Drouet et al., 2008).

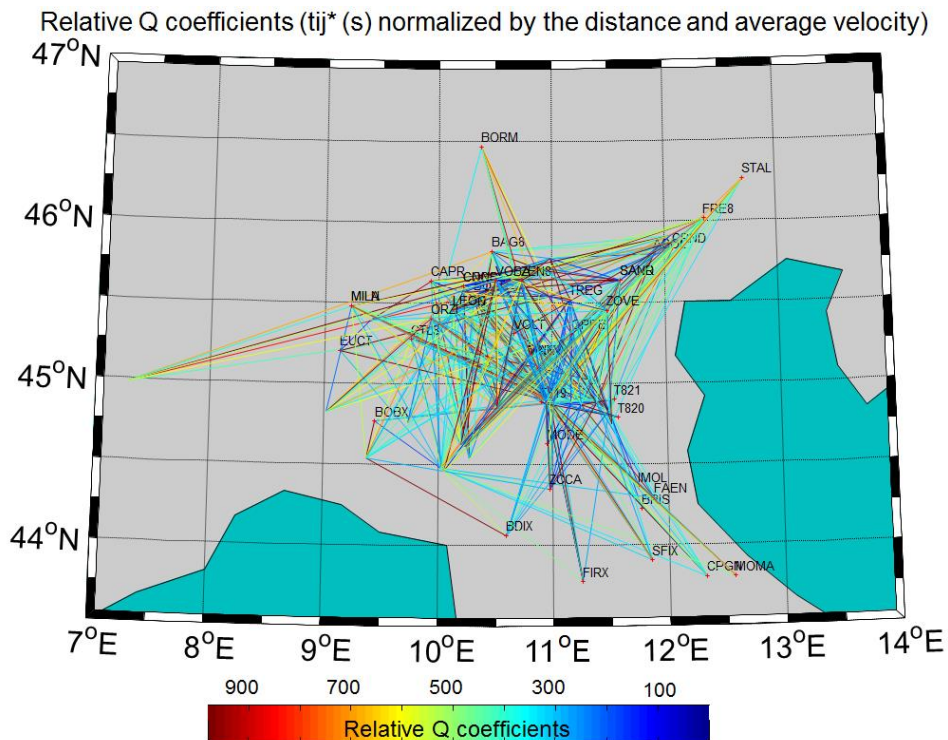
$$D_{ij}(r_{ij}, f_k) = \exp\left(-\sum_p^n \frac{\pi t_{ij} f_k}{f_k^{\alpha_p}}\right) \times \frac{1}{r_{ij}^\gamma} \quad (4)$$

**Analysis of the inverted attenuation model**

Table 2 describes the inverted parameters and the associated misfits of these five models (L2 norm between synthetics and real accelerograms). The anelastic attenuation parameters are highly variable from one model to another, which shows that the solution is not unique and that several models explain the data equally well. The 3D model, as expected given the larger number of inverted parameters, leads to a smaller misfit.

Attenuation model	Geometric attenuation (Gamma)	Used velocity model	Inversion misfit
$Q=657*f^{0.5}$	1.029	2800m/s	0.719
<b>h&lt;3km:</b> $Q=95*f^{0.43}$			
<b>h&gt;3km:</b> $Q=545*f^{0.4}$	0.968	Padania	0.715
<b>h&lt;3km:</b> $Q=156*f^{0.56}$			
<b>h&gt;3km – h&lt;36km:</b> $Q=2470*f^{0.79}$	0.998	Padania	0.717
<b>h&gt;36km:</b> $Q=1853*f^{0.2}$			
<b>h&lt;5km:</b> $Q=590*f^{0.44}$	1.026	Vuan	0.721
<b>h&gt;5km:</b> $Q=611*f^{0.54}$			
<b>3D Path dependent</b>	1.08	2800m/s	0.49

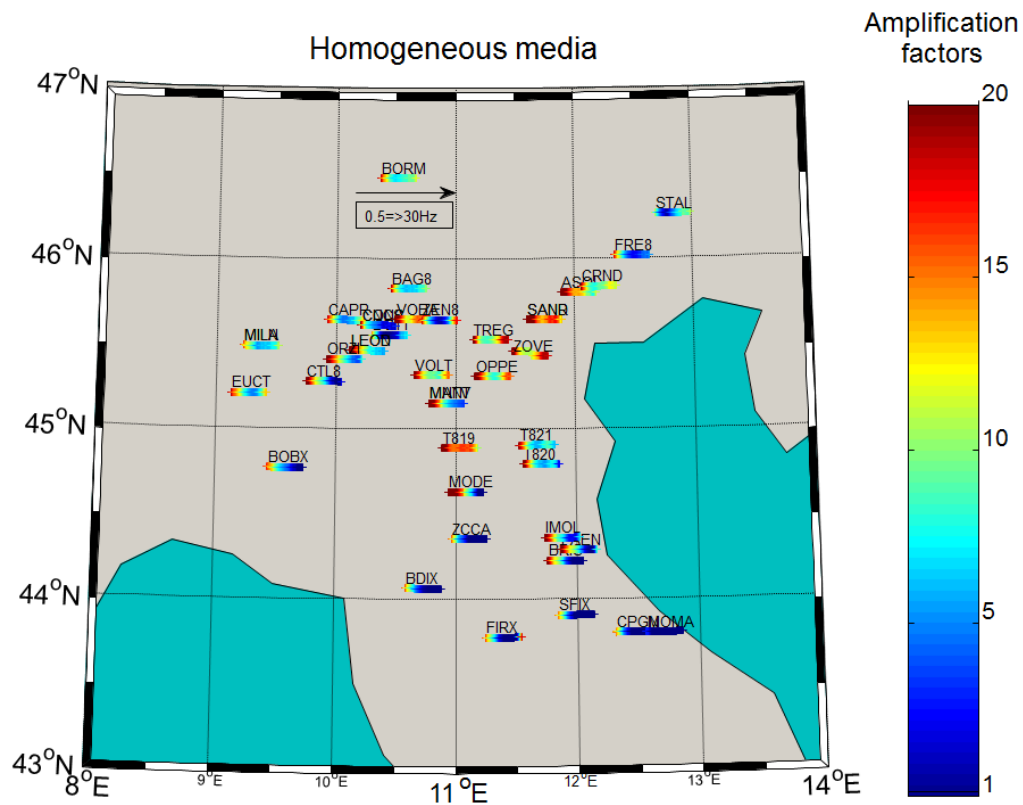
**Table 2:** The inverted parameters and associated misfits of the five chosen attenuation/velocity models (L2 norm between synthetics and real accelerograms).



**Figure 7:** Attenuation factors inverted using equation 4 for each path. The center of the Po Plain is characterized by higher attenuation (probably due to the sedimentary layers).

According to our knowledge of the Po Plain geological setting, our preferred solutions are the 3D model (model 5) and model 2, which is characterized by a two layer attenuation model and a low quality factor ( $Q_0 = 95$ ) shallow layer (<3 km) consistent with the sedimentary basin. Figure 7 illustrates the 3D path-dependent attenuation values and shows that the attenuation properties are controlled by the Po Plain sedimentary layer geometry.

The inverted amplification factor ( $S_{ij}$ ) values are shown in Figure 8. These large (the maximum values are close to 20) amplification factors are explained by the deep sedimentary Po basin. Indeed, the site amplification values derived from generalized inversions take into account both the effect of surface layers and the effect of the deep layers (5-6 km deep in the central part of the Po Plain). The stations located at the border on the Po Plain show smaller amplification values as expected.

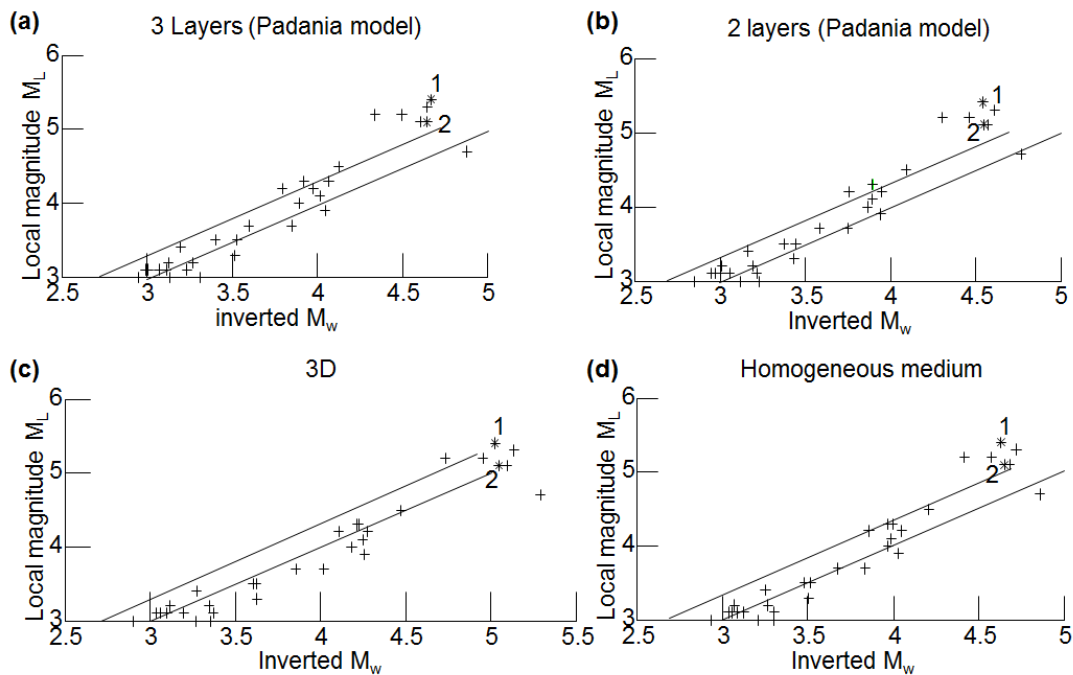


**Figure 8:** Site effects for the half space attenuation model (using equation 2). For each station we represent the value of the amplification varying from 0.5 (left) to 30 Hz (right). We notice large amplification factors in the center of the Po basin. The border of the Po Plain shows smaller amplification values.

### Inverted source model, stress-drop magnitude, and depth dependencies

The inverted moment magnitudes are shown in Figure 9. On average they are slightly lower than local magnitudes estimated by INGV (0.3 lower on average), and they vary according to the chosen attenuation model. The main differences between local magnitude and moment magnitude are observed for the higher magnitude (above 4.5) earthquakes inverted with a 1D propagation model.

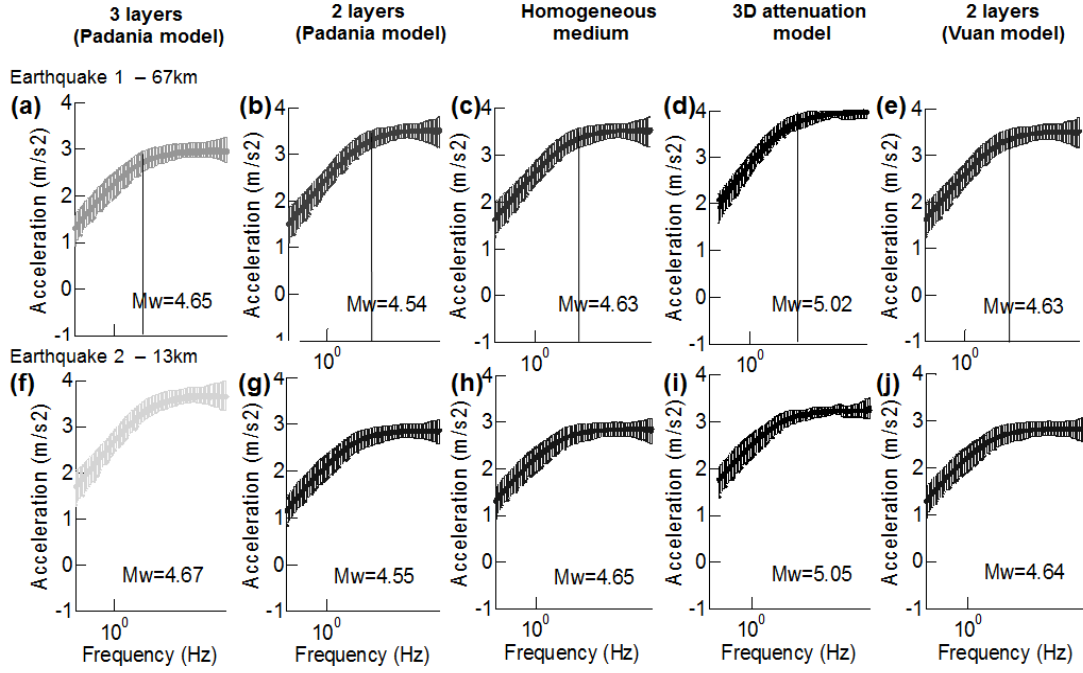
The layered attenuation models (Figure 9, a and b) are characterized by a high attenuation for the first three kilometers of the crust. The layered model magnitudes are found to be higher than for the homogeneous and 3D attenuation model, which can show a possible trade-off between attenuation and magnitude during the inversion scheme. Indeed, a significant attenuation in the shallower sedimentary layers may have a similar effect to a global decrease of the estimated magnitudes for the acceleration spectra amplitudes.



**Figure 9:** Comparison between the local magnitude from INGV and the inverted moment magnitudes according to the different attenuation models. For further comparison, two earthquakes (1 and 2) are marked in the figure. Earthquake 1 is the deep earthquake below the Moho (67 km,  $M_w=5.4$ ), earthquake 2 is a shallower earthquake (06/03/2012) with a magnitude of 5.1.

In Figure 10, we represent the source acceleration spectra for two earthquakes, one deep and one shallow, according to the different attenuation models. We note that an increase of 0.5 units of magnitude is observed for the 3D attenuation model. The magnitudes are almost equivalent within the layered models, but the corner frequencies show important variations.

For instance the earthquake 1 corner frequency is around 4 Hz for the 3D model, 2.5 Hz for the model with two layers (Padania velocity model), and 1.5 Hz for the model with three layers (Padania velocity model).



**Figure 10:** Inverted source acceleration spectra according to the different attenuation models for the two earthquakes **1** and **2** (Figure 9). For each attenuation model and each earthquake, we present the mean of the station source spectrum (main line in bold) and the standard deviation (vertical lines). The use of the 3D attenuation model leads to an increase of the moment magnitude by almost 0.5. All the inverted source spectra manage to reproduce Brune's source spectral shape.

To check the resolution of the inverted source parameters, we isolated the source spectra and performed a grid search on the corner frequency and magnitude parameters. The misfit values reached during this grid search are shown according to corner frequencies and magnitudes in Figure 11 (for the 3D and 2 layer attenuation models). The corner frequency solutions are clearly non-unique. The resulting corner frequencies are more variable than the inverted magnitudes. The associated inverted stress-drop values are non-unique and vary within a range of about 10 without degrading the source spectra fit. The absolute value of the estimated stress-drop is hence very difficult to constrain, even if the source spectrum is perfectly isolated from the observed spectrum. The stress-drops were finally estimated according to Brune (1970), using equation (5):

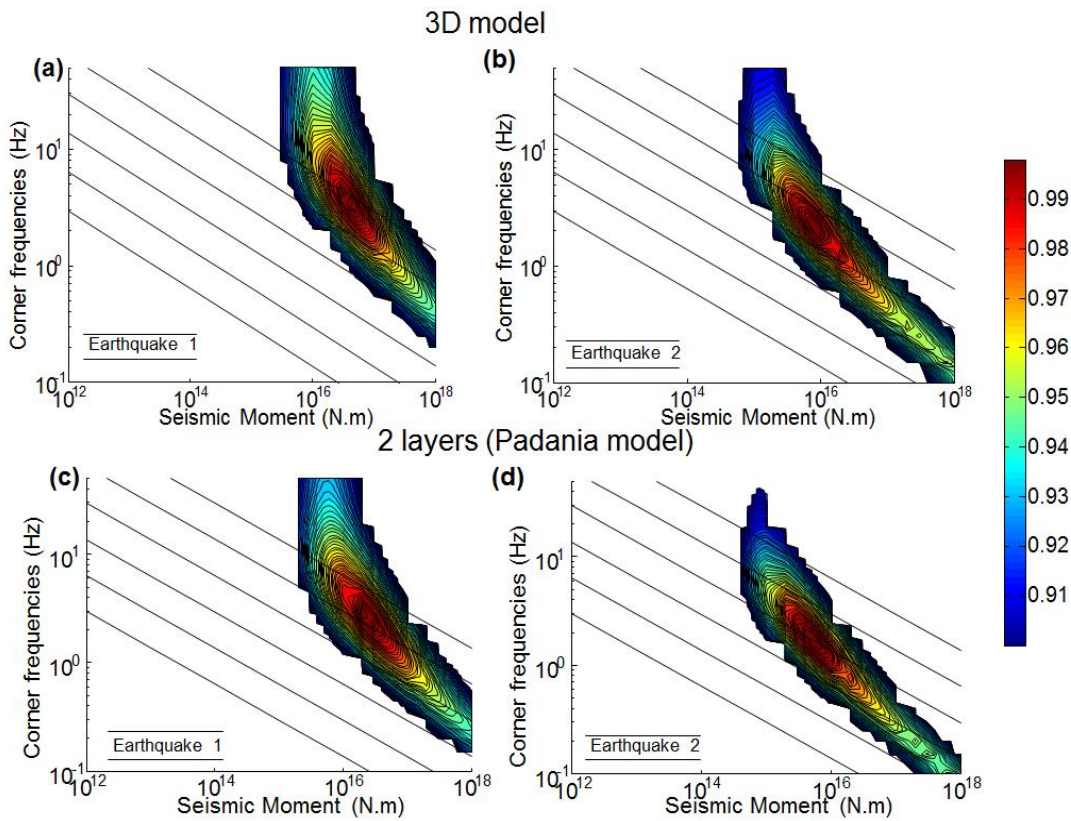
$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} M_0 \times \left( \frac{f_c}{0.37 * v_{sp}} \right)^3 \quad (5)$$

The relative variations of stress-drops are consistent from one model to another, but the absolute values are different, which confirms that the attenuation model plays an important



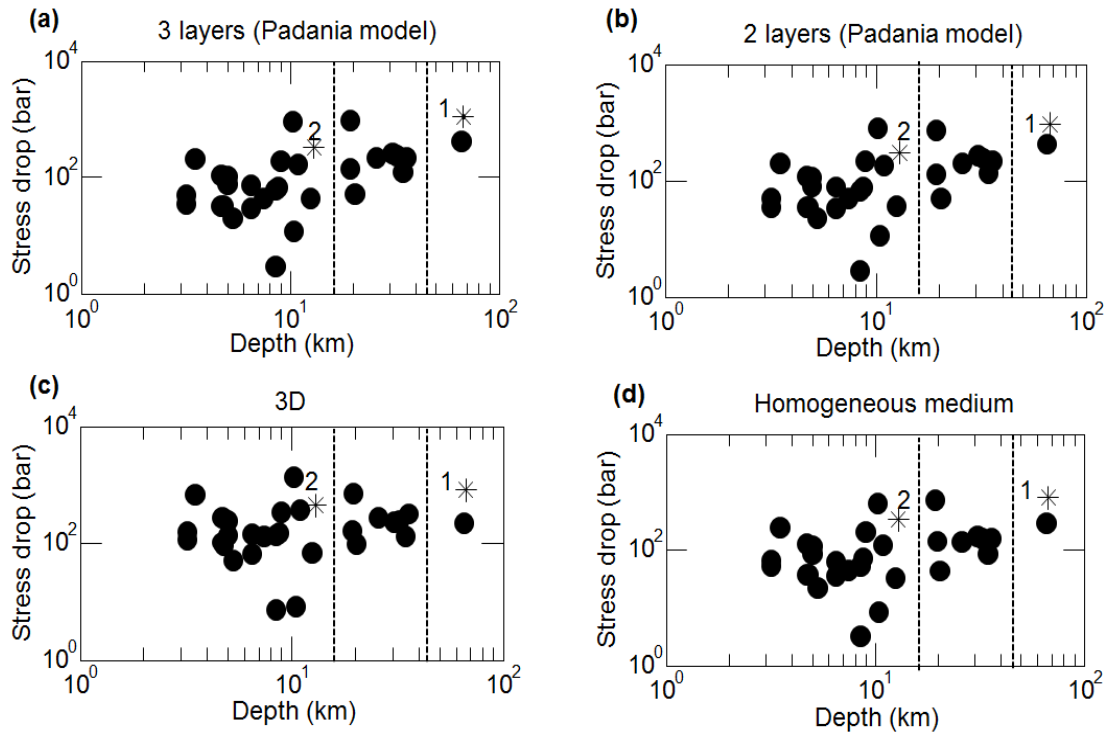
## INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS SUR LES PROPRIÉTÉS SISMQUES

role for the source characterization as seen by Goertz-Allmann and Edwards (2014). The results all indicate a slight increase of the stress-drop with depth (Figure 12). This dependency is larger for 1D (2 layers and 3 layers) attenuation model inversions. The use of a 3D attenuation model decreases the dependency of stress-strops with depth.



**Figure 11:** Estimation of the misfit (color scale) for each attenuation model and each earthquake. The misfit is evaluated using an L2 norm between the simulated Brune’s spectrum obtained from different values of moment magnitudes and corner frequencies and the isolated source spectrum after the inversion. We present here the results of the grid search on moment magnitude and corner frequency for the earthquakes **1** (a, c) and **2** (b, d) (see Figure 9 and 10). The lines represent constant stress-drop values estimated from corner frequencies and seismic moments using a constant velocity of 2800m/s. The lines of constant stress-drop values are from 0.1 bar to 10000 bars (respectively from bottom to top: 0.1, 1, 10, 100, 1000, 10000).

All the inversions confirm the high stress-drop values of the events located below the Moho discontinuity. We also notice a large range of stress-drop values (from 1 to 1000 bars) for the earthquakes located around 10 km deep.



**Figure 12:** Stress-drop values according to depth from the inverted source spectra for the different attenuation models: (a) For the Padania velocity model and a three layer attenuation model, (b) Padania velocity model and a two layer attenuation model, (c) 3D attenuation model, (d) Half space model. Earthquakes **1** and **2** (stars) are also shown in Figures 9, 10 and 11. The dashed lines are subjective separations between shallow earthquakes in the upper crust, intermediate earthquakes in the lower crust and deep earthquakes in the upper mantle.

The limited number of available inverted earthquakes is an important constraint. The slight stress-drop increase with depth may be an artifact due to velocity model errors as we take into account the variation of the velocity structure with depth in equation (5). If the crustal velocity increases more with depth that we assumed using the chosen Padania or Vuan velocity models, the depth dependency of stress-drop may disappear. Moreover, as described in the first paragraph, the uncertainties of earthquake depth estimations are still significant despite our teleseismic analysis. The relative positions of the focal depths between an earthquake at 10 km deep and one at 20 km deep can be trusted as we have compared different depth estimations from different methods and found coherent results with variations lower than 5 km. However, when comparing shallow earthquakes (below 10-15 km) the relative positions between the focal depths are not so well constrained. It is then difficult to interpret the variations of the stress-drops for the events less than 15 km deep.

Despite these limitations, we observe that deeper events show lower stress-drop variations than shallow earthquakes. These deep earthquakes show higher stress-drop values. This observation is robust and is also consistent with other published results. Hence, Oth (2013) has shown that sub-crustal events in Japan show higher stress-drop and smaller variations than shallow events. Allmann and Shearer (2009) also suggested high stress-drops for earthquakes deeper than 30 km.

Meissner and Strehlau (1982) suggested that the brittle/ductile crustal transition zone located around 10 km may produce earthquakes with a large range of stress-drop values. This study is in good agreement with this hypothesis: large and small stress-drops are observed for earthquakes generated around 10 km. This stress-drop variability could then be explained by the brittle/ductile transition zone where the rock strength decreases abruptly (Scholz, 2002).

### **Conclusion**

We demonstrated that the choice of the attenuation model has a significant impact on the source parameter results, as proposed by Goertz-Allmann and Edwards (2014). The inverted magnitude depends on the chosen attenuation model and the corner frequency inversion is characterized by a significant non-uniqueness problem. Site effect results seem to be stable and less dependent on the chosen attenuation model.

Absolute values of attenuation parameters are not constrained without any a priori information, as they have a trade off with source parameters, and even nonrealistic values of  $Q$  ( $Q > 1000$ ) can be found with a good misfit, which is compensated mainly by variations in source parameters. However, we show that the relative variations of attenuation properties are indicative of the 3D properties of the attenuation medium, and the resulting 3D attenuation is quite consistent with sedimentary layer boundaries.

We found higher stress-drop values for the events located below and close to the Moho discontinuity, in accordance with previous studies of Allmann and Shearer (2009) and Oth (2013). The shallower crustal earthquakes show large stress-drop variations (from 1 to 1000 bars) compared to deeper earthquakes, as seen by Oth (2013). Following Meissner and Strehlau (1982), this stress-drop variability could be due to the brittle/ductile transition zone around 10 km.

The limited number of inverted earthquakes and the depth and stress-drop uncertainties do not allow us to conclude on a precise depth/stress-drop relationship. Our results suggest a rather slight increase of stress-drop with depth. The fact that depth is not a key controlling factor of stress-drop values confirms the key role of other parameters such as the focal mechanism, fluids, pore pressure, and temperature as suggested by Meissner and Strehlau (1982) and Oth (2013).

## Bibliography

Atkinson, G. M., & Beresnev, I. (1997). Don't call it stress drop. *Seismological Research Letters*, **68**(1), 3-4.

Allmann, B.P. and Shearer P.M (2009). Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes., *J. Geophys. Res.* , 11 4, B01310, doi:10.1029/2008JB005821.",

Allmann, B.P. (2011). Earthquake Rupture Imaging and Multiscale Stress Drop Estimation. ProQuest LLC

Allmann, B. P., & Shearer, P. M. (2007). A high-frequency secondary event during the 2004 Parkfield earthquake. *Science*, **318**(5854), 1279-1283.

Bondár, I. & Storchak, D. (2011). Improved location procedures at the International Seismological Centre. *Geophysical Journal International*, **186**(3), 1220-1244.

Brune, J. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997–5009

Castro, R. R., Pacor, F., Puglia, R., Ameri, G., Letort, J., Massa, M., & Luzi, L. (2013). The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy) and the main aftershocks: S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects. *Geophysical Journal International*, **195**(1), 597-611.

Chen, Y., Letort, J., Cotton, F., & Drouet, S. (2014). High-frequency directivity effects: evidence from analysis of the Les Saintes records. *Journal of Seismology*, 1-10.

Douglas, J., 2001. A critical reappraisal of some problems in engineering seismology. *PhD, University of London (Imperial College of Science, Technology and Medicine)*.

Drouet, S., Cotton, F., & Guéguen, P. (2010).  $v_{S30}$ ,  $\kappa$ , regional attenuation and  $M_w$  from accelerograms: application to magnitude 3–5 French earthquakes. *Geophysical Journal International*, **182**(2), 880-898.

Drouet, S., Bouin, M-P., Cotton, F., 2011. New moment magnitude scale, evidence of stress drop magnitude scaling and stochastic ground motion model for the French West Indies, *Geophys J. int.*, **187**, 1625-1644, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05219.x.

Drouet, S., Chevrot, S., Cotton, F. & Souriau, A., 2008. Simultaneous Inversion of Source Spectra, Attenuation Parameters, and Site Responses: Application to the Data of the French Accelerometric Network. *Bull. seism. Soc. Am.*, **98**, 198–219, doi: 10.1785/0120060215

Goertz-Allmann, B. P., & Edwards, B. (2014). Constraints on crustal attenuation and three-dimensional spatial distribution of stress drop in Switzerland. *Geophysical Journal International*, **196**(1), 493-509.

Hanks, T. C. and McGuire R.K, 1981. The character of high-frequency strong ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **71**:2071-2095.

## INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DES SÉISMES MODÉRÉS SUR LES PROPRIÉTÉS SISMOLOGIQUES

---

Hardebeck, J. L., & Aron, A. (2009). Earthquake stress drops and inferred fault strength on the Hayward fault, east San Francisco Bay, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**(3), 1801-1814.

Haskell, N. A. (1964). Radiation pattern of surface waves from point sources in a multi-layered medium. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **54**(1), 377-393.

Ide, S., Beroza, G. C., Prejean, S. G., & Ellsworth, W. L. (2003). Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **108**(B5).

Kane, D. L., Shearer, P. M., Goertz-Allmann, B. P., & Vernon, F. L. (2013). Rupture directivity of small earthquakes at Parkfield. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**(1), 212-221.

Letort, J., Vergoz, J., Guilbert, J., Cotton, F., Sebe, O., & Cano, Y. (2014). Moderate Earthquake Teleseismic Depth Estimations: New Methods and Use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization Network Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **104**(2), 593-607.

Massa, M., Ameri, G., Lovati, S., Puglia, R., Franceschina, G., Pacor, F., Luzi, L. & Augliera, P., 2012. What can we learn from the January 2012 northern Italy earthquakes?, *Annals of Geophysics*, **55**, 1, 2012.

Meissner, R. and Strehlau, J. (1982). Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, **1** (1), 73-89.

Morasca, P., Mayeda, K., Gök, R., Phillips, W. S., & Malagnini, L. (2008). 2D coda and direct-wave attenuation tomography in northern Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**(4), 1936-1946.

Oth, A. (2013). On the characteristics of earthquake stress release variations in Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 377-378, 132-141, doi: 10.1016/j.epsl.2013.06.037.

Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press.

Shearer, P. M., Prieto, G., and Hauksson, E. (2006), Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California, *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/2005JB003979.

Tarantola, A., 2004. Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameters Estimation. *SIAM, Philadelphia*.

Vuan, A., Klin, P., Laurenzano, G., & Priolo, E. (2011). Far-source long-period displacement response spectra in the Po and Venetian Plains (Italy) from 3D wavefield simulations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**(3), 1055-1072.

Wagner, M., Kissling, E. & Husen, S., 2012. Combining controlled-source seismology and local earthquake tomography to derive a 3-D crustal model of the western Alpine region, *Geophys. J. int.*, **191**, 789-802.

## **6. ÉTUDE DE LA GÉOMÉTRIE DE LA SUBDUCTION DE GUERRERO (MEXIQUE) PAR LA DÉTECTION TÉLÉSISMIQUE DE PHASES RÉFLÉCHIES.**

La subduction de Guerrero, au Mexique est caractérisée par des mouvements lents (les séismes lents), qui influent sur le cycle sismique de cette zone. Afin de mieux comprendre et caractériser ces mouvements, il est nécessaire de connaître la géométrie de la subduction. Dans la partie 4.3, nous avons localisé en profondeur les séismes de magnitude supérieure à 4.5 pour cette zone, à partir de la méthode cepstrale. Nous avons ainsi mis en évidence la stabilité des profondeurs des séismes pour la partie de la subduction éloignée de la côte, profonde et plate, au niveau du gap de Guerrero (voir la figure 1 de l'article qui suit). La sismicité est une bonne représentation de la géométrie de la subduction, celle-ci étant en grande partie dans la plaque plongeante. Nous pouvons néanmoins aller plus loin dans l'analyse : nous avons ainsi combiné le résultat de ces estimations de profondeur avec celles obtenues à l'aide de l'ISC-Locator ([Bondar and Storchak, 2011]). De plus, l'accès au réseau du CTBTO nous offre un accès nouveau aux signaux des stations de plusieurs mini-réseaux, permettant une analyse fine des différentes arrivées de phases télésismiques provenant de la subduction. A Guerrero, certains séismes sont dans la plaque plongeante, et génèrent des phases réfléchies sur la surface de son interface supérieure, ainsi que décrit par [Song et al., 2009]. L'idée est donc d'utiliser les réseaux du CTBTO pour détecter avec précision ces phases et en déduire la profondeur de l'interface, puis de la combiner avec les résultats des estimations de profondeurs afin de proposer une imagerie de la géométrie de la subduction.

## 6.1 Source analysis of deep intraplate earthquakes to image the spatial variations of the Guerrero subduction geometry (Mexico).

Jean Letort<sup>1</sup>, Fabrice Cotton<sup>2</sup>, Mathilde Radiguet<sup>5</sup>, Jocelyn Guilbert<sup>3</sup> and István Bondár<sup>4</sup>.

### Abstract

We analyzed and modeled the teleseismic waves originating from 14 deep recent earthquakes on the Guerrero portion of the subducting Cocos plate (Mexico). Following the original approach of Song et al. (2009), we used teleseismic waves reflected on the subduction interface to evaluate the depth of the interface above the focal hypocenter and to specify the subduction interface geometry. We tested different crustal models and we demonstrated that the reflected waves are sensitive to the depth of the interface. Analyses of synthetics also show that introducing a low velocity layer at the plate boundary, as proposed by Song et al. (2009), better explains the data. The estimations of the interface depth are shown to have a weak dependency on errors of focal mechanism determinations. The focal mechanisms, not perfectly constrained during the inversion process, are mainly normal faulting events. In a second part, we conducted an exhaustive analysis of the depth distributions, based on a relocalization of the ISC catalogue using the new ISC-Locator algorithm (Bondar et al., 2011) and improved depth estimations using a new cepstral analysis (Letort et al., 2014). Both methods provide an improved view of the seismicity of the Guerrero area. This newly constrained depth distribution is finally used to interpolate the interface geometry using the punctual estimated interface depths from the phase reflection analysis. Our analysis does not reveal any lateral variation of the slab geometry that could be correlated to the lateral variation of Slow Slip Event properties suggested by Cavalié et al. (2013). Such lateral variations thus must be related to interface frictional property changes.

---

<sup>1</sup> CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France

& Isterre, Grenoble, France

<sup>2</sup> Isterre, Grenoble, France,

<sup>3</sup> CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France

<sup>4</sup> ISC, Thatcham, England,

<sup>5</sup> LSMS, EPFL, Lausanne, Switzerland

jletort@neuf.fr

fabrice.cotton@ujf-grenoble.fr

[jocelyn.guilbert@cea.fr](mailto:jocelyn.guilbert@cea.fr)

[istvan@isc.ac.uk](mailto:istvan@isc.ac.uk)

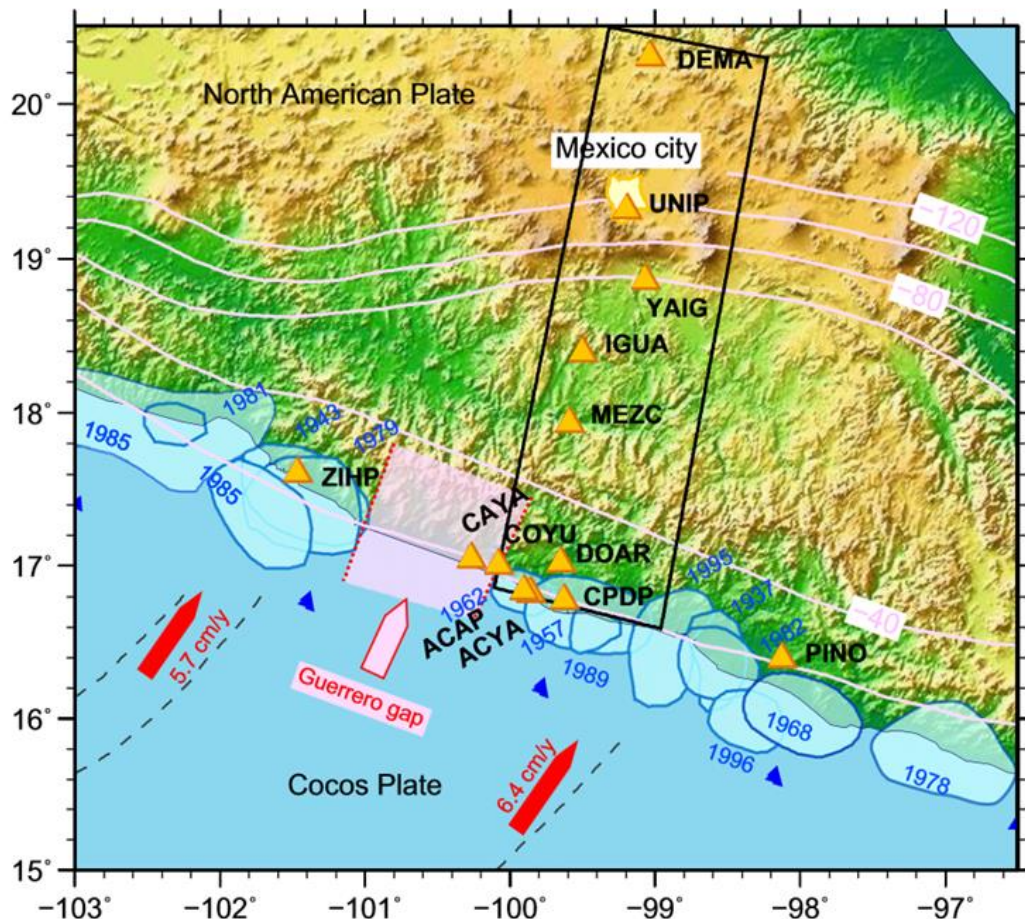
mathilde.radiguet@epfl.ch



## 6.1 Source analysis of deep intraplate earthquakes to image the spatial variations of the Guerrero subduction geometry (Mexico).

