



**HAL**  
open science

# Étude de l'utilisation de la méthode GRiD MT pour la détection et la caractérisation d'évènements sismiques : de l'échelle régionale à l'échelle locale

Marine Menager

## ► To cite this version:

Marine Menager. Étude de l'utilisation de la méthode GRiD MT pour la détection et la caractérisation d'évènements sismiques : de l'échelle régionale à l'échelle locale. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Côte d'Azur, 2023. Français. NNT : 2023COAZ4012 . tel-04094690

**HAL Id: tel-04094690**

**<https://theses.hal.science/tel-04094690v1>**

Submitted on 11 May 2023

**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 DE DOCTORAT

---

Etude de l'utilisation de la méthode GRiD MT pour la  
détection et la caractérisation d'évènements sismiques : de  
l'échelle régionale à l'échelle locale

---

**Marine MENAGER**

Présentée en vue de l'obtention du grade de docteur en Sismologie de l'Université  
Côte d'Azur et du CEA

Dirigée par : Bertrand DELOUIS/Aurélie GUILHEM TRILLA

Soutenue le : 30/01/2023

Devant un jury, composé de :

Anne LEMOINE	Ingénieure-chercheure	BRGM	Examinatrice
Hélène LYON-CAEN	Directrice de recherche	ENS	Rapportrice
Luis RIVERA	Professeur	ITES	Examineur
Martin VALLÉE	Professeur	IPGP	Rapporteur

Président de jury : Luis RIVERA





---

# Remerciements

Je remercie tout d'abord Aurélie pour m'avoir accueillie dans l'équipe, pour ces trois années passées avec elle, pour tout le temps qu'elle a pris à me guider, pour sa patience et son aide. Merci aussi pour nos petites séances de danses de l'avant COVID et pour nos petites discussions personnelles.

Je remercie ensuite Bertrand pour son aide, pour avoir pris le temps de m'accompagner et pour toutes les fois qu'il a quitté le soleil de Nice pour venir travailler avec moi.

Merci à vous deux d'avoir accepté de m'encadrer pendant ces trois années de thèse, c'était courageux !

Je tiens à exprimer ma gratitude à l'ensemble de l'équipe ; Séverine pour son écoute et ses conseils ; Johann pour me faire rire à chaque occasion, bien qu'il n'ait pas à faire beaucoup d'efforts ; Francois et Denis pour leur gentillesse et leur aide ; Pascal, Julien et Pierre pour leur optimisme et leur bonne humeur ; Sophie, Stéphanie et Romain pour leur gentillesse ; et Yoann pour son aide et sa bonne humeur.

Merci pour toutes les pauses café passées ensembles.

Ma gratitude va aussi à Hélène, Pascal, Gilles, Aurélien et toutes les personnes de leurs laboratoires, pour avoir répondu à toutes mes questions et m'avoir aidée.

Je tiens également à remercier Martin et Claudio sur lesquels je savais pouvoir compter et pour leur attention portée à mon bien-être.

Mes remerciements au laboratoire de Géoazur pour m'avoir accueillie lors des occasions où je suis venue leur rendre visite.

Je remercie aussi l'ensemble de mes professeurs (la liste est longue quand on fait autant d'études) qui m'ont guidé sur cette voie.

Un grand merci à tous mes amis, Mikael, Mélanie, Maëva, Aurélien, Lucile, Audrey, Elise, Astrid, et JF, pour leur soutien, pour leurs encouragements, pour savoir comment me redonner le sourire quand j'en ai besoin, mais aussi pour m'écouter me plaindre (encore désolée). Je leur suis reconnaissante pour tous les bons moments passés ensemble.

Je suis également reconnaissante à tout le groupe *Arpajonnais&Co* (Aurore, Marine, Nicolas, Pierre, Margot, Louis, Clément, Cassandra, Solen, Noé, Alexis, Dorian, Maïder, Paul, ...) pour leurs encouragements et pour tous les bons moments passés au "café" et en soirées.

Je remercie aussi ma mère et mon père pour leur aide, pour leur soutien au fil des années et pour leur patience de me voir toujours continuer mes études.

Enfin, mes remerciements vont à ma petite soeur, ma meilleure amie, et ma confidente, Romane, pour son soutien et son écoute.

J'espère avoir des nouvelles de tout le monde, et même de la visite lors de mes prochaines aventures.



---

# Résumé

L'un des objectifs des instituts en charge de la surveillance sismique est la détection, localisation et caractérisation rapide des événements sismiques. Nous étudions ici la faisabilité de l'implémentation d'une approche de recherche en grille du tenseur des moments nommée GRiD MT au CEA pour l'alerte séisme et tsunami. Avec un unique algorithme, la méthode fournit rapidement et automatiquement les informations majeures d'un événement sismique (c'est-à-dire un temps origine, une localisation, une magnitude et un mécanisme au foyer). Nous nous concentrons sur les régions ibéro-maghrébine pour la surveillance de séismes modérés à forts, et à la France sud-est pour la surveillance de séismes modérés (Le Teil Mw4,8 le 11/11/2019 et Barcelonnette Mw4,8 le 07/04/2014).

Pour chaque région, l'approche GRiD MT nécessite un important travail préliminaire pour la sélection des paramètres d'inversion (modèle de vitesse, bande de fréquence, jeu de stations) et de la grille. Les résultats appliqués dans les deux régions montrent des solutions proches de celles des autres instituts (USGS, GFZ, OCA, ...). Néanmoins, dans le but de réduire le temps de sélection des paramètres, une approche automatique de paramétrisation basée sur le rapport signal-à-bruit est développée et nous permet de tester différentes bandes de fréquences et distributions de stations. Ce développement est nécessaire pour faciliter l'implémentation de la méthode GRiD MT dans différentes régions d'intérêt et/ou pour différentes gammes de magnitudes. Appliquée à un séisme de magnitude plus faible dans les Alpes françaises, les résultats sont très encourageants.

De plus, du fait des milliers de solutions de source calculées par la méthode GRiD MT dans le temps et l'espace, il devient possible de déterminer les incertitudes se basant sur les valeurs de réduction de variance. Plusieurs approches statistiques sont considérées : des valeurs de moyenne et d'écart-type au *clustering* et à la similarité des mécanismes. Depuis une sélection d'événements, le temps origine, la localisation, et la magnitude de moment sont montrés stables à l'inverse de la profondeur et du mécanisme au foyer (particulièrement l'angle de pendage). Finalement, plusieurs améliorations sont apportées à la méthode GRiD MT pour fournir des détections fiables d'événements lors d'une utilisation temps réel.

**Mots-clés** : inversion, recherche en grille, tenseur des moments, France, Ibéro-maghreb, incertitudes

---

# Summary

One of the challenges of the institutes in charge of seismic monitoring is to rapidly detect, locate and characterize seismic events. Here, we study the feasibility of the implementation of a grid-search moment tensor inversion tool called GRiD MT at CEA for earthquake and tsunami warning purposes. With only one algorithm, the method rapidly, and automatically, provides the major information about seismic events (i.e., origin time, location, magnitude, and focal mechanism). We focus our study on the Ibero-Maghreb region for the monitoring of moderate to large earthquakes, and on Southeastern France for moderate earthquakes (in particular on the 2019/11/11 Le Teil Mw4.8 and 2017/04/07 Barcelonnette Mw4.8 earthquakes).

For each region of interest, the GRiD MT approach requires an extensive preliminary analysis to select inversion parameters (velocity model, frequency band, and set of stations) and grid size and spacing. The results applied for both regions are close to solutions published by other institutes (USGS, GFZ, OCA, ...). Nonetheless, in order to reduce the very time consuming preliminary parameter selection, an automatic parametrization based on signal to noise ratio is developed and allows us to test various frequency bands and station distributions. Such development is required for an easier implementation of GRiD MT in different regions of interest and/or for different magnitude ranges. Applied to a lower magnitude earthquake in the French Alps, the results are very encouraging.

Moreover, because GRiD MT calculates thousands of source solutions over space and time, it becomes possible to determine source uncertainties based on the variance reduction values. Several statistical approaches are considered : from mean and standard deviation values to clustering and mechanism similarities. From a selection of events, the origin times, locations, and moment magnitudes are found stable unlike the depth and focal mechanism determination (especially dip angles). Finally, several improvements are made to GRiD MT in order to provide reliable event detections when used in real time.

**Keywords :** inversion, grid-search, moment tensor, France, Ibero-maghreb, uncertainties

---

# Glossaire

<b>BCSF</b>	Bureau central sismologique français (France)
<b>CEA/LDG</b>	Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives/Laboratoire de détection géophysique (France)
<b>CENALT/TSP</b>	Centre national d'alerte tsunami (France) / Tsunami Source Provider
<b>CLVD</b>	composante CLVD, Compensated Linear Vector Dipole, du tenseur des moments
<b>CSEM/EMSC</b>	Centre sismologique euro-méditerranéen/ <i>European Mediterranean Seismological Centre</i> (Europe)
<b>DC</b>	composante double-couple du tenseur des moments
<b>FKRPROG</b>	Frequency wavenumber-integration Program, code de calcul de fonctions de Green (Saikia, 1994)
<b>FMNEAR</b>	<i>Focal Mechanism using NEAR source seismic records</i> , code de calcul des tenseurs des moments double-couple (Delouis, 2014)
<b>GCMT</b>	<i>Global Centroid Moment Tensor Project</i> (Etats-Unis)
<b>GEOAZUR</b>	Laboratoire géosciences azur (France)
<b>GFZ</b>	<i>GeoForschungsZentrum</i> (Allemagne)
<b>GRiD MT</b>	<i>Grid-based Real-time Determination of Moment Tensor</i> , code de calcul de recherche en grille du tenseur des moments (Kawakatsu, 1998)
<b>INGV</b>	<i>Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia</i> (Italie)
<b>IPGP</b>	Institut de physique du globe de Paris (France)
<b>IRSN</b>	Institut de radioprotection et de sûreté nucléaire (France)
<b>ISO</b>	composante isotrope du tenseur des moments
<b>ITES</b>	Institut terre et environnement de Strasbourg (France)
<b>M<sub>w</sub></b>	Magnitude de moment
<b>M<sub>0</sub></b>	Moment sismique
<b>OCA</b>	Observatoire de la Côte d'Azur (France)
<b>PTB</b>	<i>Physikalisch-Technische Bundesanstalt</i> (Allemagne)
<b>RESIF</b>	Réseau sismologique et géodésique français (France)
<b>RMS</b>	Root Mean Square ou moyenne quadratique en français
<b>TDMT</b>	<i>Time Domain Moment Tensor</i> , code de calcul du tenseur des moments (Dreger, 2003)
<b>TU/UTC</b>	Temps universel/ Universal Time Clock
<b>USGS</b>	<i>United States Geological Survey</i> (Etats-Unis)
<b>VR</b>	<i>Variance Reduction</i> ou réduction de variance en français





---

# Table des matières

Glossaire	v
Introduction	1
<b>1 Définition et caractérisation des évènements sismiques</b>	<b>7</b>
1.1 Le mécanisme au foyer d'un tremblement de terre . . . . .	7
1.1.1 Description du mécanisme au foyer . . . . .	7
1.1.2 Le tenseur des moments . . . . .	10
1.2 Les formes d'ondes sismiques et leur modélisation . . . . .	13
1.2.1 Enregistrements sismiques . . . . .	13
1.2.2 Calcul de signaux synthétiques . . . . .	16
1.3 Introduction à trois méthodes d'inversion des formes d'ondes largement utilisées	18
1.3.1 La méthode TDMT . . . . .	19
1.3.2 La méthode FMNEAR . . . . .	20
1.3.3 Méthode d'inversion très longue période : Phase W . . . . .	21
<b>2 La méthode GRiD MT</b>	<b>23</b>
2.1 L'inversion du tenseur des moments . . . . .	23
2.2 La méthode GRiD MT . . . . .	24
2.3 Avantages et limites de la méthode GRiD MT . . . . .	26
2.3.1 Avantages de GRiD MT . . . . .	26
2.3.2 Limitations de l'outil GRiD MT . . . . .	29
<b>3 Application pour des séismes faibles à forts (<math>3,5 &lt; M &lt; 6,5</math>)</b>	<b>31</b>
3.1 Implication de la méthode GRID MT à des séismes modérés à forts ( $4,8 < M < 6,5$ ) . . . . .	31
3.1.1 Etude de la faisabilité de l'approche GRiD MT pour la détection d'évènements de magnitude 4,5+ dans la région ibéro-maghrébine . . . . .	31
3.1.2 Analyse sismologique du tremblement de terre Nord Algérien du 18/03/2021 et apport de GRiD MT (article en préparation) . . . . .	46
3.2 Application en France métropolitaine : pour des séismes modérés à faibles ( $M < 5$ ) . . . . .	53
3.2.1 Focus sur la région du sud-est de la France : séismes de magnitudes modérées ( $4,5 < M < 5$ ) . . . . .	53
3.2.2 Mise en place de la méthode dans la région du sud-est de la France métropolitaine . . . . .	55
3.2.3 Application de l'approche GRiD MT pour l'identification du séisme de Barcelonnette . . . . .	63
3.3 Application à des séismes de magnitudes faibles ( $3,5 < M < 4,5$ ) . . . . .	68
3.3.1 Premiers tests sur des séismes réels et synthétiques dans la région sud-est France . . . . .	69
3.3.2 Méthode automatique de sélection des paramètres . . . . .	73
3.3.3 Application de la sélection automatique pour le sud-est de la France . . . . .	77

<b>4</b>	<b>Vers une estimation des incertitudes sur les paramètres de la source déterminés avec GRiD MT</b>	<b>83</b>
4.1	Quelques éléments utiles pour l'estimation des incertitudes de la source . . . . .	83
4.1.1	Calcul de la moyenne et de l'écart-type . . . . .	83
4.1.2	Comparaison des tenseurs de moments par similarité . . . . .	84
4.1.3	Définition de groupes de solutions avec la méthode des k-moyens ( <i>clustering</i> ) . . . . .	85
4.2	Estimation des incertitudes en relation avec la méthode GRiD MT : illustration pour le séisme du Teil . . . . .	87
4.2.1	Sélection par la méthode des contours s'appuyant sur la réduction de variance . . . . .	87
4.2.2	Estimation de l'incertitude sur la localisation d'un événement . . . . .	88
4.2.3	Incertainces sur le temps origine de l'événement . . . . .	90
4.2.4	Incertainces sur la magnitude Mw avec GRiD MT . . . . .	93
4.2.5	Estimation des incertitudes sur le mécanisme au foyer . . . . .	93
4.3	Application sur les séismes de Barcelonnette 2014 et d'Al Hoceima 2016 . . . . .	101
4.3.1	Etude de la stabilité de la source du tremblement de terre de Barcelonnette (Mw4,8) en 2014 . . . . .	101
4.3.2	Etude de la stabilité de la solution de source GRiD MT pour le séisme de Mw6,4 à Al Hoceima en 2016 . . . . .	108
<b>5</b>	<b>Développements en vue de l'implémentation de l'approche GRiD MT en temps réel</b>	<b>111</b>
5.1	Amélioration de l'algorithme de détection des événements sismiques . . . . .	111
5.1.1	Algorithme de détection initial . . . . .	111
5.1.2	Présence de pics de VR multiples et phénomène de saut de cycle . . . . .	111
5.1.3	Amélioration des conditions de détection d'un événement . . . . .	113
5.1.4	Exemples d'applications des différents cas de pics détectés . . . . .	115
5.2	Modification de la fenêtre d'inversion . . . . .	117
5.2.1	Intérêt d'une longueur de fenêtre d'inversion dépendante de la distance épacentrale . . . . .	117
5.2.2	Définition de la fenêtre d'inversion variable . . . . .	119
5.2.3	Effet des fenêtres d'inversion ajustées sur la détection des séismes . . . . .	121
	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>125</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>131</b>

---

# Introduction

De nombreux séismes de large ampleur ont marqué l'histoire en France métropolitaine comme à l'étranger. Beaucoup d'écrits les relatent et sont à la base, aujourd'hui encore, de multiples études, comme par exemple pour le séisme de magnitude (M) 7,7 environ de Lisbonne de 1755 qui est l'un des derniers séismes majeurs et tsunamigènes ayant eu lieu en Europe, et qui est encore l'un des plus étudiés (Johnston, 1996 ; Zitellini et al., 2001 ; Fonseca, 2020 ; Santos et Rijo, 2022, etc). Un tremblement de terre, très schématiquement, correspond à un événement libérateur d'énergie le long d'un plan de faille qui engendre une vibration du sol se propageant par le biais d'ondes sismiques sur des distances plus ou moins grandes selon la quantité d'énergie libérée. Il commence à un instant donné (appelé temps origine), à une localisation donnée en profondeur appelée hypocentre (sa projection à la surface est appelée épicentre) et il libère une énergie qui est plus généralement quantifiée à travers des lois de magnitudes. La direction et le sens du mouvement de la rupture le long de la faille sont connus à travers le mécanisme au foyer. L'estimation de l'ensemble de ces différentes informations sur un tremblement de terre constitue un des piliers des études sur la source sismique. Ce domaine de la sismologie trouve, entre autres, son utilité dans les analyses spécifiques d'événements significatifs, dans des études sismotectoniques d'une région d'intérêt et il contribue aussi aux données d'entrée pour l'appréciation de l'aléa sismique. En effet, la localisation et la caractérisation d'événements passés permettent d'identifier, de cataloguer et de différencier les différents jeux de failles présents dans une région d'intérêt, de déterminer les magnitudes maximales pouvant s'y produire et ainsi de se préparer à l'avance pour de futurs séismes.

Ces paramètres sur la source d'un tremblement de terre sont partiellement connus dans les minutes suivant son occurrence lorsque l'événement est situé dans une région surveillée en continu. Néanmoins, il est commun que l'ensemble de ses caractéristiques ne soient identifiées que plusieurs heures à jours après. Or, un besoin majeur en sismologie opérationnelle est leur détermination rapide et fiable en s'appuyant sur les nouvelles avancées scientifiques et technologiques. En effet, la reconnaissance rapide de l'occurrence d'un événement constitue le premier objectif des instituts de surveillance et d'alerte sismologique en France comme à l'étranger qui ont pour mission principale de rapidement prévenir les autorités compétentes et la population de l'occurrence d'un événement sismique.

Plusieurs méthodes existent pour détecter, localiser, et/ou caractériser les événements sismiques (magnitude et mécanisme au foyer). De manière générale, elles forment un ensemble d'outils dépendant les uns des autres et s'assemblant dans une chaîne opérationnelle. Cette chaîne est d'abord constituée d'approches détectant en temps réel, ou retardé, les différentes phases sismiques (ondes P, S, etc), se propageant entre la source et les stations d'un réseau sismologique, qui sont ensuite utilisées pour la détection d'un événement spécifique. Celle-ci déclenche ensuite des procédures de localisation de l'événement qui une fois connue, autorise le calcul de sa magnitude. Enfin, le mécanisme au foyer est éventuellement déterminé plus tardivement à l'aide de l'ensemble des informations précédemment déclarées (i.e., temps origine,

localisation et magnitude).

Une approche novatrice proposée par Kawakatsu (1998) tente de déterminer l'ensemble des paramètres de source principaux, y compris ceux liés au mécanisme au foyer, à l'aide d'un outil mathématique communément considéré pour les études de source. Il s'agit en effet d'utiliser le tenseur des moments pour les obtenir en seulement quelques minutes après l'occurrence d'un tremblement de terre. Le tenseur des moments est un outil mathématique permettant de décrire la source, et en particulier l'ensemble des forces actant dans les trois dimensions de l'espace. Il est déterminé à partir de l'inversion de formes d'ondes sismiques filtrées à plus ou moins longues périodes enregistrées par des stations à distance régionale (c'est-à-dire à moins de 2000 km de la source). Réalisée sur une grille d'hypocentres potentiels répartis sur une région d'intérêt, l'approche de Kawakatsu (1998) contribue à la fois à la détection, à la localisation, au calcul de la magnitude, et à la détermination du mécanisme au foyer fournissant des indications sur le mouvement de faille impliquée. L'intérêt de son utilisation pour la surveillance sismologique et l'alerte sismique en est évident. Accessoirement, elle peut aussi être utilisée pour la détection d'événements qualifiés d'exotiques [Kawakatsu, 1998] qui n'auraient pas été détectés par d'autres approches (par exemple des séismes dits lents dont les ondes sont enrichies à longues périodes). Cette méthode, appelée GRiD MT par Kawakatsu du fait des calculs de tenseur des moments sur une grille, constitue le fondement même des études présentées dans ce document.

Néanmoins, il est nécessaire que les paramètres estimés sur la source soient fiables pour permettre la meilleure compréhension de l'évènement, de l'analyse sismotectonique et de l'aléa sismique qui s'ensuivent, mais aussi pour assurer la crédibilité des messages d'alerte émis. Il est alors essentiel de déterminer les incertitudes associées à chacun de ces paramètres. Or, le critère d'incertitude, en particulier dans la quantification des mécanismes au foyer, est encore largement sous-exploité dans la communauté en dehors des approches simples de comparaison de mécanismes ou, au mieux, d'estimation de la sensibilité des réseaux (Network Sensitivity Solutions, NSS, en anglais, Ford et al., 2010). En effet, nombreuses sont les études présentant des mécanismes au foyer sans discuter la variabilité des solutions. Or ici, les nombreuses solutions de source calculées avec la méthode GRiD MT sur une grille tridimensionnelle (3D) de points source potentiels et en temps donnent à la méthode un avantage conséquent pour le calcul des incertitudes associées à chaque paramètre de la source. Il s'agit en effet de prendre en compte la distribution des stations, la bande de fréquence utilisée et le rapport signal à bruit pour différents scénarii dans l'estimation des incertitudes sur la nature de la source. Il est de plus possible d'aborder des approches statistiques pour quantifier les incertitudes des paramètres de source obtenus.

La méthode GRiD MT a été développée et implémentée dans un premier temps au Japon [Tsuruoka et al., 2009], puis en Californie [Guilhem and Dreger, 2011], en Alaska [Macpherson et al., 2013], ou encore à Taiwan [Lee et al., 2013]. Les régions ciblées dans ce travail de thèse sont la région euro-méditerranéenne et la France métropolitaine, deux régions d'intérêt notables pour la surveillance et l'alerte sismiques réalisées par le Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives (CEA). Ces deux régions se différencient par leur taux d'activité sismique et par les magnitudes en jeu. La région euro-méditerranéenne est sismiquement active avec des séismes de magnitudes modérées à larges (Figure 1). Les plus importants d'entre eux se répartissent principalement au large des côtes maghrébines. De tels événements sont surveillés par le CEA depuis la création en 2012 du CENALT (CENTre d'ALerte Tsunami) pour la surveillance de l'alerte tsunami en Méditerranée et Nord Atlantique [Schindelé and Roudil, 2014]. En effet, cette région est connue pour être le siège de tremblements de terre tsunamigènes dont les vagues se propagent en Méditerranée jusqu'à potentiellement atteindre

les côtes françaises. Le séisme de Boumerdes en 2003 d'une magnitude 6,8 (Alasset et al., 2006, Sahal et al., 2009) ou encore celui de Bejaia en mars 2021 au nord de l'Algérie sont deux exemples d'évènements ayant généré des tsunamis de faible amplitude.

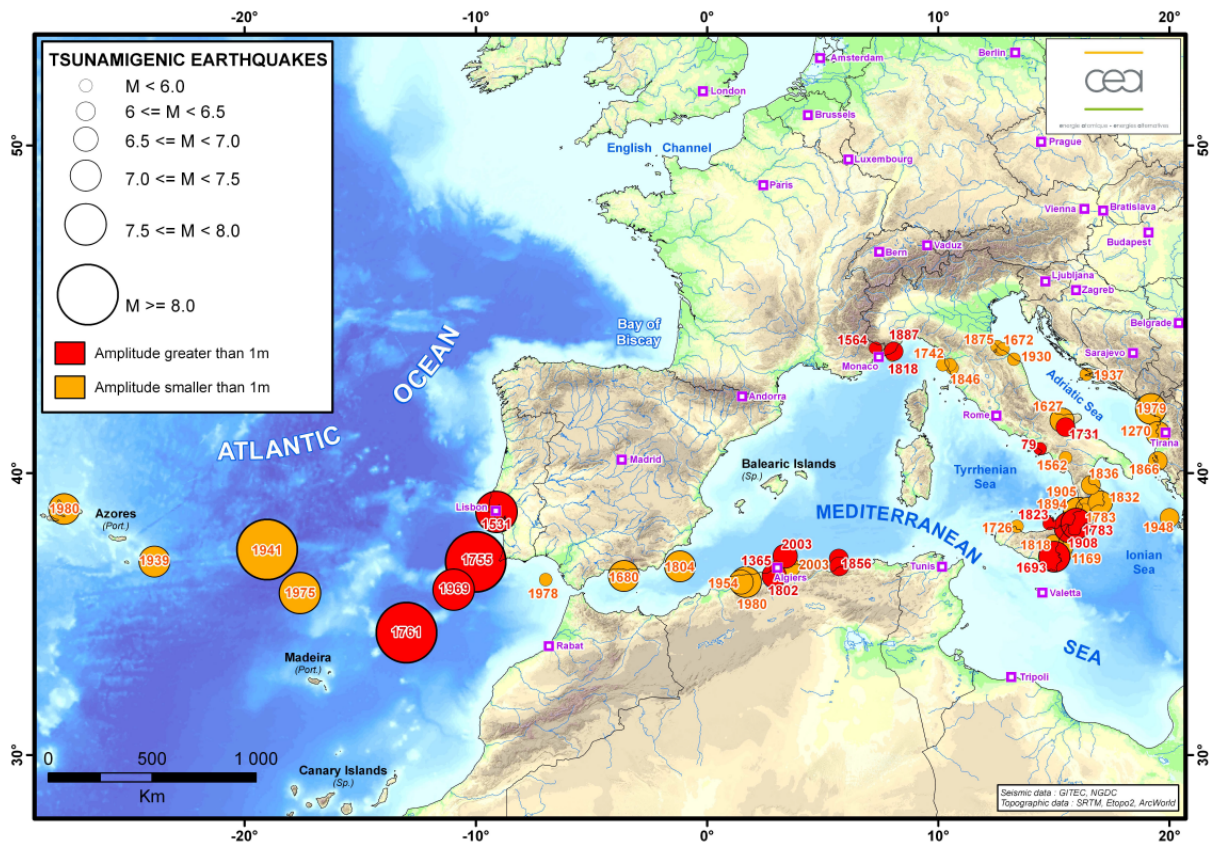
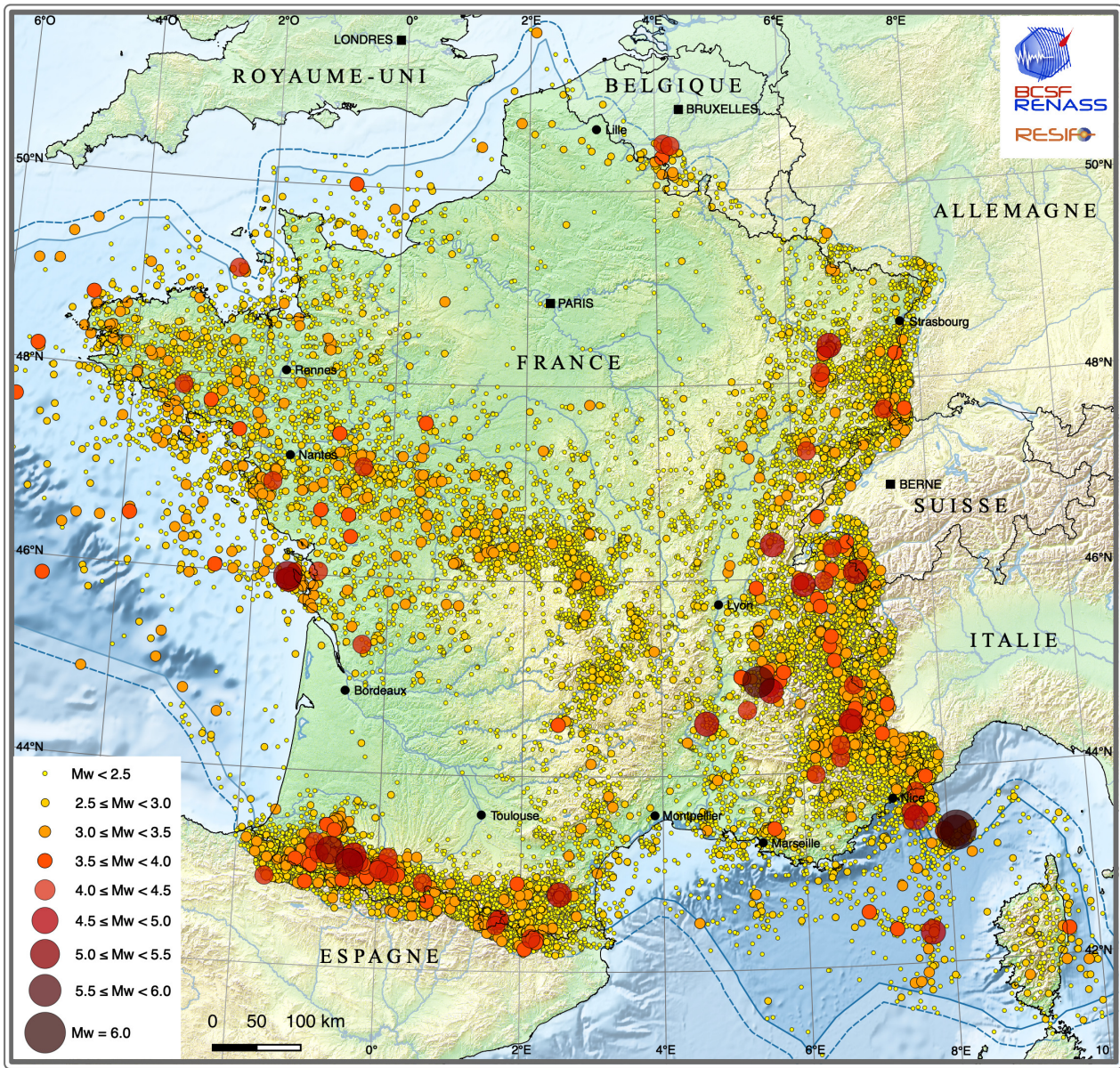


FIG. 1 – Carte de la sismicité historique de la zone surveillée par le CENALT. La taille des cercles correspond à la magnitude des évènements. Les évènements indiqués sur la figure par des cercles ont tous été suivis d'un tsunami, la couleur des cercles correspondant à la hauteur de la vague formée. Figure tirée de [Gailler et al., 2013].

A l'inverse, la France métropolitaine présente un taux sismique plus faible avec des évènements de magnitudes principalement faibles à modérées (Figure 2). Cependant, historiquement plusieurs évènements significatifs ont été enregistrés sur le territoire tels que les séismes de Lambesc de 1909 et d'Arrette de 1967, de magnitudes respectives estimées à environ 6 et 5,5 (Rothé, 1942; Baroux et al., 2003; Cara et al., 2008). Plus récemment, le séisme du Teil en Ardèche qui s'est produit le 11 novembre 2019 avec une magnitude locale (ML) de 5,2 a également engendré d'importants dégâts dans la zone épiscopentrale et a été ressenti sur une grande superficie du sud-est de la France. La Figure 2 présente la sismicité instrumentale de la France entre 1962 et 2020, et fait apparaître des zones de sismicité moyenne dans les Pyrénées, les Alpes et le sud de l'Alsace. Le territoire est historiquement surveillé par le CEA qui est engagé dans l'alerte séisme en France métropolitaine auprès des autorités compétentes.

De par ses missions de surveillance et d'alerte séisme et tsunami sur les deux régions ciblées dans ces travaux de thèse, le CEA est intéressé par le développement et l'implémentation de la méthode GRiD MT. Le contraste dans les magnitudes concernées dans les deux régions suscite des interrogations sur la fiabilité des résultats obtenus et sur la rapidité d'obtention des solutions de source pour une mise en opérationnel de l'approche. Il s'agit alors de définir les paramètres de grille et d'inversion des formes d'ondes sismiques pour des analyses de séismes

## Sismicité Instrumentale de la France métropolitaine 1962-2020



Epicentres des séismes d'origine naturelle dans la zone SI-Hex (France métropolitaine et zone économique exclusive en mer (ZEE), avec élargissement de 20 km). Catalogues de sismicité utilisés : sur la période 1962-2009 le catalogue issu du projet SI-Hex (Cara et al. 2015, <http://www.franceseisme.fr>), sur la période 2010-2020 le catalogue BCSF-RéNaSS, pour lequel la magnitude  $M_L$  a été convertie en  $M_w$ .

FIG. 2 – Carte de la sismicité instrumentale (cercles) de la France métropolitaine sur la période 1962-2020. La taille et la couleur des cercles sont fonction de la magnitude  $M_w$  des séismes. Figure tirée de [Cara et al., 2015].

modérés à forts à distance régionale mais également pour des séismes plus petits enregistrés à distance régionale, voire locale, et pour lesquels les signaux sismiques sont plus fortement bruités.

Ainsi, le premier chapitre de ce manuscrit a pour but de présenter la caractérisation de la source sismique, de sa localisation à son identification à l'aide du tenseur des moments et du mécanisme au foyer. Plusieurs méthodes sont introduites, qui à partir des données réelles et de leurs modélisations, aident à caractériser la source des événements (magnitude et mécanisme au foyer).

Dans un second chapitre, l'inversion des tenseurs des moments est introduite. Celle-ci est au coeur de la méthode GRiD MT telle que proposée par Kawakatsu [Kawakatsu, 1998]. Le fonctionnement de l'approche GRiD MT ainsi que ses avantages et ses limites sont présentés. Cette partie s'intéresse également à mettre en comparaison cet outil rapide de caractérisation par rapport à d'autres méthodes d'inversion des formes d'ondes.

Le Chapitre 3 regroupe les descriptions des approches GRiD MT considérées pour les deux régions d'intérêt, tout d'abord pour la zone euro-méditerranéenne puis pour le sud-est de la France. Les résultats d'application de la méthode GRiD MT sont discutés et comparés à des solutions publiées par des organismes français et étrangers pour des jeux d'événements sélectionnés. Les travaux sur les séismes modérés à forts, et potentiellement tsunamigènes, font l'objet de deux articles scientifiques. Un premier article, en cours de révision modérée pour le journal *Geophysical Journal International*, rapporte l'ensemble du travail préparatoire de GRiD MT dans la zone et confirme l'intérêt de la méthode pour les besoins du CENALT. Un second papier dédié à l'analyse sismologique et tsunami du récent tremblement de terre de Bejaia au large de l'Algérie en mars 2021 est en préparation. Dans une seconde partie de ce chapitre, la méthode GRiD MT est appliquée aux événements de magnitude modérée de la région du sud-est de la France ; cette région a été ciblée à la suite du séisme du Teil (Ardèche) qui a eu lieu dans les jours suivant le lancement de la thèse. Enfin, après avoir démontré la complexité de caractériser les événements de magnitudes plus faibles ( $3,5 < M_w < 4,5$ ) dans cette région, une approche de paramétrisation automatique est développée afin de sélectionner une bande de fréquence et une combinaison de stations optimales à partir du rapport signal à bruit estimé sur les signaux sismiques. Une telle proposition peut aider, à plus grande échelle, à la configuration systématique des inversions du tenseur des moments suite à l'occurrence d'un événement d'intérêt.

Le Chapitre 4 introduit ensuite une série de développements apportés pour estimer les incertitudes et la stabilité des solutions de GRiD MT aux deux régions précédentes. Une approche est exposée pour chacun des paramètres de source estimés, à savoir la localisation, le temps origine, la magnitude, et pour le mécanisme au foyer. S'appuyant sur des notions plus ou moins complexes, elles permettent d'éclairer sur la pertinence des résultats de GRiD MT pour chaque tremblement de terre considéré.

Enfin, plusieurs modifications sont proposées dans le Chapitre 5 pour améliorer les performances de l'outil GRiD MT. Elles s'intéressent en particulier à perfectionner la détection des événements en réduisant la part de bruit sismique dans les enregistrements inversés et en conditionnant l'algorithme de détection en prenant en compte les observations faites dans le Chapitre 3. Le but est ici de pouvoir, à terme, appliquer cet algorithme en temps réel et d'obtenir une détection d'un événement la plus fiable possible pour répondre aux besoins en opérationnel d'observatoires sismologiques.





# Chapitre 1

---

## Définition et caractérisation des événements sismiques

La caractérisation d'un événement sismique aide à l'analyse sismotectonique d'une région d'intérêt et constitue un élément important pour l'appréciation de l'aléa sismique. Elle peut en outre être mise en avant pour identifier des natures variées d'événements sismiques d'intérêt (i.e., tremblements de terre, explosion, effondrement de terrain, etc) dans une approche dite de discrimination sismique ([Cesca et al., 2013], [Ford and Dreger, 2012], [Zhang et al., 2016]). L'information nécessaire pour les déterminer est contenue dans les enregistrements sismiques, qui de nos jours, sont majoritairement des enregistrements couvrant une large bande de fréquences.

De nombreuses méthodes existent pour déterminer les paramètres de la source des séismes, implémentées par des organismes nationaux (IPGP, OCA, ITES, etc) et internationaux (INGV, USGS, GCMT, etc). Certaines d'entre-elles sont présentées dans la dernière partie de ce chapitre. Par simplification, la majorité des méthodes de caractérisation des sources reposent sur l'hypothèse d'une source ponctuelle spatiale en opposition à celle d'une source sismique étendue le long d'une faille. Cette approximation est rendue possible en considérant des ondes à distance et à des longueurs d'ondes plus grandes que la dimension de la source. Dans ce chapitre, nous précisons les notions associées au mécanisme au foyer dont la détermination est au cœur de ce travail de thèse.

### 1.1 Le mécanisme au foyer d'un tremblement de terre

#### 1.1.1 Description du mécanisme au foyer

Un tremblement de terre correspond à un glissement le long d'un plan de faille matérialisant la surface de contact entre deux compartiments rocheux. Trois types de failles principales sont définis suivant le sens du glissement : les failles normales, les failles inverses et les failles décrochantes (Figure 1.1). Le glissement peut néanmoins être oblique, c'est-à-dire combinant une composante décrochante à un jeu normal ou inverse.

Le glissement le long d'une faille généré par un tremblement de terre peut être décrit à l'aide de trois angles principaux (Figure 1.2) :

- un angle correspondant à l'orientation par rapport au Nord de l'intersection du plan de faille avec la surface, soit l'azimut du plan de faille, appelé *strike* en anglais, qui a des valeurs entre 0 et 360°,

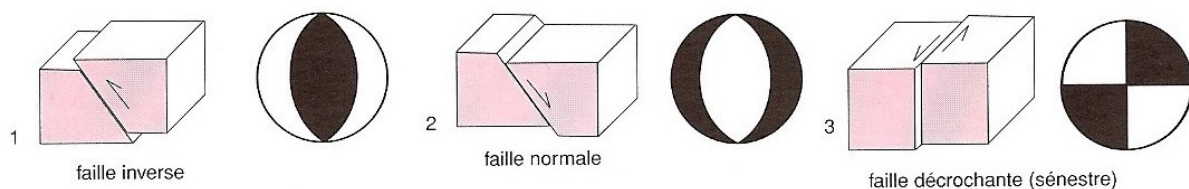


FIG. 1.1 – Représentation des trois familles de failles principales et de leur mécanisme associé : une faille inverse (1), une faille normale (2) et une faille décrochante (3) [Renard et al., 2021]. Pour chaque type de faille, deux illustrations sous forme de blocs diagramme (gauche) et une autre représentant le mécanisme au foyer en projection stéréographique (droite), appelé ballon de plage ou *beachball*. Les cadrans noirs correspondent aux secteurs comprimés par le jeu de faille et les secteurs blancs à ceux qui sont dilatés ; ils permettent de visualiser le jeu de la faille.

- un angle correspondant au pendage (ou *dip* en anglais) qui décrit l’inclinaison du plan de faille par rapport à l’horizontale, avec des valeurs comprises entre 0 et 90°, et
- un angle décrivant la direction et le sens du glissement par rapport à l’horizontale sur le plan de faille, appelé *rake* en anglais, dont les valeurs sont comprises entre -180 et 180°.

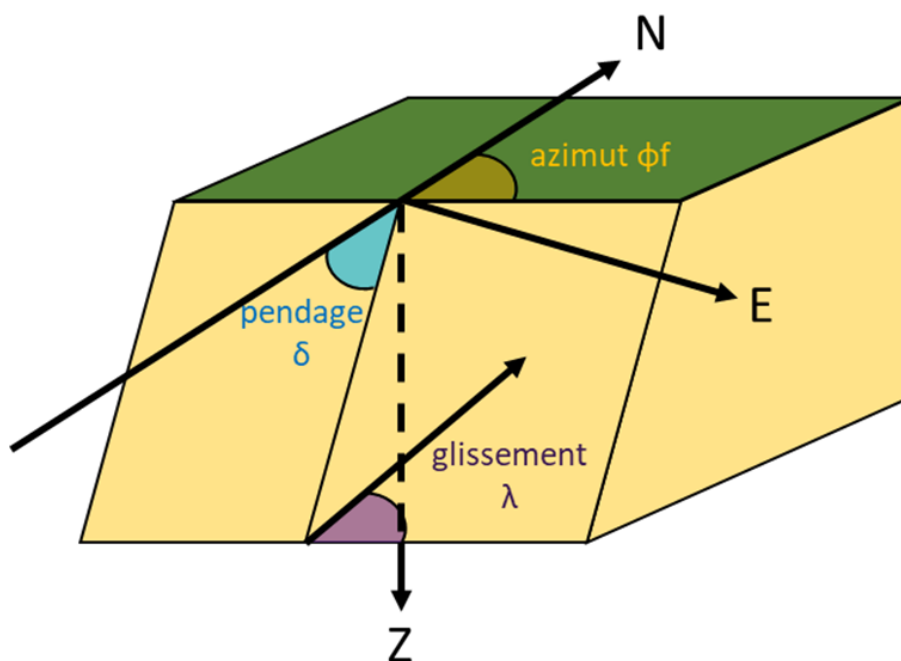


FIG. 1.2 – Représentation schématique du plan d’une faille et des différents angles qui le décrivent (azimut ou *strike* , pendage ou *dip* , angle de glissement ou *rake*).

En sus de la représentation simplifiée par blocs d’un jeu de faille, les tremblements de terre sont communément schématisés à l’aide d’un ballon de plage (ou *beachball* en anglais) figurant le mécanisme au foyer en projection stéréographique (Figure 1.1). Celui-ci illustre le plan de faille d’un tremblement de terre et le plan associé à l’aide de zones blanches et colorées (souvent en noir), aussi appelés cadrans. Les cadrans colorés du mécanisme au foyer correspondent aux zones au foyer soumises à une déformation en compression, où l’onde P émise à la source produit un premier pulse d’amplitude positive sur la composante verticale d’une station sismique (Figure 1.3). Et inversement, les cadrans blancs correspondent aux zones au foyer en dilatation

où l'onde P montre un premier pulse d'amplitude négative. Les deux plans (lignes sur les ballons de plage) séparant les cadrans en compression et en dilatation sont appelés les plans nodaux du mécanisme au foyer, où l'amplitude de l'onde P est nulle à la source. Au-delà du caractère en compression ou en dilatation de l'onde P à la source, l'amplitude de l'onde P (et celles des autres phases sismiques) varie suivant l'orientation du rai sismique par rapport aux deux plans nodaux, selon des modalités définies par le diagramme de radiation.

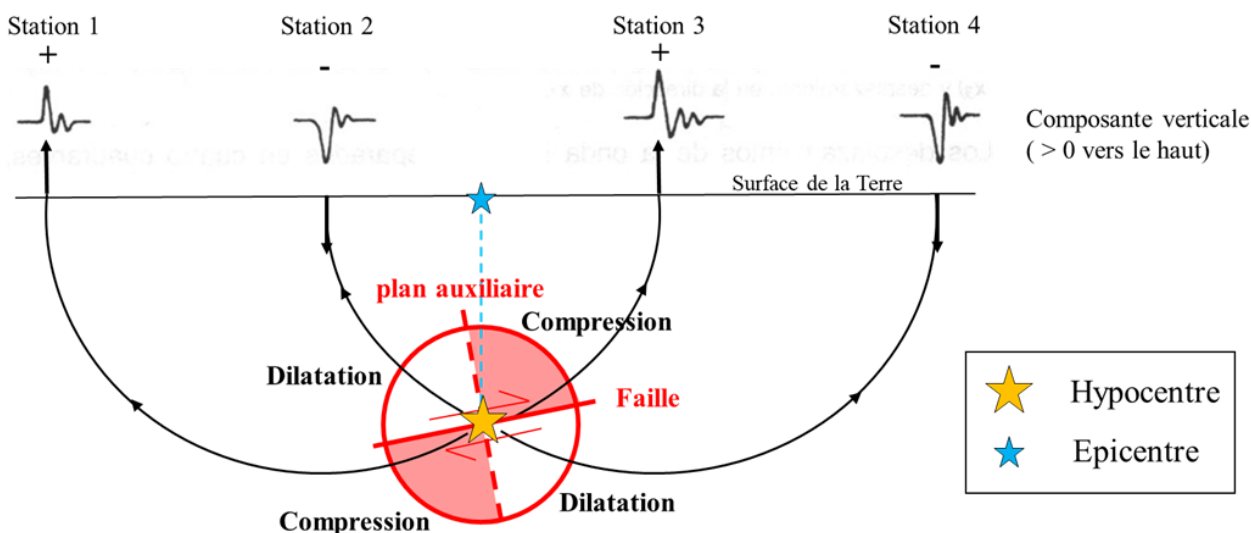


FIG. 1.3 – Représentation du plan de faille (ligne rouge continue), du plan auxiliaire (ligne rouge discontinue), et des quatre cadrans en compression et dilatation du mécanisme d'un séisme représenté par une étoile jaune à son hypocentre, et par une étoile bleue à son épïcêtre. La polarité de quatre stations est indiquée par des flèches et par les symboles "+" (compression) et "-" (dilatation). Le mécanisme au foyer est obtenu à partir de la détermination des polarités de l'onde P. Figure modifiée de [Udiaz and Buforn, 2017].

Ces observations constituent la base de la méthode de détermination du mécanisme au foyer à partir des polarités. En connaissant la localisation de la source et les angles d'incidence des ondes P enregistrées aux stations, les sens de premier mouvement sont projetés sur une sphère. Il convient alors de séparer les polarités négatives des polarités positives à l'aide de deux plans formant les plans du mécanisme au foyer. Cette approche est utilisée pour les séismes les plus significatifs en France métropolitaine dès lors qu'un nombre suffisant de polarités est obtenu. Le mécanisme au foyer ainsi déterminé correspond à un mécanisme double-couple exprimé en *strike*, *dip* et *rake*. La Figure 1.4 présente le mécanisme par polarités du tremblement de terre de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence) qui a eu lieu le 7 avril 2014. Il a été obtenu par les analystes du CEA dans les heures à jours qui ont suivi l'occurrence du séisme.

Cette approche a l'avantage d'être simple et rapide. Néanmoins, elle est dépendante de la bonne observation et détermination de la polarité des ondes P (i.e., qui dépend du rapport signal sur bruit des données) et du nombre (et de la distribution azimutale) de stations considérées. Il peut d'ailleurs être difficile de déterminer précisément les plans nodaux en séparant les groupes de polarités. Enfin, seule, cette technique ne permet pas d'identifier parmi les deux plans nodaux le plan de la faille ayant joué dans un tremblement de terre. Des observations et connaissances complémentaires sont nécessaires telles que des relevés sur le terrain.

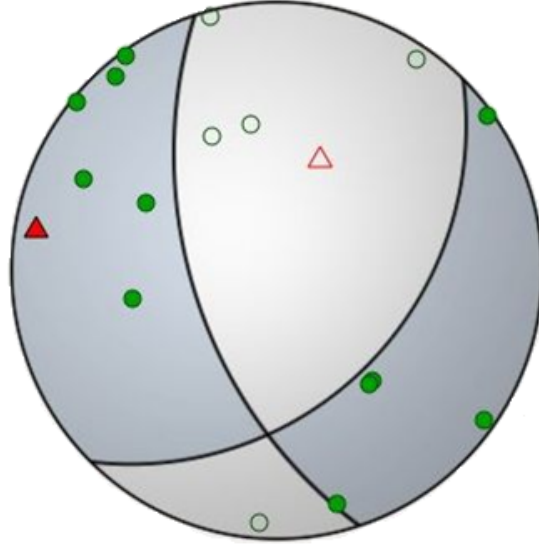


FIG. 1.4 – Mécanisme au foyer du tremblement de terre de Barcelonnette (Alpes-de-Haute-Provence) du 07 avril 2014, déterminé par la méthode des polarités au CEA. Les cercles pleins indiquent un mouvement en compression et les cercles vides un mouvement en dilatation. Les triangles rouges vide et plein représentent les axes de compression (P) et de tension (T) respectivement.

## 1.1.2 Le tenseur des moments

Le tenseur des moments est un outil mathématique complet qui permet de décrire la source comme la superposition de neuf couples de forces dans les trois dimensions de l'espace [Jost and Herrmann, 1989]. Chaque composante du tenseur donne le moment d'un des systèmes de forces (Equation 1.1, Figure 1.5). Selon les valeurs de chaque composante, il décrit une source sismique particulière.

$$M = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \quad (1.1)$$

Le tenseur des moments est symétrique ( $M_{xy} = M_{yx}$ ,  $M_{xz} = M_{zx}$  et  $M_{yz} = M_{zy}$ ) de telle sorte que les couples de forces soient en équilibre angulaire. A l'aide de ces conditions préalables, le tenseur des moments se réduit à six composantes indépendantes au lieu des neuf initialement.

### 1.1.2.1 Décomposition du tenseur des moments

Afin de traduire le tenseur des moments complet en notions physiques aisément compréhensibles, il est convenu de le décomposer en d'autres tenseurs représentatifs. La première décomposition du tenseur complet isole une partie dite isotrope d'une autre partie dite déviatorique. Soit  $m_i$  les valeurs propres associées au vecteur propre orthogonal  $a_i = (a_{ix}, a_{iy}, a_{iz})^T$ . Le tenseur des moments  $M$  se réécrit alors de la manière suivante :

$$M = \begin{pmatrix} a_1 & a_2 & a_3 \end{pmatrix} m \begin{pmatrix} a_1^T \\ a_2^T \\ a_3^T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{1x} & a_{2x} & a_{3x} \\ a_{1y} & a_{2y} & a_{3y} \\ a_{1z} & a_{2z} & a_{3z} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} m_1 & 0 & 0 \\ 0 & m_2 & 0 \\ 0 & 0 & m_3 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_{1x} & a_{1y} & a_{1z} \\ a_{2x} & a_{2y} & a_{2z} \\ a_{3x} & a_{3y} & a_{3z} \end{pmatrix} \quad (1.2)$$

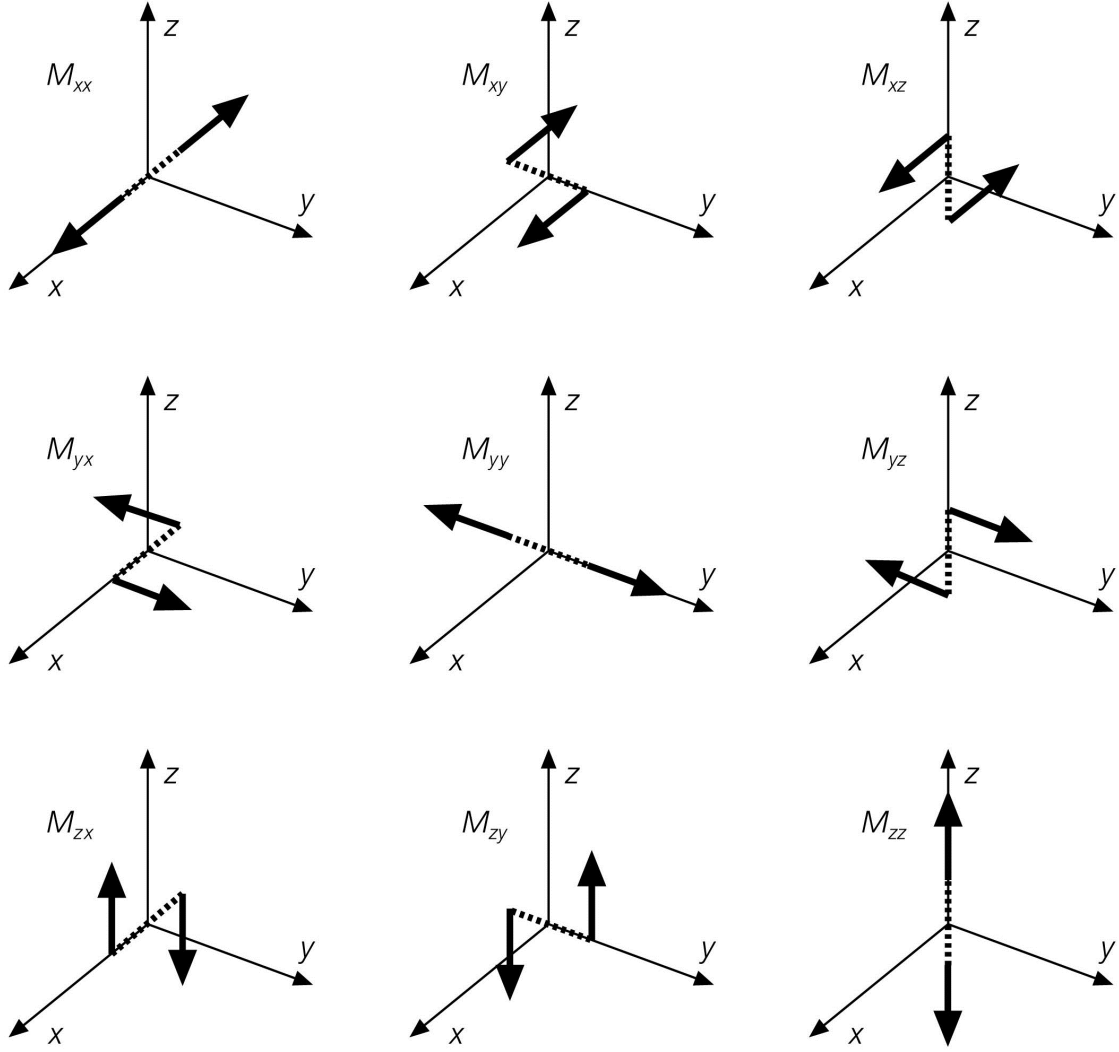


FIG. 1.5 – Représentation des neuf composantes du tenseur des moments dans les trois dimensions de l'espace.

$$m = \frac{1}{3} \begin{pmatrix} \text{tr}(m) & 0 & 0 \\ 0 & \text{tr}(m) & 0 \\ 0 & 0 & \text{tr}(m) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} m_1^* & 0 & 0 \\ 0 & m_2^* & 0 \\ 0 & 0 & m_3^* \end{pmatrix} = M_{\text{ISO}} + M_{\text{DEV}} \quad (1.3)$$

où  $m$  est le tenseur des moments diagonalisé de  $M$ , qui peut lui-même se réécrire sous l'[Equation 1.3](#), et où  $\text{tr}(m) = m_1 + m_2 + m_3$  et  $m_i^* = m_i - \frac{1}{3}\text{tr}(m)$ . Le tenseur isotrope ( $M_{\text{ISO}}$ ) décrit les forces impliquant un changement de volume observé lors une explosion ou une implosion par exemple. Le tenseur des moments déviatorique ( $M_{\text{DEV}}$ ) décrit l'ensemble des forces n'impliquant pas de changement de volume. Ce dernier peut se décomposer à son tour de multiples façons, sa décomposition étant non-unique. La décomposition la plus utilisée, pour un cas d'un évènement sismique, est celle exprimant le tenseur déviatorique en un tenseur double-couple (DC) et un tenseur CLVD (Compensated Linear Vector Dipole) (Julian et Miller, 1998, Knopoff et Randall, 1970).

$$M_{\text{DEV}} = M_{\text{DC}} + M_{\text{CLVD}} \quad (1.4)$$

Le tenseur double-couple ( $M_{\text{DC}}$ ) décrit le glissement le long d'une faille et le tenseur non double-couple sous la forme d'un CLVD ( $M_{\text{CLVD}}$ ), en complément du tenseur isotrope, décrit

la nature de la source (dyke, explosion, ...). Le tenseur des moments devient alors :

$$\begin{aligned}
 \mathbf{m} &= M_{\text{ISO}} + M_{\text{DC}} + M_{\text{CLVD}} \\
 &= \frac{1}{3} \begin{pmatrix} \text{tr}(\mathbf{m}) & 0 & 0 \\ 0 & \text{tr}(\mathbf{m}) & 0 \\ 0 & 0 & \text{tr}(\mathbf{m}) \end{pmatrix} + m_3^*(1-2\epsilon) \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} + m_3^*\epsilon \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix} \quad (1.5)
 \end{aligned}$$

Dziewonski et al. (1981) ont défini un paramètre  $\epsilon$ , compris entre 0 et 0.5, caractérisant la déviation déviatorique du tenseur par rapport à la source modélisée par un mécanisme de pur double-couple. Son expression est :

$$\epsilon = -\frac{m_1^*}{m_3^*} \quad (1.6)$$

où  $m_1^*$  est la valeur propre minimale de  $M_{\text{DEV}}$  et  $m_3^*$  la valeur propre maximale du tenseur déviatorique ( $|m_1^*| < |m_2^*| < |m_3^*|$ ).

A partir du paramètre  $\epsilon$ , les composantes double-couple et CLVD peuvent être exprimées sous forme d'un pourcentage ( ) :

$$\begin{aligned}
 \text{PDC} &= (1 - 2\epsilon) \times 100\% \\
 \text{PCLVD} &= \epsilon \times 200\% \quad (1.7)
 \end{aligned}$$

Par la suite, les pourcentages double-couple (PDC) et CLVD (PCLVD) peuvent jouer un rôle important dans la détermination des résultats. Un événement sismique d'origine tectonique peut aussi avoir une source qui n'est pas purement double couple, en particulier en cas de complexité de la rupture, notamment si celle-ci intervient sur plusieurs segments de faille de géométrie et/ou de jeux différents, ou lorsque des mouvements de fluides sont en jeu.

### 1.1.2.2 Informations sur la source

En complément de la décomposition de la source en termes double-couple, CLVD et isotrope permettant de caractériser la nature d'une source sismique, le tenseur des moments apporte de nombreuses autres informations.

Tout d'abord, le tenseur des moments permet de connaître l'énergie émise à la source au travers du moment sismique  $M_0$ . Pour un mouvement cisailant sur une faille, il correspond au produit de la surface de rupture par la rigidité (module de cisaillement) du milieu et par le glissement moyen lors de la rupture. Il s'exprime en dyne.cm ou en N.m, sachant que  $1\text{N.m} = 10^7\text{dyne.cm}$ .

A partir de la décomposition du tenseur des moments déterminée précédemment, Knopoff et Randall (1970) définissent le moment sismique ( $M_{0\text{I}}$ ) du tenseur des moments isotrope comme la trace du tenseur des moments :  $M_{0\text{I}} = \text{tr}(\mathbf{M}) = m_1 + m_2 + m_3$ , puis celui du tenseur des moments déviatorique ( $M_{0\text{D}}$ ) comme sa valeur propre maximale  $M_{0\text{D}} = m_3^*$ . Ainsi, le moment sismique total s'exprime comme suit ( [Bowers and Hudson, 1999] ) :

$$M_0 = M_{0\text{I}} + M_{0\text{D}} = \text{tr}(\mathbf{M}) + m_3^* \quad (1.8)$$

Le moment sismique permet à son tour d'exprimer la magnitude du moment  $M_w$  d'un événement sismique [Kanamori, 1977]. Puisqu'elle est directement issue du moment sismique

lui-même lié à la surface de rupture et à l'ampleur du glissement lors de la rupture, la magnitude  $M_w$  reflète mieux la taille du séisme que les autres magnitudes telles que  $m_b$ ,  $M_S$ ,  $M_L$ , qui sont déterminées à partir de mesures de l'amplitude maximale d'un type d'ondes (onde de volume ou de surface) et qui saturent pour les forts tremblements de terre. La magnitude de moment est calculée à l'aide de la relation suivante :

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10,73 \quad (1.9)$$

pour  $M_0$  exprimé en dyne.cm.

Enfin, il est possible de relier les éléments du tenseur double-couple avec la valeur de moment sismique  $M_0$  et les valeurs d'angles strike ( $\phi_f$ ), dip ( $\delta$ ) et rake ( $\lambda$ ) selon les relations suivantes (Aki et Richards, 1970) :

$$\begin{aligned} M_{11} &= -M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi_f + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \phi_f) \\ M_{22} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi_f - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \phi_f) \\ M_{33} &= M_0(\sin 2\delta \sin \lambda) = -(M_{11} + M_{22}) \\ M_{12} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi_f + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi_f) \\ M_{13} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi_f + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi_f) \\ M_{23} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \sin 2\phi_f - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi_f) \end{aligned} \quad (1.10)$$

## 1.2 Les formes d'ondes sismiques et leur modélisation

### 1.2.1 Enregistrements sismiques

Les sismogrammes sont des enregistrements des ondes sismiques générées à la source et perturbées lors de leur propagation entre la source et le récepteur (Figure 1.6). Ils dépendent donc entre autres de la source, du milieu traversé, des instruments qui les mesurent (i.e., le capteur, le numériseur, etc), et de possibles effets sur la propagation des ondes tels que des effets de site. Si  $u$  exprime le déplacement enregistré au cours du temps  $t$  alors :

$$u(t) = s(t) * g(t) * i(t) \quad (1.11)$$

avec  $s$  la source,  $g$  les effets du milieu le long du trajet de l'onde, et  $i$  la réponse instrumentale.

Les enregistrements sismiques contiennent non seulement des séismes d'intérêt, mais aussi, et la plupart du temps surtout, du bruit sismique. Ce bruit a de nombreuses origines possibles tant naturelles (houle océanique, vent, variations de température et de pression atmosphérique, microséismes, ...) qu'anthropiques (passage de voitures ou de trains, pompes ou tout autre machinerie, ...). L'amplitude des ondes émises par un tremblement de terre peut être faible au regard de celle du bruit ; l'analyse de l'événement est alors complexe. Cela peut être dû soit à la faible magnitude du séisme, soit à une forte atténuation de l'onde lors de sa propagation dans un milieu atténuant, soit encore aux activités humaines. On évoque alors la notion de rapport signal sur bruit pour quantifier l'amplitude du signal sismique d'intérêt par rapport à l'amplitude du signal pré-événement contenant uniquement du bruit. Bien que ce dernier puisse constituer une source d'information intéressante pour l'analyse de l'intérieur de la Terre notamment, il est, dans ces travaux de thèse, considéré comme une perturbation. Il sera donc à minimiser afin de mieux contraindre les sources sismiques (Chapitres 3 et 5).



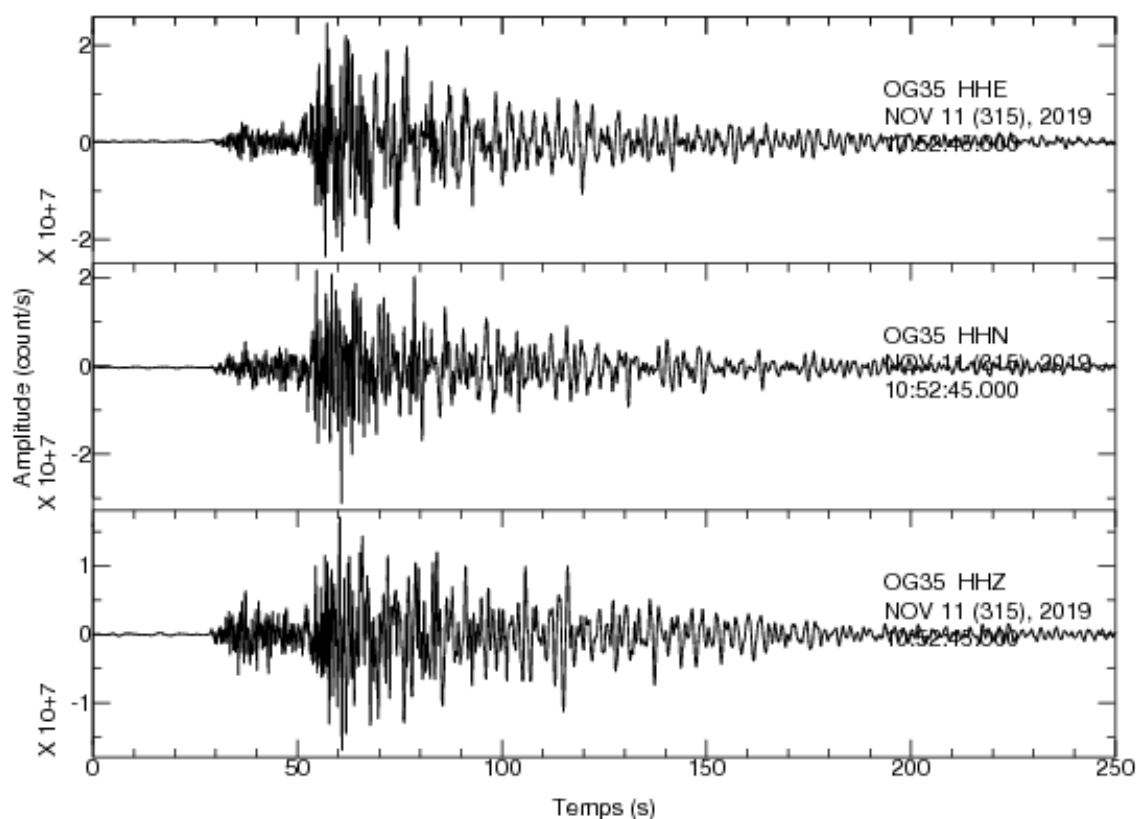


FIG. 1.6 – Enregistrements sismiques en vitesse du tremblement de terre du Teil en Ardèche (11/11/2019), de magnitude  $M_w$  4.9, sur les trois composantes de la station OG35 (horizontale est-ouest en haut, horizontale nord-sud au milieu et verticale en bas). Amplitudes en sortie de l'instrument (non corrigées) exprimées en count/s.