### Introduction

Large earthquakes often occur in subduction areas at the boundary between two strongly locked and coupled plates. The increasing availability of geodetic measurements (essentially GPS) allows better analysis of the strain accumulations, slip distributions, and coupling ratios of subduction interfaces. These studies are highly dependent on the available knowledge of the subduction geometry. Classical studies of the subduction geometry, however, rely on the analysis of regional data: relocation of the seismicity collected by regional networks, analysis of gravity data, and receiver function analysis. The quality of regional networks is heterogeneous and receiver function experiments are dependent on several constraints (budget, site availability), which motivates the development of new methods to constrain subduction geometries.



**Figure 1:** Tectonic map of the Guerrero subduction zone modified from Cavalié et al. (2013). Pink lines denote the depth of the interface of the subducted plate (in km). Locations of permanent GPS stations are shown by triangles and the black rectangle indicates the coverage of the radar images used in the study of Cavalié et al. (2013).



This study focuses on the Guerrero segment of the subduction zone in Mexico, where one of the best-recorded series of Slow Slip Events (SSEs) in the world exists. Previous Guerrero slab geometry studies were mostly based on hypocenter locations (e.g. Pardo and Suarez, 1995), and suggested that the subduction interface between the Cocos and North America plates is relatively flat, but steeper on both sides of this area (around 100 km inland from the coast, after the 40 km isoline on Figure 1). Other methods using receiver-function analysis (Perez-Campos et al., 2008; Song et al., 2009) reveal a thin low-velocity zone between the lower continental crust and the slab, which is likely to be altered oceanic crust or a mantle wedge remnant. Its thickness is estimated to be around 10 km, but the resolution of past studies is limited. The seismicity is assumed to be mostly intraslab seismicity associated with normal faulting (Song et al., 2009).

A recent joint-inversion of the Guerrero gap Slow Slip Events combined GPS and interferometric data. This analysis (Cavalié et al., 2013) revealed a lateral variation of the slip distribution along the trench that is spatially correlated to the eastern limit of the seismic gap delimited by the 1962 Acapulco earthquake rupture area (Ortiz et al., 2000). The origin of this lateral variation is still discussed. Such lateral variation could be controlled by heterogeneities of pore fluid pressure at the subduction interface as proposed by Song et al. (2009). In this area, the geometry and properties of the interface of the Cocos plate beneath central Mexico have been precisely determined from receiver functions (RFs) using data from the Meso America Subduction Experiment (MASE). Variations of the subduction geometry on both sides of the MASE transept may exist, however, and could explain the lateral variation of seismogenic properties.

In this paper, we explore the use of seismological data recorded at teleseismic distances to better constrain the Guerrero subduction zone geometry. One important interest of this approach is that such teleseismic wave analysis is independent of the regional seismological station coverage. We analyzed and modeled teleseismic waves from 14 deep recent earthquakes in the subducting plate, which are reflected on the subduction interface. We followed the original approach of Song et al. (2009), which gives a punctual estimation of the depth of the interface above the focal hypocenter. In a second part, we conducted an exhaustive analysis of the depth distributions based on a relocalization of the ISC catalogue using the new ISC-Locator algorithm (Bondar et al., 2011) and improved depth estimations using a new cepstral analysis (Letort et al., 2014). The comparison between our results and past studies of the Guerrero area (e.g. receiver function results) provides a unique opportunity to test these new methods, in hopes that they can be applied to other poorly instrumented subduction areas in the future.

### **Methodology: detecting the reflected phases on the interface of the subducted plate to deduce the interface depth**

Following the original approach of Song *et al.* (2009), we analyzed and modeled teleseismic waves from 14 deep recent earthquakes (see Table 1) in the subducting plate. These earthquakes were selected because they show clear phase reflections on the subduction interface ( $p(sub)P$  and  $s(sub)P$ ; see Figure 2a). This approach gives a punctual estimation of the interface depth. We assume here that the slab above the source is almost horizontal (at least without an important dip angle) and that the velocity contrast between the two plates is

## 6.1 Source analysis of deep intraplate earthquakes to image the spatial variations of the Guerrero subduction geometry (Mexico).

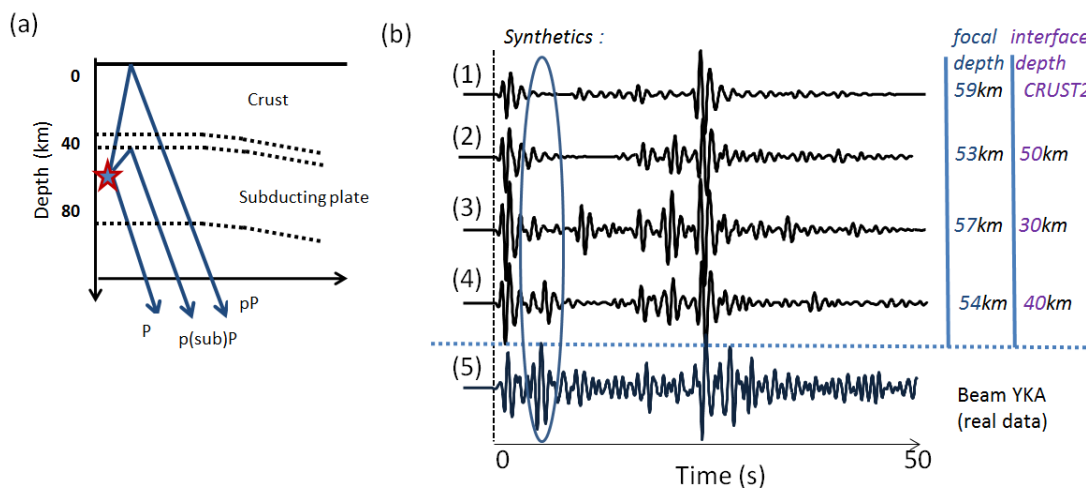
important enough to reflect consistent energetic waves (coherent with the assumption of Song et al. [2009] of a slow/ultra-slow velocity zone). Under these assumptions, the relative arrival time of the reflected wave can be converted to an interface depth using an appropriate 1D velocity model.

**Table 1:** Selected events with detected interface reflected phases

<i>N</i> <sup>*</sup>	<i>Year</i> <i>Month</i> <i>Day</i>	<i>Hour</i> <i>Min</i>	<i>Lat</i> (°)	<i>Lon</i> (°)	<i>Mag &amp;</i> <i>institute</i>	<i>Interface</i> <i>depth (km)</i> <i>(this study)</i>	<i>Focal</i> <i>depth (km)</i> <i>(this study)</i>	<i>Other</i> <i>depths (km)</i> <i>&amp; institute</i>	<i>Optimal</i> <i>LVZ</i> <i>thickness</i> <i>(km)</i>
<b>12</b>	2007 12 13	17 08	17.268	-96.69	Mb=4 (NEIC)	50	68	70 (ISC) 78 (MEX) 70 (NEIC) 74 (ISC_pP)	5
<b>13</b>	2008 12 15	14 27	17.306	-96.61	Mb=4.4 (N EIC)	49	63	65 (NEIC) 65 (MEX) 59 (ISC)	1
<b>9</b>	2010 02 03	04 59	17.986	-98.21	Mw=4.8 (CMT)	38	86	50 (CMT) 88 (NEIC) 69 (ISC) 55 (MEX) 69 (ISC_pP)	0
<b>11</b>	2010 07 14	09 19	17.858	-97.48	Mb=3.6 (NEIC)	45	65	69 (ISC) 63 (NEIC) 72 (IDC) 63 (MEX)	5
<b>14</b>	2011 02 04	17 32	17.295	-96.53	Mb=4.1 (NEIC)	48	70	76 (NEIC) 76 (MEX) 70 (ISC)	5
<b>10</b>	2005 05 19	05 13	16.923	-98.31	Mb=4.4 (NEIC)	50	63	46 (NEIC) 10 (ISC) 63 (IDC) 9 (MEX)	5
<b>6</b>	2007 10 02	12 42	17.561	-98.77	Mb=4.7 (NEIC)	40	55	54 (ISC) 26 (MEX) 52 (NEIC)	0
<b>8</b>	2008 12 09	23 44	17.973	-98.38	Mb=4.5 (NEIC)	40	53	63 (ISC) 35 (MEX) 80 (NEIC) 56 (IDC)	5
<b>7</b>	2009 05 22	19 24	18.150	-98.39	Mw=5.6 (CMT)	40	53	62 (NEIC) 59 (CMT) 56 (IDC) 62 (MEX) 62 (ISC)	5
<b>3</b>	2012 05 01	16 37	18.48	-100.9	Mw=5.7 (C MT)	45	54	60 (CMT) 51 (MEX) 51 (NEIC)	5
<b>5</b>	2008 04 28	00 06	17.99	-99.97	Mw=5.8 (CMT)	40	53	55 (CMT) 57 (NEIC) 76 (ISC) 76 (ISC_pP) 59 (MEX)	10
<b>4</b>	2009 08 15	13 22	18.11	-100.6	Mw=5.5 (CMT)	40	53.5	56 (NEIC) 69 (CMT) 57 (MEX) 61 (ISC)	10
<b>2</b>	2011 06 02	16 30	18.75	-101.2	Mw=5.2 (C MT)	38	56	81 (NEIC) 20 (MEX) 64 (ISC) 64 (ISC_pP) 59 (IDC) 77 (CMT)	5
<b>1</b>	2011 09 28	23 17	18.17	-101.5	Mw=5 (CMT)	40	52	41 (NEIC) 53 (MEX) 35 (CMT) 40 (ISC_pP)	0

# ÉTUDE DE LA GÉOMÉTRIE DE LA SUBDUCTION DE GUERRERO (MEXIQUE) PAR LA DÉTECTION TÉLÉSEISMIQUE DE PHASES RÉFLÉCHIES.

We used the recordings from arrays and stations of the Comprehensive Test Ban Treaty Organization (CTBTO). The use of arrays increased our capability to detect and validate the different phases' arrivals (P, p(sub)P, s(sub)P, pP, and sP). The CTBTO data have already shown their high detection level capacity in other studies (e.g. Letort et al., 2014), and thus they make the perfect dataset for studying the high frequency teleseismic phase arrivals. Our final set of CTBTO teleseismic stations was selected after a visual check to keep only recordings with good phase arrivals with low signal to noise ratio (SNR). These stations are mainly located in North America (ILAR stations [Alaska], YKA [Yellowknife array, Canada], and SCH [Schefferville, Canada]). Stations in Torodi, Niger (TORD) and Spietzberg, Norway (SPIETZ) were used to complete the dataset in order to get the best available azimuthal coverage. Our chosen frequency band of interest depends on the event and the station, and is around 1 Hz (usually 0.8 - 2 Hz or 0.8 - 1.5 Hz), which allows us to detect reflections on layers of only a few kilometers width. Hence, for the example of event 4 (see Figure 6 and Table 1), the beam of the Yellowknife array clearly shows a phase arrival between the P and the predominant depth phase sP (since the event is a thrust event) that is very close in time to the P phase (5 s after the direct P phase). This phase can be interpreted as an interface reflected wave through a synthetic validation procedure.

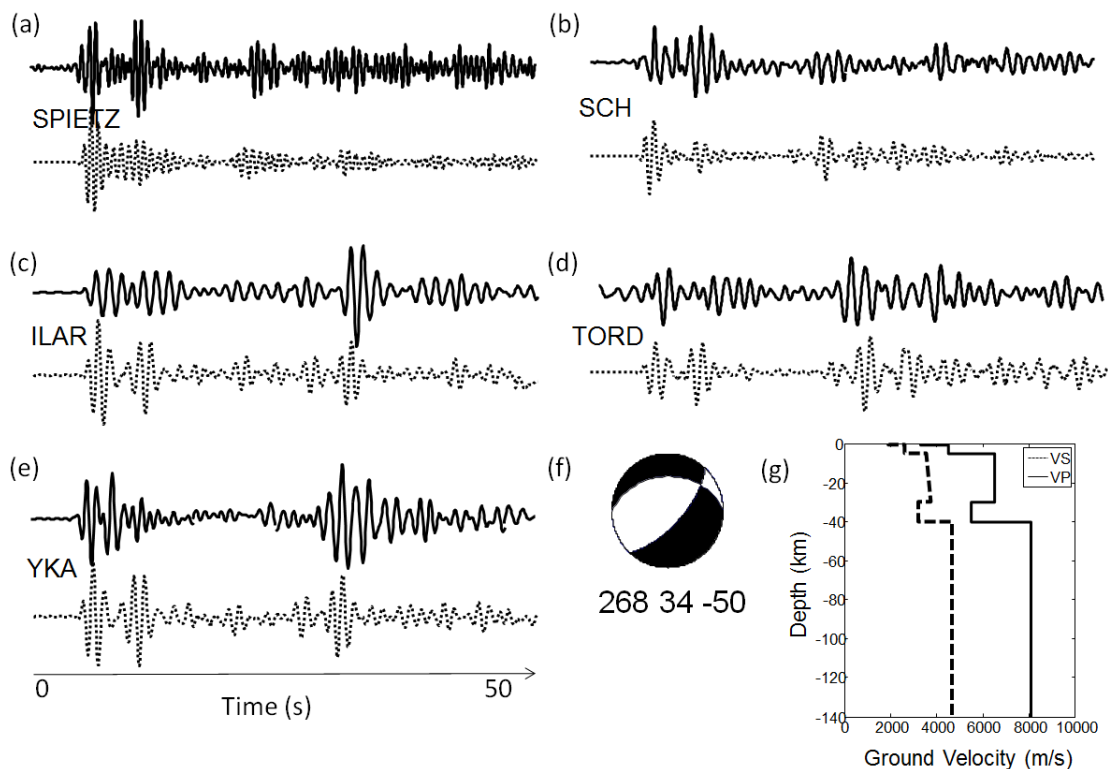


**Figure 2:** (a) Overview of the teleseismic phases used in this study: the direct P wave, the subducted plate reflected waves (p(sub)P or s(sub)P), and the depth phases (pP, sP). (b) An example of synthetics for the Yellowknife station for event 4 (see Figure 6), according to different focal depths and for different velocity models with a variable interface depth. The comparison with the beam of the recorded signal (filtered 0.8 – 2 Hz) at the array (b-5) shows that the times of the phases' arrivals are coherent for an interface at 40 km deep. The global model CRUST2.0 (without interface with an important velocity contrast) does not explain the intermediate phases' arrivals between the P and the depth phase.

To validate the phase detection, P-wave synthetic waveforms were built. We used standard ray techniques, according to Bouchon (1976), Vallée et al. (2003), and Vallée (2004). Crust effects were taken into account by the reflectivity method of Fuchs and Müller (1971) and Mueller (1985), for both the source and receiver. The mantle propagation is deduced from the IASP91 travel-time model (Kennett and Engdahl, 1991), with a  $t^*$  of 0.6 s (Lundquist and

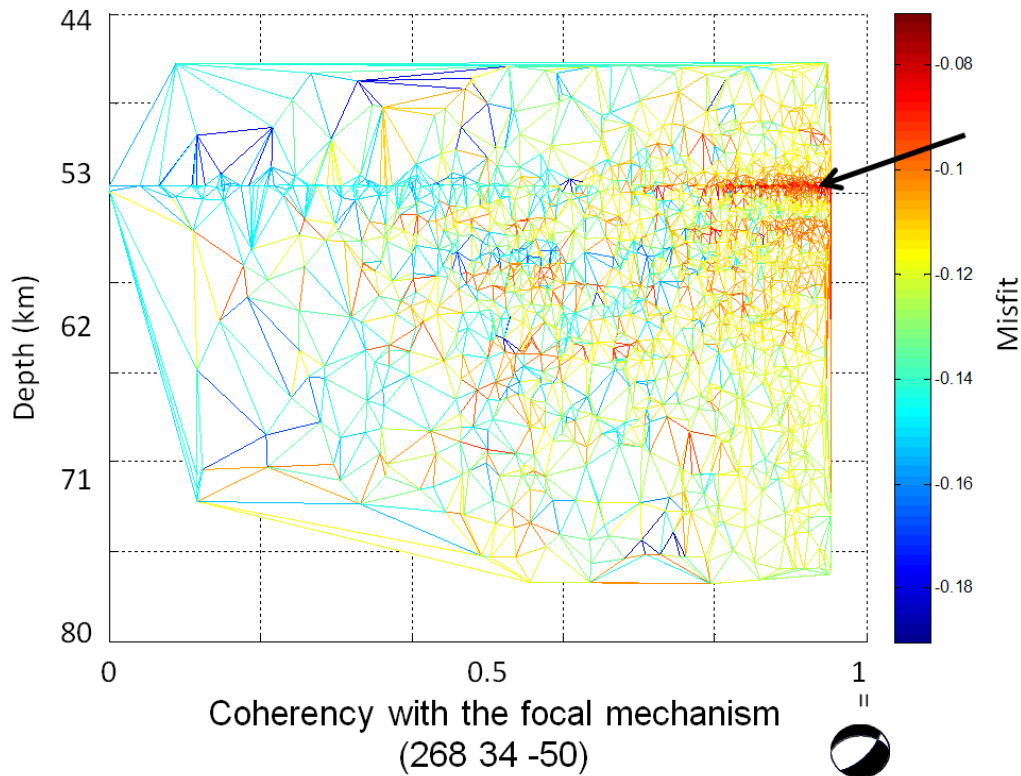
## 6.1 Source analysis of deep intraplate earthquakes to image the spatial variations of the Guerrero subduction geometry (Mexico).

Cormier, 1980). The source's duration is fixed to 1 s. Both the synthetic and signal recordings are normalized (Figure 3) to be sensitive only to the relative amplitudes of the different phases' arrivals, and the moment magnitude is hence completely disregarded here. A genetic algorithm inversion was then performed following the Letort et al. (2014) procedure to find the optimal depth and focal mechanism. An envelope-fitting procedure was then applied to be more sensitive to the different phases' arrivals, as the high frequency content of the signal is hard to model. However, because of the lack of data and the weak azimuthal coverage, the focal mechanism is not well constrained during the inversion process. The majority of the inverted mechanisms are, however, normal events, a fact which is coherent with the knowledge about the predominant focal mechanism of intraplate earthquakes in this area and CMT solutions (which show very stable normal focal mechanisms in the deeper part of the Guerrero subduction). The genetic algorithm does not precisely constrain focal mechanisms since this method is sensitive to the relative amplitudes, which trade off with the velocity model. The genetic algorithm is, however, able to detect the arrival times of the different relative phases (Figure 4) and is thus well adapted to evaluate earthquake depths.



**Figure 3:** For event 5 (shown in Figure 6): (a), (b), (c), (d), and (e) are representations of the synthetics (dashed lines) and the beam of arrays (continuous lines) for the five stations showing the intermediate phases' arrivals; they are filtered between 0.8 and 1.5 Hz, except for (a) SPIETZ, which is filtered between 1 and 2.5 Hz. (f) The associated inverted focal mechanism. (g) Velocity model used for the inversion.

This inversion was performed for different 1D crustal models: CRUST2.0 and 35 different crustal models characterized by various interface depths and low velocity layer (LVL) thicknesses. An example of one such crustal model is illustrated on Figure 3g.

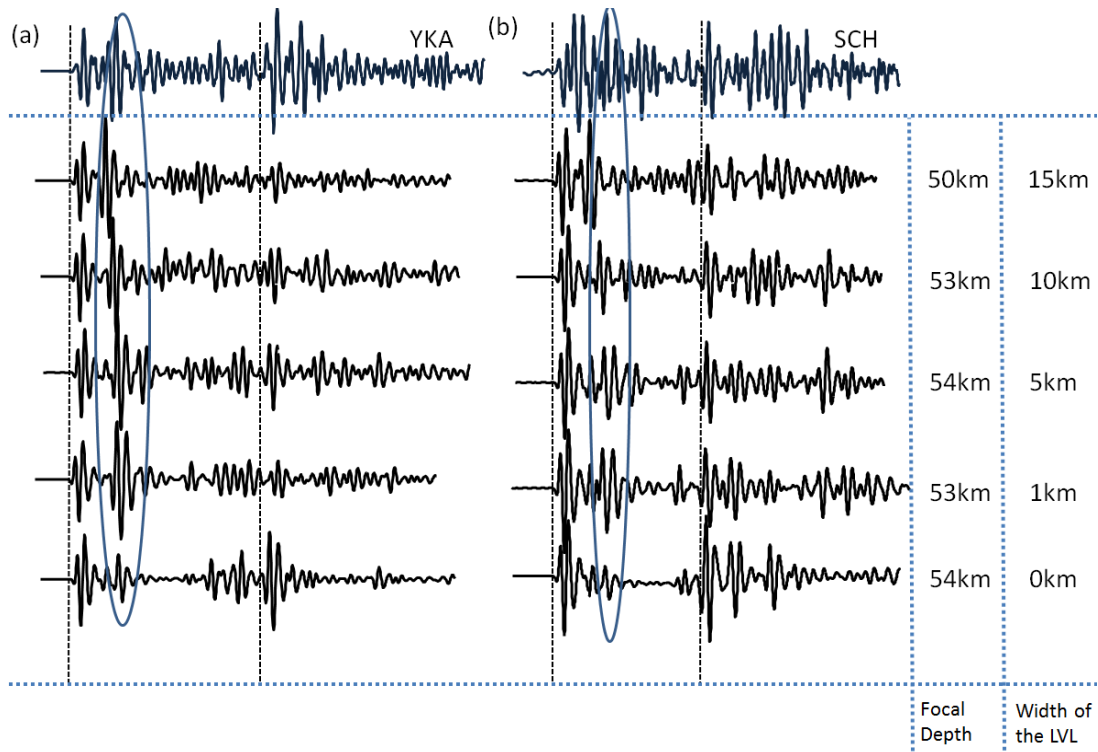


**Figure 4:** For event 5 (see Figure 6): convergence and space parameter exploration of the genetic algorithm inversion for the velocity model shown in Figure 3g. The depth is well constrained during the inversion, but the mechanism is not solved since the good misfit values are obtained for different mechanisms at the same optimal depth. The black arrow shows the best fit model.

The analysis of the synthetic waveforms shows that introducing an LVL at the plate boundary in the crustal model, as proposed by Song et al. (2009), better explains the data (Figure 2b). For an LVL thickness varying between 1 and 10 km, the relative amplitudes of the phases show significant variation according to the thickness (Figure 5). However, the relative arrival times of the phases are less sensitive to variations in the LVL thickness (Figure 5). Since the relative amplitudes are dependent on both the LVL thickness and the mechanism, and since the mechanisms are sometimes not well constrained in our study, the interpretation of these amplitudes in terms of LVL thickness variations should be done with care. Our analysis does, however, well constrain the depth of the bottom of the interface, and the relative arrival times are good representations of the variation of the interface depth (Figure 2b).

Note that the velocity model values are derived from Perez-Campos et al. (2008). Fixing the source area velocity introduces a bias with estimations of absolute final depth as this velocity has a tradeoff with the interface and focal depths. The relative amplitudes of the reflected phases are also influenced by these velocities, especially by the velocity contrast with the low velocity layer (5500 m/s). However, if we assume that the source crustal models are similar from one earthquake to another, the relative arrival time differences between the phases are good representations of the relative differences between interface depths.

## 6.1 Source analysis of deep intraplate earthquakes to image the spatial variations of the Guerrero subduction geometry (Mexico).



**Figure 5:** (a) An example of synthetics filtered between 0.8 and 2 Hz for the Yellowknife station for event 4 (see Figure 6), according to different focal depths and for different velocity models with a fixed interface depth and with a variable width of the low velocity layer. (b) Same as (a) but for the SCH station. We observe differences of the p(sub)P phase's amplitudes according to the width of the low velocity layer.

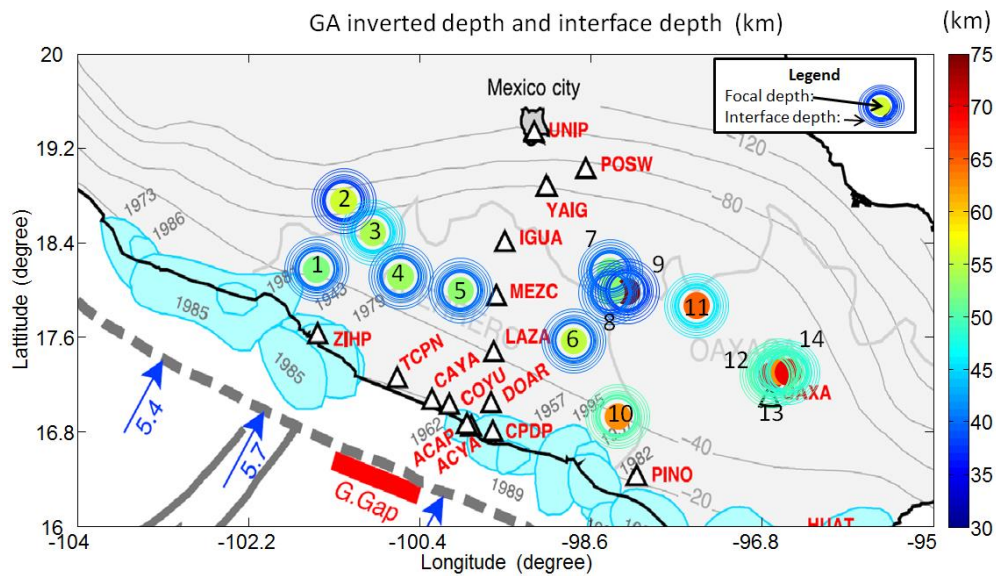
### Results and analysis of the 14 estimated interface depths

The methodology proposed in the previous section was independently applied to the 14 events described in Table 1. These intraplate events show intermediate reflections between the P and the depth phases (see Figures 2, 3, 5 and 8). The obtained focal depths clearly show two different clusters of earthquakes: events 1 to 8 are located around 50-55 km whereas events 9 to 14 are deeper with depths between 60 and 90 km (Figure 4).

The interface depths are also clustered into two groups: the first group is composed of events 1 to 9 with an interface depth around 40 km, whereas the second group contains events 10 to 14 with interface depths around 50 km (Figure 6). The spatial coherency of these independent measurements, as well as the consistency with previous studies (Perez-Campos et al., 2008; Kim et al., 2010; Padro and Suarez, 1995), provides evidence of the robustness of our method. The obtained interface depths reproduce the expected “flat” geometry of the subducted plate in the deeper part of the subduction zone.



ÉTUDE DE LA GÉOMÉTRIE DE LA SUBDUCTION DE GUERRERO (MEXIQUE)  
PAR LA DÉTECTION TÉLÉSISMIQUE DE PHASES RÉFLÉCHIES.



**Figure 6:** Map of the 14 inverted couples (depth, interface depth) seen in Table 1. We represented these discrete interface depth estimations above and the subduction geometry (grey lines) estimated from Perez-Campos et al. (2008). The dashed line indicates the position of the trench. The triangles show the positions of the GPS stations. The arrows show the displacement of the Cocos plate. The position of the Guerrero gap is shown by the red line.

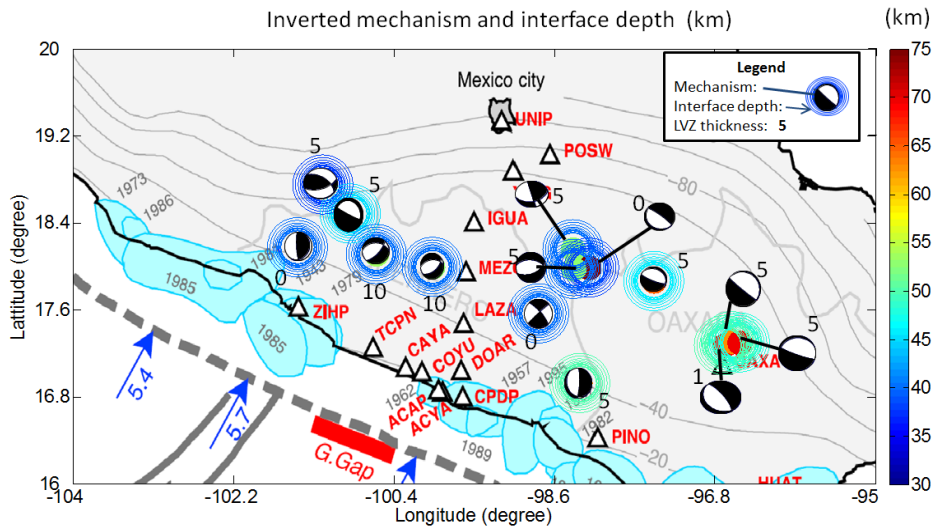
The inverted mechanisms and the optimal low velocity zone thickness are shown on Figure 7. As discussed above, these results have to be interpreted with care as the inversion does not precisely constrain the earthquake mechanisms since we focused on the relative arrival times and did not try to explain the amplitudes. We also note that the waveforms of the events located west of the MASE transept (events 4 and 5) show a better fit with the synthetics obtained with a thick low velocity zone model. The observed thick low velocity layer coincides with the presence of the Ultra Slow velocity layer (USL) described by Song et al. (2009).

Earthquakes located in the Oaxaca area show homogeneous but deeper depths. These results suggest a deeper subduction plateau (Figure 6), which has also been noted by previous studies. To confirm the fact that the slab is deeper in the Oaxaca area we represented the recordings of events 13 and 14 (Figures 3 and 8) that show the clear intermediate phase arrivals interpreted as s(sub)P, which are clues indicating a deeper slab.

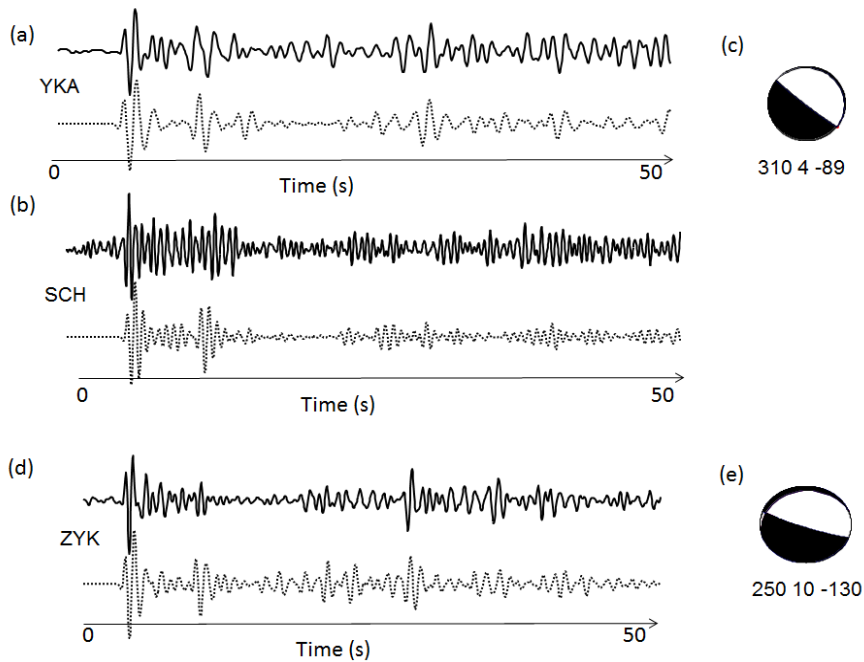
For events 1, 8, and 10, the focal depth estimations found by different institutes show significant discrepancies (Table 1), which do not allow us to validate our inverted depths. On the contrary, the deep events in Oaxaca (11 to 14) and in the middle of the Guerrero area (4, 5, 6) show coherent results between the catalogues and our inverted depths. The significant uncertainty on the focal mechanism depth could lead to bias in the phases' interpretations (e.g., trying to fit a pP instead of sP or a p(sub)P instead of s(sub)P) in our analysis. However, Stein and Wiens (1986) proved that errors in depth estimations are independent of moderate differences in focal mechanisms. Thus, depth determination is immune to moderate mechanism uncertainties. The coherency of the estimated depths with the depths from other catalogues and the lateral coherency of the inverted interface depths seem also to confirm the

6.1 Source analysis of deep intraplate earthquakes to image the spatial variations of the Guerrero subduction geometry (Mexico).

success of the method and the two proposed clusters (West-Oaxaca and Guerrero/East Oaxaca). In the next section, we also validate these clusters through new improved focal depth estimations.



**Figure 7:** Map of the 14 inverted couples (focal mechanisms, interface depth) seen in Table 1 and Figure 6. The focal mechanisms, even if they are not well constrained during inversions, mainly show consistent normal faulting events. The numbers indicate the width of the optimal LVZ thickness above each focal mechanism.

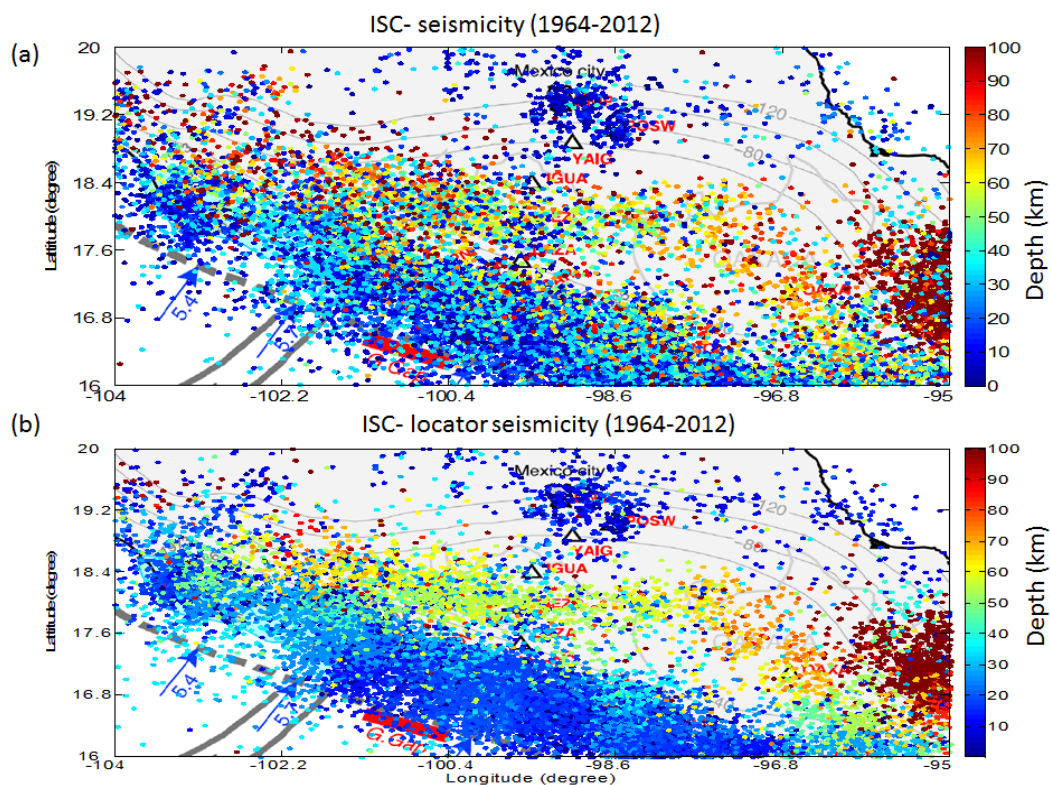


**Figure 8:** Examples of recordings (vertical components) for the center part of Oaxaca where the important time delays between the phases' arrivals indicate a deeper interface (around 50 km) than in the Guerrero part (Figures 4 and 5).



### Intraslab seismicity depth distribution using the ISC-Locator algorithm and a new Cepstral analysis

We first relocated the whole ISC catalogue for the Guerrero area using a new algorithm, the ISC-Locator (Bondar et al., 2011). This new location algorithm accounts for correlated error structure, and uses all IASPEI standard phases to obtain more accurate event locations. Bondar et al. (2011) demonstrated that this new algorithm, through the use of more phase arrivals than during the classical ISC-localization procedure and through a testing procedure for depth resolution, generally clusters event locations more tightly. Figure 9a shows an overview of the seismicity since 1964 (around 20,000 events) from the ISC catalogue and Figure 9b shows the relocated hypocenters using the ISC-Locator. The Bondar et al. (2011) algorithm improves the homogeneity of depth estimations: deep earthquakes (>100 km) in the ISC catalogue are found to be shallower and consistent with other earthquakes' depths with the new methodology. The new algorithm clearly shows that the western part of the subduction area (west of 102° longitude) is shallower than in the ISC catalogue. However, the ISC-Locator depth range remains significant and, for example, relocated earthquake depths vary between 30 and 100 km within the deeper part of the subduction. This discrepancy can be explained by two factors: estimation errors or a natural variation of the intraplate earthquakes' hypocenter depths.



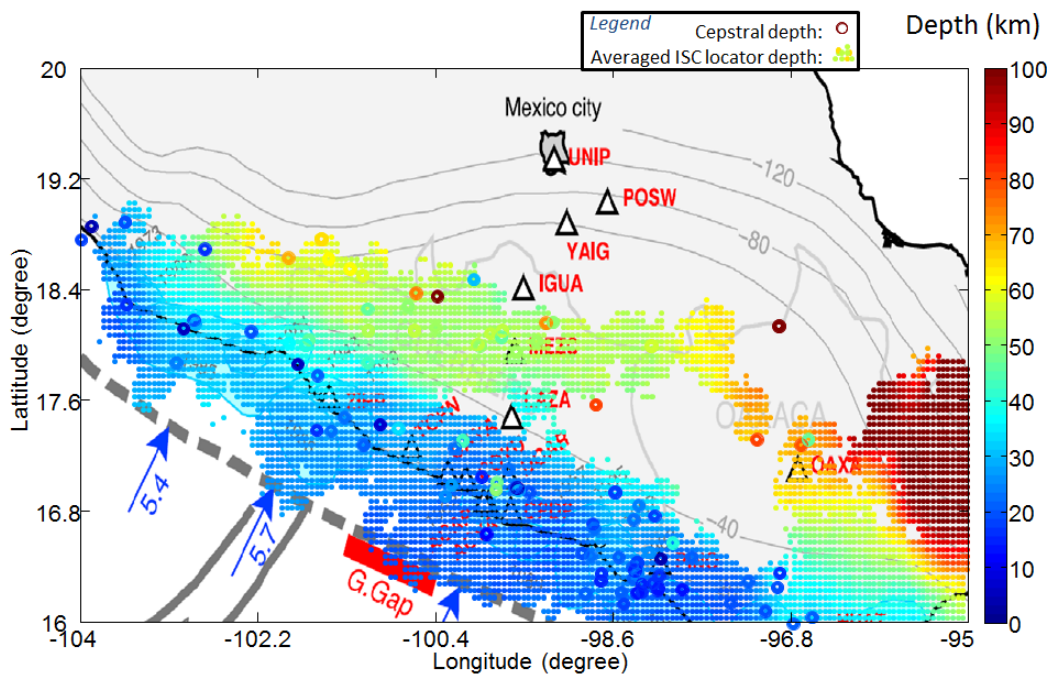
**Figure 9:** (a) View of the seismicity from the ISC catalogue. (b) Using the ISC-Locator relocation (Bondar et al., 2011).

## 6.1 Source analysis of deep intraplate earthquakes to image the spatial variations of the Guerrero subduction geometry (Mexico).

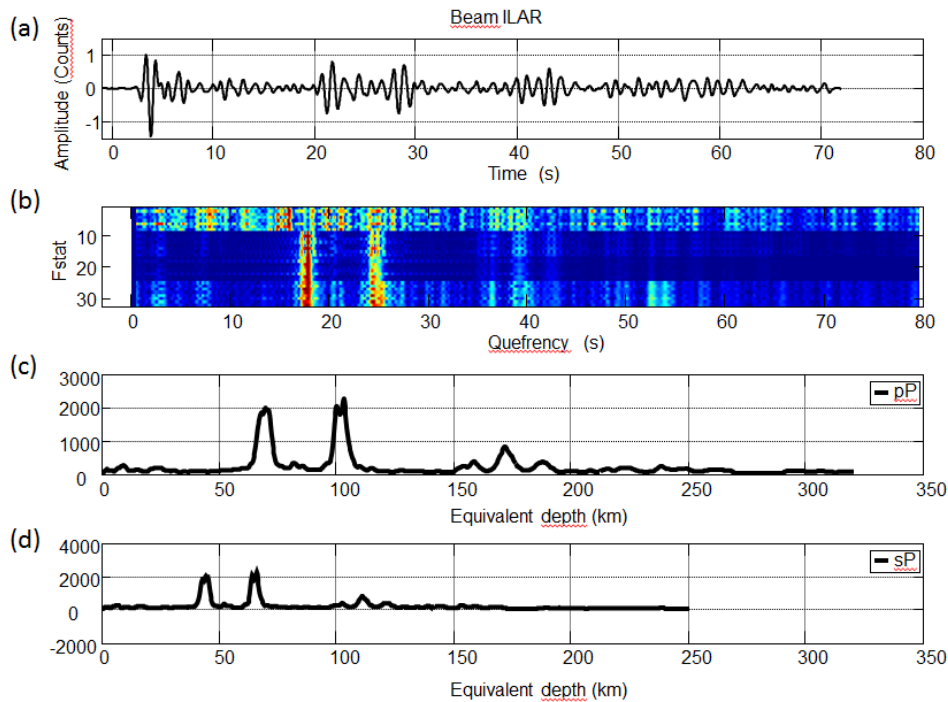
### Averaged seismicity of intraplate earthquakes

In order to evaluate the shape and geometry of the subducting plate, we analyzed the depth distribution of the intraplate earthquakes. Figure 9b shows that most of the seismicity is related to the subducted slab and we therefore removed from the catalogue the shallow earthquakes which are obviously not related to the subduction. We then empirically defined an average moving window with a radius of  $0.25^\circ$  located on a grid of  $0.05^\circ$  by  $0.05^\circ$ . The average earthquake depth was computed in each window if more than 50 focal depths were included in the  $0.25^\circ$  radius. Figure 10 shows the obtained spatial distribution of the intraplate seismicity.

In parallel and in order to test the validity of the obtained average depth distribution, we developed a new, blind and fully automatic depth analysis, unaffected by epistemic uncertainties arising from phase picking and identification. This method aims to detect surface-reflected waves (pP and sP) in a waveform recorded at teleseismic distances ( $30\text{--}90^\circ$ ) by studying the spectral holes in the shape of the signal spectrum (Figure 11). Letort et al. (2014) demonstrated the ability of this automatic method to improve depth estimations. We have hence estimated the depth of 102 events of magnitudes above 4.5 using teleseismic data from IRIS stations and arrays. In the Guerrero area, this new cepstral analysis efficiently clusters event locations and Figure 10 shows the superimposed depths obtained for these 102 specific depth evaluations. These estimations are consistent with the average depth values obtained above.



**Figure 10:** Comparison between the average seismicity using the ISC-Locator relocalization and the cepstral depths.



**Figure 11:** Example of cepstral analysis. **(a)** Teleseismic signal for the ILAR station, filtered between 0.8 and 2.5 Hz. **(b)** Cepstral functions computed following Letort et al.(2014). **(c)** Depth probability curve assuming pP detections. **(d)** Depth probability curve assuming sP detections.

### Proposed slab geometry combining discrete interface depth estimations and the intraslab seismicity distribution

The analysis of the intraslab seismicity only provides a rough estimate of the slab geometry, not the specific location of the subduction interface.

Figure 12 illustrates the depth distributions for three areas that show stable average depths on Figure 10. It is interesting to note that these distributions are close to Gaussian distributions characterized by a mean value and a standard deviation. Two key factors control these distributions: depth estimation errors ( $\sigma(\text{depth})$ ) and the assumption that intraplate earthquakes are located within the slab. This hypothesis allows us to reproduce the synthetic depth distribution assuming a uniform earthquake distribution in the slab and a Gaussian distribution of depth estimation errors. Figure 13 shows various synthetic distributions assuming a slab width of 30 km and two values of the depth error standard deviation ( $\sigma(\text{depth}) = 1 \text{ km}$  and  $6 \text{ km}$ ).

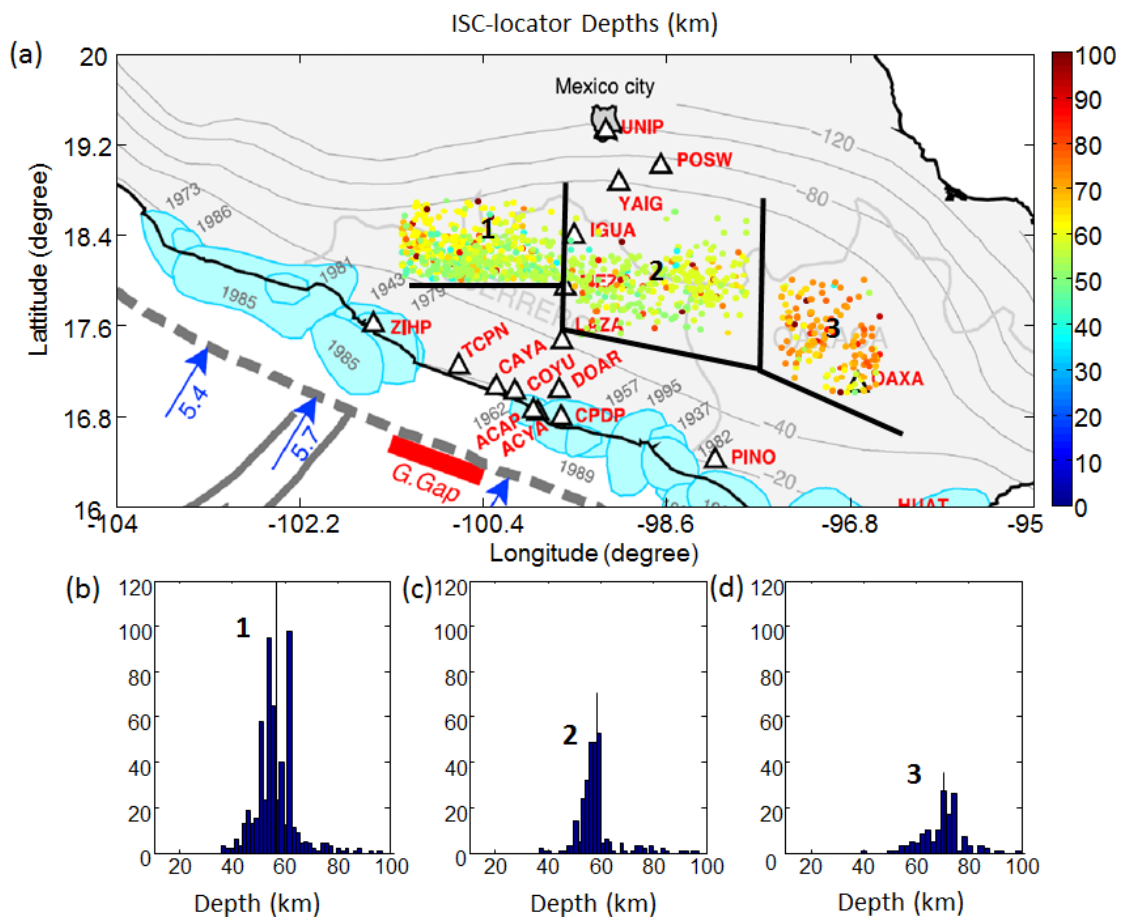
The synthetic depth distribution obtained using a 6 km depth error has a Gaussian profile, and its shape is consistent with the observed depth distribution. Because of this depth uncertainty, a significant number of intraplate earthquakes were found to be located outside the slab. If we assume that the depth uncertainty is constant and that the width of the slab is almost constant, then we should expect to always find the same percentage of earthquakes located outside the

## 6.1 Source analysis of deep intraplate earthquakes to image the spatial variations of the Guerrero subduction geometry (Mexico).

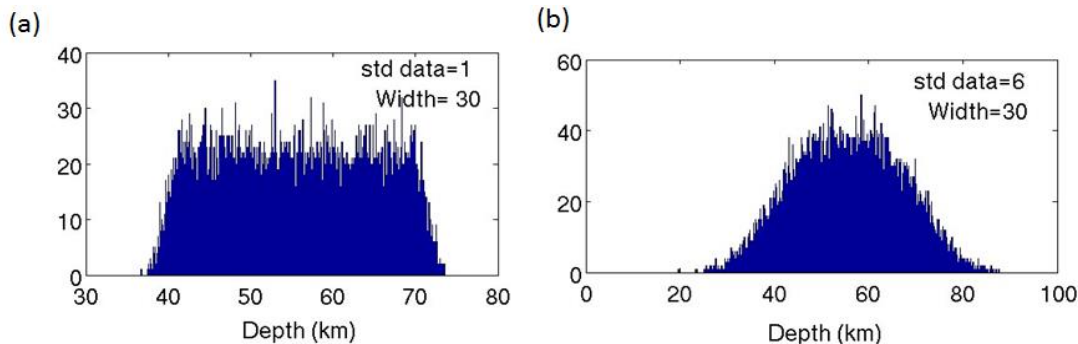
slab for all locations of the subduction zone. Hence, we can deduce the depth of the interface simply by selecting the depth value on the observed Gaussian depth distribution that coincides with this given percentage of estimated depths outside the slab. The slab interface depth  $D$  can thus be expressed as:

$$D = M - C * \sigma \quad (1)$$

Where  $M$  is the mean of the observed depth distribution (assumed Gaussian),  $\sigma$  is the associated standard deviation, and  $C$  is an unknown factor giving the percentage of earthquakes that are assumed to be inside the slab, depending on the depth uncertainties and on the shape of the real depth distribution. Since we derived specific interface depth values from the reflected wave analysis seen above, we can provide an estimation of  $C$ . Using this  $C$  value, we can then estimate the interface depth from the distribution of the seismicity obtained on each point of the grid (assuming that the slab width and depth error estimations are constant in the entire Guerrero area).



**Figure 12:** Depth distributions for three areas that show stable average depths on Figure 10. (a) Map of the selected earthquakes and definition of the three zones. (b), (c), and (d) Depth distributions for areas 1, 2, and 3, respectively.



**Figure 13:** Synthetic depth distribution (STD) assuming a slab width of 30 km, an interface at 40 km deep, and two values of the depth error standard deviation: **(a)**  $\sigma(\text{depth}) = 1$  km and **(b)**  $\sigma(\text{depth}) = 6$  km.

Using this method, we assume the unicity of  $C$ . The slab width, as well as the shape of the depth distribution, is probably variable. However, we have found a good similarity between the interface depths evaluated using the reflected phases and the interface depths derived using equation (1) and a  $C$  value of 1.3. According to Figure 13b, a  $C$  value of 1.3 is associated with a width of 30-40 km and a standard deviation of the depth estimation of 6-9 km. Both values are reasonable.

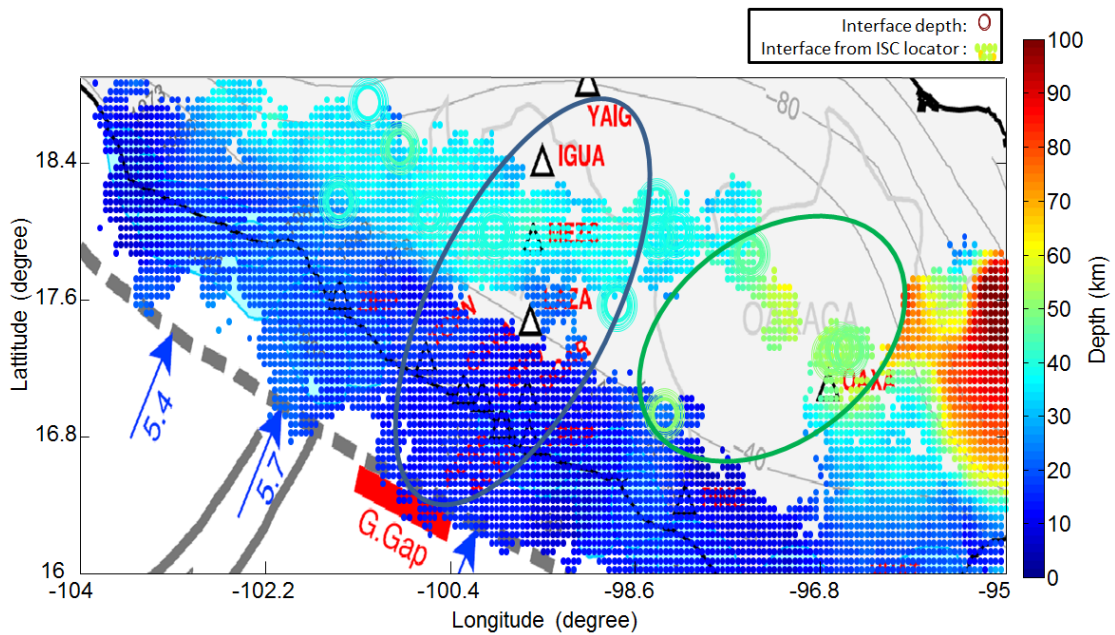
For the shallower part of the subduction (south of the 40 km isoline, Figure 1), the seismicity is probably concentrated near the interface because of the subducted plate boundary and the width of the seismicity range may be smaller. Our assumption of a constant  $C$  value is probably not valid here. However, a decrease of the standard deviation associated with the depth uncertainties is expected, as the focal depths are shallower and more stations have been installed along the coast. Hence, the decrease of the seismicity range associated with a decrease of the standard deviation may induce similar  $C$  values (Figure 13b).

## Discussion and conclusion

This study provides two independent estimations of the Guerrero slab interface geometry using teleseismic data. First, the slab interface depth was evaluated using moderate magnitude ( $3.5 < M < 5.8$ ) waveforms recorded at teleseismic distances by CTBTO or IRIS stations. Four years of seismicity provide 14 punctual interface depth estimations. In a second part, an exhaustive analysis of the intra-slab depth distribution was conducted based on a relocalization of the ISC catalogue using the new ISC-Locator algorithm (Bondar et al., 2011) and improved depth estimations using a new cepstral analysis (Letort et al., 2014). This relocated intraslab seismicity distribution was finally calibrated and analyzed using the punctual interface depth values, which allowed us to constrain the interface geometry (Figure 14).



6.1 Source analysis of deep intraplate earthquakes to image the spatial variations of the Guerrero subduction geometry (Mexico).



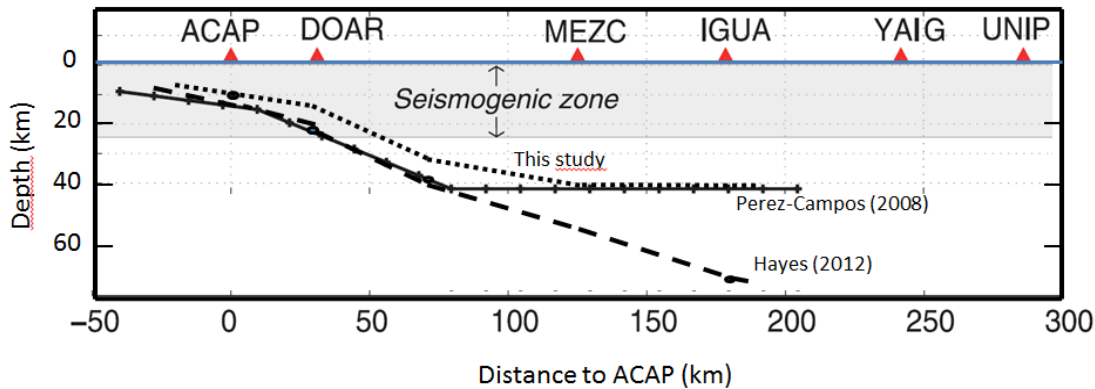
**Figure 14:** Final suggested map of the subduction geometry, calibrated using the discrete interface depth values.

Consistent with previous studies, our results show that in the Guerrero region, the interface between the Cocos plate and the North American plate is characterized by a flat segment. On both sides of the Guerrero area, and in particular in the Oaxaca region, the subduction interface depth increases.

In Figure 15, we compare this new geometry along the receiver line with two other geometries found by previous studies. We first see a good similarity between our geometry and the geometry proposed by Perez-Campos et al. (2008), who used a receiver function analysis. The deeper part of the subduction, flat at around 40 km, is well identified by our new purely teleseismic method. The receiver function analysis provides a robust specific evaluation of the interface depth, and it seems to validate our results for the interface depth around the receiver line. Close to the trench, the bias of 5-8 km between the two studies could be due to the use of a constant  $C$  value and the presence of a few remaining crustal earthquakes in the upper part of the subduction. The second geometry seen on Figure 15 is from Hayes (2012) who used the USGS global subduction geometry. This study is based on several independent datasets (historic earthquake catalogues, CMT solutions, active seismic profiles, global plate boundaries, bathymetry, and sediment thickness information) and does not predict the flat part that is observed in our study.

## ÉTUDE DE LA GÉOMÉTRIE DE LA SUBDUCTION DE GUERRERO (MEXIQUE) PAR LA DÉTECTION TÉLÉSEISMIQUE DE PHASES RÉFLÉCHIES.

---



**Figure 15:** Modified from Radiguet (2010): Subduction geometry along the receiver line. Three profiles are represented, the one derived from Perez-Campos et al. (2008), the profile from the USGS global model (Hayes, 2012), and the one derived from this study.

In the Guerrero region, our study does not reveal significant lateral variations of the slab geometry. In that region, lateral variations in the slip distribution of SSEs have been highlighted by inversion of GPS and InSAR data (Radiguet et al., 2012 and Cavalié et al., 2013). These studies show that the updip limit of the slow slip is shallower in the Guerrero gap region compared to the adjacent region in the east. These lateral variations in the extent of the slow slip zone are not directly due to geometry variation, and thus have to be related to other interface properties. Our estimation of the width of the low velocity zone is not accurate enough for us to be confident about its relation with the updip limit of slow slip.

When comparing the behavior of the Guerrero region to the Oaxaca region, it appears that the differences in the extent of slow slip events could be related to variations in the subduction geometry. The SSEs recorded in the Oaxaca region have smaller moment magnitudes compared to events in the Guerrero gap (e.g. Correa Mora et al., 2009 and Graham et al., 2014). No shallow slip (i.e. in the seismogenic zone) is observed for the Oaxaca SSEs, and their downdip extension seems to be limited by the deepening of the subduction interface. In Guerrero, due to the flat slab geometry, SSEs can have a larger downdip extension.

In conclusion, this study provides a transparent and reproducible method to estimate slab interface geometry. This methodology, based on teleseismic waveform analysis, is particularly interesting for its ability to constrain slab geometries in poorly instrumented areas.

## Bibliography

Bondar, I. and D. Storchak, 2011. Improved location procedures at the International Seismological Centre, *Geophys. J. Int.*, 186, 1220-1244, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05107.x.

Bouchon, M. (1976). Teleseismic body wave radiation from a seismic source in a layered medium, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 47, 515–530.

Cavalié O., E. Pathier, M. Radiguet, M. Vergnolle, N. Cotte, A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, and F. Cotton (2013). Slow slip event in the Mexican subduction zone: Evidence of shallower slip in the Guerrero seismic gap for the 2006 event revealed by the joint inversion of InSAR and GPS data, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 367, p. 52-60, doi:10.1016/j.epsl.2013.02.020

Correa-Mora, F., C. DeMets, E. Cabral-Cano, B. Marquez-Azua, and O. Diaz-Mollina (2008). Intraplate coupling and transient slip along the subduction interface beneath Oaxaca, Mexico, *Geophys. J. Int.*, 175 (1), 269-290.

Fuchs, K., and G. Müller (1971). Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 23, 417–433.

Graham, S. E., C. DeMets, E. Cabral-Cano, V. Kostoglodov, A. Walpersdorf, N. Cotte, and L. Salazar-Tlaczani (2014). GPS constraints on the 2011–2012 Oaxaca slow slip event that preceded the 2012 March 20 Ometepec earthquake, southern Mexico. *Geophys. J. Int.*, ggu019.

Hayes, G.P., D.J. Wald, and R.L. Johnson (2012). Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *J. Geophys. Res.*, 117, B01302, doi:10.1029/2011JB008524.

Kim, Y., R.W. Clayton, and J.M. Jackson (2010). Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico. *J. Geophys. Res.*, 115(B06310).

Kim, Y., M.S. Miller, F. Pearce, and R.W. Clayton (2012). Seismic imaging of the Cocos plate subduction zone system in central Mexico. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13(7).

Kennett, B. L. N., and E. R. Engdahl (1991). Travel times for global earthquake location and phase association, *Geophys. J. Int.*, 105, 429–465.

Letort, J., J. Vergoz, J. Guilbert, F. Cotton, O. Sebe, and Y. Cano (2014). Moderate Earthquake Teleseismic Depth Estimations: New Methods and Use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization Network, *Data Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 104, No. 2, pp. –, April 2014, doi: 10.1785/0120130126

Lundquist, G., and V. Cormier (1980). Constraints on the absorption band model of Q, *J. Geophys. Res.*, 85, 5244–5256.



ÉTUDE DE LA GÉOMÉTRIE DE LA SUBDUCTION DE GUERRERO (MEXIQUE)  
PAR LA DÉTECTION TÉLÉSISMIQUE DE PHASES RÉFLÉCHIES.

---

Mueller, C. S. (1985). Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function, *Geophys. Res. Lett.*, 12, 33–36.

Pardo, M. and G. Suarez (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 100(B7):12,357–12,373.

Pérez-Campos, X., Y. Kim, A. Husker, P.M. Davis, R.W. Clayton, F. Javier, A.I. Pecheco, S.K. Singh, V.C. Manea, and M. Gurnis (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico. *Geophys. Res. Lett.*.

Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, B. Valette, V. Kostoglodov, and N. Cotte (2010). Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: the 2006 Guerrero slow slip event. *Geophysical Journal International*.

Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, A. Walpersdorf, N. Cotte, and V. Kostoglodov (2012). Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico. *J. Geophys. Res.*, 117(B4).

Ortiz, M., S.K. Singh, V. Kostoglodov, and J. Pacheco (2000). Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M7.1; 7.0) and 1957 (M7.7), as constrained by tsunami and uplift records. *Geofísica Internacional*, Vol. 39, Num. 4, pp. 337-348

Vallée, M. (2004). Stabilizing the empirical Green function analysis: Development of the projected Landweber method, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94, 394–409.

Vallée, M., M. Bouchon, and S. Y. Schwartz (2003). The 13 January 2001 El Salvador earthquake: A multidata analysis, *J. Geophys. Res.*, 108, 2203–2208, doi:10.1029/2002JB001922.

## 7. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

### **De nouvelles méthodes d'estimation télésismique de la profondeur. Quel avenir pour ces méthodes ?**

Dans cette thèse, nous avons développé trois méthodes d'estimation de la profondeur basées sur l'utilisation de données télésismiques. Les deux premières, l'inversion de mécanismes par algorithme génétique et la première méthode cepstrale "classique", utilisent les mini-réseaux du CTBTO (voir partie 4.2). Nous avons appliqué ces deux méthodes essentiellement en contexte intra-continentale, en France et en Italie, mais également pour certaines autres zones d'intérêt, en particulier, pour des zones peu instrumentées. Ces deux méthodes sont complémentaires et peuvent être utilisées ponctuellement pour des analyses fines des profondeurs de séismes modérés et faibles. La troisième méthode est une méthode originale de soustraction de cepstres (4.3). Elle a été développée pour une détermination rapide et aveugle de la profondeur et a été appliquée pour 102 séismes de la zone de subduction de Guerrero.

### **Quel apport pour les profondeurs des séismes Français ?**

Peu d'applications ont été réalisées en France car nous avons utilisé les données du CTBTO uniquement pour les séismes récents ( $> 2011$ ) et nous n'avons ainsi pas pu réaliser une étude de la sismicité modérée française passée. A l'aide de ces exemples (voir partie 2.2.4), nous avons montré qu'il est possible de détecter des phases de profondeur télésismiques pour les séismes modérés français récents. L'utilisation des mini-réseaux performants du CTBTO peut ainsi nous permettre de diminuer la magnitude minimale pour laquelle nous détectons des phases de profondeur, jusqu'à des magnitudes proches de 4. Cependant, il sera probablement difficile de descendre beaucoup plus bas en magnitude. Certaines régions, comme les Pyrénées, génèrent des ondes télésismiques faibles, et seront donc probablement toujours difficiles à observer. Néanmoins, ces méthodes peuvent avoir un avenir certain à l'opérationnel. Il est en effet maintenant possible de proposer rapidement des estimations des profondeurs des futurs séismes modérés en France à l'aide d'une analyse télésismique des arrivées des phases aux mini-réseaux du CTBTO (4.2) et/ou à l'aide des stations du réseau mondial ouvert IRIS (4.3). Cela pourra apporter une solution complémentaire aux solutions des estimations régionales, indépendante de la disposition des stations des réseaux nationaux et régionaux. La complémentarité des informations sur la source à partir de données régionales et de données télésismiques est peut-être à exploiter plus systématiquement dans l'avenir.

### **Quel avenir pour la méthode automatique de soustraction de cepstres ?**

La troisième méthode, développée durant cette thèse, est la méthode basée sur la soustraction de cepstres (partie 4.3). C'est une méthode complètement aveugle et automatique, utilisable à partir des données du réseau IRIS et on peut alors imaginer l'appliquer intensivement à différentes zones, dans différents contextes tectoniques, sur différents bulletins sismologiques. En particulier, nous proposons plusieurs pistes pour de futures études :

- Estimer la profondeur des séismes GT5 ([Bondar et al., 2004]), dont la localisation est supposée fiable à 5km latéralement. Mais qu'en est t-il de la précision sur l'estimation de la profondeur ?

- Étudier les séismes du catalogue **EHB** ([Engdahl et al., 1998]) qui contient de nombreuses phases de profondeur, ainsi que les séismes provenant du catalogue **pISC** de [Bondar and Storchak, 2011] (voir partie 3.2.1). Ces séismes seraient de bons candidats pour tester notre méthode à grande échelle.

- Ensuite, de nombreuses applications pourraient suivre. Par exemple, étudier les phases de profondeur en contexte de subduction ainsi que cela a été réalisé pour la zone de Guerrero pourrait permettre de contraindre les zones de Benioff et donc préciser les géométries de certaines subductions.

### **Impact de la profondeur sur les propriétés sismiques et les mouvements du sol.**

#### **La relation entre profondeur et chute de contrainte est faible**

Dans la partie 5.2.2, nous avons étudié les séismes de la plaine du Pô, en Italie du Nord et nous avons trouvé une faible relation entre profondeur et chute de contrainte. Différents auteurs, [Allmann, 2011], [Oth, 2013], [Hardebeck and Aron, 2009], [Meissner and Strehlau, 1982], [Goertz-Allmann and Edwards, 2014], [Allmann and Shearer, 2009]) observent également que la relation entre la chute de contrainte et profondeur est faible, voire inexistante. Les résultats sont peut-être faussés par une mauvaise connaissance de la vitesse des ondes à la source et/ou de l'atténuation, mais les auteurs s'accordent à conclure que la profondeur ne semble pas être un paramètre majeur contrôlant les variations de chutes de contraintes. Ainsi que proposé par exemple par [Oth, 2013], la présence de fluides et les variations de température dans la croûte contrôlent peut être majoritairement les variations des chutes de contraintes.

### **Les séismes profonds génèrent des mouvements du sol plus important à grandes distances. Impact sur l'aléa ?**

Nous avons aussi vu au chapitre 5 que les différences de propagation des ondes entre un séisme profond et un séisme superficiel peuvent également jouer un rôle sur les estimations

---

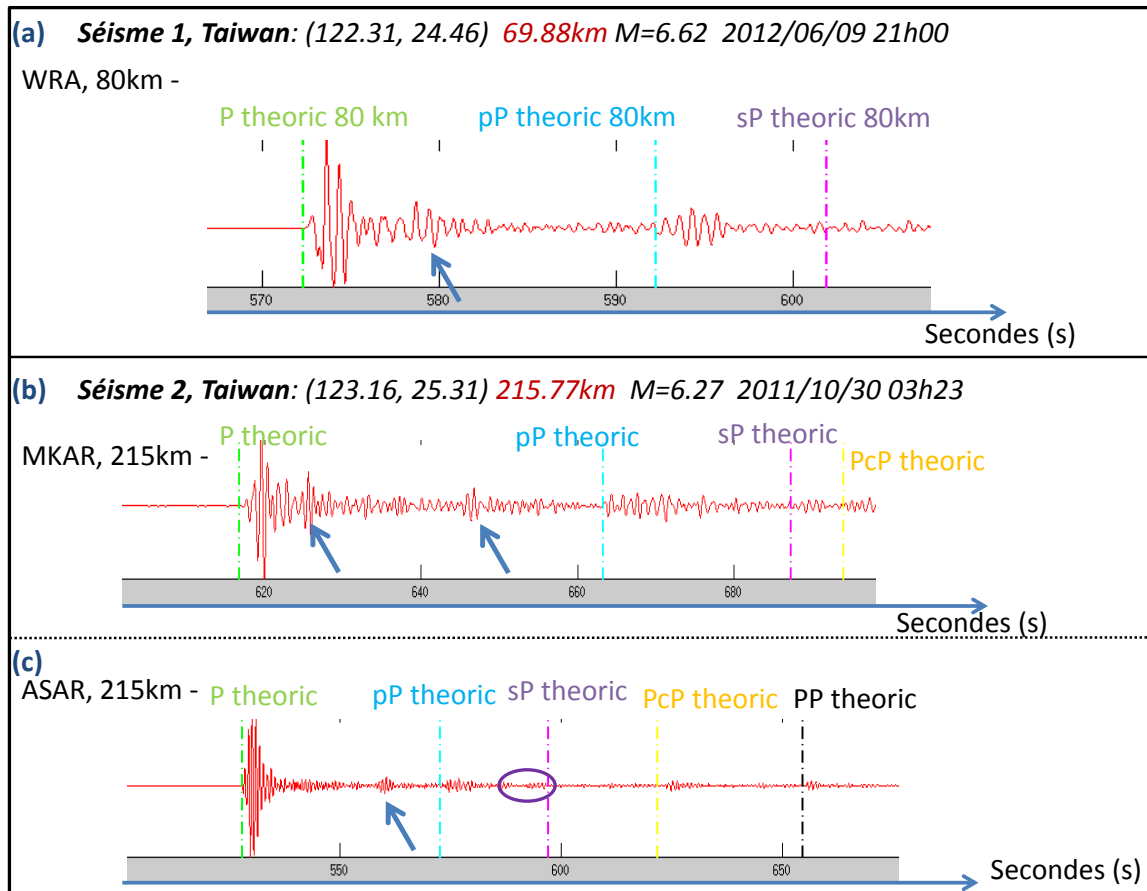
de magnitude, sur les intensités et sur les mouvements du sol. Les ondes d'un séisme profond peuvent être moins atténuées que celles d'un séisme superficiel, ce qui peut conduire à une surestimation de l'estimation de la magnitude locale. Un séisme profond et modéré va aussi générer des mouvements du sol plus importants à grande distance (au delà de 10-20 km) que pour un séisme superficiel ([Derras et al., 2012]). Inversement, proche de la source, le séisme superficiel sera ressenti plus fortement que le profond. [Stromeyer and Grünthal, 2009] propose ainsi une fonction d'intensité dépendant de la profondeur. Un séisme modéré superficiel peut être destructeur et générer des dégâts forts localement autour de l'épicentre, comme ce fut le cas pour le séisme de Locra, en Espagne, le 11 Mai 2011 ou pour celui de Christchurch en 2011 en Nouvelle-Zélande.

Les variations des mouvements du sol avec la profondeur semblent cependant rester faibles relativement à celles dues aux variations des chutes de contraintes, aux variations de magnitude et de distance. Cette conclusion peut néanmoins être biaisée par les mauvaises estimations de profondeur dans les catalogues (qui vont lisser les effets dus à la profondeur). Il est donc important d'améliorer les estimations de profondeur pour pouvoir mieux caractériser la dépendance des propriétés sismiques en général avec la profondeur, dans le cadre de l'aléa sismique. En contexte océanique, la profondeur est aussi un élément clef pour la génération de tsunamis (si le séisme est superficiel). Connaître les distributions de profondeur d'une région donnée, est donc important dans le cadre du risque sismique.

## **Utilisation originale de précurseurs de phases de profondeur ?**

Dans la partie 4.3, nous avons étudié la subduction de Guerrero, caractérisée par des séismes intra-plaques. Les variations de profondeur de ces séismes sont étroitement liées à la géométrie de la plaque. Contraindre l'estimation de la profondeur nous a ainsi permis de caractériser les variations de géométrie de la plaque. De plus, dans un second temps, l'accès au réseau du CTBTO nous a permis d'effectuer une analyse fine des phases réfléchies sur la surface de l'interface supérieure de la plaque plongeante et d'en déduire la profondeur de cette interface. Nous avons ensuite combiné ces estimations ponctuelles de la profondeur de l'interface avec les résultats des estimations de profondeurs afin de proposer une imagerie de la subduction (voir Chapitre 6).

A la suite de l'étude effectuée sur la subduction de Guerrero, on peut imaginer appliquer des méthodes équivalentes sur d'autres zones de subduction. Par exemple, au large de Taiwan, les plaques philippine et eurasiatique se chevauchent. Il est possible que des séismes sur la plaque Eurasienne (plaque inférieure) génèrent des phases réfléchies, au dessus de la source, sur la plaque Pacifique, en plus des classiques réflexions sur la surface du sol. Ainsi, pour deux séismes sur cette plaque Eurasienne et des stations télé-sismiques, nous avons observé des réflexions entre l'arrivée de l'onde P et de l'onde pP (flèches, en Figure 7.1). Ces phases sont peut-être des réflexions sur la plaque Pacifique. On pourrait ainsi interpréter les délais en temps entre les différentes phases observées pour imager les différentes profondeurs des plaques. Cependant, une telle étude reste



**Fig. 7.1 :** Exemple de signaux télésismiques de séismes de la subduction de Taiwan montrant des précurseurs de phases de profondeurs. Les flèches pointent sur des arrivées de phases provenant de la subduction mais qui ne sont pas associées à des phases connues.

difficile à mettre en œuvre. Elle a été possible à Guerrero grâce au faible pendage de la subduction, nous permettant de supposer des réflexions quasi-verticales et d'effectuer des simulations 1D. Ce ne sera cependant pas le cas ici. Une étude plus complexe, tenant compte des variations et du pendage de la subduction, sera probablement nécessaire.

Nous avons aussi observé des précurseurs de phases de profondeur au Pérou, qui sont probablement des phases réfléchies sous la surface de la subduction. [McGlashan et al., 2008] ont aussi utilisé ces précurseurs pour imager la subduction chilienne au niveau des Andes, à l'aide de l'USArray. De nouvelles applications pour la subduction du Chili pourraient aussi être envisagées. Si leurs interprétations restent délicates, ces phases apportent une information nouvelle et intéressante sur les différentes structures de la croûte et/ou du manteau et pourraient être plus largement utilisées.