Les stations sismologiques qui enregistrent les mouvements du sol sont regroupées en réseaux, comme par exemple celui du réseau sismologique et géodésique français (RESIF) en France (Figure 1.7). Ces réseaux sont composés d'un ensemble d'instruments variés d'enregistrement qui sont composés d'accéléromètres et de vélocimètres sensibles aux vibrations du sol dans des bandes de fréquences différentes :

- de 0,1 à 100 Hz (sismomètres courtes périodes),
- de 0,002 à 0,06 Hz (sismomètres longues périodes),
- de 0,01 à 50 Hz (larges-bandes) et
- de 0,001 à 10 Hz (très larges bandes).

Le choix du type de stations à utiliser dépend tout d'abord de l'objet d'étude : par exemple pour une surveillance locale de la sismicité des sismomètres courtes périodes ou larges bandes sont préférés alors que pour des études à l'échelle globale se focalisant sur la caractérisation de la Terre profonde, des sismomètres longues périodes ou très larges bandes sont favorisés. Le type d'instruments (accéléromètres ou sismomètres), leur localisation, leur nombre de composantes (une composante ou trois composantes), leur sensibilité, leur gamme de fréquence, etc, sont des paramètres importants.

De manière générale, un sismomètre est couplé à une série d'instruments permettant de transférer le signal en entrée vers un signal en sortie envoyé aux instituts de surveillance et de recherche. La relation entre le signal en entrée et le signal en sortie est donnée par la fonction



FIG. 1.7 – Localisation des stations sismologiques appartenant aux réseaux permanents distribués par RESIF, couvrant la France métropolitaine ([www.resif.fr](http://www.resif.fr)) en 2022.

de transfert calculée à l'aide de la réponse instrumentale. Elle est indispensable pour toute interprétation des données enregistrées. La réponse instrumentale est disponible sous plusieurs formats différents (pôles et zéros, sensibilité, réponse complète de la station, etc), qui peut être calculée à partir des informations communiquées par le fabricant de l'instrument.

Les travaux de cette thèse s'appuient sur la réponse instrumentale donnée sous la forme de pôles et de zéros. La fonction de transfert  $H$  s'écrit de manière générale sous la forme suivante :

$$H(\omega) = \frac{S(\omega)}{E(\omega)} \quad (1.12)$$

avec  $S$  la transformé de Fourier du signal de sortie (signal envoyé aux instituts) et  $E$  la transformé de Fourier du signal en entrée. Les signaux  $S$  et  $E$  peuvent s'écrire sous la forme de deux polynômes. Les valeurs des racines du polynôme au numérateur sont les zéros, et les valeurs des racines du polynôme au dénominateur sont les pôles. A partir des valeurs de pôles et de zéros, il est ainsi possible d'inverser la fonction de transfert afin de corriger les effets de la chaîne instrumentale sur le signal enregistré.

Même si les enregistrements bruts donnent une information importante sur les événements, le filtrage est un outil de traitement du signal qui permet d'extraire les caractéristiques souhaitées

des données. Cette étape est primordiale tout d’abord pour éliminer les hautes fréquences contenues dans le signal enregistré et non reproduites dans les signaux synthétiques à cause de modèles de Terre et de source simples. Elle permet également de fortement diminuer le bruit basse fréquence afin d’augmenter le rapport signal à bruit en sortie. Ainsi, dans la majorité des cas d’études d’évènements sismiques, un filtre passe-bande est appliqué. Les travaux de cette thèse s’appuient sur un filtre passe-bande de type Butterworth et le choix de la bande de fréquence la plus adaptée pour les études présentées sera discuté dans le Chapitre 3. Le choix des bornes du filtre dépend de la magnitude de l’évènement étudié, ou de la gamme de magnitudes considérée, et des distances épacentrales.

## 1.2.2 Calcul de signaux synthétiques

La comparaison entre les signaux synthétiques et ceux enregistrés par les stations sismiques est au cœur des travaux présentés dans ce document. La génération de signaux synthétiques requiert de disposer à la fois d’un modèle de source et d’un modèle de propagation des ondes sismiques. Si l’on dispose d’un modèle de propagation des ondes entre l’hypocentre et la station sismique - ce modèle est appelé par la suite *modèle de vitesse* - il est alors possible de déterminer les paramètres de la source par une méthode d’inversion.

### 1.2.2.1 Modèles de vitesse

Pour calculer des signaux synthétiques, il est nécessaire d’utiliser un modèle de vitesse pertinent pour la zone d’intérêt et pour la bande de fréquence considérée afin de modéliser de manière fiable la propagation des ondes dans le milieu. Le modèle de Terre contient l’information sur les vitesses des ondes sismiques (P et S), sur la densité du milieu, ainsi que l’atténuation intrinsèque (anélastique), c’est-à-dire les facteurs de qualité des ondes P et S. Ces informations sont définies pour chaque couche homogène du modèle.

Dans les cas les plus simplifiés, le modèle de vitesse est une structure stratifiée plane 1D qui n’intègre pas la topographie (i.e., surface libre horizontale). Il présente souvent plusieurs couches homogènes et isotropes correspondant à la croûte et recouvrant un demi-espace également uniforme et élastique imageant le manteau. L’utilisation de modèles 1D plutôt que de modèles 2D et/ou 3D réduit de manière très significative la complexité et le temps de calcul. Ils peuvent à l’inverse avoir comme inconvénient majeur de ne pas être en mesure de modéliser les ondes aussi bien que des modèles 3D plus complets pourraient le faire, en particulier pour les courtes périodes. Ce point est en particulier discuté pour l’analyse de certains séismes analysés à distance régionale et à longue période [Kim et al., 2010]. Les études montrent que l’utilisation d’un modèle 3D peut prévaloir sur celle d’un modèle 1D pour la prédiction des vitesses maximales du sol selon les évènements considérés. Ils ont ainsi montré qu’il est préférable dans le cas d’analyse d’évènements de magnitudes supérieures à 6.

### 1.2.2.2 Définition des fonctions de Green

Les fonctions de Green correspondent à la réponse impulsionnelle du sol à une déformation engendrée par la source entre celle-ci et la station en fonction du modèle de Terre considéré. Par approximation, il a été démontré (Harkrider, 1976 ; Burridge et al., 1964 ; Ben-Menahem et Singh, 1968) que le champ d’onde émis par un point source peut être décrit par la somme du champ d’onde d’une explosion enterrée dans un milieu stratifié élastique, et de ceux de trois failles fondamentales orientées de manière particulière :

- une faille décrochante verticale ( $\text{dip} = 90^\circ$  et  $\text{rake} = 0^\circ$ ),

- une faille dip-slip verticale (dip = 90° et rake = 90°) et,
- une faille dip-slip plongeante à 45° (dip = 45° et rake = 90°).

Ainsi, le champ d'onde complet peut être décrit à l'aide de dix composantes dans les trois dimensions de l'espace (Z, R, T pour verticale, radiale et transverse respectivement) :

- ZDD : composante verticale, dip-slip de 45 degrés
- RDD : composante radiale, dip-slip de 45 degrés
- ZDS : composante verticale, dip-slip vertical
- RDS : composante radiale, dip-slip vertical
- TDS : composante transverse, dip-slip vertical
- ZSS : composante verticale, strike-slip vertical
- RSS : composante radiale, strike-slip vertical
- TSS : composante transverse, strike-slip vertical
- REP : composante radiale, explosion
- ZEP : composante verticale, explosion

Les composantes transverses associées à une faille dip-slip de 45° et à une explosion sont nulles.

De nombreuses méthodes de calcul des fonctions de Green existent. Dans le cadre des travaux de cette thèse, nous nous intéressons aux approches de Herrmann (2013) et de Saikia (1994) qui sont communément utilisées pour l'inversion du tenseur des moments en domaine temporel par de nombreux instituts sismologiques.

### 1.2.2.3 Calcul des fonctions de Green selon la librairie Herrmann

Herrmann (1979) présente une approche numérique de calcul de la contribution de l'onde SH au déplacement à partir d'une technique d'intégration en nombre d'onde discret (Haskell, 1963 ; Haskell, 1964 ; Hudson et al., 1989 ; Bouchon, 1979 ; Bouchon, 1981 ; Herrmann et Mandal, 1986 ; Harkrider, 1983 ). Cette intégrale est de la forme :

$$F(\omega, r) = \int_0^{+\infty} f(k, \omega) k J_n(kr) dk \quad (1.13)$$

avec  $f$  la réponse impulsionnelle du milieu, dépendante de la fréquence  $\omega$  et de la distance radiale  $r$ ,  $J_n(kr)$  la fonction de Bessel à l'ordre  $n$ ,  $k$  le nombre d'onde.

Cette formulation se focalisant aux ondes SH permet de calculer les solutions complètes d'une source quelconque dans un milieu 1D à couches planes horizontales [Herrmann, 1979b]. Herrmann et Wang (1980) et Herrmann et Wang (1985) ont ensuite étendu cette approche au calcul de la contribution des ondes P et SV, tout en tenant compte des interactions possibles entre ces ondes, sous la forme d'ondes de Rayleigh. Ceci est fait à l'aide d'un modèle de Terre 1D composé de plusieurs couches planes. L'intégrale est calculée à l'aide des techniques d'intégration de contour (Hudson et al., 1989 ; Herrmann, 1979 ; Harkrider, 1976 ; Fuchs et Müller, 1971).

La modélisation de l'ensemble de ces ondes à partir de la technique d'intégration en nombre d'onde est en accord avec celle utilisant la théorie des rais généralisés [Johnson, 1974]. L'avantage de cette approche est qu'elle aboutit à une modélisation de qualité des formes d'ondes, et ceci même à hautes fréquences.

Une librairie de codes a été publiée par Herrmann (2013), dont un ensemble permettant le calcul des dix composantes des fonctions de Green définies ci-dessus. Elle est mise à jour au fur et à mesure des développements et des corrections apportées. Depuis la première version [Herrmann, 1979a], trois versions ont été développées. La dernière version (3.30) est celle qui a été utilisée dans les travaux présentés de cette thèse.

#### 1.2.2.4 Calcul des fonctions de Green selon FKRPROG

Le code FKRPROG (Frequency Wavenumber Integration Program) est un algorithme écrit par Saikia (1994) pour modéliser les ondes hautes fréquences à distance régionale en utilisant la méthode d'intégration en nombre d'onde (Fuchs et Müller, 1971 ; Bouchon, 1979, Bouchon, 1981). Tout comme l'approche précédente, elle utilise un modèle de Terre unidimensionnel. Cependant, la différence avec l'approche précédente dite d'Herrmann est que le code FKRPROG utilise le critère de Bouchon (1981) dans le cas de basses fréquences, et le schéma de quadrature de Filon [Frazer and Gettrust, 1984] dans le cas des hautes fréquences. Le passage d'une technique à l'autre est géré par l'algorithme de manière automatique. L'algorithme calcule les deux techniques et conserve, pour le calcul de la réponse du milieu, uniquement l'approche qui évalue l'intégrale en nombre d'onde avec le plus petit nombre de points. Une seconde étape de calcul consiste à modifier la réponse calculée pour simuler le début de l'arrivée des ondes régionales hautes fréquences  $L_g$ .

Le code FKRPROG, tout comme les codes de la librairie Herrmann, calcule les dix composantes du champ d'ondes : TSS, TDS, RSS, RDS, RDD, ZSS, ZDS, ZDD, REP et ZEP. Dans le cas des ondes basses fréquences ( $< 0,1$  Hz), la modélisation est presque identique à celle de la librairie Herrmann. En effet, les formes d'ondes synthétiques qui résultent des calculs précédents, à partir de la librairie Herrmann et de l'algorithme FKRPROG, pour un même modèle de vitesse 1D, ont été validées et sont quasi-identiques. Les deux approches sont utilisées lors de l'application de la méthode aux régions d'études (Chapitre 3).

### 1.3 Introduction à trois méthodes d'inversion des formes d'ondes largement utilisées

Parmi les nombreuses méthodes existantes pour caractériser la source d'un événement sismique, nous avons choisi de présenter trois d'entre-elles qui sont implémentées, ou en cours d'implémentation, au CEA. Ces méthodes inversent les formes d'ondes à longues périodes, et elles évaluent la qualité de la modélisation des enregistrements observés par les signaux synthétiques au travers d'une fonction d'ajustement (aussi appelée *misfit* en anglais). Cette fonction peut prendre la forme d'une RMS (moyenne quadratique ou *Root Mean Square* en anglais, Equation 1.14) ou d'une réduction de variance (ou *variance reduction* en anglais, VR, Equation 1.15), à minimiser dans le premier cas et à maximiser dans le second.

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_i (\text{réelles}_i - \text{synthétiques}_i)^2}{\sum_i \text{réelles}_i^2}} \quad (1.14)$$

$$VR = \left[ 1 - \frac{\sum_i (\text{réelles}_i - \text{synthétiques}_i)^2}{\sum_i \text{réelles}_i^2} \right] \times 100 \quad (1.15)$$

$$VR = (1 - RMS) \times 100 \quad (1.16)$$

où *réelles* représente les données réelles, et *synthétiques* les données synthétiques pour l'ensemble des points  $i$ .

La VR et la RMS sont des valeurs qui quantifient la correspondance entre les données réelles et les données synthétiques. Elles sont reliées l'une à l'autre par la [Relation 1.16](#). Une valeur de VR égale à 100 % signifie que les données synthétiques sont identiques aux données réelles. À l'inverse, une valeur de RMS doit être égale à 0 pour qu'elles soient identiques. Ainsi, une VR élevée, ou une RMS faible, constitue un critère de confiance à apporter à la solution obtenue en sus du nombre de stations utilisées et de leur distribution géographique autour de la source.

### 1.3.1 La méthode TDMT

De nombreux instituts utilisent la méthode d'inversion du tenseur des moments TDMT (Time Domain Moment Tensor) dans le domaine temporel qui a été développée par Dreger (2003). Cette méthode est utilisée à l'Université de Californie depuis 1993 pour étudier les événements de magnitude  $ML > 3,5$  au nord de la Californie, mais également par le NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention) au Japon, l'INGV en Italie, à Taiwan, et par un nombre important de chercheurs individuels sur l'ensemble du globe. Elle a pour prérequis la connaissance de la localisation de la source (latitude, longitude, profondeur) et de son temps origine. L'approche suppose une source ponctuelle sans durée de source. Ceci est possible pour des événements de magnitude  $Mw < 7,5$  en considérant des distances épacentrales et des longueurs d'onde suffisamment grandes par rapport à la dimension de la rupture. Cette approche est ainsi adaptée à des événements de magnitude faible à modérée enregistrés à une échelle régionale.

Les formes d'onde complètes, en vitesse ou en déplacement, enregistrées par un jeu de stations régionales sont traitées au préalable : déconvolution de la réponse instrumentale, filtrage et décimation. Le code TDMT utilise les fonctions de Green calculées à partir du code FKRPROG distribué avec TDMT [Saikia, 1994] présenté dans la [Partie 1.2.2.4](#), et d'un modèle de vitesse 1D donné en entrée. La fenêtre d'inversion est fixée de manière à contenir la forme d'onde complète du signal d'intérêt, et s'applique aux données réelles et synthétiques. Un décalage temporaire des fenêtres d'inversion station par station peut être manuellement ajouté afin de faire correspondre au mieux les données réelles et les données synthétiques et ainsi de compenser dans une certaine mesure des erreurs limitées de modèles. Cette variable d'ajustement doit cependant être maîtrisée pour éviter des artefacts liés à des déphasages de cycles [Alvizuri et al., 2018].

Le code TDMT réalise une inversion des formes d'onde pour le tenseur des moments à l'aide de l'approche des moindres carrés à une profondeur donnée. Il autorise la détermination d'un tenseur des moments complet ou d'un tenseur des moments déviatorique pour lequel la composante isotrope reste nulle. Les travaux présentés dans cette thèse s'appuient sur des solutions déviatoriques ; les événements recherchés étant de nature tectonique sur des failles, la prise en compte d'une composante isotrope de la source n'est pas nécessaire. Néanmoins, il est possible de prendre en compte le mode complet du tenseur des moments pour l'analyse d'événements de nature anthropique ou complexe (ex : explosion ou effondrement de galerie). Une fois le tenseur déterminé, ce dernier est décomposé en termes double-couple et CLVD selon Knopoff

et Randall (1970) (Partie 1.1.2).

Les caractéristiques de la source (magnitude, mécanisme au foyer, profondeur) sont déterminées en cherchant de manière itérative la solution avec la valeur de réduction de variance (VR) maximale.

### 1.3.2 La méthode FMNEAR

La méthode FMNEAR a été développée dans le but de rapidement caractériser la source des forts séismes à l'aide d'enregistrements proches de la source [Delouis, 2014]. Par la suite, la méthode a été modifiée pour l'adapter également à des séismes faibles à modérés, et pour l'automatiser pour un fonctionnement en temps quasi-réel. Elle se base sur une recherche en grille (*grid search* en anglais) pour identifier les mécanismes au foyer de type double-couple qui modélisent au mieux les formes d'ondes complètes en déplacement, filtrées à l'aide d'un filtre passe bande, pour des stations à distance locale à régionale. Les paramètres inversés sont le *strike*, le *dip*, le *rake* du mécanisme, le moment sismique (donc Mw), et la profondeur de la source.

Les enregistrements (données en entrée) peuvent être issus de stations large bande ou d'accéléromètres. Les données synthétiques sont calculées à l'aide de la méthode du nombre d'onde discret de [Bouchon, 1981], à partir d'un modèle de vitesse 1D.

L'ajustement des formes d'ondes est évalué au travers d'une fonction RMS normalisée, de valeur minimale théorique zéro. Les solutions de mécanismes au foyer testées lors de la recherche sur grille sont évaluées par leur valeur de RMS et sont stockées : la meilleure solution correspondant à la valeur minimale trouvée. Sur la base de l'ensemble des solutions testées et stockées et d'une fonction estimant la distance entre deux mécanismes (faible distance correspondant à forte similarité), un indice de confiance empirique est construit comme indicateur de l'unicité de la solution. Cet indice varie entre 0 et 100%. Si tous les mécanismes trouvés ayant les plus faibles RMS sont proches, la solution tend à être unique et l'indice est élevé ; s'il existe des mécanismes très différents ayant des RMS proches de la valeur de RMS la plus basse, la solution n'est pas unique et l'indice de confiance est faible. Une valeur de l'indice de confiance supérieure à 70% indique une solution mécanisme bien contrainte. Le calcul de cet indice de confiance est une des particularités de la méthode FMNEAR, qui tire parti du fait que la méthode d'inversion est non linéaire. La contrepartie est que le temps de calcul est nettement plus élevé qu'une inversion linéaire. A noter qu'en dehors de l'indice de confiance de la solution, FMNEAR ne calcule pas formellement les incertitudes sur les paramètres *strike*, *dip*, *rake*, tout comme TDMT décrit précédemment.

Une autre particularité de FMNEAR est l'utilisation d'une source étendue linéaire dans le cas des séismes de magnitude supérieure à 5,5. Cette option est utile essentiellement dans le cas de stations très proches pour lesquelles l'approximation de point source ne serait plus correcte. Pour les séismes plus petits la source est ponctuelle.

A noter qu'en contraste avec la méthode GRID MT utilisée dans cette thèse et décrite dans le chapitre suivant, FMNEAR a besoin en entrée d'un hypocentre prédéterminé (latitude, longitude, profondeur, temps origine) ainsi que d'une magnitude initiale, et les calculs sont bien plus longs en raison de la méthode d'inversion et du fait que les fonctions de Green ne sont pas précalculées.

La méthode FMNEAR est utilisée dans plusieurs pays, mais des déterminations plus systématiques à l'échelle globale et françaises sont réalisées en temps quasi réel à Géoazur ([https://sismoazur.oca.eu/#/focal\\_mechanism/emsc/](https://sismoazur.oca.eu/#/focal_mechanism/emsc/)) et transmises au CSEM (EMSC, Euro-Mediterranean Seismological Center) sous le label OCA (Observatoire de la Côte d'Azur).

### 1.3.3 Méthode d'inversion très longue période : Phase W

Une dernière méthode d'inversion des formes d'ondes pour le tenseur des moments est présentée ici car elle est également utilisée par de nombreux organismes, et notamment au CEA. Il s'agit de la méthode de la phase W [Kanamori and Rivera, 2008]. La phase W est une phase très longue période (jusqu'à 1000 s) qui arrive après les ondes P mais qui précède les ondes de surface, et dont la forme particulière lui a donné son nom (Figure 1.8). Elle peut être observée sur les composantes verticales [Kanamori, 1993] et transverses [Cummins, 1997]. La phase W est considérée comme la superposition de différentes phases P et S selon la théorie des rais, mais aussi, plus généralement, comme la superposition des premières harmoniques selon la théorie des modes propres [Kanamori and Rivera, 2008].

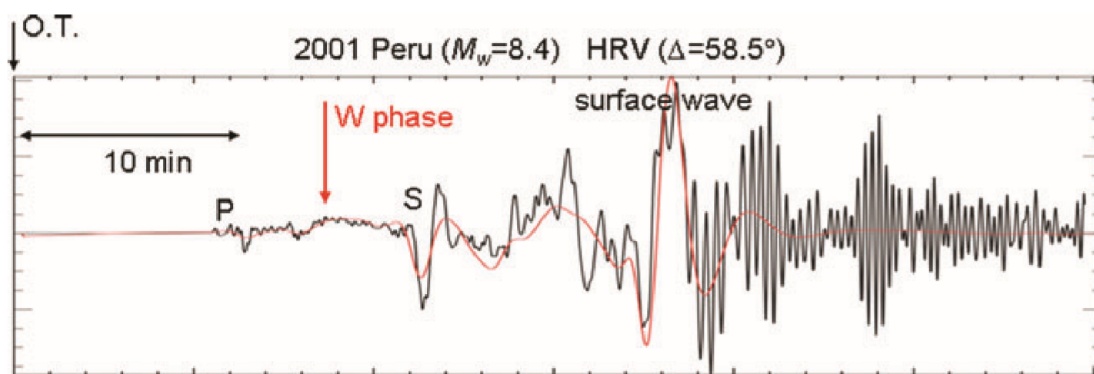


FIG. 1.8 – Illustration de la phase W (en rouge) enregistrée à 58,5° de distance d'un séisme de magnitude 8,4 qui a eu lieu au Pérou en 2001 [Kanamori and Rivera, 2008].

Kanamori et Rivera (2008) ont développé un algorithme afin d'extraire la phase W et de l'utiliser pour l'application d'une inversion du tenseur des moments. Pour réaliser l'inversion de ces données, les fonctions de Green sont calculées en considérant l'évènement comme une source ponctuelle, et la localisation de l'évènement comme étant celle du centroïde.

Lors de l'application de la méthode phase W, plusieurs inversions complètes sont réalisées successivement. Ces dernières peuvent être intégrées dans un système temps réel pour l'alerte sismique et tsunami. Dans un protocole opérationnel, une première inversion est tout d'abord réalisée une vingtaine de minutes après l'occurrence d'un évènement pour déterminer un mécanisme au foyer préliminaire à une localisation déterminée à une localisation fixée. Une recherche en grille est ensuite faite pour déterminer la localisation optimale de l'évènement. Une solution révisée est obtenue lorsque la valeur de RMS calculée est minimale. Enfin, dans l'approche proposée par Kanamori et Rivera (2008), l'inversion est répétée 35 min après l'occurrence de l'évènement, en prenant en compte un nombre grandissant de données sismiques. Ce temps est défini pour tenir compte de la propagation des ondes jusqu'à des distances de 90° théoriquement. L'approche initialement présentée pour l'analyse de forts tremblements de terre a été également testée sur des séismes de magnitudes modérées à larges ( $M_w > 5$ ) (Hayes et al., 2009; Duputel et al., 2012; Zhao et al., 2017).



## Conclusion

L'étude de la source sismique cherche à déterminer les paramètres la décrivant, c'est-à-dire son temps origine, sa localisation, son mécanisme et sa magnitude, en s'appuyant sur les données enregistrées par les stations sismiques d'un réseau. Le mécanisme au foyer est une représentation ayant un intérêt important pour l'analyse sismotectonique d'une région. Après l'occurrence d'un séisme, il est souvent en premier lieu déterminé à l'aide de la méthode des polarités par les instituts de surveillance et d'alerte sismologique, en se basant sur la lecture des enregistrements sismiques.

Mais d'autres méthodes existent pour déterminer le mécanisme au foyer, comme celles présentées ici basées sur l'inversion des formes d'ondes pour obtenir le tenseur des moments ou les valeurs d'angle *strike*, *dip* et *rake*. Elles ont des similitudes et des distinctions, ainsi que des avantages et des inconvénients propres à chacune. Les méthodes présentées calculent des fonctions de Green puis des données synthétiques à partir de modèles de vitesse donnés. Elles peuvent ensuite déterminer une magnitude et un mécanisme au foyer dans les minutes à heures suivant l'occurrence d'un événement. Cependant, bien que présentant des divergences plus ou moins grandes, toutes ces approches nécessitent d'avoir des connaissances au préalable sur la source, telles que la localisation et le temps origine.

# Chapitre 2

---

## La méthode GRiD MT

Le tenseur des moments est un outil important pour caractériser les événements sismiques (Chapitre 1). Pour le déterminer, une inversion des formes d'ondes sismiques filtrées à longues périodes est réalisée. L'inversion du tenseur des moments est à la base de la méthode GRiD MT utilisée dans cette thèse. L'approche GRiD MT signifie « Grid-based Real-time Determination of Moment Tensor » se traduisant par « Détermination du tenseur des moments sur grille en temps réel ».

### 2.1 L'inversion du tenseur des moments

Dans cette approche, nous cherchons à décrire la source d'un événement sismique sous la forme du tenseur des moments vu dans le chapitre précédent. Le tenseur des moments sismiques est généralement obtenu par l'inversion des formes d'ondes. L'inversion du tenseur des moments peut se faire dans le domaine temporel ou fréquentiel et sur différents types de données (ondes de volume ou de surface, train d'ondes complet, enregistrements en déplacement ou vitesse, etc). Gilbert introduit la première approche d'inversion du tenseur des moments en 1973 [Gilbert, 1973]. Si la relation entre des données ( $d$ ) et le modèle ( $m$ ) est linéaire, on peut l'écrire sous la forme matricielle suivante :

$$d = G.m \quad (2.1)$$

Le vecteur  $d$ , de taille  $N$ , correspond aux données sismologiques enregistrées à différentes stations. La matrice  $G$  de taille  $N \times M$  contient les fonctions de Green calculées à partir d'un modèle de terre adapté. Enfin, le tenseur des moments  $m$ , de taille  $M$ , contient les neuf composantes du tenseur des moments à déterminer afin de définir la source à l'origine de l'évènement.

Le problème forme un système d'équations à résoudre pour obtenir les éléments du tenseur des moments. Il est résolu généralement par des approches de minimisation des erreurs dans lesquelles il s'agit de minimiser l'écart  $E$  entre les données observées et les données synthétiques, et ainsi de définir le tenseur des moments qui explique au mieux les données (Equation 2.2).

$$E = ||d - Gm|| \quad (2.2)$$

Les données synthétiques sont quant à elles calculées à l'aide d'une approche directe grâce à la relation  $Gm$ , où un modèle de Terre est considéré pour construire les fonctions de Green  $G$ , et où  $m$  représente le tenseur des moments déterminé avec l'inversion et qui est testé. La présence de bruit dans les données observées tout comme les connaissances imparfaites sur le milieu traversé par les ondes peuvent entacher les paramètres de la source à déterminer dans l'inversion.

L'approche la plus commune pour minimiser  $E$  consiste à chercher le minimum de l'erreur au carré ; cette approche est appelée "par moindre carré" (Equation 2.3).

$$E^2 = \sum_{i=1}^n \left[ d_i - \sum_{j=1}^m G_{ij} m_j \right]^2 \quad (2.3)$$

Or, minimiser une fonction à plusieurs variables revient à résoudre le système d'équations dans lequel la dérivée partielle par rapport à chaque variable est nulle. Ainsi, minimiser  $E^2$  équivaut à résoudre l'Equation 2.4 .

$$\frac{\partial E^2}{\partial m_k} = 0 \forall k \in N \quad (2.4)$$

Le système d'Equation 2.4 conduit à la relation présentée par l'Equation 2.5.

$$\sum_{i=1}^n d_i G_{ik} = \sum_{i=1}^n \left[ \sum_{j=1}^m G_{ij} m_j \right] G_{ik} \quad (2.5)$$

Elle peut être réécrite sous une forme matricielle comme le montre l'Equation 2.6. Cette équation est nommée Equation Normale, avec  $G^T$  la transposée de  $G$  :

$$G^T d = G^T G m \quad (2.6)$$

Elle correspond à un système linéaire où le nombre d'équations est égal au nombre d'inconnues. La matrice  $G^T G$  est inversible, et il existe une solution au problème. L'expression du tenseur des moments  $m$  peut maintenant s'exprimer en fonction du vecteur données  $d$  et des fonctions de Green  $G$ , formulant l'Equation 2.7. La matrice  $(G^T G)^{-1} G^T$  est appelée l'inverse généralisée.

$$m = (G^T G)^{-1} G^T d \quad (2.7)$$

## 2.2 La méthode GRiD MT

La méthode GRID MT peut être vue comme une extension de la méthode d'inversion du tenseur des moments TDMT présentée au Chapitre 1, non plus appliquée à un point source unique mais à une grille de points source répartis sur une région d'intérêt. D'ailleurs, le code source de GRiD MT utilisé dans ces travaux de thèse a été initialement développé à partir du code source de TDMT [Guilhem and Dreger, 2011].

A la fin du XXème siècle, la rapide croissance des capacités informatiques en terme de performance de calcul et de stockage ainsi que le développement des connaissances sur le champ d'onde sismique grâce à l'augmentation du réseau de stations sismologiques ont conduit Kawakatsu à proposer l'idée d'une surveillance de l'activité sismique en temps réel en réalisant des inversions continues du tenseur des moments sur une grille de points sources [Kawakatsu, 1998]. Avec une telle approche nommée GRiD MT [Kawakatsu, 1998], il devient possible de détecter, de localiser et de caractériser les sources sismiques avec ce seul outil mathématique. La première publication de la mise en implémentation de GRiD MT au Japon dix ans plus tard par [Tsuruoka et al., 2009] a validé le concept. L'approche GRiD MT a depuis été testée dans d'autres régions actives comme la Californie [Guilhem and Dreger, 2011], le Japon [Guilhem et al., 2012], l'Alaska [Macpherson et al., 2013], et Taiwan [Lee et al., 2013].

Dans une optique de surveillance de l'activité sismique régionale, GRiD MT se base sur une grille 3D (latitude, longitude et profondeur) de points source, représentant des hypocentres

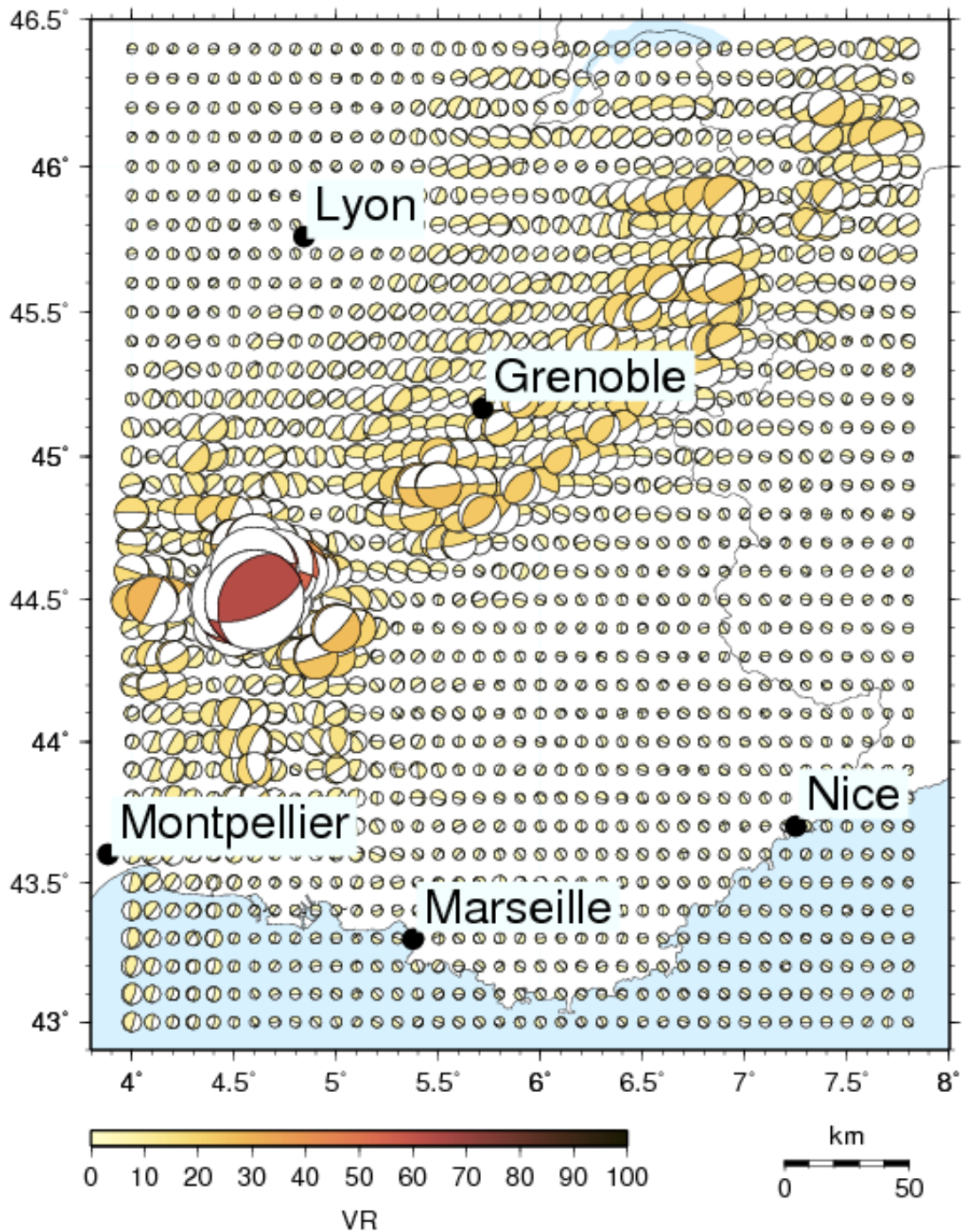


FIG. 2.1 – Exemple d’une grille de sources ponctuelles couvrant la région sud-est de la France. Chaque point source est caractérisé par son mécanisme au foyer et par sa valeur de réduction de variance (VR) donnée par la taille et la couleur du mécanisme à un instant  $t$ . Les mécanismes au foyer sont ici obtenus pour le séisme du Teil (11/11/2019) de magnitude  $M_w$  4,8 (voir Chapitre 3).

d'événements sismiques potentiels, couvrant une zone d'intérêt (Figure 2.1). Les dix composantes des fonctions de Green sont calculées et stockées pour chaque point de la grille à partir d'un modèle de vitesse donné en entrée (voir la Partie 1.2). Pour diminuer le temps de calcul lors des inversions et ainsi augmenter la rapidité de la méthode, les matrices  $(G^T G)^{-1} G^T$  et  $G$  sont calculées à l'avance et stockées, pour chaque point de la grille, dans un catalogue spécifique. L'approche envisagée par Kawakatsu (1998) reçoit en temps réel (ou en temps retardé) les données d'un nombre fixe de stations, les scanne toutes les secondes ou toutes les deux secondes, et les filtre à longue période. Une inversion des formes d'ondes sismiques pour le tenseur des moments dans le domaine temporel est alors réalisée sur une fenêtre de temps fixe pour chaque point-source de la grille et pour chaque pas de temps. Selon les régions surveillées, cela implique un nombre d'inversions conséquent, pouvant atteindre plusieurs milliers par pas de temps.

Chaque solution de tenseur des moments obtenue est évaluée à partir de la valeur de réduction de variance (VR) (voir la Partie 1.3). Cette valeur sert d'indicateur pour détecter l'occurrence d'un événement dans la zone étudiée dans l'approche GRiD MT. Il s'agit en effet de déterminer la valeur de VR la plus élevée sur l'ensemble de la grille pour chaque pas de temps (c'est-à-dire toutes les secondes ou toutes les deux secondes), puis d'évaluer cette valeur au cours du temps. La Figure 2.2 représente l'évolution de la VR en fonction du temps pour l'événement du Teil (11/11/2019) de Mw 4.8. Lorsqu'un événement sismique se produit, comme celui du Teil, la courbe de VR passe d'un niveau faible ( $< 10$  ou  $20$  %) lorsque les données synthétiques sont comparées à des signaux de bruit ambiant, à un niveau de plus en plus élevé au fur et à mesure que les premières ondes sismiques sont enregistrées aux stations. Un événement est détecté lorsque la VR dépasse un certain seuil de détection prédéfini et atteint son maximum. Les caractéristiques de la source (temps origine, localisation, magnitude et mécanisme au foyer) sont données par les caractéristiques associées à la valeur de cette VR maximale. Enfin, la propagation des ondes sismiques se poursuit en dehors de la grille, les rapports signal à bruit diminuent, et les valeurs de VR diminuent également. Cette description de l'évolution temporelle de la VR est cependant trop simple. En effet, la Figure 2.2 fait également apparaître de nombreuses augmentations et diminutions locales de la VR qui seront décrites plus en détail dans le Chapitre 5.

Le point de la grille auquel la VR maximale est déterminée donne la localisation (latitude, longitude et profondeur) de l'événement. Le pas de temps auquel elle est obtenue indique le temps origine de la source. Et enfin le tenseur des moments pour lequel cette VR est calculée fournit la magnitude Mw, la décomposition de la source et le mécanisme au foyer. Tout ceci est réalisé sans avoir d'a priori sur la source, c'est-à-dire que le temps origine et la localisation ne sont pas connus au préalable ni donnés en entrée de la méthode.

## 2.3 Avantages et limites de la méthode GRiD MT

### 2.3.1 Avantages de GRiD MT

#### 2.3.1.1 Une approche de caractérisation de la source rapide

Le principal avantage de la méthode GRiD MT est sa rapidité pour caractériser les séismes ayant lieu dans la grille. Cela est possible grâce à un nombre de stations fixe et restreint et à des catalogues de fonctions de Green pré-calculés. L'approche en grille permet en effet de fixer un certain nombre de paramètres d'inversion contrairement à d'autres approches d'inversion du tenseur des moments. Le nombre restreint de station contribue à diminuer le temps de calcul des fonctions de Green, le temps de récupération et de traitement des données et l'inversion en

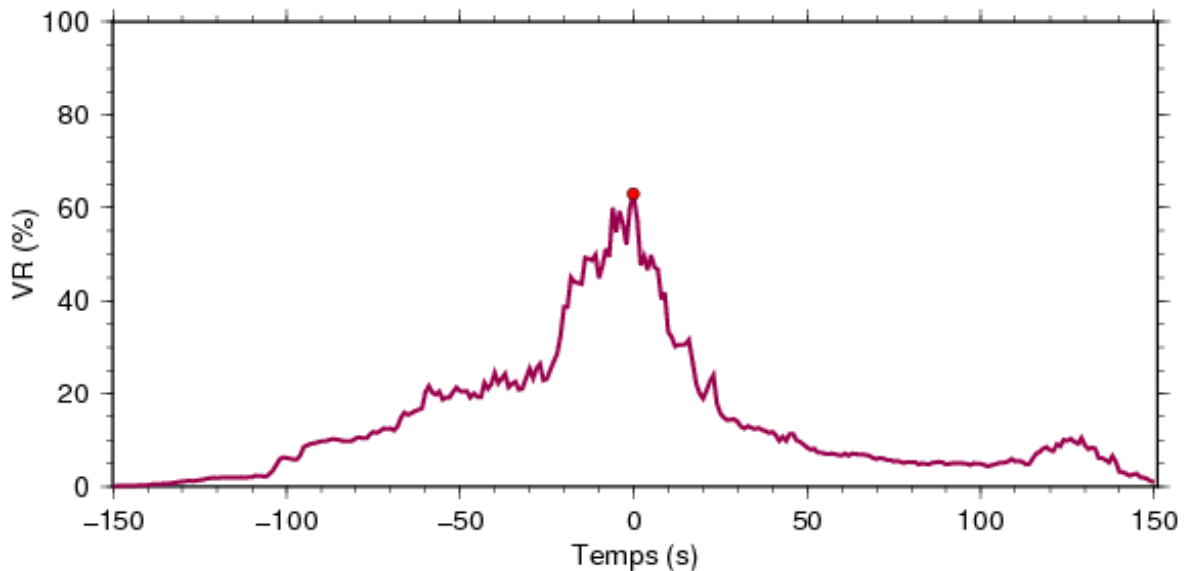


FIG. 2.2 – Evolution de la valeur de réduction de variance (VR) maximale sur l'ensemble de la grille en fonction du temps dans le cas du séisme du Teil (11/11/2019) de magnitude Mw 4,8. La détection d'un évènement est faite au pic de VR, soit à 0 s dans le cas présent. Le point rouge indique la valeur de VR maximale.

chaque point de la grille. En particulier, le gain de temps obtenu grâce aux calculs des fonctions de Green est conséquent : pour une grille de 3120 points par exemple (voir l'application présentée au Chapitre 3), il faudrait plusieurs heures pour calculer les fonctions de Green nécessaires pour l'ensemble des points de la grille et pour chaque intervalle de temps souhaité alors que l'approche GRiD MT utilisée n'a besoin que d'une minute environ pour les lire et les enregistrer dans la mémoire informatique lors du début de l'application de la méthode, et ceci peu importe le nombre d'intervalles de temps souhaité.

Grâce à ce net gain de temps, l'approche GRiD MT produit l'ensemble des informations sur un tremblement de terre ayant lieu dans la grille dans un délai de plusieurs minutes ( $\approx$  6-8 min selon la dimension de la grille et la durée de la période de temps étudiée). Les centres de surveillance et d'alerte sismique, quant à eux, doivent répondre à des impératifs de rapidité : ils sont généralement mandatés pour fournir une information en moins de 15 minutes suivant un évènement sismique. L'approche GRiD MT apparait ainsi comme un outil intéressant pour de tels objectifs.

### 2.3.1.2 Unicité de la méthode

Le second avantage de GRiD MT réside dans sa simplicité. L'outil GRiD MT fournit l'ensemble des informations sur la source d'un évènement à l'aide d'une procédure unique de calcul de tenseurs des moments. Cette approche est à l'opposé des systèmes traditionnellement utilisés qui sont principalement séquentiels (Figure 2.3). Ceux-ci utilisent en effet des approches parfois simples pour détecter un évènement, le localiser et déterminer sa magnitude.

Par exemple, l'algorithme de détection au CEA se base sur une approche dite STA/LTA (Short-Time-Average/Long-Time-Average) qui consiste à lire continuellement le signal sismique enregistré par une station sur deux fenêtres de temps de durées différentes. Pour chacune de ces deux fenêtres, la valeur moyenne de l'amplitude absolue du signal est calculée. Lorsque le rapport des amplitudes calculées dans ces deux fenêtres de temps dépasse un certain seuil, une arrivée est détectée. Ensuite, les données des stations détectant l'évènement sont pointées de

manière automatique pour différencier les temps d'arrivées des ondes P et S et ainsi déterminer la localisation de l'évènement. Les ondes P et S étant plus rapides que les ondes de surface, la localisation automatique est déterminée avant la localisation de GRiD MT (Figure 2.3) qui nécessite d'avoir atteint le temps de fin de la fenêtre d'inversion.

La détermination de la magnitude d'un séisme au CEA dépend ensuite de l'amplitude des ondes pointées automatiquement, ou manuellement par l'analyste, et de la localisation de l'évènement. Plusieurs magnitudes sont potentiellement calculées : la magnitude locale ML, la magnitude des ondes de volume mb, celle des ondes de surface MS et la magnitude de durée MD, chacune étant mesurée sur une partie du signal différente dans des gammes de fréquence particulières.

Enfin, pour connaître le mécanisme au foyer du séisme, il est nécessaire d'utiliser un autre algorithme, s'appuyant soit sur la polarité des premières arrivées soit sur une inversion du tenseur des moments. Cette dernière étape n'est souvent pas automatisée et est dépendante de la qualité de la détection, de la localisation et de la magnitude de l'évènement.

La Figure 2.3 illustre l'ensemble de ces étapes traditionnellement considérées et donne des estimations de délais associés. L'unicité de l'approche de GRiD MT constitue un avantage important parant de potentiels dysfonctionnements dans l'approche en cascade des chaînes de calculs traditionnelles.

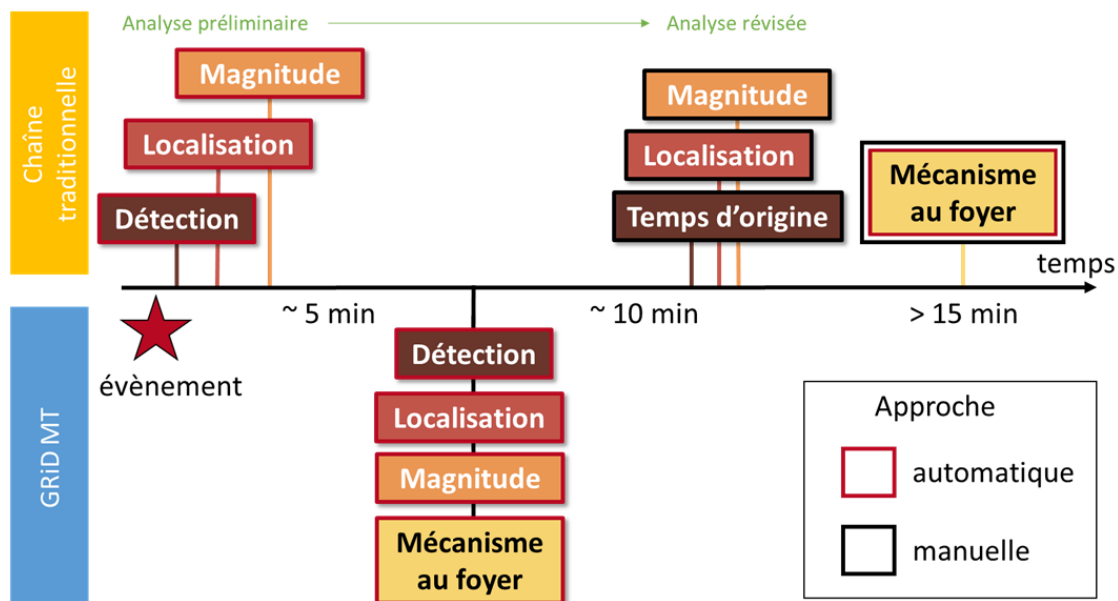


FIG. 2.3 – Schéma simplifié d'une chaîne opérationnelle traditionnelle et comparaison avec l'approche GRiD MT. L'étoile rouge représente l'occurrence d'un évènement sismique. Les caractéristiques de la source (i.e., détection, localisation, magnitude et mécanisme au foyer) sont déterminées au plus tôt dans les minutes qui suivent. Les encadrements rouges indiquent les solutions automatiques et les encadrements noirs, les solutions manuelles, c'est-à-dire révisées par un analyste sismique.

### 2.3.1.3 Possibilité de caractériser des sources variées

L'outil GRiD MT peut également être utilisable sur une large gamme de magnitudes et pour des intérêts variés. Les études se focalisant sur le Japon [Tsuruoka et al., 2009] ou encore sur la

Californie du Nord [Guilhem and Dreger, 2011] se concentraient sur des événements sismiques d'origine naturelle ayant des magnitudes comprises entre 3,5 et 7. [Guilhem et al., 2012] ont ensuite montré que la méthode pouvait être exploitée pour des séismes de forte magnitude tels que le séisme de magnitude 9 de Tohoku-oki au Japon en 2011 grâce à l'inversion de formes d'ondes sismiques filtrées à très longues périodes ( $>100$  s). Elle présente ainsi un intérêt pour l'alerte tsunami au CENALT en apportant des informations utiles pour les estimations des hauteurs de vagues suite à un fort séisme. En effet, ces dernières dépendent des modèles de bathymétrie/topographie à proximité et à distance des sources sismiques, de la magnitude de l'événement et de la nature de la faille ayant joué. Les méthodes traditionnelles utilisent alors soit des mécanismes obtenus par la méthode des polarités, soit des scénarii de failles et de tsunamis précalculés. GRiD MT en fournissant l'ensemble des informations sur la source sismique dans un délai plus rapide que les approches classiques séquentielles permettrait de compléter les chaînes opérationnelles du CENALT.

A l'inverse, il est envisageable d'étudier l'intérêt de GRiD MT pour des événements tectoniques de faible magnitude. Il s'agit alors de sélectionner attentivement les paramètres d'inversion nécessaires tels que le choix des stations sismiques, le modèle de Terre pour la construction des fonctions de Green, et donc des signaux synthétiques, et les durées et les bandes de fréquence à utilisées dans les inversions. Ce point sera abordé dans le Chapitre 3.

Enfin, parce que GRiD MT s'appuie sur des inversions des tenseurs des moments, cette approche peut être utilisée également pour l'étude et la détection d'événements sismiques à nature complexe, c'est-à-dire pour des sources également non cisailantes. Par exemple, elle est appliquée pour l'effondrement du dôme de sel en Louisiane en 2012 [Nayak and Dreger, 2014] et pour les explosions nucléaires en Corée du Nord [Guilhem Trilla, 2021]. Les paramètres d'inversion doivent être sélectionnés en conséquence et les inversions des tenseurs des moments sont réalisées en étudiant le mode complet de la source (Chapitre 1).

### 2.3.2 Limitations de l'outil GRiD MT

Afin d'être rapide, comme mentionné plus haut, GRiD MT s'appuie sur un nombre important de paramètres (jeu de stations, modèles de vitesse, bande de fréquence, durée des fenêtres d'inversion, espacement des points de la grille) fixés au préalable selon la détection recherchée dans une région donnée. Le choix de l'ensemble des paramètres nécessite un conséquent travail préparatoire se basant sur un jeu important d'événements sismiques répartis dans la région étudiée. Ainsi, l'outil est très dépendant du jeu de stations considérés. Les stations doivent présenter un taux de fonctionnement très élevé et être réparties relativement uniformément autour de la grille afin de fournir des informations pour l'ensemble des séismes de la zone étudiée. L'absence d'une des stations est susceptible de rendre l'outil GRiD MT non opérationnel. De plus, le nombre restreint de stations (entre 3 et 5 selon les études publiées, Tsuruoka et al., 2009, Guilhem et al., 2011, Lee et al., 2013) peut, pour certains séismes, être une cause d'incertitudes élevées dans les paramètres de source comparé à des études spécifiques suivant un événement d'intérêt et utilisant un grand nombre de stations. Néanmoins, il répond à l'approche opérationnelle rapide où chaque événement n'est pas caractérisé de manière optimale et individuelle mais commune sur la région. La prise en compte de ces incertitudes est nécessaire pour fournir un résultat suffisamment précis pour déclencher une alerte sismique pertinente.

De plus, la localisation de la source obtenue à l'aide de l'approche GRiD MT est dépendante des caractéristiques de la grille et donc de l'espacement entre chaque point. Elle ne peut donc être plus précise que la grille sélectionnée. Ceci peut constituer une limitation selon la précision



souhaitée par l'utilisateur et de l'espacement entre chaque point de la grille. En théorie, la localisation déterminée par la méthode est celle du point-source de la grille le plus proche de la localisation de l'hypocentre de l'évènement mais des différences de localisation peuvent être obtenues selon la précision des modèles de Terre et la bande de fréquence utilisée. Pareillement, le temps origine de la source dépend du pas de temps sélectionné entre inversions et donc limite la précision de la valeur. Enfin, GRiD MT s'appuie sur un catalogue de fonctions de Green pré-calculées à l'aide de modèles de Terre plus ou moins développés. Dans le cas de la thèse, elles sont générées à partir de modèles de vitesse unidimensionnel (1D) qui peuvent se montrer limitants dans certaines conditions (i.e., déformations géologiques de grande échelle, absence de détails dans la croûte terrestre, etc) comparativement à d'autres modèles plus complexes de type 3D. Néanmoins, cette dernière limite de l'outil n'est pas unique à GRiD MT et est vraie pour les autres approches d'inversion de la source telles que la méthode TDMT.

### **Conclusion**

La méthode GRiD MT se base sur des inversions du tenseur calculées sur une grille de points sources (à deux ou trois dimensions) et pour chaque pas de temps à partir de données sismiques filtrées à longue période. Elle s'appuie sur un algorithme unique qui détermine l'ensemble des paramètres de la source (temps origine, localisation, profondeur, magnitude et mécanisme au foyer) à l'aide de la valeur de réduction de variance. Cette unicité de la méthode constitue un de ses avantages majeurs en comparaison des approches séquentielles utilisées traditionnellement par les centres opérationnels pour la détection et la caractérisation des sources sismiques.

Néanmoins, pour être rapide, l'approche GRiD MT nécessite un important travail de sélection des paramètres d'inversion (modèle de vitesse, bande de fréquence, jeu de stations) et de la grille (taille et espacement entre chaque point-source) afin de caractériser au mieux les événements ciblés d'une région d'intérêt.

# Chapitre 3

---

## Application pour des séismes faibles à forts ( $3,5 < M < 6,5$ )

La méthode GRiD MT est ici testée dans deux optiques de surveillance sismique. Dans un premier temps, les travaux s'intéressent à la détection de séismes de magnitude modérée à forte pouvant, suivant leur région d'origine, être tsunamigènes. Ainsi, les tremblements de terre de la région ibéro-maghrébine sont analysés. Dans un second temps, l'étude vise les séismes de magnitudes plus faibles pour tester les limites de la détection des événements. La sismicité de la région du sud-est de la France est alors analysée. Ces deux optiques étant orientées dans des régions et pour des événements sismiques différents, les paramètres d'inversions, c'est-à-dire en particulier le jeu de stations, le modèle de vitesse et la bande de fréquence, doivent être sélectionnés séparément.

### 3.1 Implication de la méthode GRID MT à des séismes modérés à forts ( $4,8 < M < 6,5$ )

Cette partie est composée de deux sous-parties qui s'appuient sur deux articles scientifiques qui sont respectivement publié et en préparation. Le premier article, publié dans le journal *Geophysical Journal International* (GJI), a pour titre “**Toward the implementation of an automated earthquake detection and characterization tool in the Western Mediterranean Sea for rapid earthquake and tsunami response**”. Le second article qui présente une analyse sismologique et tsunami du séisme Nord Algérien du 18/03/2021 est en cours d'écriture; seuls les travaux sur la source du tremblement de terre sont introduits dans cette partie.

#### 3.1.1 Etude de la faisabilité de l'approche GRiD MT pour la détection d'événements de magnitude 4,5+ dans la région ibéro-maghrébine

La région Euro-méditerranéenne est l'une des régions surveillées par le CENALT pour l'alerte tsunami. Plus particulièrement, la région ibéro-maghrébine, à l'ouest du bassin méditerranéen, est le siège de tremblements de terre de magnitudes modérées à fortes pouvant être à l'origine de tsunami atteignant les côtes françaises. Afin d'implémenter la méthode GRiD MT pour la rapide caractérisation des événements sismiques de la région, un travail de paramétrisation de la méthode et d'application à des séismes passés est présenté dans un article publié dans *Geophysical Journal International*.

# An automated earthquake detection and characterization tool for rapid earthquake and tsunami response in Western Mediterranean

Marine Menager<sup>1,2</sup>, Aurélie Guilhem Trilla<sup>1</sup> and Bertrand Delouis<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France. Email: [marine.menager@yahoo.com](mailto:marine.menager@yahoo.com)

<sup>2</sup>CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, IRD, Université Côte d'Azur, Géoazur, 250 rue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France

Received 2023 January 10; in original form 2022 August 19

## SUMMARY

A method of moment tensor inversion with a grid search on the source location and time is presently considered by the French Tsunami Service Provider (TSP or CENALT in French) for rapid earthquake and tsunami warning in the western Mediterranean Sea and the North-East Atlantic Ocean. The approach follows the GRiD MT (Grid-based Real-time Determination of Moment Tensors) methodology already implemented in other regions. Here, we show developments made towards its implementation for moderate to large earthquakes in the Ibero–Maghreb region, which is prone to generate tsunamis in the western Mediterranean Sea. Results obtained for a dozen of events, contrasting in magnitudes, locations and focal mechanisms, validate the choices made for the inversion parameters (grid resolution, frequency band, velocity models, etc.). Their source solutions are compared to published solutions from seismological institutes including GFZ and USGS. Besides, we describe the special care needed for a correct real-time event detection analysis, and in particular for obtaining the most appropriate source solution out of the thousand ones explored by the method. Rapid GRiD MT solutions can in turn be used for rapid tsunami simulations run by the TSP operator.

**Key words:** Tsunamis; Waveform inversion; Earthquake hazards; Earthquake source observations; GRiD MT; Ibero–Maghreb region.

## 1 INTRODUCTION

The Euro-Mediterranean region is a very active seismic area where large and potentially tsunamigenic earthquakes occur. The Western Mediterranean Sea has experienced several moderate to large earthquakes in the past, reaching magnitudes ( $M$ ) of 6.5–7 (Stich *et al.* 2005; Alasset *et al.* 2006; Buforn *et al.* 2015). However, according to the French geological and mining institute (BRGM in French) seismic hazard analysis of the region (Terrier *et al.* 2007) and the work of Hamdache (1998), an earthquake with magnitude larger than 7.8 could also occur within a thousand years return period in Northern Algeria. The Western Mediterranean Sea and the southern Portugal region, where large historic earthquakes occurred, form the so-called Ibero–Maghreb region (Fig. 1).

The convergence between the African and the Eurasian plates dominates the geodynamic context of the region. Three seismotectonics regions (Fig. 1) are identified with their own dynamics in the Iberia–Maghreb region: Northern Algeria, the Southwestern Iberian margin and the Alboran basin (Buforn *et al.* 2004). In Northern Algeria, a homogeneous faulting pattern according to NNW–SSE compression is causing  $M6$  + reverse faulting earthquakes to occur. Historically, the Oran city was destroyed by the 1790 earthquake, which had an estimated intensity of 10 (Buforn

*et al.* 2015). More recently, the  $M6.8$  Boumerdes earthquake in 2003 generated a 2 m high tsunami, which caused significant damages in the Balearic Islands (Alasset *et al.* 2006; Sahal *et al.* 2009). On the other side, the Southwestern Iberian margin exhibits dominant reverse and strike-slip faulting under a NW–SE compression, and is the site of the largest regional earthquakes. The most significant and damaging event was the 1755 Lisbon earthquake with an estimated magnitude  $7.7 \pm 0.5$  (Johnston 1996; Fonseca 2020) that caused a large-scale tsunami and destroyed the town. More recently, an  $M7.8$  earthquake occurred in 1969 (Allgeyer *et al.* 2013), and since then, lower ones that did not exceed magnitude 6. Finally, the Alboran basin, or the Southern Spain region, is the most complex region. It shows a dominantly extensional regime with strike-slip and normal focal mechanisms (Stich *et al.* 2006; Gràcia *et al.* 2019). The seismicity rate is lower: the largest events occurred near the town of Al Hoceima ( $M5.8$  on 1994 May 26,  $M6.4$  on 2004 February 24 and on 2016 January 25). For tsunami warning purposes, we are here focusing especially on the coastlines of the Alboran basin and the Northern Algeria regions (Fig. 1).

The main mission of the French Tsunami Service Provider (TSP or CENALT in French) hosted at the French Atomic Energy Commission (CEA) is to issue tsunami warning messages in less than 15 min for any events that could trigger a tsunami in the Western

Mediterranean Sea and the North-Eastern Atlantic Ocean (Roudil *et al.* 2013; Schindelé *et al.* 2015). For that purpose, CENALT develops and implements near-real-time data processing tools to detect and characterize regional earthquakes of interest, and to evaluate the sea wave height measured from tide gauge stations and from simulations to comprehend their propagation. Currently, once an event is detected, pre-determined tsunami scenarios are confronted to real data in order to rapidly produce maps of tsunami hazards (Roudil *et al.* 2013). Several approaches using regional seismic records are also considered to characterize the fault mechanism and the magnitude of the main shock once the location of the event is known. Among them, the FMNEAR method (Delouis 2014) and the W-phase inversion (Kanamori & Rivera 2008) are also under implementation at the TSP.

Here, we show that the GRiD MT (Grid-based Real-time Determination of Moment Tensors) methodology proposed by Kawakatsu (1998) can help to consolidate the CENALT's operational objectives without any *a priori* information relative to the event location and its origin time (OT), unlike the other approaches (FMNEAR and W-phase). The method makes use of moment tensor inversions that are continuously performed on incoming seismic waveforms over a grid of potential sources. It can provide the OT, location (i.e. latitude, longitude and depth), moment magnitude ( $M_w$ ) and focal mechanism within a few minutes following an event. Such characteristics are particularly interesting for earthquake and tsunami monitoring. Following the approach described by Kawakatsu (1998), GRiD MT has already been tested and/or implemented with success in other regions for earthquake monitoring (Tsuruoka *et al.* 2009; Guilhem & Dreger 2011; Lee *et al.* 2013; MacPherson *et al.* 2013).

In this paper, a series of tests is presented to quantify the performances of a GRiD MT approach developed over the Ibero-Maghreb region, and made towards its future implementation at TSP. However, such implementation requires an extensive parametrization study that is specific to each region of interest (i.e. choice of the velocity model(s), frequency band(s), filter type, number and combination of stations, grid dimensions) and for a targeted event magnitude range. Once the parameters selection is completed on a small set of four parametrization events, we validate the approach on another set of events.

## 2 DESCRIPTION OF THE GRiD MT METHOD

Moment tensor inversion is a very common and powerful method to investigate the source process of seismic events by providing information about their source mechanism (i.e. type of faulting) and their seismic moment from which is derived the moment magnitude ( $M_w$ ). More than 20 yr ago, Kawakatsu (1998) first put forward the ambitious idea to use a moment tensor inversion over a grid of point sources for continuously detecting, locating and characterizing seismic sources shortly after their occurrence. At that time, the so-called GRiD MT method was only a proposition as no test on real data was presented. Tsuruoka *et al.* (2009) published about 10 yr later the first extensive application of the GRiD MT approach for the detection and the characterization of seismic events in Japan. The description of their methodology has since been the main starting point of further GRiD MT developments (Guilhem & Dreger 2011; Guilhem *et al.* 2013; Lee *et al.* 2013; MacPherson *et al.* 2013).

The GRiD MT idea is relatively simple (Fig. S1, Supporting Information). The region of interest for seismic monitoring is overlaid by a 3-D grid of potential point sources. From a limited and fixed

combination of stations, seismic waveforms are received in real-time or near real-time and are scanned at each time step of 1 or 2 s. To each time step corresponds a given signal time window that is extracted and filtered. The window length depends on the propagation times of the different seismic phases recorded at the minimal and maximal epicentral distances over the grid. In the present case, a conservative 500-s long time data segment is used in a time-domain moment tensor inversion algorithm for each point of the spatial grid and for each step of time. The main advantage of fixing the inversion locations to known gridpoints, using a limited number of seismic stations (3–5 in already implemented GRiD MT approaches, Tsuruoka *et al.* 2009; Guilhem & Dreger 2011; Lee *et al.* 2013), is the processing speed. This is redeemed possible by pre-calculating Green's functions stored in a specific catalogue instead of having to calculate them 'on the fly' for each inversion and time step. In this study, the assumption of a spatial and temporal point source approximation is made, even for events with magnitude up to 6.7 given the epicentral distances and frequency bands. Also, deviatoric moment tensor is assumed (i.e. zero component of volume change in the source).

Each moment tensor solution over the grid is evaluated by a term called variance reduction ( $VR$ ), which corresponds to the goodness of fit between the observed and synthetic waveforms after inversion, as defined by eq. (1):

$$VR = \left[ 1 - \frac{\sum_i (\text{data}_i - \text{synthetic}_i)^2}{\sum_i \text{data}_i^2} \right] \times 100 \quad (1)$$

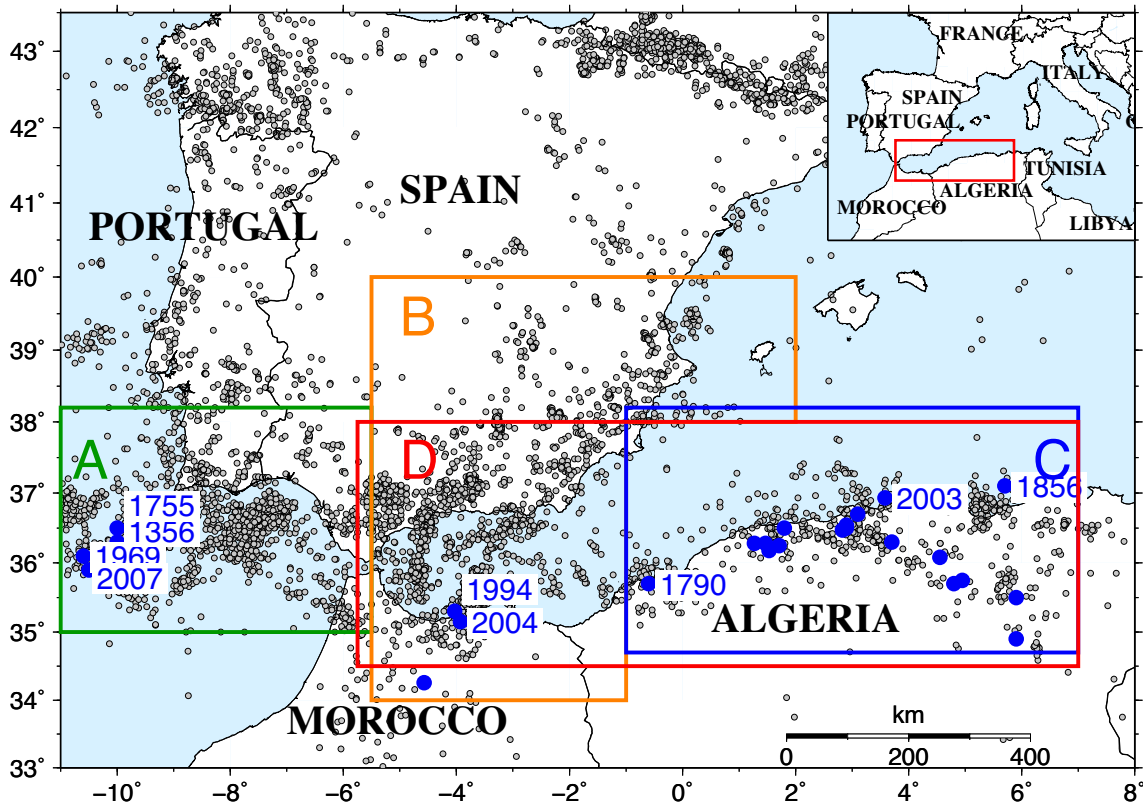
A  $VR$  value close to 100 per cent indicates an almost perfect agreement in phase and amplitude between the observed and predicted data. It is computed for all gridpoints and each time step. Then, the maximal value is retrieved in order to detect a potential event, if any. An event is detected at the gridpoint where the  $VR$  is larger than a pre-determined threshold for the studied area, and reaches a maximum value. Such approach automatically provides the OT, location, centroid depth, moment magnitude and focal mechanism. An earthquake occurrence could then be declared.

This procedure is particularly interesting as it is based on a single algorithm without knowing any *a priori* information relative to an event occurrence in the region of interest. This differs from the traditional in-cascade approaches used by earthquake and tsunami warning centres (Tsuruoka *et al.* 2009; Guilhem & Dreger 2011), when one needs to first pick/identify wave arrival, locate an event, then determine one or several magnitudes, and eventually later calculate a moment tensor inversion based on the known location and OT. Moreover, its processing speed makes this method useful for tsunami warning purposes (Guilhem *et al.* 2013).

## 3 SELECTION OF EVENTS AND GRiD MT PARAMETERS

### 3.1. Selected events

A total of 14 events are selected for this GRiD MT analysis over the region of interest since 2014 (Table 1 and Fig. 2). Two groups are then formed: a limited number of events are first considered for the selection of the GRiD MT inversion parameters while a more extended series of earthquakes is used for the validation of the GRiD MT implementation. The first group is constituted by four recent earthquakes having magnitudes between 5 and 6.5 since 2014. They show a wide geographical distribution over the region of interest, a diversity in their source mechanisms and magnitudes



**Figure 1.** Map of the regional seismic activity between 2012 and 2021 (grey dots,  $M \geq 2$  from EMSC [http://www/emsc-csem.org](http://www.emsc-csem.org)) with significant historical events (blue dots, Johnston 1996; Stich *et al.* 2005; Buforn *et al.* 2004, 2006; Alasset *et al.* 2006 and 2015) with years of occurrence. The four boxes show the Southwestern Iberian margin in green (zone A), the Alboran basin in orange (zone B), the Northern Algeria region in blue (zone C) and the region considered in this present study of the GRID MT method in red (zone D).

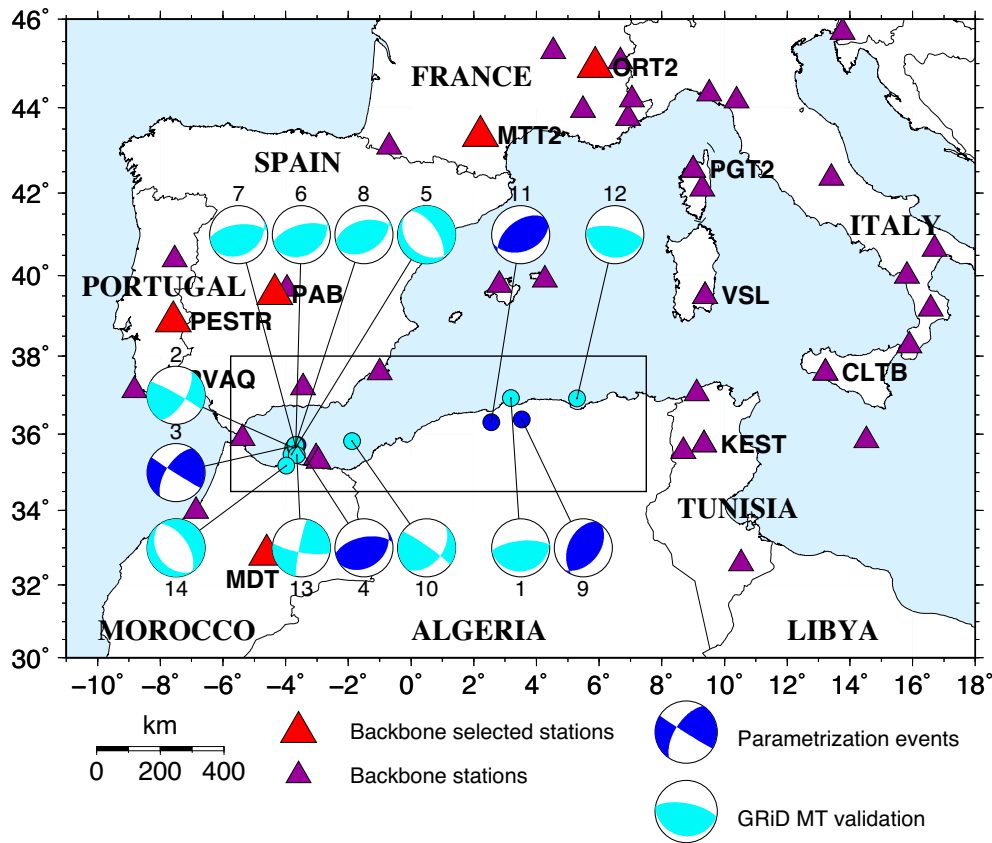
**Table 1** Characteristics of the studied events sorted by chronological order from GFZ. Columns from left to right: number of event, date in format year-month-day, origin time, magnitude, latitude ( $^{\circ}$ ), longitude ( $^{\circ}$ ), depth (km), strike ( $^{\circ}$ ), dip ( $^{\circ}$ ) and rake ( $^{\circ}$ ). The events that are used in the selection process of the inversion parameters are in bold.

Event	Date	Origin time (UTC)	Mw	Latitude ( $^{\circ}$ N)	Longitude ( $^{\circ}$ E)	Depth (km)	Strike ( $^{\circ}$ )	Dip ( $^{\circ}$ )	Rake ( $^{\circ}$ )
1	20 140 801	04:11:17	5.5	36.93	3.18	13	81	20	87
2	20 160 121	13:47:20	5.0	35.65	-3.76	10	299	85	153
3	<b>20 160 125</b>	<b>04:22:02</b>	<b>6.4</b>	<b>35.70</b>	<b>-3.71</b>	<b>15</b>	<b>122</b>	<b>88</b>	<b>152</b>
4	<b>20 160 222</b>	<b>03:46:02</b>	<b>5.1</b>	<b>35.72</b>	<b>-3.62</b>	<b>10</b>	<b>54</b>	<b>33</b>	<b>69</b>
5	20 160 303	11:36:26	4.8	35.48	-3.81	14	130	31	-104
6	20 160 311	04:16:47	4.8	35.66	-3.68	11	59	29	76
7	20 160 312	15:04:05	4.9	35.66	-3.68	10	59	31	69
8	20 160 315	04:40:39	5.2	35.72	-3.69	10	58	42	76
9	<b>20 160 528</b>	<b>23:54:53</b>	<b>5.2</b>	<b>36.38</b>	<b>3.53</b>	<b>10</b>	<b>204</b>	<b>46</b>	<b>79</b>
10	20 170 711	03:18:19	4.9	35.82	-1.88	22	305	85	135
11	<b>20 180 102</b>	<b>20:59:38</b>	<b>5.0</b>	<b>36.31</b>	<b>2.56</b>	<b>10</b>	<b>72</b>	<b>41</b>	<b>105</b>
12	20 210 318	00:04:06	6.0	36.92	5.29	16	98	22	88
13	20 210 828	11:20:50	5.1	35.46	-3.64	13	100	77	174
14	20 211 223	01:54:26	4.8	35.18	-3.98	10	145	34	-91

along the Moroccan and Algerian coastlines. The parametrization events are shown in Fig. 2 and Table 1. The choice of these events is also dependent of their relative large regional data availability since a significant increase in regional networks in the early 2010s. The 10 remaining earthquakes (Fig. 2 and Table 1) belonging to the second data set are recent earthquakes that occurred since 2014, and include lower magnitude earthquakes in the western and eastern part of the grid ( $M_w > 4.8$ ).

### 3.2. Parametrization of GRiD MT

In order for GRiD MT to correctly detect and characterize seismic events in the area, a series of parameters need to be predefined: grid extension and resolution, station configuration, frequency band and velocity models, etc. This work is done to specifically allow the detection of  $M5-7$  earthquakes within the region.



**Figure 2.** Map of the locations (dots) and associated published GFZ focal mechanisms of the studied earthquakes (Table 1) and distribution of the CENALT backbone stations (triangles). The events are numbered accordingly to Table 1. Events with dark blue mechanisms are used in the GRiD MT parametrization and events with cyan mechanisms for the GRiD MT validation. The final combination of stations is shown by the red triangles.

### 3.2.1 Grid resolution

The grid extension must cover the location of past and potentially future events of interest. Here, the studied grid extends from latitude 34.50° N to 38.00° N, and from longitude -5.75° E to 7.00° E, with a fixed grid step of 0.25° both in latitude and longitude. Such resolution is close to those used in other regions for rapid monitoring of similar size earthquakes (Tsuruoka *et al.* 2009; Guilhem *et al.* 2013). The grid resolution in depth is based on the depths of the known events within the region (EMSC, <http://www.emsc-csem.org>). Even though some earthquakes are relatively deep (larger than 100 km depth in the Alboran basin), most of the recent and largest seismicity along the Algerian coast is located within the top 30 km of the lithosphere. Because the objective here is to be able to rapidly detect potentially large and potentially tsunamigenic earthquakes, which are relatively shallow events, four depths are considered: 10, 20, 30 and 40 km. The grid is then composed of 3120 points used as potential source hypocentres at which inversions are calculated every wanted time steps.

### 3.2.2 Station choice

The selection of broad-band regional seismic stations is based on their real-time data availability received by the TSP in its operational monitoring activity. This pool of seismic stations, called backbone network, is composed of 112 stations from all around Europe and North Africa and from different networks. Because

GRiD MT requires a fixed number of seismic stations in order to reduce both moment tensor computation time and pre-calculated Green’s function storage, several conditions are stated. First, seismic stations should remain at regional distance, ideally at less than 1500 km from the most distant gridpoint. And second, data availability must be reliable and of high quality. Indeed, shorter is the distance between the station and the grid, shorter is the propagation time through the network and shorter is the inversion. Moreover, reliable stations operate mostly without major data gaps, which is required for the wanted operational purpose. A third and last condition is the use of three-component broad-band stations for moment tensor inversion. These conditions highlight 10 stations: IM.KEST, IM.MDT, IU.PAB, MN.CLTB, MN.VSL, PM.PESTR, PM.PVAQ, RD.MTT2, RD.ORT2 and RD.PGT2 (where the network code precedes the station name).

Nonetheless, for the purpose of a rapid moment tensor algorithm based on a limited number of stations (Tsuruoka *et al.* 2009), the need for further reducing the station set is strong. This is done iteratively with the study of the *M*<sub>6.4</sub> Al Hoceima earthquake that occurred on 2016 January 25, in the Alboran sea. This recent moderate earthquake is well characterized and analyzed by international institutes and research studies (Buforn *et al.* 2017; Kariche *et al.* 2018; Stich *et al.* 2020). Moreover, it was followed by a weak tsunami (1–2 cm amplitude, just over the tsunami identification threshold) that was recorded 20–30 min later on the Spanish coast (Masina *et al.* 2017). In a first step, a manual time-domain moment tensor inversion with TDMT\_INV\_ISO (Dreger 2003) uses data

from the 10 identified stations, and provides a reference source solution for the further determination of the different GRiD MT parameters (Fig. 3). The obtained overall source solution, which is in good agreement with published solutions (Fig. 2), is satisfactory considering the large number of stations and the difficulty to sometimes correctly fit all the observed seismograms with the synthetic signals).

A sensibility analysis based on a jackknife test is set to identify the optimal station combinations composed of 4–9 stations out of a total of 874 station combinations from the 10 preselected stations (Fig. 3). Fig. 4(a) shows the focal mechanisms, magnitudes and  $VR$  values found for the possible combinations of 8, 6 and 4 stations. They are close to the reference ones (Fig. 3) even though uncertainties in the source solution increase with the decreasing number of stations used in the inversion. Finally, we use the focal mechanism comparison approach proposed by Rivera & Kanamori (2014), based on the computation of the minimal rotation angle between two moment tensors, to select the preferred solutions and station combinations (Fig. 4b). For each of the 874 combinations (Fig. 4b), the minimal rotation angle delta, or similarity, is calculated with respect to reference solution from 10 stations (Fig. 3). By combining a high  $VR$  value to a high similarity with the reference solution for a reduced number of stations, 17 combinations are investigated (Fig. 4b). This result in an optimal proposed GRiD MT station combination for this event that is composed of five broadband stations: IM.MDT, IU.PAB, PM.PESTR, RD.MTT2 and RD.ORT2 (Fig. 2).

### 3.2.3 Frequency band

In this study, we target events with magnitude 5–7 for which a rapid earthquake information, as well as a tsunami warning for the largest of them, would be of interest. Even though the largest event ( $M_{6.4}$ ) considered in our selection of event has a magnitude slightly lower than 7 (i.e. no recent earthquake with  $M > 6.4$  occurred), we make the assumption that the system would not saturate for an  $M7$  earthquake, similarly to what is observed in other regions where GRiD MT has been implemented using similar inversion parameters (Tsuuoka *et al.* 2009; Guilhem & Dreger 2011). The chosen frequency band of the inverted waveforms must then be well chosen in order to allow the correct characterization for all potential events within this magnitude range. The GRiD MT approach is indeed a ‘blind’ continuous method: an earthquake origin (OT, location and magnitude) is unknown prior the inversions. In order to define the frequency band to be used, using selected past events (Table 1) and the five-station combination, manual moment tensor inversions are first performed in three distinct period (frequency) bands: 25–50 s (0.02–0.04 Hz), 30–60 s (0.016–0.03 Hz) and 40–80 s (0.0125–0.025 Hz). We find the largest values for  $VR$  in the 25–50 s period band for all the events of the series. This 25–50 s period band is specifically chosen for the regional 5–7 magnitude earthquakes. It is consistent with previous published moment tensor inversions for this magnitude range (Stich *et al.* 2003; Lopez-Comino *et al.* 2015; Martin *et al.* 2015; Garcia *et al.*, 2019), and for published works on GRiD MT (Tsuuoka *et al.* 2009; Guilhem & Dreger 2011; Lee *et al.* 2013; MacPherson *et al.* 2013; Guilhem *et al.* 2019). Nonetheless, if the case of a more extended magnitude range is considered, one may use parallel calculation in two or more ranges of periods to accommodate the absence of preliminary knowledge of magnitude. This was proposed by Guilhem & Dreger (2011). The detection of larger magnitude earthquakes would involve the use of longer wave

periods, and the point-source assumption would become incorrect (Guilhem *et al.* 2013).

### 3.2.4 Velocity model

To compute the Green’s functions needed in the inversion, a velocity model is required. The approach used considers 1-D velocity models. Several velocity models are extracted from in-depth studies of Stich *et al.* (2003), which presented a significant number of source inversions in the Ibero–Maghreb region between 1984 and 2013. Based on a series of tests, we find necessary to combine two models from Stich *et al.* (2003) depending on the station used. A first model named *c* is needed to represent the mixed (i.e. continental and oceanic) propagation paths, and the model named *a* is used to mostly image the oceanic propagation (Fig. 5, and Figs S4 and S5, Supporting Information). The main difference between the two models is the MOHO discontinuity at 21 and 32 km depth for models *a* and *c*, respectively (Table S2 and S3, Supporting Information). As the propagation from the region of interest to stations PAB (Spain), PESTR (Portugal) and ORT2 (France) is mostly oceanic (Fig. 1), model *a* is applied. Conversely, the propagation to station MDT in Morocco is mostly continental and the model *c* is chosen. Finally, both models are tested for station MTT2 (France). But considering that seismic waves are propagating also through the Pyrenees mountains, especially for the western part of the grid, model *c* is kept.

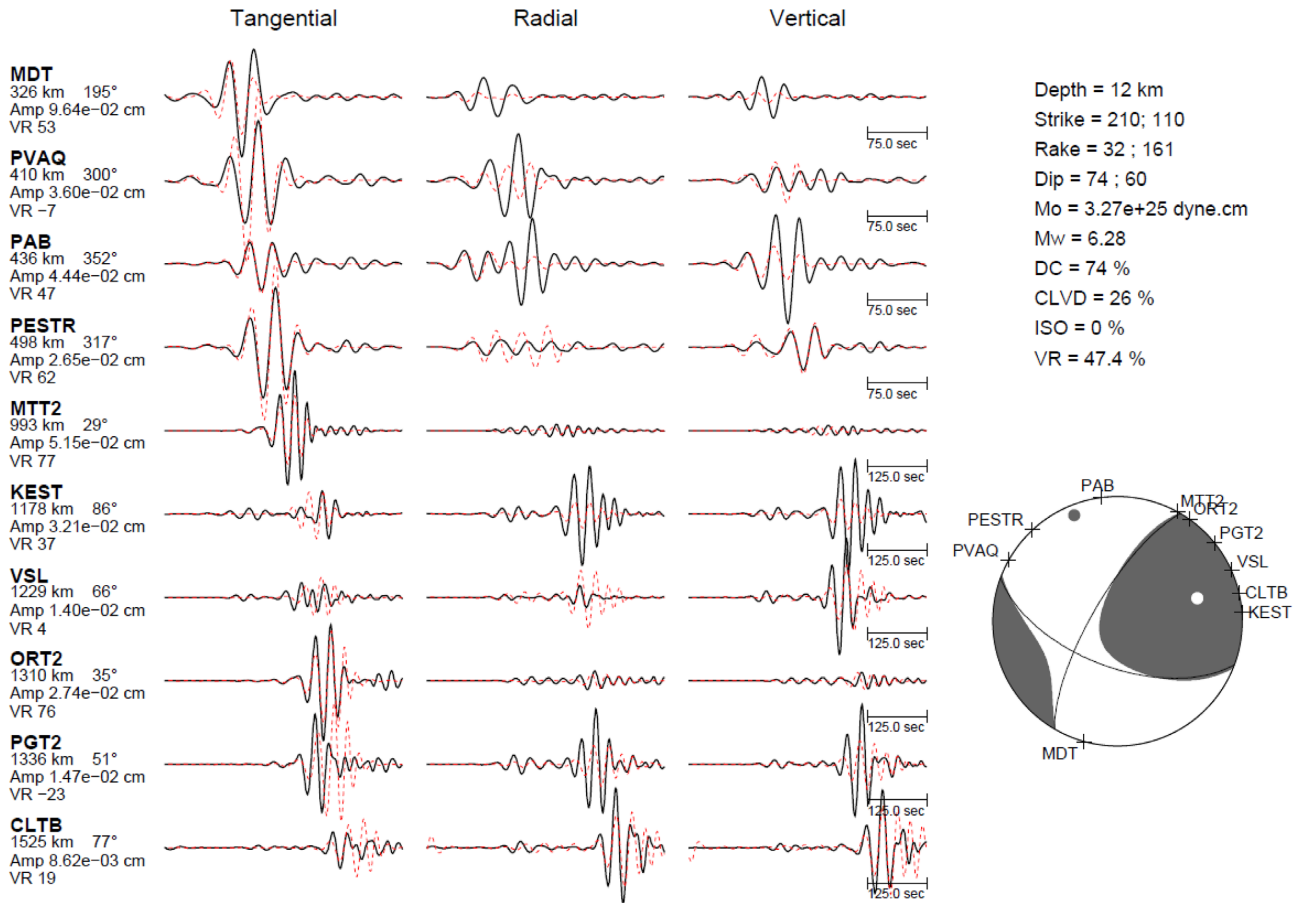
As the velocity models are specified and fixed for each station, it enables to compute the Green’s functions in advance. They are computed using Herrmann codes (Herrmann 1978, 2013) based on the wavenumber-integration approach. It forms a catalogue used for the time-domain inversion of moment tensor and allows the GRiD MT approach to be faster.

## 4 APPLICATIONS OF THE GRiD MT APPROACH IN THE STUDIED REGION

Once the inversion and grid parameters are set, the GRiD MT method can be tested for all selected past events to validate the proposed setup. Earthquake source solutions are compared to reference manual solutions obtained with more regional stations and also to solutions that are published by other agencies such as USGS, GFZ, or GCMT and reported in the EMSC website (<http://www.emsc-csem.org>). We show below the GRiD MT results for two selected earthquakes: the  $M_{6.4}$  Al Hoceima earthquake and  $M_{w5.2}$  in Northern Algeria in 2016, before summarizing with all the other studied events.

### 4.1. The $M_w$ 6.4 Al Hoceima earthquake (2016 January 25)

The  $M_w$  6.4 Al Hoceima, Morocco, earthquake on 2016 January 25, which was used to select GRiD MT parametrization, is first tested. This offshore event is of special interest for the method because the TSP communicated, several minutes after its occurrence time, an informative bulletin to national authorities in Spain, Morocco, Algeria and United Kingdom (Gibraltar). To test the GRiD MT algorithm, we download 1.5 hr long data segments for the five selected stations. Data are deconvolved with the instrument response, integrated to displacement and bandpass filtered in the defined 25–50 s period band. To focus on the studied event, the algorithm is using filtered and segmented data starting 100 s before the reference OT (i.e.



**Figure 3.** Moment tensor inversion solution using data from 10 stations for the 2016 January 25 event filtered in a 25–50 s period band. On the right, all acquired source solution characteristics are enlisted (seismic moment  $M_0$ , magnitude  $M_w$ , variance reduction  $VR$  and focal mechanism strike/dip/rake). Observed data are in black and synthetics are in red.

04:22:02 UTC) and ending 600 s after, corresponding to an overall 700-s long data segment. The first window, starting at 100 s before the reference OT, is inverted for a moment tensor solution for each of the 3120 gridpoints. It then shifts every second (i.e. every time step) to invert the next 500-s of data, and this iteratively until the last window starting 100 s after the reference OT is reached. This scan results in 200 potential OT centred on the studied event reference time (Fig. 6 and Fig. S1, Supporting Information). Fig. 6 shows two main  $VR$  peaks emerging from a relatively low background  $VR$  level.  $VR$  values begin around 20 per cent, which is when the predicted data are mainly matching the noise and the signal beginning, and increase up to the largest  $VR$  peak reaching nearly a value of 69 per cent at the OT, corresponding to the overall best fit. After this major peak the  $VR$  slowly decreases. Yet, a secondary peak is observed about 16 s later corresponding to a phase skipping in the moment tensor inversion (Alvizuri *et al.* 2018).

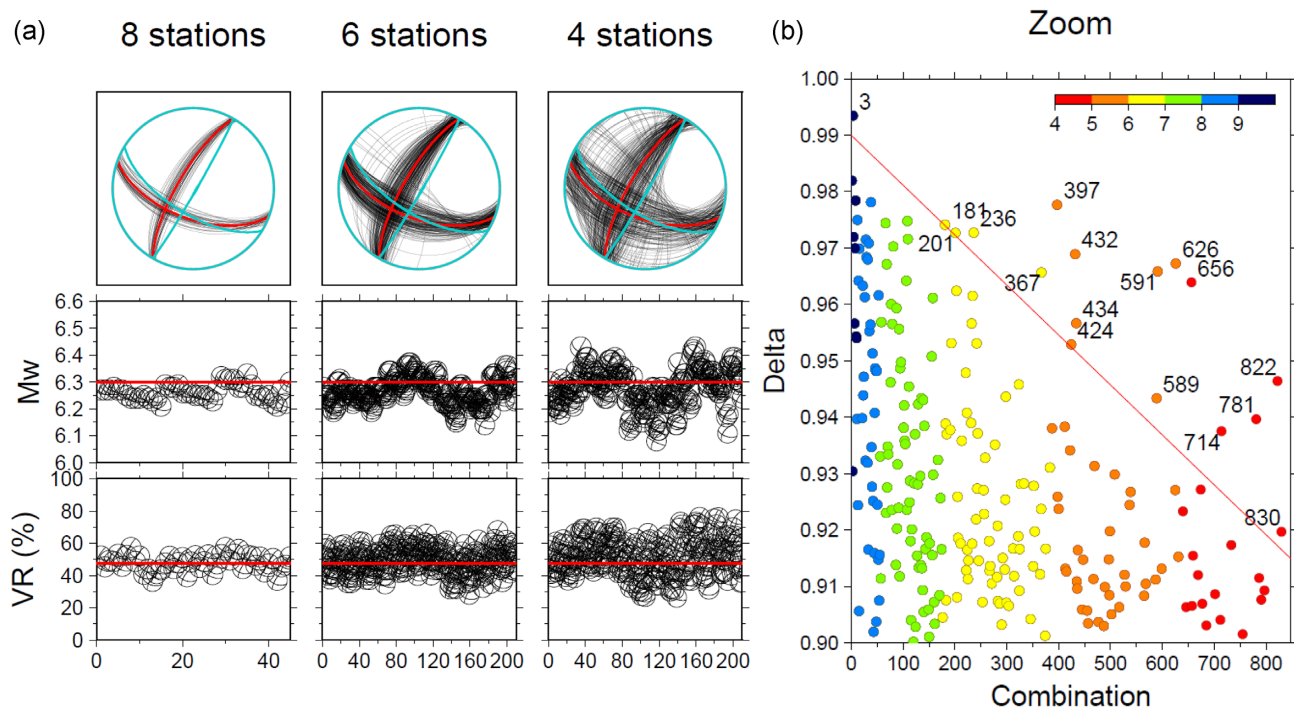
The GRiD MT results obtained for the Al Hoceima earthquake show an accurate characterization of the seismic source (Figs 6 and 7). Indeed, the event is detected in this example exactly at the OT (04:22:02 UTC), and is located at the gridpoint (35.5° N, -3.5° E, 10 km depth), corresponding to a difference of ~28 km away in distance and 5 km in centroid depth from the GFZ reference location (Tables 1 and 2). The 10 km depth associated with the maximum  $VR$  value is the closest to USGS and GFZ. Such distance and depth difference is considered satisfactory given the inverted wavelength of ~100 km (25–50 s period) and the grid spacing (0.25°

in latitude and longitude). The GRiD MT’s strike-slip mechanism (Fig. 7) is also in good agreement with published solutions (USGS, Buforn *et al.* 2017), and with the one obtained with an extended data set (Fig. 3). Indeed, the similarity (Rivera & Kanamori 2014) between the GRiD MT optimal focal mechanism and the one from the 10-stations solution is approximately 84 per cent. Additionally, the resulting magnitude is only 0.1 lower than the one presented in Table 1 ( $M_w$  6.3). It is in fact equivalent to the USGS, INGV and GFZ magnitudes, and to published inversions by Stich *et al.* (2020). More precisely, the moment tensor inversion reveals a  $M_w$  6.33 magnitude (Fig. S4, Supporting Information).

#### 4.2. The $M_w$ 5.2 Northern Algeria earthquake (2016 May 28)

On 2016 May 28, an  $M_w$  5.2 earthquake occurred in Northern Algeria. Because of its location to the eastern part of the grid, it helps estimate the performance of the defined GRiD MT algorithm for a lower magnitude than the one of the Al Hoceima earthquake in 2016 January. The GRiD MT procedure is the same as the one described in the previous section. Fig. 8 represents the temporal  $VR$  variation and shows a single peak of  $VR$  with a large value of 73.62 per cent obtained 5 s after the OT (23:54:58 UTC). Yet, the curve pattern is different from the previous case. Here, the  $VR$  shows multiple local maxima of comparable amplitude redeeming potentially more





**Figure 4.** Station combination determination using a Jackknife approach. (a) Results (focal mechanisms, moment magnitude  $M_w$  and variance reduction  $VR$ ) of the station sensibility analysis performed for combinations composed of 8, 6 and 4 stations for the 2016 January 25 event. The mechanism in red is the reference focal mechanism obtained with 10 stations (Fig. 3), and the one in blue is from Burford *et al.* (2017). (b) Similarities (delta) with values larger than 0.9 (delta = 1 when identical, 0 for ‘opposite’ mechanism,  $P$ - $T$  flipped) between the reference moment tensor solution and the ones obtained from all 874 combinations. The colour scale shows the number of stations in each combination. The red line symbolizes the compromise between large delta values and number of stations. Solutions above the line are considered as a good compromise, and are further investigated for selecting the final GRiD MT combination.

problematic the identification of a global maximum (see the discussion section). It indeed illustrates the difficulty that can be observed in a fully operational procedure to automatically detect in real time the correct location, OT and focal mechanism.

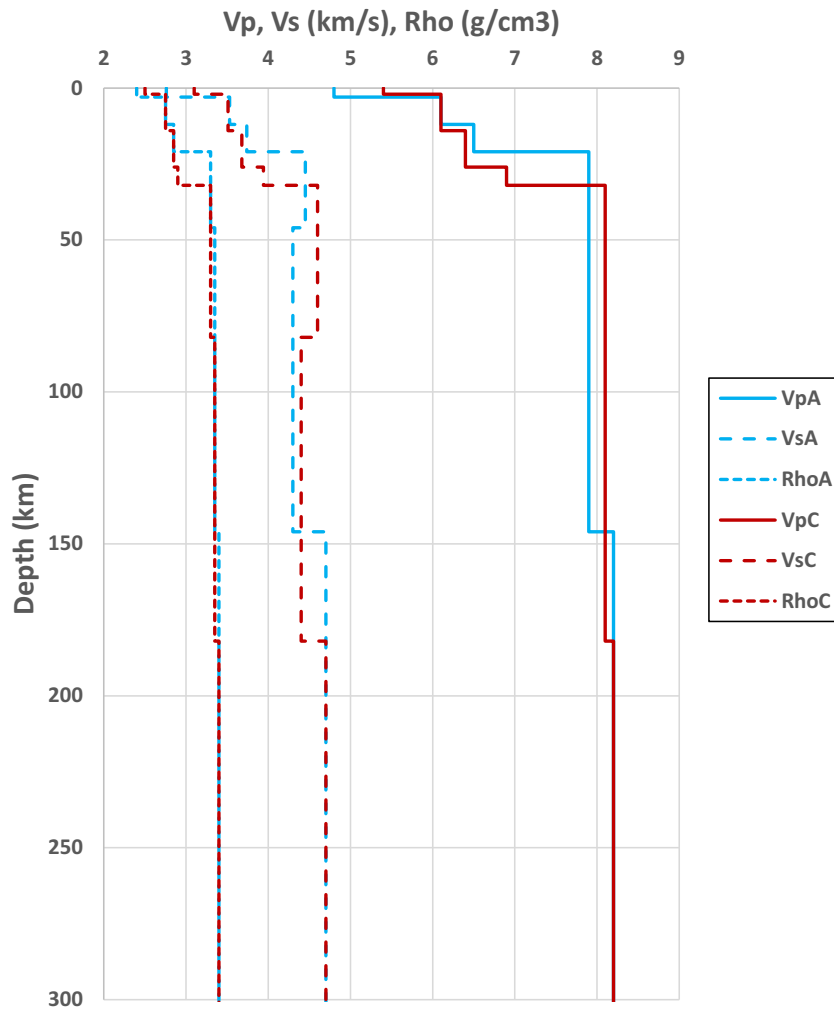
The  $M_w$  5.4 magnitude is slightly overestimated compared to the GFZ, INGV and GCMT magnitudes (respectively,  $M_w$  5.2,  $M_w$  5.3 and  $M_w$  5.3), but it is in agreement with the USGS published solution again. Also, the depth of 10 km associated with the maximum  $VR$  value is identical to INGV and GFZ computed depths, and the closest to USGS and GCMT (12 km). Moreover, the corresponding focal mechanism is a reverse type oriented NNE-SSW, in agreement with published solutions (Fig. 9). Indeed, similarities are higher than 55 per cent, reaching 76 per cent with the USGS solution. The main difference is observed in the dip value for the GRiD MT solution. On the other hand, the GRiD MT location is further north, near to the coast. This gridpoint having this largest  $VR$  value is located less than 50 km away from the catalogue location (CSEM), but also from USGS location. The GRiD MT location is slightly more offshore in the Mediterranean Sea because of the missing stations in Algeria and the velocity models. Comparable results for eastern events are discussed in the next part.

#### 4.3. Results for all selected events

The GRiD MT method applied to all the regional earthquakes listed in Table 1 with the selected parameters demonstrates the feasibility of its implementation in the Ibero-Maghreb region. Fig. 10 shows that the GRiD MT results procure very similar solutions to those from GFZ.

Globally, all western events (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 13 and 14 in Table 1) are well characterized and well located. Their similarity with their reference solution is always higher than 64 per cent, except event 5 with a 50 per cent similarity (Table 2). The distances between the GRiD MT and the GFZ locations are less than 12 km, except for events 3, 10 and 14 within a <35 km radius. Except for some isolated values previously cited for event 3, 5, 10 and 14, all source parameters are well characterized. Results for eastern events (1, 9, 10, 11 and 12 in Table 1) are more mitigated. For events 1 and 12, solutions exceed 70 per cent of similarity and 65 per cent of  $VR$ , and are contained in a 5 s range around the reference OT, and located less than 18 km away for the published epicentres. On the other side, like for the 2016 May 28 (event 9) previously studied (Figs 8 and 9), event 11 is the event showing the largest error in term of location. It is found further north,  $\sim$ 80 km away from the GFZ location, but its focal mechanism is in good agreement with the published GFZ one (Fig. 10). Previous analysis of GRiD MT results obtained in other regions where the system is in place show similar distance errors (Tsuruoka *et al.* 2009; Guilhem & Dreger 2011; Lee *et al.* 2013). GRiD MT solutions are mostly found within 1–2 gridpoints of the events. Such differences in location are expected when considering long-period waveforms for determining the centroid position as opposed to more precise approaches using higher frequency waves. Distance, similarity, magnitude and OT differences are summarized in Table 2 for all 14 events.

Globally, maximum  $VR$  values are larger than 60 per cent, except for events 5 and 14 around 40 per cent. In both presented case (the  $M_{6.4}$  Al Hoceima earthquake and  $M_w$  5.2 in Northern Algeria in 2016), they first fluctuate in time between 20 and 30 per cent (Figs 6 and 8), and progressively increase to reach a maximum value at



**Figure 5.** Velocity models used for GRiD MT waveform inversion in the Ibero–Maghreb region: *P* (solid line) and *S* (dashed line) waves velocities, and density (rho, dotted line) according to depth for the model *a* (in blue) and the model *c* (in red) published by Stich *et al.* (2003). Reference model *a* is used to represent the oceanic propagation (applied to PAB, PESTR and ORIF stations), and reference model *c* to image mixed propagation paths (applied to MDT and MTLF stations).

~69 and ~74 per cent respectively, once the 500 s time window start at the OT. More events and a longer period of time are needed to quantify precisely a VR threshold conferring a detection alert, but we can observe a notable difference with a ‘background’ VR.

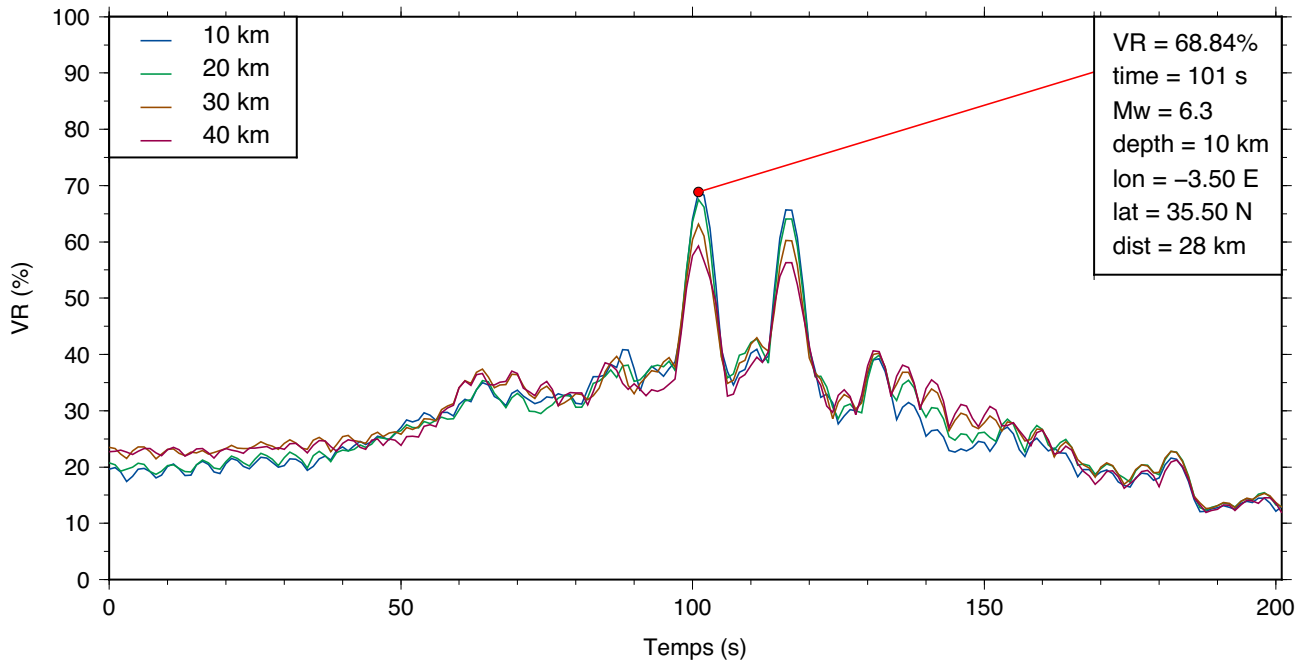
We note that for the previously described  $M < 5.5$  events in the eastern part of the grid, the GRiD MT locations are found shifted to the North. The relative position of the stations with respect to the epicentres, implying a different azimuthal coverage and distance range for the western and eastern parts of the grid, and the velocity models that include oceanic propagations, are two possible reasons to explain the contrast between western and eastern GRiD MT results. In particular, stations are absent to the south and east of the study region, therefore eastern events are more distant from the selected stations (Figs S4 and S5, Supporting Information). Regarding the velocity model, we considered a mixed seismic wave propagation model for MDT and MTLF stations, but for eastern events, propagation is either essentially continental (MDT) or essentially oceanic (MTLF). This may explain why the GRiD MT method has the capacity to well characterize lower magnitude events ( $5.5 > M_w > 4.8$ ) in the West and not in the East.

Fig. 11 shows that the GRiD MT  $M_w$  are in good agreement with GCMT solutions, whereas comparison with GFZ  $M_w$  values

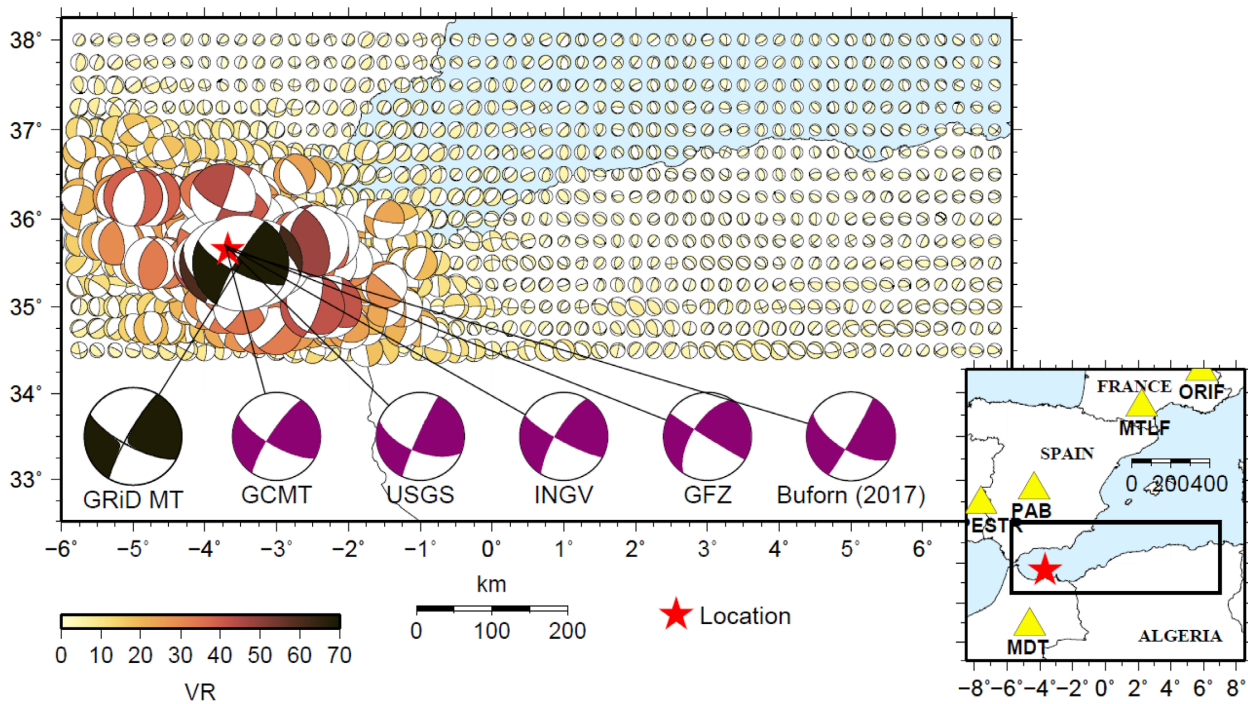
shows slightly more scatter. The GRiD MT and GCMT magnitudes fit with a 1:1 relationship, meaning they are very similar, while the GRiD MT and GFZ magnitudes suggest a  $\pm 0.1$  or  $\pm 0.2$  deviation. Globally, GRiD MT magnitude is well estimated. All solutions are contained within a  $\pm 0.2$  range with respect to reference magnitudes, which is an acceptable uncertainty considering that the method does not compute the magnitude in optimal conditions (grid spacing and unique period band). Nevertheless, this uncertainty is acceptable for tsunami warning purposes. Such differences in magnitude  $M_w$  estimation is common among GRiD MT implementation (Tsuruoka *et al.* 2009; Guilhem & Dreger 2011), as well as between institutions and methods.

## 5 DISCUSSION AND CONCLUSION

The GRiD MT method applied to the selected events in the Ibero–Maghreb region characterizes well the focal mechanism, the centroid location and depth, the magnitude, and also the time origin. It is based on the determination of the maximum *VR* value computed in a time range. Tsuruoka *et al.* (2009) observed a single major peak in the temporal evolution of *VR*, which was the foundation of their



**Figure 6.** Temporal *VR* evolution for the 2016 January 25 earthquake 100 s before and 100 s after the catalogue OT. Each coloured line represents the maximum *VR* values over the grid for each depth (10, 20, 30 and 40 km) and each time step (here 1 s). The red dot shows the overall maximum *VR* and it indicates the optimal GRiD MT solution (OT, depth, location, magnitude and distance from the reference epicentre from GFZ).



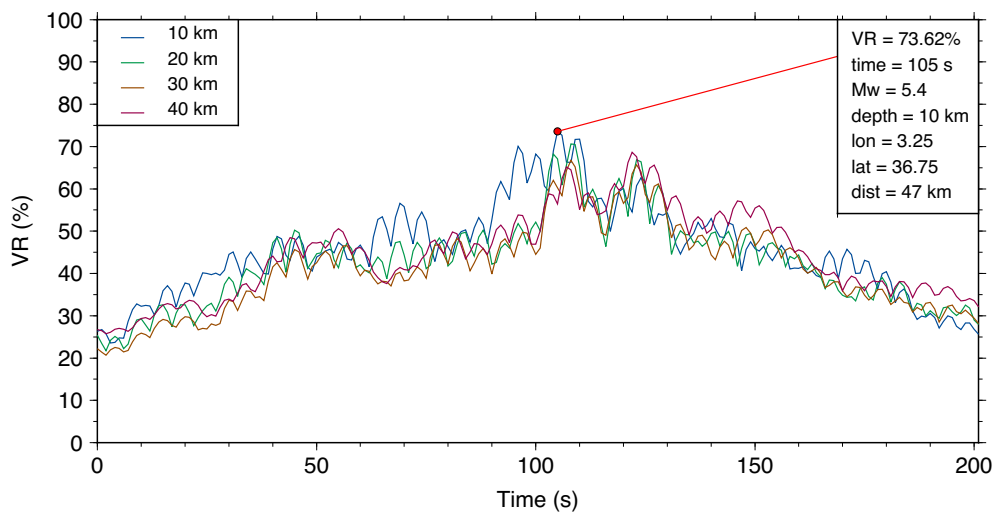
**Figure 7 .** Map of the GRiD MT results for the 2016 January 25 Al Hoceima earthquake at the optimal GRiD MT OT (04:22:02 UTC) and depth (10 km). GRiD MT focal mechanisms for each gridpoint are colour-coded by their *VR* value. The optimal solution (in black) is compared with the solutions from USGS, Buform *et al.* (2017), and other agencies.

earthquake detection algorithm. In the Japanese algorithm, an event is then detected after a time window (20 s in their case) following the one recording the optimal solution, meaning less than 40 s after the OT. However, we observe in some cases, in particular for the *M*6.4 Al Hoceima earthquake (Fig. 6), two major (and possibly more) *VR* peaks separated by about 15 s. The first peak corresponds

to the expected solution while the second peak is systematically associated with the ‘opposite’ focal mechanism, a well know effect (Zahradnik *et al.* 2008) called flipped *P-T* axes (Zahradnik & Sokos 2018). The multiple peak effect can be explained by the time shift between the observed and the predicted data during the time inversion. As the predicted data are compared with the observed data

**Table 2** Comparison with reference solutions (from GFZ and USGS). Columns from left to right: number of event, OT difference, epicentral distance, similarity (or angle delta) and magnitude difference. The events that are used in the selection process of the inversion parameters are in bold.

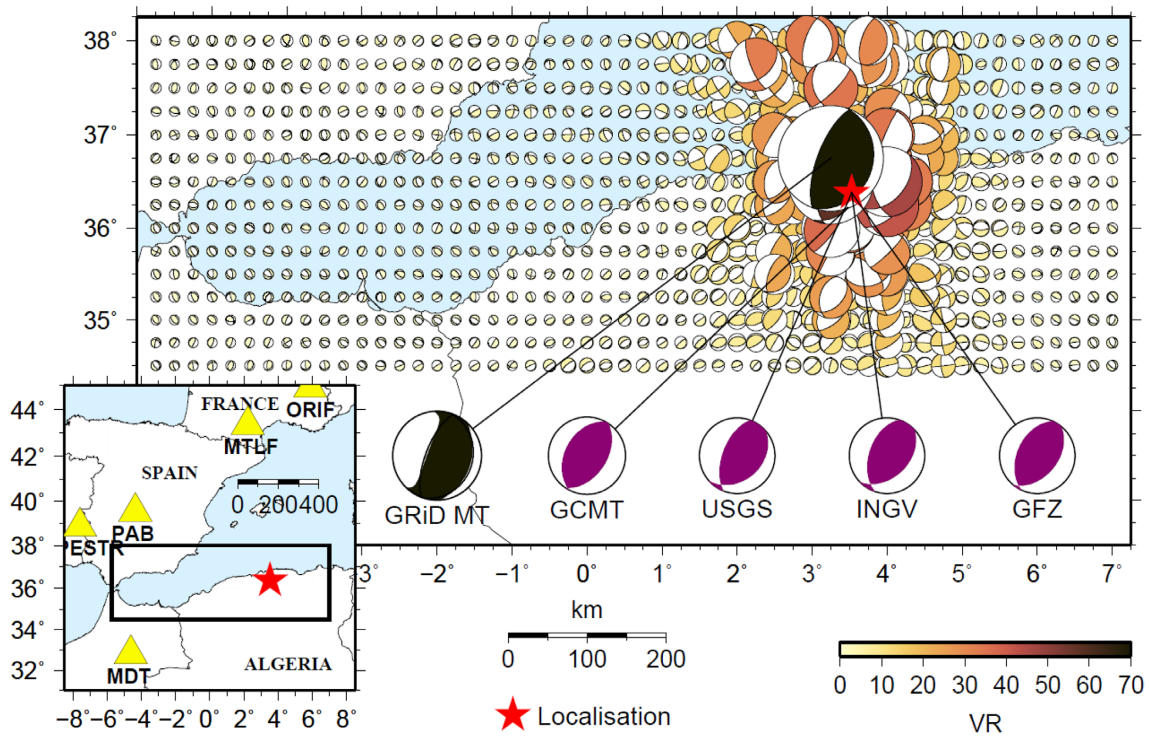
Event	OT difference with GFZ (s)	Distance from GFZ (km)	Similarity with GFZ (per cent)	Magnitude difference with GFZ	OT difference with USGS (s)	Distance from USGS (km)	Similarity with USGS (per cent)	Magnitude difference with USGS
1	+ 5	17.8	74.5	0	+ 6	22.3	78.8	0
2	+ 1	6.5	72	+ 0.1	+ 2	16.1		0
<b>3</b>	<b>0</b>	<b>28.6</b>	<b>78.4</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>23.3</b>	<b>61.7</b>	<b>0</b>
<b>4</b>	<b>+ 2</b>	<b>12.0</b>	<b>90.2</b>	<b>+ 0.1</b>	<b>+ 2</b>	<b>1.4</b>	<b>76.8</b>	<b>+0.1</b>
5	+ 2	5.8	50.2	0	+ 2	1.4		
6	+ 3	11.6	93.4	+ 0.2	+ 3	14.6	88.9	0
7	+ 3	11.6	89.9	0	+ 3	21.0	73.0	+ 0.1
8	+ 2	6.3	76.8	+ 0.1	+ 2	12.7	67.0	+ 0.1
<b>9</b>	<b>+ 5</b>	<b>47.1</b>	<b>59.8</b>	<b>+ 0.2</b>	<b>+ 5</b>	<b>42.5</b>	<b>76.2</b>	<b>0</b>
10	- 3	34.7	60.1	-0.1	-3	16.7	76.2	0
<b>11</b>	<b>+ 9</b>	<b>79.6</b>	<b>78.5</b>	<b>-0.2</b>	<b>+ 10</b>	<b>73.9</b>	<b>46.4</b>	<b>0</b>
12	+ 4	9.4	78.3	-0.1	+ 4	9.9	46.4	-0.1
13	+ 2	10.8	80.7	+ 0.2	+ 3	19.1		0
14	+ 1	28.4	64.2	-0.2	+ 1	22.4		



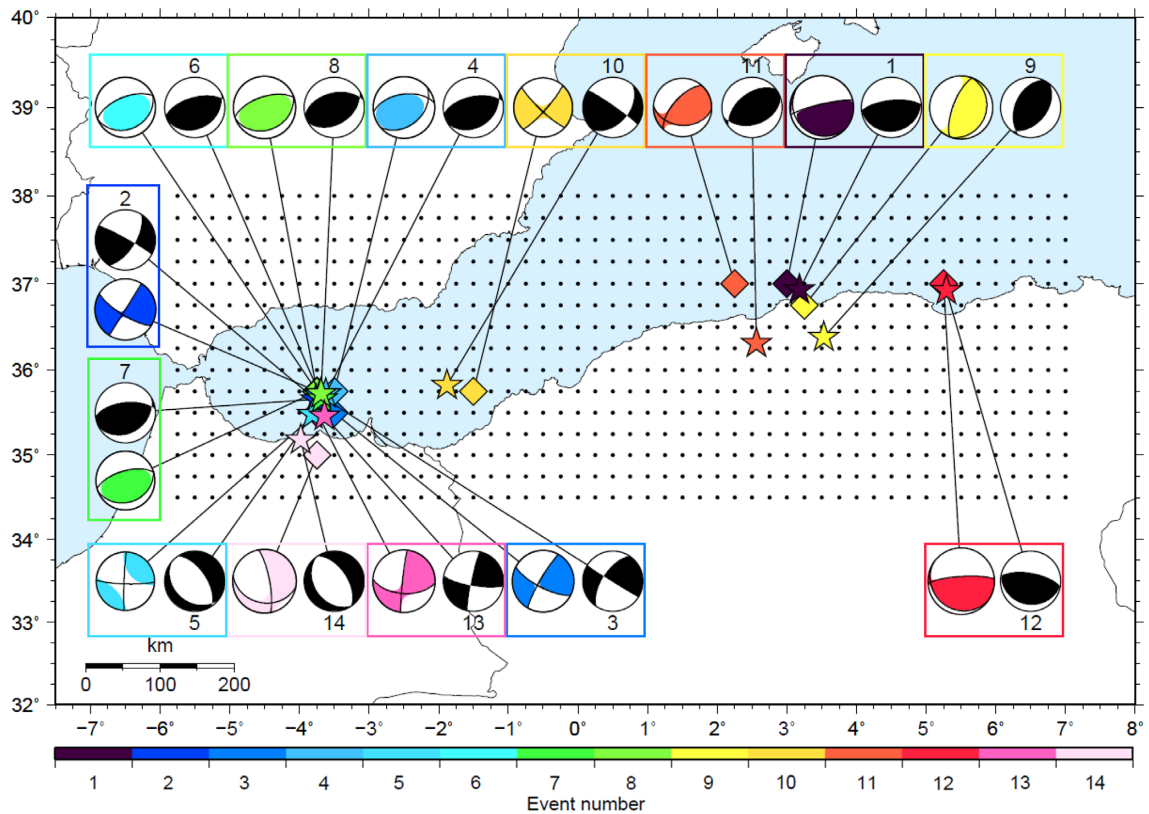
**Figure 8** . Temporal *VR* evolution for the 2016 May 28 event. Each coloured line represents the maximum *VR* values over the grid for each depth (10, 20, 30 and 40 km) and each time step between 100 s before and after the catalogue OT. The red dot shows the overall maximum *VR* that provides the optimal solution (OT, depth, location and magnitude).

every second, without any *a priori* information regarding the OT of a potential earthquake, they are theoretically perfectly aligned when their time window starts at the OT. After that time (and possibly before too), data are misaligned and the fit between the observed data and synthetics decreases. But, the seismic data being oscillatory, cycle skipping occurs (Alvizuri *et al.* 2018). It means that, at each wave period, the signal predicted by the correct focal mechanism can fit relatively well the observed one, and at each half-wave period the signal predicted by the focal mechanism with flipped *P-T* axes can also fit relatively well the observed data, which in turn increases the *VR* value and produces a new peak. The time difference between the two peaks seems to be related to the selected frequency band. Indeed, the chosen 25–50 s period band has a half period of in the range 12.5–25 s. For the *M*6.4 Al Hoceima earthquake (Fig. 6), the time difference between the two peaks is 16 s (2016 January 25), which is well inside the half-period interval. The station coverage may also have an effect on the presence of those two peaks. Indeed, the selected station coverage is far from being optimal due to the lack of seismic stations to the south and east of the region under

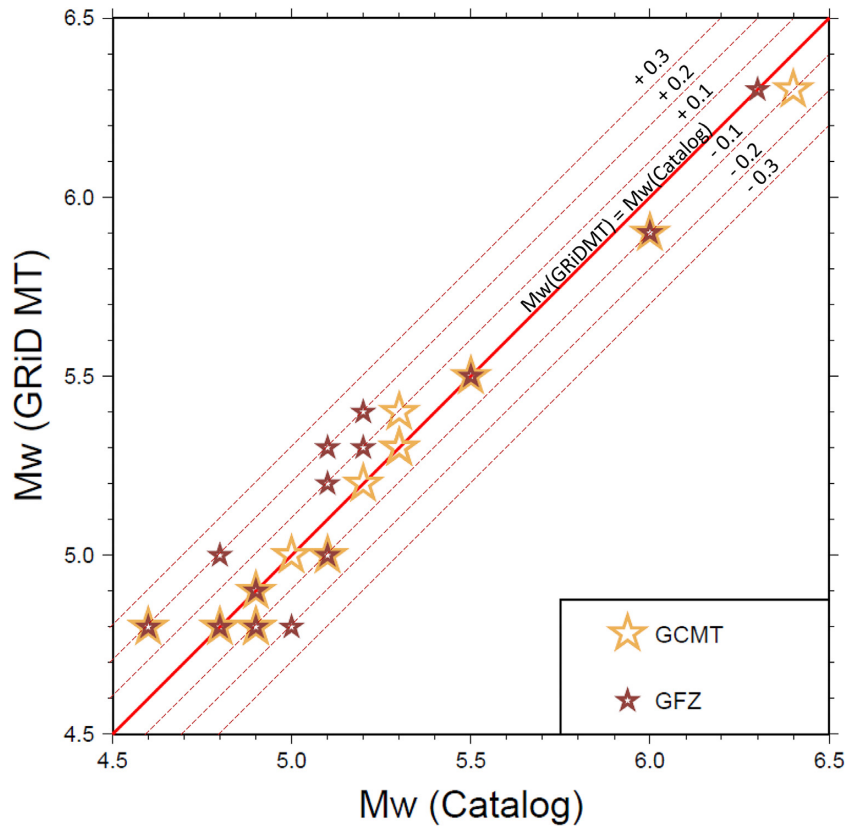
study. This means a partial azimuthal coverage of the radiation pattern. The multiple peaks effect should be monitored to verify that it does not produce confusion in the selection of the optimal solution. Several options are then often proposed. The first one makes use of first arrival polarities to constrain the sense of motion. While it can be easily considered for an *a posteriori* check in manual moment tensor solutions, it remains difficult to be applied in a continuous and near-real-time stand-alone algorithm. Similarly, for the large magnitude earthquakes, the use of continuous GPS data could also carry information on the fault motion. Used in addition to seismic data in a GRiD MT algorithm as proposed by Guilhem & Dreger (2011), such confusion in detection should be removed. Nonetheless, such approach is not available when continuous GPS records are missing and for smaller magnitude earthquakes. A third possible approach still under testing is focused on data processing of the *VR* values, and in particular on the smoothing of its temporal evolution in order to decrease the number of secondary peaks. Such proposition is currently in progress and it could be applied coupled to the GRiD MT method. The GRiD MT method applied to past events



**Figure 9** . Map of the GRiD MT results for the 2016 May 28 North Algeria earthquake at the optimal OT and depth (10 km). GRiD MT focal mechanisms are colour-coded by their *VR* value. The optimal solution (in black) is compared to solutions from GCMT, USGS, INGV and GFZ.



**Figure 10** . Map of the GRiD MT positions (diamonds) with their associated reference positions published by GFZ (stars). Each colour represents a studied event with its according numbering (Table 1). Coloured focal mechanisms are GRiD MT solutions and black ones are GFZ or IGN solutions. Focal mechanism of event 1 (purple) show result computed from a set of four stations (without station PESTR, which was unavailable at the event occurrence time).



**Figure 11** . Comparison between GRiD MT computed magnitudes and catalogue magnitudes (yellow stars for GCMT and smaller brown stars for GFZ). The red line is representing the 1:1 relationship. The dashed lines show the  $\pm 0.1$ ,  $0.2$  and  $0.3$  deviations.

with the selected parameters demonstrates the feasibility of its implementation in the Ibero–Maghreb region. The targeted events are detected and characterized with a level of uncertainties that is in agreement with a rapid earthquake detection procedure, and with the limited number of stations.

More specifically, all western events are well characterized by GRiD MT, with similar location and depth, time origin, magnitude and focal mechanism to reference solutions. It is probably due to a better station coverage and closer stations (MDT in Morocco, PAB in Spain and PESTR in Portugal), or/and a more appropriate velocity model for stations MDT and MTLF in the western region. However,  $M < 5.5$  events in the east are not quite well characterized. They tend to be more severely mislocated.

Nevertheless, this effect could be averted if a high-quality seismic station can be found in the east to complete the already selected station set. Moreover, another way of improvement could be to use a filtering period band varying as a function of magnitude (which however is not *a priori* known). Indeed, in that region, the  $M \sim 6$  events are well characterized, whereas  $M \sim 5$  magnitude events are less well resolved, suggesting that the period band used may not be optimally adapted to these last. A possibility would be to run several instances of the GRiD MT code in parallel, each one using distinct parameters, with respect to period band and/or station set. This idea also allows the characterization of larger events, but acknowledging that the point source approximation used here may become a limitation (Guilhem & Dreger 2011).

Finally, we show that this method helps to correctly detect, locate and characterize earthquakes in the region with magnitude higher than 5.5 in less than 10 min. Considering the 2003 Boumerdes

earthquake’s tsunami waves arrival times (Alasset *et al.* 2006), the method would help to fulfill the TSP objectives, and source solutions issued by GRiD MT could be used to provide more adequate rapid source solution for tsunami simulations. Indeed, the moment tensor inversions are calculated in between 6 and 7 min for the 201 s of data considered in the tests presented here using a common Linux workstation (i.e. no HPC run is required with the proposed setup). This represents a total of 630 240 inversions for 3120 gridpoints and for the 201 time steps. Computational time could be divided by a factor of 2 by considering a time step of 2 s. To process the data of one station (instrumental response, filter, etc.), less than 2 s is needed. More specifically, the GRiD MT algorithm approximately needs 45 s to read the pre-computed sets of data and catalogues of Green’s functions. In a full implementation, they will only be read once. Finally, it spends  $\sim 1.5$  s for each time step (3120 inversions for each second of data). Thus, by considering a time step of 2 s, the algorithm would have to wait approximately half a second, for records of the next 2 s of real data, before running the computation for the next time step. In practice, 500 s are added to the computational time to complete the necessary time window before starting the inversion. At the end, this means that the GRiD MT results can be obtained in about 10 min after the occurrence of an event of interest. Such timing suits the time constraints requested by the TSP operators, as it remains within the 15 min recommended for tsunami warning alert. Having more local stations could help to decrease the inverted window length, and thus the overall computational time. Finally, the GRiD MT results, magnitude and focal mechanism, can be used for tsunami simulation by the TSP (Heinrich *et al.* 2021).

## ACKNOWLEDGMENTS

We like to thank the editor, Dr Sidao Ni and Dr Jiri Zahradnik and an anonymous reviewer for their constructive comments that help us improve the presentation and the overall comprehension of our work.

## DATA AVAILABILITY

Seismic data used in this study were provided by international, national and regional seismic networks: the Global Seismograph Network (2014) operated by IRIS/USGS, the Portuguese National Seismic Network (2006), the Rete Sismica Nazionale Network (2006) and the Mediterranean Very Broadband Seismographic Network (1990) operated by the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), the RESIF-RLBP French Broad-band network (1995) and the CEA/DASE broad-band permanent Network (2018) in metropolitan France.

The grid colour map used in this study, perceptually uniform, was extracted from the work of Cramer et al. (2020).