---

## Vers l'inversion jointe de données régionales/télésismiques ?

Nous avons vu dans cette thèse l'apport des signaux télésismiques pour contraindre l'estimation de la profondeur. Cependant, le mécanisme au foyer peut être, lui, mal contraint par les données télésismiques (voir 4.4). Or, les signaux régionaux peuvent apporter une information fiable sur le mécanisme. Il semble donc que contraindre efficacement un séisme pourrait passer par l'inversion jointe des signaux télésismiques et régionaux, en utilisant toutes l'information disponible provenant des réseaux locaux, régionaux et télésismiques.

Peu d'études d'inversion jointe ont été réalisées. [Heyburn and Fox, 2010] a montré l'intérêt de combiner signaux télésismiques et régionaux par l'inversion jointe du séisme du 27 février 2008, en Angleterre. En utilisant uniquement les données télésismiques, les auteurs trouvent deux solutions acceptables selon l'interprétation des phases de profondeur détectées. En supposant des phases pP, une profondeur de 34 km est proposée et en supposant des phases sP, celle-ci est d'environ 24 km. En appliquant l'inversion jointe, les auteurs contraignent simultanément les estimations du mécanisme au foyer et de la profondeur à 22km. Ils montrent que cette profondeur permet d'expliquer les signaux régionaux observés ainsi que les phases de profondeur détectées en les interprétant correctement d'après le mécanisme inversé en phases sP.

Utiliser différentes méthodes, différentes données, différentes approches pour contraindre une source pourrait ainsi permettre de diminuer les incertitudes épistémiques. Ayant montré l'apport des signaux télésismiques dans cette thèse, il serait intéressant maintenant d'aller plus loin et de coupler nos méthodes avec des méthodes d'inversion régionale. Nous pouvons aussi imaginer combiner l'information provenant des données télésismiques avec l'information provenant des polarités des ondes, travailler sur des observables différents (étudier les spectres et les séries temporelles), travailler sur l'influence du modèle de vitesse régional (des informations sur ces modèles sont apportées par les courbes de dispersion)...



# BIBLIOGRAPHIE

- K. Aki and P. Richards. *Quantitative seismology (2nd ed.)*. 2002.
- B. Allmann. *Earthquake Rupture Imaging and Multiscale Stress Drop Estimation*. 2011.
- B. Allmann and P. Shearer. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes,. *J. Geophys. Res.* , 11 4,B01310., 2009.
- J. G. Anderson. Strong motion seismology. *Reviews of Geophysics*, 1991.
- I. Artemieva and R. Meissner. Crustal thickness controlled by plate tectonics : A review of crust–mantle interaction processes illustrated by european examples. *Tectonophysics* 530-531 (2012) 18–49, 2012.
- G. Atkinson and I. Beresnev. Don't call it stress drop. *Seismological Research Letters*, 68(1), 3-4., 1997.
- H. Benioff. Seismic evidence for fault origin of ocean deeps. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 60, 1837-1856, 1949.
- D. Bindi, F. Pacor, L. Luzi, R. Puglia, M. Massa, G. Ameri, and R. Paolucci. Ground-motion prediction equations derived from the italian strong motion database. *B. Earthq. Eng.*, 2011.
- I. Bondar and D. Storchak. Improved location procedures at the international seismological centre. *Geophys. J. Int.* (2011) 186, 1220–1244, 2011.
- I. Bondar, S. Myers, R. Engdahl, and E. Bergman. Epicentre accuracy based on seismic network criteria. *Geophys. J. Int.* (2004) 156, 483–496, 2004.
- J. Bonner, D. Reiter, and R. Shumway. Application of a cepstral f statistic for improved depth estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 92, No. 5, pp. 1675–1693, 2002.
- D. M. Boore. Strong-motion seismology. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1983.
- P. Bragato, M. Sukan, P. Augliera, M. Massa, A. Vuan, and A. Saraò. Moho reflection effects in the po plain (northern italy) observed from instrumental and intensity data. *BSSA*, 2011.



## BIBLIOGRAPHIE

---

- R. Castro, M. Massa, P. Augliera, and F. Pacor. Bodywave attenuation in the region of garda, italy,. 2008.
- W. Chen and P. Molnar. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 4183-4214, 1983., 1983.
- Y. Chen, J. Letort, F. Cotton, and S. Drouet. High-frequency directivity effects : evidence from analysis of the les saintes records. *J Seismoly*, DOI 10.1007/s10950-014-9419-2, 2013.
- N. CSEM. *Newsletter n° 15*. 1999.
- L. De la Torre, G. Monsalve, A. Sheehan, S. Sapkota, and F. Wu. Earthquake processes of the himalayan collision zone in eastern nepal and the southern tibetan plateau. *Geophys. J. Int.* 171, 718–738, 2007.
- B. Derras, P. Bard, F. Cotton, and A. Bekkouche. Adapting the neural network approach to pga prediction : An example based on the kik-net data. *BSSA*, 2012.
- J. Douglas. *A critical reappraisal of some problems in engineering seismology*. 2001.
- A. M. Dziewonski, T. Chou, and J. Woodhouse. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852, 1981., 1981.
- G. Ekström, M. Nettles, and A. M. Dziewonski. The global cmt project 2004-2010 : Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9, 2012., 2012.
- E. Engdahl, R. Van der Hilst, and R. Buland. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 722-743, 1998.
- L. Geiger. robability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bull. St. Louis Univ.* 8,60-71., 1912.
- B. P. Goertz-Allmann and B. Edwards. Constraints on crustal attenuation and three-dimensional spatial distribution of stress drop in switzerland. *Geophysical journal International*, 196(1), 493-509., 2014.
- J. Gomberg, K. Shedlock, and S. Roecker. The effect of s-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1605-1628., 1990.
- J. Got, V. Monteiller, J. Guilbert, D. Marsan, Y. Cansi, C. Maillard, and J. Santoire. Strain localization and fluid migration from earthquake relocation and seismicity analysis in the western vosges (france). *Geophysical journal International* 185, 1 (2011) pp.365-384, 2011.

- T. Hanks and H. Kanamori. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, no B5, 1979, p. 2348-50., 1979.
- J. Hardebeck and A. Aron. Earthquake stress drops and inferred fault strength on the hayward fault, east san francisco bay, california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3), 1801-1814., 2009.
- T. H. Heaton and S. Hartzell. Earthquake ground motions. *Annual Review of Earth and Planetary Science.*, 1988.
- R. Heyburn and B. Fox. Multi-objective analysis of body and surface waves from the market rasen (uk) earthquake. *Geophys. J. Int. (2010)* 181, 532–544, 2010.
- S. Husen and J. Hardebeck. Earthquake location accuracy. *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. Disponible à : <http://www.corssa.org>.*, 2010.
- Y. Iio and Y. Kobayashi. A physical understanding of large intraplate earthquakes. *Earth Planets Space*, 54, 1001–1004, 2002, 2002.
- M. Jost and R. Hermann. A student's guide to and review of moment tensors. *Seismological Research Letters*, V60, 2, April 1989, 1989.
- W. B. Joyner. Strong-motion seismology. *Reviews of Geophysics*, 1987.
- W. B. Joyner and D. M. Boore. Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion. *Proceedings of Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, 1988.
- A. Katsumata. Magnitude determination of deep-focus earthquakes in and around japan with regional velocity-amplitude data. *Earth Planet Sci. Lett.*, 2001.
- B. Kennett. *Seismological Tables, ak135*. Canberra ACT 0200 Australia, 2005.
- B. Kennett and E. Engdahl. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, 105, 429-465, 1991.
- B. Kennett, E. Engdahl, and R. Buland. Constraints on seismic velocities in the earth from travel times. *Geophys. J. Int.* 122 :108-124, 1995.
- E. Kissling. Geotomography with local earthquake data. *Rev. Geophys.*, 26, 659-698, 1988.
- F. W. Klein. Users guide to hypoinverse, a program for vax and pc350 computers to solve for earthquake locations. *USGS open file report 84-000.*, 1984.
- C. Klose and L. Seeber. Shallow seismicity in stable continental regions. *Seismological research letters*, 2007.
- J. Lahr. Hypoellipse : A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude and first motion pattern (y2k compliant version),. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.*, 92 pp., 1989.

## BIBLIOGRAPHIE

---

- A. Laurendeau. *Définition du mouvement sismique au rocher*. 2013.
- T. Lay, H. Kanamori, C. Ammon, K. Koper, A. Hutko, L. Ye, H. Yue, and T. Rushing. Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, B04311,, 2012.
- W. Lee and J. Lahr. Hypo71 (revised) : A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.*, 64 pp., 1975.
- A. Lomax, J. Virieux, P. Volant, and C. Berge-Thierry. Probabilistic earthquake location in 3-d and layered models. *Advances in Seismic Event Location*, pp. 101-134, 2000.
- A. Maggi, J. A. Jackson, D. Mckenzie, and K. Priestley. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere. *Geology*, 28(6), 495-498, 2000a.
- A. Maggi, J. A. Jackson, K. Priestley, and C. Baker. A reassessment of focal depth distributions in southern iran, the tien shan and northern india : do earthquakes really occur in the continental mantle ? *Geophysical Journal International*, 143(3), 629-661., 2000b.
- V. C. Manea, M. Manea, V. Kostoglodov, C. A. Currie, and G. Sewell. Thermal structure, coupling and metaporphism in the mexican subduction zone beneath guerrero. *Geophysical journal International*, 158,775-784, 2004.
- J. Mars. *Traitement du signal pour géologues et géophysiciens : Techniques avancées*. 2003.
- M. Massa, G. Ameri, S. Lovati, R. Puglia, G. Franceschina, F. Pacor, L. Luzi, and P. Augliera. What can we learn from the january 2012 northern italy earthquakes ? *ANNALS OF GEOPHYSICS*, 2012.
- N. McGlashan, L. Brown, and S. Kay. Crustal thickness in the central andes from teleseismically recorded depth phase precursors. *Geophysical Journal International*, 175(3) :1013 - 1022., 2008.
- R. Meissner and J. Strehlau. Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, vol 1, num 1, pages 73-89, 1982.
- O. W. Nuttli and R. B. Herrmann. Earthquake magnitude scales. 1982.
- E. Okal and Y. Cansi. Detection of pkjpk at intermediate periods by progressive multi-channel correlation. *Earth and Planetary Science Letters*, 164 , 23-30, 1998.
- J. Olive. Propagation des ondes sismiques. *Notes de cours de sismologie - Ecole Normale Supérieure, Département Terre-Atmosphère-Océan*, 2000.

- A. Oth. On the characteristics of earthquake stress release variations in japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 377-378, 132-141, 2013.
- R. Pearce and R. Rogers. Determination of earthquake moment tensors from teleseismic relative amplitude observations. *J. Geophys. Res.*, 94(B1), 775-786., 1989.
- J. Perrot, P. Arroucau, J. Guilbert, J. Déverchère, Y. Mazabraud, J. Rolet, A. Mocquet, M. Mousseau, and L. Matias. Analysis of the mw 4.3 lorient earthquake sequence : a multidisciplinary approach to the geodynamics of the armorican massif, western-most france. *Geophysical journal International*, 162 : 935-950. doi : 10.1111/j.1365-246X.2005.02706.x, 2005.
- G. Prieto, G. Beroza, S. Barrett, G. Lopez, and M. Florez. Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate depth earthquake mechanics. *Tectonophysics* 570-571 (2012) 42-56, 2012.
- J. Pujol. Joint hypocentral location in media with lateral velocity variations and interpretation of the station corrections,. *Phys. Earth Planet. Int.*, 75, 7-24., 1992.
- K. Richards-Dinger and P. Shearer. Earthquake locations in southern california obtained using source-specific station terms,. *J. Geophys.Res.*,105, 10,939-10,960, 2000.
- J. Ristau. Comparison of magnitude estimates for new zealand earthquakes : Moment magnitude, local magnitude, and teleseismic body-wave magnitude. *BSSA*, 2009.
- A. Rodgers, W. Walter, and T. Bredbeck. Complete regional waveform modeling to estimate seismic velocity structure and source parameters for ctbct monitoring. *21st Seismic Reasearch Symposium*, 1999.
- A. Rodriguez-Marek, F. Cotton, N. Abrahamson, S. Akkar, L. Al Atik, B. Edwards, G. Montalva, and H. Dawood. A model for single-station standard deviation using data from various tectonic regions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2013.
- M. Sambridge and G. Drijkoningen. Genetic algorithms in seismic waveform inversion. *Geophys. J. Int.*, 109, 323-342., 1992.
- M. Sambridge and B. Kennett. A novel method for hypocentre location. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 87, 679-697., 1986.
- M. Sambridge and K. Mosegaard. Monte carlo methods in geophysical inverse problems. *Rev. Geophys.*, 40, 3.1-3.29., 2002.
- E. Schissele. *ANALYSE ET CARACTERISATION DES PHASES SISMIQUES REGIONALES ENREGISTREES PAR DES ANTENNES DE CAPTEURS*. 2002.
- C. Scholtz. *The mechanics of earthquakes and faulting*. 2002.
- S. Schulte and W. Mooney. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions : reassessing the correlation with ancient rifts. *GJI*, 2005.

## BIBLIOGRAPHIE

---

- P. Shearer. *Introduction to Seismology*. 1999.
- S. Sipkin, C. Bufe, and Z. M. Moment-tensor solutions estimated using optimal filter theory : Global seismicity 1999. *Phys. Earth Planet. In.* 122, 147–159., 2000.
- J. Síleny and A. Miley. Source mechanism of mining induced seismic events — resolution of double couple and non double couple models. *Tectonophysics, Volume 456, Issues 1–2, 1 August 2008, Pages 3–15*, 2008.
- T. H. Song, D. Helmberger, M. Brudzinski, R. Clayton, P. Davis, X. Perez-Campos, and S. K. Singh. Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern mexico. *Science*, 324, 502-506, 2009, 2009.
- B. Sperner, F. Lorenz, K. Bonjer, S. Hettel, B. Muller, and F. Wenzel. Slab break-off abrupt cut or gradual detachment? new insights from vrancea region (se carpathians,romania). *Terra Nova* 13, 172-179, 2001.
- S. Stein and D. Wiens. Depth determination for shallow teleseismic earthquakes' methods and results. *REVIEWS OF GEOPHYSICS, VOL. 24, NO. 4, PAGES 806-832, NOVEMBER 1986*, 1986.
- D. Storchak, I. Bondár, J. Harris, and B. Dando. Ctbto contribution to the global earthquake data collection : a view from the international seismological centre (isc). *Science and Technology Conference, Vienna, 10 June 2011*, 2011.
- D. Stromeyer and G. Grünthal. Attenuation relationship of macroseismic intensities in central europe. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 99, No. 2A, pp. 554–565*,, 2009.
- A. Tarantola and B. Valette. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 20, No. 2, pages 219–232*, 1982.
- C. Thurber. Hypocenter velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Phys. Earth Planet. Int.*, 75, 55-62., 1992.
- Y. Tsai and K. Aki. Precise focal depth determination from amplitude spectra of surface waves. 1970.
- F. Waldhauser and W. L. Ellsworth. A double-difference earthquake location algorithm : method and application to the northern hayward fault, ca. *Bull. Seismol. Soc. Am.*,90, 1353–1368., 2000.
- F. Waldhauser and W. L. Ellsworth. Fault structure and mechanics of the hayward fault, california, from double-difference earthquake locations. *J. Geophys. Res.*,107(B3), 2054, doi :10.1029/2000JB000084., 2002.

# ANNEXE



D'autres travaux, réalisés pendant cette thèse, ne rentrent pas directement dans le cadre de l'étude de la profondeur. Ces travaux ont été publiés dans des articles que je présente donc en annexe de cette thèse.

## .1 High-frequency directivity effects : evidence from analysis of the Les Saintes records

Y. Chen · J. Letort · F. Cotton · S. Drouet

Received: 3 July 2013 / Accepted: 28 January 2014

© The Author(s) 2014. This article is published with open access at Springerlink.com

**Abstract** The main-shock (Mw, 6.3) and the aftershocks of the 'Les Saintes' earthquake sequence (French Indies) were analyzed to quantify high-frequency directivity effects. A correction method was applied to isolate source spectra within a large frequency range (0.5 to 25 Hz). Most of the aftershocks source spectra are fully consistent with a Brune spectrum point-source shape and do not show any azimuthal dependence. The main-shock (Mw, 6.3) and the two largest aftershocks (Mw, 5.8, 5.3) show, however, a clear azimuthal dependence that indicates significant directivity effect. The discrepancy of the radiated spectral energy and the change in the corner frequencies introduced by directivity effects show that such an effect is significant at high frequency (from 1 to 25 Hz). Our data suggest that the amplitudes in the main-shock Fourier spectrum at directive sites are around a factor of 2.5 higher with respect to anti-directive sites.

**Keywords** Ground-motion · French Indies · Directivity effect · Seismic hazard

### 1 Introduction

Finite-source effects such as low-frequency directivity effects have been well known for decades (Haskell 1964; Boore and Joyner 1989; Somerville et al. 1997; Seekins and Boatwright 2010). However, high-frequency (above 1 to 2 Hz) directivity remains an open debate (Boatwright 2007; Cultrera et al. 2009). The controversy concerning whether directivity has a relevant impact on high frequencies is widely discussed, including the theoretical considerations that support opposite opinions: While some studies claim that steady-state rupture propagation would enhance directivity effects by the assumption of quasi-deterministic rupture behavior (Boore and Joyner 1989; Galovic and Burjanek 2007; Ruiz et al. 2011), other studies claim that incoherencies in the rupture, because subevents are located randomly on the fault plane with random micro-scale rupture directivity (stochastic rupture behavior), might strongly attenuate directivity effects (Bernard and Herrero 1994; Somerville et al. 1997; Boatwright et al. 2002; Spudich and Chiou 2008; Ameri et al. 2012; Ruiz et al. 2011). From an observational perspective, Boatwright et al. (2002) evaluated the variation in the corrected velocity spectra with the azimuth, and observed directivity up to 1 Hz. Ameri et al. (2012) suggested directivity effects observed up to 2 Hz at very

---

Y. Chen · J. Letort · F. Cotton  
ISTerre, University Joseph Fourier, CNRS, BP 53,  
38041 Grenoble Cedex 9, France

Y. Chen (✉)  
UME School, Istituto Universitario di Studi Superiori di  
Pavia, Via Ferrata 1, 27100 Pavia, Italy  
e-mail: yenshin.chen@iusspavia.it

S. Drouet  
Observatório Nacional, Rua General Jose Cristino 77, São  
Cristovão, Rio de Janeiro, Brazil



close stations for strong ground motions recorded during the Mw 6.3 2009 L'Aquila earthquake.

Several fundamental earthquake properties can be measured from the spectral content of seismic-wave arrivals. For example, directivity effects cause variations in the height of the spectra plateau, as the earthquake energy will focus along the rupture direction (Gallovic and Burjanek 2007), as well as a shift in the spectral corner frequency (Boore and Joyner 1989) and the duration of the apparent source-time function is shorter than the non-directive sites. Figure C1 in Ruiz et al. (2011) demonstrates clearly how the acceleration source spectra are expected to change for directive and anti-directive sites under different assumptions at high frequency. Under quasi-deterministic rupture behavior assumption, the expected spectral plateau is the highest at directive site and the lowest at anti-directive site. On the contrary, under stochastic rupture behavior condition, the spectral plateaus are merged together at high frequency from a theoretical perspective. However, because of the variety of masking mechanisms, such as source–receiver path effects (which include the effects of geometric spreading and anelastic attenuation along the ray path), and because of the station site responses, earthquake source spectra are inaccessible to direct observation (Boore and Joyner 1989). The general lack of data covering the whole focal sphere also results in ambiguous observational evidence for the effects of directivity.

On November 21, 2004, at 11:41 UTC, a magnitude Mw 6.3 earthquake (Harvard Global Centroid Moment Tensor Catalog <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) struck offshore (10 km south) of the ‘Les Saintes’ islands in Guadeloupe, French West Indies (Fig. 1). There were more than 30,000 aftershocks recorded over the following years, most of which occurred at shallow depths near the islands of the archipelago. The main-shock and its aftershocks were recorded by the French Accelerometric Network stations, plus the accelerometric stations of the ‘Conseil Général de Martinique’. All the accelerometric data are freely available at <http://www-rap.obs.ujf-grenoble.fr/> (Péquegnat et al. 2008).

The resulting high-quality dataset provides a good opportunity to access information on earthquake sources, regional attenuation, and local site effects. The recent study of Drouet et al. (2011) provided updated regional attenuation relationships and amplification factors of the accelerometric stations in this area. Through this new information, we have been able to

analyze the corrected source spectra of the Les Saintes earthquake sequence and to evaluate how the source affects control of the observed spectra. Based on the main-shock study of Feuillet et al. (2011), accelerometric stations are either located in directive sites (Guadeloupe) or anti-directive sites (Martinique), and this suitable station coverage allows us to analyze the azimuthal dependency of the radiated energy.

Our research strategy is straightforward. We first computed the corrected source spectra by removing path and site effects. Secondly, as the source spectra can be affected by the combined effects of radiation pattern effects and directivity effects, we removed potential radiation pattern effects. Finally, we compared and analyzed the high-frequency azimuthal dependency of the Fourier spectra of the main-shock and all of the after-shock sequence earthquakes characterized by Mw>5 and high-quality recordings for both directive and anti-directive sites (Table 1).

## 2 Analysis of propagation and site-corrected spectra: evidence of a source-directivity effect?

The ability to compute isolated source spectra by removing path and site effects is a key prior need for the detection of high-frequency directivity effects. Given the shape of the Brune spectrum, acceleration spectra are more sensitive to high-frequencies ( $f > 1$  Hz) directivity effects. Thus, we computed and analyzed the average *S*-wave acceleration Fourier spectra from the Les Saintes earthquake sequence.

Each observed *S*-wave acceleration Fourier spectrum from source *i* and receiver *j* is a product of the source term, the regional propagation path effect, and the local site transfer function, as shown in Eq. (1):

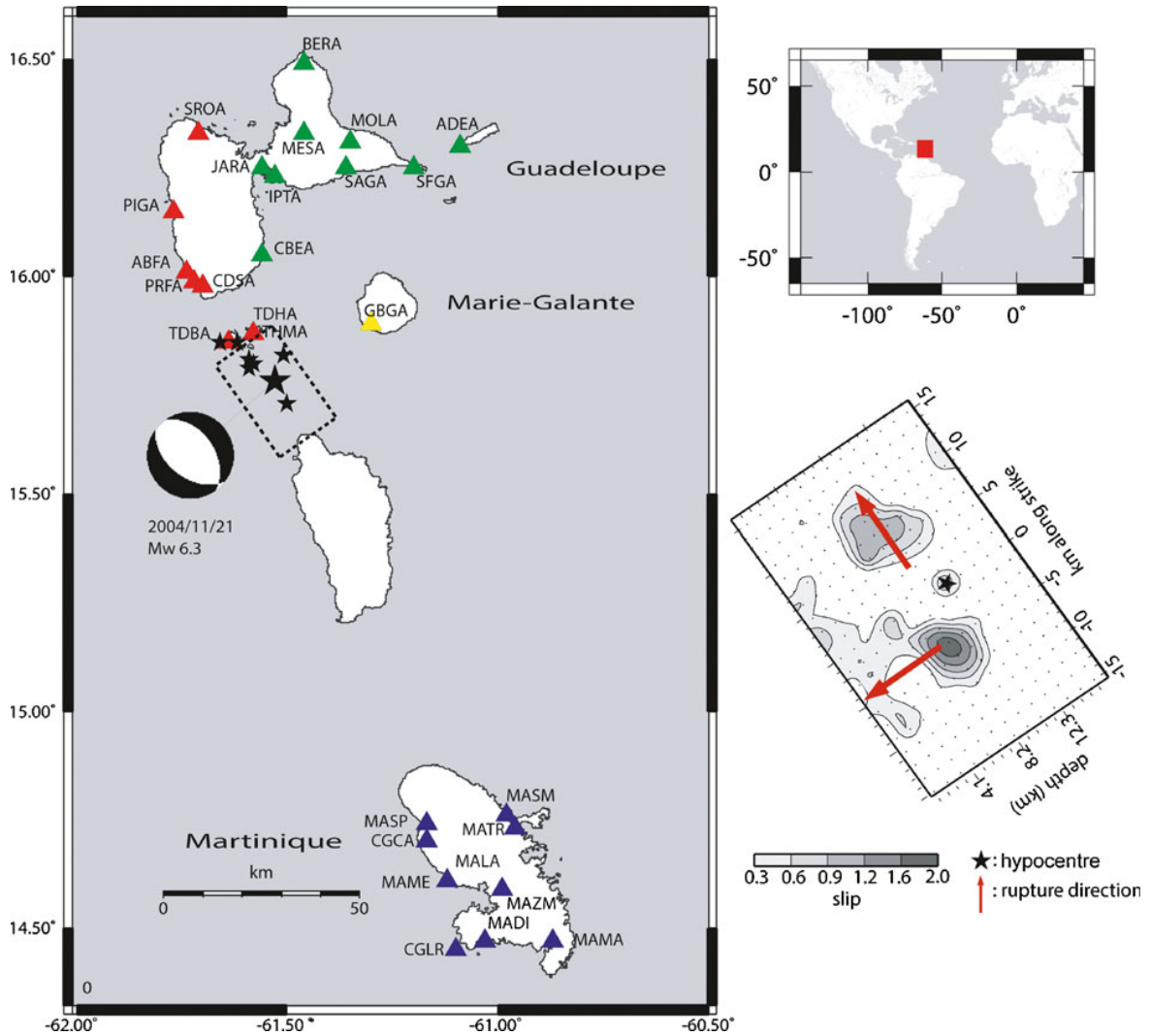
$$A_{ijk}(r_{ij}, f_k) = \Omega_i(f_k) D_{ij}(r_{ij}, f_k) S_j(f_k) \quad (1)$$

Where,  $A_{ijk}(r_{ij}, f_k)$  is the acceleration Fourier spectra observed from source *i* at receiver *j*, for a given frequency  $f_k$ . The source term is described using the Brune’s source model, as shown in Eq. (2):

$$\Omega_i(f_k) \sim \frac{(2\pi f_k)^2 M_{0_i}}{\left[1 + \left(\frac{f_k}{f_{c_i}}\right)^2\right]} \quad (2)$$

where,  $M_{0_i}$  is the seismic moment, and  $f_{c_i}$  is the corner frequency of event *i*.

## .1 High-frequency directivity effects : evidence from analysis of the Les Saintes records



**Fig. 1** Map showing the earthquakes (*black stars*), seismic stations (*triangles*), and the main-shock focal mechanism. Also shown are a map of the location of the study area (top right, *red square*) and the main-shock co-seismic slip model (*bottom right*). On the main map, the location of the main-shock on November 21, 2004, at 11:41 UTC, is shown by the largest *black star*, and the co-seismic slip plan is indicated by the *dashed black square*. The *red arrows* on the slip distribution diagram show the rupture direction of the two patches suggested by Feuillet et al.

(2011), Drouet et al. (2011), and the observation shown in our study. The station classification is done according to the angle between the strike of the main-shock fault orientation, as given by Feuillet et al. (2011), and the source-to-station direction. *Red stations*,  $<30^\circ$  (western Guadeloupe Island); *green stations*, from  $30^\circ$  to  $75^\circ$  (eastern Guadeloupe Island); *yellow stations*, azimuth perpendicular to the strike; *blue stations*, located in the anti-strike direction (Martinique Island). Modified from Drouet et al. (2011) and Feuillet et al. (2011)

The attenuation along the ray path  $r_{ij}$  includes the effects of geometric spreading and anelastic attenuation, as shown in Eq. (3):

$$D_{ij}(r_{ij}, f_k) = \exp\left(-\frac{\pi r_{ij} f_k}{Q(f_k) v_s}\right) \times \frac{1}{r_{ij}^\gamma} \quad (3)$$

where,  $V_S$  is the average  $S$ -wave velocity along the path (assumed to be 3.5 km/s here),  $Q(f_k)$  is the frequency-dependent quality factor,  $\gamma$  is the geometric spreading exponent, and  $S_j(f_k)$  is the local site effect at each receiver  $j$ .

**Table 1** Characteristics of the eight selected events used in this study

Date (yyyy-mm-dd)	Time (h:m:s. UTC)	Location (longitude/latitude)	Depth (km)	Strike/dip/rake (°)	Mw
2004-11-21	11:41:08	-61°30.12/15°45.88	10.0	325/44/-77	6.3
2005-02-14	18:05:59	-62°24.36/15°48.36	10.7	324/39/-84	5.8
2004-11-21	18:53:03	-61°33.67/15°50.05	8.8	331/41/-74	5.3
2004-11-27	23:44:24	-61°30.21/15°42.39	9.2	289/41/-160	4.9
2005-06-06	01:20:06	-61°32.08/15°49.10	14.7	286/53/-129	4.8
2005-01-29	14:45:00	-62°25.12/15°48.02	13.8	-	4.7
2005-03-03	19:24:00	-62°22.48/15°50.59	13.4	-	3.9
2005-02-23	00:02:00	-62°20.24/15°50.59	6.8	-	3.7

The focal mechanisms of the five larger events were obtained by Feuillet et al. (2011). Date and localization are from Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe (*OVSG*), and the event magnitudes were calculated by Drouet et al. (2011)

In the log domain, Eq. (1) can be written as given in Eq. (4):

$$y_{ijk} = m_{o_i} + \log_{10} \left[ \left( \frac{(2\pi f_k)^2}{1 + \left(\frac{f_k}{f_{c_i}}\right)^2} \right) \right] - \gamma \log_{10}(r_{ij}) - \frac{\pi r_{ij} f_k^{1-\alpha}}{\log_e(10) Q_0 v_s} + S_{jk} \quad (4)$$

where,  $y_{ijk} = \log_{10}[A_{ijk}(r_{ij}, f_k)]$ ,  $m_{o_i} = \log_{10} \left[ M_{o_i} \times \frac{2 \langle R_{\theta\phi} \rangle}{4\pi \rho v_s^3} \right]$ , and  $\langle R_{\theta\phi} \rangle$  refers to the average source radiation pattern (0.55 for *S*-waves).

To compute the source term, we can rewrite Eq. (4) as Eq. (5):

$$\begin{aligned} \log_{10}[\Omega_i(f_k)] &= m_{o_i} + \log_{10} \left[ \left( \frac{(2\pi f_k)^2}{1 + \left(\frac{f_k}{f_{c_i}}\right)^2} \right) \right] \\ &= y_{ijk} + \gamma \log_{10}(r_{ij}) + \frac{\pi r_{ij} f_k^{1-\alpha}}{\log_e(10) Q_0 v_s} - S_{jk} \end{aligned} \quad (5)$$

*S*-wave Fourier spectra are computed from the time window that starts at the *S*-wave arrival time and ends where it includes 80 % of the energy computed from the *S*-wave arrival time. The spectra were smoothed using the Konno and Ohmachi (1998) smoothing procedure, following Drouet et al. (2011). Then, we applied the correction described in Eq. (4), to remove propagation and site terms and to isolate the source spectra. We adopt the attenuation models determined by Drouet et al. (2011) (Table 2) to define the anelastic attenuation ( $Q_0, \alpha$ ) and geometric spreading ( $\gamma$ ) parameters. The

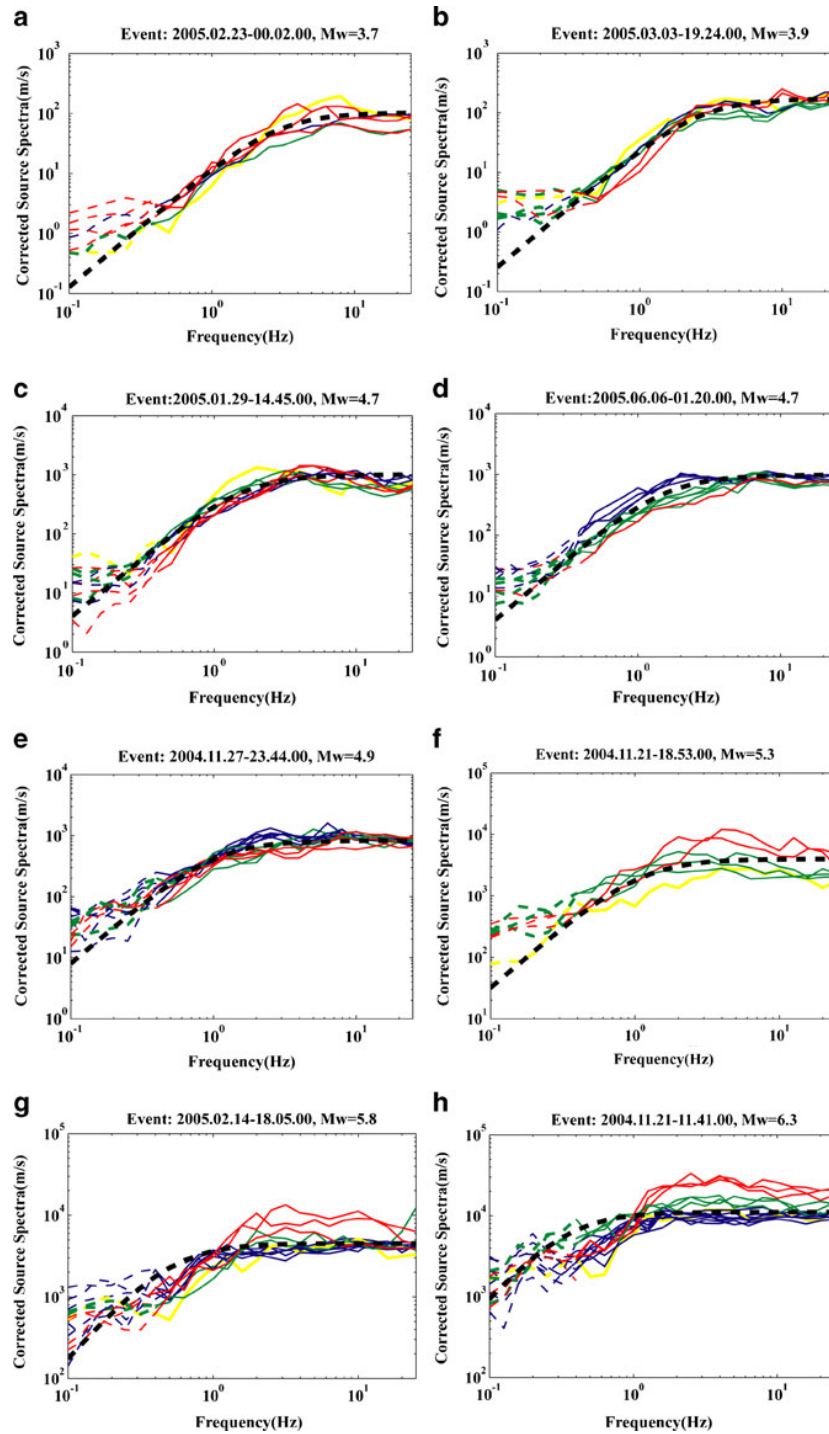
station site terms are also taken from Drouet et al. (2011). The attenuation parameters differ for travel paths towards Guadeloupe and Martinique because the paths are crossing different regions and different portions of the crust. Indeed, the paths towards Martinique are longer than those towards Guadeloupe and sample a deeper part of the crust which leads to a lower attenuation.

The path- and site-corrected source spectra clearly fit the respective Brune's source spectral models for small-to-moderate events (Fig. 2a-e). The models developed by Drouet et al. (2011) explain these point-source spectra well, and there is no evident divergence between the various observations from different azimuthal station groups. Thus, for small-to-moderate earthquakes, directivity effects are not observed. This good fit also

**Table 2** Attenuation parameters used in this study (Drouet et al. 2011)

$\gamma$	Q01	$\alpha 1$	Q02	$\alpha 2$
	Guadeloupe data		Martinique data	
1.058±0.001	261±12	0.16±0.01	287±5	0.35±0.01

## .1 High-frequency directivity effects : evidence from analysis of the Les Saintes records



**Fig. 2** Path- and site-corrected acceleration source spectra for different events, as indicated on the top of the frames (a) to (h). Colors refer to the stations classification (see Fig. 1 caption). To the low frequencies, the *dashed spectra* indicate where the signal-to-noise ratio is poor (these data are not used in the analysis). The

theoretical Brune's model calculated using the seismic moment and corner frequency of Drouet et al. (2011) is also shown (*thick black dashed line*). The applied path correction parameters are shown in Table 3, and the site correction parameters of each station are adopted from the work by Drouet et al. (2011)

confirms the accuracy of regional attenuation parameters and the local site amplification derived by Drouet et al. (2011).

The records of the three largest shocks show different behavior (Fig. 2f–h). As the magnitude increases, significant source spectra azimuthal variations are observed. The height of the amplitude plateau is a function of the azimuth, which suggests a directivity effect. The main-shock event shows the clearest azimuthal variations. However, when trying to detect directivity effects, and thus any associated azimuthal dependency in the corrected source spectra, we need to first remove any possible radiation pattern influence.

### 3 Do source radiation patterns explain the observed azimuthal variations?

The radiation patterns refer to the angular dependency of the wave amplitudes from the seismic source, and they are thus a function of the take-off angles, focal mechanism, and the azimuth angle from the event to the station events.