## REFERENCES

- Alasset, P.-J., Hebert, H., Maouche, S., Calbini, V. & Meghraoui, M., 2006. The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw = 6.9, Algeria): modelling and results. *Geophys. J. Int.*, **166**, 213–226.
- Albuquerque Seismological Laboratory/USGS., 2014. *Global Seismograph Network (GSN - IRIS/USGS) [Data set]*. International Federation of Digital Seismograph Networks.
- Allgeyer, S., Daubord, C., Hebert, H., Loevenbruck, A., Schindelé, F. & Madariaga, R., 2013. Could a 1755-Like Tsunami Reach the French Atlantic Coastline? Constraints from twentieth century observations and numerical modeling. *Pure appl. Geophys.*, **170**, 1415–1431.
- Alvizuri, C., Silwal, V., Krischer, L. & Tape, C., 2018. Estimation of full moment tensors, including uncertainties, for nuclear explosions, volcanic events, and earthquakes. *J. geophys. Res.: Solid Earth*, **123**, 5099–5119.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udias, A. & Pro, C., 2004. Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary. *Pure appl. Geophys.*, **161**, 623–646.
- Bufo, E., Pro, C., Sanz de Galdeano, C., Cantavella, J.V., Cesca, S., Caldeira, B., Udias, A. & Mattesini, M., 2017. The 2016 south Alboran earthquake (Mw = 6.4): a reactivation of the Ibero-Maghrebian region? *Tectonophysics*, **712–713**, 704–715.
- Bufo, E., Udias, A. & Pro, C., 2015. Large Earthquakes at the Ibero-Maghrebian region: basis for an EEWS. *Pure appl. Geophys.*, **172**, 2387–2396.
- Cramer, F., Shephard, G.E. & Heron, P.J., 2020. The misuse of colour in science communication. *Nat. Commun.*, **11**, 5444. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-19160-7>.
- Delouis, B., 2014. Fmnear: determination of focal mechanism and first estimate of rupture directivity using near-source records and a linear distribution of point sources. *Bull. seism. Soc. Am.*, **104**, 1479–1500.
- Dreger, D.S., 2003. Tdmt\_inv: time domain seismic moment tensor inversion. *Int. Geophys.*, **81**, 1627. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(03\)80290-5](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(03)80290-5).
- Fonseca, J. F. B. D., 2020. A Reassessment of the Magnitude of the 1755 Lisbon Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **110**(1), 1–17.
- Gracia, E. et al., 2019. Earthquake crisis unveils the growth of an incipient continental fault system. *Nat. Commun.*, **10**, 3482. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11064-5>.
- Guilhem, A. & Dreger, D., 2011. Rapid detection and characterization of large earthquakes using quasi-finite-source green's functions in continuous moment tensor inversion. *Geophys. Res. Lett.*, **38**. <https://doi.org/10.1029/2011GL047550>.
- Guilhem, A., Dreger, D., Tsuruoka, H. & Kawakatsu, H., 2013. Moment tensors for rapid characterization of megathrust earthquakes: the example of the 2011 M 9 Tohoku-oki, Japan earthquake. *Geophys. J. Int.*, **192**, 759–772.
- Guilhem, A., Dupont, A. & Menager, M., 2019. Feasibility Analysis and Implementation of a Rapid Moment Tensor Algorithm (GRiDMT) for Earthquake Monitoring and Tsunami Warning at the French Tsunami Warning Center, in *American Geophysical Union, Fall meeting 2019*, abstract id. #S53G–0555.
- Hamdache, M., 1998. Seismic hazard estimation in Northern Algeria. *Nat. Hazards*, **18**, 119–144.
- Heinrich, P., Jamelot, A., Cauquis, A. & Gailler, A., 2021. Taitoko, and advanced code for tsunami propagation, developed at the French Tsunami Warning Centers. *Eur. J. Mech./B Fluids*, **88**, 72–88.
- Herrmann, R. B., 1978. *Computer Programs in Earthquake Seismology, Volume 1: General Programs*. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University.
- Herrmann, R. B., 2013. Computer programs in earthquake seismology: an evolving tool for instruction and research. *Seismol. Res. Lett.*, **84**, 1081. <https://doi.org/10.1785/0220110096>.
- INGV Seismological Data Centre., 2006. *Rete Sismica Nazionale (RSN)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Italy.
- Instituto Portugu s do Mar e da Atmosfera, I.P., 2006. *Portuguese National Seismic Network [Data set]*. International Federation of Digital Seismograph Networks.
- Johnston, A. C., 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions -III. New Madrid 1811–1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755. *Geophys. J. Int.*, **126**(3), 314–344.
- Kanamori, H. & Rivera, L., 2008. Source inversion of w phase: speeding up seismic tsunami warning. *Geophys. J. Int.*, **175**, 222–238.
- Kariche, J., Meghraoui, M., Timoulali, Y., Cetin, E. & Toussaint, R., 2018. The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016: stress transfer and poroelasticity in the Rif and Alboran Sea region. *Geophys. J. Int.*, **212**, 42–53.
- Kawakatsu, H., 1998. On the realtime monitoring of the long-period seismic wavefield. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **73**, 267–274.
- Lee, S.-J., et al., 2013. Towards real-time regional earthquake simulation I: real-time moment tensor monitoring (RMT) for regional events in Taiwan. *Geophys. J. Int.*, **196**(1), 432–446.
- Lopez-Comino, J.-A., Mancilla, F., Morales, J. & Stich, D., 2015. Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L03301. <https://doi.org/10.1029/2011GL050498>.
- Macpherson, K.A., Ruppert, N.A., Dreger, D.S., Lombard, P.N., Freymueller, J.T., Nicolsky, D. & Guilhem, A., 2013. Towards implementation of the grid mt algorithm for near real-time calculation of moment tensors at the Alaska earthquake information center, in *American Geophysical Union, Fall Meeting 2013*, abstract id. S51A–2314. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2013AGUFM.S51A2314M>.
- Martin, R., Stich, D., Morales, J. & Mancilla, F., 2015. Moment tensor solutions for the Iberian-Maghreb region during the IberArray deployment (2009–2013). *Tectonophysics*, **663**, 261–274.
- Masina, M., Archetti, R., Besio, G. & Lamberti, A., 2017. Tsunami taxonomy and detection from recent Mediterranean tide gauge data. *Coastal Eng.*, **127**, 145–169.
- MedNet Project Partner Institutions., 1990. *Mediterranean Very Broadband Seismographic Network (MedNet)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).
- RESIF., 1995. *RESIF-RLBP French Broad-Band Network, RESIF-RAP Strong Motion Network and Other Seismic Stations in Metropolitan France [Data set]*. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- RESIF., 2018. *CEA/DASE Broad-Band Permanent Network in Metropolitan France [Data set]*. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- Rivera, L. & Kanamori, H., 2014. Diagnosing source geometrical complexity of large earthquakes. *Pure appl. Geophys.*, **171**, 2819–2840.
- Roudil, P., Schindele, F., Bossu, R., Alabrune, N., Arnoul, P., Duperray, P., Gailler, A., Guilbert, J., Hebert, H., Loevenbruck, A., Gutierrez, E. & Damicis, A. The French tsunami warning center for the mediterranean and Northeast Atlantic: CENALT. *Science of Tsunami Hazards*, **32**, 1–7.
- Sahal, A., Roger, J., Lemaire, B., Hebert, H., Schindelé, F. & Lavigne, F., 2009. The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerd s-Zemmouri

- (Algeria) earthquake: field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modelling. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**, 1823–1834.
- Schindelé, F., *et al.* 2015. Implementation and challenges of the Tsunami warning system in the Western Mediterranean. *Pure appl. Geophys.*, **172**, 821–833.
- Stich, D., Ammon, C. & Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the iberomaghreb region. *J. geophys. Res.*, **108**(B3), 2148. <https://doi.org/10.1029/2002JB002057>.
- Stich, D., Mancilla, F., Baumont, D. & Morales, J., 2005. Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *J. geophys. Res.*, **110**, B06306. <https://doi.org/10.1029/2004JB003366>.
- Stich, D., Martin, R., Morales, J., Lopez-Comino, J-A. & Mancilla, F., 2020. Slip partitioning in the 2016 Alboran Sea earthquake sequence (Western Mediterranean). *Front. Earth Sci.*, **8**, 587356. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.587356>.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. & Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, **426**, 295–317.
- Terrier, M., Pedreros, R. & Poisson, B., 2007. Tsunamis: Etude de cas au niveau de la côte méditerranéenne française. Rapport de synthèse. BRGM/RP-55765-FR.
- Tsuruoka, H., Kawakatsu, H. & Urabe, T., 2009. Grid mt (grid-based real-time determination of moment tensors) monitoring the long-period seismic wavefield. *Phys. Earth planet. Inter.*, **175**, 8–16.
- Zahradnik, J., Galovic, F., Sokos, E., Serpetsidaki, A. & Tselentis, A., 2008. Quick fault-plane identification by a geometrical method: application to the Mw 6.2 Leonidio Earthquake, 6 January 2008, Greece. *Seismol. Res. Lett.*, **79**(5), 653–662.
- Zahradnik, J. & Sokos, E., 2018. *ISOLA Code for Multiple-Point Source Modeling*. Springer Natural Hazards.

## SUPPORTING INFORMATION

Supplementary data are available at *GJI* online.

### Supplementary\_materials\_resoumission.docx

Please note: Oxford University Press is not responsible for the content or functionality of any supporting materials supplied by the authors. Any queries (other than missing material) should be directed to the corresponding author for the paper.



### **3.1.2 Analyse sismologique du tremblement de terre Nord Algérien du 18/03/2021 et apport de GRiD MT (article en préparation)**

Après l'occurrence du séisme Nord Algérien du 18/03/2021, la méthode GRiD MT, déjà paramétrée (Partie 3.1.1), a pu être rapidement appliquée. Les résultats de celle-ci sont présentés et discutés dans une étude approfondie de la source sismique dans le but de déterminer l'ensemble des informations nécessaires (i.e., localisation, profondeur, magnitude et mécanisme au foyer) pour des simulations tsunami. Ces travaux incluant analyse sismologique et simulation et propagation des ondes de tsunami à travers la Mer Méditerranée sont présentés dans un article en cours d'écriture. Ici, seuls les aspects de l'étude du séisme sont exposés. Ils font également l'objet d'une présentation à la conférence annuelle de *American Geophysical Union* à Chicago (Décembre 2022).

# Earthquake source and tsunami analysis of the Mw 6.0 event offshore Bejaia (Algeria) on March 18, 2021 (Preliminary title)

M. Menager<sup>1,2</sup>, A. Trilla<sup>1</sup>, A. Gailler<sup>1</sup>, B. Delouis<sup>2</sup>, P. Heinrich<sup>1</sup>, H. Hébert<sup>1</sup>, A. Dupont<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup> Université Côte d'Azur, CNRS, Observatoire de la Côte d'Azur, IRD, Géoazur, 250 rue Albert Einstein, 06560 Valbonne, France.

5 December 2022

## 1 INTRODUCTION

On March 18, 2021, at 00:04:06 UTC (01 : 04 : 06 local time), an offshore earthquake occurred about 21 km away from the town of Bejaia in northern Algeria. This event is the strongest event recorded in the region since 2016. Despite its moderate moment magnitude ( $M_w=6.0$ ) it generated tsunami waves travelling across the Mediterranean Sea toward Spain and France that were recorded by tide gauges.

The earthquake occurred on the Eurasian-African plate boundary, corresponding to the Algerian margin, which is the location of an important seismic activity (Delouis, 2004 ; Braunmiller and Bernardi, 2005a; Stich et al., 2005a ; Stich et al., 2006, Buforn et al., 2015, Buforn et al., 2017). The margin extends from the Strait of Gibraltar to Tunisia, passing through southern Spain, northern Morocco and northern Algeria (Fig. 1). It is characterized by the occurrence of low to moderate magnitude earthquakes ( $M < 5$ ), and by some exceptional  $M5+$  events (Buforn et al.1995). These regional events are recorded by a pool of seismic stations, called backbone network, that is composed of approximately a hundred stations from all around Europe and North Africa and from different networks. Fig. 1 shows a faction of these stations used in the study.

The convergence between the African and Eurasian plates causes a NNW-SSE regional compression and creates multiple reverse faults, which are completed by strike-slip faults (Buforn et al., 1995 ; Buforn et al., 2004 ; Alasset et al., 2006 ; Stich et al., 2006). The convergence is estimated at about 6 mm/yr in northeastern Algeria, and at about 7.6 mm/yr in Northwestern Algeria (Buforn et al.2004).

While many large earthquakes occurring in northern Algeria are located onshore, some others are located offshore (Fig. 1). The 2021 Bejaia mainshock is the largest event to occur offshore since the Mw 6.8 Boumerdes earthquake in 2003, which also generated a small-amplitude tsunami that propagated across the Western Mediterranean Sea to the French coasts (Alasset et al., 2006, Sahal et al., 2009). Furthermore, noticeable historic tsunamis are reported within the region after seismic events in 1365, 1802, 1856, 1954, and 1980 (Roger and Hébert, 2008 ; Sahal et al, 2009 ; Gailler et al., 2013). The tsunami occurrence in the region is likely related to active submarine thrust-and-fold structures that can be connected with continental faults (Alasset et al.2006).

Given its potential tsunamigenic hazards, the northern Algerian margin is a region of interest for the French Tsunami Service Provider (TSP) (also known as CENALT) (Gailler et al., 2013, Schindelé et al., 2015). CENALT, operating since 2012, belongs to

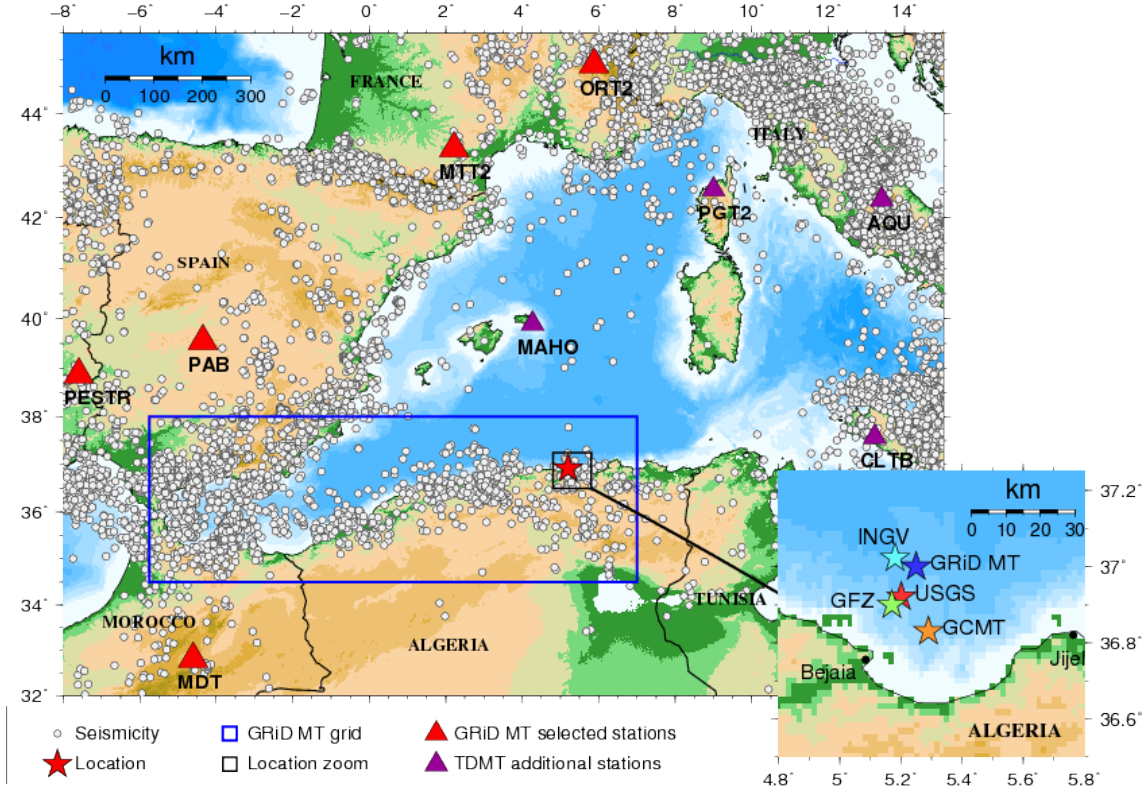
**Table 1.** Event characteristics published by different agencies and GRiD MT.

Solutions	Origin time (UTC)	Mw	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)
USGS	00 : 04 : 06	6.0	36.92	5.20	8
GCMT	00 : 04 : 11	6.0	36.83	5.29	12
GFZ	00 : 04 : 07	6.0	36.90	5.17	10
INGV	00 : 04 : 09	6.2	37.02	5.18	13
GRiD MT	00 : 04 : 12	5.9	37.00	5.25	20

the Intergovernmental Coordination Group for the Tsunami Early Warning and Mitigation System in the North-eastern Atlantic, the Mediterranean and connected seas (ICG/NEAMTWS) mandated by the UNESCO. Its main missions are to monitor seismic and tsunami activities, and to issue tsunami bulletins and warnings within 15 minutes after an event of interest to the French authorities and to other subscribing countries (i.e. Italy, Spain, Morocco, Greece, Portugal, and Turkey). The 2021 Bejaia earthquake was the second recorded event after the M6.4 2016 Al Hoceima earthquake (Buforn et al., 2017, Stich et al., 2020), since the birth of CENALT, to generate tsunami waves, and it is thus a significant event for CENALT.

This paper presents results from a joint seismological analysis and a tsunami simulation study of the 2021 Bejaia mainshock. Using regional seismic data and tidal gauge records, the event is characterized as a reverse faulting earthquake on an almost East-West offshore fault. Seismic source inversions help to provide rupture information needed for estimating arrival times and amplitudes with tsunami simulation constrained by observed measurements. Given the operational time response wanted for issuing tsunami warnings it becomes important to implement rapid and reliable seismic source characterization techniques. We present here the results of a seismic moment tensor inversion scheme, called GRiD MT (Kawakatsu, 1998, Tsuruoka et al., 2009, Guilhem et al., 2011, MacPherson et al., 2013, Lee et al., 2013), that performs a continuous waveform scanning over a region of interest and that detects an event (and provides its complete information) if any. A refined moment tensor inversion is also done to complement the GRiD MT solution. A more precise depth and focal mechanism are then obtained and used for the tsunami simulation in the Mediterranean Sea.

Several international agencies published their results in terms of source characteristics. Table 3 shows a selection of them (i.e., USGS, GCMT, GFZ and INGV). The solutions are in good agree-



**Figure 1.** On the top-left frame, the seismicity of the Ibero-Maghrebian region (dots) recorded between January 2012 and March 2022 with magnitudes larger than 2. Location of stations used for the GRiD MT (red) and the TDMT (red and violet) inversions are given by triangles. The Bejaia earthquake is located by the red star. The extent of the GRiD MT grid is shown by the blue rectangle and a zoom on the earthquake location by the black rectangle. On the bottom-right frame, a zoom on published locations (stars) is presented: green for GFZ, red for USGS, light blue for INGV and orange for GCMT. The darker blue star is the GRiD MT optimal location.

ment both regarding the focal mechanism of the event and its location (Fig. 1). For all of them, the origin time of the event is contained in a range of five seconds centred around 00 : 04 : 07 UTC (Table 3), and hypocenters are located within a radius of 24 km at approximately 10 km depth. Except for the INGV solution (Mw 6.2), the moment magnitude is estimated at 6.0.

## 2 EARTHQUAKE SOURCE INVERSION

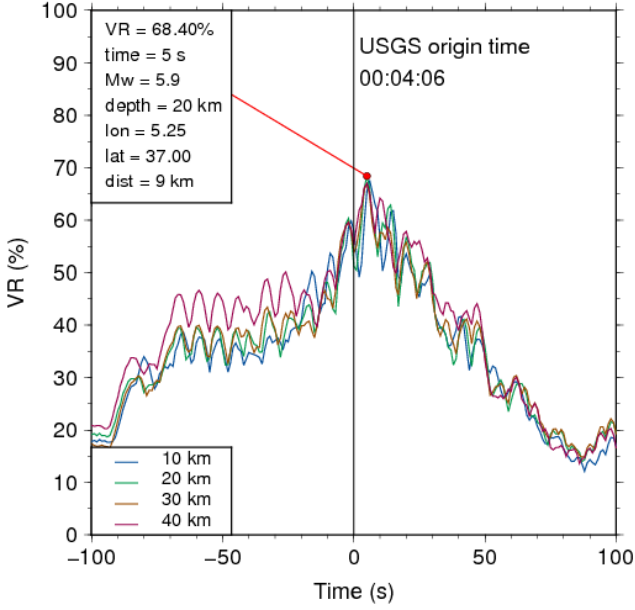
### 2.1 GRiD MT approach for an automated source characterization

Earthquake focal mechanism is needed for understanding the nature of the fault rupture as well as for potential following earthquake and tsunami modelling analysis. The CENALT’s mission also requires a rapid identification of the events. The method called GRiD MT (Kawakatsu 1998) allows for both a rapid and reliable source detection and characterization. Indeed, it is used to determine the event’s origin time, location (latitude, longitude, depth), moment magnitude as well as its focal mechanism. The approach makes use of automated time-domain moment tensor inversions performed at different potential source hypocenters over a 3D grid. Several seismological centers around the world use it in their seismic monitoring algorithms (Tsuruoka et al., 2009 ; Guilhem et al., 2011 ; MacPherson et al., 2015 ; Lee et al., 2013). Guilhem et al.

(2011) and Guilhem et al. (2013) also showed its interest for the detection of large and potentially tsunamigenic earthquakes, and in particular for the 2011 Mw 9.1 Tohoku-oki earthquake in Japan.

The approach GRiD MT has recently been tested for earthquakes occurring along the Algerian margin (Guilhem et al., 2019, Menager et al., in prep). Its implementation in the routine process at CENALT is undertaken. It works with a limited number of five broadband stations that are selected over a pool of regional stations, called Backbone network, providing reliable realtime data to CENALT in the western Mediterranean region: IM.MDT, IU.PAB, PM.PESTR, RD.MTLF, and RD.ORIF (here, network code followed by station name). The three-component seismic waveforms from these five selected stations are deconvolved with the instrument response, integrated to displacement, and filtered between 25 and 50 s period. Green’s functions needed in the moment tensor analysis and representing the impulse response of the Earth to a point source are computed with the CPS package (Herrmann 2013) using two 1D velocity models from Stich et al. (2003): the model a applied for oceanic propagation paths, and the model c for mixed propagation ones (Fig. A1). The grid covering the Algerian margin ranges from 34.50° to 38.00°N in latitude, and from -5.75° to 7°E in longitude. Because CENALT is interested in potentially tsunamigenic earthquakes, only four source depths are considered: 10, 20, 30 and 40 km.

The GRiD MT solution is defined by the variance reduction (VR) value (Equation 1). It assesses the fit between the observed



**Figure 2.** Temporal evolution of the variance reduction (VR) values (in %) for the 18 March 2021 event, between 100 s before and after the origin time defined by USGS. Each line corresponds to one of the 4 tested depths (10, 20, 30, and 40 km). The red dot shows the overall maximum VR and it indicates the optimal GRiD MT solution (difference with USGS origin time, depth, location, magnitude and distance from the USGS epicentre).

and the predicted data during the inversion. The higher the VR value is, the better is the fit, and so is the solution's confidence.

$$VR = \left[ 1 - \frac{\sum_i (data_i - synthetic_i)^2}{\sum_i data_i^2} \right] \times 100 \quad (1)$$

Fig. 2 shows the results of the rapid GRiD MT approach defined for the region of interest between 100 s before and 100 s after the USGS event origin time ( $OT_{USGS}$ ). The maximum peak of VR (68.4 %) is detected 5 s after the  $OT_{USGS}$  ( $OT_{GRiDMT}$ : 00:04:12 UTC, Fig. 2), at the grid point having the coordinates 37.00°N/5.25°E (Fig. 2 and Fig. 3).

The best GRiD MT solution (i.e., the one having the maximal VR value) is found at 20 km depth, with a magnitude Mw 5.9 (Fig. 2). The depth of the event is not well constrained, since we observe similar temporal VR evolutions for the four tested depths. Indeed, for all of them, a progressive VR increase is observed, starting around 20 s when the predicted data is mainly fitting the noise and the signal beginning. Multiple secondary peaks are noticed independently of depth. They can be explained by successive waveform dephasings during the inversion and related to the selected frequency band and station combination.

This optimal location is in good agreement with the USGS and INGV epicenters (Fig. 1 and Fig. 3) at 9.8 km and 6.6 km distance respectively, and is further away to the North from the GFZ and GCMT locations (13.2 km and 19.2 km distance respectively). The earthquake focal mechanism is reverse, with nodal planes oriented EW and NWW-SEE, with a strong double-couple component, and is very similar to published solutions (Fig. 2). The similarity (Rivera and Kanamori 2014) of the computed focal mechanism with the USGS solution is 76.13 % (68.79 % with GCMT, 78.35 % with GFZ, and 75.99 % with INGV). The GRiD MT strike, dip

and rake angles are respectively 266°, 79°, 81°, and can be used for tsunami modelling studies.

Given the large number of inversion results over the grid, it is possible to clearly identify the region where the earthquake rupture occurred. Fig. 4 shows the VR contours using for each point of the grid the maximum VR value recorded between 6 s before and after the  $OT_{GRiDMT}$ , independently of the depth. This time range is related to the frequency band and corresponds to approximately a quarter period. The approximately 78 km by 21.7 km wide area with high VR (i.e., > 60 %) is concentrated near the optimal GRiD MT solution and the USGS location.

## 2.2 Refined moment tensor inversion

More in-depth deviatoric moment tensor inversions are performed with the time-domain moment tensor (TDMT.INVC) inversion algorithm (Dreger 2003), as well as double-couple moment tensor with FMNEAR algorithm (Delouis 2014), to validate and/or complement the GRiD MT solution (Fig. 5). A total of 9 seismic stations is considered using the 5 GRiD MT stations completed by 4 additional stations (MN.AQU, MN.CLTB, WM.MAHO, and RD.PGF), also belonging to the CENALT's backbone network (Fig. 1). Waveforms are processed in the same manner (deconvolution, integration to displacement, filtering between 25-50 s period). A comparative study of the waveform inversion at the GRiD MT, the GCMT and the USGS epicentres (Table 1) is presented.

Source inversions are calculated between 10 and 40 km depth, with a 2 km depth step for TDMT inversions and 1 km step for FMNEAR, in an attempt of constraining the event depth. Fig. 5 shows depth variations of the focal mechanisms and the VR values for the three locations. Even though the event is better modelled between 10 and 25 km depth for all epicentres, no significant peak of VR with depth is observed in this depth range. All three approaches, GRiD MT, TDMT and FMNEAR indicate that the source depth is difficult to constrain, probably in relation to the lack of near source stations and to the large azimuthal gap in the South.

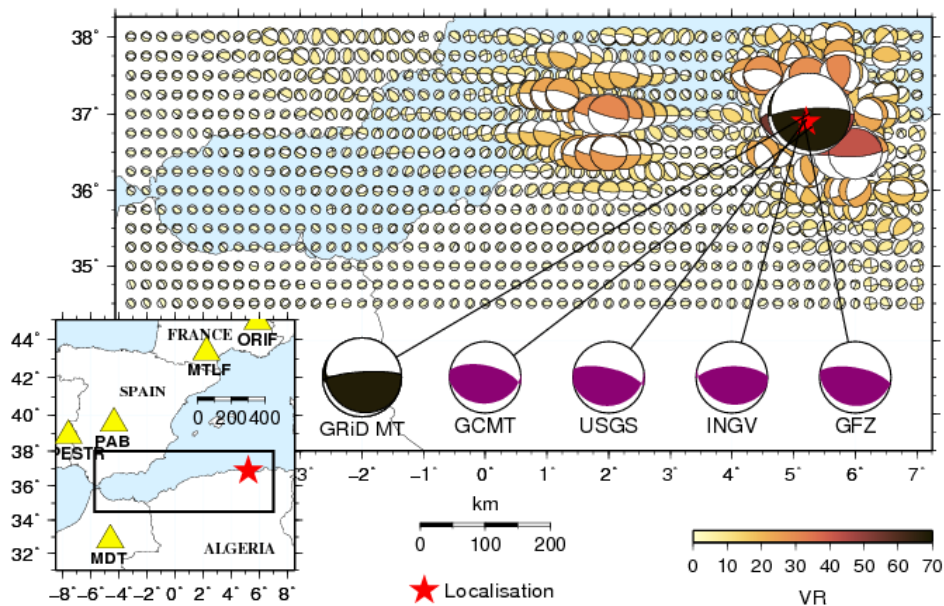
Whereas the depth is not well defined, the TDMT and FMNEAR inversions show (Fig. 5) a well constrained and very similar focal mechanisms independently on the depth and on the approach used for the inversion (Table 2). The GRiD MT solution is slightly different from other solutions, even from TDMT solutions, because of the constraint on the location. The GRiD MT location is defined by the grid-points whereas other solutions have a more precise location. But this difference is negligible, the GRiD MT focal mechanism having a 90 % similarity with the TDMT solution from GRiD MT location.

## 3 TSUNAMI OBSERVATION AND SIMULATIONS

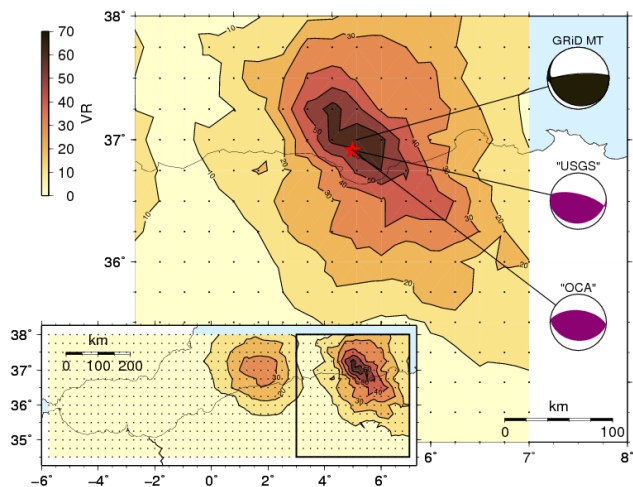
## 4 DISCUSSION AND CONCLUSION

### REFERENCES

- Alasset, P.-J., Hebert, H., Maouche, S., Calbini, V., and Meghraoui, M., 2006. The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw = 6.9, Algeria): modelling and results. *Geophys. J. Int.*, **166**, 213–226.
- Alvizuri, C., Silwal, V., Krischer, L., and Tape, C., 2018. Estimation of Full Moment Tensors, Including Uncertainties, for Nuclear Explosions, Volcanic Events, and Earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **123**, 5099–5119.
- Braunmiller, J., and Bernardi, F., 2005. The 2003 Boumerdes, Algeria earthquake: Regional moment tensor analysis. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L06305.



**Figure 3.** Map of the GRiD MT result for the 18 March 2021 earthquake showing the moment tensor solutions obtained for each grid points at the optimal depth (20 km) and origin time (00:04:12). The red star represents the EMSC location. Focal mechanisms published by USGS from several contributors are shown in purple and are compared to the GRiD MT solution in black. The insert map shows the 5 stations (yellow triangles) used for GRiD MT and the extent (black box) of the grid.



**Figure 4.** Contour map of VR maximal values in each point source of the grid centered around the GRiD MT solution for, in a time period ranging between 6 s before and after the GRiD MT origin time, and for all depths. The smaller map shows the complete grid.

Bufo, E., Sanz de Galdeano, C., and Udias, A., 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, **248**, 247-261.

Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udias, A., and Pro, C., 2004. Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary. *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 623-646.

Bufo, E., Udias, A., and Pro, C., 2015. Large Earthquakes at the Ibero-Maghrebian Region: Basis for an EEWS. *Pure Appl. Geophys.*, **172**, 2387-2396.

Bufo, E., Pro, C., Sanz de Galdeano, C., Cantavella, J.V., Cesca, S., Caldeira, B., Udias, A., and Mattesini, M., 2017. The 2016 south Alboran earthquake (Mw = 6.4): A reactivation of the Ibero-Maghrebian region? *Tectonophysics*, **712-713**, 704-715.

Delouis, B., Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lam-

mali, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F., and Yelles, K., 2004. Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18607.

Delouis, B., 2014. Fmnear: Determination of focal mechanism and first estimate of rupture directivity using near-source records and a linear distribution of point sources. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **172**, 2387-2396.

Dreger, D.S., 2003. Tdmt.inv: Time domain seismic moment tensor inversion. *International geophysics*, **81**, 1627.

Gailler, A., Hébert, H., Loevenbruck, A., and Hernandez, B., 2013. Simulation systems for tsunami wave propagation forecasting within the French tsunami warning center. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **13**, 2465-2482.

Guilhem, A., and Dreger, D., 2011. Rapid detection and characterization of large earthquakes using quasi-finite-source green's functions in continuous moment tensor inversion. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L13318.

Guilhem, A., Dreger, D., Tsuruoka, H., and Kawakatsu, H., 2013. Moment tensors for rapid characterization of megathrust earthquakes: the example of the 2011 M 9 Tohoku-oki, Japan earthquake. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **3192**, 759-772.

Guilhem, A., and Dupont, A., and Menager, M., 2019. Feasibility Analysis and Implementation of a Rapid Moment Tensor Algorithm (GRiD MT) for Earthquake Monitoring and Tsunami Warning at the French Tsunami Warning Center. *AGU2019*, S53G-0555.

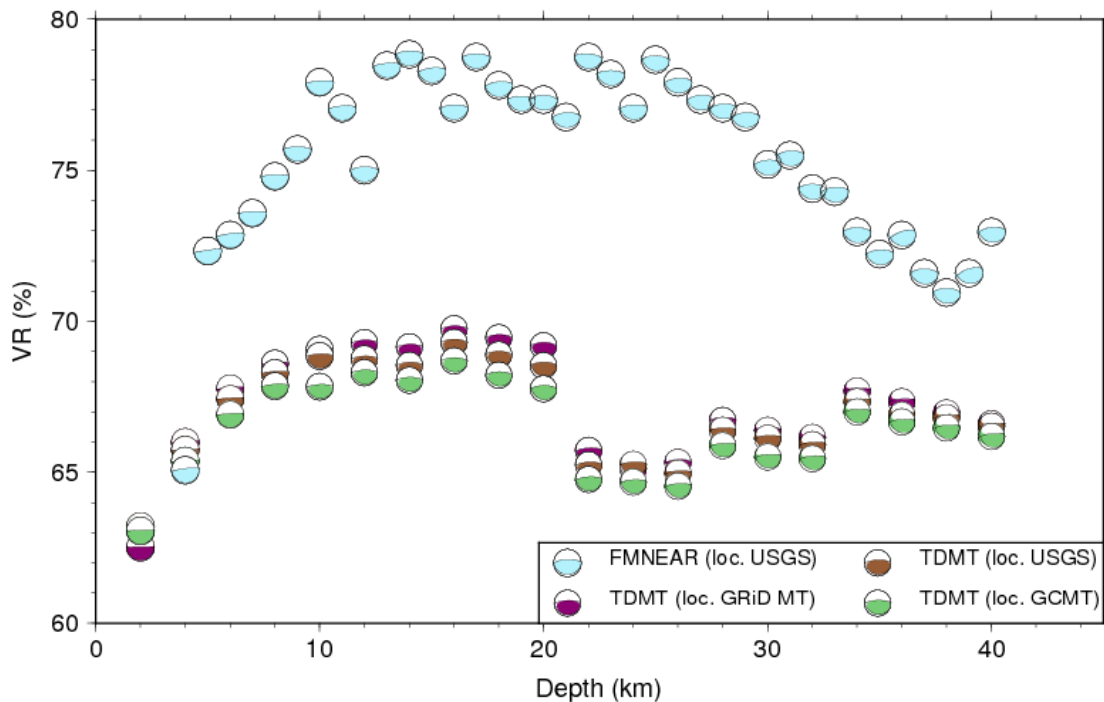
Heinrich, P., Jamelot, A., Cauquis, A., Gailler, A., 2021. Taitoko, and advanced code for tsunami propagation, developed at the French Tsunami Warning Centers. *European Journal of Mechanics / B Fluids*, **88**, 72-88.

Herrmann, R. B., 1978. Computer Programs in Earthquake Seismology, Volume 1: General Programs. *Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University*.

Herrmann, R. B., 2013. Computer Programs in Earthquake Seismology: An Evolving Tool for Instruction and Research. *Seismological Research Letters*, **84**, 6.

Kawakatsu, H., 1998. On the realtime monitoring of the long-period seismic wavefield. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, **73**, 267-274.

Lee, S.-J., Liang, W.-T., Cheng, H.-W., Tu, F.-S., Ma, K.-F., Tsuruoka, H., Kawakatsu, H., Huang, B.-S., and Liu, C.-C. (2013). Towards real-time



**Figure 5.** Comparison of the FMNEAR source results for the USGS epicentral location, and TDMT manual source results for three epicentral locations (pink for GRiD MT optimal location, green for GCMT and orange for USGS) in terms of VR versus depth.

regional earthquake simulation I : real-time moment tensor monitoring (RMT) for regional events in Taiwan. *Geophys. J. Int.*, **196**, 432–446.

Macpherson, K. A., Ruppert, N. A., Dreger, D. S., Lombard, P. N., Freymueller, J. T., Nicolisky, D., and Guilhem, A. (2013). Towards implementation of the grid mt algorithm for near real-time calculation of moment tensors at the alaska earthquake information center. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2013*, abstract id. S51A-2314.

Masina, M., Archetti, R., Besio, G., and Lamberti, A., 2017. Tsunami taxonomy and detection from recent Mediterranean tide gauge data. *Coastal Engineering*, **127**, 145-169.

Menager, M., Guilhem Trilla, A., Delouis, B., in prep. An automated earthquake detection and characterization tool for rapid earthquake and tsunami response in Western Mediterranean. *Geophys. J. Int.*

Rivera, L., and Kanamori, H., 2014. Diagnosing source geometrical complexity of large earthquakes. *Pure Appl. Geophys.*, **171**, 2819-2840.

Roger, J., and Hébert, H., 2008. The 1856 Djijelli (Algeria) earthquake and tsunami: source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **8**, 721-731.

Roudil, P., Schindele, F., Duperray, P., Gailler, A., Hebert, H., Loevenbruck, A., Gutierrez, E., and Damicis, A., 2013. The French Tsunami warning center for the Mediterranean and North-East Atlantic: CENALT. *EGU*, EGU2013-9636.

Sahal, A., Roger, J., Lemaire, B., Hebert, H., Schindel e, F., and Lavigne, F., 2009. The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerd es-Zemmouri (Algeria) earthquake: field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **9**, 1823-1834.

Stich, D., Ammon, C., and Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the ibero-magreb region. *J. Geophys. Res.*, **108**, 2148, B3.

Stich, D., Mancilla, F., Baumont, D., and Morales, J., 2005a. Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *J. Geophys. Res.*, **110**, B06306.

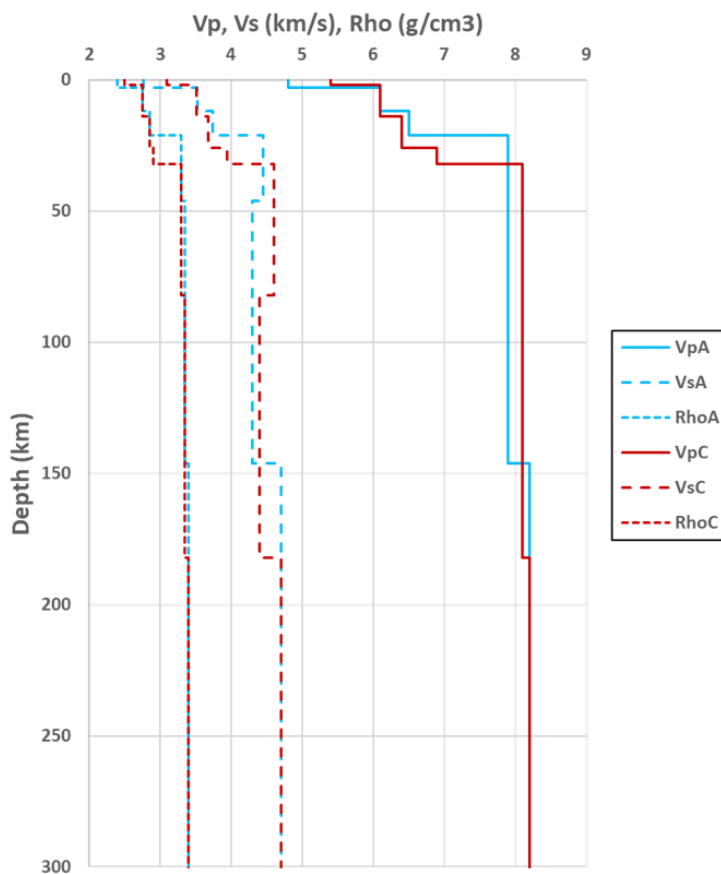
Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F., and Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and

GPS observations. *Tectonophysics*, **426**, 295-317.

Tsuruoka, H., Kawakatsu, H., and Urabe, T., 2009. Grid mt (grid-based real-time determination of moment tensors) monitoring the long-period seismic wavefield. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **175**, 8-16.

**Table 2.** Solutions summary of magnitude and focal mechanism. Columns from left to right: list of solutions, origin time (HH:MM:SS), magnitude, location (latitude, longitude and depth), strike/dip/rake for both nodal plan.

Solutions	Origin time (UTC)	Mw	Location	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
USGS	00 : 04 : 06	6.0	36.92°N, 5.20°E, 8 km	81	22	69	283	69	98
GCMT	00 : 04 : 11	6.0	36.83°N, 5.29°E, 12 km	85	28	75	282	63	98
GFZ	00 : 04 : 07	6.0	36.902°N, 5.17°E, 10 km	98	22	88	279	67	90
INGV	00 : 04 : 09	6.2	37.02°N, 5.18°E, 13 km	104	26	104	268	65	83
GRiD MT	00 : 04 : 12	5.9	37.00°N, 5.25°E, 20 km	126	15	129	266	79	81
TDMT	00 : 04 : 06	6.0	37.00°N, 5.25°E, 16 km	111	19	111	269	72	83
TDMT	00 : 04 : 06	6.0	36.92°N, 5.20°E, 16 km	113	20	112	270	71	82
TDMT	00 : 04 : 06	6.0	36.83°N, 5.29°E, 16 km	113	20	112	269	71	82
FMNEAR	00 : 04 : 06	6.0	36.92°N, 5.20°E, 14 km	95	20	96.8	267.7	70.1	87.5

**Figure A1.** Velocity models (a and c) from Stich et al. (2003) used for modeling seismic waveforms within the region.

L'analyse raffinée de la source du séisme confirme le niveau élevé de performance de la méthode GRiD MT pour la détection et la caractérisation rapide de l'évènement. En effet, bien que la profondeur soit difficile à contraindre à la bande de fréquence utilisée dans l'approche, la localisation (latitude/longitude) est en bon accord avec celle de l'USGS, soit à moins de 10 km de distance. La magnitude de moment  $M_w$  5,92 est proche de celles publiées ( $M_w$  6,0) par les autres instituts et celle de l'analyse du tenseur des moments en profondeur utilisant un total de 9 stations régionales. Le mécanisme au foyer est aussi en bon accord avec les solutions publiées. Globalement, l'approche GRiD MT fournit des résultats de qualités élevées, qui peuvent être obtenus en moins de 10 min après un évènement. Ces résultats peuvent être intégrés en temps quasi-réel pour la simulation tsunami au CENALT avec l'obtention d'informations sur la rupture.

## 3.2 Application en France métropolitaine : pour des séismes modérés à faibles ( $M < 5$ )

Relativement à d'autres pays, la France a une sismicité faible à modérée. Il existe toutefois des évènements meurtriers comme le séisme du 11 juin 1909 de magnitude 6,2 qui a eu lieu près de Lambesc (Bouches-du-Rhône). L'origine de cette sismicité en France est encore discutée, avec plusieurs processus invoqués tels que la convergence des plaques Africaine et Eurasienne, l'érosion, ou encore le réajustement post-orogénique, voire post-glaciaire, des Alpes et des Pyrénées. Ces processus sont susceptibles de varier d'une région à l'autre, en engendrant de possibles réactivations de failles tectoniques, et les mécanismes au foyer sont une source d'information importante. Nous mettons en place la méthode GRiD MT en France, à une échelle régionale, qui en complément d'une approche de détection automatique des évènements peut contribuer à établir des catalogues de mécanismes au foyer pour des études approfondies de la sismotectonique du pays.

### 3.2.1 Focus sur la région du sud-est de la France : séismes de magnitudes modérées ( $4,5 < M < 5$ )

#### 3.2.1.1 La sismicité de la région

La région du sud-est de la France est une des régions les plus actives de France métropolitaine. Les séismes s'y répartissent dans six grands domaines principaux [Baroux et al., 2001] (Figure 3.1) :

- la basse vallée du Rhône
- la zone de failles de la Moyenne Durance
- la zone de failles inverses de la nappe de Digne
- la zone de failles normales de la nappe de Digne
- le sud-est du Massif du Mercantour-Argentera et la Côte d'Azur, et
- le Bassin Ligure.

La basse vallée du Rhône et la zone de failles de la Moyenne Durance (zones A et B, respectivement sur la Figure 3.1) présentent une activité sismique plus faible que les autres zones et un nombre restreint d'études existent sur leurs évènements. Cependant, les résultats



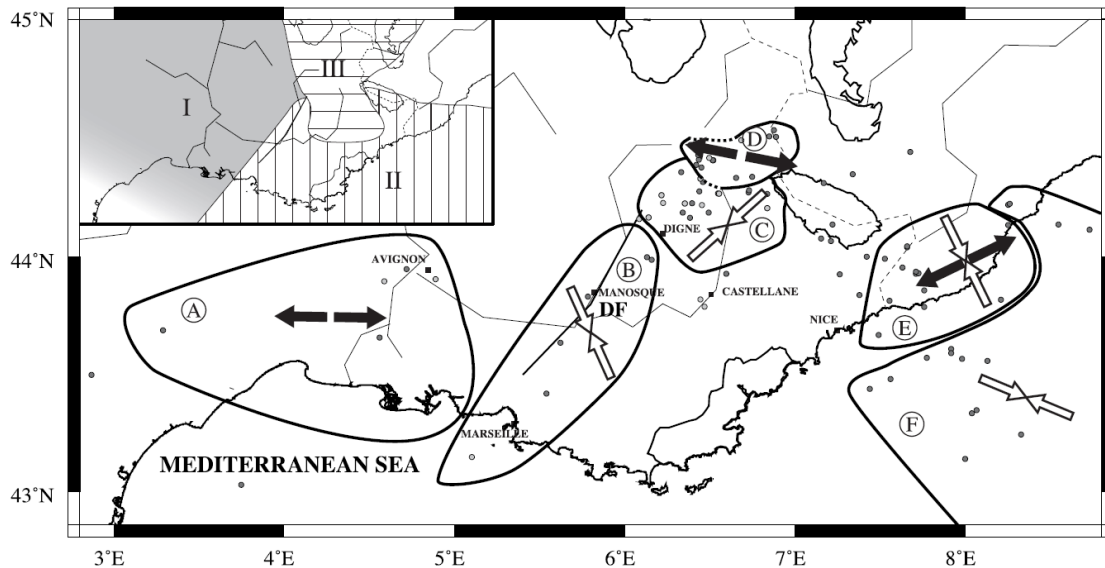


FIG. 3.1 – Les différents domaines tectoniques présents dans le sud-est de la France métropolitaine (Baroux et al., 2001). Zone A : La vallée du Rhône, Zone B : La zone de failles de la Moyenne Durance, Zone C : La zone de failles inverses de la nappe de Digne, Zone D : La zone de failles normales de la nappe de Digne, Zone E : Le sud-est du Massif du Mercantour-Argentera, et Zone F : Le Bassin Ligurien. Les flèches représentent les directions prises par les contraintes compressives (blanches) et extensives (noires).

des inversions réalisées par Baroux et al. (2001) indiquent que la zone A est soumise à un régime extensif où les failles normales dominent, avec une direction d'extension est-ouest alors que la zone B est soumise à un régime compressif, avec une direction de compression NNW-SSE.

La zone de failles inverses de la nappe de Digne et la zone de failles normales de la nappe de Digne (zones C et D respectivement) sont très proches l'une de l'autre et les études concernant ces sous-régions sont liées. Dans l'étude de Baroux et al. (2001), les failles de la zone C sont inverses avec un axe de compression orienté  $N46^{\circ}E$  alors que la zone D est caractérisée par un régime extensif, avec des failles normales et un axe d'extension orienté  $N102^{\circ}E$ . Entre 2003 et 2004, un essaim de séismes s'est produit près de Jausiers, au nord-est de Barcelonnette [Jenatton et al., 2007], puis à nouveau entre 2012 et 2015 [De Barros et al., 2019]. Une étude s'appuyant sur 38 évènements parmi plus de 16 000, de magnitude faible et modérée, qui se sont déroulés lors de la crise de 2003-2004 a montré que les tremblements de terre sont principalement des mécanismes décrochants dont l'un des deux plans nodaux est orienté dans la direction NO-SE, alors qu'environ un tiers des mécanismes sont de type normal, avec un axe en tension orienté SO-NE à E-O [Jenatton et al., 2007]. D'autres essais sismiques ont suivi à proximité de Barcelonnette. Environ 13 000 évènements ont été identifiés entre 2012 et 2017, mais seulement quatre séismes ont présenté une magnitude ML supérieure ou égale à 3,4 [De Barros et al., 2019]. Il s'agit des séismes du 26/02/2012 (ML 4,3) et du 07/04/2014 (Mw 4,8), tous les deux associés à un mécanisme ayant une composante normale dominante, et des séismes du 11/04/2015 (ML 3,4) et 06/11/2015 (ML 4,2). Malgré les relatives faibles magnitudes relevées, cette région est l'une des plus actives du sud-est de la France ce qui suscite régulièrement des inquiétudes dans la population.

Les failles de la zone E, qui comprend le sud-est du Massif du Mercantour-Argentera et la Côte d'Azur, sont des failles reliées à la déformation du sud-est du Massif de l'Argentera. Elles sont inverses à décrochantes avec un axe de compression orienté  $N155^{\circ}E$ . Cette zone est

également l'une des plus actives de France métropolitaine. Son fort risque sismique en fait une zone très étudiée (Larroque et al., 2001 ; Turinp et al., 2009). Le séisme de Vintimille de magnitude ML 4,7, le 21 avril 1995 à 08 :02 (TU) à la frontière entre la France et l'Italie est un exemple de séisme de cette région. Courboux et al. (1998) ont montré que l'évènement a un mécanisme au foyer inverse avec une forte composante décrochante, de même que les trois plus grosses répliques qui ont suivi. Un autre exemple est le séisme de Peille, d'une magnitude Mw 3,4, qui s'est produit sur une faille décrochante sénestre le 1er novembre 1999, au nord de la ville de Nice. Malgré sa faible magnitude, ce tremblement de terre a été largement ressenti. Les études ont mis en évidence des effets de site caractérisés par une amplification locale du signal sismique [Courboux et al., 2001].

La zone F du Bassin Ligure montre un régime compressif où les failles sont de types inverses à décrochantes, avec un axe de compression orienté N115°E.

L'analyse sismotectonique de la région sud-est de la France montre que celle-ci est complexe et qu'elle présente des taux sismiques importants. De ce fait, elle est reconnue comme étant une région ayant un risque sismique élevé pour la France métropolitaine et est très surveillée par les laboratoires sismologiques français.

### 3.2.1.2 Les stations disponibles

Pour étudier la sismicité française, des réseaux de stations existent de longue date sur le territoire. Les premières stations installées par le CEA ont été mises en place en 1962. De nombreuses stations ont ensuite été déployées par différents instituts (ITES, PTB, IRSN, ... ) et universités (Paris, Strasbourg, Grenoble, ...) [Larroque et al., 2021]. Depuis 2009, les différents réseaux sismologiques français sont regroupés dans un consortium appelé Réseau Sismologique et géodésique Français (RESIF), à l'exception de quelques stations CEA [Larroque et al., 2021]. Celui-ci s'est étendu pour recenser plus de 200 capteurs larges bandes sur l'ensemble du territoire, dont environ une centaine pour la seule région sud-est et alentours (Figure 3.2). La présence de ces différents réseaux nous permet de disposer d'un large choix de stations pour les études sismologiques. Des stations appartenant aux pays frontaliers (Suisse, Italie, Espagne par exemple) sont également accessibles.

## 3.2.2 Mise en place de la méthode dans la région du sud-est de la France métropolitaine

Les premières études de GRID MT sur la région du sud-est de la France, et notamment les recherches des paramètres d'inversion (sélection des stations, modèle de vitesse gamme de fréquence de filtrage des signaux), ont été réalisées sur le séisme du Teil.

### 3.2.2.1 Description du tremblement de terre du Teil

Le 11 novembre 2019, à 10 :52 TU, un séisme de magnitude ML 5,4 (LDG) s'est produit près de la ville de Montélimar, dans le sud-est de la France, qui a été ressenti par plus de 500 personnes jusqu'à Lyon et Montpellier. Les paramètres de la source ont été déterminés rapidement par plusieurs organismes, et ont été révisés au cours des jours qui ont suivi l'évènement (Table 3.1). Le tremblement de terre a eu lieu sur la faille de la Rouvière [Vallage et al., 2021] qui fait partie du système de failles des Cévennes orientées NE-SO (Ritz et al., 2020, Delouis et al., 2021). Ces failles ont initialement accommodé l'extension régionale Oligocène lors de l'ouverture du Rift Ouest-Européen [Bergerat, 1987]. Le tremblement de terre du Teil est le plus fort évènement enregistré dans la région depuis le séisme de Barcelonnette en 2014. Il a

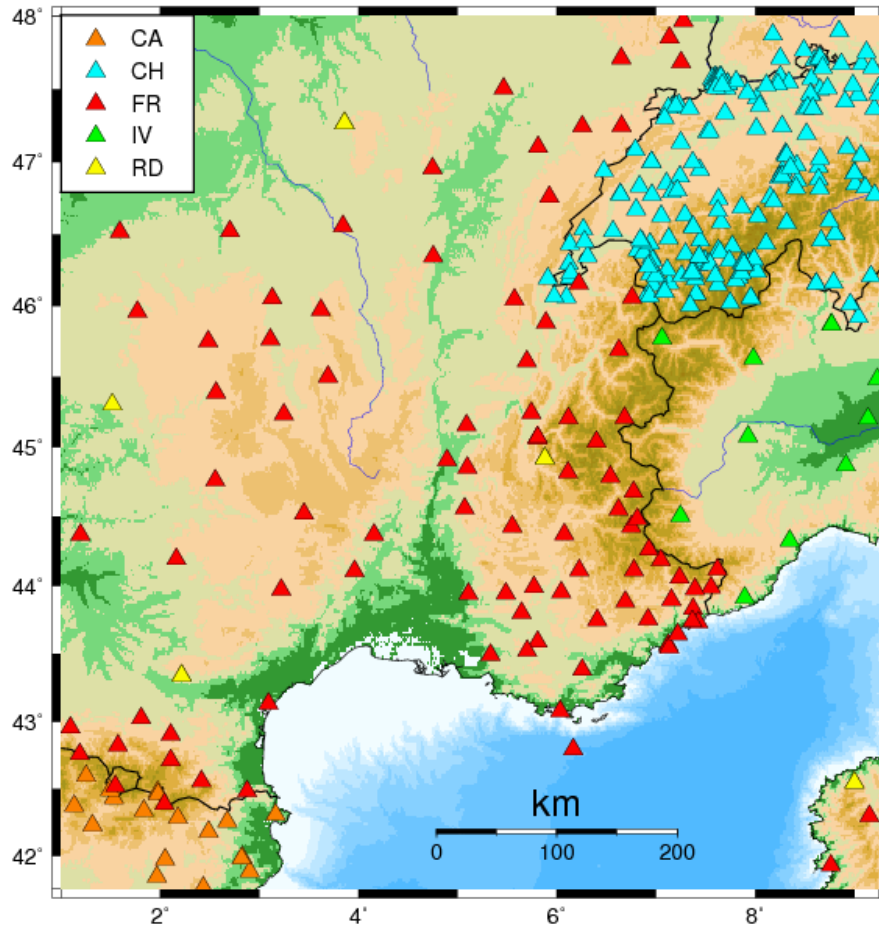


FIG. 3.2 – Localisation des stations sismologiques (triangles) présentes dans la région du sud-est de la France et dans les zones limitrophes. La couleur indique le réseau correspondant : bleu pour le réseau suisse (CH), rouge pour le réseau français (FR), vert pour le réseau italien (IV), jaune pour le réseau CEA (RD), et orange pour le réseau catalan (CA).

fait l'objet d'études poussées (Ritz et al., 2020, Causse et al., 2021, Cornou et al., 2021, Vallage et al., 2021, Schlupp et al., 2021, Delouis et al., 2021, Marconato et al., 2021).

La [Table 3.1](#) reporte les différents temps origine, localisations et magnitudes déterminés par les instituts de surveillance et d'alerte (CEA, OCA, IPGP, USGS, GFZ, INGV) qui seront dans la suite de cette partie comparés aux résultats de GRiD MT. Toutes les solutions sont obtenues à partir d'inversions des formes d'ondes. En particulier, la solution CEA est obtenue à partir d'une inversion TDMT [Dreger, 2003], la solution USGS à partir de la méthode Phase W [Kanamori and Rivera, 2008], et la solution de l'OCA à partir de la méthode FMNEAR [Delouis, 2014].

### 3.2.2.2 Choix de la bande de période (bande de fréquence)

Tout comme pour la mise en place du système GRiD MT dans la zone ibéro-maghrébine (Partie 3.1), il s'agit de définir les paramètres d'inversion qui seront déterminants pour une approche rapide d'inversion dans le sud-est de la France. Le choix du filtrage des données sismiques, et en particulier de ses bornes, dépendent des événements à détecter et à caractériser suivant leur localisation et leur magnitude.

La [Figure 3.3](#) montre une comparaison des bandes de période utilisées lors d'études d'évè-

Agence	Temps origine (TU)	Localisation	Mw	Strike	Dip	Rake
CEA	10 : 52 : 45	44,54°N, 4,65°E, 1 km	4,8	219°	26°	83°
OCA	10 : 52 : 45	44,54°N, 4,64°E, 1 km	4,8	220°	45°	82°
IPGP	10 : 52 : 46	44,50°N, 4,70°E, 3 km	4,8	221°	39°	86°
USGS	10 : 52 : 46	44,61°N, 4,64°E, 10 km	4,8	218°	34°	77°
GFZ	10 : 52 : 45	44,54°N, 4,63°E, 10 km	4,9	224°	34°	102°
INGV	10 : 52 : 45	44,56°N, 4,63°E, 11 km	4,9	214°	54°	81°

TAB. 3.1 – Paramètres de la source du séisme du Teil 2019 déterminés et publiés par différents instituts français et étrangers.

nements passés dans la région ou/et dans d'autres régions où la méthode GRiD MT est mise en place. Pour la gamme de magnitude visée ( $M_w > 4$ ), les études réalisées par le passé utilisent une bande de période comprise entre 10 et 50 s.

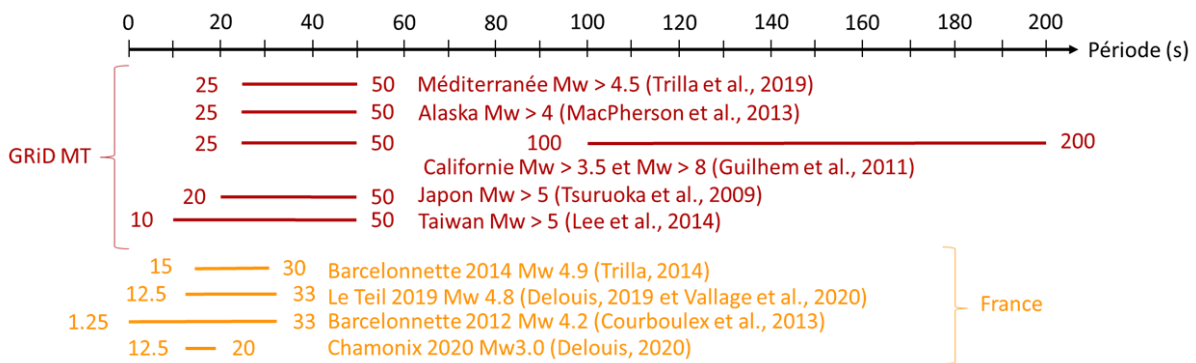


FIG. 3.3 – Bandes de période utilisées pour l'inversion des données sismiques dans les implémentations de GRiD MT (en rouge) pour la détection et caractérisation de séismes au Japon, Taiwan, Californie et en Alaska, et pour les inversions des tenseurs des moments pour des événements du sud-est de la France (en orange).

En particulier, la Figure 3.3 montre que la borne minimale de période choisie pour la caractérisation des événements d'une gamme de magnitudes modérées à fortes (Tsuruoka et al., 2009, Guilhem et al., 2011, Macpherson et al., 2013, Lee et al., 2013, Guilhem et al., 2019) augmente avec la magnitude des séismes et est le plus souvent au-dessus de 20 s. Néanmoins, la bande de période pour la caractérisation d'un événement spécifique de magnitude modérée en France métropolitaine est plus restreinte, n'atteignant pas - ou rarement - 33 s de période (Figure 3.3).

Plusieurs bandes de fréquence ont été testées sur les données du séisme du Teil : 12,5-20, 12,5-33, 12,5-66, 15-50, 20-50 s, etc. Les résultats d'inversions manuelles utilisant la bande 12,5-33 s montrent des solutions de source en bon accord avec les informations publiées et ayant des valeurs de VR élevées. Cette bande de période est alors retenue.

### 3.2.2.3 Choix du modèle de vitesse

Au sein du CEA, plusieurs modèles de vitesse ont été définis pour la localisation et la caractérisation de séismes en France métropolitaine depuis une quarantaine d'années. Un premier

modèle, défini par Delhaye et Santoire (1980) composé de trois couches, a été déterminé en utilisant les phases sismiques Pg, Sg, Pn, et Sn enregistrées sur l'ensemble des stations du CEA de plus d'une cinquantaine évènements dont les épicentres étaient considérés bien contraints. Ces tremblements de terre étaient répertoriés par le Centre sismologique européen de Strasbourg et avaient été localisés à l'aide d'un grand nombre de stations extérieures au réseau du CEA. Ce modèle de vitesse est depuis le modèle de référence moyen pour la France métropolitaine au CEA pour la localisation des évènements sismiques (Figure 3.4). Un second modèle moyen a été présenté pour les études d'inversion des tenseurs des moments en France [Nicolas et al., 1990]. Il diffère très légèrement du précédent modèle de vitesse à trois couches, en particulier par l'épaisseur (i.e., 1,9 km au lieu de 0,9 km) et la vitesse des ondes dans la couche superficielle (Figure 3.4). Du fait de l'absence de différences significatives dans les estimations des mécanismes au foyer à distance régionale en fonction des deux modèles, seul le modèle de Veinante-Delhaye (1980) a été retenu par le CEA pour la localisation et l'estimation du mécanisme au foyer des tremblements de terre en France métropolitaine [Duverger et al., 2021]. Par conséquent, de manière conforme à la caractérisation des évènements déjà réalisées par le CEA, le modèle de Veinante-Delhaye (1980) est sélectionné pour l'application de la méthode GRiD MT en France métropolitaine.

#### 3.2.2.4 Choix des stations

Le grand nombre de stations disponibles sur le territoire métropolitain et en zone frontalière est un atout car il offre l'opportunité de sélectionner un jeu de stations permettant une très bonne couverture azimutale du champ de radiation des évènements étudiés. Dans l'optique de caractériser l'ensemble de la région du sud-est de la France, les stations testées sont sélectionnées selon plusieurs critères pour :

- maximiser la couverture azimutale de la grille,
- privilégier des stations situées hors de la grille.

La Figure 3.5 montre la solution de source obtenue pour le séisme du Teil [Vallage et al., 2021] à l'aide des données d'un jeu de dix stations réparties relativement uniformément autour de la source, filtrées entre 12,5 et 33 s de période et en utilisant le modèle de Terre du CEA (modèle de Veinante-Delhaye (1980)). L'évènement est identifié comme un séisme peu profond (1 km de profondeur) ayant un jeu inverse et une magnitude Mw 4,8. L'analyse sur la sensibilité de la solution liée à la profondeur réalisée entre 0,5 et 20 km de profondeur confirme que le séisme est très superficiel, avec une profondeur optimale autour de 1-2 km. Cette solution est par la suite considérée comme une solution de référence de ce tremblement de terre.

Après de multiples essais s'appuyant sur des inversions manuelles du tenseur des moments et réalisés sur les données sismiques du séisme du Teil combinant différents jeux de stations, les stations LOR, MTLF et PGF sont sélectionnées (Figure 3.6) ; les signaux observés à ces trois stations et les signaux prédits par le modèle de vitesse du CEA montrent de bons accords quantifiés par des valeurs de VR élevées (Figure 3.7). Afin d'inclure une ou deux stations supplémentaires dans le jeu de base de GRiD MT, une nouvelle recherche s'appuyant sur des inversions de tenseur des moments manuelles et utilisant ces trois stations pré-sélectionnées a été menée. Ainsi, l'étude s'est concentrée sur des stations situées plus à l'est de la grille afin d'améliorer la couverture azimutale de l'évènement, et plus largement de la grille pressentie. Ainsi, des stations en Suisse ont été testées (Figure 3.6), mais des incohérences entre les signaux synthétiques générés avec le modèle de vitesse CEA et les données sismiques enregistrées par ces stations ont été relevées. La topographie ainsi que la propagation des ondes vers la Suisse (Figure 3.6), notamment dans une région caractérisée par une profondeur de MOHO supérieure à 25

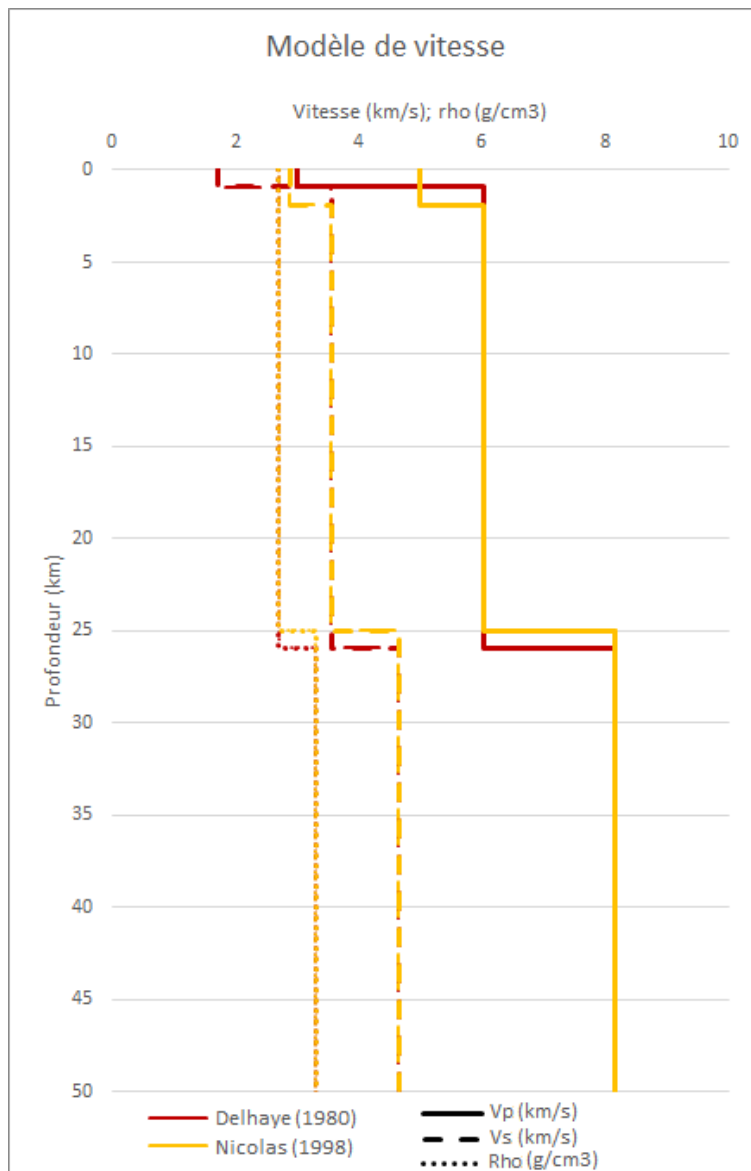


FIG. 3.4 – Modèles de vitesse unidimensionnels (vitesse des ondes P,  $V_p$ , vitesse des ondes S,  $V_s$ , et masse volumique,  $\rho$ ) définis et utilisés au CEA pour la localisation et la caractérisation des événements sismiques en France métropolitaine : en rouge le modèle de Veinante-Delhaye (1980) et en orange le modèle de Nicolas et al. (1980).

km [Deichmann and Rybach, 1989], incorrectement modélisées par le modèle français peuvent expliquer ces différences. Il a alors été décidé de ne pas sélectionner de stations du réseau CH. De même, aucune des stations situées en Italie a été utilisée pour des considérations similaires de la géologie régionale (domaine alpin, plaine du Pô, etc...). C'est ainsi que la station ORIF a alors été sélectionnée (Figure 3.6).

La Figure 3.7 présente le résultat de l'inversion manuelle utilisant les données des quatre stations (LOR, MTLF, PGF et ORIF) filtrées entre 12,5 et 33 s de période et les données synthétiques calculées à partir du modèle de vitesse 1D, c'est-à-dire les paramètres pré-sélectionnés en vue d'un passage à l'approche GRiD MT. L'inversion manuelle a pour objectif d'étudier la solution dans un cadre optimal (temps origine et localisation de référence, ici du CEA) avant d'être en mesure de réaliser l'inversion GRiD MT qui nécessite le calcul du catalogue de fonctions de Green. Avec une VR de 78,9 %, cette solution est jugée très satisfaisante. La magnitude  $M_w$  (4,75) et le mécanisme au foyer inverse sont proches des résultats obtenus par les divers instituts cités en Table 3.1 et de la solution de source s'appuyant sur dix stations (Figure

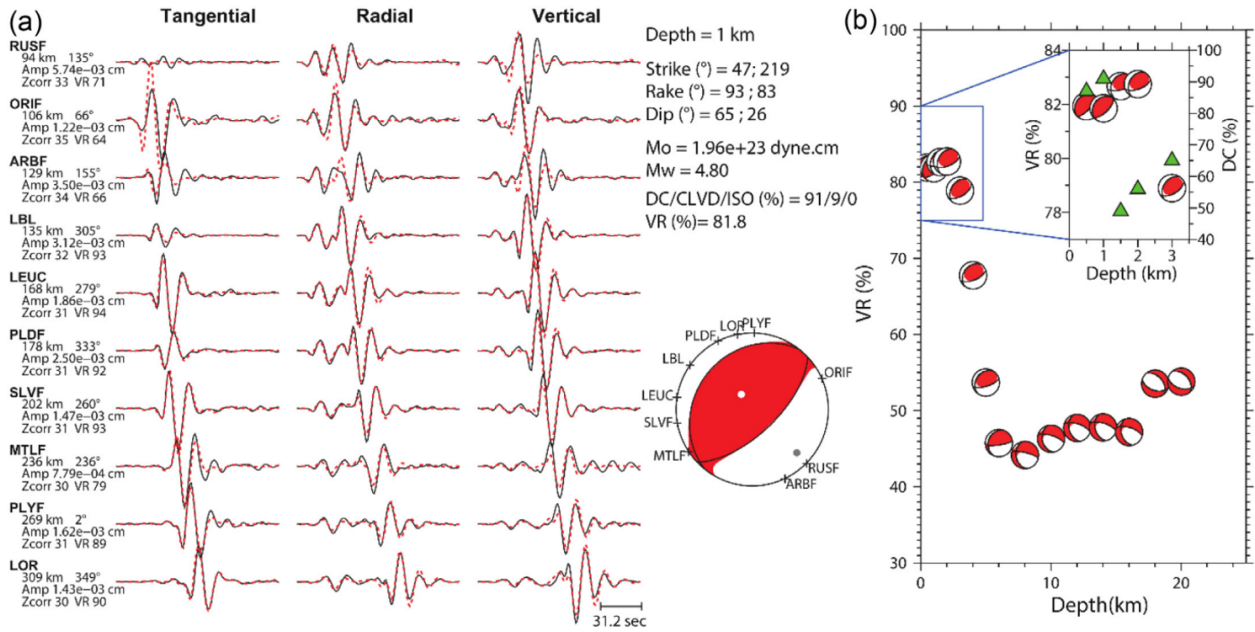


FIG. 3.5 – Solution de l’inversion du tenseur des moments déviatorique obtenue à 1 km de profondeur avec les données sismiques de dix stations large-bande filtrées entre 12,5 et 33 s de période à la localisation du CEA [Vallage et al., 2021]. (a) Comparaison des formes d’ondes observées (en noir) et des données synthétiques (en rouge) pour les trois composantes des dix stations utilisées dans l’inversion. A droite de la figure les paramètres de la source déterminés lors de l’inversion sont décrits. (b) Evolution de la réduction de variance (VR) des solutions de l’inversion entre 0,5 et 20 km de profondeur avec un zoom entre 0 et 3 km de profondeur. Les triangles verts représentent les valeurs de pourcentages double-couple associées à chaque profondeur.

3.5) [Vallage et al., 2021].

### 3.2.2.5 Définition de la grille de points source pour GRID MT dans le sud est de la France

Pour être en mesure de localiser et de caractériser les séismes se produisant dans l’ensemble des Alpes Françaises mais aussi dans la Vallée du Rhône, (exemple du séisme du Teil), la grille s’étend de 4,00°E à 7,80°E en longitude, et de 43,00°N à 46,40°N en latitude (Figure 3.8). Le pas entre chaque point de la grille en longitude et en latitude est déterminé afin de ne pas surdimensionner le nombre de points source de la grille par rapport aux longueurs d’ondes considérées (i.e., intervalles faibles) et pour limiter le nombre d’inversions par pas de temps tout en permettant la détermination d’une localisation et d’une caractérisation adéquate des évènements de la région. Ainsi, le pas en latitude et en longitude a été déterminé à 0,1° et la grille est constituée de 1365 sources ponctuelles pour une profondeur donnée (Figure 3.8).

A partir de la sélection des paramètres d’inversion précédemment définis (jeu de stations, bande de fréquence, modèle de vitesse) et de la grille proposée, une première tentative d’implémentation de la méthode GRiD MT dans la région appliquée au séisme du Teil est présentée sur la Figure 3.8. Les mécanismes au foyer obtenus pour chaque point de la grille au temps d’origine (temps origine du CEA) et à une profondeur de 2 km y sont représentés. Ces résultats révèlent que l’évènement est correctement localisé, à seulement 5 km de la localisation de référence du CEA (étoile rouge), c’est-à-dire la localisation révisée du CEA, et ceci avec une valeur de VR maximale élevée. Ils indiquent aussi que, pour cet évènement, la définition de la



FIG. 3.6 – Zoom sur des stations sismologiques (triangles) présentes dans le sud-est de la France, et dans les zones limitrophes, et considérées pour les inversions GRiD MT. La couleur indique le réseau correspondant : bleu pour le réseau suisse (CH), rouge pour le réseau français (FR), vert pour le réseau italien (IV), jaune pour le réseau CEA (RD).

grille est satisfaisante au regard des objectifs de surveillance de la méthode.

De plus, en France métropolitaine, la sismicité est localisée essentiellement à des profondeurs superficielles (i.e., inférieures à 30 km) voire parfois très superficielles dans certaines régions [Duverger et al., 2021]. Ainsi pour pouvoir détecter les évènements de la région du sud-est de la France, la grille s'étend sur plusieurs profondeurs : 2, 5, 10, 15, 20 et 30 km. La Figure 3.9 montre la distribution des valeurs de VR pour le séisme du Teil obtenues au temps origine du tremblement de terre sur la grille 3D de GRiD MT. Les valeurs de VR les plus élevées sont focalisées sur la zone épiscopentrale et sont observées sur la grille à 2 km de profondeur (Figure 3.9). A l'inverse, elles diminuent avec la profondeur.

### 3.2.2.6 Application de la méthode GRiD MT à partir du jeu de paramètres sélectionnés

En résumé, les paramètres d'inversion sélectionnés consistent en :

- un jeu de quatre stations régionales (LOR, MTLF, PGF, ORIF),
- une bande de période de 12,5-33 s et
- le modèle de vitesse 1D du CEA [Veinante-Delhaye and Santoire, 1980].



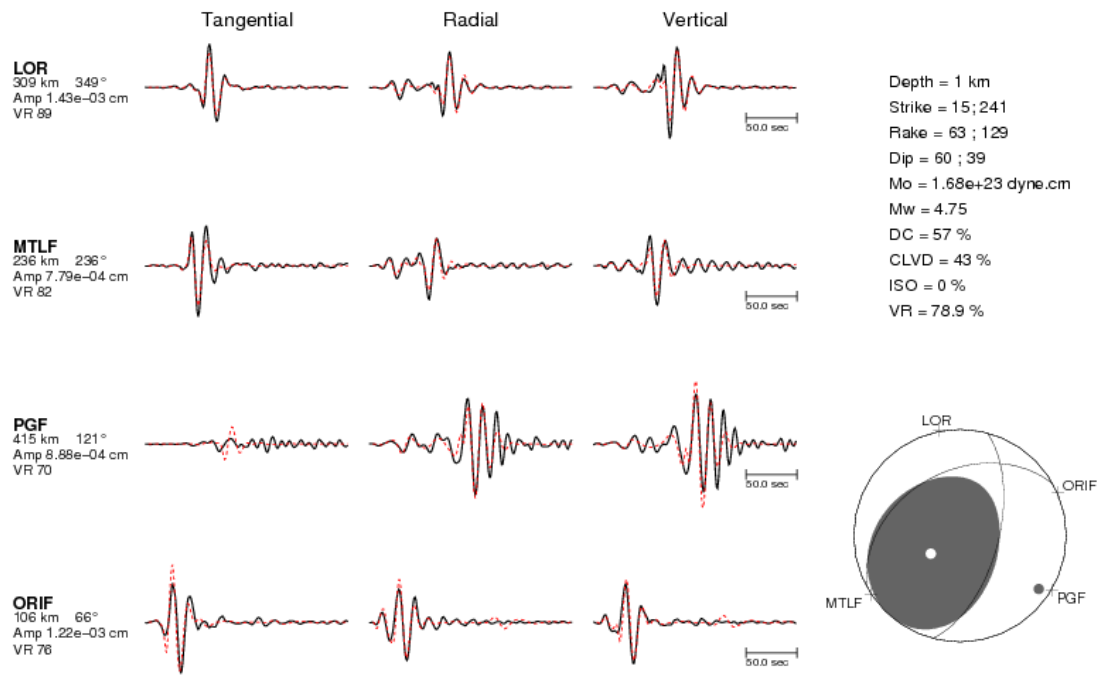


FIG. 3.7 – Solution de l'inversion du tenseur des moments déviatorique obtenue à 1 km de profondeur avec les données sismiques des quatre stations large-bande sélectionnées, filtrées entre 12,5 et 33 s de période à la localisation CEA (44,54°N, 4,65°E, 1 km de profondeur). A droite de la figure sont décrits les paramètres de la source déterminés lors de l'inversion ainsi que la valeur de réduction de variance (VR) désignant la comparaison entre les données observées (en noir) et les données synthétiques (en rouge).

La grille, quant à elle, s'étend de 4,00°E à 7,80°E en longitude, et de 43,00°N à 46,40°N en latitude, sur plusieurs profondeurs : de 2, 5, 10, 15, 20 à 30 km. Cela représente un total de 8190 points source potentiels distribués sur une zone d'environ 380 km par 310 km.

La [Figure 3.10](#) présente l'évolution temporelle de la VR obtenue avec GRiD MT sur les données sismiques du séisme du Teil. Les données filtrées à longue période des quatre stations sélectionnées sont scannées toutes les secondes entre 150 s avant et après le temps origine du CEA. Les valeurs de VR augmentent progressivement jusqu'à atteindre un maximum (63 %) au temps  $t=0$ , puis diminuent fortement. Ce maximum est obtenu à 2 km de profondeur. La [Figure 3.10](#) montre que la courbe des VR calculées à 2 km de profondeur se démarque nettement des autres (10 et 20 km) par ses valeurs maximales. Cela permet de conclure que la profondeur de l'évènement est alors bien contrainte à une faible profondeur.

La solution de l'inversion obtenant la plus forte valeur de VR (i.e., 63 %) est présentée dans la [Figure 3.11](#). Les formes d'ondes enregistrées sur les trois composantes des quatre stations sont bien expliquées par la source identifiée par GRiD MT. Le mécanisme au foyer obtenu (i.e., jeu de faille inverse) est en accord avec celui de l'inversion manuelle réalisée à partir de la localisation révisée du CEA ([Figure 3.7](#)), de même que la magnitude  $M_w$  est très comparable à celle qui a été trouvée par les divers instituts cités dans la [Table 3.1](#). Malgré leurs localisations légèrement différentes (environ 5 km avec l'épicentre du CEA) et des jeux de stations différents utilisés, les résultats entre les différentes solutions sont conformes et tendent à indiquer que la disposition de la grille et les autres choix faits pour la sélection des paramètres d'inversion sont satisfaisants.

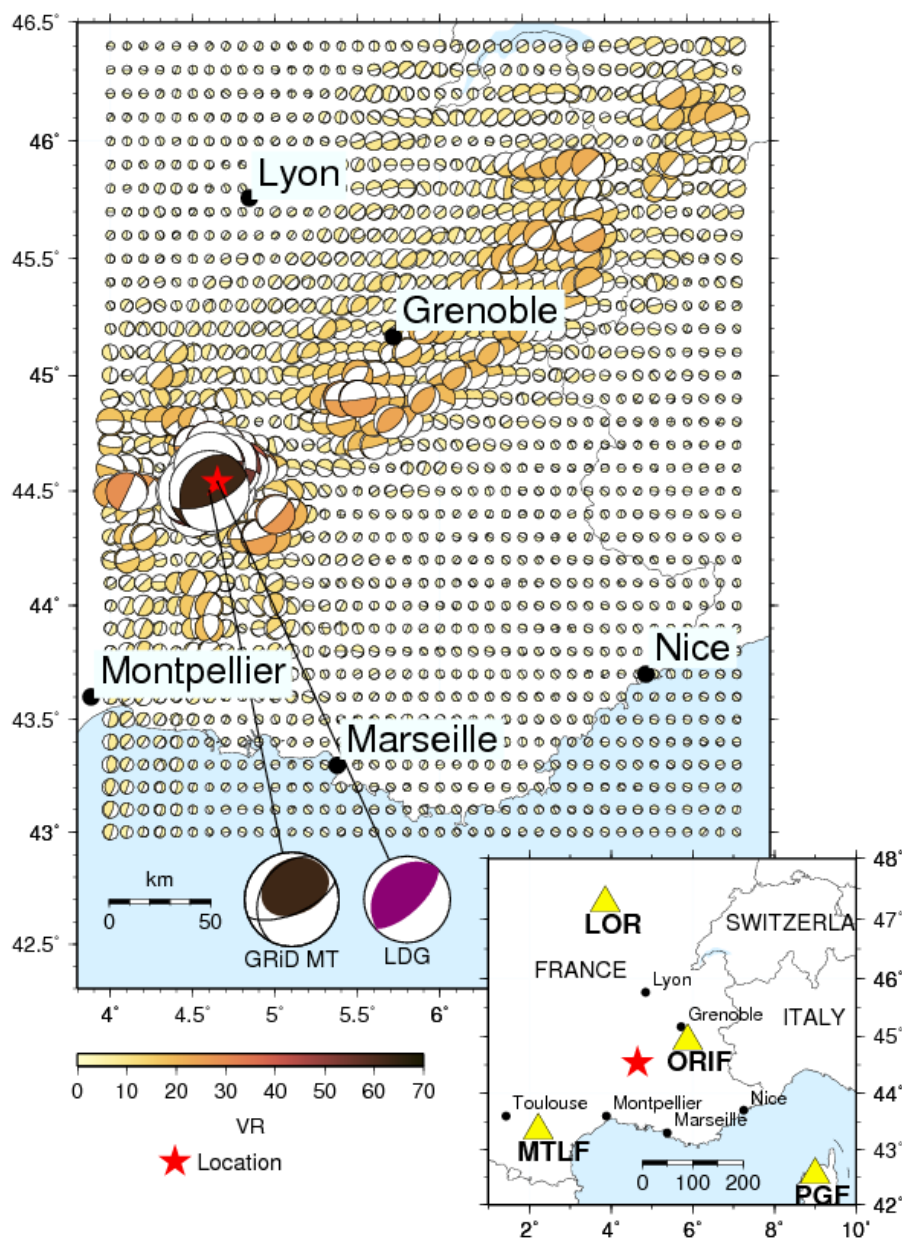


FIG. 3.8 – Carte des résultats de GRiD MT pour le séisme du Teil du 11/11/2019 au temps origine CEA (10 :52 :45 TU) et à la profondeur de 2 km. Les couleurs des mécanismes représentent la valeur de VR associée à chaque point-source de la grille. Le mécanisme au foyer déterminé par le CEA est présenté en bas, aux côtés de la solution optimale (GRiD MT). En bas à droite, carte de la localisation du séisme dans la région du sud-est (étoile rouge) et des quatre stations sélectionnées (triangles jaunes).

### 3.2.3 Application de l'approche GRiD MT pour l'identification du séisme de Barcelonnette

Le deuxième évènement considéré pour analyser la pertinence des paramètres de GRiD MT identifiés avec l'étude du séisme du Teil a eu lieu en 2014 à proximité de Barcelonnette. De magnitude Mw 4,8, il s'agit du deuxième tremblement de terre le plus fort dans la région ayant eu lieu au cours de la dernière décennie.

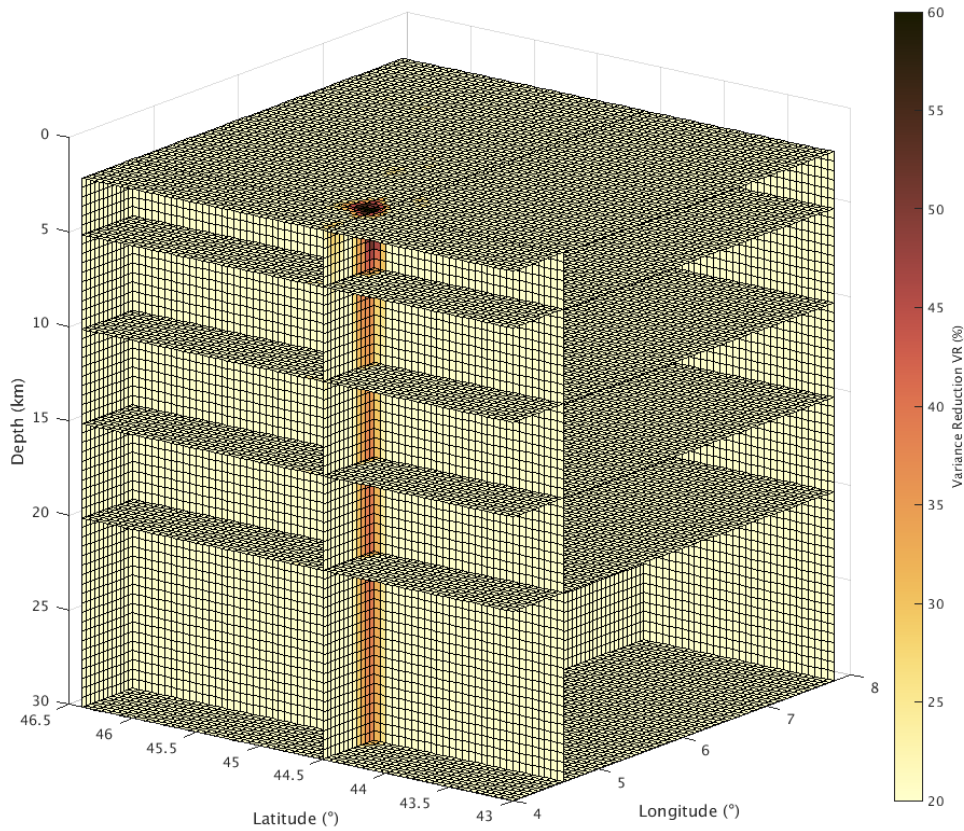


FIG. 3.9 – Distribution des valeurs de réduction de variance (VR) obtenues, sur la grille proposée pour le sud est de la France, pour le séisme du Teuil du 11/11/2019 au temps origine CEA (10 :52 :45 TU) et à toutes les profondeurs (2, 5, 10, 15, 20 et 30 km). Les couleurs des pixels représentent la valeur de VR associée à chaque point-source de la grille. Deux sections verticales orthogonales sont représentées à 44,70°N de latitude et à 4,90°E de longitude.

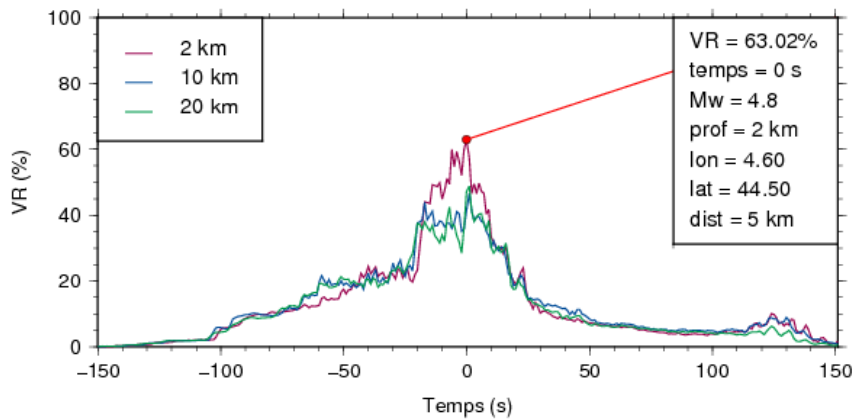


FIG. 3.10 – Evolution de la réduction de variance (VR) pour le séisme du Teuil du 11/11/2019 entre 150 s avant et après le temps d'origine de référence, c'est-à-dire celui du CEA (temps  $t=0$ ). Les lignes colorées correspondent aux valeurs de VR maximales sur l'ensemble de la grille obtenues pour trois profondeurs (2 km en violet, 10 km en bleu et 20 km en vert) pour chaque seconde. Le point rouge pointe la valeur de VR maximale et indique les paramètres optimaux de la source déterminés par GRiD MT (temps origine, profondeur, localisation et magnitude). La distance (dist) indique l'écart de distance par rapport à l'épicentre de référence publié par le CEA.

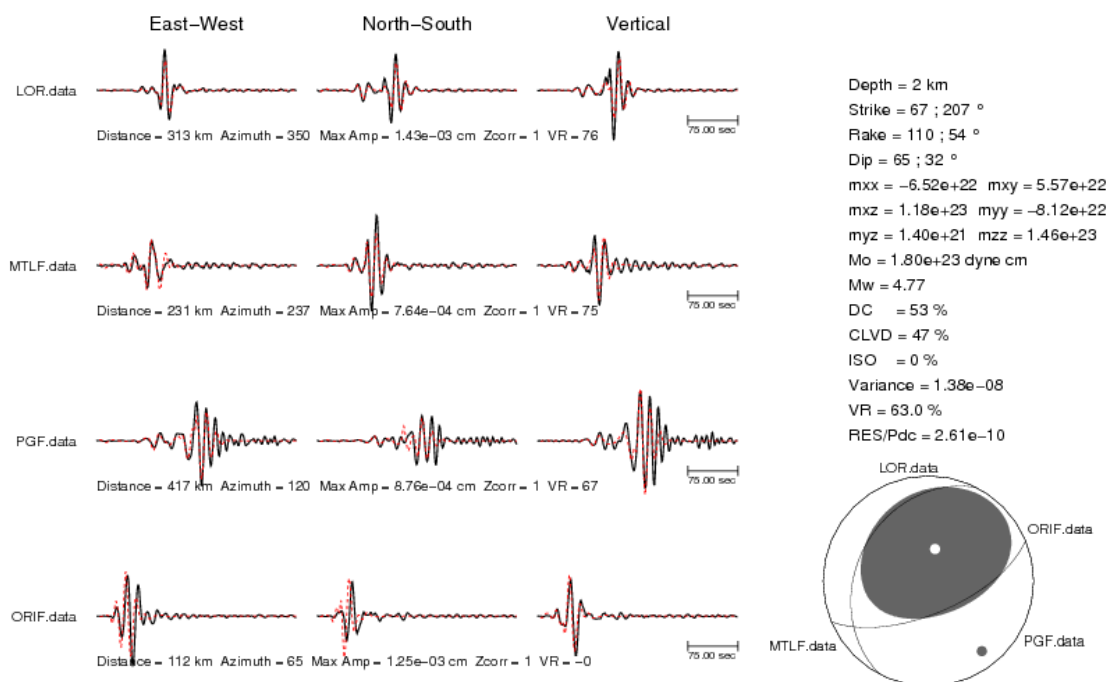


FIG. 3.11 – Solution de GRiD MT pour le séisme du Teil obtenue à 2 km de profondeur avec les données sismiques des quatre stations large-bande sélectionnées, filtrées entre 12,5 et 33 s de période à la localisation déterminée par GRiD MT ( $44,50^{\circ}\text{N}/4,60^{\circ}\text{E}$ ), à environ 5 km de l'épicentre identifié par le CEA.

### 3.2.3.1 Description du séisme

Le séisme du 7 avril 2014, à 19 :27 TU, de magnitude ML 5,2, s'est produit dans les Alpes-de-Haute-Provence, à environ 11 km de Barcelonnette (Table 3.2). Sa localisation est très proche de celle du 26 février 2012 ainsi et de celle du 6 novembre 2015 (Figure 3.12), de magnitudes Mw 4,3 et 3,8 respectivement. Ces séismes sont les plus forts enregistrés lors des essaims ayant eu lieu entre 2012 et 2017 (Thouvenot et al., 2016 ; De Barros et al., 2019).

Agence	Temps origine (TU)	Localisation	Mw	Strike	Dip	Rake
CEA	19 : 26 : 59	$44,47^{\circ}\text{N}, 6,69^{\circ}\text{E}, 8 \text{ km}$	4,8	$50^{\circ}$	$30^{\circ}$	$-15^{\circ}$
OCA	19 : 26 : 59	$44,49^{\circ}\text{N}, 6,69^{\circ}\text{E}, 9 \text{ km}$	4,8	$50^{\circ}$	$45^{\circ}$	$-30^{\circ}$
INGV	19 : 26 : 59	$44,50^{\circ}\text{N}, 6,71^{\circ}\text{E}, 11 \text{ km}$	4,9	$43^{\circ}$	$45^{\circ}$	$-37^{\circ}$
USGS	19 : 27 : 00	$44,60^{\circ}\text{N}, 6,71^{\circ}\text{E}, 8,1 \text{ km}$	4,8	$3^{\circ}$	$43^{\circ}$	$-102^{\circ}$
GFZ	19 : 27 : 00	$44,58^{\circ}\text{N}, 6,62^{\circ}\text{E}, 10 \text{ km}$	4,9	$25^{\circ}$	$40^{\circ}$	$-72^{\circ}$
GCMT	19 : 27 : 00	$44,42^{\circ}\text{N}, 6,71^{\circ}\text{E}, 12,4 \text{ km}$	4,9	$38^{\circ}$	$52^{\circ}$	$-49^{\circ}$

TAB. 3.2 – Paramètres de la source du séisme de Barcelonnette 2014 déterminés par différents instituts sismologiques.

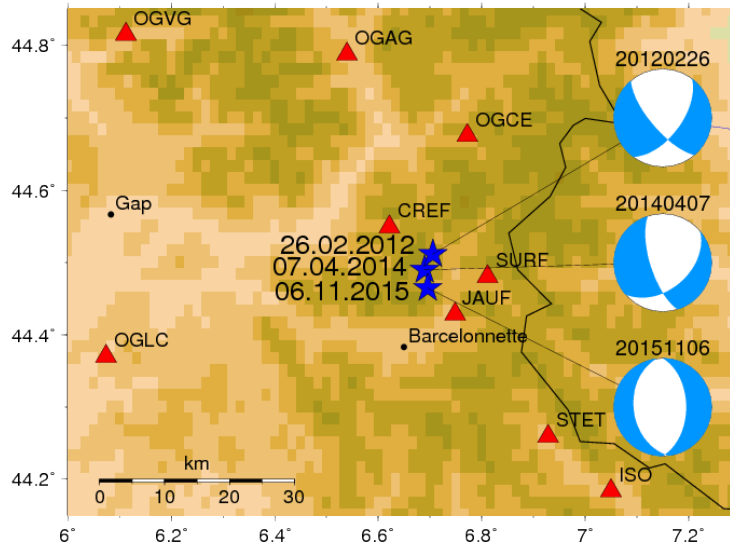


FIG. 3.12 – Carte des localisations (étoiles) des séismes de Barcelonnette du 26/02/2012 (Mw 4,3), 07/04/2014 (Mw 4,8) et 06/11/2015 (Mw 3,8). Les mécanismes au foyer déterminés par l'OCA à partir de la méthode FMNEAR pour chaque évènement sont présentés à droite. Les triangles rouges localisent les stations du réseau sismologique français présentes dans la région.

### 3.2.3.2 Résultat de l'inversion manuelle préliminaire pour le séisme de Barcelonnette

Une inversion préliminaire du tenseur des moments dans le domaine temporel (Figure 3.13) est réalisée manuellement à partir du code TDMT (voir la partie 1.3 du Chapitre 1) et des paramètres d'inversion identifiés pour l'approche GRiD MT dans le sud est de la France (Partie 3.2.2). Les données sismiques des quatre stations sont inversées pour définir les caractéristiques de la source localisée à l'épicentre publié par le CEA (44,47°N, 6,69°E) et pour les différentes profondeurs considérées. Une telle approche est communément utilisée pour déterminer la profondeur de la source, soit 5 km.

La Figure 3.13 montre que la solution de source ainsi identifiée permet d'expliquer les ondes enregistrées sur les trois composantes des quatre stations dans la bande de fréquence donnée. La valeur de VR est en effet de 65 %, ce qui est considéré comme une valeur satisfaisante. La magnitude Mw obtenue est (4,81), et le mécanisme au foyer normal-décrochant, sont proches des résultats obtenus par les divers instituts cités en Table 3.2.

### 3.2.3.3 Résultats de GRiD MT pour le séisme de Barcelonnette

Les données du séisme de Barcelonnette ont ensuite été inversées selon la méthode GRiD MT sur une période de temps comprise entre -150 s et +150 s centrée sur le temps origine du CEA. Tout comme pour le séisme du Teil, les inversions ont été calculées à chaque pas de 1s et sur l'ensemble des points de la grille. L'évolution de la VR (Figure 3.14) au cours du temps révèle un pic important (i.e., VR 66 % environ) - et donc une détection de l'évènement - au temps  $t = 1$  s, soit une seconde après le temps origine déterminé par le CEA, soit à 19 : 27 : 00 TU (Figure 3.14), correspondant au temps origine de l'USGS, GFZ et GCMT. De plus, bien que les courbes de VR présentées sur la Figure 3.14 pour différentes profondeurs montrent une séparation moins marquée que pour le séisme du Teil (Figure 3.10), la VR maximale est obtenue à

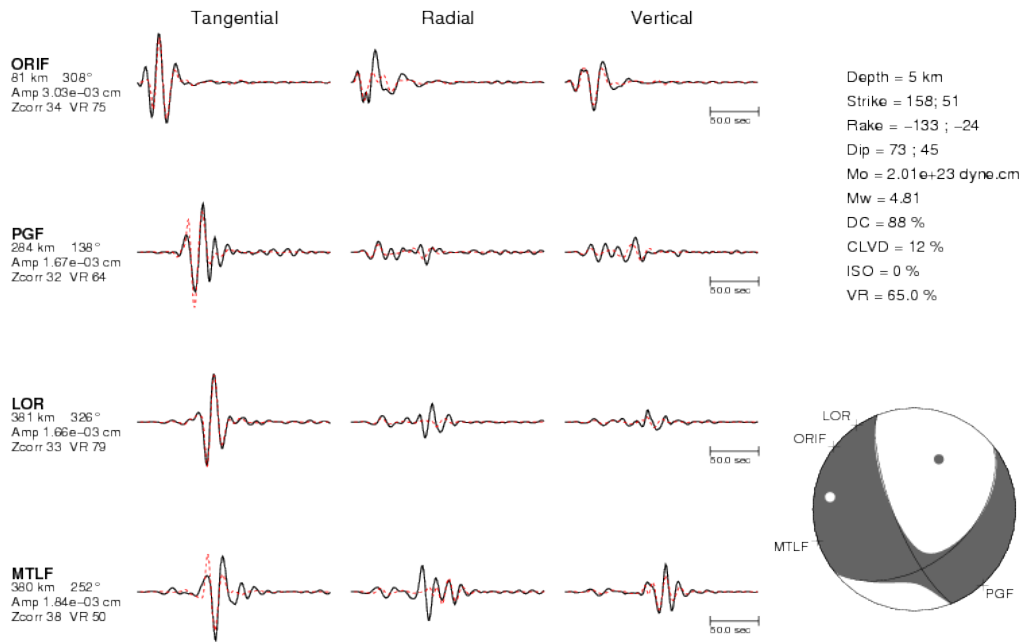


FIG. 3.13 – Solution de l'inversion manuelle préliminaire du tenseur des moments déviatorique obtenue à 5 km de profondeur avec les données sismiques des quatre stations large-bande sélectionnées, filtrées entre 12,5 et 33 s de période à la localisation du CEA (44,47°N, 6,69°E). A droite de la figure sont décrits les paramètres de la source déterminés lors de l'inversion ainsi que la valeur de réduction de variance désignant la comparaison entre les données observées (en noir) et les données synthétiques (en rouge).

5 km de profondeur en accord avec la profondeur obtenue par l'inversion manuelle (Figure 3.13).

La magnitude  $M_w$  4,8 associée à cette valeur de VR maximale est égale à celles du LDG, de l'OCA et de l'USGS, et uniquement avec une différence de 0,1 de l'INGV, de GFZ et de GCMT (Table 3.2). De même, la solution de VR maximale est déterminée aux coordonnées 44,60°N de latitude et 6,90°E de longitude, soit à environ 21 km au nord-est de la localisation du CEA.

La Figure 3.15 présente les mécanismes au foyer en chaque point de la grille au temps origine de la détection et à la profondeur optimale, c'est-à-dire au pas de temps sur la courbe de profondeur où la VR atteint une valeur maximale. Il est mis en évidence que la localisation est assez bien contrainte. Les plus hautes valeurs de VR sont concentrées autour de la localisation optimale (44,60°N/6,90°E) et la localisation du CEA. Le mécanisme au foyer associé à la valeur de VR maximale (Figure 3.15) indique un jeu de faille normale avec une composante décrochante similaire à celui obtenu lors de l'inversion manuelle (Figure 3.13). Cependant, il est à noter que la composante CLVD est bien plus importante dans le cas de l'inversion GRiD MT (i.e., 40% contre 12 %). Celle-ci peut être en partie due aux fenêtres d'inversion plus longues utilisées avec l'approche GRiD MT ajoutant du bruit dans l'inversion et compliquant la correspondance entre le signal bruité et le signal synthétique.

La grille présente de nombreux mécanismes au foyer avec une valeur de VR supérieure à 20 %, en forme de croissant de lune autour de la localisation de la station ORIF, faisant émerger l'effet possible dû à la géométrie du réseau de stations utilisé sur l'inversion et donc sur les

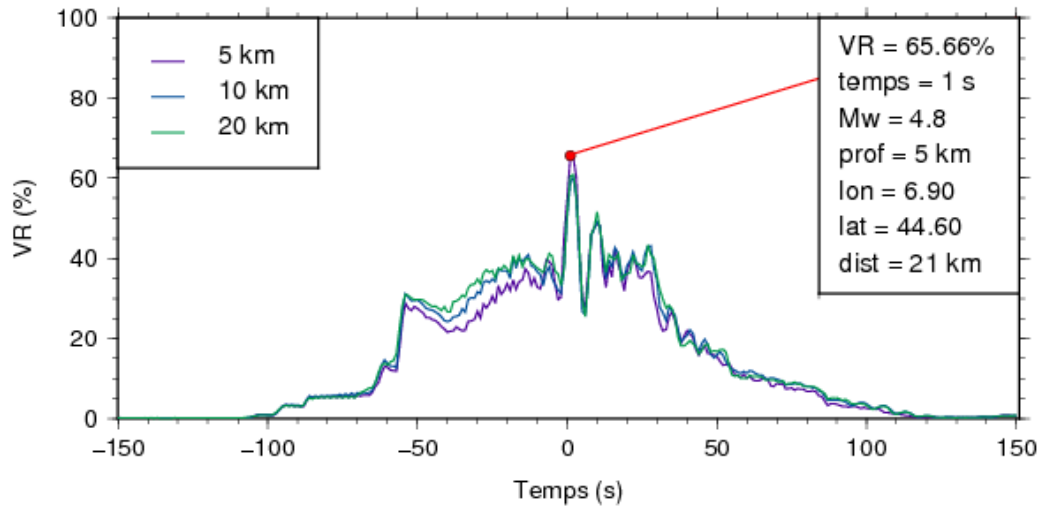


FIG. 3.14 – Evolution de la réduction de variance (VR) pour le séisme de M4,9 Barcelonnette du 07/04/2014 entre 150 s avant et après le temps origine CEA. Chaque courbe correspond aux valeurs de VR maximales sur l’ensemble de la grille pour une profondeur fixée (pour plus de lisibilité, les profondeurs de 5 km, 10 km et 20 km ) et pour chaque pas de temps (1 s). Voir la [Figure 3.10](#) pour plus d’information.

résultats de GRiD MT. En effet, chaque station sélectionnée, recevant le signal associé à un évènement, fournit une information sur la distance de cet évènement par rapport à la station. Avec l’application de la méthode GRiD MT sur la grille, cette information se traduit par un disque de VR plus faible autour de la station et un cercle de VR plus élevée à la distance portée par l’information du signal.

### 3.3 Application à des séismes de magnitudes faibles (3,5 < M < 4,5)

Les résultats présentés dans les deux parties précédentes ont montré que la méthode GRiD MT pouvait apporter des solutions de source correctes sans connaissance préalable sur la localisation et le temps origine des évènements. Néanmoins les tremblements de terre étudiés ont tous des magnitudes supérieures ou égales à 4,5. L’intérêt d’étudier les performances de GRiD MT pour une détection plus bas niveau des évènements sismiques (magnitudes comprises entre 3,5 et 4,5) apparait alors pertinent. Pour cela il apparait nécessaire de réviser certains paramètres d’inversion utiles à GRiD MT, et en particulier la bande de fréquence pré-définie.

Pour les deux régions considérées (i.e., zone ibéro-maghrébine et sud-est de la France), les formes d’onde enregistrées à distance régionale et filtrées dans des bandes de périodes pouvant aller de 10 à 80 s ont été considérées. Or, les différentes études de caractérisation d’évènements réalisées pour des magnitudes faibles (Pinar et al., 2003, Stich et al., 2003, Stich et al., 2010, Scognamiglio et al., 2009, Petersen et al., 2021) sont généralement réalisées à partir de données plus courtes périodes (entre 10 et 35 s) enregistrées par des stations proches des hypocentres. Par exemple, Stich et al. (2003) et Stich et al. (2010) ont réalisé des inversions du tenseur des moments pour des séismes de magnitudes Mw inférieures à 4 dans la région ibéro-maghrébine à partir de stations régionales et d’une bande de période 15-35 s (environ 0,03-0,07 Hz). De même, Petersen et al. (2021) ont déterminé des mécanismes au foyer d’évènements faibles à modérés ( $3,2 < M_w < 4,2$ ) localisés dans la région alpine à partir du réseau de stations locales

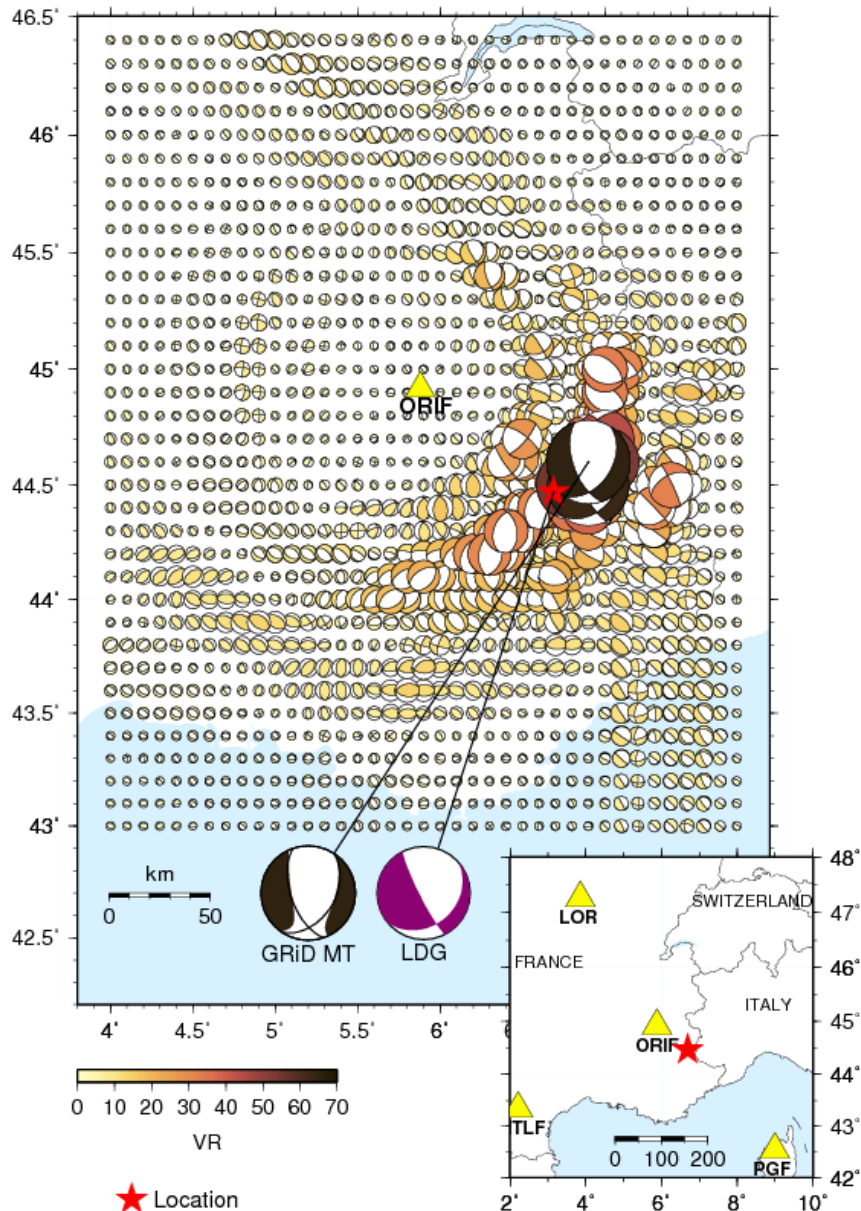


FIG. 3.15 – Carte des résultats GRiD MT pour le séisme de Barcelonnette du 07/04/2014 au temps origine optimal (19 :27 :00 TU) et à la profondeur optimale (5 km). Voir la Figure 3.8 pour plus d’information.

et régionales AlpArray ( $< 300$  km) et de données filtrées entre 0,02 et 0,07 Hz, voire entre 0,03 et 0,1 Hz. La caractérisation des événements italiens de magnitudes faibles à modérées ( $3,5 < M_w < 5,7$ ) en temps réels [Scognamiglio et al., 2009] est obtenue à partir de stations à des distances inférieures à 300 km et dans deux bandes de fréquences selon la magnitude : 0,02-0,05 Hz pour une magnitude  $M_L > 3,8$  et 0,02-0,1 Hz pour  $M_L < 3,8$ .

### 3.3.1 Premiers tests sur des séismes réels et synthétiques dans la région sud-est France

Dans l’optique d’étudier le comportement de GRiD MT sur des événements sismiques de plus faible magnitude, des tests s’appuyant sur les données du séisme du 28/05/2019 de magnitude  $M_w 3,9$  près de Thonon-les-Bains (Haute-Savoie) et sur des séismes synthétiques dans la région



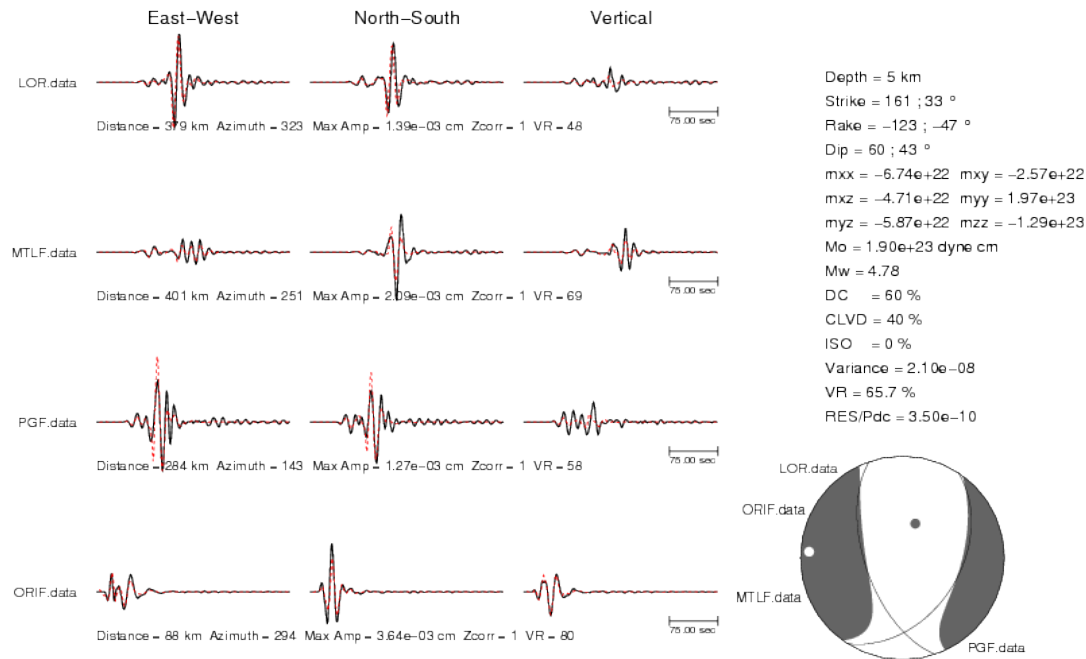


FIG. 3.16 – Solution GRiD MT pour le séisme de Barcelonnette obtenue à 5 km de profondeur avec les données sismiques des quatre stations large-bande sélectionnées, filtrées entre 12,5 et 33 s de période à la localisation GRiD MT ( $44,60^{\circ}\text{N}/6,90^{\circ}\text{E}$ ).

sud-est sont réalisés.

### 3.3.1.1 Tremblement de terre de Thonon-les-Bains de Mw 3,9 du 28 mai 2019

Le tremblement de terre de Thonon-les-Bains de magnitude Mw 3,9 a eu lieu le 28 mai 2019 près du lac Léman, en Haute-Savoie. Les travaux publiés par Petersen et al. (2021) s'appuient sur des formes d'ondes filtrées entre 0,02 et 0,07 Hz, enregistrées par des stations dans un rayon de 250 km autour de l'évènement. Le tremblement de terre est décrit avec un mécanisme de type normal dont les plans nodaux sont orientés NO-SE, avec une composante légèrement oblique (Figure 3.17). Ce séisme a également été inversé avec la méthode FMNEAR par l'OCA [Delouis, 2014] à partir de 42 stations réparties dans un rayon de 90 km, en France, en Suisse et en Italie. La solution de l'OCA est très similaire à celle de Petersen et al. (2021) (Figure 3.17).

La Figure 3.18a montre le résultat de l'inversion manuelle obtenue pour l'évènement de Thonon-les-Bains à l'aide des quatre stations et de la bande de fréquence sélectionnées pour la configuration de GRiD MT dans le sud-est de la France. Les données sismiques présentent un niveau de bruit important impliquant des rapports signal-à-bruit faibles pour plusieurs composantes, en particulier pour les stations PGF et MTLF. La valeur de VR sur les quatre stations ne dépasse pas 45 % et la magnitude Mw est sous-estimée à 3,4, malgré la détermination d'un mécanisme de faille normale très similaire à [Petersen et al., 2021] et à l'institut OCA (Figure 3.17 et Figure 3.18). La station ORIF présentant la meilleure valeur de VR (74 %) est la station la plus proche de la source, à moins de 200 km de l'épicentre conformément à la limite en distance (i.e.,  $< 300$  km) de [Petersen et al., 2021]. A l'inverse, bien que les stations PGF et MTLF montrent globalement de bons accords entre les données réelles et synthétiques sur les portions les plus énergétiques du signal inversé, elles ont des composantes très bruitées. Ces deux stations sont situées à des distances supérieures à 450 km de l'évènement.

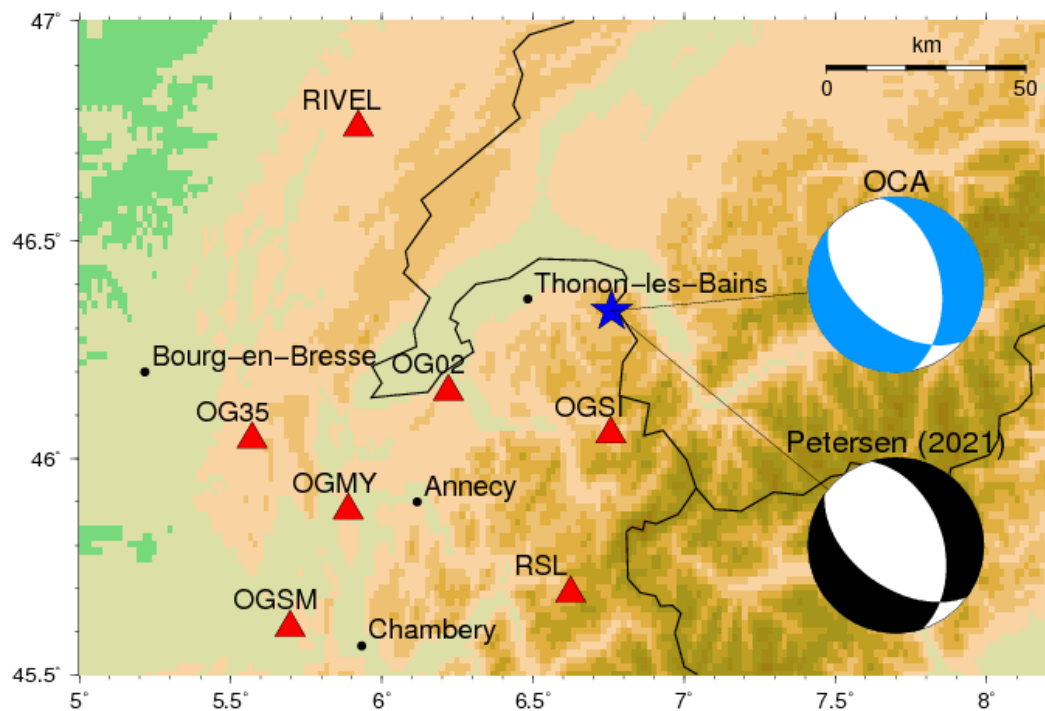


FIG. 3.17 – Carte de la localisation (étoile) du séisme de Thonon-les-Bains (28/05/2019) et ses mécanismes au foyer déterminés par l'OCA (en bleu) et par [Petersen et al., 2021] (en noir). La localisation des stations sismologiques proches du réseau français est donnée par les triangles rouges. A noter que les deux solutions mentionnées ont été obtenues avec des combinaisons de stations françaises, suisses, et italiennes.

La Figure 3.18b montre le résultat de l'inversion GRiD MT pour ce tremblement de terre ; la solution de source est similaire à celle de l'inversion manuelle (Figure 3.18a), même si elle ne correspond pas exactement au même temps origine et à la même localisation. Elle est cependant obtenue au point source le plus proche, deux secondes plus tard. Néanmoins, la valeur de VR obtenue par GRiD MT est nettement inférieure à celle résultant de l'inversion manuelle : 19,1 % versus 44,9 %. Cette différence majeure est due au fait que dans le cas de l'inversion manuelle (Figure 3.18a) une optimisation des correspondances entre les données réelles et les données synthétiques est recherchée en autorisant un léger décalage en temps, nommé Z (Figure 3.18a et 3.18b) entre les types de signaux. Ce décalage est déterminé manuellement en maximisant la VR. Il n'est pas autorisé dans l'inversion GRiD MT (Figure 3.18b) où le temps origine et la localisation de la source ne sont pas connus au préalable. Malgré une bonne similarité des résultats avec l'OCA, en termes de localisation (différence de distance d'environ 8,1 km, Figure 3.18c), de temps origine (+2 s), et de mécanisme au foyer (similarité de Rivera et Kanamori, 2014, estimée à 78 %), la VR n'est pas satisfaisante. Les valeurs de VR sur l'ensemble de la grille, présentées Figure 3.18c, ne permettent pas de faire ressortir la solution, et donc le tremblement de terre n'est pas détecté.

Ces résultats des inversions du tremblement de terre de Thonon-les-Bains indiquent que le jeu de stations (LOR, MTLF, PGF et ORIF) et la bande de fréquence utilisés ne sont pas adaptés à la caractérisation de l'évènement du fait de la part importante de bruit dans les données, en particulier pour les stations les plus lointaines.

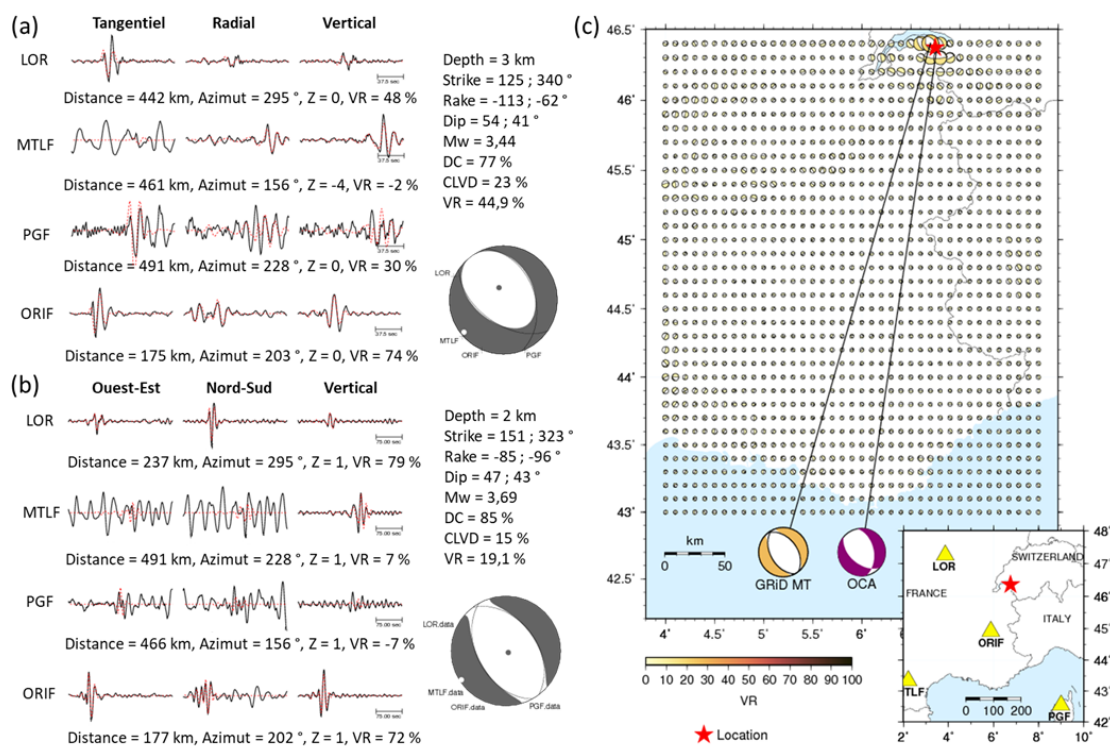


FIG. 3.18 – Résultats des inversions manuelle (a) et automatique GRiD MT (b et c) du tenseur des moments du séisme de Thonon-les-Bains du 28/05/2019, calculées à partir des données des stations LOR, MTLF, PGF et ORIF filtrées entre 12,5 et 33 s de période. (a) Inversion manuelle au temps origine de référence de l'OCA (08 :48 :05 TU), à la localisation de référence de l'OCA (46,34°N/6,76°E) et à 3 km de profondeur. (b) Inversion GRiD MT au temps origine optimal (08 :48 :07 TU), à la localisation optimale de GRiD MT (46,40°N/6,70°E/2 km). (c) Carte des résultats de GRiD MT au temps origine optimal.

### 3.3.1.2 Test sur un séisme synthétique dans la région de Nice

Afin de tester les limites de la méthode pour la détection de séismes de faibles magnitudes, un test synthétique est réalisé. L'avantage de l'utilisation de tests synthétiques est que la source alors parfaitement connue (i.e., localisation, temps origine, tenseur des moments). Ainsi, un tremblement de terre hypothétique situé sur la grille du sud-est de la France a été considéré près de la ville de Nice (Table 3.3). Pour l'étudier dans une implémentation de type GRiD MT, nous avons considéré deux modélisations différentes : avec et sans bruit dans les données. Le tremblement de terre dans les deux versions a une magnitude Mw de 4, un mécanisme au foyer identique à celui du séisme du Teil (Partie 3.3.2) et une profondeur fixée à 6 km (Table 3.3). Les signaux synthétiques de ce tremblement de terre ont été créés en utilisant les fonctions de Green générées avec le modèle de vitesse du CEA pour les quatre stations de GRiD MT. La prise en compte du bruit a été réalisée de la façon suivante : une fenêtre équivalente à la longueur du signal synthétique est extraite des données qui précèdent le séisme de Thonon-les-Bains. Ensuite, ces segments de bruit ont été ajoutés à chacune des composantes du signal synthétique du séisme de Nice. Les signaux ainsi générés ont alors été filtrés et inversés dans l'approche GRiD MT standard pour la région du sud-est de la France.

La Figure 3.19 montre les résultats obtenus pour les deux situations considérées. Le cas *a* (c'est-à-dire sans bruit) sert de référence au cas *b* (c'est-à-dire avec bruit). La détection GRiD MT du cas *b* (43,90°N/7,20°E) est située à 11 km de celle du cas *a* (43,80°N/7,20°E), qui est obtenue au point de la grille le plus proche de la localisation fixée pour le séisme hypothétique. Le cas sans bruit détermine un temps origine une seconde plus tôt alors que le cas bruité induit

Cas	Latitude	Longitude	Profondeur	Mw	Strike/Dip/Rake (°)	Présence de bruit
a	43,83°N	7,22°E	6 km	4,0	45°/65°/93°	non
b	43,83°N	7,22°E	6 km	4,0	45°/65°/93°	oui

TAB. 3.3 – Caractéristiques du tremblement de terre synthétique près de Nice. a) sans bruit. b) avec bruit enregistré par chacune des quatre stations de GRiD MT avant le séisme de Thonon-les-Bains.

un retard de deux secondes dans le temps origine. De plus, dans les deux situations, la profondeur n'est pas équivalente à la profondeur la plus proche, c'est-à-dire 5 km (la source étant à 6 km de profondeur) : le cas *b* détermine une profondeur plus proche de la surface (2 km) alors que le cas *a* indique une profondeur légèrement plus importante (10 km). Malgré une valeur de VR moins élevée dans le cas *b*, la magnitude est mieux estimée, avec une différence de 0,3 avec la magnitude du cas *a*. Quant au mécanisme au foyer, la divergence entre les deux situations est très importante. La solution du cas *a*, bien qu'ayant un pourcentage double-couple faible, montre un mécanisme de faille inverse similaire à celui donné en entrée. La solution du cas *b*, bien qu'indiquant également un mécanisme de faille inverse, montre des pendages très différents.

Dans cet exemple, le rapport signal-à-bruit demeure encore très bon, contrairement au cas du séisme de Thonon-les-Bains qui a une magnitude Mw légèrement plus faible (Figure 3.19). Les signaux de la station MTLF, la plus lointaine, sont les plus bruités. Les VR obtenues avec GRiD MT sont donc meilleures que celle trouvée pour le séisme de Thonon-les-Bains, et les paramètres de source (temps origine, localisation et magnitude) sont plus proches des valeurs initiales fixées (Table 3.3). En revanche, cet exemple montre que la présence de bruit perturbe la détermination correcte du mécanisme au foyer. Les stations lointaines étant davantage sujettes à présenter de faibles rapports signal-à-bruit, l'utilisation de l'approche GRiD MT pour des séismes dans cette gamme de magnitude nécessite la prise en compte de stations plus proches de la source.

### 3.3.2 Méthode automatique de sélection des paramètres

#### 3.3.2.1 Intérêts

Lors de la mise en place de la méthode GRiD MT dans les deux régions et les gammes de magnitudes précédentes (Parties 3.1 et 3.2), une importante partie du travail a été de sélectionner les paramètres d'inversion et de la grille les plus adaptés. Cependant, malgré une tentative pour caractériser des événements de magnitudes plus faibles dans le sud-est de la France lors de la sélection de la bande de fréquence (Partie 3.2.2), les paramètres sélectionnés ne sont pas convaincants dans l'application de la méthode pour le séisme de Thonon-les-Bains et pour les cas synthétiques (Partie 3.3.1). Ces résultats illustrent le besoin d'ajuster le jeu de stations en fonction des événements recherchés, et en particulier celui de limiter les distances épacentrales afin de mieux caractériser les séismes de magnitudes faibles. Il s'agit également d'assurer une bonne couverture azimutale pour la caractérisation de tous les événements de la gamme de magnitude ciblée au sein de cette grille. Pour prendre en compte ces deux points, il est également nécessaire de réduire la taille de la grille dans le cas d'événements de plus faible magnitude. Cette section présente une approche que je propose pour définir plus facilement, de manière automatisée, les paramètres d'inversion pour une région et une gamme de magnitude données.

La sélection des paramètres les plus pertinents pour l'approche GRiD MT est une démarche

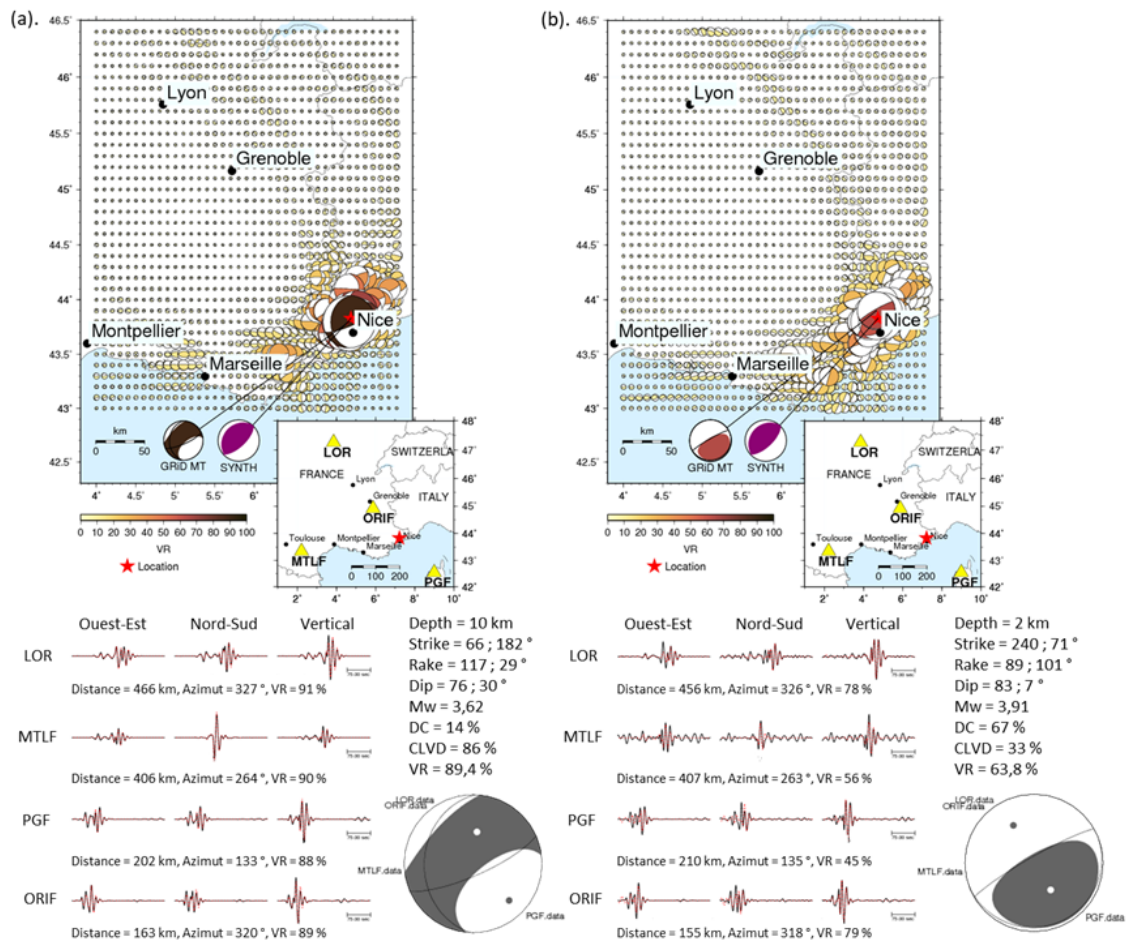


FIG. 3.19 – Application de la méthode GRiD MT à un cas synthétique, sans (a) et avec (b) bruit ajouté (Table 3.3). En haut, les cartes des résultats GRiD MT pour chaque cas synthétique. En bas, les solutions des inversions du tenseur des moments déviatorique obtenues à la profondeur et la localisation optimale pour les quatre stations large-bande sélectionnées, filtrées entre 12,5 et 33 s de période.

chronophage et dépendante de chaque région d'intérêt. Les études spécifiques effectuées sur des événements d'intérêt se font généralement à partir d'une combinaison de paramètres d'inversion sélectionnés par les auteurs de façon manuelle et selon l'expérience de chacun. Pour le choix des stations, il est courant de vérifier la qualité des stations sélectionnées, souvent en fonction du niveau de bruit, avant l'inversion finale. L'approche proposée ici s'intéresse à une sélection des paramètres d'inversion automatique et non manuelle/empirique. Dans cette étude, seuls la bande de fréquence et le jeu de stations sont recherchés. La détermination de ces paramètres se base sur le calcul du rapport signal à bruit pour identifier les meilleures stations et la gamme de fréquence optimale.