To estimate the regional take-off angles, we adopt the widely used velocity model for the Les Saintes area (Dorel 1978). The main-shock centroid moment tensor focal mechanism was taken from Courboulex et al. (2010), and the radiation pattern coefficients were calculated using the equations given by Aki and Richards (2002).

The path and site-corrected source spectra are finally corrected from the radiation pattern effect using Eq. (6):

$$m_{0i} = \log_{10} \left[ M_{0i} \times \frac{2 \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle}{R(\theta, \phi)}}{4\pi\rho v_s^3} \right] \quad (6)$$

where  $R(\theta, \phi)$  is the radiation pattern coefficient at take-off angle  $\phi$  and azimuth angle  $\theta$ .

The corresponding parameters for each station are shown in Table 3. Here, we compute the radiation pattern coefficients for  $S_H$  and  $S_V$  waves and then take the geometric mean as the final radiation coefficients (RAD) since in the study, we have analyzed average  $S$ -wave acceleration data.

These computed radiation patterns are only valid at low frequencies (Liu and Helmberger 1985). Indeed,

**Table 3** Estimated radiation pattern (RAD), azimuth angle, and take-off angle of each station used in the main-shock analysis

Station	Estimated RAD	Azimuth angle, $\theta$	Take-off angle
MADI	0.43	156.51°	93.15°
GBGA	0.78	84.56°	110.85°
ABFA	0.32	-28.40°	105.52°
PRFA	0.37	-25.67°	106.90°
IPTA	0.50	16.87°	100.69°
PIGA	0.41	-21.02°	101.10°
MESA	0.45	20.80°	98.77°
SFGA	0.48	67.87°	98.60°
SROA	0.55	-6.84°	98.38°
CGCA	0.45	158.00°	94.07°
MASP	0.45	157.29°	94.24°
MATR	0.32	149.19°	93.83°
MAZM	0.40	154.34°	93.39°
MAME	0.35	151.28°	92.93°
CGDI	0.43	156.47°	93.09°
MALA	0.38	153.10°	93.39°
MAMA	0.35	151.28°	92.93°

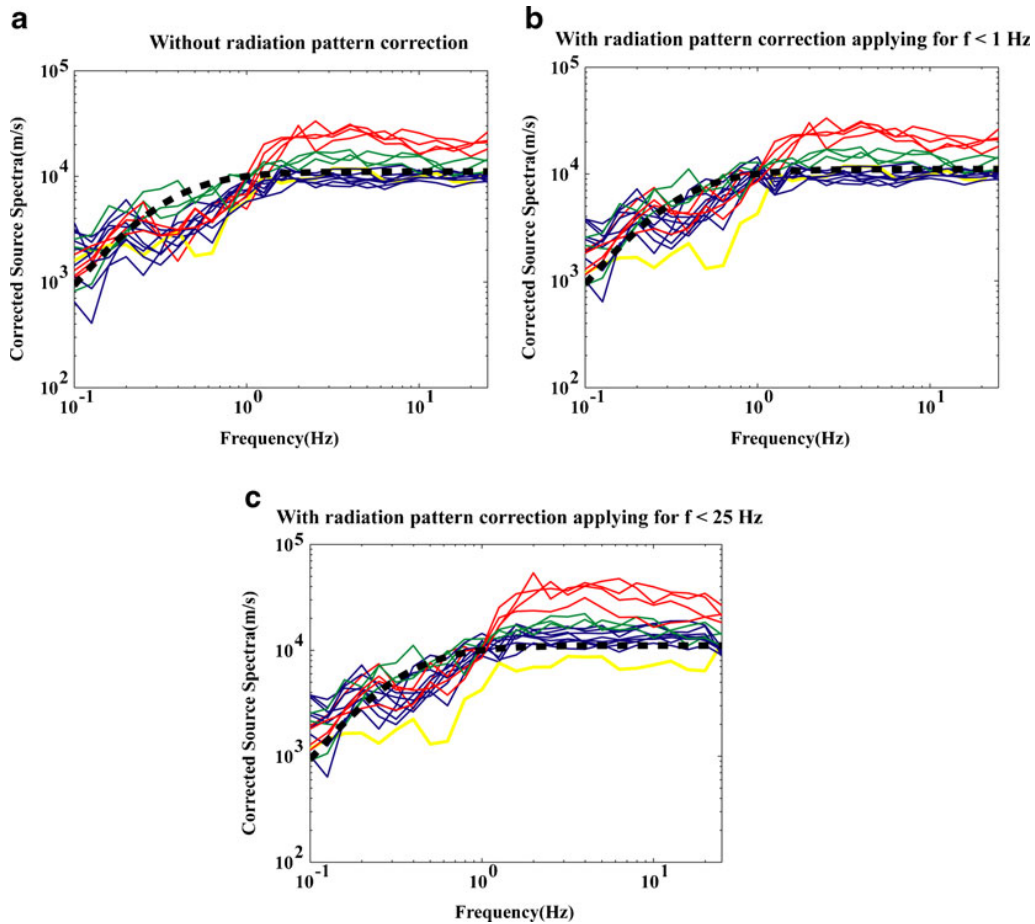
Takenaka et al. (2003) suggested that the frequency-dependent distortion of the  $S$ -wave radiation pattern might be caused by the mixing and coupling of the horizontal ( $S_H$ ) and vertical ( $S_V$ )  $S$ -waves in the heterogeneous structure near the source region. By analyzing dense KiK-net array observations from the Tottori-Ken Seibu earthquake, Mw 6.6, and its aftershocks, Takemura et al. (2009) demonstrated the collapse of the  $S$ -wave front due to seismic-wave scattering in a heterogeneous structure and showed that the radiation pattern is more isotropic at high frequencies ( $>2$  Hz). Castro et al. (2006) suggested that the  $S_H$ -wave radiation approaches the theoretical radiation only for frequencies below 0.5 Hz. The evaluation of the frequency range at which radiation patterns start to become isotropic is thus still a debated issue.

Consequently, we evaluated the radiation pattern correction of the main-shock for two cases. First, we applied the correction within the whole frequency range (0.1 to 25 Hz), then, only for the low frequency range (0.1 to 1 Hz).

Figure 3 shows the raw source spectra for the main-shock as well as the source spectra corrected according to the radiation pattern. The radiation pattern correction



## .1 High-frequency directivity effects : evidence from analysis of the Les Saintes records



**Fig. 3** Individual main-shock source spectra without radiation pattern correction (a) and with radiation pattern correction, as applied for frequencies  $< 1$  Hz (b) and  $< 25$  Hz (c). Colors refer to station classification (see Fig. 1 caption). The theoretical Brune's

model calculated using the seismic moment and corner frequency of Drouet et al. (2011) is also shown (thick black dashed line). The radiation pattern coefficients applied on each station are shown in Table 3

highlights even more the azimuthal variations of the source spectra, especially when the correction is applied to the whole frequency band. These results confirm that directivity effects are the only physical phenomena that can explain the observed main-shock azimuthal variations.

### 4 Results

To analyze further these directivity effects, we use the slip and kinematic source model developed by Feuillet et al. (2011) (Fig. 1). This slip model is characterized by two main slip zones that are located 5 to 10 km to the

southeast and northwest of the hypocenter. Only a small portion of the total seismic moment was released in the hypocentral area. The largest and first rupture patch (southeast of the hypocenter) propagated towards the surface. The second patch rupture propagation to the northwest (towards the western part of Guadeloupe Island) is supported by the spectral amplitudes azimuthal variations shown in this study and by the analysis of Drouet et al. (2011). Indeed, the Drouet et al. (2011) analysis suggests a potential directivity effect to explain the azimuthal variation of the residuals and the large discrepancy between the residuals observed in Guadeloupe and Martinique. Moreover, Boatwright (2007) has shown that the aftershocks pattern is partly controlled by directivity effects. The fact that most of the

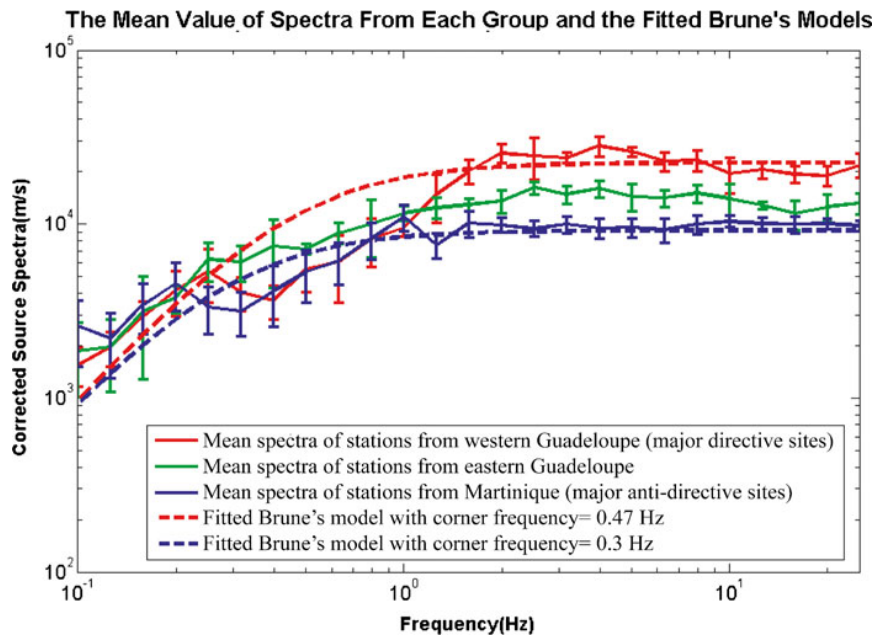
aftershocks are located north of the main-shock epicenter then also suggests a directivity effect toward the northwest.

As the northwestern patch ruptures towards Guadeloupe (more or less along the strike direction), the stations located in Guadeloupe (Fig. 1, red and green triangles) are directive sites (especially the stations located along the strike). Stations sited in the Martinique area (Fig. 1, blue triangles) can be considered as anti-directive sites for the first patch. Moreover, the southeastern patch ruptures towards the surface and the faults dip to the east, so we also consider the station located on Marie-Galante (Fig. 1, GBGA, yellow triangle) as an anti-directive site (Fig. 4a). To quantify these directivity effects, the mean values of the source spectra of each station group (Fig. 4b) were computed for the main-shock. As stated previously, many studies have shown that the radiation pattern becomes isotropic at high frequencies, and these results were obtained by applying the radiation pattern correction at low frequency only (<1 Hz).

Following the aftershock distribution, the inferred rupture direction is then consistent with the corrected source spectra behavior (Fig. 1): We observe the largest spectral amplitude at the directive sites, and especially at

stations sited along the rupture direction. The lowest spectral levels are shown at both of the anti-directive sites, which confirm that the azimuthal dependence of the corrected spectra is caused by directivity effects.

To quantify these directivity effects, the means of the source spectra of each station group (Fig. 4) were computed for the main-shock. The frequency band below 0.5 Hz is dominated by noise for small events, and therefore the propagation and site-effect corrections were not calculated by Drouet et al. (2011). At intermediate frequencies (between 0.5 and 2 Hz), both directive and anti-directive sites have a 'sag' in the source spectra (Fig. 4). At high frequencies (>2 Hz), the spectral plateaus obtained for the different station groups show large differences, and there is a ratio of about 2.0 to 2.5 between the directive and non-directive stations. These observations confirm the source models, which predict high directivity effects at high frequencies (Galovic and Burjanek 2007). We computed the best fit for the source spectrum at the directive and anti-directive sites according to the Brune's source spectrum with different corner frequencies. We observe that at directive sites, the fitted corner frequency is higher than the corner frequency at anti-directive sites (Fig. 4). We also note that the source spectral shapes obtained at



**Fig. 4** Estimates of the *mean spectra* and *error bars* for the main-shock and for each group of stations (see legend). Two Brune's models with different corner frequencies that fit the records at the

major directive and anti-directive sites are also shown (*dashed lines*). The figure shows how the directivity affects corner frequency and the spectra shapes

directive and anti-directive sites cannot be explained by a Brune's source spectral shape anymore, probably because of the source complexity, and so the analysis of these corner frequencies in terms of stress drop or rupture velocity is difficult.

### 5 Conclusion

Applying appropriate corrections for path and site effects, and for radiation patterns, allows us to detect the impact of directivity effects on *S*-wave Fourier spectra. The point-source Brune's model explains the observed source spectra of small earthquakes ( $M_w < 5.3$ ), while the discrepancies between the observations and the predicted Brune's models caused by finite-source effects are significant for the main-shock and largest aftershocks ( $M_w$ , 6.3, 5.8, 5.3, respectively). Our study shows significant amplification (2.0- to 2.5-fold) of the acceleration spectral plateau due to directivity effects at high frequencies (2 to 25 Hz). This evidence of high-frequency ( $>1$  Hz) directivity effects contributes to the few observational studies that have been suggesting such effects (Boatwright et al. (2002), up to 1 Hz (Ameri et al. (2012)), and up to 2 Hz (Courboux et al. (2013))).

**Acknowledgments** The comments of the associate editor and two anonymous reviewers significantly improved the submitted manuscript. We thank Ross Stein and Mathieu Causse for their useful suggestions and encouraging comments. This study originates from Yen-Shin's master's degree dissertation research project in Earthquake Engineering and Engineering Seismology (MEEES Consortium: [www.meees.org](http://www.meees.org)). This study would not have been possible without the huge amount of work from the RAP network staff who provides the seismological community with high-quality accelerometric data. We especially thank Marie-Paule Bouin and our colleagues of the Observatoire Volcanologique et Sismologique de Guadeloupe for their support.

**Open Access** This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License which permits any use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author(s) and the source are credited.

### References

- Aki K, Richards PG (2002) Quantitative seismology. Univ Science Books
- Ameri G, Gallovič F, Pacor F (2012) Complexity of the  $M_w$  6.3 2009 L'Aquila (Central Italy) earthquake: 2. Broadband strong-motion modeling.
- Bernard P, Herrero A (1994) Slip heterogeneity, body-wave spectra, and directivity of earthquake ruptures. *Ann Geophys* 37(6)
- Boatwright J (2007) The persistence of directivity in small earthquakes. *Bull Seismol Soc Am* 97(6):1850–1861
- Boatwright J, Choy GL, Seekins LC (2002) Regional estimates of radiated seismic energy. *Bull Seismol Soc Am* 92(4):1241–1255
- Boore DM, Joyner WB (1989) The effect of directivity on the stress parameter determined from ground motion observations. *Bull Seismol Soc Am* 79(6):1984–1988
- Castro RR, Franceschina G, Pacor F, Bindi D, Luzi L (2006) Analysis of the frequency dependence of the *S*-wave radiation pattern from local earthquakes in central Italy. *Bull Seismol Soc Am* 96(2):415–426
- Courboux F, Converset J, Balestra J, Delouis B (2010) Ground-motion simulations of the 2004  $m_w$  6.4 les saintes, guadeloupe, earthquake using ten smaller events. *Bull Seismol Soc Am* 100(1):116–130
- Courboux F, Dujardin A, Vallée M, Delouis B, Sira C, Deschamps A, Honoré L, Thouvenot F (2013) High-frequency directivity effect for an  $M_w$  4.1 earthquake, widely felt by the population in southeastern France. *Bull Seismol Soc Am* 103(6):3347–3353
- Cultrera G, Pacor F, Franceschina G, Emolo A, Cocco M (2009) Directivity effects for moderate-magnitude earthquakes ( $M_w$  5.6–6.0) during the Umbria-Marche sequence, central Italy. *Tectonophysics* 476(1–2):110–120
- Dorel J (1978) Sismicité et structure de l'arc des Petites Antilles et du bassin atlantique.
- Drouet S, Bouin MP, Cotton F (2011) New moment magnitude scale, evidence of stress drop magnitude scaling and stochastic ground motion model for the French West Indies. *Geophys J Int* 187:1625–1644. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05219.x
- Feuillet N, Beauducel F, Jacques E, Tapponnier P, Delouis B, Bazin S, Vallée M, King G (2011) The  $M_w = 6.3$ , November 21, 2004, Les Saintes earthquake (Guadeloupe): Tectonic setting, slip model and static stress changes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 116 (B10)
- Gallovic F, Burjanek J (2007) High frequency directivity in strong ground motion modeling methods. *Ann Geophys* 50:203–211
- Haskell N (1964) Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bull Seismol Soc Am* 54(6A):1811–1841
- Konno K, Ohmachi T (1998) Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull Seismol Soc Am* 88(1): 228–241
- Liu HL, Helmberger DV (1985) The 23: 19 aftershock of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake: more evidence for an asperity. *Bull Seismol Soc Am* 75(3):689–708
- Péquegnat C, Guéguen P, Hatzfeld D, Langlais M (2008) The French accelerometric network (RAP) and national data centre (RAP-NDC). *Seismol Res Lett* 79(1):79–89
- Ruiz J, Baumont D, Bernard P, Berge-Thierry C (2011) Modelling directivity of strong ground motion with a fractal,  $k=2$ , kinematic source model. *Geophys J Int* 186(1):226–244
- Seekins LC, Boatwright J (2010) Rupture directivity of moderate earthquakes in Northern California. *Bull Seismol Soc Am* 100(3):1107–1119



- Somerville PG, Smith NF, Graves RW, Abrahamson NA (1997) Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity. *Seismol Res Lett* 68(1):199–222
- Spudich P, Chiou BSJ (2008) Directivity in NGA earthquake ground motions: analysis using isochrone theory. *Earthquake Spectra* 24:279
- Takemura S, Furumura T, Saito T (2009) Distortion of the apparent S-wave radiation pattern in the high-frequency wavefield: Tottori-Ken Seibu, Japan, earthquake of 2000. *Geophys J Int* 178(2):950–961

- Takenaka H, Mamada Y, Futamura H (2003) Near-source effect on radiation pattern of high-frequency S waves: strong SH–SV mixing observed from aftershocks of the 1997 Northwestern Kagoshima, Japan, earthquakes. *Phys Earth Planet Inter* 137(1):31–43

### Data and resources

- All accelerometric data are freely available at <http://www-rap.obs.ujf-grenoble.fr/>.

## .2 The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy and the main aftershocks : S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects

Raúl R. Castro,<sup>1</sup> Francesca Pacor,<sup>2</sup> Rodolfo Puglia,<sup>2</sup> Gabriele Ameri,<sup>2,\*</sup> Jean Letort,<sup>3</sup> Marco Massa<sup>2</sup> and Lucia Luzi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Sismología, División Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Ensenada, Baja California 22860, México. E-mail: raul@cicese.mx

<sup>2</sup>Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano, Milan, Italy

<sup>3</sup>Institut des Sciences de la Terre, France

Accepted 2013 June 18. Received 2013 June 17; in original form 2012 November 26

### SUMMARY

We used strong-motion records from the 2012 May 20 and 29 Emilia-Romagna earthquakes ( $M_w$  6.1 and 5.9, respectively) and four aftershocks with magnitudes ranging between 4.9 and 5.5 to analyse the S-wave spectral amplitude decay with distance and estimate acceleration source functions and site effects. The data set consists of six earthquakes, 44 stations and 248 records with hypocentral distances in the range  $10 < r < 100$  km. We rotated the accelerograms to calculate transverse and radial components of the acceleration spectrum. We found non-parametric attenuation functions that describe the spectral amplitude decay of SH and SV waves with distance at 60 different frequencies between 0.1 and 40 Hz. These attenuation functions provide an estimate of the quality factor  $Q$  at each frequency analysed. Assuming that geometrical spreading is  $1/r$  for  $r \leq r_x$  and  $1/(r_x r)^{0.5}$  for  $r > r_x$  with  $r_x = 60$  km and normalizing at 15 km (the recording distance where the attenuation functions start to decay), we find that the average  $Q$  for SH waves can be approximated by  $Q_{SH} = 82 \pm 1 f^{1.2 \pm 0.02}$  and by  $Q_{SV} = 79 \pm 1 f^{1.24 \pm 0.03}$  for SV waves in the frequency range  $0.10 \leq f \leq 10.7$  Hz. At higher frequencies,  $11.8 \leq f \leq 40$  Hz, the frequency dependence of  $Q$  weakens and is approximated by  $Q_{SH} = 301 \pm 1 f^{0.36 \pm 0.04}$  and  $Q_{SV} = 384 \pm 1 f^{0.28 \pm 0.04}$ . These results indicate that the S-wave attenuation is radially isotropic at local distances in the epicentral area. Nevertheless, we used these attenuation parameters separately to correct the radial (with  $Q_{SV}$ ) and transverse (with  $Q_{SH}$ ) components of the acceleration spectra and to separate source and site effects using a non-parametric spectral inversion scheme. We found that the source function of the main event and the bigger aftershocks show enhanced low frequency radiation between 0.4 and 3.0 Hz. We converted the source functions into far-field source acceleration spectra and interpreted the resulting source spectra in terms of Brune's model. The stress drops obtained range between approximately 0.9 and 2.9 MPa. Although all the recording stations used are located in the Po Plain, the site functions obtained from the spectral inversion show important amplification variability between the sites. We compared these site functions with the average horizontal to vertical spectral ratios calculated for each station, and we found consistent results for most stations.

**Key words:** Earthquake ground motions; Body waves; Seismic attenuation; Site effects.

### 1 INTRODUCTION

The earthquake of 2012 May 20 [ $M_w$  6.1, as reported by the Global Centroid Moment Tensor (GCMT) catalogue] was strongly felt in

the Emilia-Romagna region, northern Italy. This event caused significant damage to historic structures and industrial buildings (Lai *et al.* 2012). The main earthquake triggered a seismic sequence that lasted until 2012 June. During the sequence six more events with  $M_L \geq 5$  and about 80 with  $M_L \geq 3.5$  occurred (Massa *et al.* 2012). On May 29 another main shock with  $M_w = 5.9$  (GCMT) occurred in the same region causing further damage and fatalities. A total of

\* Now at: GEOTER International-FUGRO group, Auriol 13390, France.

approximately 2100 aftershocks were located between 2012 May 29 and June 25 by the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (National Institute of Geophysics and Vulcanology, hereinafter INGV), National Seismic Network (Malagnini *et al.* 2012).

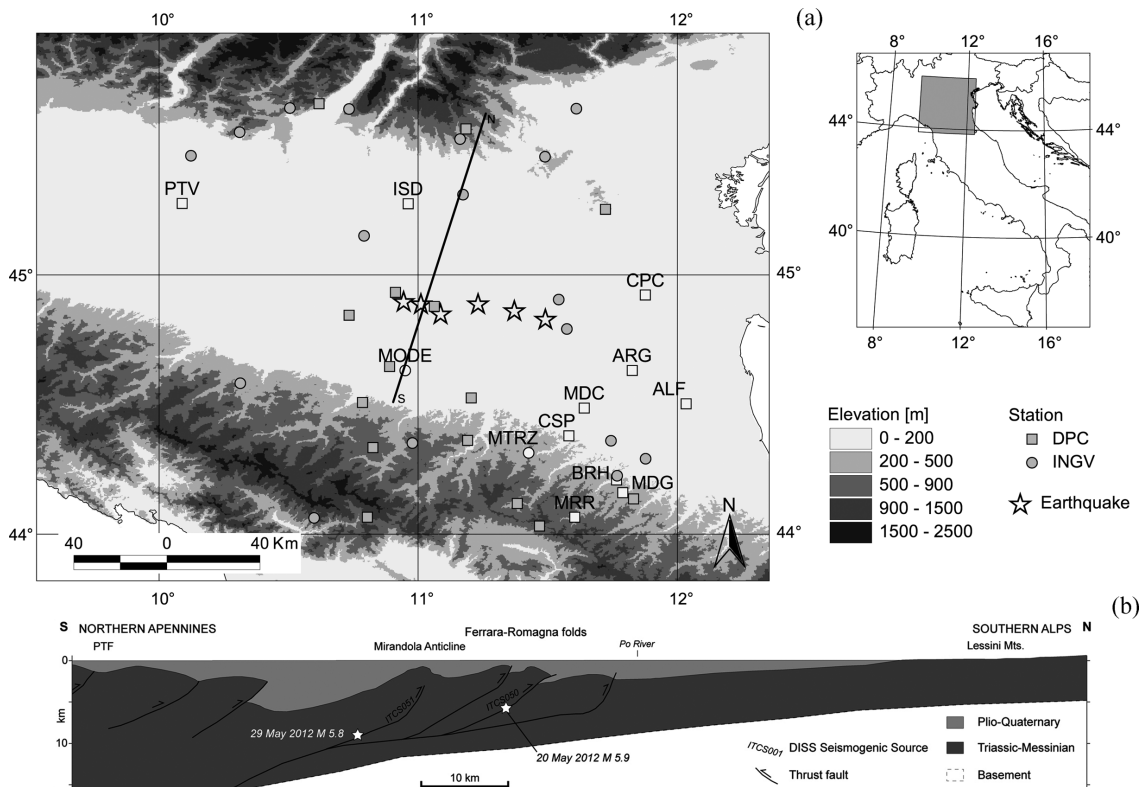
The Emilia earthquake sequence is located within the Po Plain, which is the foreland basin of two opposing verging fold-and-thrust belts: to the north, the south-verging central Southern Alps, and, to the south, the N–NE-verging Northern Apennines. The two belts developed during the closure of the Mesozoic Tethyan basin, as a result of the relative convergence of the African and European plates, occurring from the Cretaceous onward (Carminati & Doglioni 2012). Although having flat morphology due to the active fluvial deposition of the Po River, the Po plain is far from being an undeformed domain, since the outermost and most recent thrust fronts of the two belts are buried by the Plio-Quaternary sedimentary sequence (Fig. 1). This is reflected by a variable sediment thickness, ranging between several thousands of metres in the depocentres to a few tens of metres on top of the buried anticlines (Bigi *et al.* 1992).

Under these sediments lies the Ferrarese dorsal where the earthquake sequence was generated (Lai *et al.* 2012; Luzi *et al.* 2013). The spatial distribution of the aftershocks and the available focal mechanisms indicate WSW-dipping low-angle thrust fault sources with the seismogenic zone located at depths between 5 and 10 km (locations taken from INGV, <http://iside.rm.ingv.it/>; Malagnini *et al.* 2012; Scognamiglio *et al.* 2012). The seismic sequence reactivated the basal thrust in the central section of the Ferrara-Romagna arc

(Dolce *et al.* 2012). Buried active structures in the Po Plain have been identified by Burrato *et al.* (2003) mapping drainage anomalies, and it is likely that the Emilia-Romagna seismic sequence activated those seismogenic sources (Burrato *et al.* 2012).

The whole seismic sequence was recorded at local and regional distances by the Italian strong-motion network (Rete Accelerometrica Nazionale, RAN; Gorini *et al.* 2010), and some temporary accelerometers (Dolce *et al.* 2012), both operated by the National Civil Protection Department (Dipartimento della Protezione Civile Nazionale, DPC) and by the permanent (Amato & Mele 2008; Augliera *et al.* 2011) and temporary networks operated by INGV (Moretti *et al.* 2012). The data set recorded offers an excellent opportunity to study the attenuation characteristics of the *S* waves travelling in the Po Plain, to analyse the source functions of the main events and the bigger aftershocks, and to determine site effects of the recording stations.

We analyse the acceleration spectra from the six major events recorded at 44 stations within an epicentral distance of 100 km. We rotated the N–S and E–W components into radial and transverse to compare the attenuation characteristics of *SV* and *SH* waves. Estimates of *Q* for these waves can be useful to understand differences often observed between vertical and horizontal peak ground motion. We found non-parametric attenuation functions (NAF) that describe the amplitude decay with distance at different frequencies in the range 0.1–40.0 Hz. We use these functions to estimate the average quality factor *Q* and to correct the observed amplitudes for



**Figure 1.** (a) Map showing the epicentres of the events analysed and the distribution of the strong-motion stations used. (b) Geological section of the Po plain showing the Plio-Quaternary sedimentary sequence. Modified from Cassano *et al.* (1986) and Livio *et al.* (2009).

## .2 The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy and the main aftershocks : S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects

effect of attenuation. Then, we separated source and site effects using a spectral inversion scheme similar to that proposed by Andrews (1986).

### 2 STRONG-MOTION DATA

We selected records from 44 stations belonging to DPC and INGV networks that recorded at least two of the six bigger events ( $M > 4.8$ ). Fig. 1 shows the distribution of the stations used and the epicentres. Table 1 lists the source parameters of the earthquakes and Table 2 the characteristics of the strong-motion stations. Fig. 2 shows the distance versus magnitude distribution of the data set analysed. In total, we analysed 248 records with hypocentral distances in the range  $10 < r < 100$  km from six earthquakes with magnitudes ranging between 4.9 and 6.1.

The strong motion stations of the permanent and temporal INGV and DPC network are equipped with either Kinematics Episensor or Syscom MS2007+, both of which are triaxial force balance sensors, with a natural frequency above 50 Hz and are set to either 1 or 2 g fullscale (flat response up to 200 Hz). They are coupled with different digitizers (Reftek 130–01, Kinematics Etna Everest, Kinematics K2, Quanterra Q330, or the INGV designed GAIA2; Rao *et al.* 2010) all with a resolution higher than 24 bits and a sampling rate of either 100 or 200 Hz.

The records were processed adopting the procedure described by Pacor *et al.* (2011) and Paolucci *et al.* (2011). This method includes the removal of the linear trend fitting the entire record, application of a cosine taper, and the application of a time-domain acausal fourth-order Butterworth bandpass filter. Both the high-pass and low-pass frequencies are selected through visual inspection of the Fourier spectrum. The typical bandpass frequency range is between 0.08 and 40 Hz. We rotated the horizontal components into radial and transverse and the Fourier acceleration spectra (FAS) are calculated using a fixed S-wave window length of 5 s starting about 1 s before the S-wave onset. This window length is the average determined from manually selecting S-wave windows ending before the arrival of surface waves and avoiding as much as possible coda waves. Typical manually selected window lengths range from 2.5 to 9.0 s, however the FAS was calculated with a fixed window length corresponding to the average window length of 5 s. Then a 5 per cent cosine taper is applied and the spectral amplitudes smoothed over 60 frequencies equidistant on a logarithmic scale between 0.1 and 40 Hz using the windowing function of Konno & Ohmachi (1998) with  $b = 40$ . This smoothing function has the characteristic that being logarithmic the weight in the smoothing keeps constant with increasing period. Fig. 3(a) shows the FAS from all the strong-motion records analysed and the 5 s pre-event noise acceleration spectra of the records (Fig. 3b).

The recording stations and the epicentres are both located within the Po Plain where important site effects and basin-induced surface waves are expected (Bordoni *et al.* 2012). For instance, the accelerogram of the main earthquake of May 20 ( $M_w$  6.1) at station Mirandola (MRN), displayed in Fig. 4, shows large surface wave amplitudes in spite of being at only 14.8 km from the hypocentre. The peak acceleration is within the surface wave package and the S-wave amplitudes look relatively small compared with the prominent surface wave amplitudes. We marked with a T 1 s before the S-wave arrival and with another T 4 s after. The peak acceleration occurs when the first surface waves arrive, approximately 4 s after the arrival of the S wave (5 s after the first T in Fig. 4).

### 3 S-WAVE ATTENUATION IN THE PO PLAIN

The Po Plain, the largest alluvial basin of northern Italy, is bounded by the Alpine chain to the north and the Apennines to the south. This basin is characterized as a region where S waves propagate more efficiently relative to the northern Apennines and the western Alps (e.g. Mele *et al.* 1997; Castro *et al.* 1999; Carletti & Gasperini 2003). Morasca *et al.* (2008) found high  $Q$  under the Po Plain, although they interpreted the anomalous propagation to the variable thickness of quaternary alluvium. In a more recent study, Morasca *et al.* (2010) used an extended database from 54 regional stations to study lateral seismic attenuation in Northern Italy. They determined  $Q$  for coda and direct waves in the 0.3–23 Hz frequency band and found a broad low attenuation zone in the Po Plain that can be interpreted as the effect of the thick and compact sediments of the basin. The expected low  $Q$  is present on the west of the Plain, beneath Tuscany where heat flow is high.

To understand the significant damage and intensities generated by the 2012 Emilia seismic sequence it is important to analyse how seismic waves attenuate with distance. Castro *et al.* (1993, 1999) determined attenuation functions using a limited number of local and regional records from earthquakes located in Piemonte and Lombardia, a region that extends from the Southern Alps to the Po Plain. More recently, Massa *et al.* (2007) estimated attenuation relations for the region of north-central Italy and Marzorati *et al.* (2004) estimated  $Q$  using local earthquakes located in the central-eastern Alps. Other estimates of regional body wave attenuation have also been made north of the Po Plain. Castro *et al.* (2008) estimated the total attenuation for P and S waves in the area of the Garda Lake and found important variation on the rate of amplitude decay at different distances. Del Pezzo *et al.* (2011) estimated intrinsic and scattering attenuation of shear waves in the Central Alps region and found that in the low-frequency bands (1.5 and 3 Hz) the total attenuation calculated using Multiple Lapse Time Window Analysis (MLTWA) coincides with the estimates obtained by Castro *et al.* (2008) based on the spectral energy decay with distance. Del Pezzo *et al.* (2011) found that scattering attenuation represents between 57 and 75 per cent of the total attenuation in the frequency band analysed (1.5–12.0 Hz). Thus, the results of these studies indicate a predominance of scattering mechanisms in controlling the amplitude decay with distance of the body waves that propagate in north-central Italy.

The large number of strong-motions records generated by the 2012 Emilia earthquake sequence offers a good opportunity to review the attenuation characteristics in the Po Plain. With this purpose, we analyse how the spectral amplitudes decay with distance and determine non-parametric functions that describe the attenuation of ground-motion at different frequencies.

For each of the 60 frequencies selected we search for unrestricted curves, with a reasonable degree of smoothness that describes the observed spectral amplitude decay with distance. This technique has been used before by Castro *et al.* (1990, 1996, 2008), Bindi *et al.* (2004) and other authors (e.g. Anderson 1991; Anderson & Lei 1994; Fernandez *et al.* 2010) to study S-wave attenuation.

The spectral amplitude at frequency  $f$  and hypocentral distance  $r$  is modelled as

$$U_i(f, r) = S_i(f)A(f, r), \quad (1)$$

where  $U_i(f, r)$  is the observed spectral amplitude from event  $i$ , and  $S_i(f)$  is a scalar that accounts for source effects and depends on the

## Annexe

**Table 1.** Source parameters of the events analysed: date, time, hypocentre coordinates, magnitudes, seismic moment ( $M_0$ ), corner frequency ( $f_c$ ) and stress drop ( $\Delta\sigma$ ).

No	Date (dd/mn/year)	Time (hr:m:s)	Lat (°)	Lon (°)	Depth (km)	$M_L$	$M_w$ (RCMT)	$M_w$ (GCMT)	$M_0$ (N-m)	$f_c$ (Hz)	$\Delta\sigma$ (MPa)
1	20/05/2012	02:03:52	44.889	11.228	6.3	5.9	6.11	6.1	1.758E18	0.14	2.9
2	20/05/2012	02:07:31	44.863	11.370	5.0	5.1			5.559E16	0.30	0.9
3	20/05/2012	13:18:02	44.831	11.490	4.7	5.1	5.18	5.1	5.560E16	0.39	1.9
4	29/05/2012	07:00:03	44.851	11.086	10.2	5.8	5.96	5.9	8.810E17	0.15	1.8
5	29/05/2012	10:55:57	44.888	11.008	6.8	5.3	5.53	5.5	2.213E17	0.23	1.6
6	03/06/2012	19:20:43	44.899	10.943	9.2	5.1	4.89		2.786E16	0.42	1.2

**Table 2.** Characteristics of the stations used: coordinates; EC8 site classification (Comité Européen de Normalisation 2004), based on  $V_{S30}$  (class A is larger than  $800 \text{ m s}^{-1}$ , B is in the range  $360\text{--}800 \text{ m s}^{-1}$ , C in the range  $180\text{--}360 \text{ m s}^{-1}$ , and D is less than  $180 \text{ m s}^{-1}$ ). The classes not denoted with an asterisk have been assigned after a direct measure of  $V_{S30}$ . The sites with an asterisk have been attributed on the basis of geological/geophysical information. Instrument installation, Inst: P = permanent, T = temporary; number of records, #rec. The 11 stations with an asterisk after the station code were used to constrain the spectral inversion.