### 3.3.2.2 Le rapport signal-à-bruit

Le rapport signal-à-bruit (*Signal to Noise Ratio* en anglais, SNR) est un rapport entre les amplitudes isolées dans une fenêtre de données représentatives du signal d'un événement à analyser, et celles d'une fenêtre de données précédant cet événement (Figure 3.20). Le SNR est une indication de la qualité du signal observé. Il est calculé à l'aide de l'Equation 3.1. Les amplitudes ( $s_j$  et  $n_k$  pour le signal d'intérêt et pour le bruit, respectivement) sont ici moyennées sur la longueur de la fenêtre de données et de bruit ( $j$  et  $k$ ) respectivement, de longueur allant de 150 à 500 s selon la région d'étude et la distance des stations. Afin de comparer directement les

différentes valeurs de SNR entre les différentes stations et bandes de fréquence, il est nécessaire que les deux fenêtres sur lesquelles le rapport est calculé soient de la même longueur ( $j = k$ ). Une bonne représentativité du signal filtré sur toute la gamme des bandes de filtrage testées est en effet souhaitée.

$$SNR = \frac{\sqrt{\frac{1}{j} \sum_{i=0}^j s_i^2}}{\sqrt{\frac{1}{k} \sum_{i=0}^k n_i^2}} \quad (3.1)$$

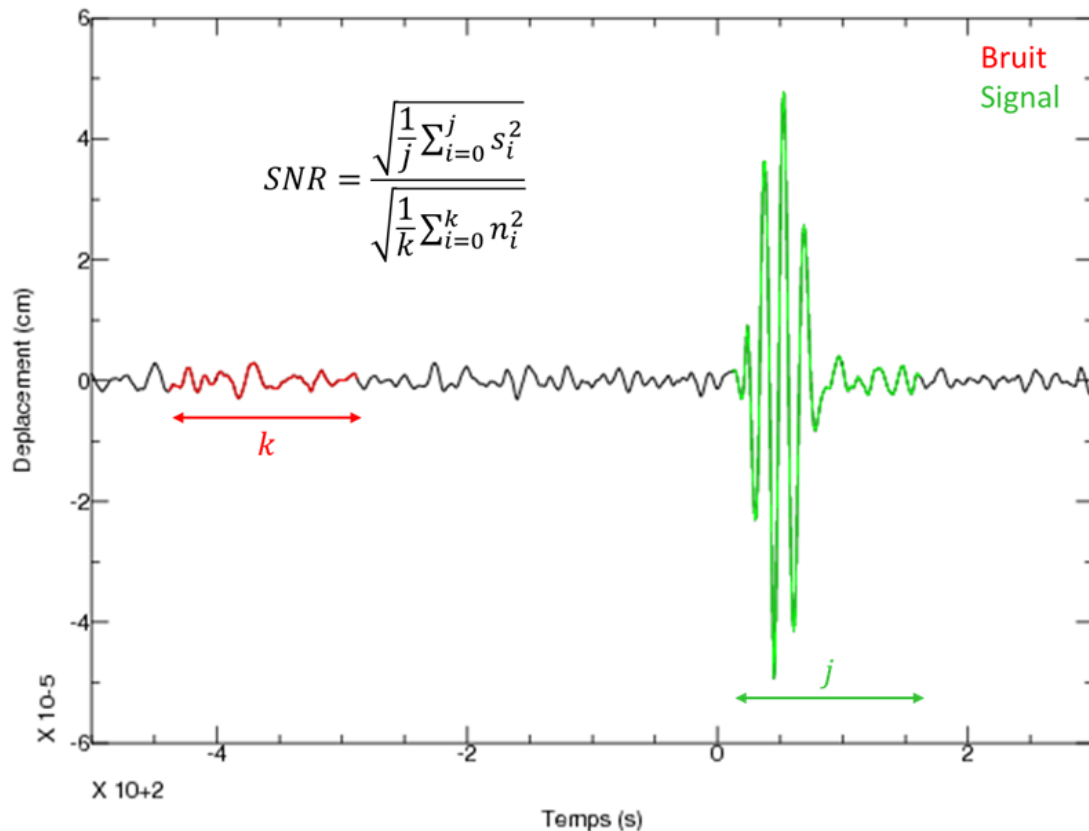


FIG. 3.20 – Formes d’ondes enregistrées sur la composante radiale de la station OG35 exprimées en déplacement du séisme du Teil (11/11/2019). La fenêtre de données de durée  $j$  où le signal de l’évènement a été enregistré est représentée en vert, tandis que celle sur laquelle le niveau de bruit est mesuré, de durée  $k$ , est représentée en rouge. Ici  $j = k$ .

Lorsque le SNR est inférieur ou égal à 1, le bruit domine le signal. A l’inverse, une valeur élevée signifie que le signal enregistré d’un évènement se différencie du bruit et est identifiable dans les enregistrements sismiques. Ainsi, une station présentant une valeur de SNR élevée a de grandes chances d’apporter des informations sur la source du séisme dans un processus d’inversion.

### 3.3.2.3 Description de l’approche proposée

La méthode proposée pour sélectionner un jeu de stations d’intérêt et une bande de fréquence pour un évènement donné et/ou pour une région spécifique s’appuie sur l’ensemble des données brutes disponibles à l’ensemble des stations situées dans un rayon de distance souhaité. Suite à leur acquisition, le traitement de l’ensemble de ces données est identique à celui utilisé pour la préparation des formes d’ondes pour les inversions manuelles et/ou automatiques (GRiD

MT) (Partie 3.3.2.2) : déconvolution du signal, intégration en déplacement et décimation. Cependant, au lieu de considérer une bande de fréquence fixe prédéfinie, la présente démarche consiste à tester tout un ensemble de gammes de fréquences pour une gamme de magnitude donnée en fonction des évènements recherchés. La Figure 3.21 présente l'approche proposée.

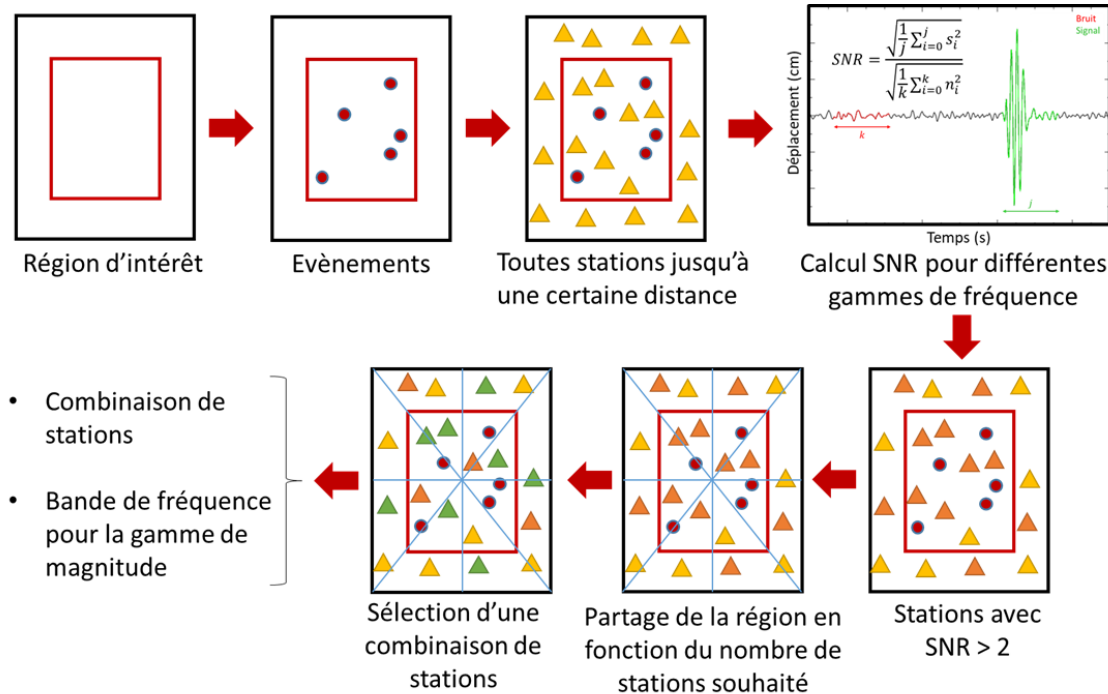


FIG. 3.21 – Description schématique de la méthode automatique de sélection du jeu de stations et de la bande de fréquence selon les évènements donnés en entrée (localisation et magnitude). Le cadre rouge désigne la grille définie dans la région d'intérêt, les points rouges, les évènements, et les triangles, les stations. La couleur des stations correspond au niveau de sélection de chaque station à chaque étape : en jaune, les stations disponibles dans la région, en orange, celles avec un rapport SNR élevé, et en vert, les stations sélectionnées en fonction de leur azimut.

Pour chaque station, bande de fréquence et évènement donnés, le rapport SNR est donc calculé (Figure 3.21, Equation 3.1). Ensuite, pour chaque bande de fréquence, une moyenne des SNR est calculée pour toutes les stations. Le choix de la bande de fréquence est alors fait à partir de cette valeur moyenne : la bande de fréquence associée à la valeur maximale de SNR moyenne est sélectionnée.

De la même manière, une moyenne est calculée pour chaque station à partir de toutes les valeurs de SNR des différentes bandes de fréquence. Cependant, la sélection ne se base pas uniquement sur la valeur maximale de SNR moyenne. Pour l'inversion, il est important de disposer de stations ayant des azimuts différents pour permettre une bonne couverture azimutale de la source. Pour cette raison, la sélection finale des stations, selon le nombre de stations souhaitées dans l'algorithme GRiD MT, est réalisée de manière à ce que chaque station couvre une région différente des autres (Figure 3.21). Plus concrètement, si un jeu de cinq stations est demandé, la région d'intérêt est divisée de manière équitable en cinq secteurs azimutaux, et les cinq stations avec la valeur maximale de SNR moyenne localisées dans chaque secteur sont finalement sélectionnées (Figure 3.21).

### 3.3.3 Application de la sélection automatique pour le sud-est de la France

L'approche présentée ci-dessus aide à définir le jeu de stations et la bande de fréquence les mieux adaptés aux événements d'une région et pour une gamme de magnitudes donnée. Cependant, il est difficile de choisir une grille de points source de manière automatique. Celle-ci ne doit pas être trop élargie afin de limiter les distances épacentrales à considérer dans les inversions. Un jeu de sept tremblements de terre récents ayant des magnitudes ML comprises entre 3,8 et 4,2 et localisés dans une zone réduite de la grille de GRiD MT est dans un premier temps utilisé pour déterminer les distances maximales utiles pour cette gamme de magnitude (Table 3.4).

Date	Heure (TU)	Latitude (°)	Longitude (°)	Prof. (km)	Magnitude (ML)
2022/03/12	17 : 03 : 23	45,67	6,33	10	4,2
2020/06/23	06 : 25 : 42	46,00	6,97	10	3,8
2019/05/28	08 : 48 : 05	46,37	6,75	2	3,9
2018/11/21	17 : 08 : 52	46,14	5,06	10	4,2
2017/10/27	01 : 09 : 51	45,46	6,33	2	3,8
2016/12/13	01 : 45 : 13	45,47	5,41	2	3,8
2016/11/09	15 : 35 : 11	44,25	6,23	2	3,8

TAB. 3.4 – Liste des séismes de magnitudes ML comprises entre 3,8 et 4,2 ayant eu lieu entre 2016 et 2022 dans la région du sud-est (EMSC-CSEM).

Vingt-neuf bandes de fréquences sont testées, la fréquence minimale variant entre 0,02 et 0,1 Hz avec un pas de 0,005 Hz, et une fréquence maximale au moins deux fois supérieures à la fréquence minimale. Pour chacun des événements, une valeur maximale de SNR est calculée pour toutes les gammes de fréquences testées et pour toutes les stations les enregistrant. Ainsi, pour une station et un événement, la valeur maximale est associée à une distance, indépendamment de la bande de fréquence. La Figure 3.22 montre la distribution de ces valeurs pour les sept séismes (Table 3.4) en fonction de la distance épacentrale. Les courbes de tendance propres à chaque événement tendent à intersecter la droite de  $SNR = 1$  au-delà de 300 km de distance. Ainsi, par mesure conservative, il est décidé de limiter la distance épacentrale maximale à 200 km de distance.

A partir de cette distance maximale de 200 km à utiliser dans la prise en compte des stations, il est possible de conditionner la taille de la grille. Celle-ci doit, si possible, être comprise dans la zone identifiée (i.e., rayon de 200 km) et les stations doivent préférablement être situées à l'extérieur de la grille de points source. Il peut en effet être observé des effets de saturation ou dus au tilt de stations lorsqu'un événement se produit à proximité immédiate des stations. Ces derniers induisent de fortes dégradations des qualités des inversions de source. Ce critère de distance minimale des stations est principalement nécessaire lors de l'application de GRiD MT sur des événements de magnitude modérée à forte, et montre moins d'importance pour séismes de plus faible magnitude.

Dans un second temps, une tentative d'auto-paramétrisation dédiée aux seuls séismes de Thonon-les-Bains et de Chamonix, qui ont eu lieu les 28 mai 2019 et 23 juin 2020 respectivement, est proposée pour une grille réduite de points source (Figure 3.23) dont les caractéristiques principales sont :



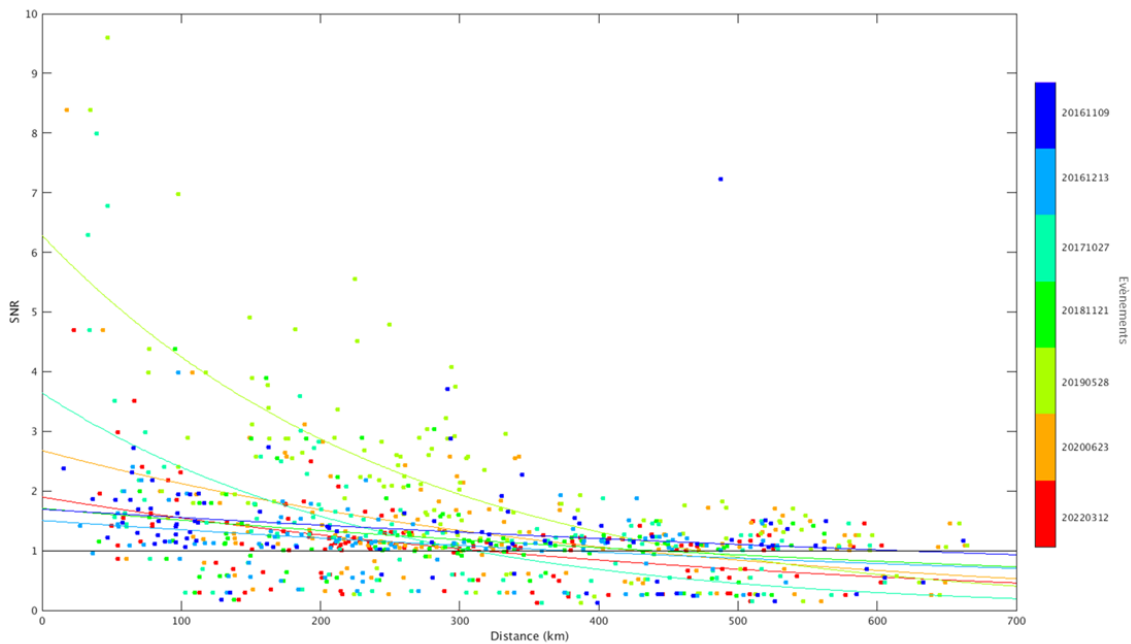


FIG. 3.22 – Distribution des valeurs de rapports signal à bruit (SNR) et leurs courbes de tendance associées en fonction des distances épacentrales pour les sept tremblements de terre récents de magnitudes comprises entre 3,8 et 4,2 dans la région du sud-est de la France (Table 3.2). Une couleur est attribuée à chaque évènement (nuage de points et courbes). La ligne noire indique la limite de SNR = 1.

- latitudes comprises entre  $45,80^{\circ}\text{N}$  et  $46,40^{\circ}\text{N}$ ,
- longitudes comprises entre  $5,80^{\circ}\text{E}$  et  $7,10^{\circ}\text{E}$ ,
- espacement inter-source de  $0,1^{\circ}$ ,
- profondeurs comprises entre 2 et 30 km.

Ainsi, la grille s'étalant sur environ 70 km du nord au sud et sur 100 km d'est en ouest respecte la limite de distance maximale de 200 km (Figure 3.23).

Seules les stations françaises ont été considérées. Afin de conserver au maximal cinq stations pour les inversions GRiD MT dans cette pseudo-grille, un total de sept sections azimutales a été fixé et trois sont donc exemptés de données (Figure 3.23). Les cinq stations ainsi sélectionnées sont CHMF, RIVEL, OG35, OGGM et OGAG du réseau français et la bande de fréquence retenue est légèrement plus restreinte que celle de GRiD MT pour la région du sud-est de la France : 0,035-0,07 Hz, soit environ 14,3-28,6 s de période.

La Figure 3.25 montre le résultat de GRiD MT sur cette grille restreinte pour le séisme de Thonon-les-Bains. A l'aide de ces paramètres (stations et bande de fréquence) révisés, l'évènement est détecté avec une très bonne valeur de VR (85 % environ) ce qui contraste avec la solution obtenue précédemment avec les paramètres originaux de la grille couvrant tout le sud-est de la France (VR = 44 % environ). La localisation ainsi obtenue est située à environ 8 km de celle publiée par l'OCA. La magnitude  $M_w$  est mieux estimée, bien qu'encore inférieure d'environ 0,1 en comparaison des magnitudes obtenues par Petersen et al. (2021) et l'OCA. La solution est obtenue seulement trois secondes après le temps origine de l'OCA, soit à 08 :48 :08 TU. Le mécanisme résultant indiquant un jeu de faille normale orientée NO-SE qui est en adé-

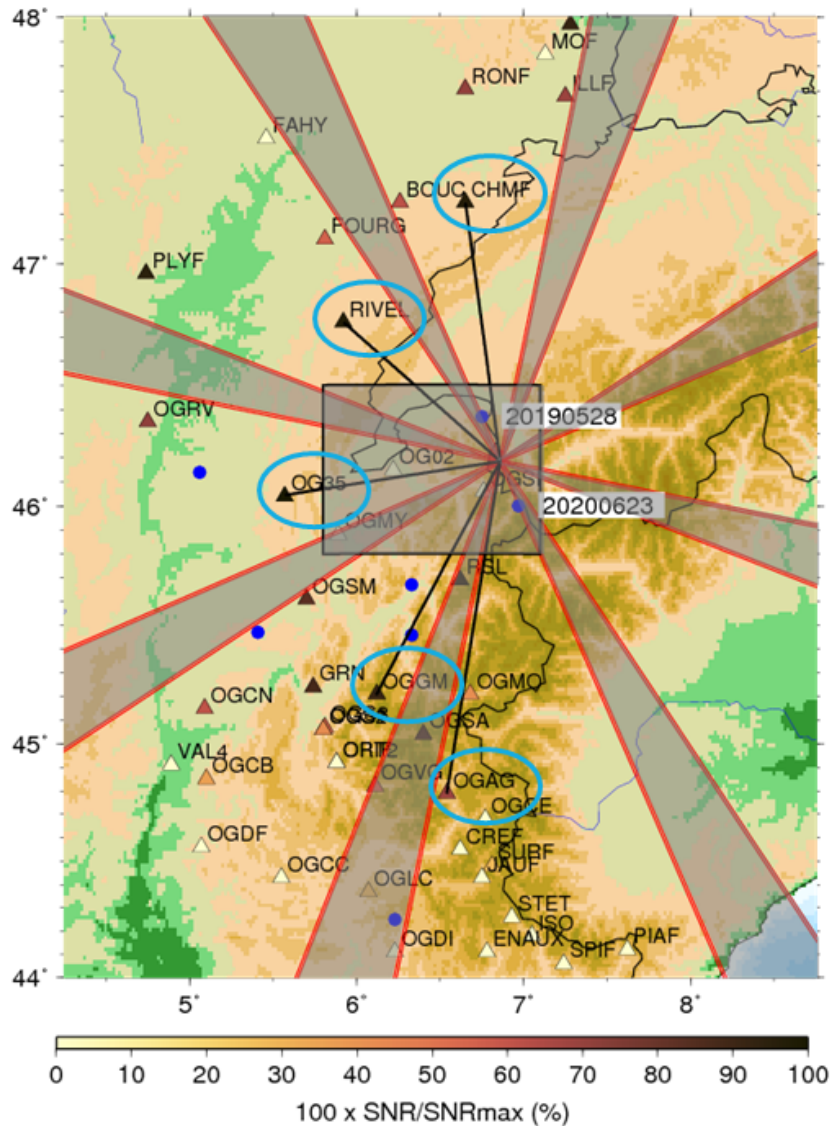


FIG. 3.23 – Sélection du jeu de stations pour une grille au nord des Alpes Françaises. Les points bleus correspondent aux évènements de magnitudes faibles présentés dans la Table 3.4, dont les évènements de Thonon-les-Bains du 28/05/2019 et de Chamonix du 23/06/2020. Les triangles correspondent aux stations de la région, et leur couleur représente la valeur de SNR relative. Les zones grisées couvrent les régions dans lesquelles l’algorithme rejette les stations, c’est-à-dire au sein de la grille et pour des gammes d’azimut ne satisfaisant pas le critère d’optimisation de la couverture azimutale. Les stations sélectionnées par le processus d’auto-paramétrisation sont entourées en bleu.

quation avec les solutions publiées par Petersen et al. (2021) et par l’OCA (Figure 3.24).

Cette nette amélioration des résultats de GRiD MT pour le séisme de Thonon-les-Bains tend à approuver l’approche proposée pour la sélection automatique des paramètres d’inversion pour des évènements de faible magnitude dans la région. De plus, cela engendre un gain de temps significatif pour leurs déterminations. Contrairement à une étude fastidieuse et chronophage s’appuyant sur un conséquent travail préparatoire, la détermination du jeu de stations et de la bande de fréquence privilégiées a ici été possible en seulement une heure de calculs environ. Bien sûr, des inversions manuelles du tenseur des moments doivent ensuite être réalisées, avant l’implémentation définitive de GRiD MT, pour valider ces combinaisons stations-bandes de fréquence sur des évènements de référence pour lesquels des solutions de source existent. Grâce

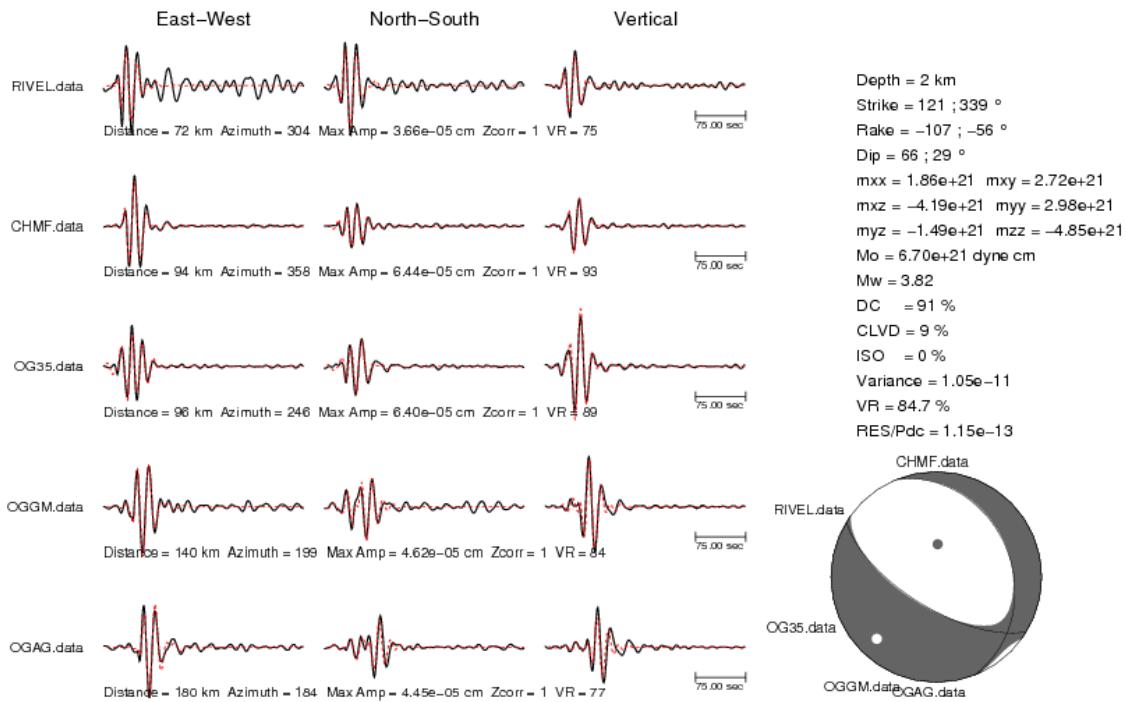


FIG. 3.24 – Solution GRiD MT de l'inversion du tenseur des moments déviatorique obtenue à 2 km de profondeur avec les données sismiques des cinq stations large-bande sélectionnées, filtrées entre environ 14 et 28 s de période à la localisation GRiD MT (46,40°N/6,70°E) pour le séisme de Thonon-les-Bains.

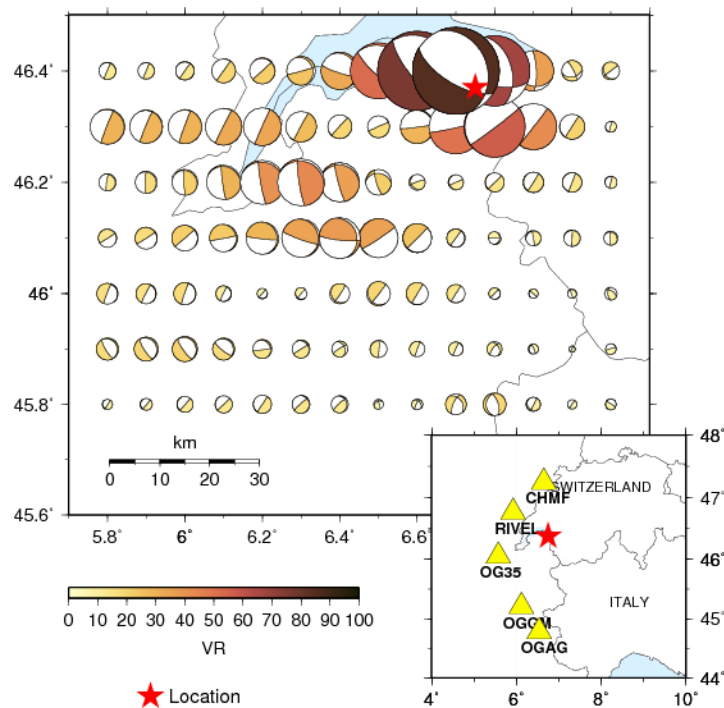


FIG. 3.25 – Carte des résultats GRiD MT pour le séisme de Thonon-les-Bains du 28/05/2019 au temps origine optimal (08 :48 :08 TU) et à la profondeur optimale (2 km). Les couleurs des mécanismes représentent la valeur de VR associée à chaque point-source de la grille. En bas à droite, carte de la localisation du séisme dans la région sud-est (étoile rouge) ainsi que des stations sélectionnées (triangles jaunes).

à une telle approche, il devient possible de développer l'utilisation de GRiD MT dans d'autres régions d'intérêt. Cependant, pour cela, un troisième paramètre à prendre en compte est le choix du modèle de vitesse à utiliser pour le calcul des fonctions de Green. Il serait alors préférable de tester également le modèle de vitesse. Bien que ce travail n'ait pas été réalisé au cours de la thèse, une proposition serait de calculer, à partir d'un ensemble de modèles de Terre disponibles, les signaux synthétiques pour un jeu d'événements de référence dont la source est identifiée et pour les stations sélectionnées. Cette approche directe pourrait aider à retenir uniquement le ou les modèles de Terre présentant les meilleurs accords avec les données réelles.

### **Conclusion**

La faisabilité de la méthode GRiD MT pour la détection, la localisation et la caractérisation d'événements sismiques dans la région ibéro-maghrébine et dans le sud-est de la France est, dans un premier temps, démontrée sur des jeux de séismes de magnitudes modérées à fortes, et sur des événements de plus faible magnitudes. Les résultats obtenus montrent de très bons accords avec les solutions publiées par les organismes français et étrangers sur la détermination du temps origine des sources, sur leur localisation, mais également sur leur magnitude  $M_w$  et leur mécanisme. Cela encourage le développement et l'implémentation de l'outil GRiD MT pour les missions de surveillance sismique des observatoires sismologiques, à la fois pour l'alerte sismique que pour l'alerte tsunami.

Néanmoins, ces bons résultats de GRiD MT ne sont possibles qu'après un important travail de sélection des paramètres d'inversion (jeu de stations, bande de fréquence et modèle de vitesse) et de la grille qui doit être spécifique à chaque région d'intérêt. Ils sont aussi fortement dépendants des gammes de magnitudes recherchées. L'exemple du séisme de Thonon-les-Bains dans les Alpes Françaises en 2019 montre en effet les limites de GRiD MT pour la détection et la caractérisation rapide des séismes de magnitude  $M_w$  inférieure à 4. Des grilles plus restreintes et des stations plus proches sont en effet nécessaires pour l'inversion de données dont les rapports signal-à-bruit sont dégradés. Une approche exhaustive basée sur le calcul des rapports signal-à-bruit de l'ensemble des stations d'un réseau sismique régional est alors proposée pour sélectionner automatiquement deux des paramètres principaux des inversions : le jeu de stations et la bande de fréquence. Les résultats présentés dans ce chapitre sont très encourageants : la détection et la détermination des informations du séisme de Thonon-les-Bains sont très significativement améliorées. Réduisant significativement le temps de recherche des paramètres d'inversion (i.e., la partie la plus chronophage de l'ensemble de l'étude), cette méthode ouvre la possibilité de déployer plus aisément l'outil GRiD MT sur un grand nombre de régions. Enfin, elle peut aussi être prise en compte pour une analyse du tenseur des moments détaillée (c'est-à-dire manuelle) d'un événement d'intérêt, en dehors du contexte de GRiD MT.



# Chapitre 4

---

## Vers une estimation des incertitudes sur les paramètres de la source déterminés avec GRiD MT

Dans une grande majorité des études publiées sur la source d'événements sismiques, les incertitudes sur les résultats sont rarement présentées, en dehors de discussions sur l'estimation de la profondeur de la source et sur sa magnitude. La méthode GRiD MT, grâce à ses milliers d'inversions sur une grille et dans le temps, permet d'investiguer les incertitudes sur la source déterminée avec les solutions ayant des valeurs de VR élevées. Cette partie se consacre à l'estimation des incertitudes rendue possible avec GRiD MT, que ce soit sur la localisation des événements, sur leur magnitude mais également sur leur mécanisme au foyer. Plusieurs approches sont considérées, testées et discutées.

### 4.1 Quelques éléments utiles pour l'estimation des incertitudes de la source

Afin d'analyser statistiquement les solutions explorées par GRiD MT, il est nécessaire de disposer d'une métrique permettant d'évaluer l'écart (respectivement la similarité) entre les solutions. Pour les localisations, le calcul de distances est trivial. Pour les mécanismes au foyer, ou pour les solutions du tenseur des moments, un mode de calcul de similarité a été proposé par Rivera et Kanamori (2014).

Un autre problème à considérer est la possibilité que des groupes de solutions bien différenciés entre eux existent. Auquel cas, cela oblige à identifier ces groupes de solutions avant de calculer les incertitudes associées. Pour prendre en compte cela, nous explorons une approche dite de *clustering*.

#### 4.1.1 Calcul de la moyenne et de l'écart-type

Lorsqu'une expérience  $i$  est répétée  $N$  fois, les valeurs résultantes forment une population de solutions  $(m_1, \dots, m_N)$ , où  $m_i$  est la valeur obtenue. Afin de les caractériser, les premiers indicateurs statistiques utilisés sont la moyenne  $\bar{m}$  (Equation 4.1) et son écart-type  $\sigma$  (Equation 4.2) qui mesure la dispersion des solutions. Si toutes les valeurs ont la même chance de résulter de l'expérience, la moyenne et l'écart-type s'expriment de la manière suivante :

$$\bar{m} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N m_i \quad (4.1)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - \bar{m})^2} \quad (4.2)$$

La moyenne donne, grâce à un seul nombre réel, un ordre de grandeur des valeurs prises par la population. L'écart-type, quant à lui, donne une information sur la variation des valeurs par rapport à leur moyenne. Il peut être vu comme une indication de la stabilité de l'expérience.

Dans le cas d'un jeu de données important, la moyenne calculée est considérée comme précise. A l'inverse, dans le cas d'un jeu restreint, l'erreur associée à une valeur aléatoire a une forte incidence sur la moyenne calculée.

Chaque inversion réalisée par l'approche GRiD MT est indépendante des autres. Ainsi, chaque résultat a autant de chance d'apparaître au sein d'une même population. Nous appliquons alors les [formules 4.1](#) et [4.2](#) à tous les paramètres de la source (temps origine, magnitude, éléments du tenseur, strike, dip et rake). Avec uniquement deux valeurs (i.e., la moyenne et l'écart type), l'ensemble du jeu de données est caractérisé. Ceci est un avantage dans le cas d'approche fournissant un grand nombre de résultats, comme la méthode GRiD MT. Leur estimation permet également de valider les résultats obtenus. Une situation optimale correspond au cas où la meilleure solution (celle de VR maximale) est proche de la valeur moyenne et où l'écart-type est petit.

#### 4.1.2 Comparaison des tenseurs de moments par similarité

Rivera et Kanamori (2014) ont mis en place une méthode permettant de spécifiquement comparer deux tenseurs de moments différents et d'en déterminer leur degré de similarité. Cette approche s'appuie sur le calcul de l'angle de rotation minimal nécessaire pour faire correspondre les deux tenseurs. Dans une première étape, les tenseurs  $M_1$  et  $M_2$  à comparer sont normalisés selon les relations suivantes :

$$\hat{M}_1 = \frac{M_1}{\sqrt{M_1 : M_1}} \quad (4.3)$$

et

$$\hat{M}_2 = \frac{M_2}{\sqrt{M_2 : M_2}} \quad (4.4)$$

où le symbole « : » représente la contraction du double tenseur :  $M = M_{ij}M_{ij}$ .

Nous définissons ensuite le tenseur  $D$ , représentant la différence des tenseurs normalisés  $\hat{M}_1$  et  $\hat{M}_2$ , comme suit :

$$D = \hat{M}_1 - \hat{M}_2 \quad (4.5)$$

La moyenne quadratique de la différence, nommée  $\Delta$  s'exprime alors en terme de  $D$  :

$$\Delta = \frac{1}{2\sqrt{2}} \left( D_{11}^2 + D_{22}^2 + D_{33}^2 + 2(D_{12}^2 + D_{23}^2 + D_{31}^2) \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4.6)$$

Enfin, il est possible d'exprimer la similarité  $\alpha$  entre deux tenseurs des moments à partir de  $\Delta$  :

$$\alpha = 1 - \Delta \quad (4.7)$$

La similarité  $\alpha$  entre deux tenseurs des moments est ainsi comprise entre 0 et 1. Elle est égale à 1 lorsque les tenseurs normalisés sont identiques alors qu'elle est nulle lorsque les tenseurs sont opposés.

Cette méthode a pour avantage de pouvoir être utilisée pour comparer directement les mécanismes obtenus par GRiD MT avec des solutions de référence (i.e., GCMT, USGS, etc), ou avec la solution optimale, et ainsi de discuter la pertinence des résultats. De plus, la similarité est calculée à partir des éléments du tenseur, ce qui permet de prendre en compte à la fois la composante double-couple et la composante CLVD, voire isotrope lors d'une inversion du tenseur complet.

### 4.1.3 Définition de groupes de solutions avec la méthode des k-moyens (*clustering*)

La méthode des k-moyens (*k-means* en anglais) est un algorithme très répandu qui consiste à regrouper les points de données similaires entre eux, provenant d'un ensemble global de points distribués dans l'espace selon une certaine métrique. C'est une approche simple composée d'une étape d'initialisation puis d'une étape itérative de regroupement des points de données pour aboutir à la détermination stable de groupes (*cluster* en anglais). La [Figure 4.1](#) décompose ce protocole.

La première étape (initialisation) présentée dans la [Figure 4.1](#) (phases 1 à 3) repose sur une sélection aléatoire de k valeurs (étoiles) incluses dans le jeu de données (points noirs), équivalentes aux barycentres des k groupes (phase 1). La distance, d, séparant chacun des k points centraux des points de données est calculée (phase 2). La formule de d est donnée dans l'étape d'initialisation de la [Figure 4.1](#). Chaque point est assigné au groupe avec lequel il a la distance minimale à son centre k (phase 3). Chaque point de données est au terme de l'étape d'initialisation associé à l'un des k groupes testés. Un nouveau centre est alors calculé à partir de la moyenne des points composant chaque groupe (phase 3). Cette étape est nécessaire afin d'avoir une première assignation à un groupe avant de débiter l'étape d'itération.

Une nouvelle distance est calculée entre ces k nouveaux centres et tous les points du jeu de données. Comme précédemment, chaque point est attribué au groupe pour lequel la distance avec la valeur centre du groupe est minimale. Ceci est réalisé en boucle jusqu'à une condition de sortie : les groupes déterminés à l'étape n et ceux à l'étape n+1 doivent être identiques. Une fois la condition de sortie vérifiée, les groupes sont estimés suffisamment stables pour être considérés comme définitifs. Chaque point du jeu de données est attribué à un groupe spécifique.

L'avantage de cette approche, par rapport à d'autres approches dites de *clustering*, est qu'elle est simple et rapide à appliquer. Pour une application aux solutions de GRiD MT, cette approche a l'avantage de regrouper des solutions similaires sans a priori sur le jeu de données.

Un possible inconvénient de l'approche des k-moyens est que le nombre de groupes doit être fixé à l'avance. Néanmoins, il est possible d'y remédier en effectuant une boucle sur le nombre fixé de groupes. Le nombre optimal de groupes est alors déterminé en calculant la silhouette qui définit la variabilité des éléments au sein d'un groupe. La moyenne des valeurs de silhouettes pour les k groupes est représentée en fonction de la valeur de k. Le nombre optimal de groupes est le nombre k pour lequel la moyenne des silhouettes est minimale. Un nombre supérieur ne



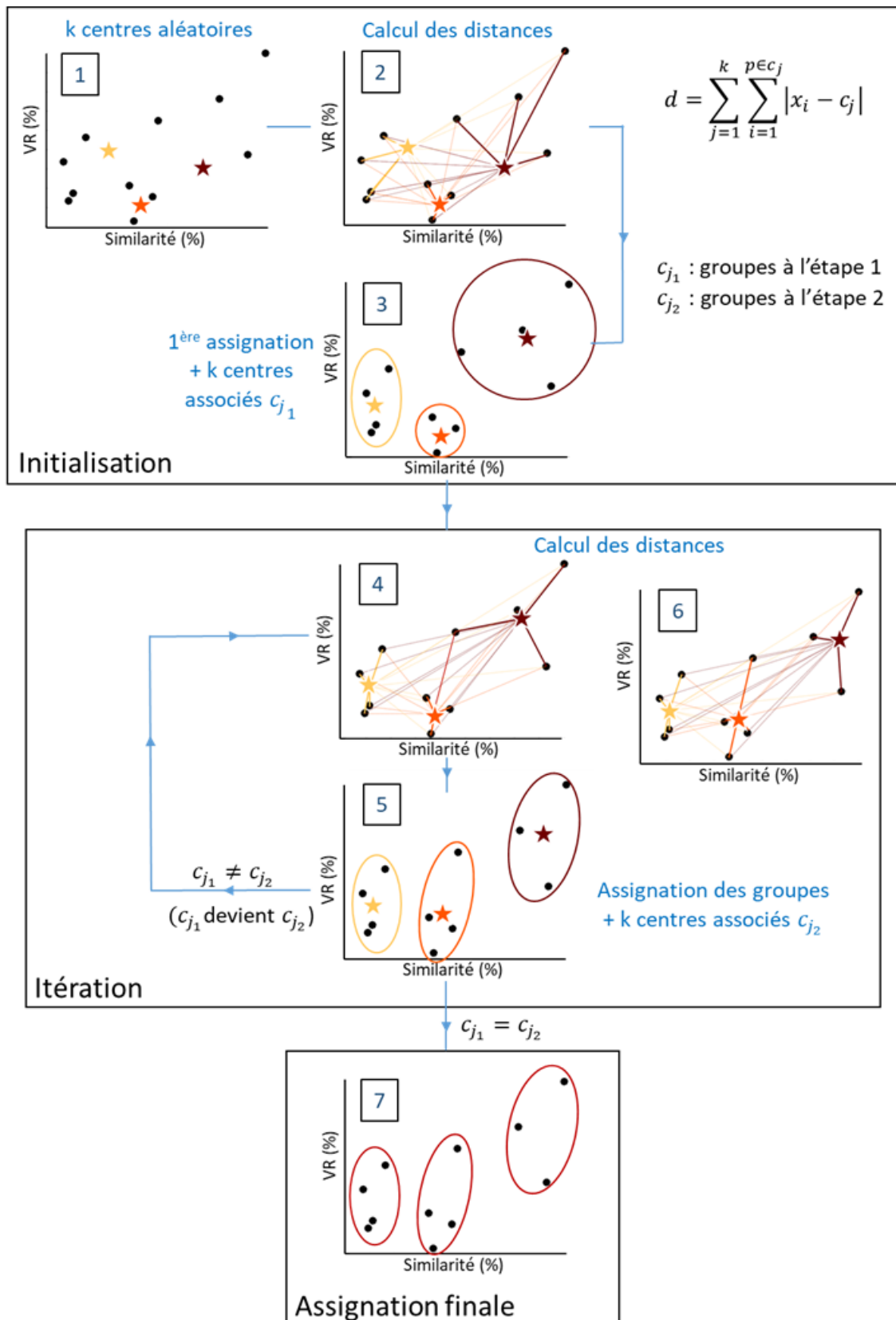


FIG. 4.1 – Schéma de l’approche des k-moyens telle qu’utilisée pour les solutions de GRiD MT. Les points noirs représentent le jeu de données (une donnée est définie par sa valeur de réduction de variance VR et sa similarité à la solution ayant la VR maximale), les étoiles sont les centres des différents groupes et les cercles identifient la composition des groupes après assignation.

ferait qu'augmenter le temps de calcul et complexifierait inutilement le résultat. Un nombre inférieur quantifierait moins bien les différences au sein du jeu de données.

Une autre limitation de cette approche est qu'il peut parfois être observé une dépendance entre la composition des groupes finaux et les  $k$  valeurs centres initiales aléatoirement choisies. A nouveau, une solution existe et peut déjà être implémentée dans l'algorithme appliqué. Il s'agit d'effectuer l'approche plusieurs fois. Les valeurs initiales sont changées à chaque application et une comparaison de la composition des groupes finaux est effectuée. Une valeur de distance moyenne entre les éléments du jeu de données et leurs centres respectifs est calculée. Si la composition a changé au cours des différentes applications, celle étant associée à une distance moyenne minimale est gardée.

## 4.2 Estimation des incertitudes en relation avec la méthode GRiD MT : illustration pour le séisme du Teil

La méthode GRiD MT est une approche unique de caractérisation de la source sur grille et dans le temps, ne nécessitant pas de lui donner en entrée un *a priori* sur la source. Elle donne un grand nombre de solutions par pas de temps (par exemple 8190 solutions pour un pas de temps dans le cas du sud-est de la France). En se servant de ce fait propre à la méthode, il est possible de calculer les incertitudes sur les paramètres de la source (localisation, temps origine, magnitude, mécanisme au foyer). Les approches présentées dans cette partie s'appuient toutes sur la sélection d'une valeur seuil de réduction de variance (VR) et peuvent être envisagées de manière automatique dès lors qu'un évènement est détecté. Par la suite, les approches sont développées à l'aide des évènements passés déjà étudiés (Chapitre 3), et illustrées ici avec l'évènement du Teil, mais de manière manuelle et non pas automatique.

### 4.2.1 Sélection par la méthode des contours s'appuyant sur la réduction de variance

Pour estimer des incertitudes de manière cohérente, il est, dans un premier temps, important de décider des solutions à comparer de telle sorte à ce qu'elles soient obtenues de manière homogène. Il n'est pas cohérent, par exemple, de comparer les solutions associées à un évènement (c'est-à-dire celles ayant des valeurs de VR élevées) avec celles théoriquement associées à du bruit sismique (valeurs de VR très faibles). L'idée est donc de se limiter dans le temps et l'espace, ainsi qu'en valeurs de VR, pour n'incorporer dans le calcul d'incertitude que des solutions correspondant à un ensemble ayant une certaine cohérence physique. Ces limites peuvent être matérialisées en carte à l'aide de contours de VR.

Tout comme le seuil de VR utilisé pour détecter un évènement sismique avec la méthode GRiD MT est sujet à discussion, le seuil de VR pour la définition d'un contour de solutions à examiner, quel que soit l'évènement, est également discutable. Si le seuil est fixé trop bas, un très grand nombre de solutions GRiD MT, potentiellement incorrectes, sont susceptibles d'être prises en compte. A l'inverse, un seuil trop élevé entraîne une sélection exagérément sévère des solutions retenues. Leur faible nombre peut alors poser des problèmes de représentativité des solutions. Dans ce travail, nous avons fixé arbitrairement un contour de 80 % de VR relative à prendre en compte pour l'estimation des incertitudes en localisation, mais également pour les autres paramètres de source présentés dans ce chapitre. Par relative, nous entendons une valeur de VR relativement à la VR maximale obtenue globalement, c'est à dire qu'une VR relative de 80 % correspond à  $80 \times VR_{max}/100$ . Plus généralement, la VR relative est définie comme

telle :

$$VR_{\text{rel}} = \frac{VR \times 100}{VR_{\text{max}}} \quad (4.8)$$

Pour ne comparer que les solutions associées à la détection d'un évènement, une limite en temps est imposée autour du temps origine optimal. Celle-ci dépend de la bande de période de filtrage sélectionnée dans la région étudiée et est définie comme étant un quart de la période minimale. Dans le cas des deux régions étudiées ici, il s'agit d'une gamme de  $\pm 3$  s pour les évènements du Teil 2019 et Barcelonnnette 2014, et d'une gamme de  $\pm 6$  s dans la région ibéro-maghrébine pour des magnitudes modérées à larges.

## 4.2.2 Estimation de l'incertitude sur la localisation d'un évènement

La VR déterminée dans la méthode GRiD MT pour chacune des inversions du tenseur des moments sur une grille de sources ponctuelles peut être utilisée pour estimer l'incertitude sur la localisation d'un évènement d'intérêt. La [Figure 4.2](#) montre la carte des VRs maximales obtenues pour le séisme du Teil en chacun des points de la grille par GRiD MT dans une représentation de contours. Contrairement à la [Figure 3.13](#) du Chapitre 3, les VR représentées sur la [Figure 4.2](#) sont des VR relatives. Les contours sont créés en extrapolant les valeurs de manière linéaire entre chaque point ([Figure 4.2](#)). Ces derniers permettent de fournir un indicateur de précision de la localisation d'un tremblement de terre. Appliqué au séisme du Teil, cette approche montre que les valeurs de VR les plus élevées, et donc proches de la valeur maximale, forment des contours successifs centrés sur la localisation optimale (i.e., celle déterminée par la solution ayant la VR la plus élevée, voir Chapitre 2). Par extrapolation, les contours de VR sont apparentés à des contours d'incertitudes sur la localisation GRiD MT.

La [Figure 4.2](#) présente les valeurs maximales de VR pondérées en chaque point de la grille entre  $\pm 3$  s autour du temps de détection optimal (i.e., environ un quart de la période considérée : 12,5 - 33 s) et pour toutes les profondeurs testées par GRiD MT. Les contours de 90, 80 et 70 % sont centrés sur la localisation de GRiD MT, qui est proche de la localisation de référence du CEA (voir Chapitre 3). Ce résultat est satisfaisant et montre que la localisation de GRiD MT est correctement définie et contrainte. Il est cependant à noter que des zones de contour de VR avec des seuils inférieurs (40 et 50 % par exemple) sont observées en dehors de la zone ayant rompue (i.e., dans la partie nord-est de la grille, en Suisse). Cela est en accord avec ce qui a été observé sur la carte au temps de la détection et à la profondeur optimale dans le Chapitre 3, et en partie dû à la géométrie du réseau de stations sélectionnées. La station ORIF, se situant près de Grenoble au centre de la grille, est probablement une des causes de l'apparition de ces contours de VR élevées : elle se situe en effet à des distances similaires des deux zones de VR supérieures à 50 % visibles sur la [Figure 4.2](#).

Traditionnellement, les méthodes de détermination des incertitudes sur la localisation fournissent le résultat sous forme d'une ellipse d'incertitude. Cette ellipse est unique à chaque évènement et peut être quantifiée via les caractéristiques géométriques de l'ellipse : mesure de l'aire, longueur des demi petit et grand axes, rapport des demi-axes [Flinn, 1965]. Ici, il est possible de caractériser les contours d'incertitudes par le calcul de leurs aires et des écarts-types en latitude et longitude.

Les contours de VR peuvent également être utilisés pour évaluer l'incertitude sur la profondeur d'un évènement d'intérêt. La [Figure 4.3](#) montre des cartes de contours de VR relative, sur

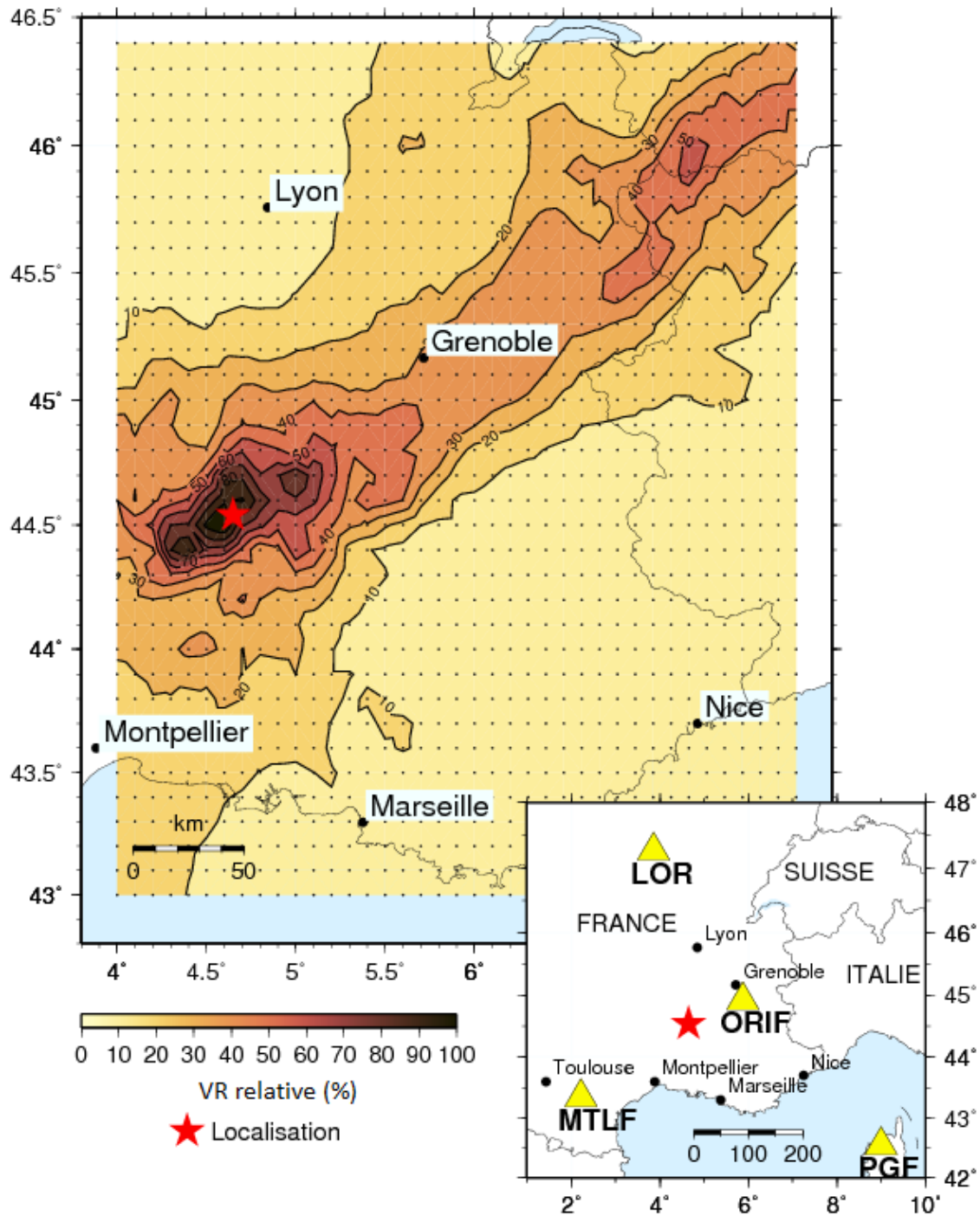


FIG. 4.2 – Carte des contours de VR maximales obtenues pour le séisme du Teuil 2019 dans une gamme de temps de  $\pm 3$  s autour du temps de détection et à toutes les profondeurs testées par GRiD MT. L'échelle de couleur indique les valeurs de VR relative ( $VR_{rel} = VR/VR_{max} * 100$ ) prises en chaque point de la grille 2D. La carte en bas situe les quatre stations larges bandes (triangles jaunes) utilisées et la localisation de référence de l'évènement (étoile rouge).

le même mode que sur la [Figure 4.2](#), mais à chaque profondeur testée. Cela permet d’observer l’évolution de l’incertitude avec la profondeur. Dans le cas du séisme du Teil présenté ici, il n’existe aucun contour de plus de 70 % de VR relative au-delà de 5 km de profondeur ([Figure 4.3](#)). La profondeur de GRiD MT (i.e., 2 km) est donc bien contrainte. Malgré des contours de VR relative plus faibles en profondeur, chacun des six contours de VR maximale (à 2, 5, 10, 15, 20 et 30 km de profondeur) est centré sur la latitude et la longitude optimales définies par GRiD MT.

Afin de quantifier l’incertitude, l’aire (dans le cas 2D) contenue dans un contour seuil est calculée. Il faut cependant prendre en compte l’espacement entre les points de la grille dans notre appréciation du caractère bien contraint ou non de la localisation à partir du contour. Dans le cas du séisme du Teil, la surface du contour de 80 % est de 487 km<sup>2</sup>, ce qui est considéré comme relativement bien contraint. Cette aire est équivalente à celle d’un cercle de 12,5 km de rayon, ce qui donne également l’idée d’une aire bien restreinte. La [Figure 4.4](#) présente les localisations des différents instituts et les mécanismes au foyer associés. A l’exception des localisations USGS et IPGP (identiques entre elles), toutes les localisations des instituts sismologiques sont comprises dans le contour de 80 % de VR relative. Cela permet de confirmer le choix du contour mais aussi l’incertitude sur la localisation de cet évènement.

Un total de cinq points source par profondeur sont présents dans ce contour pour le séisme du Teil ([Figure 4.4](#)). De par la disposition de la grille dans la région du sud-est de la France, c’est-à-dire en considérant six profondeurs (2, 5, 10, 15, 20, 30 km) et sept pas de temps ( $\pm 3$  s autour du temps origine défini par GRiD MT, avec un pas de 1 s), 210 solutions d’inversion des tenseurs des moments sont prises en compte. Seuls onze d’entre elles ont une VR relative supérieure à 80 % et permettent de définir une localisation moyenne (44,52°N, 4,57°E, 2 km de profondeur) située à seulement 3,3 km de la localisation optimale de GRiD MT (44,50°N, 4,60°E) et à 6,7 km de la localisation révisée du CEA (44,54°N, 4,65°E).

La [Table 4.1](#) reporte les résultats de localisation se basant sur le contour de VR relative 80 % mais également ceux des autres contours de VR relative : 40, 50, 60, 70 et 90 %. La localisation moyenne semble peu varier mais la distance par rapport à la localisation de la solution optimale augmente au fur et à mesure que le seuil du contour diminue, de même pour les écarts-types. En particulier, la profondeur a un écart-type nul à 80 et 90 % de VR relative mais excède 7 km pour des seuils en dessous. En ce qui concerne la distance entre la localisation moyenne et la localisation CEA, elle oscille entre 4 et 13 km, sans comportement semblant cohérent. Dans le cas du séisme du Teil, le seuil de 80 % paraît alors être un bon choix. A noter que l’écart type nul pour les seuils supérieurs ou égaux à 80 % est dû au fait que l’échantillonnage de la profondeur est assez grossier, les meilleures solutions étant toutes trouvées à la profondeur de 2 km.

A partir du contour de 80 % de VR relative, on observe que la localisation du séisme du Teil est bien contrainte, avec un contour d’incertitude relativement bien restreint. Pour la suite de l’étude, les solutions à l’intérieur de ce contour sont extraites pour estimer les incertitudes sur les autres paramètres de la source. Ainsi, le choix actuel du seuil de VR est déterminant pour correctement les évaluer.

### 4.2.3 Incertitudes sur le temps origine de l’évènement

A présent, il est possible de comparer les résultats de GRiD MT, ici le temps origine, à partir des 11 solutions extraites du contour de 80 % de VR relative précédent. La [Figure 4.5](#) présente, pour le cas du séisme du Teil, le nombre de solutions associées à chaque temps où l’inversion est

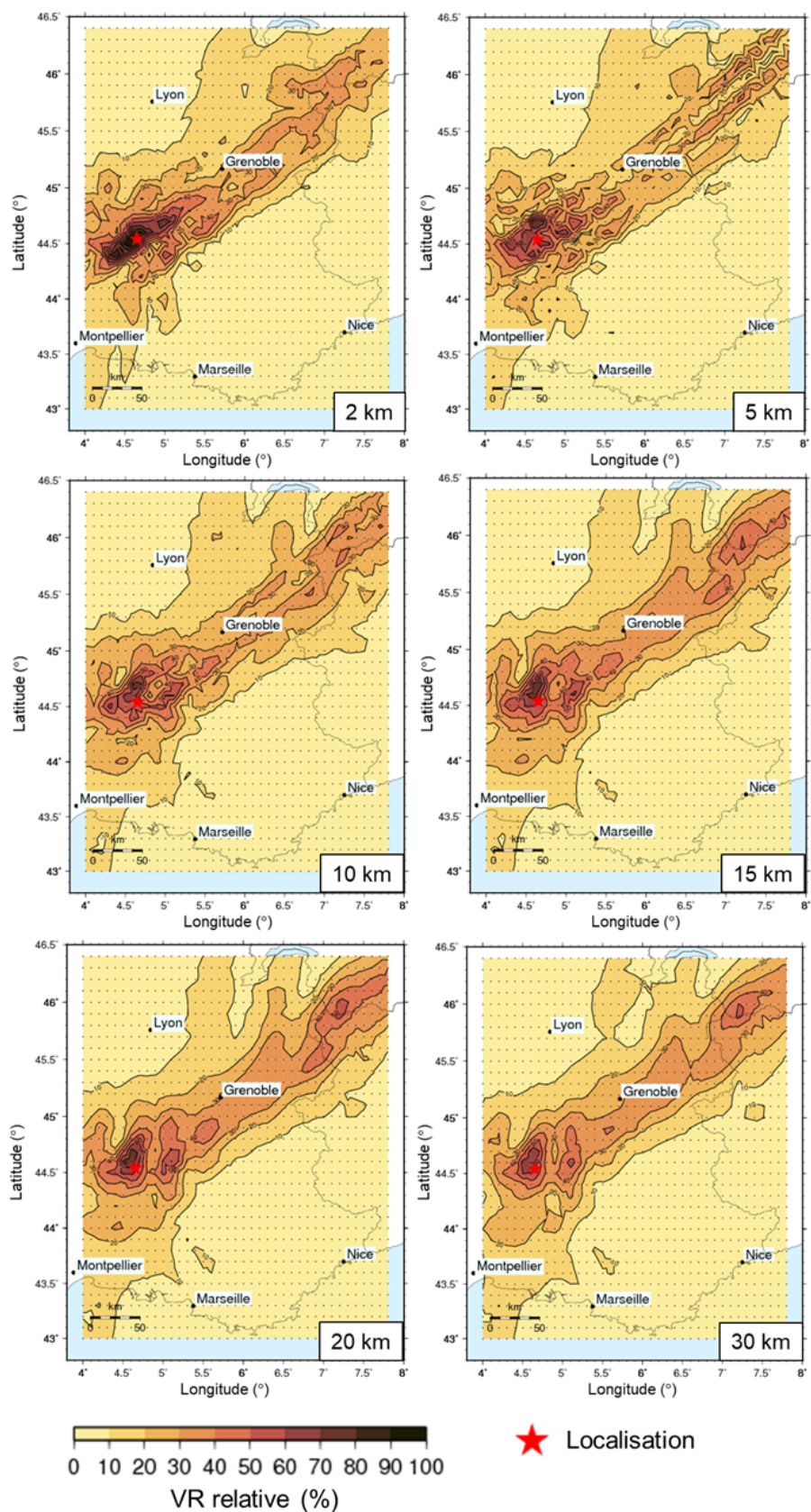


FIG. 4.3 – Carte des contours de VR maximales obtenues pour le séisme du Teuil 2019 dans une gamme de temps de  $\pm 3$  s autour du temps de détection et à chaque profondeur testée par GRiD MT (2, 5, 10, 15, 20 et 30 km). L'échelle de couleur indique les valeurs de VR relative ( $VR_{rel} = VR/VR_{max} * 100$ ) prises en chaque point de la grille 2D.

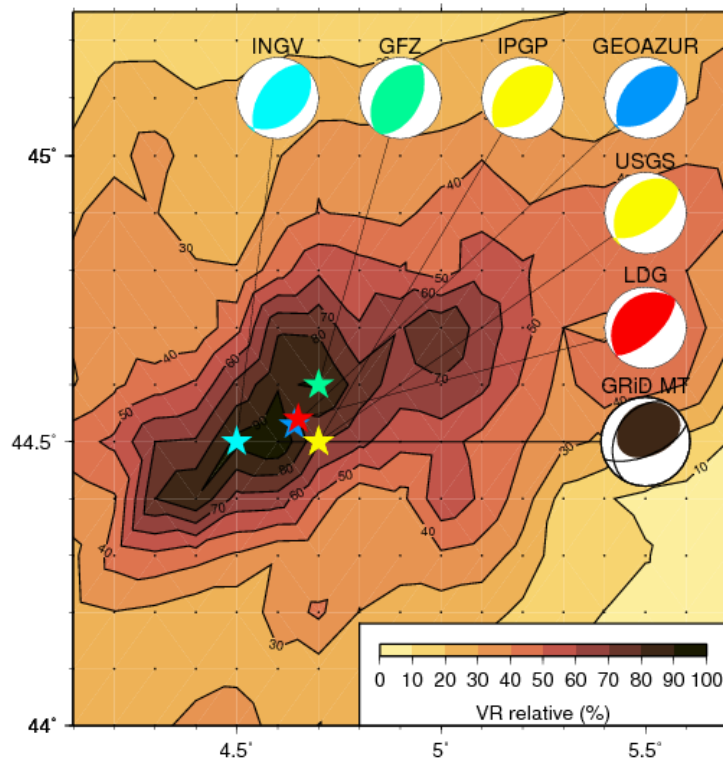


FIG. 4.4 – Carte des contours de VR maximales obtenues zoomée sur le séisme du Teil dans une gamme de temps de  $\pm 3$  s autour du temps de détection et considérant indistinctement toutes les profondeurs testées par GRiD MT. L'échelle de couleur indique les valeurs de VR relative ( $VR_{rel} = VR/VR_{max} \times 100$ ) prises en chaque point de la grille 2D. Les mécanismes au foyer de différents instituts sont présentés par des couleurs différentes autour du contour de VR. Chaque mécanisme est associé à une étoile de la même couleur correspondante à leurs localisations de l'évènement.

réalisée, comprises dans la gamme limite de  $\pm 3$  s autour du temps origine optimal. L'axe des abscisses est centré sur ce temps, noté 0. Les autres temps sont présentés comme leur différence avec ce temps origine optimal. La Figure 4.5 montre qu'au temps origine optimal de GRiD MT (c'est-à-dire celui pour lequel la VR maximale est obtenue) il y a le plus grand nombre de points source ayant des VR supérieures à 80 %. La courbe bleue (Figure 4.5) représente la fonction de densité de probabilité du jeu de données. Elle permet de faire apparaître la moyenne et l'écart-type sur le jeu de données, la moyenne étant associée au pic, et l'écart-type à sa largeur. La différence entre le temps origine moyen et le temps origine optimal est ici de  $-0,4 \pm 1,3$  s, c'est-à-dire un temps origine moyen à 10 :52 :44,6 TU  $\pm 1,3$  s, ce qui est très bien contraint par la méthode.

Les instituts de surveillance (USGS, GFZ, GCMT, ...) ont publié des résultats de temps origine à environ +1 ou +2 secondes du temps origine CEA. Or ici, les temps associés à des valeurs élevées de VR sont potentiellement détectés plus tôt, entre -3 et +1 secondes. Cependant, la méthode GRID MT n'a pas vocation à obtenir un résultat très précis en terme de temps origine. Etant donné que les données sont scannées chaque seconde de temps, le résultat ne peut être déterminé qu'à un temps arrondi à la seconde. Le manque de précision peut être à l'origine de cette tendance. Néanmoins, un écart de temps origine de quelques secondes est assez classique pour des méthodes rapides et notre résultat peut être considéré comme plutôt satisfaisant, et l'incertitude acceptable. La moyenne des temps origine des solutions pour le seuil

Contours	40 %	50 %	60 %	70 %	80 %	90 %
Surface du contour optimal (km <sup>2</sup> )	5869	3018	1904	933	487	83
Localisation moyenne	44,61°N 4,78°E 13 km	44,58°N 4,67°E 11,4 km	44,57°N 4,62°E 9,4 km	44,56°N 4,56°E 6,4 km	44,52°N 4,57°E 2 km	44,50°N 4,56°E 2 km
Ecart-type	0,17°N 0,37°E 9 km	0,1°N 0,2°E 8,9 km	0,09°N 0,2°E 8,9 km	0,1°N 0,1°E 7,2 km	0,06°N 0,09°E 0 km	0°N 0,06°E 0 km
Distance avec la localisation CEA (km)	12,9	4,7	4	7,5	6,7	8,4
Distance avec la localisation GRiD MT (km)	18,8	10,5	7,9	7,4	3,3	3,2

TAB. 4.1 – Comparaison des résultats des différents contours de VR (entre 40 et 90 % de VR relative) pour le séisme du Teil. Dans l'ordre sont donnés : la surface du contour en km<sup>2</sup>, plus précisément celui correspondant au seuil de VR relative choisi et contenant la solution optimale, la localisation moyenne (Latitude, longitude et profondeur) et les écarts-types associés, et enfin la distance entre la localisation moyenne et la localisation du CEA d'abord, puis de la solution optimale de GRiD MT.

de VR relative de 80 % (10 :52 :44,6 TU) devance légèrement le temps origine CEA (10 :52 :45 TU) mais est à moins d'une seconde du temps origine GFZ (10 :52 :45,5 TU) et à 2,1 s du temps origine GCMT (10 :52 :46,7 TU).

#### 4.2.4 Incertitudes sur la magnitude Mw avec GRiD MT

La [Figure 4.6](#) présente un histogramme des valeurs de magnitudes Mw des 11 solutions ayant des VR relatives à l'intérieur du contour de 80 % défini précédemment. Les valeurs s'étalent entre 4,7 et 5, avec autant de solutions ayant une magnitude Mw égale à 4,7 et 4,8. La magnitude de moment moyenne est 4,8. L'écart-type associé (0,1) est faible, indiquant une valeur de magnitude bien contrainte.

Les magnitudes de moment publiées par les instituts sismologiques pour le séisme du Teil varient entre 4,8 et 4,9. Pour l'inversion GRID MT, les valeurs varient surtout entre 4,7 et 4,8 (8 des 11 solutions). La méthode GRiD MT sous-estimerait très légèrement la magnitude. Néanmoins, la magnitude moyenne est exactement déterminée égale à 4,8, soit identiquement conforme à la magnitude optimale obtenue.

#### 4.2.5 Estimation des incertitudes sur le mécanisme au foyer

Contrairement aux paramètres de source précédents, les incertitudes sur le mécanisme au foyer d'un événement sont plus difficilement appréhendables du fait de leur dépendance au minimum à trois angles particuliers : strike, dip et rake, ou aux six composantes indépendantes du tenseur des moments.



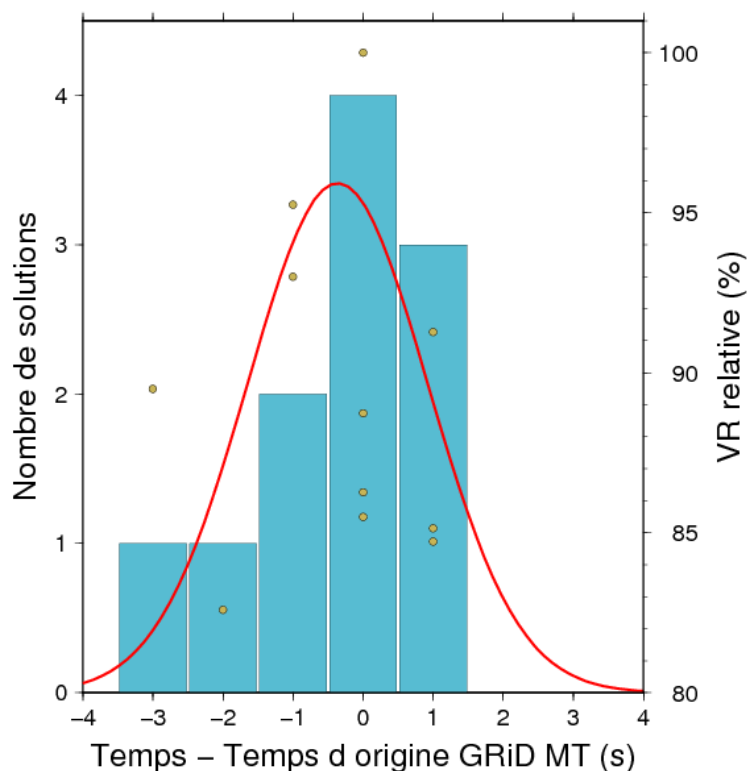


FIG. 4.5 – Histogramme des temps origine des solutions d’inversion sur la grille, comprises dans le contour de VR relative fixé à 80 %, ayant une valeur de VR associée également supérieure à 80 % et dans l’intervalle de temps  $\pm 3$  s centré sur le temps optimal de GRiD MT (VR maximale). La courbe rouge correspond à la fonction de densité de probabilité associée aux valeurs de temps origine. Les points jaunes indiquent les valeurs de VR relatives des 11 solutions retenues en fonction du temps origine.

#### 4.2.5.1 Valeurs moyennes et écarts-types des angles du mécanisme

Une première tentative pour estimer une incertitude sur le mécanisme d’une source sismique se base sur les angles définissant le mécanisme au foyer double-couple : le strike, le rake et le pendage (dip). La Figure 4.7 montre ces trois paramètres pour les 11 solutions sélectionnées dans le contour de 80 % de VR relative pour le séisme du Teil.

Pour chaque solution de GRiD MT, deux triplets de valeurs strike, dip et rake sont définis, l’un correspondant au plan de la faille et l’autre au plan auxiliaire (voir Chapitre 1). Ces deux plans sont donnés sans distinction, c’est-à-dire sans identification du plan de faille par rapport au plan auxiliaire. La Figure 4.7a et la Figure 4.7c montrent que deux groupes de solutions (entourés sur la figure) sont identifiables pour la définition du strike dans l’exemple du séisme du Teil. Un premier groupe est centré autour d’une valeur de strike d’environ  $50^\circ$  et un autre est réparti sur une gamme de strike plus étendue, entre  $170$  et  $280^\circ$ . Ces deux groupes sont liés aux deux plans nodaux du mécanisme au foyer de la source (Figure 4.7d). À l’inverse, les valeurs de l’angle rake ne présentent pas de groupes distincts ; elles sont toutes comprises entre  $38$  et  $141^\circ$ . Enfin, les valeurs de l’angle dip montrent une forte variabilité, entre  $10^\circ$  et  $90^\circ$ , soit presque l’ensemble des valeurs possibles, avec néanmoins deux groupes potentiellement identifiables (dip  $< 40^\circ$  et dip  $> 60^\circ$ ). Ces observations mettent en évidence les différents niveaux de contrainte sur les trois paramètres pour le séisme du Teil :

- Le strike, ou azimuth, des plans nodaux est relativement bien contraint,

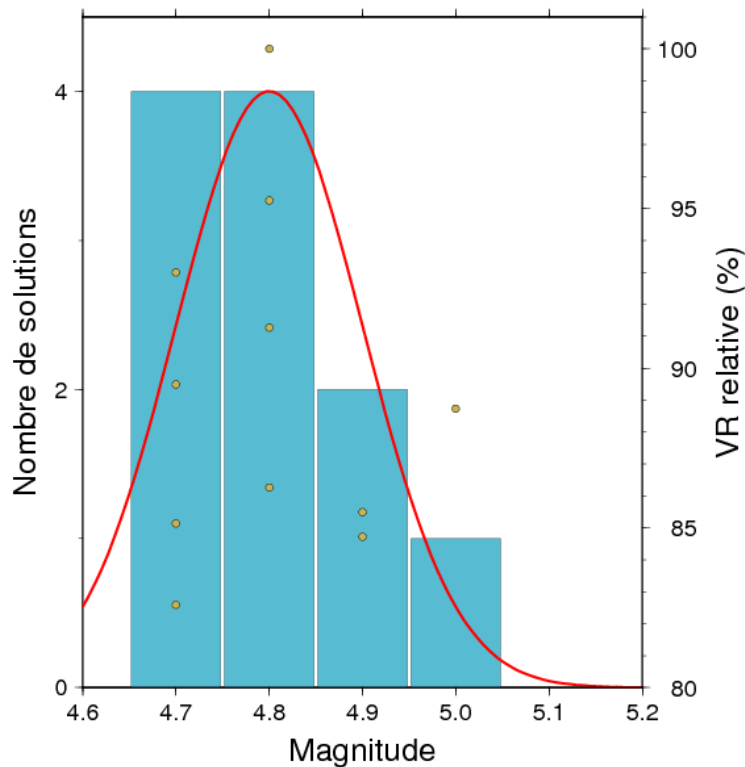


FIG. 4.6 – Histogramme des solutions de magnitudes comprises dans le contour d’incertitude et avec une valeur de VR associée supérieure à 80 %. La courbe rouge correspond à la fonction de densité de probabilité associée aux valeurs de magnitudes. Les points jaunes correspondent aux valeurs de VR relative des 11 solutions en fonction de la magnitude.

- Le rake est moyennement contraint pour les deux plans nodaux même s’il est difficile de les différencier,
- Le dip, ou pendage du plan de faille, est mal contraint.

De même que pour les paramètres de source précédents, il est possible de calculer une moyenne et un écart-type pour les trois angles (strike, dip et rake) en séparant les deux plans nodaux à partir des valeurs de strike bien identifiées :

- Strike 1 =  $226,6^\circ \pm 36,8^\circ$  et Strike 2 =  $49,0^\circ \pm 12,3^\circ$
- Rake 1 =  $83,0^\circ \pm 20,2^\circ$  et Rake 2 =  $88,0^\circ \pm 37,7^\circ$
- Dip 1 =  $60,4^\circ \pm 21,5^\circ$  et Dip 2 =  $35,2^\circ \pm 21,0^\circ$ .

Cela prouve de manière quantitative que le strike est bien contraint et le rake l’est moyennement, mais également que le dip ne l’est pas puisque l’écart-type indique qu’il peut prendre jusqu’à la moitié des valeurs possibles de pendage.

Une autre approche, sur une grille de solutions de mécanismes (strike/dip/rake) et s’appuyant sur des inversions manuelles des tenseurs des moments, a été réalisée pour déterminer la stabilité des angles de la faille. Elle a été présentée par Delouis et al. (2021) dans le but de rechercher de manière plus détaillée dans quelle mesure les paramètres du mécanisme au foyer sont bien contraints. L’inversion manuelle est lancée pour des valeurs discrètes de l’un des angles strike, dip et rake, tandis que les deux autres sont fixés à leur valeur optimale, obtenue

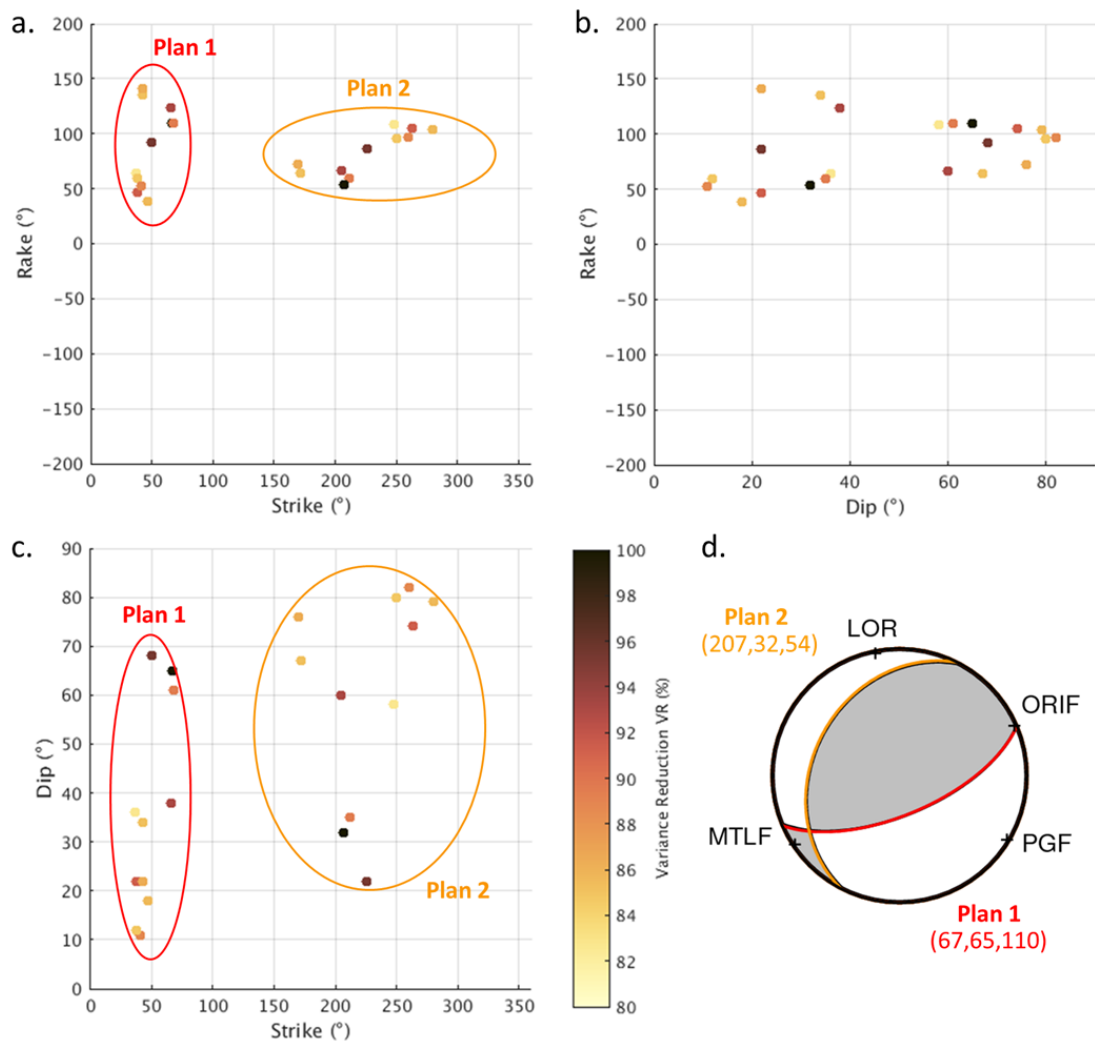


FIG. 4.7 – Représentation des solutions en fonction des valeurs des angles de strike, dip et rake. La couleur des points correspond à la valeur de VR relative entre 80 et 100 %. a. Solutions dans le plan (strike, rake). b. Solutions dans le plan (dip, rake). c. Solutions dans le plan (strike, dip). d. Mécanisme au foyer optimal et les valeurs des deux plans associés.

précédemment par l'inversion manuelle [Vallage et al., 2021]. Alors que les valeurs de strike et rake sont bien contraintes. La Figure 4.8 montre que l'angle dip est en effet clairement bien moins contraint entre 20 et 70°, conformément aux résultats précédents (Figure 4.7). Les deux approches testées à l'aide des inversions manuelles et des inversions sur grille (GRiD MT) présentent des résultats très similaires. Ceci permet de confirmer l'estimation de l'incertitude sur les angles strike, dip et rake du séisme du Teil.

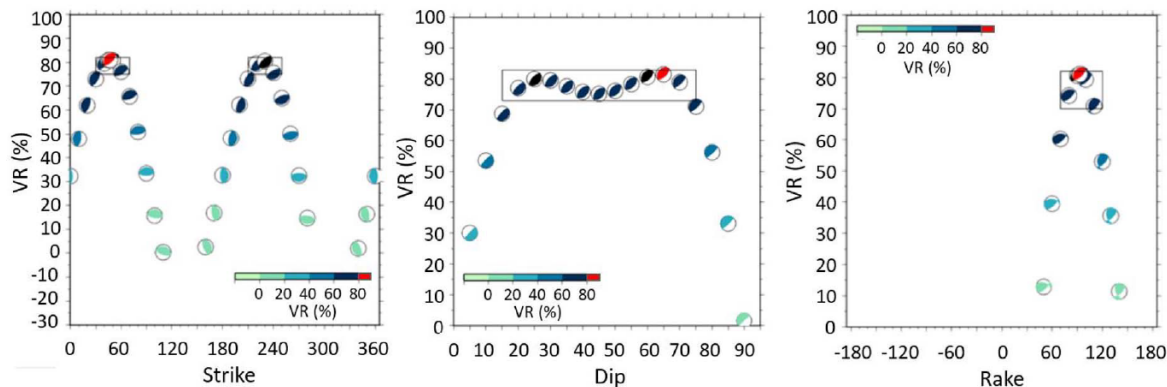


FIG. 4.8 – Variation de la réduction de variance (VR) en fonction des angles strike, dip et rake du mécanisme au foyer obtenu par l'inversion manuelle. Il est à noter le plateau des valeurs de VR comprises entre 75 et 82 % pour des angles de dip compris entre 20 et 70°. Figure présentée dans l'article de [Delouis et al., 2021].

#### 4.2.5.2 Détermination d'un mécanisme moyen

Dans une approche plus générale, il peut être envisagé de déterminer un mécanisme moyen à partir de solutions de tenseurs des moments proches, et non plus à partir des valeurs de strike, dip et rake. Ainsi, les composantes des tenseurs des moments d'une sélection de solutions sont moyennées et leurs écarts-types sont définis.

Cette approche a été appliquée sur les 11 solutions retenues (Figure 4.9) dans le contour de VR relative de 80 % pour le tremblement de terre du Teil. La Figure 4.9 montre que le mécanisme au foyer moyen (en jaune) est relativement similaire au mécanisme optimal (en rouge) et au mécanisme du CEA (en bleu), malgré des mécanismes au foyer (en noir) très variés pris en compte dans son calcul. Cela conduit à se demander s'il est suffisant de calculer un mécanisme au foyer moyen en ne considérant que la valeur de VR. En effet, il est à noter que les pendages des deux plans nodaux du mécanisme moyen sont différents de ceux du mécanisme optimal, en relation avec la grande incertitude sur la valeur de l'angle dip illustrée dans la section précédente.

#### 4.2.5.3 Détermination de la stabilité du mécanisme au foyer moyen à partir de la similarité des tenseurs et de la méthode des k-moyens

Bien que l'utilisation d'un seuil élevé de VR aide à sélectionner un groupe restreint de solutions expliquant le mieux les données sismiques enregistrées, la Figure 4.9 montre que les mécanismes au foyer de ces solutions peuvent potentiellement diverger de la solution optimale de GRiD MT. Un critère additionnel de comparaison des solutions de source a alors été introduit : celui de la valeur de similarité des tenseurs des moments [Rivera and Kanamori, 2014] (voir Partie 4.1.2). Les 11 tenseurs des moments se situant dans la zone de contour de VR

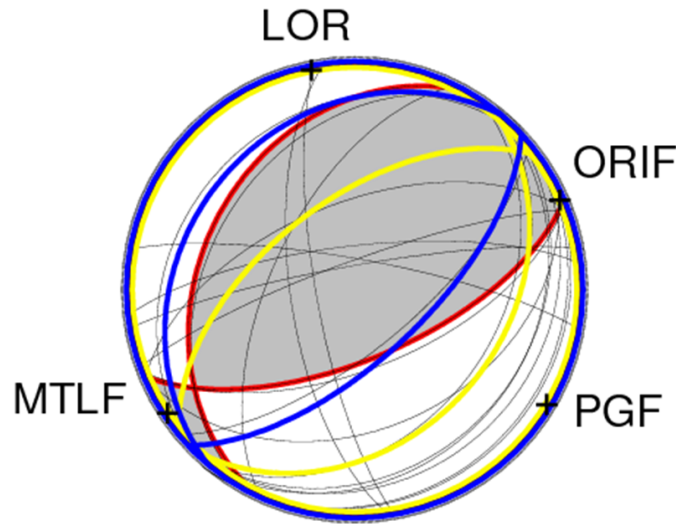


FIG. 4.9 – Comparaison des solutions de mécanismes au foyer pour le séisme du Teil (11/11/2019). Le mécanisme bleu correspond au mécanisme au foyer de référence, c'est-à-dire la solution du CEA. Le mécanisme rouge correspond à la solution optimale de GRiD MT et le mécanisme jaune la solution moyenne calculée à partir des 11 solutions extraites du contour. Ces dernières sont représentées en noir.

relative 80 % sont comparés à celui de la solution optimale de GRiD MT (c'est-à-dire celle pour laquelle la VR est maximale). L'approche de la similarité des tenseurs des moments confirme la forte divergence des mécanismes : les similarités pour les 11 solutions s'étalent entre environ 15 et 100 % (Figure 4.10).

Dans un second temps, la méthode des k-moyens présentée dans la partie 4.1.3 de ce chapitre a été utilisée pour identifier des groupes de solutions selon leur similarité. L'utilisation de cette approche permet le calcul d'une moyenne statistique pour chaque groupe de solutions de manière plus rationnelle que précédemment. De même, l'identification d'un ou plusieurs groupes de solutions de similarités faibles peut nous amener à distinguer et comprendre les raisons des différences de ces solutions avec la solution de référence.

La Figure 4.10 présente les résultats obtenus mettant en avant trois groupes de mécanismes différents pour le séisme du Teil. Cette figure montre que malgré des valeurs de VR relatives très élevées ( $> 80\%$ ), les similarités des tenseurs avec la solution maximale varient fortement d'un groupe à l'autre. Le nombre de groupes est ici fixé à trois car il suffit à différencier les valeurs de similarité, bien que cela puisse être discuté en testant différentes valeurs de  $k$  (voir partie 4.1.3). La Figure 4.10 montre que ces trois groupes se distinguent principalement en similarité : un groupe entre 80 et 100 % de similarité, un groupe entre 40 et 70 %, et un groupe entre 10 et 30 %. Ce résultat suggère que plusieurs critères peuvent s'appliquer pour déterminer un mécanisme au foyer moyen ainsi que pour évaluer la stabilité du résultat :

1. Le nombre de groupes en fonction du nombre de solutions globales, après réalisation d'une boucle supplémentaire dans l'approche des k-moyens pour changer le nombre  $k$  jusqu'à ce que la distance moyenne soit stabilisée :
  - \* la solution est stable si le nombre de groupes est faible au vu du nombre de solutions.
2. La distance entre chaque centre et la valeur optimale (localisée à 100 % de VR relative et 100 % de similarité) :

- \* la solution est stable si les distances entre les groupes et la solution optimale sont faibles.
3. La distance au centre du groupe contenant la solution optimale avec la solution :
    - \* la solution est stable si cette distance est faible.
  4. L'écart-type des éléments du tenseur associé aux différents mécanismes moyens calculés pour chaque groupe (voir Partie 4.2.5.2) :
    - \* la solution est stable si les écarts-types sont faibles.

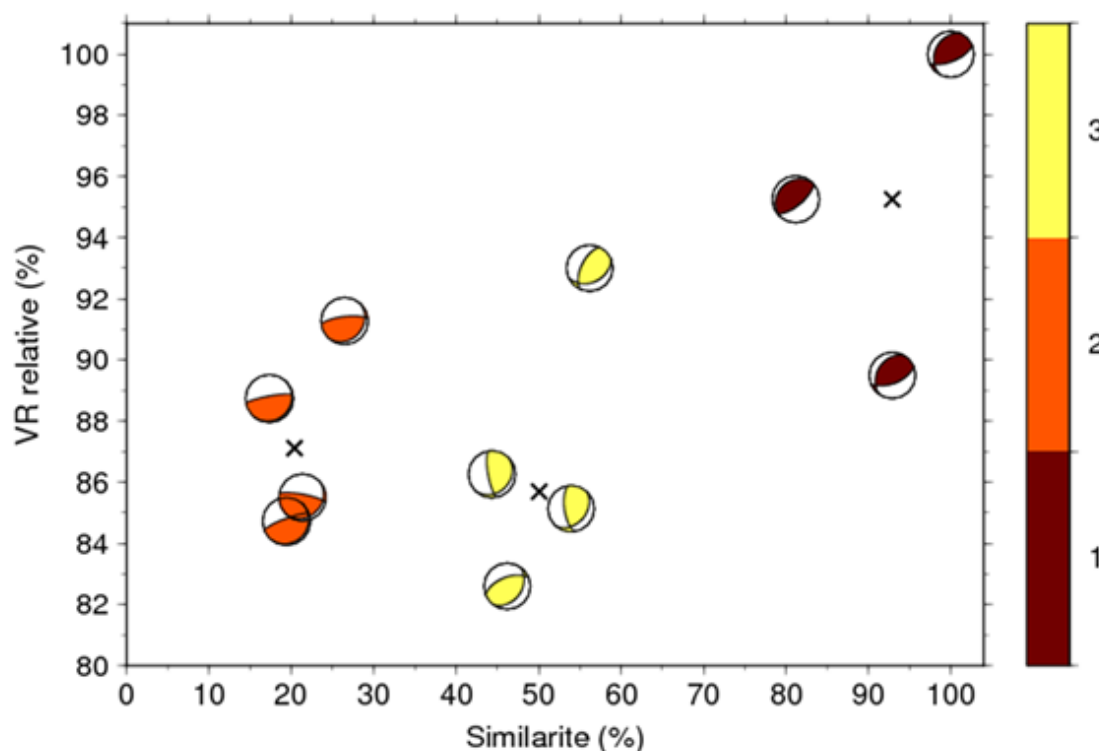


FIG. 4.10 – Application des méthodes de similarités et des k-moyens sur les 11 solutions extraites du contour de VR relative 80 % pour le séisme du Teil. Les valeurs de VR relatives associées sont représentées à l'aide de leur mécanisme au foyer en fonction de la valeur de similarité calculée par rapport à la solution optimale de GRiD MT. Trois groupes de mécanismes sont identifiés par l'approche des k-moyens : une couleur est attribuée à chacun des groupes et les croix représentent les barycentres associés.

Dans cet exemple, pour uniquement 11 solutions réparties en trois groupes, il n'est pas évident de déduire si le mécanisme est bien contraint ou non. Il y a effectivement un nombre faible de groupes, cependant composés d'un nombre faible de solutions. Le premier critère précédent ne permet pas d'affirmer à lui seul que le mécanisme au foyer optimal est stable. La Figure 4.10 montre qu'il y a environ autant de solutions dans chacun des trois groupes. La stabilité est finalement définie par la combinaison des critères.

Les distances entre chaque groupe et la solution optimale, correspondant au deuxième critère énoncé, sont données dans la Table 4.2. Elles sont calculées à partir de la même équation appliquée pour la détermination des différents groupes (Figure 4.1) mais entre les différents centroides. En considérant la distance maximale pouvant être obtenue comme étant la distance

Distance	Groupe 1	Groupe 2	Groupe 3	Solution optimale
Groupe 1	0	80,6	52,4	11,9
Groupe 2	80,6	0	31,1	92,5
Groupe 3	52,4	31,1	0	64,2
Solution optimale	11,9	92,5	64,2	0

TAB. 4.2 – Distances entre les différents groupes déterminés par l’approche des k-moyens (voir [Figure 4.10](#)) pour le séisme du Teil du 11/11/2019.

entre la solution optimale (similarité 100, VR relative 100) et le point de similarité nulle (similarité 0, VR relative 80), les distances ne peuvent être comprises que dans l’intervalle  $[0, 102]$ . La [Figure 4.10](#) et la [Table 4.2](#) montrent que, pour le tremblement de terre du Teil, les Groupes 2 et 3 sont relativement éloignés à la fois du Groupe 1 et de la solution optimale (distances supérieures à 40), et sont relativement proches l’un de l’autre (distance égale à environ 30). A l’inverse, le Groupe 1 est très proche de la solution optimale (troisième critère) indiquant que les solutions contenues dans ce groupe (autres que la solution optimale) sont proches de la solution optimale (i.e., le Groupe 1 est concentré, les solutions le contenant ayant des similarités proches l’une des autres et de celle de la solution optimale). Ainsi, les distances indiquent un groupe très proche de la solution optimale alors que les deux autres groupes en sont plutôt éloignés. La stabilité du mécanisme au foyer paraît moyenne à partir du seul critère de distance.

Dans le cas de la détermination d’un mécanisme au foyer moyen et des écarts-type associés (quatrième critère), les combinaisons sont présentées sur la [Figure 4.11](#). Les écarts-type du Groupe 1 (en rouge), proche de la solution optimale, y sont faibles et donc le mécanisme moyen de ce groupe est stable. Ces observations peuvent se faire aussi pour le Groupe 2, étant le plus éloigné de la solution optimale, mais contenant des solutions très similaires entre-elles. Le Groupe 3, de similarités moyennes, paraît moins stable, avec des écarts-type plus importants. De plus, en observant les écarts-types des Groupes 2 et 3, l’un des deux plans semble mieux contraint que l’autre. Ainsi, au sein de chaque groupe, le mécanisme au foyer est relativement stable.

Les critères pris séparément semblent amener à une stabilité moyenne du mécanisme au foyer. Les Groupes 1, 2, et 3 contiennent respectivement trois, quatre, et quatre solutions. Le Groupe 1 est stable mais contient le moins de solutions. Il a donc moins de poids que les deux autres groupes. Pour réellement quantifier les incertitudes sur le mécanisme au foyer, il s’agit alors de combiner 1) le nombre de solutions dans chaque groupe, 2) la distance des groupes avec la solution optimale et 3) la moyenne et des écarts-type en combinant des différents groupes. Dans cette optique, la [Figure 4.11](#) présente également le mécanisme au foyer moyen et les écarts-type de la combinaison des Groupes 1 et 3, qui sont les deux groupes les plus proches de la solution optimale. Ces deux groupes combinent alors sept solutions, soit environ les deux tiers de l’ensemble des solutions correspondant au critère premier de la VR relative supérieure à 80%. L’écart-type sur le mécanisme au foyer s’élargit en comparaison de celui du Groupe 1 seul, mais il reste relativement stable autour du mécanisme au foyer moyen.

D’une manière générale, pour le séisme du Teil, la localisation, le temps origine et la magnitude  $M_w$  sont stables autour de la solution optimale et sont donc bien contraints. En revanche, les différentes approches testées montrent que le mécanisme au foyer l’est beaucoup moins. En combinant l’ensemble des résultats obtenus, il peut être possible d’avoir une meilleure vision

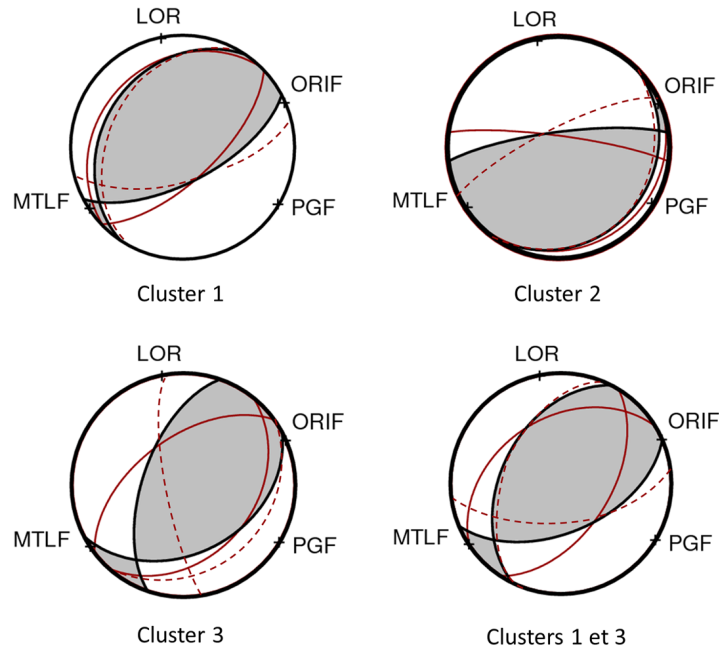


FIG. 4.11 – Mécanismes au foyer moyens (gris) pour les trois groupes présentés dans la Figure 4.10 et pour la combinaison des deux meilleurs groupes (1 et 3). Les plans du mécanisme au foyer résultant de la soustraction de l'écart-type au tenseur des moments moyen sont représentées en lignes rouges pleines tandis que les plans du mécanisme au foyer résultant de l'addition de l'écart-type au tenseur des moments moyen sont représentées en lignes rouges pointillées.

de la stabilité du mécanisme au foyer. Dans le cas du séisme du Teil, l'orientation du mécanisme au foyer est relativement stable, c'est-à-dire dans la direction NE-SW, mais le pendage ne l'est pas. Cela tend à induire une augmentation des écarts-types, ce qui en accord avec une stabilité globalement moyenne du mécanisme au foyer pour le séisme du Teil [Delouis et al., 2021]. L'utilisation des k-moyens intégrant la similarité des solutions de source et des valeurs de VR relative apparaît comme une approche intéressante mais qui nécessite un plus grand jeu d'événements en vue de l'étude de son apport réel dans l'estimation des incertitudes sur le mécanisme au foyer.

## 4.3 Application sur les séismes de Barcelonnette 2014 et d'Al Hoceima 2016

Dans le but de confirmer la méthodologie proposée précédemment, les résultats GRiD MT obtenus pour les tremblements de terre de Barcelonnette de 2014 et d'Al Hoceima de 2016 sont analysés. De plus, la comparaison des incertitudes estimées par les différentes approches peut aider à évaluer le degré de contrainte des solutions de source.

### 4.3.1 Etude de la stabilité de la source du tremblement de terre de Barcelonnette (Mw4,8) en 2014

#### 4.3.1.1 Estimation de l'incertitude sur la localisation

La Figure 4.12 présente la carte des valeurs de VR relatives obtenues sur une période de  $\pm 3s$  centrée sur le temps optimal de GRiD MT (Chapitre 3) pour le séisme de Barcelonnette



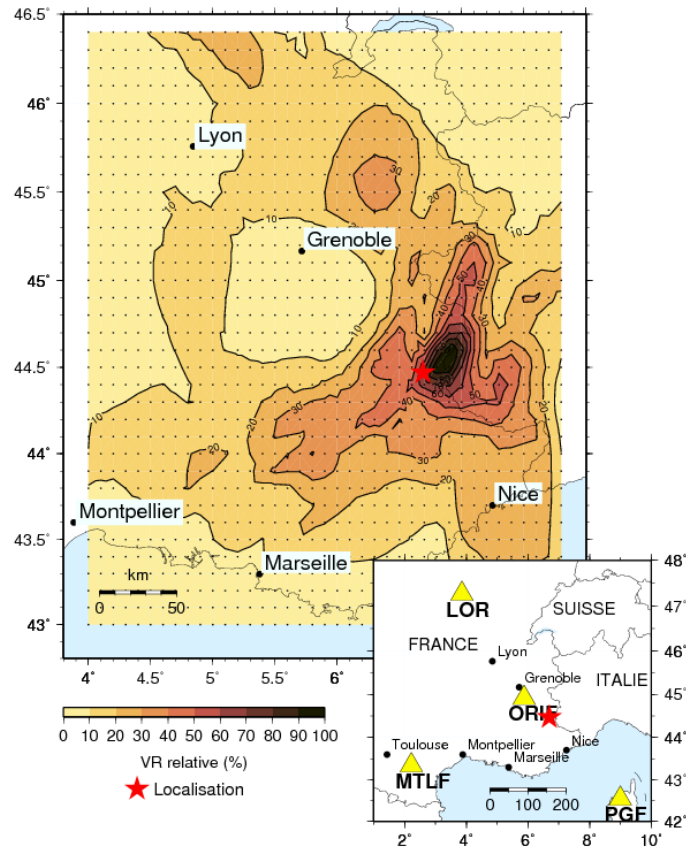


FIG. 4.12 – Carte des contours de VR relatives maximales obtenues pour le séisme de Barcelonnette (2014) dans une gamme de temps de  $\pm 3$  s autour du temps de détection indépendamment de toutes les profondeurs testées par GRiD MT. L'échelle de couleur indique les valeurs de VR relative ( $VR_{rel} = VR/VR_{max} \times 100$ ) prises en chaque point de la grille 2D. La carte en bas situe les quatre stations larges bandes (triangles jaunes) utilisées et la localisation de référence de l'évènement (étoile rouge).

(Mw 4,8). Similairement à ce qui a été observé pour le séisme du Teil (Partie 4.2), les contours de VR relatives élevées sont centrés autour de la localisation optimale de GRiD MT (associée à la valeur de VR maximale absolue étant à 65,66 %, voir Partie 3.2.2.3 du Chapitre 3), qui est localisée plus au Nord-Est que la localisation de référence du CEA. Cela signifie que la méthode contraint bien la localisation mais à une position erronée d'une bonne dizaine de kilomètres (si on considère la localisation CEA comme juste).

Cette observation est confortée avec la Figure 4.13 qui présente un agrandissement sur la région épiscopentrale et les localisations et les mécanismes au foyer publiés par différents instituts français et étrangers. Toutes les localisations, en dehors de celle de l'INGV, sont situées à l'ouest du contour de 80 %. Il est à noter que le contour de VR relative 90 % est bien identifiable et contient plusieurs points de la grille (Figure 4.12 et Figure 4.13), indiquant que de nombreuses solutions avec un niveau de confiance élevé sont obtenues. Néanmoins, le contour de VR relative 80 % est plus restreint que pour le séisme du Teil ; il couvre une surface de  $355 \text{ km}^2$  contre  $487 \text{ km}^2$  pour Le Teil. A partir de cette observation, nous pouvons estimer que la localisation est bien contrainte.

Les cartes des contours de VR relative pour le séisme de Barcelonnette pour chacune des profondeurs (Figure 4.14) montrent que les contours de VR relatives élevées, y compris celui de 90 %, sont centrés autour de la même localisation (latitude et longitude) et ceci pour toutes les

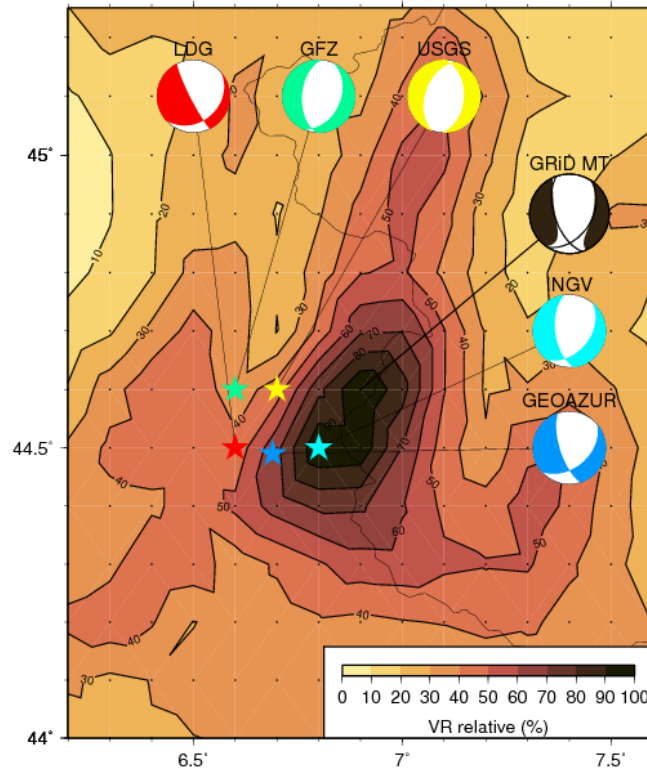


FIG. 4.13 – Agrandissement de la carte des contours de VR relatives maximales obtenues sur la zone épacentrale du séisme de Barcelonnette (2014) dans une gamme de temps de  $\pm 3$  s autour du temps de détection et indépendamment des profondeurs testées par GRiD MT. L'échelle de couleur indique les valeurs de VR relative ( $VR_{rel} = VR/VR_{max} \times 100$ ) prises en chaque point de la grille 2D. Les mécanismes au foyer de différents instituts sont présentés par des couleurs différentes. Chaque mécanisme est associé à une étoile de la même couleur que celle de la localisation de l'évènement par l'organisme correspondant.

profondeurs testées. Il n'est pas constaté une forte dépendance des contours de VR relative avec la profondeur, et en particulier avec la profondeur optimale de GRiD MT. Cette observation pousse à déclarer que bien que les coordonnées géographiques de la source soient bien contraintes avec l'approche GRiD MT (même si elles sont légèrement distantes de la localisation du CEA), la détermination fine de sa profondeur n'est pas possible.

#### 4.3.1.2 Incertitudes sur le temps origine et la magnitude $M_w$ de l'évènement

Un total de 45 solutions sont recensées dans le contour de VR relative 80 % et sont utilisées pour l'ensemble des estimations d'incertitudes et le temps origine de la source, sa magnitude et son mécanisme au foyer (Partie 4.3.1.3). Cela correspond à un ensemble d'environ quatre fois plus de solutions que celui obtenu pour l'étude du séisme du Teil (Partie 4.2) et constitue un jeu de données satisfaisant pour l'estimation des moyennes et de leurs écarts-types.

La Figure 4.15a présente la distribution du nombre de solutions retenues selon leurs écarts en temps, exprimés en secondes, par rapport au temps optimal de GRiD MT (19 :27 :00 TU). La très grande proportion de points ont des différences temporelles comprises entre 0 et + 1s par rapport au temps défini par GRiD MT. Le temps origine moyen calculé à partir des 45 solutions de la grille spatiale et temporelle est très bien contraint à 19 :27 :00,51 TU  $\pm$  0,82 s. Il est en très bon accord, à plus ou moins deux secondes, avec les temps origine publiés par

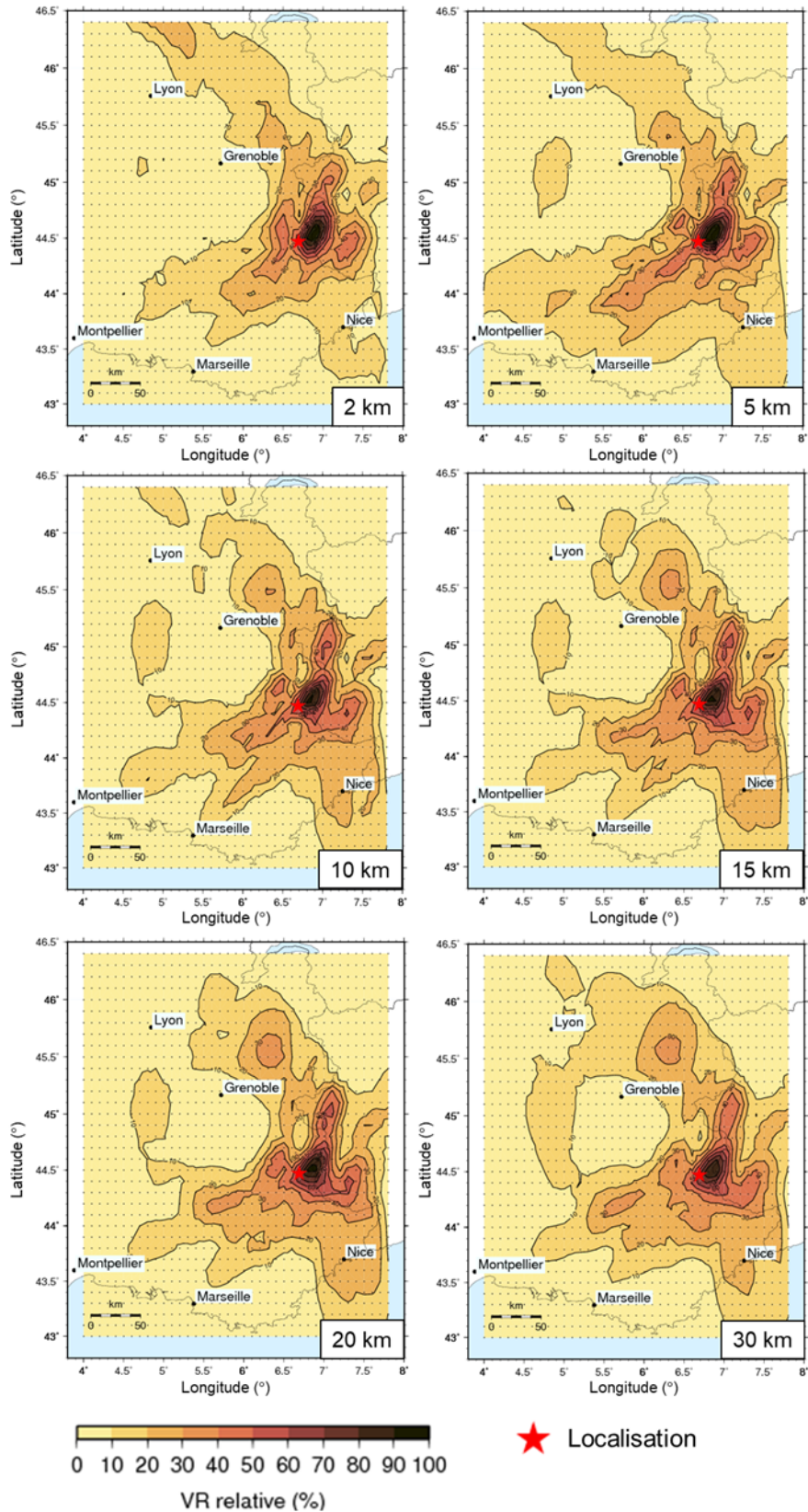


FIG. 4.14 – Carte des contours de VR relatives maximales obtenues pour le séisme de Barcelonnette 2014 dans une gamme de temps de  $\pm 3$  s autour du temps de détection et indépendamment des profondeurs testées par GRiD MT (2, 5, 10, 15, 20 et 30 km). L'échelle de couleur indique les valeurs de VR relative ( $VR_{rel} = VR/VR_{max} \times 100$ ) prises en chaque point (point) de la grille 2D.

les différents instituts sismologiques (USGS, GFZ, INGV et GCMT). Ce résultat est particulièrement encourageant compte tenu de la détermination singulière, à l’aveugle, de la source par l’approche GRiD MT.

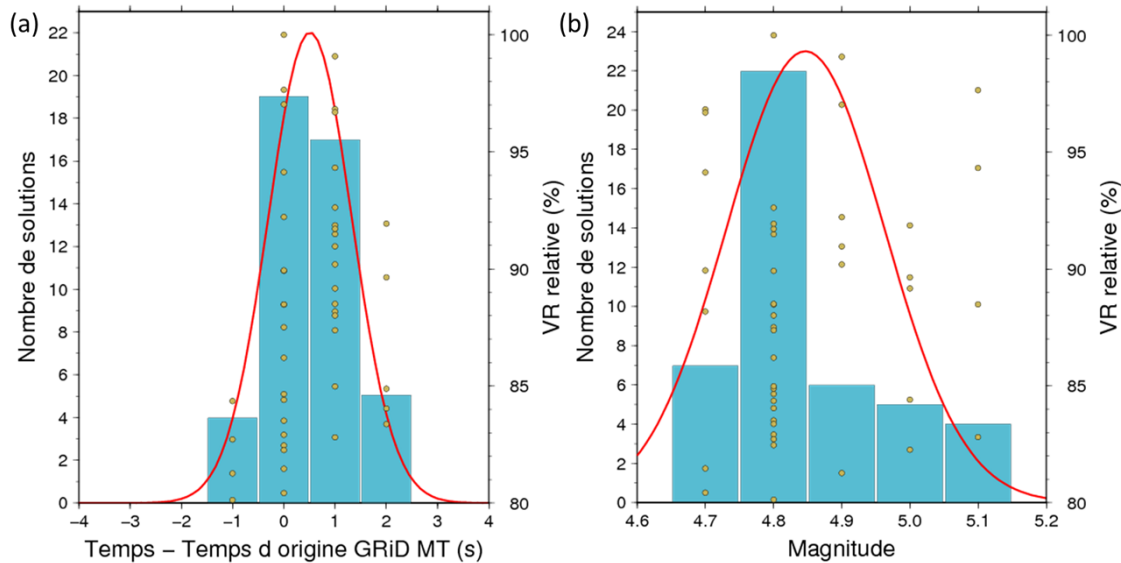


FIG. 4.15 – Histogramme des temps origine (a) et des magnitudes  $M_w$  (b) des solutions d’inversion sur la grille comprises dans le contour de VR relative fixé à 80 %, et dans l’intervalle de temps  $\pm 3$  s centré sur le temps optimal de GRiD MT (VR maximale). La courbe rouge correspond à la fonction de densité de probabilité associée aux valeurs de temps origine. Les points jaunes indiquent les valeurs de VR relatives des 45 solutions retenues.

De même, même si les valeurs de magnitudes  $M_w$  sont comprises entre 4,7 et 5,1, la [Figure 4.15b](#) montre un nombre important de solutions ayant une magnitude  $M_w$  égale 4,8, qui est également la magnitude de la solution optimale de GRiD MT. La  $M_w$  moyenne est bien contrainte à  $4,84 \pm 0,12$ . Cette valeur est en accord avec la variabilité des magnitudes estimées par les instituts sismologiques :  $M_w$  4,71 pour l’INGV, 4,82 pour l’USGS, 4,87 pour le CEA, et 4,9 pour GFZ et GCMT. Ainsi, de même que pour la localisation et le temps origine, sans à priori sur la source, la magnitude est bien contrainte pour l’évènement de Barcelonnette.

#### 4.3.1.3 Estimation des incertitudes sur le mécanisme au foyer

Concernant l’estimation des incertitudes sur le mécanisme au foyer du séisme de Barcelonnette, seules deux des approches précédentes sont appliquées : la représentation en trois dimensions des 45 solutions de strike, dip et rake extraites du contour de VR relative 80 % et l’estimation d’un mécanisme au foyer moyen à partir de la similarité des solutions à la solution optimale de GRiD MT.

La [Figure 4.16](#) présente la représentation en deux dimensions des angles de *strike*, *dip* et *rake* des 45 solutions de source obtenues par l’approche GRiD MT. La [Figure 4.16a](#) et la [Figure 4.16c](#) montrent que trois groupes de solutions sont très aisément identifiables centrés autour des couples strike/rake  $50^\circ/[-50$  et  $50^\circ]$ ,  $150^\circ/-150^\circ$ , et enfin  $325^\circ/150^\circ$ . Comme dans le cas du séisme du Teil (Partie [4.2.3](#)), l’angle dip a une forte variabilité, et ceci au sein de chacun des trois groupes : entre  $10$  et  $80^\circ$  dans le cas du premier, entre  $40$  et  $90^\circ$  pour le deuxième et entre  $60$  et  $90^\circ$  pour le troisième. La mise en évidence de trois groupes de valeurs indique

qu'au moins un des deux plans nodaux est difficilement contraint. Il apparaît que les valeurs de strike, dip et rake associées à la VR maximale (Figure 4.16d) se distinguent dans le premier et le deuxième groupe. D'après ces observations, le deuxième et le troisième groupe sont en fait un seul et même plan. L'identification des deux plans est ici complexe, indiquant que le mécanisme n'est pas bien contraint. Pour autant, les deuxièmes et troisièmes groupes sont bien restreints séparément, suggérant qu'il est possible d'observer au moins deux groupes de mécanismes au foyer.

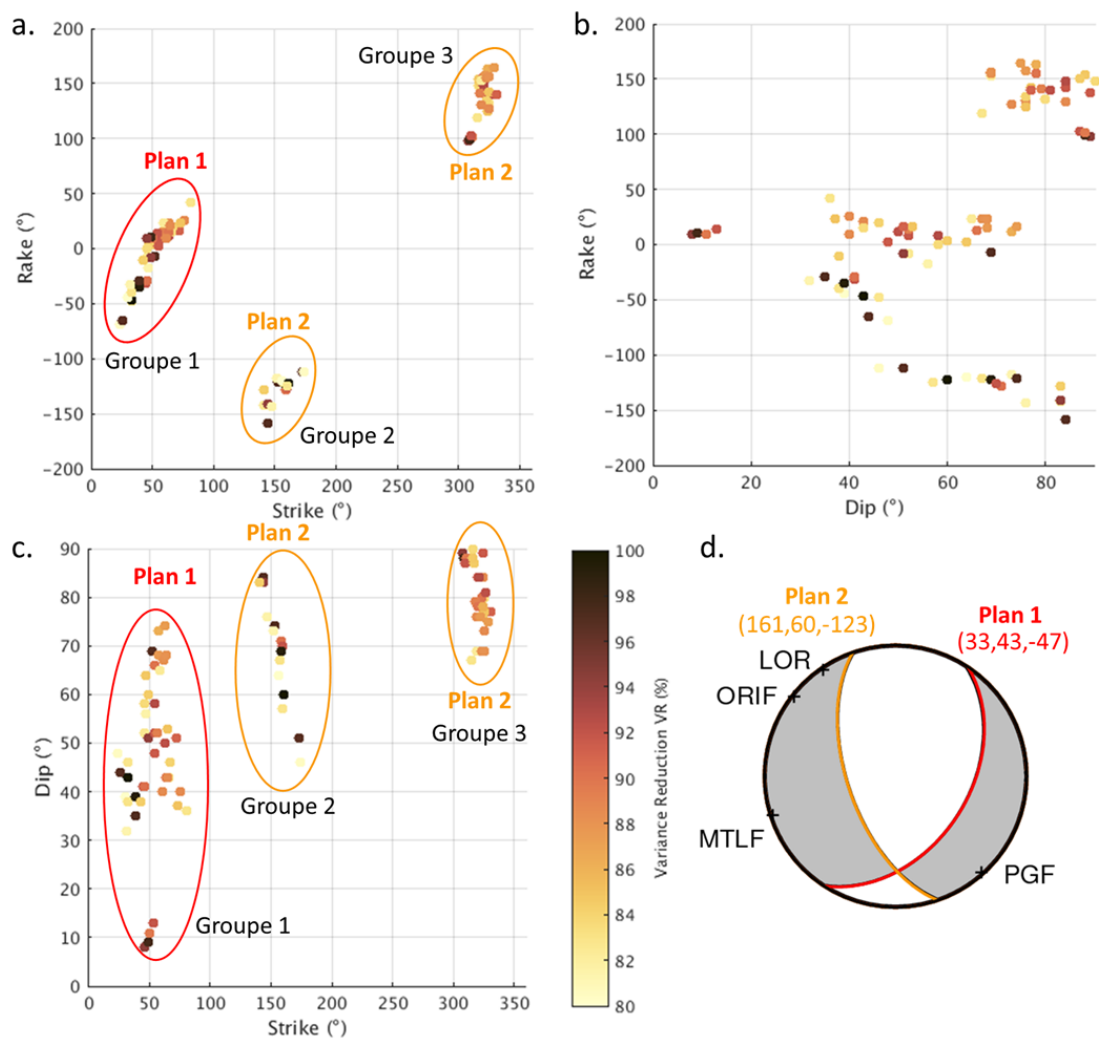


FIG. 4.16 – Représentation des valeurs des angles de strike, dip et rake. Les couleurs prises par les nuages de points sont données par leurs valeurs de VR relatives entre 80 et 100 %. a) Variation de l'angle rake en fonction de l'angle strike. b) Variation de l'angle rake en fonction de l'angle dip. c) Variation de l'angle dip en fonction de l'angle strike. D) Mécanisme au foyer du séisme de Barcelonnette (2014) correspondant à la solution optimale de GRiD MT avec identification des deux plans nodaux.

La Figure 4.17a présente la séparation des 45 solutions à l'aide de la méthode des k-moyens. L'extraction d'un plus grand nombre de solutions peut être considérée comme un indice que la solution est bien contrainte dans le sens où il y a, ici, davantage de solutions avec un niveau de confiance élevé. Cependant, pour le séisme de Barcelonnette, il est nécessaire de déterminer cinq groupes différents (Figure 4.17a), comparé à seulement trois pour le séisme du Teuil, pour avoir des valeurs de VR et de similarités équivalentes. Or, si la solution est bien contrainte, peu

de groupes serait en théorie nécessaires (idéalement un unique groupe).

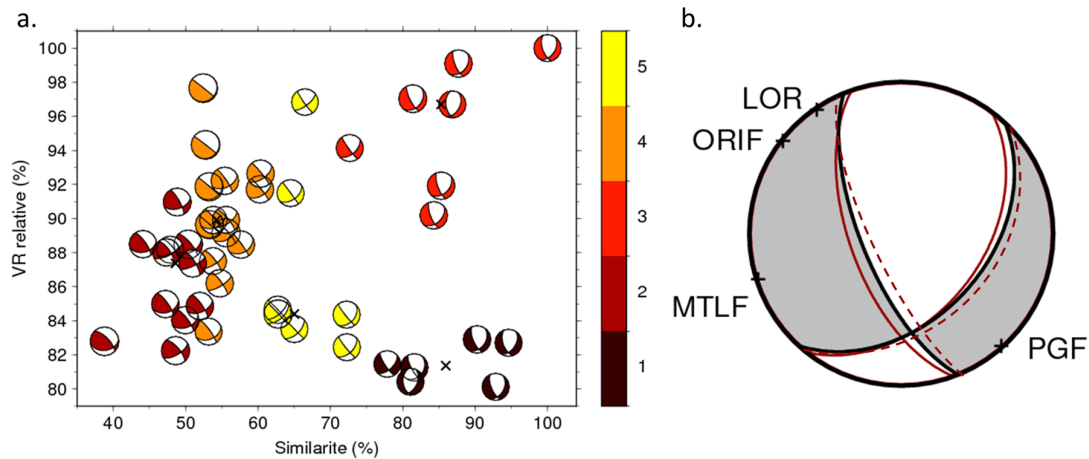


FIG. 4.17 – a. Application des méthodes de similarités et des k-moyens sur les 45 solutions extraites du contour de VR 80 % pour le séisme de Barcelonnette (2014). Les valeurs de VR relatives associées sont représentées à l’aide de leur mécanisme au foyer en fonction de la valeur de similarité calculée par rapport à la solution optimale de GRiD MT (similarité 100 % et VR relative 100 %). Cinq groupes de mécanismes sont identifiés par l’approche des k-moyens : une couleur est attribuée à chacun des groupes. b. Mécanisme au foyer moyen (gris) et écarts-types associés (rouge) pour le groupe associé à la solution optimale (ici le groupe 3). Les plans du mécanisme au foyer résultant de la soustraction de l’écart-type au tenseur des moments moyen sont représentées par les lignes rouges pleines tandis que les plans du mécanisme au foyer résultant de l’addition de l’écart-type au tenseur des moments moyen sont représentées par les lignes rouges pointillées.

Distance	Groupe 1	Groupe 2	Groupe 3	Groupe 4	Groupe 5	Solution optimale
Groupe 1	0	43,3	16,0	40,2	23,9	32,7
Groupe 2	43,3	0	46,0	8,2	19,4	64,0
Groupe 3	16,0	46,0	0	37,8	32,6	18,0
Groupe 4	40,2	8,2	37,8	0	16,3	55,8
Groupe 5	23,9	19,4	32,6	16,3	0	50,6
Solution optimale	32,7	64,0	18,0	55,8	50,6	0

TAB. 4.3 – Distances entre les différents groupes déterminés par l’approche des k-moyens (voir Figure 4.17a) pour le séisme de Barcelonnette du 07/04/2014.

La solution de mécanisme au foyer moyen avec les écarts-types associés résultant du groupe avec la solution optimale est donnée dans la Figure 4.17b. Au sein de ce groupe, le mécanisme au foyer est très bien contraint, avec de faibles écarts-types (en rouge). Cependant, seulement sept solutions sur 45 composent ce groupe, c’est-à-dire moins d’un sixième du nombre de solutions totales. Les groupes 2 et 4 (Figure 4.17a) sont les groupes comptant le plus de solutions, étant les deux groupes les plus éloignés de la solution optimale. La Table 4.3 reporte les distances séparant les différents groupes identifiés. Celui contenant la solution optimale apparaît plus isolé des autres groupes. A l’inverse, la distance minimale est déterminée entre les groupes 2 et 4 qui regroupent plus de la moitié des 45 solutions. Tous ces critères semblent indiquer que

le mécanisme au foyer n'est effectivement pas contraint de façon optimale contrairement à la localisation (latitude, longitude), au temps origine et à la magnitude de la source.

### 4.3.2 Etude de la stabilité de la solution de source GRiD MT pour le séisme de Mw6,4 à Al Hoceima en 2016

Le séisme de Al Hoceima de magnitude Mw 6,4 qui a eu lieu au large du Maroc en 2016 appartient à la série des 14 évènements étudiés pour estimer la faisabilité de la méthode GRiD MT dans la région ibéro-maghrébine (Chapitre 3). Du fait des différences dans la grille et les paramètres d'inversion pour cette région, il convient de valider les approches proposées ci-dessus pour caractériser les incertitudes à l'aide de paramètres spécifiques. En particulier, la période de temps à prendre en compte autour du temps origine pour la sélection des solutions répondant au critère du contour des 80 % de VR relative doit être étendue à six secondes du fait d'une bande de période plus longue (25-50 s).

La [Figure 4.18](#) résume les résultats des approches d'estimation des incertitudes pour les différents éléments sur la source identifiés à l'aide de la méthode GRiD MT : localisation, temps origine, magnitude et mécanisme au foyer. Un ensemble de 30 solutions de source est retenu dans le contour de VR relative 80 % et entre  $\pm 6$  s du temps optimal de GRiD MT, localisées sur seulement trois coordonnées (latitude/longitude) de la grille.

La localisation de l'évènement apparait bien contrainte par GRiD MT avec un contour de VR relative 80 % peu étendu ([Figure 4.18a](#)) ; l'aire du contour est restreinte pour un espacement inter-point plus élevé qu'en France métropolitaine ( $0,25^\circ$  en latitude et en longitude). La localisation optimale de GRiD MT est très proche de la moyenne obtenue à partir du groupe des 30 solutions :  $35,5^\circ\text{N} \pm 0^\circ$  en latitude et  $-3,5^\circ\text{E} \pm 0,2^\circ$  en longitude. Comme précisé au Chapitre 3, cela représente une distance d'environ 23 km avec la position de l'épicentre par l'USGS, soit environ la distance entre deux points adjacents de la grille. Les histogrammes des temps origine et des magnitudes ([Figure 4.18b](#) et [Figure 4.18c](#), respectivement) un étalement des solutions dans le temps pour un temps origine moyen identifié à  $04 :22 :02,2 \pm 1,1$  s, et une magnitude Mw de  $6,39 \pm 0,05$  très bien contrainte.

De plus, en ce qui concerne la stabilité du mécanisme au foyer, la [Figure 4.18d](#) tend à indiquer que plus de deux groupes de strike/dip/rake se distinguent, de manière similaire au séisme de Barcelonnette (Partie [4.3.1.3](#)), suggérant une certaine variabilité dans la définition des angles de la faille. La méthode des k-moyens met en évidence six groupes de sources sismiques suivant leur niveau de similarité avec la solution optimale de GRiD MT et leur valeur de VR relative. Quatre des six groupes (groupes 1, 3, 4 et 5) sont proches les uns des autres ; le groupe contenant la solution optimale est le groupe 5. Le critère de distance appliqué au séisme de Al Hoceima révèle que le mécanisme au foyer du séisme d'Al Hoceima semble stable. En effet, en combinant les quatre groupes de sources identifiés, soit un total de 20 solutions ou les deux tiers des 30 solutions initiales, le mécanisme au foyer moyen montre un faible écart-type et un jeu de faille très comparable à celui de la solution optimale de GRiD MT ([Figure 4.18f](#)). Tous ces indices de stabilité du mécanisme au foyer démontrent que celui-ci est également bien contraint. Les résultats obtenus par la méthode GRiD MT pour le séisme d'Al Hoceima de 2016 sont donc stables et bien contraints dans leur ensemble.

## Conclusion

Plusieurs approches d'estimation des incertitudes sur les paramètres de la source (localisation, temps origine, magnitude, mécanisme au foyer) définis par la méthode GRiD MT sont testées. Elles ont toutes en commun de s'appuyer sur des groupes de solutions ayant des valeurs de VR élevées et proches de celle de la solution optimale. Alors que la qualité des estimations sur la localisation des sources, leur temps origine et leur magnitude peuvent être déterminés à l'aide de techniques mathématiques simples (moyenne et écart-type), l'analyse de la stabilité des mécanismes au foyer est complexe car elle s'appuie sur des ensembles de composantes multiples (angles strike/dip/rake ou éléments des tenseurs des moments). Des approches statistiques sont alors étudiées mêlant la quantification des similarités par rapport à une solution de référence (ici, la solution optimale de GRiD MT) et la méthode des k-moyens.

Ces approches sont ici appliquées aux solutions d'inversions GRiD MT des événements du Teil (11/11/2019) et de Barcelonnette (07/04/2014) en France, et du séisme de Al Hoceima (25/01/2016) au large du Maroc. Les résultats montrent, suivant les tremblements de terre étudiés, des conclusions contrastées : un paramètre de la source peut être très bien contraint contrairement à d'autres présentant une plus grande variabilité de solutions. Ces résultats préliminaires font en particulier apparaître que la localisation (i.e., coordonnées latitude et longitude) des événements ainsi que leur magnitude et le temps origine sont relativement bien définis contrairement à la profondeur de la source et aux plans nodaux pouvant montrer davantage d'instabilités. Néanmoins, l'approche des k-moyens en complément de la similarité des tenseurs des moments [Rivera and Kanamori, 2014] apportent des réponses affinées dans l'identification du jeu de la faille. Ces tentatives révèlent également la nécessité de déterminer les conditions initiales (les choix de seuil de VR relative pour les contours et de durée de temps ont ici été fixés) à partir d'un nombre étendu d'évènements, mais également des niveaux de contrainte des paramètres (i.e., solution instable, peu stable, moyennement stable, stable ou très stable) de manière similaire à la notion de qualité A, B, C ou D utilisée dans le code FMNEAR [Delouis, 2014] pour juger un mécanisme au foyer en se basant sur sa valeur d'un indice de confiance. Ce dernier point est particulièrement important pour aider un analyste sismique à évaluer la pertinence d'une solution GRiD MT rapidement après l'occurrence d'un tremblement de terre.