Station code	Lat (°)	Lon (°)	Alt. (m)	[EC8]	Inst.	#rec	Network
ALF	44.502	12.033	6	C*	P	2	DPC
ARG	44.630	11.825	44	D	P	2	DPC
<b>BDI*</b>	<b>44.062</b>	<b>10.597</b>	<b>830</b>	<b>A*</b>	<b>P</b>	<b>6</b>	<b>INGV</b>
BOTT	45.549	10.310	200	A*	P	6	INGV
BRH	44.208	11.764	150	B*	P	2	DPC
<b>BRIS*</b>	<b>44.225</b>	<b>11.767</b>	<b>260</b>	<b>A*</b>	<b>P</b>	<b>3</b>	<b>INGV</b>
BSZ	44.031	11.467	682	A*	P	2	DPC
CPC	44.921	11.876	2	C*	P	2	DPC
CSP	44.378	11.580	99	B*	P	2	DPC
FAEN	44.290	11.877	41	C	P	2	INGV
<b>FRE1*</b>	<b>44.118</b>	<b>11.382</b>	<b>461</b>	<b>C</b>	<b>T</b>	<b>2</b>	<b>DPC</b>
GAI	45.659	10.616	398	B*	P	2	DPC
<b>IMOL*</b>	<b>44.360</b>	<b>11.743</b>	<b>27</b>	<b>C</b>	<b>P</b>	<b>5</b>	<b>INGV</b>
ISD	45.273	10.960	31	B*	P	2	DPC
LEOD	45.458	10.123	92	C	P	5	INGV
MDC	44.486	11.640	21	C*	P	2	DPC
MDG	44.159	11.789	197	A*	P	2	DPC
MDN	44.646	10.889	37	C	P	2	DPC
MDT	44.135	11.830	574	A*	P	2	DPC
<b>MNS*</b>	<b>45.252</b>	<b>11.722</b>	<b>5</b>	<b>C*</b>	<b>P</b>	<b>2</b>	<b>DPC</b>
<b>MNTV*</b>	<b>45.150</b>	<b>10.790</b>	<b>36</b>	<b>C*</b>	<b>P</b>	<b>6</b>	<b>INGV</b>
MODE	44.630	10.949	41	C*	P	6	INGV
MOG0	44.932	10.912	85				DPC
MRN	44.878	11.062	18	C*	P	2	DPC
MRR	44.064	11.603	370	A*	P	2	DPC
MRZ	44.361	11.190		B*	P	2	DPC
<b>MTRZ*</b>	<b>44.313</b>	<b>11.425</b>	<b>570</b>	<b>A*</b>	<b>P</b>	<b>4</b>	<b>INGV</b>
NEVI	44.581	10.313	522	A*	P	2	INGV
NVL	44.843	10.732	23	C	P	2	DPC
OPPE	45.308	11.172	20	C*	P	6	INGV
PTV	45.274	10.088	47	B*	P	2	DPC
PVF	44.333	10.825	743	A*	P	2	DPC
SANR	45.640	11.610	51	C	P	5	DPC
SMP	44.064	10.803	1020	A*	P	2	INGV
<b>SSU*</b>	<b>44.507</b>	<b>10.784</b>	<b>448</b>	<b>A*</b>	<b>P</b>	<b>2</b>	<b>DPC</b>
T820	44.791	11.573	8	C*	T	3	DPC
T821	44.904	11.541	3	C*	T	3	INGV
TGG	45.562	11.183	750	A*	P	2	INGV
<b>TREG*</b>	<b>45.523</b>	<b>11.161</b>	<b>342</b>	<b>C*</b>	<b>P</b>	<b>6</b>	<b>DPC</b>
<b>VOBA*</b>	<b>45.643</b>	<b>10.504</b>	<b>292</b>	<b>B*</b>	<b>P</b>	<b>6</b>	<b>INGV</b>
ZCCA	44.351	10.977	700	A*	P	5	INGV
ZEN8	45.638	10.732	596	A*	P	5	INGV
<b>ZOVE*</b>	<b>45.454</b>	<b>11.488</b>	<b>376</b>	<b>A*</b>	<b>P</b>	<b>6</b>	<b>INGV</b>
ZPP	44.524	11.204	70	C*	P	2	INGV

## 2 The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy and the main aftershocks) : S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects

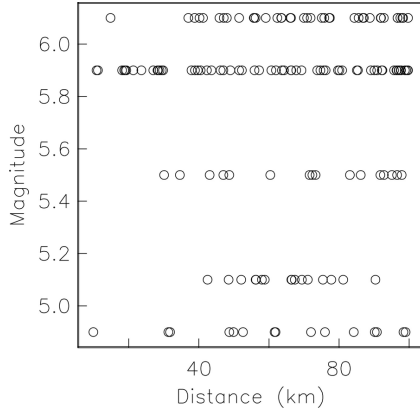


Figure 2. Magnitude versus distance of the data set analysed.

size of the earthquake.  $A(f, r)$  is the function that describes how the amplitudes decay with distance, and we will call them NAF.

We constrain the NAF to be one at  $r = 0$  [ $A(f, 0) = 1.0$ ] since at  $r = 0$  the spectral amplitudes have not been attenuated yet. We also constrain the NAF to be slowly decreasing functions with distance by adding a smoothness constraint. The assumption for the second constraint is that the amplitudes vary slowly with distance and that the possible undulations of the data are related to site effects. Thus, to eliminate site effects the undulations of the data are suppressed by increasing the smoothness constraint in multiple runs until we obtained smooth curves that preserved the data trend. We also assume that the shape of the NAF at a given frequency is invariant for all earthquakes, regardless of the magnitude. This assumption permits an inversion of eq. (1) using all the events simultaneously.

We formed for each frequency a set of linear equations of the form:

$$u_{ij} = s_i + a_j, \quad (2)$$

where  $u_{ij} = \log U_i(f, r)$  is a datum from earthquake  $i$  at distance  $j$ ,  $s_i = \log S_i(f)$  and  $a_j = \log A(f, r)$  is the value of the attenuation function at distance  $j$ . We solved eq. (2) using a constrained least-squares inversion. A more detailed explanation of the method used to determine the attenuation functions can be found in Castro *et al.* (1990, 1996). We determined 60 NAF, one for each frequency considered, between 0.1 and 40 Hz. Fig. 5 shows a sample of nine attenuation functions and the observed amplitudes scaled with the respective value of  $s_i$ . At short distances ( $r < 15$  km), where the effect of the attenuation is smaller, the observed amplitudes show important amplification due to site effects, and the NAF show a bump due to the first constraint imposed [ $A(f, 0) = 1.0$ ]. For  $r \geq 15$  km the NAF decrease monotonically with distance as expected up to 60 km. Consequently, we consider 15 km as the minimum distance for further analyses. It is also interesting to note that at 60 km the NAF start to decay more slowly due to the arrival of surface waves and energy refracted and reflected from deeper parts of the crust. Bragato *et al.* (2011) observed also systematic enhancement of ground motion in the Po Plain between 70 and 200 km due to S-wave reflections at the Moho.

We use the NAF to estimate the quality factor  $Q$  assuming a homogeneous attenuation model of the form

$$A(f, r) = G(r)e^{-\pi f R/\beta Q}, \quad (3)$$

where  $R = (r - 15)$  and  $\beta = 2.44 \text{ km s}^{-1}$  is the average S-wave velocity calculated using the first 10 km of the Po Plain crustal model reported by Vuan *et al.* (2011).  $G(r)$  is the geometrical spreading function that we approximate as

$$G(r) = \begin{cases} \frac{15}{r}, & r < r_x \\ \frac{15}{(r \times r_x)^{1/2}}, & r \geq r_x \end{cases}. \quad (4)$$

Since we define the NAF at a minimum distance of 15 km, we normalized  $G(r)$  at that distance, and we make  $r_x = 60$  km, the distance where the NAF starts decaying more slowly with distance. For body waves theory predicts that  $G(r) = 1/r$  and for surface waves that  $G(r) = 1/r^{0.5}$  (Aki & Richards 1980; Stein & Wysession 2003).  $r_x$  in eq. (4) is the distance where the rate of decay of the NAF is less severe, due to surface wave arrivals and other wave propagation effects such as postcritical Moho reflections, and makes  $G(r)$  continuous for the whole distance range.  $G(r) = 1/r$  has been used to correct ground-motion amplitudes in previous attenuation studies made in northern Italy (Castro *et al.* 1996, 2008; Bianco *et al.* 2005; Morasca *et al.* 2008; Del Pezzo *et al.* 2011).

For each frequency  $Q$  is estimated linearizing eq. (3) by taking logarithms, thus we can rewrite eq. (3) as

$$a(R) = -mR, \quad (5)$$

where  $a(R) = \log A(f, r) - \log G(r)$  and  $m = \pi f \log e / Q \beta$  is the slope estimated with a least-square fit of eq. (5). For each frequency  $Q$  is estimated as

$$Q(f) = \frac{\pi f \log e}{m \beta}. \quad (6)$$

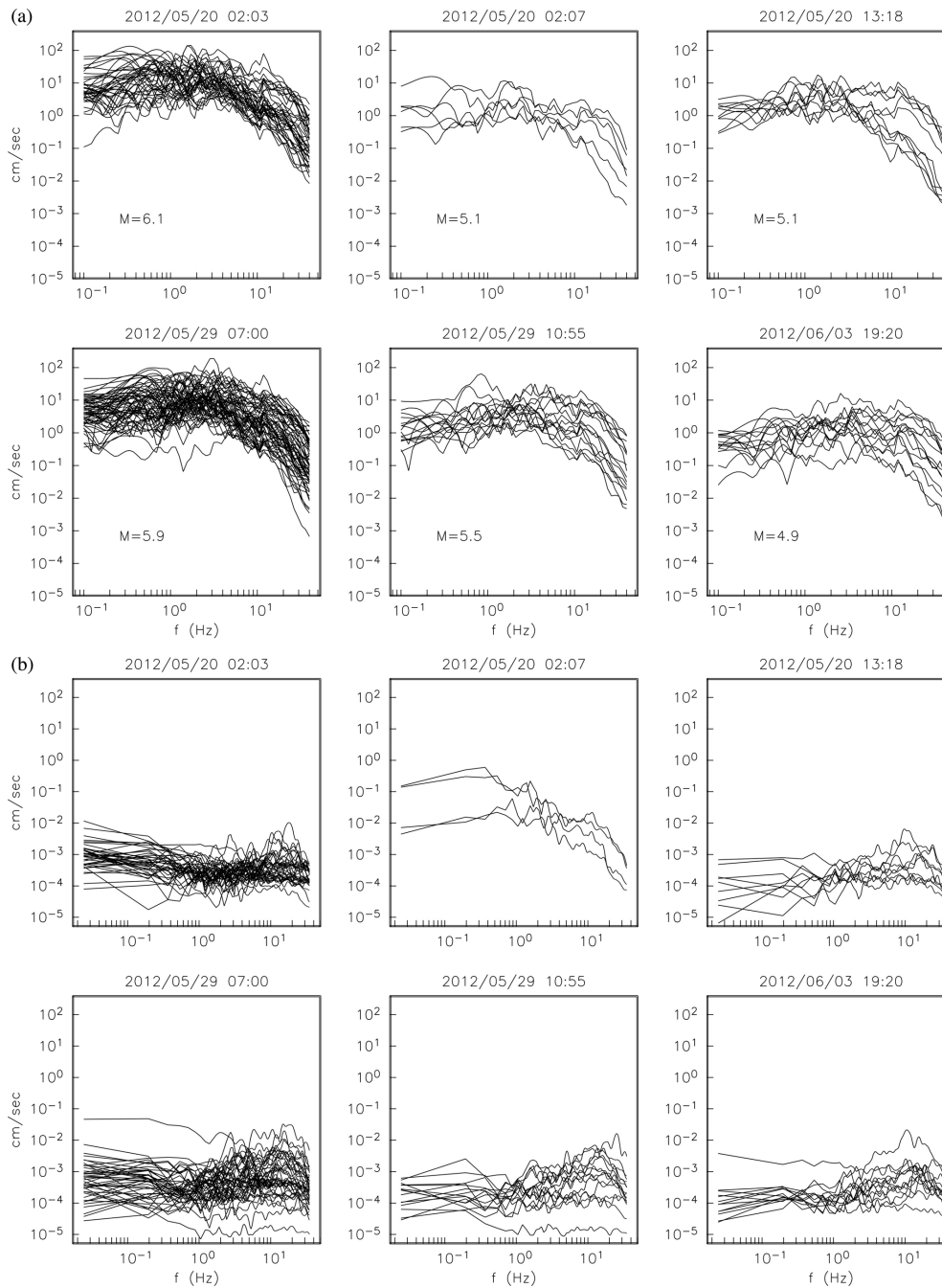
Fig. 6 shows with triangles the estimates of  $Q_{SV}$  (left-hand side) and  $Q_{SH}$  (right-hand side) obtained using the NAF determined with the radial and transverse components, respectively. The circles in Fig. 6 are the estimates of total  $Q$  (intrinsic and scattering attenuation) obtained by Del Pezzo *et al.* (2011) in north-central Italy using the MLTWA method. The comparison indicates that in the whole frequency band (1.5–12.0 Hz) analysed by Del Pezzo *et al.* (2011) using coda waves from low-magnitude earthquakes, the total attenuation is practically the same as that calculated in this paper using the spectral decay of S waves from larger magnitude events.

In both cases ( $SV$  and  $SH$ ) the quality factor ( $Q_{SV}$  and  $Q_{SH}$ ) increases linearly with frequency between 0.1 and 10.7 Hz. The slope of the curves (upper frames in Fig. 6) does not vary significantly, it changes from 1.2 to 1.3 at 3.2 Hz and returns to 1.2 at 10.7 Hz (Table 3). At higher frequencies the frequency dependence of  $Q$  weakens, becoming approximately constant from 11.8 to 40.0 Hz. Castro *et al.* (2004) and Bindi *et al.* (2004) also found similar results in central Italy. They observed that in the epicentral area of the 1997–1998 Umbria-Marche sequence  $Q$  is approximately constant at high frequencies ( $f > 8$  Hz), taking values between 318 and 438. Castro *et al.* (2004) interpreted the change in frequency dependence of  $Q$  as due to the presence of faults and fractures in the crust. The values of  $Q$  (Fig. 6) are the result of the contribution of both a frequency dependent  $Q_s(f)$  due to scattering and intrinsic  $Q_i$ :

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s(f)}. \quad (7)$$

Since the relation between the wavelength and the linear dimension of the heterogeneous medium affects the characteristics of the scattering process, it is expected that for some frequencies the contribution of  $Q_s$  must change. For instance, if the product of the wavenumber  $k$ , traveltime  $t$  and the wave velocity  $\beta$  are  $k\beta t \ll 1$  or  $k\beta t \gg 1$ , where  $\beta t$  is the wave travel distance, the waves are



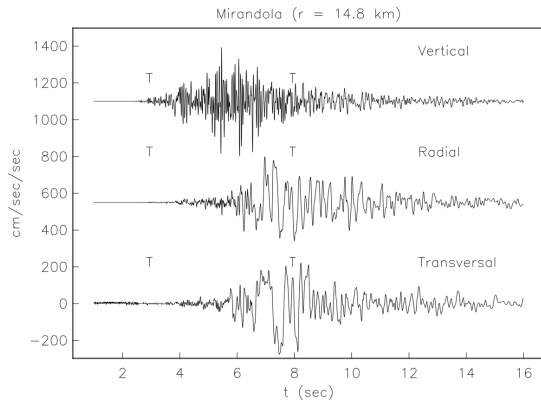


**Figure 3.** (a) Acceleration spectra from all the strong-motion records used for the analysis; (b) pre-event noise acceleration.

not affected by scatterers and the medium behaves like a homogeneous medium (Herraiz & Espinosa 1986). Faults and fractures act as obstacles that create a scattering field and the influence of this field on the propagating waves can be evaluated measuring  $Q_c$ . If the scattering field is weak the contribution of  $1/Q_c$  (eq. 7) will be

small and total  $Q$  will be approximately constant with frequency. In particular, close to the epicentral area the density of fractures may increase, with the consequent increase of  $S$ -wave attenuation (e.g., Abercrombie 1998). In the case of the Po Plain, the weak frequency dependence of  $Q$  observed at high frequencies may be interpreted

## 2 The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy and the main aftershocks : S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects



**Figure 4.** Strong-motion record of the main event ( $M_w$  6.1) at Mirandola (MRL), the closest station to the epicentre.

A least-square fit of the  $Q$  estimates provides a representation of the frequency dependence of  $Q$ . Thus, in the frequency range of 0.1–10.7 Hz:

$$Q_{SV} = 79 \pm 1 f^{1.24 \pm 0.03} \quad (8)$$

$$Q_{SH} = 82 \pm 1 f^{1.2 \pm 0.02} \quad (9)$$

And for the frequency range of 11.8–40.0 Hz:

$$Q_{SV} = 384 \pm 1 f^{0.28 \pm 0.04} \quad (10)$$

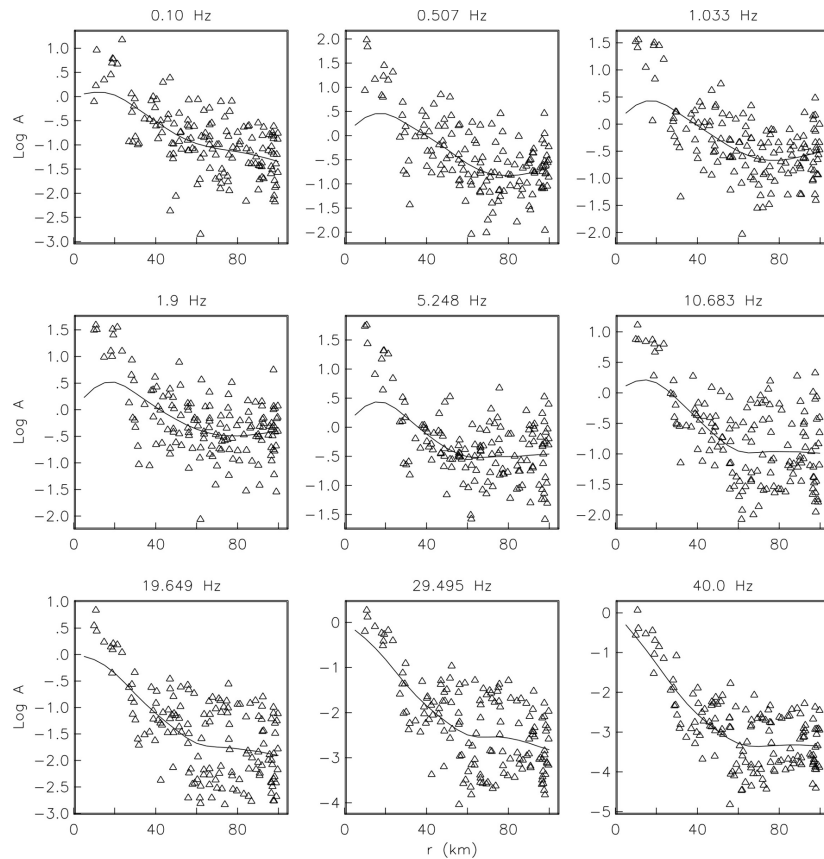
$$Q_{SH} = 301 \pm 1 f^{0.36 \pm 0.04} \quad (11)$$

The similarity of  $Q_{SV}$  and  $Q_{SH}$  indicates that in the epicentral area of the Emilia sequence the attenuation of  $S$  waves is radially isotropic, since  $SH$  and  $SV$  waves attenuate equally. The high frequency (12–40 Hz) estimates of  $Q$  (eqs 10 and 11) are consistent with the low attenuation zone found by Morasca *et al.* (2010) for the Po Plain (asterisks in Fig. 6).

as evidence that the buried thrust faults (Burrato *et al.* 2012), below the thick sedimentary cover, have generated fractures and discontinuities in the crust with a wave travel distance more apt to affect the low frequency  $S$  waves.

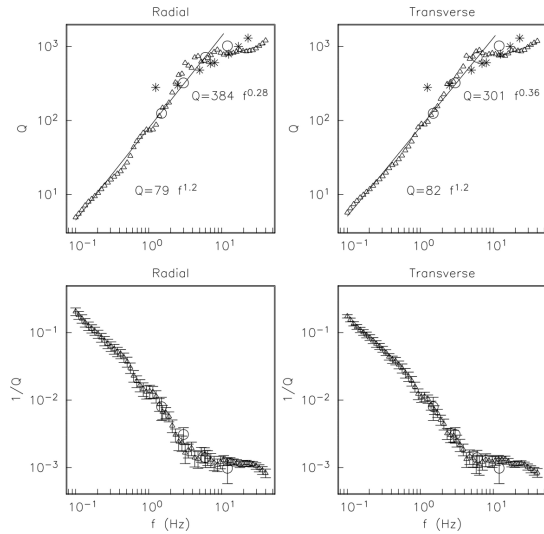
### 4 NON-PARAMETRIC SPECTRAL INVERSION

To estimate the acceleration source spectra and the site transfer functions we corrected first the spectral records for geometrical



**Figure 5.** Attenuation functions and observed amplitudes at selected frequencies.





**Figure 6.** The triangles are estimates of  $1/Q$  (lower frames) and  $Q$ -frequency relations obtained (upper frames) in this study. The circles are estimates of total  $Q$  reported by Del Pezzo *et al.* (2011) for north-central Italy and the asterisks  $S$ -wave  $Q$  obtained by Morasca *et al.* (2010) for the whole of northern Italy.

**Table 3.** Attenuation coefficients obtained fitting the estimates of (A) radial  $Q$  (b) transverse  $Q$  (Fig. 5) with the exponential model  $Q = a f^b$  using different frequency bands. rms, root mean square.

	$a$	Error	$b$	Error	rms	Frequency (Hz)
<b>(A) Radial <math>Q</math></b>						
	52.41	$\pm 1.02$	1.01	$\pm 0.01$	0.34	0.1–0.51
	70.10	$\pm 1.04$	1.19	$\pm 0.03$	4.18	0.1–1.03
	75.04	$\pm 1.03$	1.23	$\pm 0.02$	11.10	0.1–2.10
	83.87	$\pm 1.03$	1.32	$\pm 0.03$	47.13	0.1–3.16
	85.09	$\pm 1.03$	1.33	$\pm 0.02$	54.89	0.1–5.25
	82.41	$\pm 1.03$	1.30	$\pm 0.02$	87.03	0.1–7.12
	80.89	$\pm 1.03$	1.28	$\pm 0.02$	107.63	0.1–8.72
	79.86	$\pm 1.03$	1.26	$\pm 0.02$	129.73	0.1–9.65
	78.70	$\pm 1.04$	1.24	$\pm 0.03$	156.84	0.1–10.68
	77.61	$\pm 1.04$	1.22	$\pm 0.03$	181.49	0.1–11.83
<b>(B) Transverse <math>Q</math></b>						
	58.48	$\pm 1.02$	0.99	$\pm 0.01$	0.33	0.1–0.51
	70.75	$\pm 1.04$	1.11	$\pm 0.03$	4.93	0.1–1.03
	77.63	$\pm 1.03$	1.18	$\pm 0.02$	9.98	0.1–2.10
	82.84	$\pm 1.03$	1.23	$\pm 0.02$	21.10	0.1–3.16
	86.21	$\pm 1.02$	1.27	$\pm 0.02$	38.74	0.1–5.25
	85.78	$\pm 1.02$	1.26	$\pm 0.02$	50.90	0.1–7.12
	83.88	$\pm 1.03$	1.23	$\pm 0.02$	96.16	0.1–8.72
	82.91	$\pm 1.03$	1.22	$\pm 0.02$	117.11	0.1–9.65
	81.83	$\pm 1.03$	1.20	$\pm 0.02$	141.77	0.1–10.68
	80.69	$\pm 1.03$	1.18	$\pm 0.02$	168.16	0.1–11.83

spreading using eq. (4) and then for attenuation effects using eqs (8) and (10) for  $SV$  waves, and eqs (9) and (11) for  $SH$  waves. Then, the corrected spectral amplitudes  $[D_{ij}(f, r)]$  can be modelled as

$$D_{ij}(f, r) = S_i(f)Z_j(f), \quad (12)$$

where  $S_i(f)$  is the acceleration source function of event  $i$  and  $Z_j(f)$  is the site response of the station  $j$ . By taking the logarithm of

eq. (12), a system of linear equations is formed for each frequency considered:

$$d_{ij} = s_i + z_j, \quad (13)$$

where  $d_{ij} = \log D_{ij}(f, r)$ ,  $s_i = \log S_i(f)$  and  $z_j = \log Z_j(f)$ . Eq. (13) is solved by a least-squares inversion using the singular value decomposition technique (e.g. Castro *et al.* 1990).

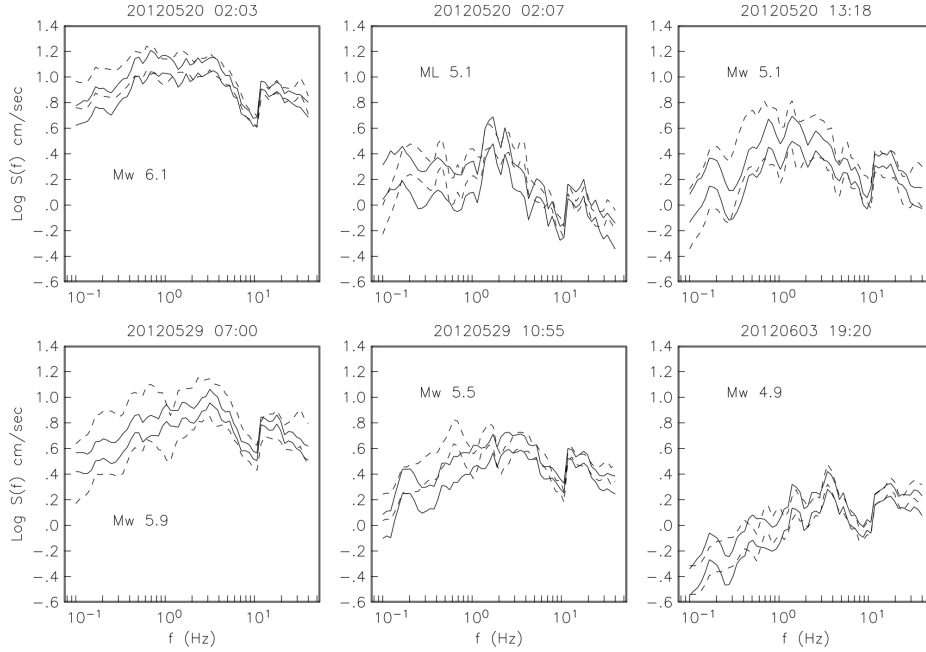
Phillips & Aki (1986) and Andrews (1986) used a similar inversion scheme to determine source functions and site effects in California. To eliminate the linear dependence between source and site terms, we used as reference sites the eleven most reliable transfer functions from the 44 sites analysed. Without this constraint an arbitrary function of frequency can be added to the site term and subtracted from the source term forming an equivalent system of equations. We determined site response functions for all sites calculating the geometric arithmetic average of the transverse to vertical and radial to vertical spectral ratios ( $H/V$  ratio) separately. Then, we choose the eleven sites with the greater number of earthquakes recorded (more than three events) as reference sites. This is done by making  $Z_j(f) = (H/V)_j$  in eq. (12) for the eleven reference sites and solving for the other site response functions. The source and site terms in eq. (13) are calculated independently at each frequency. The advantage of this inversion scheme over parametric inversions that use the entire frequency band (e.g. Matsuda & Suzuki 1982; Boatwright *et al.* 1991; Lindley & Archuleta 1992) is that the stability of the solutions is independent from the fall-off at high frequencies, since the shape of the source functions is unconstrained.

## 5 SOURCE FUNCTIONS

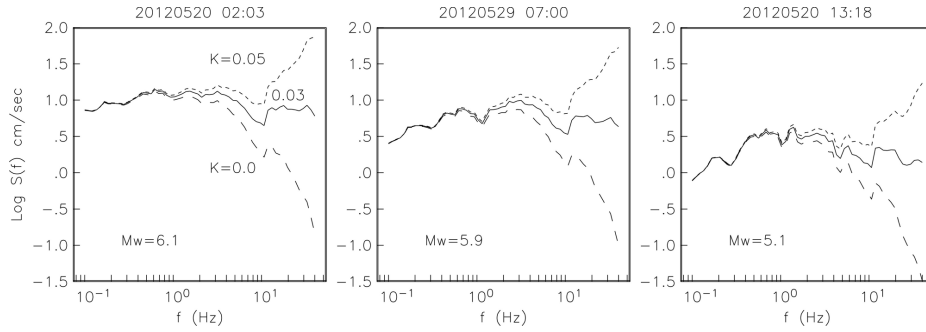
The acceleration source functions obtained are shown in Fig. 7. Solid lines are the resulting functions from the transverse components  $\pm 1$  standard deviation ( $SD$ ) and the dashed lines those resulting from the radial components  $\pm 1$   $SD$ . Both components give similar source functions. The functions in Fig. 7 are displayed chronologically, on the extreme left are the two main events; top left the May 20  $M_w$  6.1 and bottom left the May 29  $M_w$  5.9 event. The aftershocks are displayed to the right.

The source function of the main event and the bigger aftershocks show enhanced low frequency radiation between 0.4 and 3.0 Hz. At high frequencies ( $f > 4$  Hz) the source functions show a sudden decay up to about 10 Hz, then the amplitudes seem to recover. Since the recording stations are all in the alluvial Po Plain, it is likely they are affected by the same near surface attenuation  $K_0$  (Anderson 1991). The spectral decay parameter model ( $\kappa$  model) of Anderson & Hough (1984) propose that  $K_0$  represents a site effect due to attenuation in the surface layer where the recording site is located and is independent of the distance between source and station. The source functions displayed in Fig. 7 were obtained correcting the spectral amplitudes with a value of  $K_0 = 0.03$ . We tested the effect of  $K_0$  on the source functions by correcting the spectral amplitudes using different values of  $K_0$  and recalculating the spectral inversion. Fig. 8 compares the source functions of the two main events and one of the smaller aftershocks obtained with the uncorrected data (dashed lines) and after the  $K_0$  correction, using values of 0.03 (solid lines) and 0.05 (dotted lines). Correcting the observed spectral amplitudes with a  $K_0 = 0.03$  the source functions become approximately constant at high frequencies ( $f > f_c$ ) as expected. This value of  $K_0$  has been reported by Anderson (1991) for a site on a side of an alluvial valley near Anza, California. Bindi *et al.* (2004) also found values of

## .2 The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy and the main aftershocks : S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects



**Figure 7.** Source functions ( $\pm 1$  SD) resulting from the non-parametric spectral inversion. Continuous line using transverse component and dashed lines using radial components. The spectral amplitudes were corrected for near-surface attenuation using a  $K = 0.03$ .



**Figure 8.** The effect of kappa correction on source functions. Solid line are source functions corrected with  $K = 0.03$ , dashed line without correction and dotted line using  $K = 0.05$ .

$K_0 = 0.03$  for sites on alluvial and colluvial deposits and  $K_0 = 0.05$  for lacustrine and alluvial deposits. We use the value of  $K_0 = 0.03$  for further analysis because it fits our data better. This value of  $K_0$  can be considered as an average near-surface attenuation correction for the sites in the Po Plain.

We converted the source functions resulting after the data was corrected with  $K_0 = 0.03$  into far-field source acceleration spectra  $f^2 \dot{M}_0(f)$  (e.g. Boore 1986)

$$f^2 \dot{M}_0(f) = \frac{\rho \beta^3 r}{1.4\pi \mathfrak{R}} S(f), \quad (14)$$

where  $\dot{M}_0(f)$  is the moment time derivative,  $\rho = 2.8 \text{ g cm}^{-3}$ ,  $\beta = 2.44 \text{ km s}^{-1}$ ,  $r = 15 \text{ km}$  (the minimum distance used to estimate  $Q$ , eqs 3 and 4) and an average radiation pattern  $\mathfrak{R}$  of 0.6 for  $S$  waves. The factor of 1.4 accounts for free surface amplification and partitioning of energy into two components. We calculate the vector

sum of the source functions obtained with the transverse and radial components and transformed the resultant to far-field spectra. Fig. 9 shows the far-field acceleration source functions obtained (solid lines) and the theoretical spectral amplitudes determined using the  $\omega^2$  model (Aki 1967; Brune 1970).

$$f^2 \dot{M}_0(f) = \frac{f^2 M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}. \quad (15)$$

The low-frequency level of the theoretical curves are fixed with the seismic moment ( $M_0$ ) calculated with the  $M_w$  magnitudes reported (Table 1). Cesca *et al.* (2013) estimated the confidence interval of  $M_w$  for the two main events, finding that  $M_w = 6.07\text{--}6.10$  for the May 20 event and  $M_w = 5.84\text{--}5.88$  for the May 29 event. For events 3 and 5 (Table 1) the confidence interval can be inferred comparing the values of  $M_w$  reported in the GCMT catalog with those

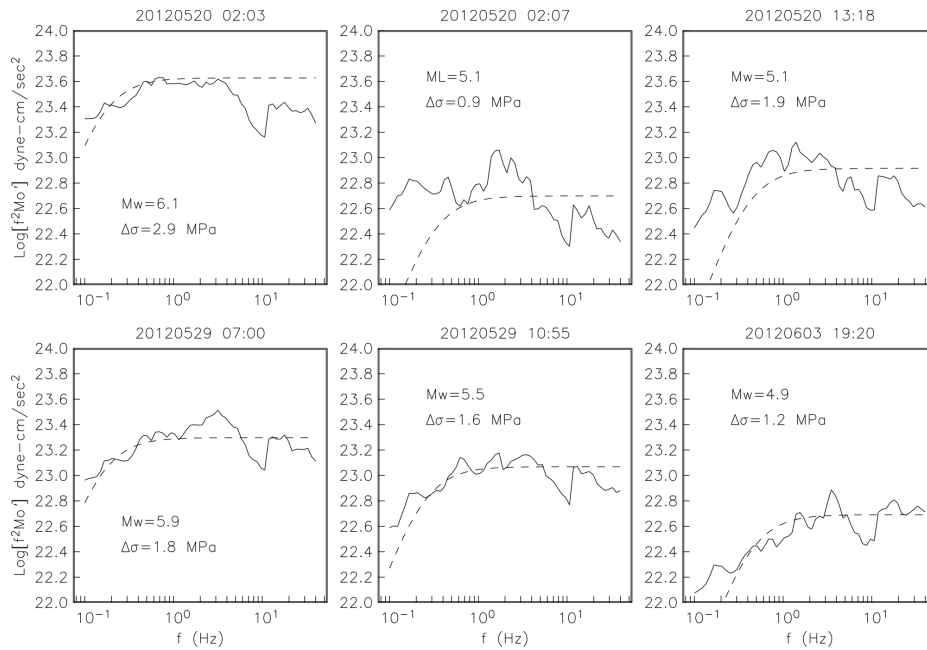


Figure 9. Far-field acceleration source functions and the Brune's  $\omega^2$  model.

in the RCMT catalogue. Thus, in general, the difference between the  $M_w$  reported is less than 0.08.

The corner frequency ( $f_c$ ) was selected by trial and error testing all possible values of  $f_c$  from 0.01 and 1.0 Hz with increments of 0.01 Hz. The observed source functions (solid lines in Fig. 9) follow closely the Brune's source model, except for the event on May 20, 02:07 ( $M_L$  5.1), particularly at low frequencies. For this event we selected only six stations that have records with the best signal-to-noise ratio, and consequently the resolution when solving eq. (13) was not as good as for the other earthquakes. The  $f_c$  that gives the smaller residual between the observed source spectra and the theoretical curve was selected to estimate the stress drop (Brune 1970):

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0 f_c^3}{(0.37\beta)^3}. \quad (16)$$

We obtained stress drop estimates of 2.9 and 1.8 MPa for the main events of May 20 ( $M_w$  6.1) and May 29 ( $M_w$  5.9), respectively (Fig. 9 and Table 1). For the aftershocks we estimated stress drops that vary between approximately 1.0 and 1.9 MPa. These stress drops are within the range (0.1–5 MPa) reported by Malagnini *et al.* (2012) analysing a larger set of earthquakes of the 2012 Emilia earthquake sequence. We estimated a confidence interval of the

stress drops by fitting the observed source spectra  $\pm 1$  SD to the  $\omega^2$  model using the procedure described above. Table 4 lists the upper and lower bounds of the stress drop estimates. The interval bound of the stress drop estimates varies between 0.6 and 5.1 MPa.

## 6 SITE EFFECTS

The site functions,  $\pm 1$  SD, resulting from solving eq. (13) are displayed in Fig. 10(a) for the radial component (solid line) and in Fig. 10(b) for the transverse component. The dashed lines in Figs 10(a) and (b) are the site transfer functions obtained calculating  $H/V$  ratios.

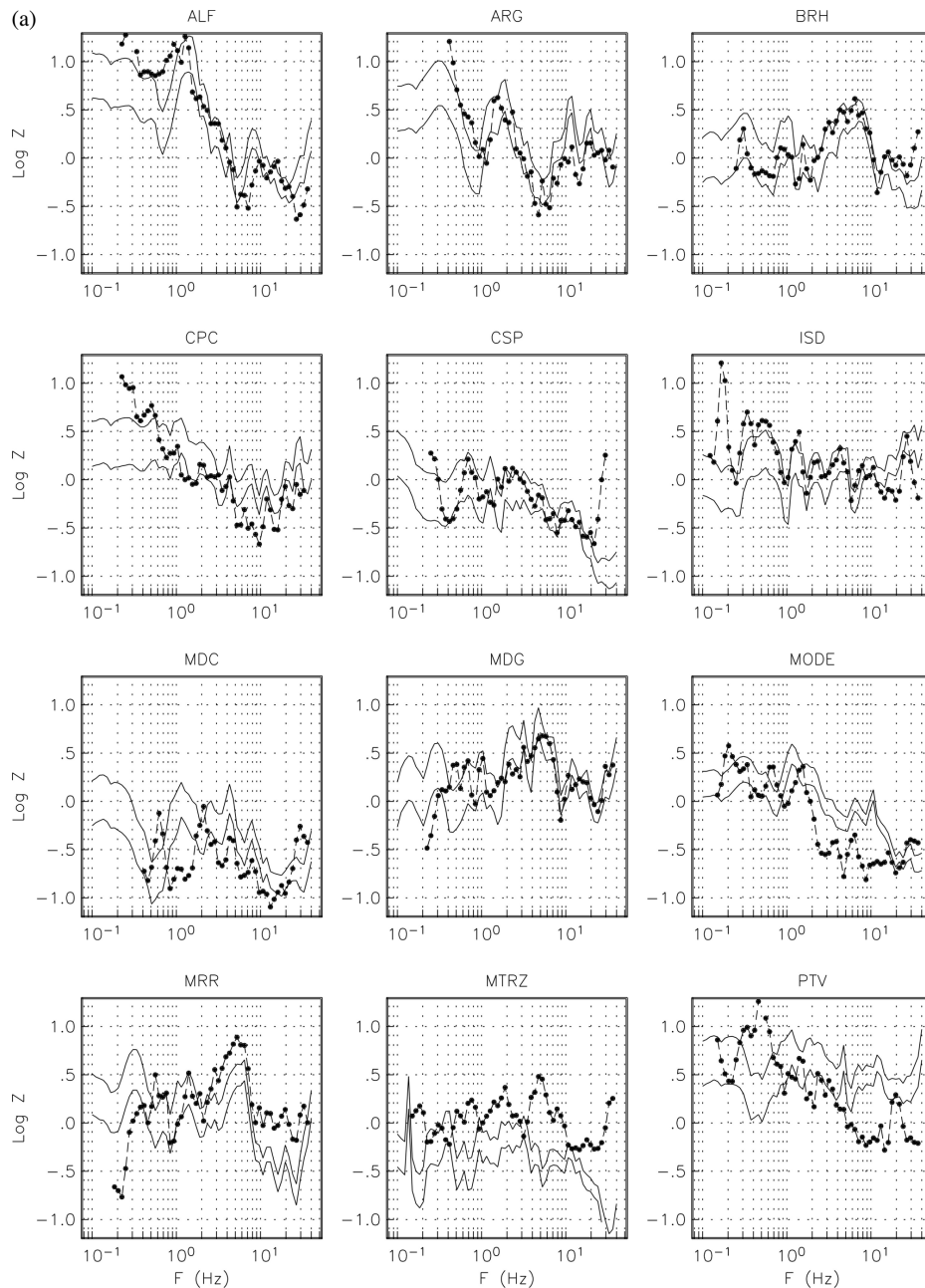
In general there is good agreement between both components and the  $H/V$  ratios. The site functions show great variability between sites, despite being all within the Po Plain. This variability is a consequence of the complexity of the basin and the changes of sediment thickness (Fig. 1b). The structural model of the basin has been inferred from gravity maps (Bigi *et al.* 1992) and by the vast amount of geophysical data gathered in this region for hydrocarbon exploration (Fantoni & Franciosi 2010).

The majority of the stations located in the Po Plain show high amplification at low frequencies. For instance, station ALF (Figs 10a and b) amplifies the ground acceleration up to a factor of about 10

Table 4. Errors of stress drop estimates.

Event no.	Date (dd/mn/year)	Time (hr:m:s)	Max $\Delta\sigma$ (MPa)	Min $\Delta\sigma$ (MPa)	Max $\Delta\sigma$ – Min $\Delta\sigma$ (MPa)
1	20/05/2012	02:03:52	4.3	2.3	2.0
2	20/05/2012	02:07:31	6.5	1.4	5.1
3	20/05/2012	13:18:02	3.2	1.2	2.0
4	29/05/2012	07:00:03	3.1	1.4	1.7
5	29/05/2012	10:55:57	2.1	1.2	0.9
6	03/06/2012	19:20:43	1.5	0.9	0.6

.2 The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy and the main aftershocks : S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects



**Figure 10.** (a) Sample of site functions (radial component). Solid lines are the functions  $\pm 1$  SD resulting from the spectral inversion and lines with dots the average H/V ratios. (b) Sample of site functions (transverse component). Solid lines are the functions  $\pm 1$  SD resulting from the spectral inversion and lines with dots the average H/V ratios.

at 1.5 Hz. There are also stations like CSP, MDC, MODE, ISD and MTRZ that show small amplification at low frequency ( $f < 1$  Hz). Finally, sites located at the southern border of the Plain and in the Apennines have site response curves in accordance to their

site classification. For instance, MTRZ, a class EC8 A ( $V_{s30} > 800$  m s $^{-1}$ ), do not amplify within the whole frequency band analysed (0.1–40.0 Hz), and BRH, a class EC8 B ( $360 < V_{s30} < 800$  m s $^{-1}$ ), shows a broad-band amplification in the range 2–10 Hz.

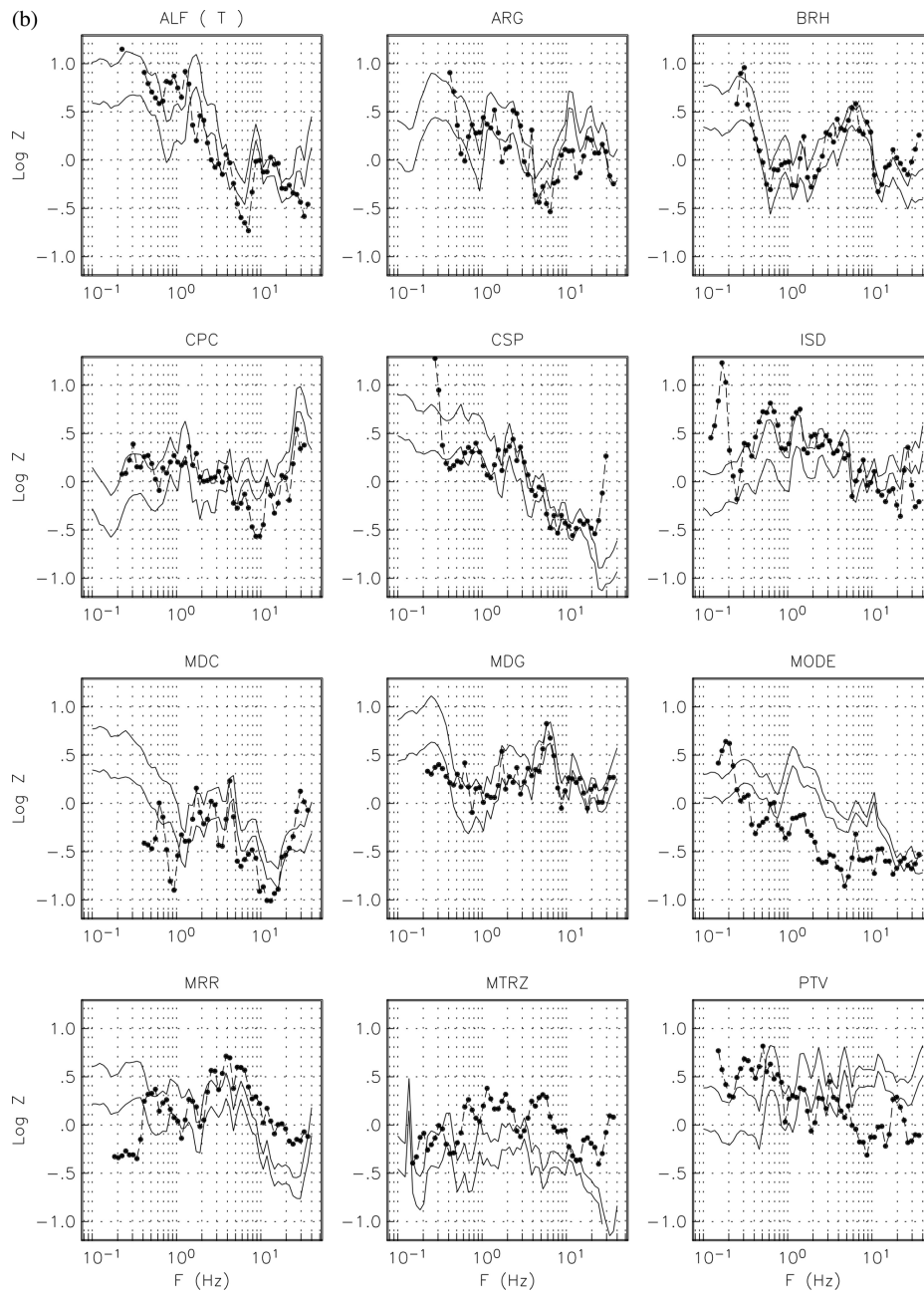


Figure 10. (Continued.)

## 7 DISCUSSION

To make estimates of total  $Q$ , we corrected the spectral amplitudes predicted by the NAF using the geometrical spreading function of body waves (eq. 4). This function has been used in previous attenuation studies made in northern Italy (Castro *et al.* 1996; Bianco *et al.* 2005; Castro *et al.* 2008; Morasca *et al.* 2008; Del Pezzo

*et al.* 2011) and permits a direct comparison with other reported estimates of  $Q$ . Since the estimates of  $Q$  depend upon how the observed amplitudes are corrected for geometrical spreading effect, estimates of  $Q$  based on a different geometrical spreading function can differ even for the same source-station paths. The estimates of total  $Q$  obtained in this study are compared with those reported by Morasca *et al.* (2008) and Del Pezzo *et al.* (2011) in Fig. 6. The



## .2 The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy and the main aftershocks : S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects

estimates of  $Q$  of Morasca *et al.* (2008) are higher at 1.3 and 23 Hz but for the rest of the frequencies are very similar to those obtained by Del Pezzo *et al.* (2011) and those obtained in this study. Del Pezzo *et al.* (2011) used events located in the Po Plain and on the edge of the south-central Alpine chain, and we used events located in the Po Plain. However, the ray paths of both studies are comparable, in distance and azimuthal coverage, and both sampled the Po Plain.

Morasca *et al.* (2010) observed a broad low attenuation zone, relative to an average  $Q_c = 173$  at 1.5–2.0 Hz, from coda waves analysis. However, for their  $S$ -wave analysis this low attenuation zone concentrates in a less broad zone at the northwestern side of the Po Plain. Nevertheless, their values of relative  $Q$  at that frequency are consistent with those predicted by our eqs (8) and (9).

Our estimates of  $Q$  (Fig. 6) and those reported in previous studies for the Po Plain suggest that scattering mechanisms are an important factor controlling the  $S$ -wave attenuation in northern Italy. For instance, Del Pezzo *et al.* (2011) found that scattering attenuation represents between 57 and 75 per cent of the total attenuation in the frequency band analysed (1.5–12.0 Hz). Our estimates of total  $Q$  also indicate that the frequency dependence of the quality factor weakens at high frequencies from about 5 Hz. This change of the frequency dependence of  $Q$  can be related to the decreasing contribution of the scattering  $Q_s$  in the 5–40 Hz band due to the presence of faults or an increase of the dimension of fractures and discontinuities that control the scattering field.

We also used the NAF to correct the observed spectral records for attenuation effect and to separate source and site effects. The source functions obtained (Fig. 9) were used to estimate stress drops using the  $\omega^2$  model (Aki 1967; Brune 1970) and we found that all the events analysed have low stress drops (less than 2.9 MPa). The aftershock that occurred on May 20 at 02:07 ( $M_w$  5.1) has the lowest stress drop (0.9 MPa) and the source function shows enhanced low frequency amplitudes in the 0.1–0.5 Hz frequency band. We consider that this event cannot be modelled adequately with the  $\omega^2$  model given the low magnitude and relatively high low frequency amplitudes. However these results could be conditioned by the presence of surface waves generated by the May 20 main event. Comparing the 02:07 event with the 13:18 event (Fig. 9), which has similar magnitude ( $M_w$  5.1), the first has enhanced low frequency amplitudes in the 0.1–0.5 Hz frequency band that cannot be modelled with the  $\omega^2$  model. The higher than expected low-frequency amplitudes of the 02:07 event could be the result of surface waves generated by the 20 May main earthquake that arrive at the same time as the  $S$  waves at most recording stations (Fig. 3b). We discarded the possibility of that event having bigger magnitude because the peak accelerations recorded by the same stations are very similar. Nevertheless, we looked for values of  $M_0$  and  $f_c$  that would fit the observed source spectra of the 02:07 event and found that a better fit would require a  $M_0 = 2.213 \times 10^{17}$  N-m ( $M_w$  5.5) and a stress drop of 1.1 MPa.

The low stress drops and relatively large amounts of low frequency energy generated by the earthquakes of the 2012 Emilia-Romagna sequence may be explained in terms of the partial stress drop model of Brune (1970). This model proposes that partial stress drop events might occur when the fault heals and locks itself after the rupture front passes. In this process the average slip over the fault cannot reach a value corresponding to the average dynamic stress drop over the whole fault. Events having low coseismic slip rate can also generate low stress drops. For instance, for a finite-length crack, the stress drop is proportional to the effective

normal stress  $\sigma_n$  and the coseismic slip rate  $V$  (Kozdon & Dunham 2013)

$$\Delta\sigma \sim \sigma_n \ln \left( \frac{V}{V_0} \right), \quad (17)$$

where  $V_0$  is a reference velocity.

The structural complexity of the Po Plain, as depicted in Fig. 1(b), changes in sediment thickness, and variability in other geotechnical properties of the sites (Luzi *et al.* 2013), are all contributors to variability in the site response.

## 8 CONCLUSIONS

We find that the average  $Q$  for  $SH$  and  $SV$  waves can be approximated by  $Q_{SH} = 82f^{1.2}$  and by  $Q_{SV} = 79f^{1.2}$ , respectively, in the frequency range  $0.10 \leq f \leq 10.7$  Hz. At higher frequencies,  $11.8 \leq f \leq 40$  Hz, the frequency dependence of  $Q$  weakens and is approximated by  $Q_{SH} = 301f^{0.36}$  and  $Q_{SV} = 384f^{0.28}$ . These results indicate that at local distances the  $S$ -wave attenuation is radially isotropic in the epicentre area of the 2012 Emilia earthquake sequence.

The source function of the main event and the bigger aftershocks show enhanced low frequency radiation between 0.4 and 3.0 Hz. The  $\omega^2$  model (Aki 1967; Brune 1970) gives stress drop estimates of 2.9 and 1.8 MPa for the main events of May 20 ( $M_w$  6.1) and May 29 ( $M_w$  5.9), respectively. The stress drops estimated for the aftershocks vary between approximately 1.0 and 1.9 MPa. These results indicate that the reverse faulting events of this sequence generated low stress drops and relatively large amounts of low frequency energy.

Although all the recording stations used are located in the Po Plain, the site functions obtained from the spectral inversion show important amplification variability between the sites. We compare these site functions with the average horizontal to vertical spectral ratios calculated for each station, and we found consistent results for most stations. This suggests that the spatial variability of the site effects is a consequence of the complexity of the Po Plain basin, although additional studies should be made using a larger number of events, including earthquakes with low to moderate magnitudes.

## ACKNOWLEDGEMENTS

We benefited from helpful discussions with Roberto Paolucci and Daniele Spallarossa. We thank Edoardo Del Pezzo and Oliver Boyd for their careful review of the manuscript and the editor Ingo Greve-meyer for his useful comments.

## REFERENCES

- Abercrombie, R.E., 1998. A summary of attenuation measurements from boreholes recordings of earthquakes: the 10 Hz transition problem, *Pure appl. Geophys.*, **153**, 475–487.
- Aki, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum, *J. geophys. Res.*, **72**, 1217–1231.
- Aki, K. & Richards, P.G., 1980. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, W.H. Freeman, San Francisco.
- Amato, A. & Mele, F., 2008. Performance of the INGV National Seismic Network from 1997 to 2007, *Ann. Geophys.*, **51**, 417–431.
- Anderson, J.G., 1991. A preliminary descriptive model for the distance dependence of the spectral decay parameter in southern California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **81**, 2186–2193.
- Anderson, J.G. & Hough, S., 1984. A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. seism. Soc. Am.*, **74**, 1969–1984.

- Anderson, J.G. & Lei, Y., 1994. Nonparametric description of peak acceleration as a function of magnitude, distance, and site in Guerrero, Mexico, *Bull. seism. Soc. Am.*, **84**, 1003–1017.
- Andrews, D.J., 1986. Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, in *Earthquake Source Mechanics*, Vol. 6, pp. 259–267, eds Das, S., Boatwright, J. & Sholz, C.H., Geophysical Monograph 37, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Augliera, P., Massa, M., D'Alema, E. & Marzorati, S., 2011. RAIS: a real time strong-motion network in northern Italy, *Ann. Geophys.*, **54**(1), 23–34.
- Bianco, F., Del Pezzo, E., Malagnini, L., Di Luccio, F. & Akinci, A., 2005. Separation of depth-dependent intrinsic and scattering seismic attenuation in the northeastern sector of the Italian Peninsula, *Geophys. J. Int.*, **161**, 130–142.
- Bigi, G. *et al.* (Eds), 1992. Structural Model of Italy and gravity map, *Quaderni della Ricerca Scientifica* 114, C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica.
- Bindi, D., Castro, R.R., Franceschina, G., Luzi, L. & Pacor, F., 2004. The 1997–1998 Umbria-Marche sequence (central Italy): Source, path, and site effects estimated from strong motion data recorded in the epicentral area, *J. geophys. Res.*, **109**, B04312, doi:10.1029/2003JB002857.
- Boore, D.M., 1986. Short-period *P*- and *S*-wave radiation from large earthquakes: implications for spectral scaling relations, *Bull. seism. Soc. Am.*, **76**, 43–64.
- Bragato, P.L., Sukan, M., Augliera, P., Massa, M., Vuan, A. & Sarao, A., 2011. Moho reflection effects in the Po Plain (Northern Italy) observed from instrumental and intensity data, *Bull. seism. Soc. Am.*, **101**, 2142–2152.
- Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. geophys. Res.*, **75**, 4997–5009.
- Boatwright, J., Fletcher, J.B. & Fumal, T.E., 1991. A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **81**, 1754–1782.
- Bordoni, P. *et al.*, 2012. Ameri Preliminary results from EMERSITO, a rapid response network for site-effect studies, *Ann. Geophys.*, **55**(4), 599–607.
- Burrato, P., Ciucci, F. & Valensise, G., 2003. An inventory of river anomalies in the Po plain, Northern Italy: evidence for active blind thrust faulting, *Ann. Geophys.*, **46**, 865–882.
- Burrato, P., Vannoli, P., Fracassi, U., Basili, R. & Valensise, G., 2012. Is blind faulting truly invisible? Tectonic-controlled drainage evolution in the epicentral area of the May 2012, Emilia-Romagna earthquake sequence (northern Italy), *Ann. Geophys.*, **55**, 525–531.
- Carletti, F. & Gasperini, P., 2003. Lateral variations of seismic intensity attenuation in Italy, *Geophys. J. Int.*, **155**, 839–856.
- Carminati, E. & Doglioni, C., 2012. Alps Vs. Apennines: the paradigm of a tectonically asymmetric Earth, *Earth Sci. Rev.*, **112**, 67–96.
- Cassano, E., Anelli, L., Fichera, R. & Cappelli, V., 1986. Pianura Padana—interpretazione integrata di dati geofisici e geologici, in *Proceedings of the 73° Congresso Società Geologica Italiana*, 29 Settembre–4 Ottobre 1986, Roma, 27 pp.
- Castro, R.R., Anderson, J.G. & Singh, S.K., 1990. Site response, attenuation and source spectra of *S* waves along the Guerrero, México, subduction zone, *Bull. seism. Soc. Am.*, **80**, 1481–1503.
- Castro, R.R., Pacor, F. & Petrunaro, C., 1993. Confronto fra diversi metodi per la stima dell'attenuazione delle onde sismiche applicati nelle regioni Lambardi e Sicilia. Consiglio Nazionale delle Ricerche. Gruppo Nazionale di Geofisica, *Atti dell'120 Convegno*, pp. 1–14.
- Castro, R.R., Pacor, F., Sala, A. & Petrunaro, C., 1996. *S* wave attenuation and site effects in the region of Friuli, Italy, *J. geophys. Res.*, **101**, 22 355–22 369.
- Castro, R.R., Monachesi, G., Mucciarelli, M., Trojani, L. & Pacor, F., 1999. *P*- and *S*-wave attenuation in the region of Marche, Italy, *Tectonophysics*, **302**, 123–132.
- Castro, R.R., Pacor, F., Bindi, D., Franceschina, G. & Luzi, L., 2004. Site response of strong motion stations in the Umbria, Central Italy, region, *Bull. seism. Soc. Am.*, **94**, 576–590.
- Castro, R.R., Massa, M., Augliera, P. & Pacor, F., 2008. Body wave attenuation in the region of Garda, Italy, *Pure appl. Geophys.*, **165**, 1351–1366.
- Cesca, S., Braun, T., Maccaferri, F., Passarelli, L., Rivalta, E. & Dam, T., 2013. Source modelling of the M5–6 Emilia-Romagna, Italy, earthquakes (2012 May 20–29), *Geophys. J. Int.*, **193**, 1658–1672.
- Comité Européen de Normalisation (CEN), 2004. *Eurocode 8: Design of Structures for Earthquake Resistance—Part 1: General Rules, Seismic Actions and Rules for Buildings*, Comité Européen de Normalisation, Brussels.
- Del Pezzo, E., Bianco, F., Marzorati, S., Augliera, P., D'Alema, E. & Massa, M., 2011. Depth-dependent intrinsic and scattering seismic attenuation in north central Italy, *Geophys. J. Int.*, **186**, 373–381.
- Dolce, M. *et al.*, 2012. The Emilia Thrust earthquake of 20 May 2012 (Northern Italy): Strong Motion and Geological Observation. Dipartimento della Protezione Civile, <http://protezionecivile.gov.it>.
- Fantoni, R. & Franciosi, R., 2010. Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic Foreland, *Rendiconti Fisici Accademia Lincei*, **21**(1), 197–209.
- Fernandez, A.I., Castro, R.R. & Huerta, C.I., 2010. The spectral decay parameter Kappa in northeastern Sonora, Mexico, *Bull. seism. Soc. Am.*, **100**, 196–206.
- Gorini, A. *et al.*, 2010. The Italian strong motion network, *Bull. Earthq. Eng.*, **85**, 1075–1090.
- Herraz, M. & Espinosa, A.F., 1986. Scattering and attenuation of high-frequency seismic waves: Development of the theory of coda waves, USGS open-file report, 86–455.
- Konno, K. & Ohmachi, T., 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. seism. Soc. Am.*, **88**, 228–241.
- Kozdon, J.E. & Dunham, E.M., 2013. Rupture to the trench: dynamic rupture simulations of the 11 March Tohoku earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, **103**, 1275–1289.
- Lai, C.G., Bozzoni, F., Mangriotis, M.D. & Martinelli, M., 2012. Geotechnical aspects of May 20, 2012 M5.9 Emilia earthquake, Italy, EUCENTRE, Report V.1.0.
- Lindley, G.T. & Archuleta, R.J., 1992. Modeling the Fourier amplitude spectrum of local earthquakes from the Coalinga and Mammoth Lakes areas of California, *J. geophys. Res.*, **97**(B10), doi:10.1029/92JB00550.
- Livio, F.A. *et al.*, 2009. Active fault-related folding in the epicentral area of the December 25, 1222 (Io = IX MCS) Brescia earthquake (Northern Italy): seismotectonic implications, *Tectonophysics*, **476**, 320–335.
- Luzi, L. *et al.*, 2013. Overview on the strong-motion data recorded during the May–June 2012 Emilia seismic sequence, *Seism. Res. Lett.*, **84**, 629–644.
- Malagnini, L., Munafò, I., Anselmi, M., Buttinelli, M., Akinci, A. & Herrmann, R.B., 2012. Studying the Ferrara seismic sequence: velocity structure of the Pianura Padana, reliable moment tensor solutions, source scaling, and quantification of the ground motion, in *Proceedings of the INGV Workshop on 20 May 2012, Mw 6.1, Pianura Padana Emiliana sequence*. <ftp://ftp.ingv.it/pro/GiornataEmilia/>.
- Marzorati, S., Augliera, P., D'Alema, E., Bindi, D., Maistrello, M. & Gassi, A., 2004. The 2003 data set of seismic waveforms recorded in Lombardia and Veneto regions (Northern Italy): Site selection and  $M_L$  scale calibration, in *ESC, XXIX General Assembly*, Sep. 12–17, Potsdam, Germany, 60 p.
- Massa, M., Marzorati, S., D'Alema, E., Di Giacomo, D. & Augliera, P., 2007. Site classification assesment for estimating empirical attenuation relationships for North-Central Italy earthquakes, *J. Earthq. Eng.*, **11**, 943–967.
- Massa, M. *et al.*, 2012. INGV Strong-Motion Data web-portal: a focus on the Emilia seismic sequence of May–June, 2012, *Ann. Geophys.* (special issue 2012 Pianura Padana-Emiliana seismic sequence), **55**, 829–835.
- Matsuda, T. & Suzuki, Z., 1982. Objective estimation of source parameters and local *Q* values by simultaneous inversion method, *Phys. Earth planet. Int.*, **30**, 197–208.

## .2 The 2012 May 20 and 29, Emilia earthquakes (Northern Italy and the main aftershocks : S-wave attenuation, acceleration source functions and site effects

---

- Mele, G., Rovelli, A., Seber, D. & Barazangi, M., 1997. Shear wave attenuation in the lithosphere beneath Italy and surrounding regions: tectonic implications, *J. geophys. Res.*, **102**, 11 863–11 875.
- Morasca, P., Mayeda, K., Gok, R., Phillips, W.S. & Malagnini, L., 2008. 2-D coda and direct wave tomography in Northern Italy, *Bull. seism. Soc. Am.*, **98**, 1936–1946.
- Morasca, P. *et al.*, 2010. Improved 2-D attenuation analysis for Northern Italy using a merged dataset from selected regional seismic networks, *J. Seismol.*, **14**, 727–738.
- Moretti, M. *et al.*, 2012. Rapid response to the earthquake emergency of May 2012 in the Po Plain, northern Italy, *Ann. Geophys.*, **55**, 829–835.
- Pacor, F., Paolucci, R., Ameri, G., Massa, M. & Puglia, R., 2011. Italian strong motion records in ITACA: overview and record processing, *Bull. Earthq. Eng.*, **9**, 1741–1759.
- Paolucci, R., Pacor, F., Puglia, R., Ameri, G., Cauzzi, C. & Massa, M., 2011. Record processing in ITACA, the new Italian strong-motion database, in *Earthquake Data in Engineering Seismology*, Vol. 14, pp. 99–113, eds Akkar, S., Gulkan, P. & van Eck, T., *Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering*, Springer, Netherlands.
- Phillips, W.S. & Aki, K., 1986. Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **76**, 627–648.
- Rao, S., Salvaterra, L. & Acerra, C., 2010. Software per l'installazione e la configurazione della stazione sismica GAIA2 (in Italian), *Rapporti Tecnici INGV 130*, 1–48.
- Scognamiglio, L. *et al.*, 2012. The 2012 PianuraPadana Emiliana Seismic Sequence: Locations, moment tensors and Magnitudes, *Ann. Geophys.*, **55**, 549–559.
- Stein, S. & Wysession, M., 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*, Blackwell Publishing.
- Vuan, A., Klin, P., Laurenzano, G. & Priolo, E., 2011. Far-source long-period displacement response spectra in the Po and Venetian Plains (Italy) from 3D wavefield simulations, *Bull. seism. Soc. Am.*, **101**, 1055–1072.



### .3 High-resolution shallow seismic tomography of a hydrothermal area : application to the Solfatara, Pozzuoli

J. Letort,<sup>1</sup> P. Roux,<sup>1</sup> J. Vandemeulebrouck,<sup>2</sup> O. Coutant,<sup>1</sup> E. Cros,<sup>2</sup> M. Wathelet,<sup>3</sup> C. Cardellini<sup>3</sup> and R. Avino<sup>4</sup>

<sup>1</sup>ISTERRE, Institut des Sciences de la Terre, CNRS UMR 5275, Université Grenoble 1, France. E-mail: letortj@ujf-grenoble.fr

<sup>2</sup>ISTERRE, Institut des Sciences de la Terre, CNRS UMR 5275, Université de Savoie, Chambéry, France

<sup>3</sup>Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia, Perugia, Italy

<sup>4</sup>Osservatorio Vesuviano, Via Diocleziano, Napoli, Italy

Accepted 2012 March 6. Received 2012 March 6; in original form 2011 November 8

#### SUMMARY

The Solfatara is one of the major volcanoes of the Phlegrean Fields (*Campi Flegrei*) volcanic complex, and it is located in a densely populated area a few kilometres west of the city of Naples. It is an active resurgent caldera that has been characterized by a rich history of surface–ground deformation and soil diffuse degassing and fumarolic emissions, which are indications of the top of a hydrothermal plume. A seismic survey was completed in May 2009 for the characterization of the main subsurface features of the Solfatara. Using the complete data set, we have carried out surface wave inversion with high spatial resolution. A classical minimization of a least-squares objective function was first computed to retrieve the dispersion curves of the surface waves. Then, the fitting procedure between the data and a three-sediment-layer forward model was carried out (to a depth of 7 m), using an improved version of the neighbourhood algorithm. The inversion results indicate a NE-SW fault, which is not visible at the surface. This was confirmed by a temperature survey conducted in 2010. A passive seismic experiment localized the ambient noise sources that correlate well with the areas of high CO<sub>2</sub> flux and high soil temperatures. Finally, considering that the intrinsic attenuation is proportional to the frequency, a centroid analysis provides an overview of the attenuation of the seismic waves, which is closely linked to the petrophysical properties of the rock. These different approaches that merge complete active and passive seismic data with soil temperature and CO<sub>2</sub> flux maps confirm the presence of the hydrothermal system plume. Some properties of the top of the plume are indicated and localized.

**Key words:** Inverse theory; Tomography; Hydrothermal systems; Seismic tomography; Volcano seismology; Europe.

#### 1 INTRODUCTION

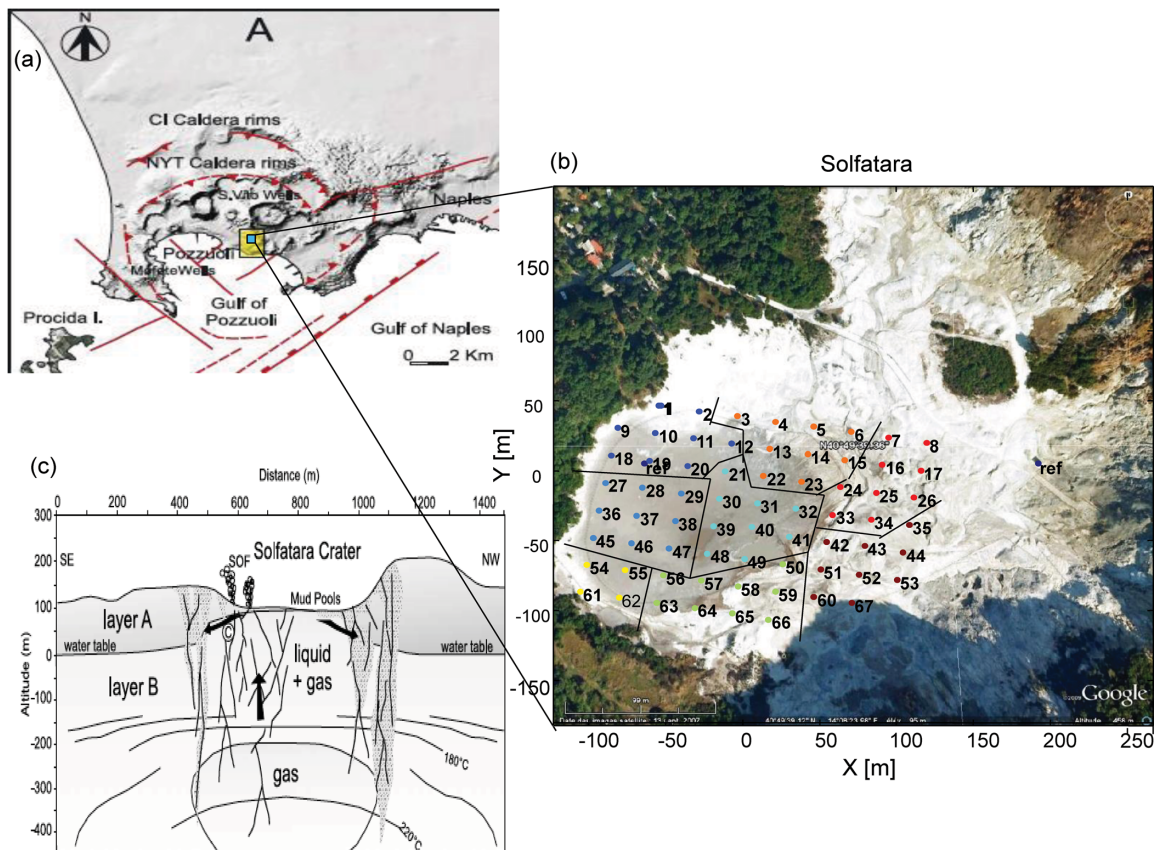
The Solfatara is the volcano in the Phlegrean Fields caldera volcanic complex where most of the volcanic-hydrothermal activity is at present concentrated. It is located in a densely populated area that is a few kilometres west of the city of Naples (Fig. 1a). The Phlegrean Fields magmatic system is still active, as was shown by the 1538 A.D. eruption at Monte Nuovo, along with its rich history of surface–ground deformation, known as bradyseism.

Since the Monte Nuovo eruption, the caldera floor has experienced long-term subsidence, with an average rate of 1.3 cm yr<sup>-1</sup> (Berrino *et al.* 1984; Dvorak & Mastrolorenzo 1991). The area has also sustained two recent unrest episodes, in 1970–1972 and 1982–1984, which were characterized by large ground deformation, changes in the geochemical signals at the surface and some

seismicity (Madonia *et al.* 2008). The ground deformation changes during these two seismic episodes were remarkable, with the uplift amplitudes reaching 1.7 m in 1972 and 1.8 m in 1984; these were then followed by long-term subsidence (Todesco *et al.* 2010).

The volcanic features of the Solfatara crater consist of soil diffuse degassing, both inside and outside of the crater, and fumaroles that are mainly located on the eastern part of the crater. As indicated by Chiodini *et al.* (2001), about 3000 tons of a gaseous mixture of steam and CO<sub>2</sub> are released per day at the Solfatara, and the near-surface condensation of steam produces a thermal power in the order of 130 MW per day. The Solfatara volcano is thus an area where degassing is concentrated, which indicates that it might correspond to the top of a hydrothermal plume (Chiodini *et al.* 2001; Bruno *et al.* 2007).

### .3 High-resolution shallow seismic tomography of a hydrothermal area : application to the Solfatara, Pozzuoli



**Figure 1.** (a) Maps of the Phlegrean Fields and Solfatara. The main fault directions are shown as red lines. (b) The Fangaia area and the positions of the 67 seismometers used for the 2010 survey. The vibrometer source was collocated at each seismometer position. (c) Overview of the geological properties of the hydrothermal system under the Solfatara Crater (from Bruno *et al.* 2007).

The geophysical structure below the Solfatara area has been investigated using different methods that have included gravity and electromagnetic surveys (Berrino *et al.* 1998; Bruno *et al.* 2007), and passive and active seismic tomography. Using seismic reflection data, Zollo *et al.* (2008) identified a 7-km-deep reflector over a 1-km-thick low-velocity layer that they defined as a partial melting zone that feeds the Phlegrean Fields volcano. At shallower depths, De Siena *et al.* (2010) used passive seismic attenuation tomography to investigate the hydrothermal system just beneath the Solfatara. A high seismic attenuation area with a low  $V_s/V_p$  ratio was interpreted as a  $\text{CO}_2$ -rich structure that is located between 0 and 2500 m deep below the Solfatara. This thus confirmed that a hydrothermal plume stands at the centre of the Solfatara Crater.

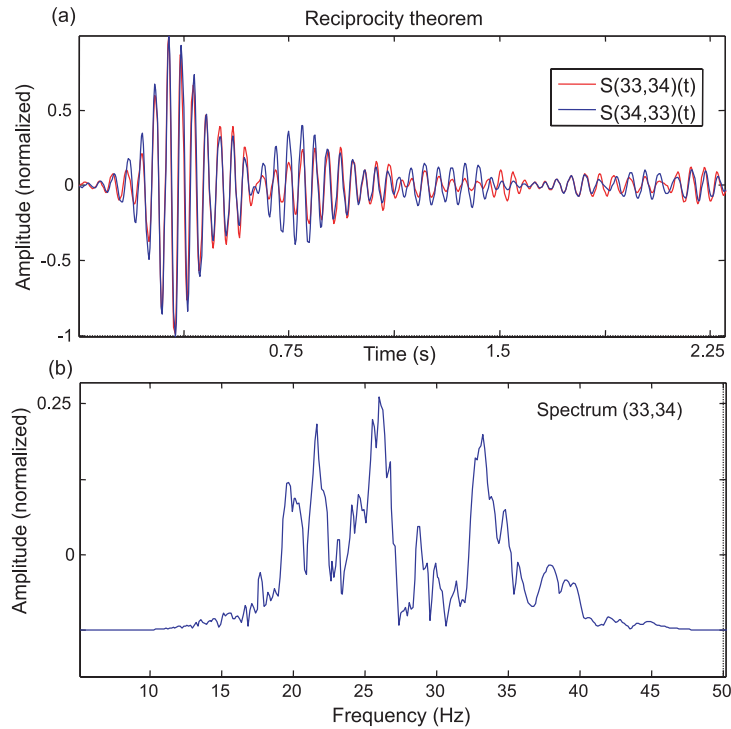
The main issue of this study is to determine the main subsurface features of the Solfatara hydrothermal plume at high spatial resolution, using seismic experiments. A preliminary seismic study indicated important lateral variations in the elastic properties of the medium. For instance, Rayleigh wave velocities were measured at between 40 and  $130 \text{ m s}^{-1}$  inside the crater (for a study area of *ca.*  $150 \text{ m} \times 200 \text{ m}$  and at frequencies ranging from 8

to 24 Hz). A second issue of this study is to determine the relationship between the seismic properties over the area and the spatial variations in the temperature, liquid and gas contents of the soil.

From 2009 April 25–27, 67 seismic sensors were deployed with a grid spacing of 20–25 m, which covered the  $150 \text{ m} \times 200 \text{ m}$  Fangaia area (Fig. 1b). Using a low-frequency broadband vibrometer collocated with each seismometer, an exhaustive surface wave data set was produced, from which a 3-D study of the seismic velocities was performed.

It should be noted that the Fangaia area comprises very different kinds of soils, from soft areas around the two bubbling mud pools in the centre, to the dry and solid clay in the southern part. It also shows a large range of surface temperatures, from boiling point to air temperature.

The seismometers were grouped into eight different seismic arrays, with each array consisting of up to nine vertical seismometers with their own acquisition system and global positioning system synchronization. During the day time, active experiments were performed using the vibrometer source. During the night time, seismic ambient noise produced by the hydrothermal activity inside



**Figure 2.** (a) Signal recorded on the seismometer at position 34 for the vibrometer source at position 33 (red), and signal recorded on the seismometer at position 33 for the vibrometer source at position 34 (blue). Correlation coefficient is 0.93. (b) Spectrum for signal (a) (33–34).

the Solfatara was recorded. Temperature measurements were also performed on the same grid at 15 cm in depth, which were complemented by more recent temperature and CO<sub>2</sub> flux measurements, which were carried out in 2010.

## 2 DATA ANALYSIS

During the active experiments, a low-frequency vibrometer source was successively deployed at every point of the grid, whereas the 67 seismometers were recording. The signal  $S_0(t)$  injected into the vibrometer source was a 60-s-long sweep with a frequency ranging from 10 to 50 Hz. For each one of the  $(67 \times 67)$  source–receiver pairs (source  $s$ ; receiver  $r$ ), the received signal  $S_{r,s}(t)$  was cross-correlated with the input signal to produce the point-to-point impulse response  $G_{r,s}(t)$ :

$$G_{r,s}(t) = S_0(t) \otimes S_{r,s}(t), \quad (1)$$

where the sign  $\otimes$  represents a correlation. From the set of impulse responses  $G_{r,s}(t)$ , the dispersion curves for the surface wave group velocities were calculated at each point of the grid, from which we obtain a 3-D map of the shear wave velocity.

Before describing the inversion process itself, it is of note that the application of the reciprocity theorem between the source–receiver pairs provides a quality check of the data set, to efficiently select the best impulse responses for the dispersion curve estimation.

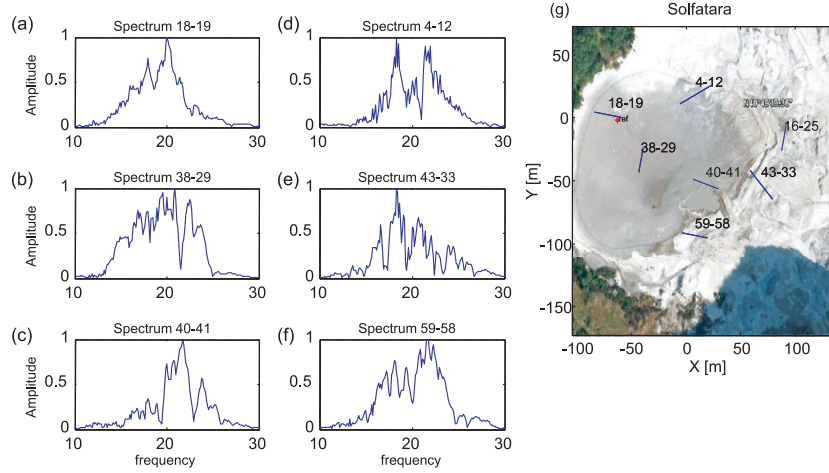
The reciprocity theorem states that the vertical response to a vertical force should be identical when the source and the receiver are exchanged. Considering the example of grid points 33 and 34 (see Fig. 1b), the signal recorded on the seismometer at point 34 for

the vibrometer source at point 33 perfectly overlaps with the signal recorded on the seismometer at point 33 when the vibrometer source was set at point 34 (Fig. 2a). Before comparison, the two impulse responses,  $G_{33,34}(t)$  and  $G_{34,33}(t)$ , were pre-filtered between 8 and 24 Hz; that is, the frequency band for which the signal-to-noise ratio (SNR) was maximum.

A global study of all of the source–receiver pairs ( $s, r$ ) was carried out following the same procedure. This showed that 91 per cent of the pairs with  $s$  and  $r$  coming from the same sub-array (Fig. 1b) satisfied the reciprocity theorem, with a 0.9 correlation coefficient between  $G_{s,r}(t)$  and  $G_{r,s}(t)$  for a maximum allowed time shift of 0.01 s. In contrast, when  $s$  and  $r$  were chosen from among different sub-arrays, only 57 per cent of the pairs satisfied the reciprocity theorem with the same conditions. The non-applicability of the reciprocity theorem is mainly due to clock errors between the seismic arrays. Another reason is the larger distances (and thus weaker SNRs) between the source–receiver pairs when working with different sub-arrays. Note that in the frequency of interest, the signal attenuation in the Fangaia area was always greater than 40 dB for distances greater than 50 m. The inefficient ground coupling of the vibrometer source is also a possible explanation for some observed weak correlation coefficients.

The surface wave travel times were calculated for the source–receiver pairs that satisfied the reciprocity theorem criterion defined above, as well as the criterion of a  $\text{SNR} > 8$ . From the  $67 \times 66 = 4422$  source–receiver impulse responses, 3020 signal pairs were extracted, which correspond to 1510 source–receiver pairs. The impulse response shown in Fig. 2a consists of several wave packets, which confirms the complexity of the medium.

### .3 High-resolution shallow seismic tomography of a hydrothermal area : application to the Solfatara, Pozzuoli



**Figure 3.** The spectra of the six source–receiver pairs, as located on the map of the Solfatara Crater (g).

In Figs 2b and 3, some of the frequency spectra are plotted in the 8–24 Hz frequency band for source–receiver pairs at different locations in the Solfatara. Again, the gaps and peaks in the spectra amplitude modulation are a clear indication of the spatial heterogeneity of the propagation medium.

### 3 DISPERSION CURVES

The travel times obtained at each source–receiver pair were then inverted to produce local dispersion curves for the surface wave group velocity at every point of a 205 m × 160 m rectangular surface grid that covers the entire area, with a cell size of 5 m × 8 m chosen as twice the minimum wavelength (around 3 m). To do so, minimization of a least-squares objective function is used, taking advantage of the linear relationship between the slowness  $\frac{1}{v}$  and the travel times  $\bar{t}$ :

$$\bar{t} = \bar{G} \frac{1}{v}, \quad (2)$$

where  $\bar{G}$  is a matrix that describes the wave propagation operator in the straight ray approximation between the source–receiver pairs. On the assumption of Gaussian-distributed uncertainties, the estimated slowness is obtained as

$$\frac{1}{v_{\text{est}}} = (\bar{C}\bar{m}\bar{G}^T (\bar{G}\bar{C}\bar{m}\bar{G}^T + r^* \bar{C}d)^{-1}) \bar{t}, \quad (3)$$

where the *a priori* model covariance matrix  $\bar{C}\bar{m}$  resembles a diagonal matrix with Gaussian uncertainties in the spatial domain around the diagonal such that for every point  $(x_i, y_i)$  of the surface grid:

$$Cm_{ij} = e^{-\frac{(y_j - y_i)^2 + (x_j - x_i)^2}{2L^2}}. \quad (4)$$

The spatial correlation length  $L$  is assumed to be stationary in the whole medium, and it is estimated at 30 m (*ca.* twice the maximum wavelength). This weighting allows us to stabilize the inversion result, although it decreases the spatial resolution. In eq. (3),  $r$  is an empirical factor that controls the importance of the model smoothing  $\bar{C}\bar{m}$  relative to the data covariance matrix  $\bar{C}d$  that is defined from weighting coefficients that depend on the quality of the empirical data, which were evaluated using the reciprocity theorem

efficiency. Different inversions were computed for different values of  $r$ , with the data filtered between 8 and 24 Hz. The optimal factor  $r = 0.08$  corresponds to the maximum curvature of the classical L-shaped misfit curve.

Note that the straight ray approximation provided 70 per cent of reconstructed variance for travel times. Curved ray inversion or, even better, finite-frequency tomography (based on the computation of the point-to-point Fresnel zone) could be applied to this data set to further refine the group velocity estimation.

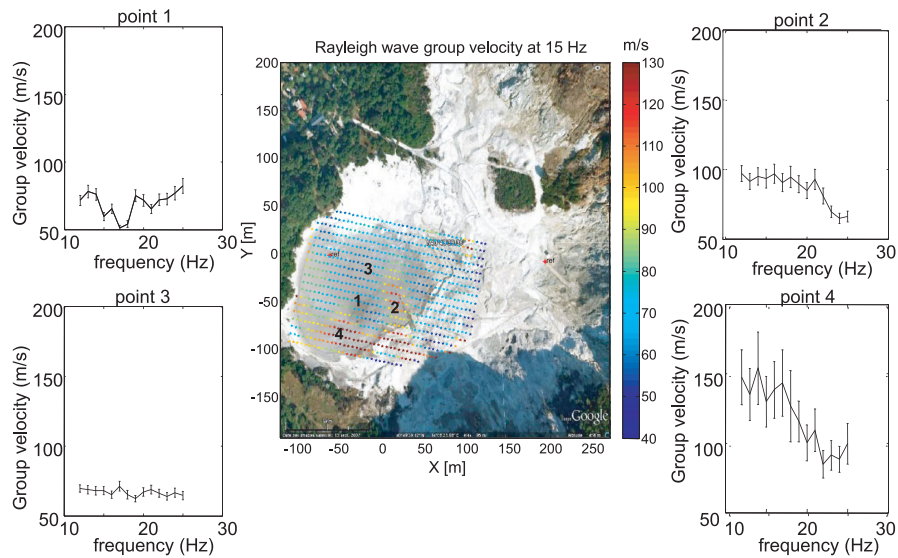
Fig. 4 shows the group velocity map that was obtained at 15 Hz. There are high lateral variations between 40 and 130 m s<sup>-1</sup> with error bars on the order of 5–20 m s<sup>-1</sup>. This is typical of hydrothermal systems (Vandemeulebrouck *et al.* 2010), where the water saturation, porosity and temperature strongly affect the surface wave velocity. Similar group velocity maps were then estimated at eight frequency values, ranging from 12 to 26 Hz, with a constant 2 Hz step. At each frequency value  $f$ , the source–receiver impulse responses  $G_{r,s}(t)$  were filtered between  $f - 5$  and  $f + 5$  Hz, prior to applying the spatial inversion of the travel times, as described above.

In Fig. 4, the estimated dispersion curves are plotted at four particular grid points that were chosen in areas of interest. Point 1 is located in a mud area (hot water). Very weak velocities (50 m s<sup>-1</sup>) can be noted, and especially a drop around 15 Hz that might be due to the presence of water. At points 2 and 4, where the soil is dry and hot and there is an elevated CO<sub>2</sub> flux (>2500 gm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>), the velocities are higher, they decrease with frequency, and they are spatially homogeneous. The velocities at point 4 have a maximum around 150 m s<sup>-1</sup>; that is three times the minimum velocity at point 1, which is only 50 m away. Point 3 is located in a dry area that has no specific geological features visible at the surface, but which has unusual weak and constant velocities.

### 4 TOMOGRAPHY

The last step of the inversion consists of matching the dispersion curves with a 3-D shear-velocity model. At each cell of the surface grid, the dispersion curves were inverted to obtain the corresponding 1-D depth-dependent shear-velocity profiles. A simple three-layer





**Figure 4.** Surface wave group velocity map obtained at 15 Hz (centre panel) and the estimated dispersion curves with the corresponding error bars at four specific points (1, 2, 3 and 4 on map), chosen in areas of interest (see Fig. 3).

parameterization was sufficient to image the shallow structures of the Solfatara. Each layer was defined by its depth and the elastic parameters:  $P$ -wave velocity,  $S$ -wave velocity and density. For each layer, both the  $P$ -wave and  $S$ -wave velocities were inverted. The medium density was fixed at  $1500 \text{ kg m}^{-3}$ , and the maximum penetration depth was fixed at 7 m, according to the common law of the third of the maximum wavelength (around 15 m). The fitting procedure between the data and the three-layer forward model was carried out using an improved version of the neighbourhood algorithm (NA) (Wathelet 2008). In contrast to basic Monte Carlo sampling, the NA attempts to guide the random generation of new samples according to the results obtained for the previous samples. Voronoi cells were used to model the cost functions across the parameter space. As compared to classical NA (Sambridge 1999), this improved version better explores the non-uniqueness of the problem, due to continuous scaling of the parameter space. For each cell, 150 000 models were computed. Since surface wave inversion is well known for possible non-unicity of the solution, we checked the model convergence to its optimum and we carefully explored the space parameter (not shown here). Conclusion is that only  $S$ -wave velocities were satisfactorily constrained through the inversion process down to a depth of 7 m.

In Fig. 5, the  $S$ -wave velocity map is plotted for three depths: 1.0, 3.5 and 6.5 m. This clearly shows the seismic heterogeneities of the area and the complexity of the petrophysical properties. In the (E) area in Fig. 5, there is a high-velocity zone that corresponds to a dry and compact zone of the Solfatara basin that has low attenuation (see Fig. 6). In the (G) area in Fig. 5, close to one of the two Fangaia mud pools, the presence of water at the top surface can be seen by the thin low-velocity zone of  $ca. 50 \text{ m s}^{-1}$ , above a  $100 \text{ m s}^{-1}$  layer. This structure suggests that there is a condensation layer in the first meter of the soil, as also observed on the temperature profiles of Chiodini *et al.* (2005). Other geophysical surveys will now be carried out to interpret the spatial anomalies in the velocity maps.

## 5 DISCUSSION

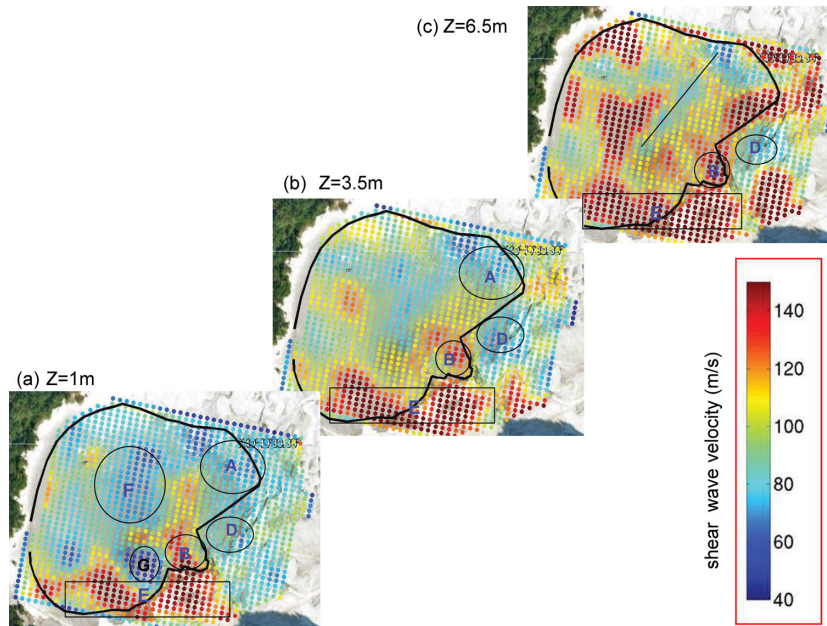
### 5.1 The relationship between attenuation and shear velocity

As with velocity, the attenuation of seismic waves in a volcanic structure is a relevant parameter for the identification of the petrophysical properties (e.g. permeability and porosity) and conditions (e.g. saturation and fluid liquid/gas ratio) of the porous medium. Indeed, according to White *et al.* (1975) and Brajanovski *et al.* (2006), fluid flow waves at shallow depth are responsible for dispersion and attenuation at low frequencies. Considering that the intrinsic attenuation is proportional to the frequency (Johnston *et al.* 1981), high frequencies are more attenuated than low-frequency waves. Quan & Harris (1997) proposed an approach to evaluate the attenuation through calculation of the frequency centroid downshift during wave propagation in the medium. Hence, for the Solfatara survey, a study of attenuation was carried out based on the centroid estimation, following the laboratory studies and centroid definition described by Lei & Xue (2009). For every source–receiver pair ( $i, j$ ), with  $i$  and  $j$  such that the source–receiver distance does not exceed two grid points, the signal  $S_{i,j}(t)$  is transformed into the corresponding spectrum  $\tilde{S}_{i,j}(f)$ , from which an estimate of the centroid  $f_c^{i,j}$  is obtained from the Hedlin formula:

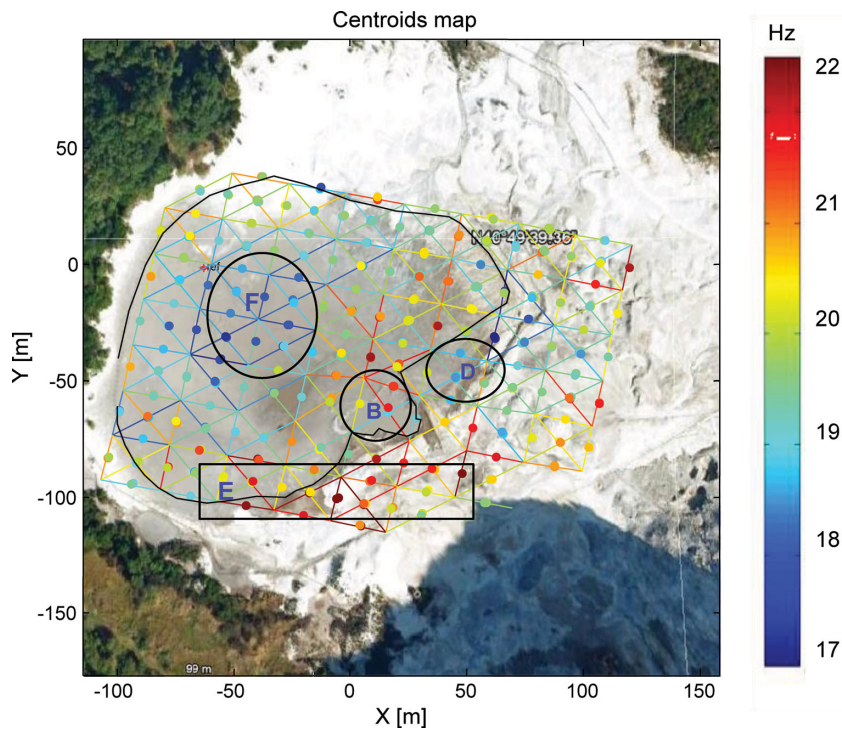
$$f_c^{i,j} = \frac{\int f \tilde{S}_{i,j}(f) df}{\int \tilde{S}_{i,j}(f) df}. \quad (5)$$

In Fig. 6, the value of the calculated centroid is represented by the coloured lines and the dots between  $i$  and  $j$ . Following Quan & Harris (1997), with the assumption of a frequency-independent  $Q$  model, the centroid map can be used as observed data, to reconstruct the attenuation distribution. If the attenuation is high, the centroid should be weak, and *vice versa*. The centroid spatial distribution over the area shows large variations, which ranges from

### .3 High-resolution shallow seismic tomography of a hydrothermal area : application to the Solfatara, Pozzuoli



**Figure 5.** S-wave velocity maps at depths of (a) 1, (b) 3.5 and (c) 6.5 m. Some areas of interest are shown (see also Figs 6 and 8). (A) and (D) Low-velocity areas. (B) and (E) High-velocity areas with low attenuation. (F) Low-velocity area at the surface, with low-velocity zone at 6.5 m in depth (along the straight line) (c). (G) Thin and shallow low-velocity area.



**Figure 6.** Representation of the estimated centroid map. The values of the centroid frequencies between two points are represented by coloured lines and a dot between neighbouring stations (red, 32 Hz; blue, 25 Hz). Some areas of interest are superimposed on the centroid map (see also Figs 5 and 8). In particular: (B) and (E) Two areas with high centroid values (low attenuation). (D) and (F) Two areas with weak centroid values (strong attenuation).

17 to 22 Hz. This clearly highlights a strong attenuation area (*F*) at the centre of the Solfatara. The use of this centroid-based method provides several advantages compared to other attenuation estimation methods, as it is relatively insensitive to geometric spreading, reflection and transmission effects, as well as source and receiver coupling, radiation patterns and instrumental responses (Quan & Harris 1997).

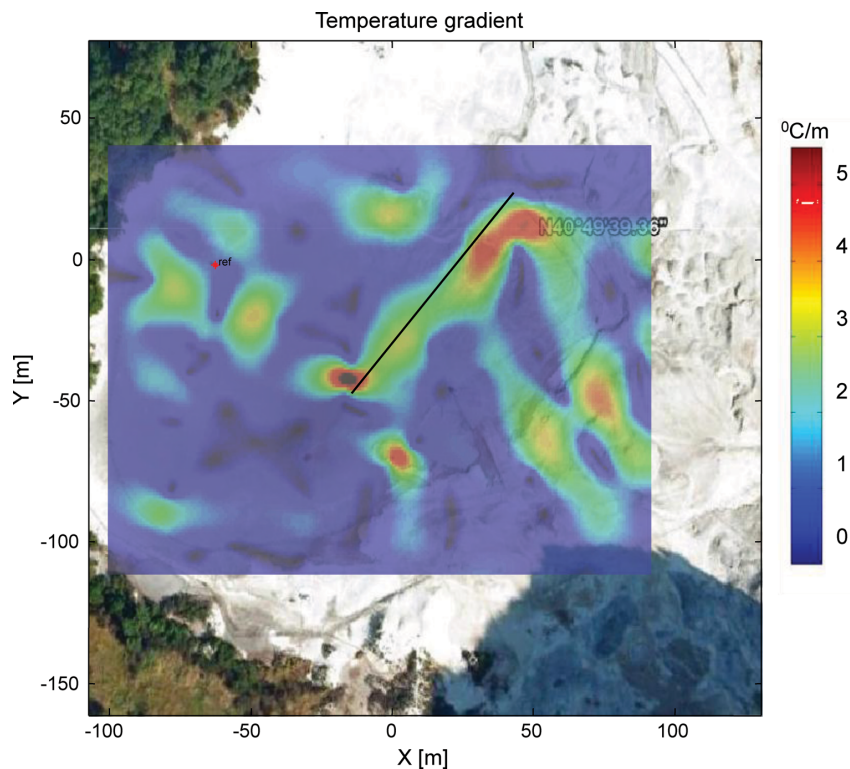
The comparison between the centroid map and the velocity map for the shear waves shows a good match between the S-velocities and attenuation (which are directly linked to the centroid values). Two areas with opposite features are clearly seen: the centre of the Solfatara (Fig. 6, area *F*) has strong attenuation and low surface velocity, whereas the large southern area has low attenuation (high centroid) and high velocity (Fig. 6, areas *B* and *E*). As the central Solfatara area corresponds to low surface temperatures, we interpret this area as a mechanically soft and liquid-saturated part of the hydrothermal system, as compared to the drier and hotter zones in the southeastern part of the study area. It should also be noted that the (*F*) zone has the lowest elevation of the area, and it usually drains the run-off waters from the southern part of the crater. More generally, the spatial variation of the attenuation into the Solfatara crater is surprisingly large for such a small area of a few hundred meters in size that has comparable soil-matrix properties, which indicates that fluid properties and temperature have major roles in the elastic properties. These local effects need to be taken into account when dealing with larger structures, such as the Phlegrean Fields.

## 5.2 Connections with the geological structures

The velocity maps are next compared with the ground temperatures measured at 15 cm in depth, or more precisely, with the horizontal variations (gradient) of the ground temperatures (Fig. 7). At depth  $z = 6.5$  m, a drop in the velocity values can be seen in Fig. 5c along a marked NE-SW direction; this same trend can also be seen in the horizontal gradient of the surface temperature (Fig. 7). This thus indicates a clear geological boundary; that is a fractured zone. The small shift between the location of this fault from when observed at the surface through the temperature to the velocity drop at  $z = 6.5$  m might represent the fault dip at depth.

## 5.3 Localization of the ambient noise sources and relationship with CO<sub>2</sub> degassing and surface temperature

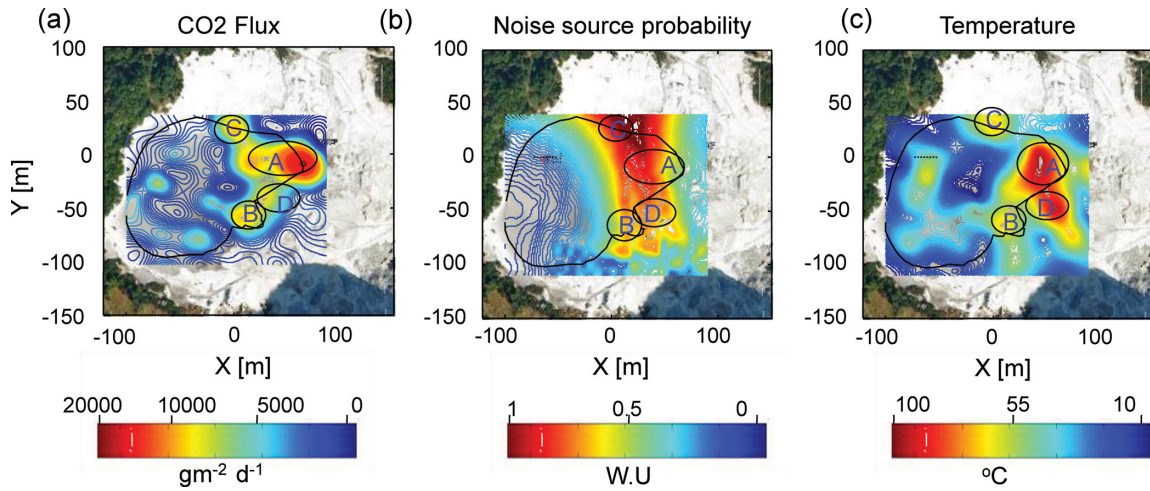
During the 2009 acquisition, the ambient noise was recorded over two nights. Pre-processing was applied, which consisted of the elimination of high-amplitude seismic events by truncating the recording amplitude at three times the standard deviation of the seismic noise. Then, frequency equalization was performed, to whiten the noise spectrum in the 5–25 Hz frequency interval (Bensen *et al.* 2007). This pre-processing was performed to improve the noise properties, such that the sensor-to-sensor travel times can be extracted from the time-averaged noise correlation function (Gouedard *et al.* 2008). In practice, the noise correlation function was averaged over the two nights for every receiver pair. Unfortunately, despite some



**Figure 7.** Horizontal variations (gradient) of ground temperatures measured at 15 cm in depth. The straight line shows the position of the assumed fault seen in the velocity map (Fig. 5c).



### .3 High-resolution shallow seismic tomography of a hydrothermal area : application to the Solfatara, Pozzuoli



**Figure 8.** Maps of the Solfatara showing the (a) CO<sub>2</sub> flux, (b) normalized noise-source location probability and (c) temperature. Some areas of interest are shown (see also Figs 5 and 6). (A), (B), (C) and (D) Areas with corresponding maximal values for the three parameters (CO<sub>2</sub> flux, noise-source location and temperature).

interesting comparisons on a small set of receiver pairs (mostly at short distances), the passive data set cannot be used to construct a 3-D shear velocity structure that could be compared to the active data result. In general, because of both strong attenuation and medium heterogeneity, the SNR of the cross-correlated functions was too weak to provide an accurate travel-time measurement.

However, the travel times of the dominant wave packet could be extracted from the correlation function for receiver pairs exhibiting a SNR > 8. These travel times were then matched to the theoretical surface wave travel times that were calculated for a surrogate point source in the Solfatara and the group velocity map obtained from the active data inversion (Fig. 4). Using a grid search for the surrogate point source, the noise-source probability map was constructed (Fig. 8b) as described in Cros *et al.* (2011).

In 2010, a temperature and CO<sub>2</sub> flux survey was performed at the Solfatara. When the noise-source map is compared with the CO<sub>2</sub> flux and surface temperature maps, a good match is seen between the maxima of these three parameters (Fig. 8). The CO<sub>2</sub> flux shows three maxima (Fig. 8a, areas A, B, C) that are linked to high probabilities of noise-source location (Fig. 8b) and high temperatures (Fig. 8c). The temperature map also shows another area (Fig. 8c, area D) with a very high temperature (around 100 °C); this is linked to secondary noise sources (Fig. 8b) and CO<sub>2</sub> maxima (Fig. 8a). Thus, the dominant ambient noise probably comes from CO<sub>2</sub> degassing and high temperatures, as observed in Fig. 8, area (A).

## 6 CONCLUSIONS

Starting from the dispersion curves between the station pairs, the inversion method follows a classical minimization of a least-squares objective function, to retrieve the Rayleigh-wave group velocity map. We have improved the robustness of the inversion by the introduction of weighting coefficients that depend on the quality of the data, which was evaluated using the validation of the reciprocity theorem. An improved version of the NA is used finally, to estimate the *S*-wave velocity maps that show important spatial variations of the medium properties. A NE-SW fault is seen, which was not

visible at the surface. Using passive seismic measurements, the source of the elevated ambient seismic noise in the area of Solfatara Crater is seen to be located at the eastern part of the area, which has a very high CO<sub>2</sub> flux and high surface temperatures that are close to boiling. Several studies have shown that the physical processes that can generate powerful acoustic noise in multiphase hydrothermal systems like the Solfatara are related to the presence of bubbles and the propagation of bubbles in conduits and cavitations (Kieffer & Sturtevant 1984; Kedar & Kanamori 1996; Vandemeulebrouck *et al.* 2005). In the case of the Solfatara, the bubbles probably contain both CO<sub>2</sub> and steam, and the steam-to-liquid phase change that takes place close to the ground surface (Chiodini *et al.* 2005) will generate the ambient seismic noise. As observed in the mud pools, the CO<sub>2</sub> bubbles can percolate the liquid layer formed by condensation, and can also produce remarkable acoustic intensity. The large amounts of heat at the surface come from the latent heat exchanged during the phase transition. This area represents the top of a large gaseous hydrothermal rising plume in the Solfatara crater, which probably contains a few others. The western part of the Solfatara corresponds to the descending part of the plume, with lower temperatures and lower CO<sub>2</sub> flux. The seismic velocity and the attenuation tomography describe the surface boundary of a hydrothermal plume, which appears as a very heterogeneous medium in terms of its elastic wave properties, even on a small scale. High-resolution active and passive seismic measurements thus appear to bring additional constraints to gas flux and ground temperature surveys, to aid in the deciphering of the structures of complex multiphase hydrothermal systems.

## ACKNOWLEDGMENTS

Thanks to B. Dupuy, J. Grangeon, M. Radiguet and B. Vial for their work during the field survey, and G. Cougoulat for his technical assistance. We are grateful to G. Angarano and the staff of Vulcano Solfatara who kindly allowed us to make measurements at Solfatara in excellent conditions. This study was funded by CNRS-INSU-ST and BQR ISTERre.



## REFERENCES

- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N. & Yang, Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, **169**, 1239–1260, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- Berrino, G., Corrado, G., Luongo, G. & Toro, B., 1984. Ground deformation and gravity changes accompanying the 1982 Pozzuoli uplift, *Bull. Volcanol.*, **47**, 187–200.
- Berrino, G., Corrado, G. & Riccardi, U., 1998. Sea gravity data in the Gulf of Naples: a contribution to delineating the structural pattern of the Vesuvian area, *J. Volcanol. Geochem. Res.*, **82**, 139–150, doi:10.1016/S0377-0273(97)00061-9.
- Brajanovski, M., Muller, T.M. & Gurevich, B., 2006. Characteristic frequencies of seismic attenuation due to wave-induced fluid flow in fractured porous media, *Geophys. J. Int.*, **166**, 574–578, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03068.x.
- Bruno, P.P.G., Ricciardi, G.P., Petrillo, Z., Di Fiore, V., Troiano, A. & Chiodini G., 2007. Geophysical and hydrogeological experiments from a shallow hydrothermal system at Solfatara Volcano, Campi Flegrei, Italy: response to caldera unrest, *J. geophys. Res.*, **112**, B6–B06201, doi:10.1029/2006JB004383.
- Chiodini, G., Marini, L. & Russo, M., 2001. Geochemical evidence of high temperature hydrothermal brines at Vesuvio volcano (Italy), *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 2129–2147, doi:10.1016/S0016-7037(01)00583-X.
- Chiodini, G., Granieri, D., Avino, R., Caliro, S. & Costa, A., 2005. Carbon dioxide diffuse degassing and estimation of heat release from volcanic and hydrothermal systems, *J. geophys. Res.*, **110**, B8–B08204, doi:10.1029/2004JB003542.
- Cros, E., Roux, P., Vandemeulebrouck, J. & Kedar, S., 2011. Locating hydrothermal acoustic sources at old faithful geyser using matched-field processing, *Geophys. J. Int.*, **187**, 385–393.
- De Siena, L., Del Pezzo, E. & Bianco, F., 2010. Seismic attenuation imaging of Campi Flegrei: evidence of gas reservoirs, hydrothermal basins, and feeding systems, *J. geophys. Res.*, **115**, B09312, doi:10.1029/2009JB006938.
- Dvorak, J.J. & Mastrolorenzo, G., 1991. *The Mechanisms of Recent Vertical Crustal Movements in Campi Flegrei Caldera, Southern Italy*, Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 263, Geological Society of America, Boulder, CO, 47pp.
- Gouedard, P. *et al.*, 2008. Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications, *Geophys. Prospect.*, **56**, 375–393.
- Johnston, M.J.S., Mueller, R.J. & Dvorak, J., 1981. Volcano-magnetic observations during eruptions of Mt. St. Helens, May–August 1980, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **1250**, 183–192.
- Kieffer, S.W. & Sturtevant, B., 1984. Laboratory studies of volcanic jets, *J. geophys. Res.*, **89**, 8253–8268, doi:10.1029/JB089iB10p08253.
- Kedar, S. & Kanamori, H., 1996. Continuous monitoring of seismic energy release associated with the 1994 Northridge earthquake and the 1992 Landers earthquake, *Bull. seism. Soc. Am.*, **8**, 255–258.
- Lei, X.L. & Xue, Z.Q., 2009. Ultrasonic velocity and attenuation during CO<sub>2</sub> injection into water-saturated porous sandstone: measurements using difference seismic tomography, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **176**, 224–234, doi:10.1016/j.pepi.2009.06.001.
- Madonia, P., Federico, C., Cusano, P., Petrosino, S., Aiuppa, A. & Gurrieri, S., 2008. Crustal dynamics of Mount Vesuvius from 1998 to 2005: effects on seismicity and fluid circulation, *J. geophys. Res.*, **113**, B5–B05206, doi:10.1029/2007JB005210.
- Quan, Y.L. & Harris, J.M., 1997. Seismic attenuation tomography using the frequency shift method, *Geophysics*, **62**, 895–905, doi:10.1190/1.1444197.
- Sambridge, M., 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space, *Geophys. J. Int.*, **138**, 479–494, doi:10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x.
- Todesco, M., Rinaldi, A.P. & Bonafede, M., 2010. Modeling of unrest signals in heterogeneous hydrothermal systems, *J. geophys. Res.*, **115**, B09213, doi:10.1029/2010JB007474.
- Vandemeulebrouck, J., Stemmelen, D., Hurst, T. & Grangeon, J., 2005. Analogue modeling of instabilities in crater lake hydrothermal systems, *J. geophys. Res.*, **110**, B2–B02212, doi:10.1029/2003JB002794.
- Vandemeulebrouck, J., Roux, P., Gouédard, P., Legaz, A., Revil, A., Hurst, A.W., Bolève, A. & Jardani, A., 2010. Application of acoustic noise and self-potential localization techniques to a buried hydrothermal vent (Waimangu Old Geyser site, New Zealand), *Geophys. J. Int.*, **180**, 883–890, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04454.x.
- Wathelet, M., 2008. An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L09301, doi:10.1029/2008GL033256.
- White, J.E., Mikhaylova, N.G. & Lyakhovitsky, F.M., 1975. Low-frequency seismic waves in fluid saturated layered rocks, *Phys. Solid Earth*, **11**, 654–659.
- Zollo, A., Maercklin, N., Vassallo, M., Iacono, D.D., Virieux, J. & Gasparin, P., 2008. Seismic reflections reveal a massive melt layer feeding Campi Flegrei caldera, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L12306, doi:10.1029/2008GL034242.