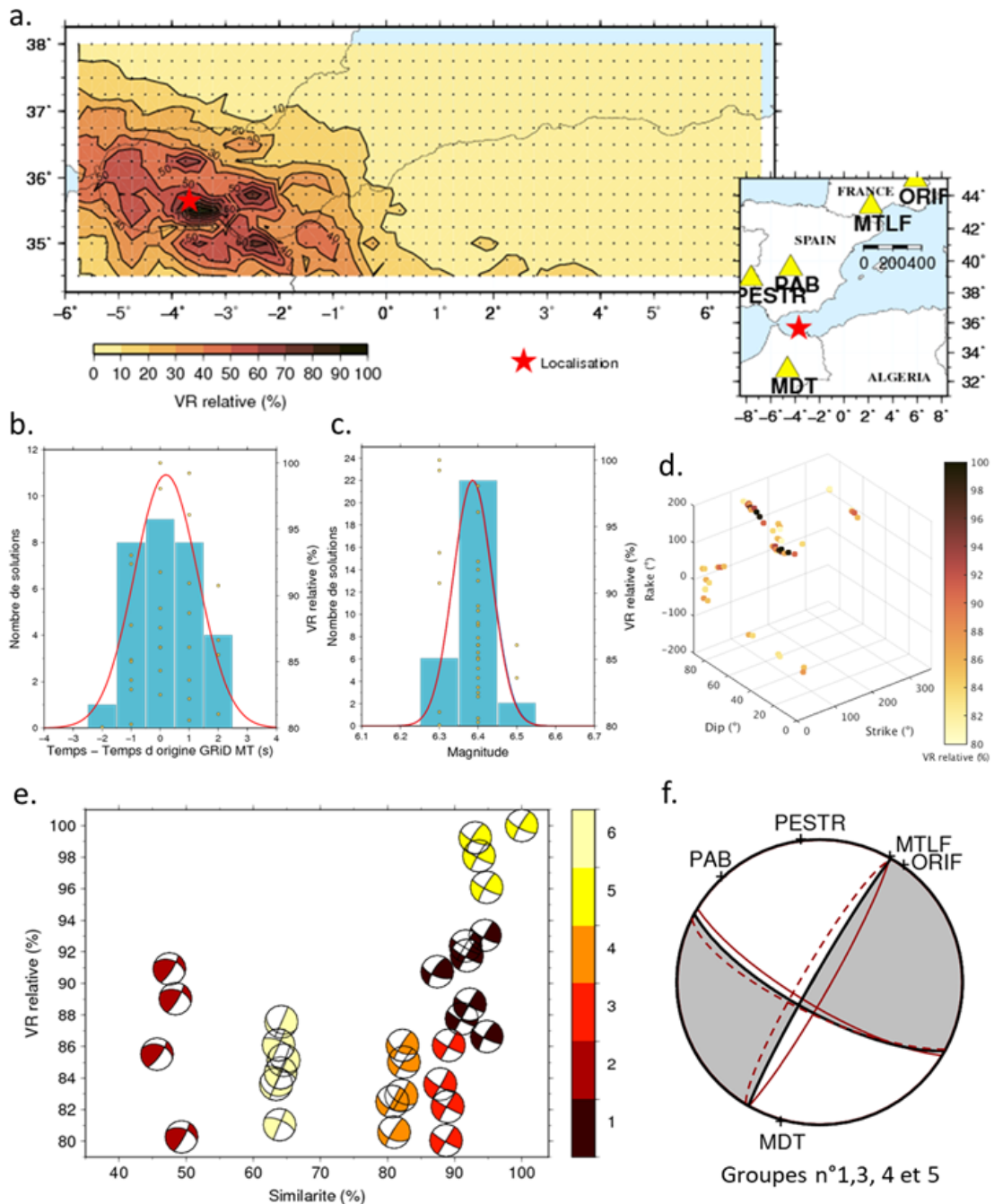


FIG. 4.18 – Résumé de l'estimation des incertitudes pour l'évènement d'Al Hoceima de 2016. a) Carte des contours de VR relatives maximales obtenues dans une gamme de temps de  $\pm 6$  s autour du temps de détection et indépendamment des profondeurs testées par GRiD MT. La carte en bas situe les cinq stations larges bandes (triangles jaunes) utilisées et la localisation de référence (USGS) de l'évènement (étoile rouge). b) Histogramme des temps origine des 30 solutions extraites du contour de VR 80 % ayant une valeur de VR relative associée également supérieure à 80 % et dans l'intervalle de temps  $\pm 6$  s centré sur le temps optimal de GRiD MT (VR maximale absolue). c) Histogramme des magnitudes des 30 solutions retenues, voir b). d) Représentation 3D des angles strike, dip et rake des 30 solutions. e) Application des méthodes de similarité et de k-moyens sur les 30 solutions. Six groupes de mécanismes sont identifiés par l'approche des k-moyens : une couleur est attribuée à chacun des groupes. Le groupe 5 contient la solution optimale de GRiD MT (similarité 100 %, VR relative 100 %). f) Mécanisme au foyer moyen (gris) et son écart-type associé (rouge) obtenu à partir des solutions composant les groupes (1, 3, 4 et 5).

# Chapitre 5

---

## Développements en vue de l'implémentation de l'approche GRiD MT en temps réel

Les chapitres 3 et 4 ont montré que l'approche GRiD MT peut répondre à la problématique de détection rapide et de caractérisation des séismes de magnitude modérée à forte dans les régions ibéro-maghrébine et du sud-est de la France. Cette partie propose des améliorations à l'outil GRiD MT pour résoudre des difficultés rencontrées dans l'analyse des signaux longues périodes en vue d'une implémentation en temps réel.

### 5.1 Amélioration de l'algorithme de détection des événements sismiques

#### 5.1.1 Algorithme de détection initial

Jusqu'à présent, la valeur de VR maximale déterminée par la méthode GRiD MT sur une période de temps autour du temps origine d'un événement est l'unique condition définie pour indiquer le temps de détection de l'évènement. Néanmoins, pour une utilisation automatique de l'outil, les études montrent qu'il est nécessaire d'ajouter de nouvelles conditions de détection.

Tsuruoka et al. (2009) explique l'algorithme de détection utilisé au Japon pour la surveillance sismique qui complète l'approche d'inversion GRiD MT en temps réel. Celui-ci analyse l'évolution de la VR par fenêtre de temps fixe appelée  $W$  sur la [Figure 5.1](#), de durée définie égale à 20 s. Ainsi, toutes les 20 s, la valeur de VR la plus forte est répertoriée et comparée aux deux valeurs précédentes. Si la valeur de VR retenue de la fenêtre  $W$  est supérieure à celles des fenêtres  $W-1$  et  $W+1$ , alors un évènement est détecté et ses caractéristiques de source sont connues.

#### 5.1.2 Présence de pics de VR multiples et phénomène de saut de cycle

L'approche utilisée au Japon [Tsuruoka et al., 2009] suppose qu'un unique pic de VR élevée apparaisse dans une série temporelle de VR au moment de l'occurrence d'un séisme. Or, les résultats présentés dans le Chapitre 3 et dans la [Figure 5.2](#) montrent que plusieurs pics d'amplitudes proches peuvent être obtenus, et ainsi compliquer la détection d'un évènement.

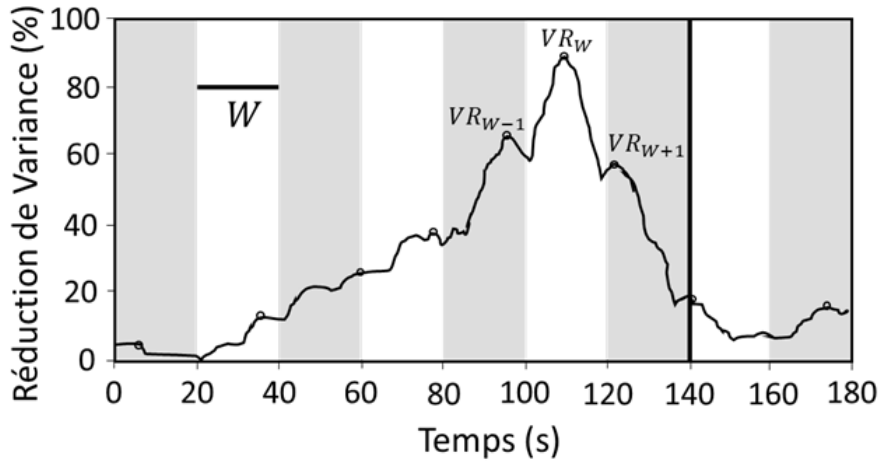


FIG. 5.1 – Evolution de la valeur de réduction de variance (VR) maximale en fonction du temps (Figure modifiée de Tsuruoka et al. (2009)). La longueur  $W$  des fenêtres temporelles (alternance de zones blanches et grisées) est de 20 s. La valeur  $VR_W$  correspond à la valeur la plus grande de VR dans la fenêtre  $W$ ,  $VR_{(W-1)}$  à celle dans la fenêtre précédente et  $VR_{(W+1)}$  à celle dans la fenêtre suivante. La détection d'un évènement est faite au pic de VR dans la fenêtre de temps  $W$ . La ligne noire à 140 s indique le pas de temps à partir duquel, la détection est confirmée, c'est-à-dire à la fin de la période  $W+1$ .

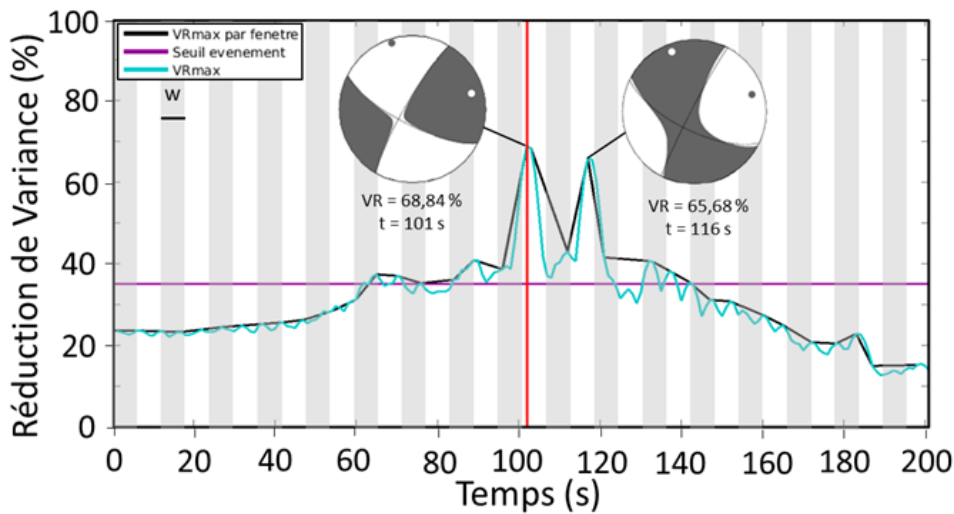


FIG. 5.2 – Evolution temporelle de la VR pour l'évènement d'Al Hoceima 2016. La ligne violette matérialise un seuil de VR possible pour déterminer la détection d'un évènement sismique dans la zone. La ligne bleue présente les valeurs maximales de VR sur l'ensemble de la grille à chaque pas de temps, et la ligne noire connecte les valeurs maximales de VR dans chaque fenêtre de temps  $W$ , de durée égale à un quart la période de filtrage des données. Les mécanismes présentés correspondent aux solutions de source obtenues aux deux pics de VR par l'algorithme GRiD MT.

De plus, les données sismiques étant oscillatoires, un effet de “saut de cycle” (*cycle skipping* en anglais) peut s'observer sur les courbes d'évolution temporelle de la VR [Alvizuri et al., 2018]. Cet effet se traduit par une correspondance relativement acceptable entre les données observées et le signal synthétique prédit par le mécanisme au foyer à chaque période de signal. De même, le signal prédit par le mécanisme au foyer opposé étant de signe contraire au signal prédit par le mécanisme correct, une correspondance entre les données observées et le signal

prédit par le mécanisme au foyer opposé est possible à chaque demi-période (Figure 5.2). Ainsi, l'évolution temporelle de la VR peut présenter de multiples pics dépendant de la bande de période et d'amplitudes plus ou moins importantes (Figure 5.2), dont la présence peut perturber la détection réalisée à partir de l'approche de Tsuruoka et al. (2009). Ces observations encouragent la mise en place de conditions supplémentaires nécessaires pour détecter un évènement de manière fiable.

### 5.1.3 Amélioration des conditions de détection d'un évènement

Afin d'améliorer les capacités de détection de l'outil GRiD MT en cas de pics successifs (Figure 5.2), plusieurs corrections de l'outil sont proposées. Elles se basent sur l'approche des fenêtres temporelles de VR utilisées par Tsuruoka et al. (2009). Une approche par étapes est mise en place (Figure 5.3).

Dans un premier temps, les valeurs de VR sont analysées pour une fenêtre de temps  $W$  donnée, dont la durée est dépendante de la bande de période utilisée dans les inversions (Figure 5.2). Comme deux pics peuvent être séparés d'une demi-période avec l'effet de *cycle-skipping*, une fenêtre de temps correspondante à un quart de période est ici adoptée. La valeur de VR la plus élevée est identifiée pour chaque fenêtre de temps  $W$ , de façon similaire à ce qui est traditionnellement fait dans d'autres régions où GRiD MT a été implémenté pour la surveillance sismique (Tsuruoka et al., 2009, Guilhem et al., 2011, Guilhem et al., 2013, Lee et al., 2013). En identifiant les valeurs maximales de VR tous les quarts de période, une enveloppe lissée de la courbe de VR apparaît (Figure 5.2), limitant le nombre de pics secondaires qui sont de plus faible amplitude. Les étapes d'analyses suivantes se font à partir de cette enveloppe (Figure 5.3).

Une fois que l'amplitude de l'enveloppe lissée dépasse une valeur de VR seuil dans une fenêtre  $W$ , une détection potentielle est considérée et une analyse de confirmation de détection est lancée (Figure 5.3) en effectuant un scan attentif de l'évolution temporelle de la VR et en comparant progressivement les valeurs maximales de VR enregistrées aux fenêtres précédente et suivante. Cette étape a pour objectif d'identifier les possibles pics de VR (Figure 5.2 et Figure 5.3). Trois possibilités sont considérées :

- Cas n°1 : la valeur de VR dans la fenêtre centrale est inférieure à celle de l'une des deux fenêtres l'entourant ; la valeur n'est pas retenue → pas de détection dans cette fenêtre
- Cas n°2 : la valeur de VR dans la fenêtre centrale est plus élevée que les valeurs des deux autres fenêtres l'encadrant ; la valeur est enregistrée comme un pic de VR → détection
- Cas n°3 : la valeur de VR dans la fenêtre centrale est inférieure à celles des deux fenêtres l'entourant → la valeur est enregistrée comme un pic de VR inverse.

La dernière étape de cet algorithme consiste à déterminer, parmi le ou les pics observés, le pic optimal, et ainsi le temps d'origine de l'évènement (Figure 5.3). S'il n'y a qu'un seul pic, c'est-à-dire qu'un seul pic est identifié à l'étape 2 de la Figure 5.3 (cas n°2 de l'étape 2), sans aucun pic inverse (cas n°3 de l'étape 2), comme c'est le cas sur l'évolution temporelle de VR de la Figure 5.1 [Tsuruoka et al., 2009], la détection d'un évènement est retenue au temps de ce pic. Celui-ci correspond au temps d'origine optimal de l'évènement.

Si plusieurs pics sont détectés, la première étape est l'identification des pics mentionnés comme « majeurs », c'est-à-dire ayant une valeur de VR élevée. Néanmoins, la méthode ayant pour objectif d'être utilisée en temps réel, il n'est possible d'estimer l'importance d'un pic qu'en

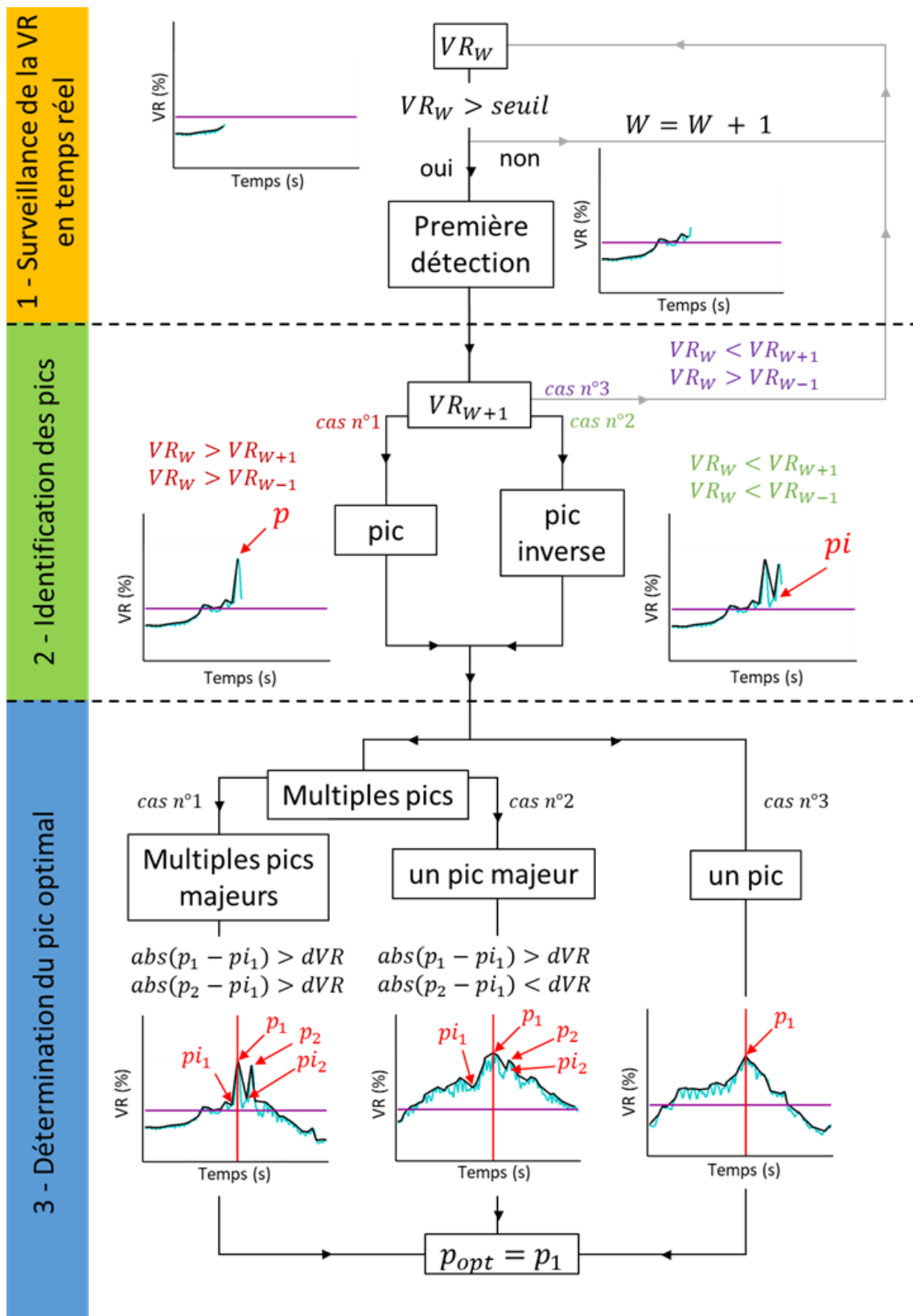


FIG. 5.3 – Etapes de détection du temps d’origine optimal  $p_{opt}$  à partir des valeurs les plus élevées de VR obtenues dans chaque fenêtre de temps  $W$  (Figure 5.2). Les lignes noires indiquent le cheminement de l’algorithme dans le temps, alors que les lignes grises permettent de revenir à l’analyse de l’évolution temporelle de la VR et une utilisation temps réel de l’approche. Voir Figure 5.2 pour plus de description.

le comparant avec les valeurs précédentes. L'idée est donc de calculer la différence de VR, appelée dVR, entre un pic et un pic inverse, soit un pic inverse avec le pic précédent, soit un pic avec le pic inverse précédent. Sur la [Figure 5.3](#), il s'agit des couples  $(p_{i1}, p_1)$ ,  $(p_1, p_{i2})$  et  $(p_{i2}, p_2)$ . Si la différence est plus importante qu'une valeur donnée (dVR), le pic est considéré comme un pic majeur.

Si cette dernière étape d'identification ne permet de retenir qu'un pic majeur (cas central sur la [Figure 5.3](#)) alors le temps d'origine optimal est donné au pas d'échantillonnage temporel de celui-ci, de manière similaire à l'identification d'un unique pic à l'étape précédente (cas de droite sur la [Figure 5.3](#)).

Dans l'ensemble des tests réalisés au cours des travaux appliqués à la sismicité de la France métropolitaine et de la zone euro-méditerranéenne, il n'a pas été observé plus de deux pics majeurs pour un séisme donné. A partir de cette observation, la condition appliquée dans le cas de plusieurs pics majeurs est établie ([Figure 5.3](#)). De plus, dans tous les cas observés, le second pic majeur coïncide avec une demi-période de différence avec le premier concordant avec l'effet de *cycle skipping* décrit ci-dessus ([Figure 5.2](#)). La condition ainsi appliquée dans le cas de multiples pics majeurs est simple (cas n°1 de l'étape 3 sur la [Figure 5.3](#)) : le temps origine optimal est uniquement défini comme le temps associé au premier pic majeur. En théorie (car non observé durant l'étude), si le second pic a une valeur de VR supérieur au premier pic, le temps associé au premier pic reste considéré comme temps origine optimal. Ceci est dû à l'observation du second pic toujours à un décalage d'une demi-période du temps origine de référence des événements étudiés.

Une idée non appliquée ici est de réaliser la même approche à partir d'une bande de fréquence différente afin d'observer si le pic dont la présence est dû au *cycle skipping* est ou non décalé dans le temps.

La procédure décrite ci-dessus assure que la méthode n'interprète pas plusieurs pics successifs comme autant d'événements sismiques différents. Néanmoins, cela amène à questionner le temps d'attente nécessaire pour identifier deux événements successifs réels. Ce point est important lors de l'analyse d'une séquence sismique intense (moins de 15 minutes entre événements). Les études menées dans cette thèse ne se sont pas concentrées sur ce point précis qui reste à quantifier. Par défaut, une période de temps est donnée dans l'algorithme pour un retour aux conditions initiales de détection. Elle est définie à 50 s. La prise en compte d'un nombre plus conséquent d'événements est nécessaire pour préciser ce temps minimal entre détections ainsi que pour éventuellement observer l'occurrence de situations plus complexes que celles prises en compte dans la [Figure 5.3](#).

#### 5.1.4 Exemples d'applications des différents cas de pics détectés

Les trois cas de pics de VR présentés dans la [Figure 5.3](#) ont été observés dans les études présentées dans le Chapitre 3. Nous avons fixé par défaut dVR à 10 % pour la l'identification des pics majeurs.

##### 5.1.4.1 Pic de détection unique

La [Figure 5.4](#) présente le cas simple d'un unique pic ( $p_1$ ) de VR observé pour à l'évènement Nord Algérien du 18/03/2021 de Mw 6,0 (voir Partie 3.11 du Chapitre 3). La détection se fait au temps du pic ( $p_1$ ), soit au temps égal à 105 s ([Figure 5.4](#)). Pour cet évènement, il s'agit d'un

retard de 5 s (00 :04 :12 TU) par rapport au temps d'origine de référence (00 :04 :07 TU, USGS).

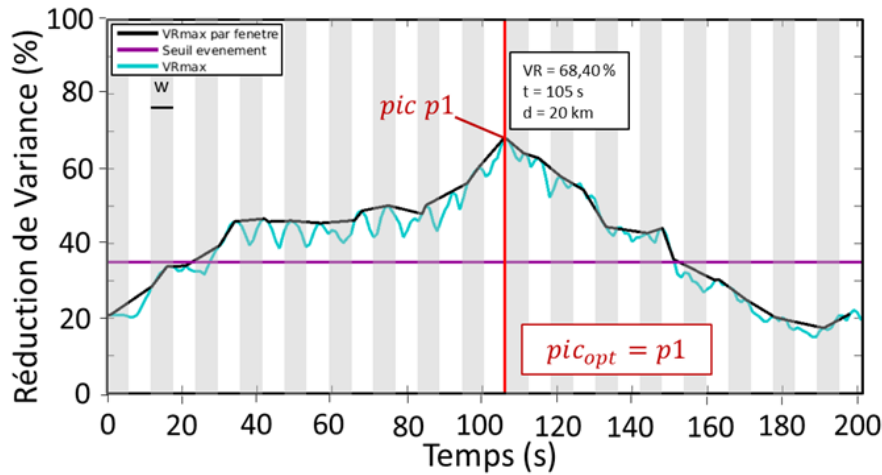


FIG. 5.4 – Détection de la solution optimale dans le cas d'un pic de réduction de variance (VR) unique ( $p_1$ ) pour l'évènement Nord Algérien du 18/03/2021. La ligne violette identifie un seuil de VR potentiel pour déterminer la détection d'un évènement sismique dans la zone. La ligne bleue correspond à la valeur maximale de VR sur l'ensemble de la grille à chaque pas de temps, et la ligne noire connecte les valeurs maximales de VR dans chaque fenêtre de temps  $W$  de 6 s, soit un quart de la période d'intérêt dans la région Ibéro-maghrébine. La ligne rouge indique le temps d'origine optimal déterminé par l'algorithme.

#### 5.1.4.2 Pics de détection multiples dits majeurs

L'évolution temporelle de la VR pour l'évènement d'Al Hoceima du 25/01/2016 de Mw 6,4 (Figure 5.5) dévoile deux pics majeurs. En effet, en comparant les VR du pic  $p_1$  (68,84 %) et du pic inverse le précédent,  $pi_1$  (38,63 %), leur différence est d'environ 30 % ce qui est supérieur à un dVR fixé à 10 % par défaut. De même, la différence de VR entre le pic inverse suivant,  $pi_2$ , (43 %) et le pic  $p_1$  (68,84 %) est d'environ 26 %, soit également supérieure à dVR. Le pic  $p_1$  est donc un premier pic majeur dans la série temporelle des VR.

Le pic  $p_2$  suivant (Figure 5.5) a une VR élevée de 65,68 %. Cependant, en comparant les VR des pics  $p_2$  (65,68 %) et  $pi_2$  (43 %), leur différence est également supérieure à 10 %. Le pic  $p_2$  est un second pic majeur dans la série temporelle des VR pour le tremblement de terre de Al Hoceima en 2016. D'après la condition mise en place de détection des pics (Figure 5.3), le pic optimal de détection correspond au premier pic  $p_1$  (68,84 %), obtenu au temps  $t=101$  s, c'est-à-dire seulement une seconde (04 :22 :03 TU) après le temps d'origine de référence (04 :22 :02 TU, USGS). A noter que le pic  $p_2$  est à 15 s du pic  $p_1$ , soit environ une demi-période ( $\approx 13$  s) avec une bande de période considérée pour les inversions dans la région à 25-50 s (voir Chapitre 3).

#### 5.1.4.3 Pics de détection multiples avec un pic majeur

La Figure 5.6 présente la variation temporelle de la VR pour le tremblement de terre Nord Algérien du 28/05/2016 de Mw 5,4 qui présente un cas où un pic majeur est détecté dans un ensemble de pics secondaires. De même que pour la Figure 5.5, en comparant le pic  $p_1$  (73,62 %) et son pic inverse précédent  $pi_1$  (49,87 %), puis avec son pic inverse suivant  $pi_2$  (62,46 %), les différences de VR sont d'environ 24 % et 11 %, toutes deux supérieures à 10 %. Le pic  $p_1$

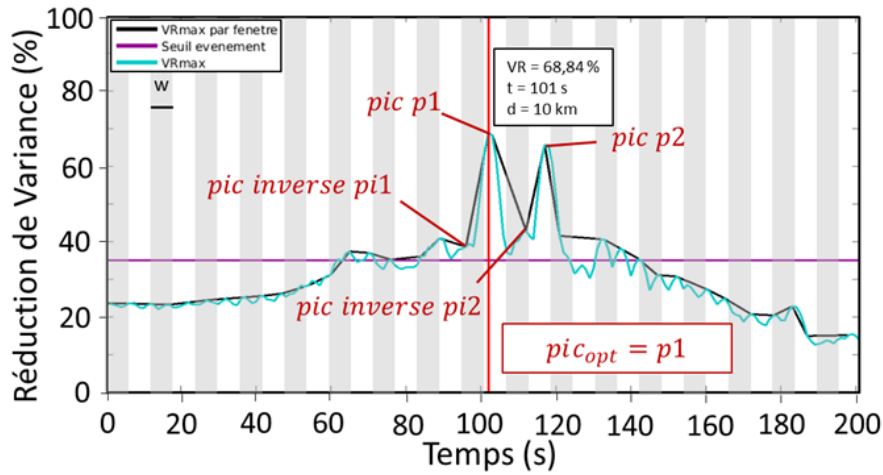


FIG. 5.5 – Détection de la solution optimale pour le séisme d’Al Hoceima du 25/01/2016 qui présente un cas de pics multiples. Voir la Figure 5.4 pour plus d’information.

est donc défini comme un pic majeur. Cependant, à l’inverse de la Figure 5.5, la différence de VR entre le pic  $p_2$  (68,64 %) et le pic inverse  $pi_2$  (62,46 %) est inférieure à 10 %, donc le pic  $p_2$  n’est pas considéré comme majeur. Ainsi, le temps d’origine optimal correspond au temps du premier pic ( $p_1$ ), soit au temps  $t=105$  s, c’est-à-dire cinq secondes (23 :54 :58 TU) après le temps origine de référence (23 :54 :53 TU, USGS).

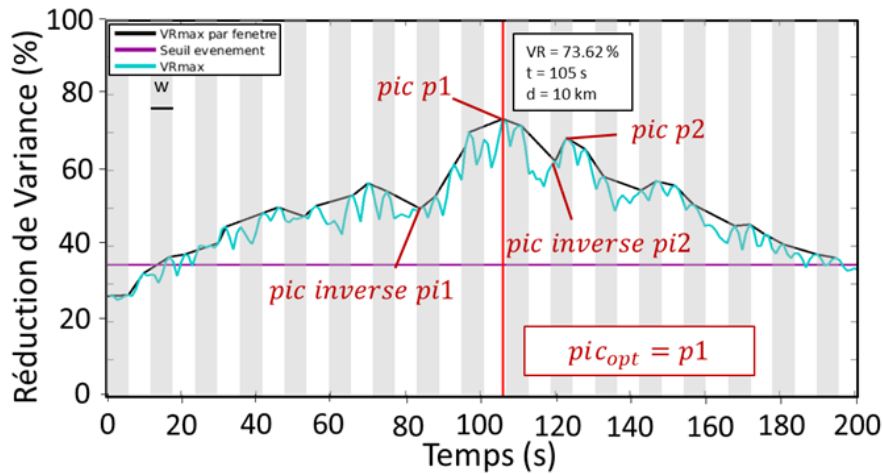


FIG. 5.6 – Détection de la solution optimale pour l’évènement Nord Algérien du 28/05/2016 qui présente un cas de pic majeur avec des pics mineurs. Voir la Figure 5.4 pour plus d’information.

## 5.2 Modification de la fenêtre d’inversion

### 5.2.1 Intérêt d’une longueur de fenêtre d’inversion dépendante de la distance épiscoptrale

Pour l’ensemble des résultats d’inversions présentés dans les chapitres précédents, la fenêtre d’inversion est commune entre les différentes stations (i.e., 300 s pour la France métropolitaine et 500 s pour la région euro-méditerranéenne). La longueur de la fenêtre est en effet fixée



en fonction de la distance épacentrale maximale selon les configurations (i.e., France et ibéro-maghrébine). Cependant, lorsque l'écart entre les distances de la station la plus proche et de la station la plus éloignée est grand, la durée du signal dû au tremblement de terre enregistré par ces deux stations diffère fortement (Figure 5.7). Dans le cas du séisme de Barcelonnette en 2014, les ondes sismiques arrivent à la station ORIF qui est la plus proche de l'épicentre (81 km) environ 10 s seulement après le temps d'origine de l'événement (Figure 5.7) et elles s'étalent sur une durée de moins de 100 s. A l'inverse, pour la station la plus lointaine, MFF située à 584 km de l'épicentre (Figure 5.7), le signal sismique arrive plus d'une minute après le temps d'origine du séisme et dure plus de deux fois que le signal reçu à la station la plus proche, ORIF.

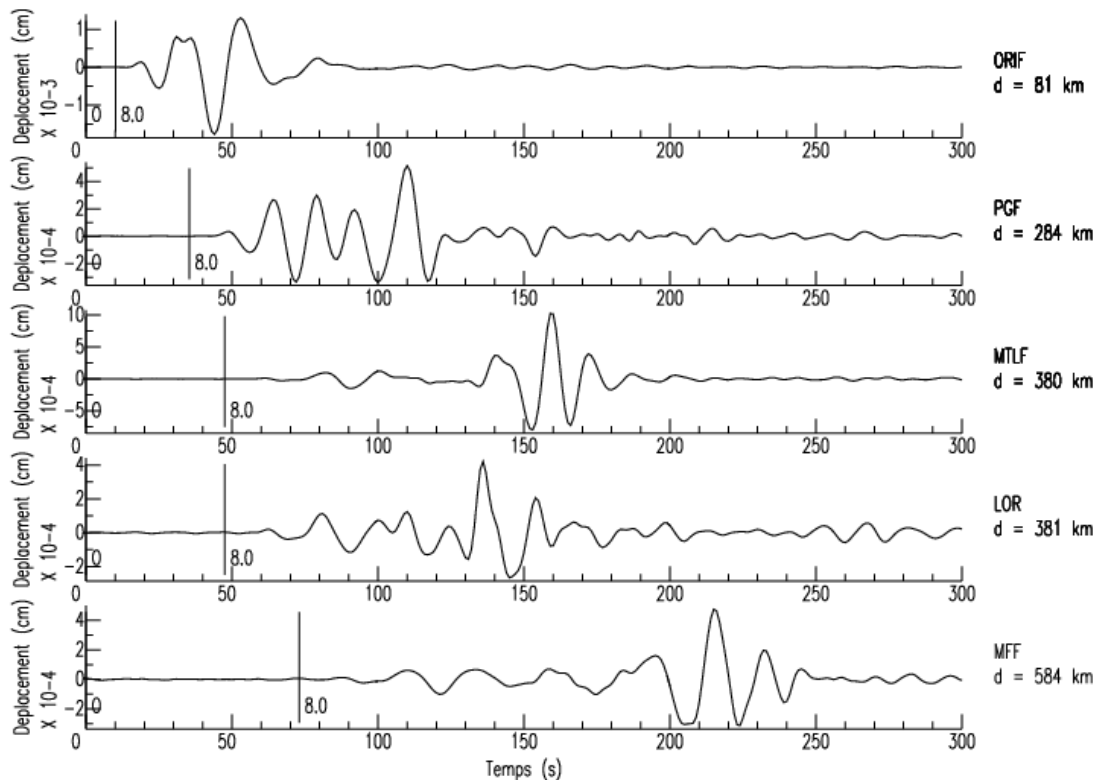


FIG. 5.7 – Formes d’ondes sismiques en déplacement du séisme de Barcelonnette (07/04/2014) enregistrées sur la composante verticale de cinq stations régionales situées entre 80 et 580 km de l’épicentre. Les signaux sont triés par distance. Les barres noires correspondent aux temps d’arrivée théoriques des ondes se propageant à une vitesse de 8 km/s.

De fait de l'étalement plus ou moins important des arrivées des ondes sismiques dans le temps en fonction de la distance épacentrale, l'utilisation d'une fenêtre d'inversion de longueur unique peut entraîner la prise en compte de signal sismique ne correspondant pas à l'événement. La Figure 5.7 montre en effet qu'une grande partie du signal inversé pour la station ORIF est dû à du bruit post-séisme. A l'inverse, pour la station la plus lointaine, l'arrivée des premières ondes étant plus tardives, la fenêtre d'inversion contient une part importante de bruit pré-événement. La présence de ce bruit dans l'inversion peut entacher la détection du séisme en entraînant une diminution de la VR. Le but recherché est alors de diminuer la part du bruit dans la fenêtre d'inversion en ajustant sa longueur (début et fin de la fenêtre) pour chaque inversion du tenseur des moments et pour chaque distance épacentrale. Dans l'approche GRiD MT, la dépendance doit être ajustée pour chaque point source de la grille et pour chaque station. Cette détermination de la fenêtre d'inversion en fonction de la distance épacentrale est par exemple

déjà appliquée dans la méthode FMNEAR [Delouis, 2014].

## 5.2.2 Définition de la fenêtre d'inversion variable

Pour définir la fenêtre d'inversion automatiquement en prenant en compte les distances épacentrales, une analyse de l'approche utilisée par la méthode FMNEAR a été réalisée. Cette dernière identifie les temps de début ( $t_1$ ) et de fin ( $t_2$ ) des fenêtres d'inversion station par station à partir d'une formulation empirique :

$$t_1 = \frac{\text{dist}}{8} \quad (5.1)$$

$$t_2 = \left(1,4 \times \frac{\text{dist}}{8} \times 1,73\right) + \frac{k}{f_{\min}} \quad (5.2)$$

où  $t_1$  est le temps de début (en seconde), et  $t_2$  le temps de fin de la nouvelle fenêtre d'inversion (en seconde).  $\text{dist}$  est la distance, en kilomètre, entre la station et le point source considéré,  $f_{\min}$  définit la fréquence minimale (en Hertz) de la bande de fréquence appliquée et  $k$  est un facteur d'ajustement qui dépend de la distance épacentrale  $\text{dist}$ .

Le temps de début  $t_1$  est fixé par le temps d'arrivée théorique des ondes P se propageant avec une vitesse de 8 km/s, soit approximativement la vitesse de l'onde P dans le manteau. Or, à distance régionale, les premières arrivées se propagent avec une vitesse légèrement plus faible du fait du passage dans la croûte. Ainsi, une telle définition du temps  $t_1$  assure que la fenêtre d'inversion démarre légèrement plus tôt que l'arrivée de l'onde P régionale tout en limitant le bruit pré-événement dans l'inversion. Si nécessaire, par mesure conservative, l'Equation 5.1 peut être modifiée en lui retranchant un temps supplémentaire.

Le temps de fin  $t_2$  est, quant à lui, défini à partir du temps d'arrivée théorique de l'onde S auquel des facteurs d'ajustement sont ajoutés pour prendre en compte le train d'onde complet de l'onde S jusqu'aux ondes de surface observées à distance régionale. Le terme  $k/f_{\min}$  dépend à la fois de la distance épacentrale et de la fréquence minimale de la bande de fréquence appliquée (l'incorporation de plus basses fréquences dans le signal implique une fenêtre d'inversion plus longue).

Les temps  $t_1$  et  $t_2$  sont sélectionnés de manière à ne pas rajouter de signal sismique non représentatif des séismes dans la fenêtre d'inversion. Ce type de signal, même proche de zéro, serait susceptible de réduire la correspondance entre les données réelles et synthétiques.

Pour les besoins de GRiD MT sur les deux régions présentées dans cette thèse, les paramètres d'ajustement ont été testés et spécifiés empiriquement. Le temps  $t_1$  est réduit de 10 secondes dans la zone ibéro-maghrébine. Les facteurs définissant  $t_2$  ont, quant à eux, été ajustés pour éviter de prendre en compte des possibles réverbérations tardives des ondes de surface incorrectement expliquées par les modèles de vitesse utilisés. La Figure 5.8 montre de tels effets sur la composante radiale de la station PESTR pour un tremblement de terre en zone maghrébine. De même, la Figure 5.9 présente également cette complication sur la composante tangentielle de la station PGF pour le séisme du Teil en France.

Le premier facteur 1,4 de l'Equation 5.2 est déterminé de manière empirique et reste fixe. Le paramètre  $k$  est également fixé de manière empirique en fonction de la distance entre la station et le point source considéré de la grille, mais de façon discrète et non linéaire (Table 5.1). Une étude plus affinée de ce facteur pourrait être conduite afin de définir une expression linéaire du

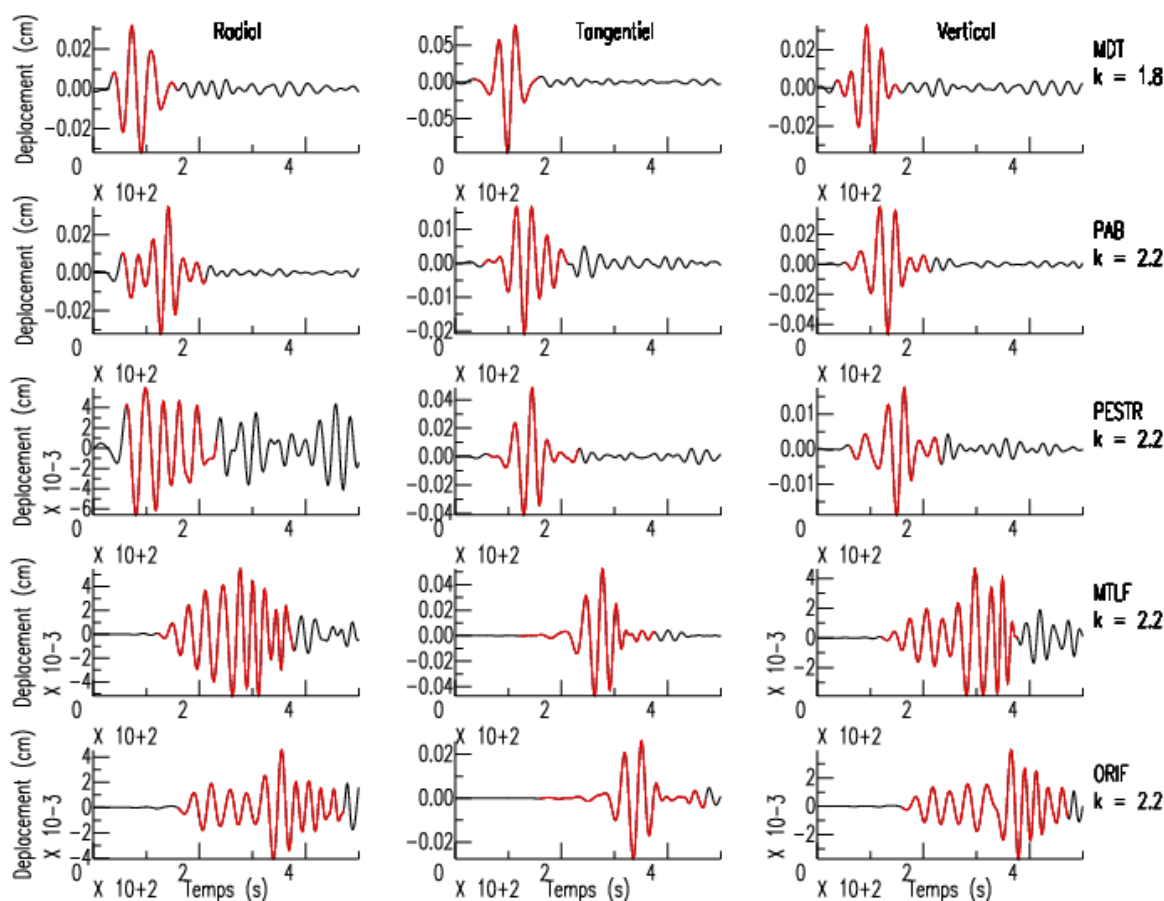


FIG. 5.8 – Comparaison des formes d’ondes sur les trois composantes des cinq stations utilisées par GRiD MT du séisme de Al Hoceima du 25/01/2016 sélectionnées avec la fenêtre fixe de 500 s (en noir) et la fenêtre variable (en rouge) dépendante de la distance, de la fréquence minimale (ici 0,02 Hz) et de la valeur  $k$  définie empiriquement. Le nom de la station observée et la valeur de  $k$  associée, issue de la [Table 5.1](#), sont indiqués à droite.

facteur  $k$  en fonction de la distance, et ainsi éviter tout ajustement manuel de cette valeur.

Les [Figure 5.8](#) et [5.9](#) présentent les différences dans les longueurs de fenêtres d’inversion pour le tremblement de terre de Al Hoceima et du Teil, respectivement entre l’approche de fenêtres fixes et celle des fenêtres variables en fonction des distances épacentrales. La seconde option réduit significativement le signal sismique non représentatif des séismes pour la caractérisation des sources.

Distance (km)	$0 \leq d < 100$	$100 \leq d < 300$	$300 \leq d < 400$	$400 \leq d$
$k$	1,5	1,6	1,8	2,2

TAB. 5.1 – Valeurs définies pour le facteur  $k$  en fonction de la distance épacentrale, modifiées de la méthode FMNEAR.

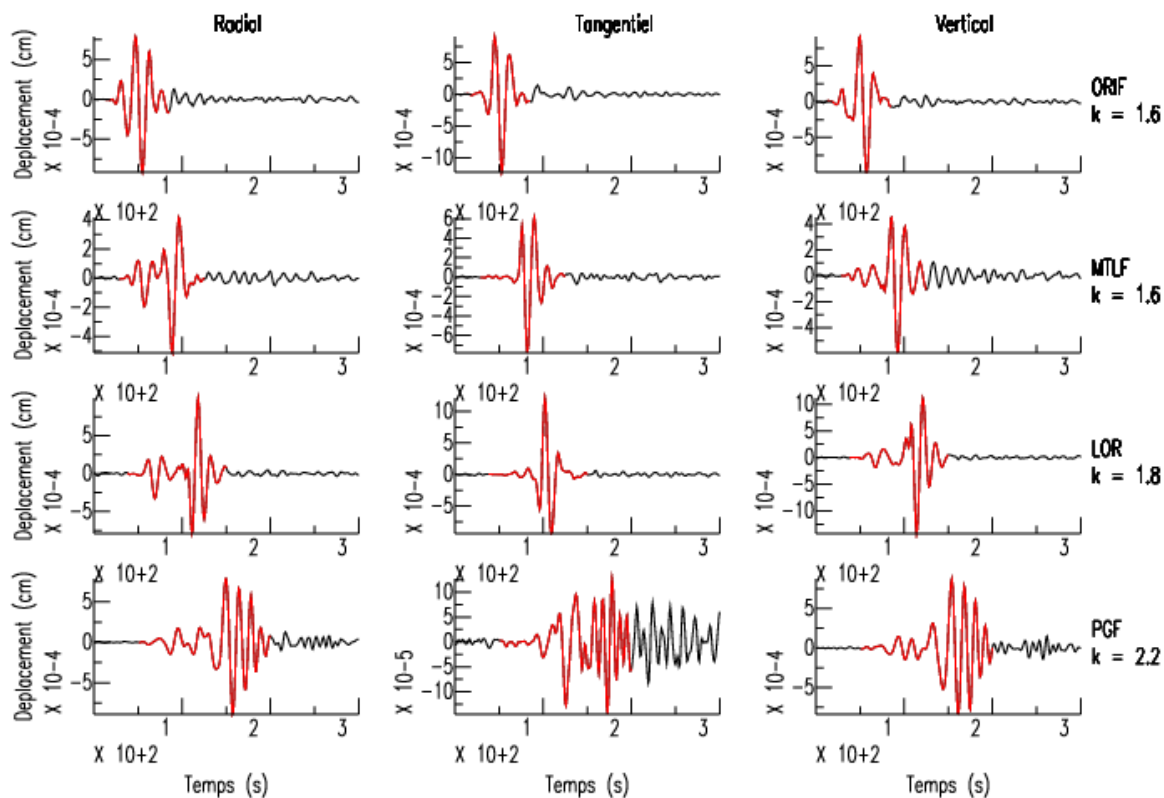


FIG. 5.9 – Comparaison des formes d’ondes sur les trois composantes des quatre stations utilisées par GRiD MT du séisme du Teil (11/11/2019) sélectionnées avec la fenêtre fixe de 500 s (en noir) et la fenêtre variable (en rouge) dépendante de la distance, de la fréquence minimale (ici 0,03 Hz) et de la valeur  $k$  empiriquement déterminée. Le nom de la station observée et la valeur de  $k$  associée, issue de la [Table 5.1](#), sont indiqués à droite.

### 5.2.3 Effet des fenêtres d’inversion ajustées sur la détection des séismes

Le tremblement de terre de Barcelonnette du 07/04/2014 a été utilisé pour comparer l’effet des fenêtres d’inversion fixes et ajustées en fonction des distances épacentrales. La [Figure 5.10](#) montre les résultats de GRiD MT pour les deux approches à la localisation et au temps origine tels que définis par GRiD MT et discutés au Chapitre 3. En utilisant des fenêtres d’inversion de durée variable, les durées du signal inversé se limitent à : 71 s pour la station ORIF (88 km), 108 s pour PGF (284 km), 133 s pour LOR (379 km), et 150 s pour MTLF (401 km) contre 300 s initialement avec des fenêtres fixes.

Comme la part du bruit dans le signal enregistré se trouve significativement diminuée, la valeur de VR augmente de 65,7 % à 73,9 % ([Figure 5.10](#)). Bien que cela ait ici peu d’influence sur le mécanisme au foyer (i.e., jeu de la faille) qui reste très similaire entre les deux solutions, la valeur du pourcentage double-couple augmente fortement de 60 à 86 % au détriment de la composante CLVD qui est majorée en présence de bruit. La nature cisailante de la source est alors mise en valeur.

La [Figure 5.11](#) montre que l’évolution temporelle de la VR se retrouve translatée vers le haut lorsque la part de bruit est réduite : la courbe associée à la fenêtre variable est globalement supérieure de presque une dizaine de pourcents. De même, en prenant en compte de la forme des deux courbes et des critères de détection décrits dans la [Partie 5.1.3](#), deux pics majeurs de VR sont identifiés lorsque la fenêtre fixe est considérée alors qu’un seul pic majeur accompagné

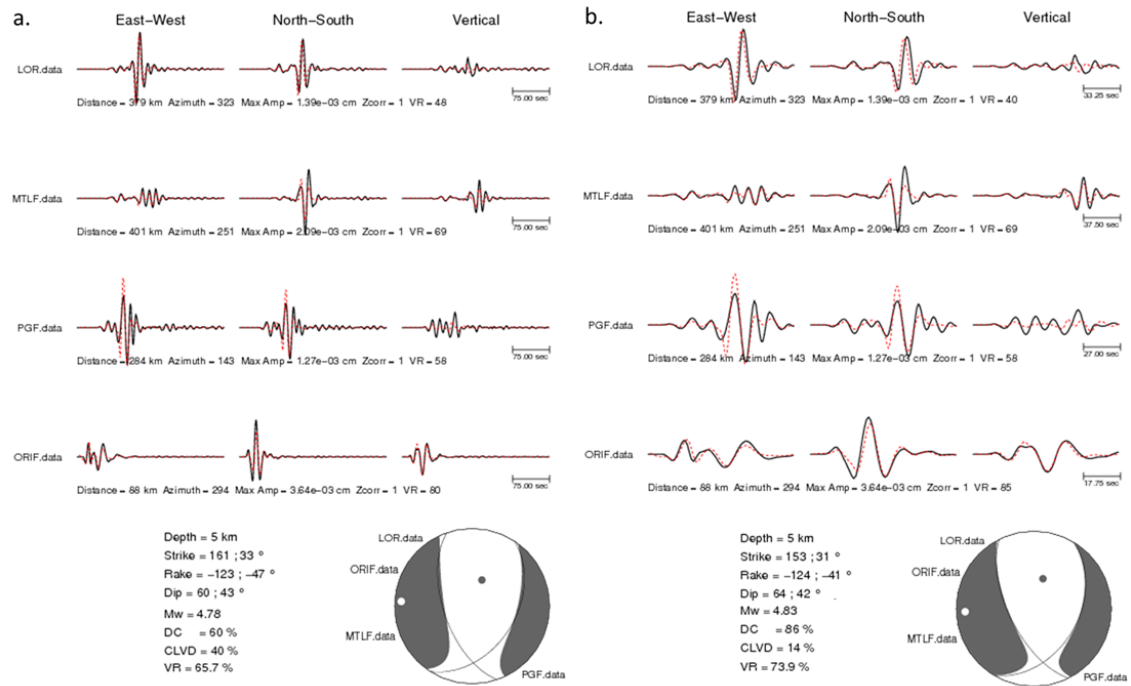


FIG. 5.10 – Solutions de l'inversion du tenseur des moments déviatorique pour l'évènement de Barcelonnette du 07/04/2014 de Mw 4,8 utilisant des fenêtres de temps fixes (a.) et des fenêtres variables (b.). Elles sont obtenues à 5 km de profondeur avec les données sismiques des quatre stations large-bande sélectionnées, filtrées entre 12,5 et 33 s de période à la localisation la plus proche de celle du CEA.

de pics secondaires est identifié avec les fenêtres variables. Ainsi, en plus d'améliorer la valeur de VR, la détection est facilitée.

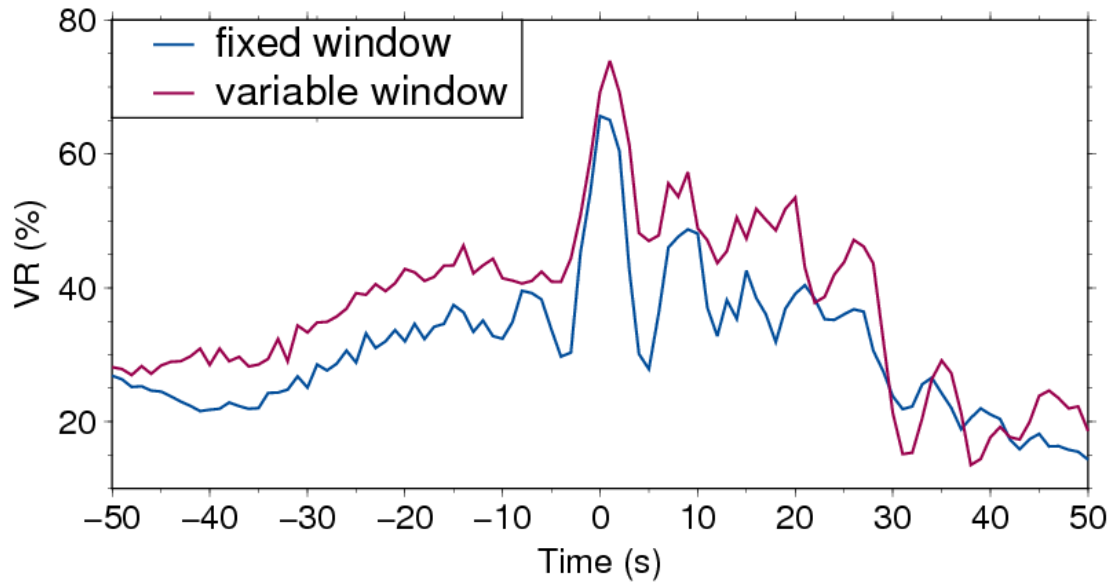


FIG. 5.11 – Evolution de la réduction de variance (VR) pour le séisme de Barcelonnette du 07/04/2014 entre 50 s avant et après le temps origine CEA ( $t=0$ ). La courbe bleue correspond aux valeurs de VR maximales sur l'ensemble de la grille pour une fenêtre d'inversion fixe. La courbe rose correspond à celles obtenues avec des fenêtres d'inversion variables.

### Conclusion

Dans le but d'améliorer l'outil GRiD MT lors de l'analyse des signaux, deux approches sont proposées avec pour objectif principal d'améliorer la détection et la caractérisation des sources avec l'approche GRiD MT. La première approche consiste à identifier le temps origine optimal (et donc l'ensemble des autres paramètres de la source également) dans une série continue de solutions d'inversion, et en particulier dans une optique d'application en temps réel. En effet, la détection et la caractérisation d'un événement sismique dépend de la détermination d'un maximum dans la courbe de VR qui peut être atténué principalement à cause de l'effet de *cycle skipping*. L'algorithme de détection proposé met en évidence trois situations rencontrées dans les travaux de cette thèse (Chapitre 3).

Le second développement permet de réduire significativement le bruit sismique ne correspondant pas à la source à identifier et pouvant altérer les résultats des inversions, et donc la détection d'un événement et la détermination de ses paramètres de source. Cela est rendu possible en imposant des bornes aux fenêtres d'inversion dépendantes des distances épacentrales et de la fréquence minimale de filtrage pour chaque station et point de la grille. Les résultats présentés montrent que cette approche permet d'augmenter significativement les VR d'une manière générale en faisant davantage émerger un pic principal de détection. La caractérisation de la source en terme de décomposition du tenseur des moments en sort également améliorée.

Il est cependant nécessaire d'appliquer ces deux approches à un plus grand nombre d'événements pour valider les conditions propres à chaque algorithme. La faisabilité de l'approche GRiD MT déjà démontrée précédemment (Chapitres 3 et 4) se voit néanmoins renforcée dans les deux régions étudiées dans ces travaux de thèse.



---

# Conclusions et perspectives

Le principal défi des instituts de surveillance et d’alerte est de rapidement détecter et estimer l’ensemble des informations d’un évènement sismique. Pour cela, ils ont alors besoin de développer et d’implémenter des méthodes rapides de détection, de localisation et de caractérisation des sources sismiques. Les travaux de cette thèse se sont concentrés sur l’approche de calcul rapide des tenseurs des moments, GRiD MT, pour étudier les performances de l’outil, ses avantages et ses limites pour les besoins opérationnels du CEA en ce qui concerne l’alerte sismique en France métropolitaine et pour l’alerte tsunami. En effet, la méthode GRiD MT présente de nombreux avantages pour un organisme sismologique opérationnel :

- Elle est rapide car elle se base sur une sélection fixe des paramètres d’inversion et de la grille, et sur des catalogues de fonctions de Green pré-calculées.
- Elle s’appuie sur un algorithme unique, ce qui lui permet de ne pas dépendre d’autres méthodes (i.e., à l’inverse des approches traditionnelles dites en cascade du fait de leurs multiples inter-dépendances).
- Elle permet d’apporter une réponse complète sur les caractéristiques des sources sismiques : détection, localisation et caractérisation les évènements.
- Elle est adaptable à une large gamme de magnitudes, en fonction des paramètres sélectionnés d’inversion.

Plus spécifiquement, les travaux menés au cours de la thèse se sont focalisés sur deux régions d’intérêt pour les missions de surveillance et d’alerte sismique au CEA : tout d’abord sur la région ibéro-maghrébine qui est le siège d’une sismicité de magnitude modérée à forte pouvant potentiellement être tsunamigène (i.e., intérêt pour le CENALT), puis sur la région du sud-est de la France où les séismes sont de magnitudes généralement plus limitées mais qui peuvent néanmoins avoir des conséquences importantes pour la population locale (i.e., intérêt pour l’alerte France). Les caractéristiques des tremblements de terre propres à chacune de ces deux régions ont permis de tester et de valider les développements de la méthode GRiD MT en les prenant en compte. Ainsi, à partir d’évènements passés représentatifs dans chaque région, et en explorant les différentes gammes de magnitude, de localisations et de types de mécanisme au foyer qui peuvent y être enregistrés, il a été possible de proposer les différents paramètres d’inversion nécessaires à l’implémentation de l’outil GRiD MT selon les objectifs souhaités. Pour la région ibéro-maghrébine, quatorze tremblements de terre ayant des magnitudes  $M_w$  comprises entre 5,0 et 6,4 ont ainsi constitué un ensemble de données qui ont permis la définition des paramètres d’inversion et de la grille 3D de sources ponctuelles spécifiquement pour



une application d’alerte sismique s’intégrant dans l’alerte tsunami du CENALT. En parallèle, un nombre plus restreint d’évènements sismiques situés dans le sud-est de la France a été pris en compte du fait d’un taux sismique plus limité dans une gamme de magnitude modérée. Seuls deux tremblements de terre, le séisme de magnitude Mw 4,9 (ML 5,2) de Le Teil qui a eu lieu le 11 novembre 2019 en Ardèche et le séisme de magnitude Mw 4,8 de Barcelonnette du 7 avril 2014 dans les Alpes, ont été intensivement étudiés en vue d’une implémentation de la méthode pour une application d’alerte sismique en France métropolitaine.

Les études se sont d’abord concentrées à identifier les stations sismiques d’intérêt dans chacune des deux régions en fonction des tremblements de terre considérés. De nombreuses inversions de tenseur des moments, en premier lieu manuelles (c’est-à-dire non automatisées), ont permis de tester et de comparer les différentes combinaisons de paramètres d’inversion (i.e., bandes de fréquence, modèles de vitesse, jeu des stations, longueur des fenêtres d’inversion, dimensionnement de la grille) nécessaires avant toute automatisation de l’outil. Ce travail intensif et spécifique à chaque région a permis l’établissement des caractéristiques de GRiD MT propres aux deux régions considérées (Table 5.2). Les résultats de GRiD MT sont très encourageants : les évènements sont tous détectés et les solutions de source obtenues (i.e., temps origine, localisation, magnitude Mw et mécanisme) sont très comparables aux solutions publiées par des organismes de référence français et étrangers.

En sus d’une simple comparaison des mécanismes au foyer obtenus grâce à GRiD MT, les travaux menés ont cherché à proposer des approches d’estimation des incertitudes sur les paramètres de source calculés. Le très grand nombre d’inversions de GRiD MT sur la grille de points source et dans le temps constitue un net avantage par rapport aux approches traditionnelles de caractérisation des sources, notamment en ce qui concerne les mécanismes au foyer, pour lesquels rares sont les études de sensibilité des solutions publiées. Ainsi, ce document a présenté des approches pour déterminer la stabilité de chaque paramètre de la source : localisation, temps origine, magnitude et mécanisme au foyer. A partir d’une valeur seuil fixée à 80 % de VR relative, ces approches estiment d’abord une aire d’erreur de la localisation. Il est alors possible d’extraire des groupes de solutions de GRiD MT et d’analyser leurs temps origine, magnitude Mw et mécanisme au foyer. Chaque paramètre est ainsi scruté avec des approches statistiques simples : calculs des valeurs moyennes et des écarts-types. Néanmoins, à cause de la dépendance du mécanisme au foyer aux trois angles décrivant la faille (strike, dip et rake) dans le cas d’une source purement double-couple ou aux six éléments d’un tenseur des moments dans le cas d’une analyse complète de la source, la détermination de la stabilité de la nature de la source est plus difficilement appréciable. Plusieurs approches ont été considérées mêlant moyennage des solutions (strike/dip/rake ou éléments du tenseur des moments) et notions de groupes de solutions dépendant des similarités entre mécanismes. Bien qu’un critère généralisé soit encore à définir pour déterminer le niveau de qualité unifié d’une solution de GRiD MT, la combinaison de toutes ces approches permet de donner une idée sur la stabilité globale de la solution de GRiD MT. Les résultats obtenus pour les tremblements de terre étudiés et présentés dans ce document : le séisme d’Al Hoceima de magnitude Mw 6,4 (2016) au large du Maroc et les séismes de Le Teil de magnitude Mw 4,9 (2019) et de Barcelonnette de magnitude Mw 4,8 (2014), montrent globalement que la localisation, le temps origine et la magnitude sont stables et bien définis. A l’inverse, la profondeur de la source et son mécanisme au foyer peuvent parfois être instables. La détermination du pendage  $\alpha$ , en particulier, été la source de grande variabilité des solutions pour le séisme de Le Teil. Cette conclusion ne concerne cependant pas uniquement les résultats de GRiD MT ; cela a aussi été constaté à partir de recherches en grille réalisées à l’aide d’inversions manuelles. Afin de définir un critère objectif prenant en compte l’ensemble des éléments recherchés de la source (i.e., temps origine, localisation, magnitude,

mécanisme au foyer), il est nécessaire de considérer un plus grand nombre d'évènements dans chacune des régions d'intérêt. Cela permettrait à la fois de tester les limites de l'outil GRiD MT mais aussi d'assimiler pour chaque région les valeurs seuils permettant de quantifier, à la manière de [Delouis, 2014], la qualité des résultats. En effet, ces approches nécessitent pour le moment un regard de l'utilisateur pour déduire si une solution est stable ou non.

De plus, parce que le travail de sélection des paramètres d'inversion et de la grille est très chronophage, une proposition d'automatisation de GRiD MT a été faite. Elle se base sur le calcul du rapport signal-à-bruit mesuré sur l'ensemble des stations disponibles dans une région d'intérêt, et cela dans plusieurs bandes de fréquences et pour des évènements sismiques de calibration. Ainsi, la qualité des signaux est vérifiée et seules les stations et les bandes de fréquence présentant les meilleurs rapports d'énergie sismique par rapport au bruit sont retenues. Cette approche a été testée pour améliorer les performances de l'outil GRiD MT pour la détection et la caractérisation du tremblement de terre qui a eu lieu à proximité de Thonon-les-Bains (Haute-Savoie) le 28 mai 2019, d'une magnitude Mw 3,9. Alors que les paramètres d'inversion et de grille définis à partir du séisme de Le Teil ne permettent pas de définir l'évènement de Thonon les Bains de façon optimale (VR réduite, forte composante CLVD, etc), les résultats obtenus à la suite d'une paramétrisation adaptée à ce séisme de magnitude plus faible sont déjà très encourageants. La détection est plus évidente avec une valeur de VR maximale plus élevée mais également la solution de GRiD MT est tout à fait comparable aux solutions publiées par les instituts sismologiques de référence en France. L'approche de sélection automatique du jeu de stations et de la bande de fréquence apparaît comme un atout majeur pour la mise en place de la méthode GRiD MT dans d'autres régions d'intérêt pour les missions d'alertes, mais également pour cibler des évènements sismiques dans différentes gammes de magnitudes et peut-être pour la détection d'autres types de sources sismiques.

Enfin, des modifications ont été proposées à la méthode GRiD MT par rapport aux versions initiales (Kawakatsu, 1998 ; Tsuruoka et al., 2009) pour 1) améliorer l'identification des détections des évènements sismiques dans l'évolution temporelle des valeurs de VR et pour 2) focaliser les inversions sur le signal sismique d'intérêt.

Le premier point est possible grâce à un algorithme de détection performant en parallèle du code GRiD MT. Il a pour but de surveiller en temps réel la détection d'un évènement. En effet, les études réalisées dans ces travaux de thèse ont concerné des évènements connus et passés, c'est-à-dire que malgré le fait que la méthode n'ait pas d'*a priori* sur le temps origine, la localisation, la magnitude ou le mécanisme au foyer des séismes, il nous était rapidement possible de vérifier la véracité des résultats. Cependant, en temps réel, l'utilisateur ne dispose pas de ces informations sur la source de l'évènement et les résultats de la méthode GRiD MT doivent alors être fiables, sans être perturbés par des effets de *cycle skipping* qui peuvent entraîner des erreurs dans les caractéristiques de la source, et en premier lieu son temps origine et son mécanisme. L'approche proposée, en définissant plusieurs possibilités d'évolutions temporelles de la VR, permet d'identifier les pics présents et en détermine le pic optimal permettant l'identification complète d'un tremblement de terre. Bien que la méthode identifie correctement de tous les tremblements de terre étudiés dans ce document, l'algorithme doit encore être testé sur un plus grand nombre d'évènements afin de s'assurer que l'ensemble des cas d'évolutions possibles ont été pris en compte. Cela permettra également de définir une valeur seuil définitive de VR, région par région, pour la déclaration d'un évènement d'intérêt.

De façon complémentaire, la longueur des fenêtres d'inversion a également été ajustée en fonction des distances épicentrales pour focaliser l'inversion sur les ondes sismiques provenant des localisations d'intérêt et pour réduire le bruit dans l'inversion. Une telle approche qui peut être aisément appliquée pour des inversions manuelles, est particulièrement intéressante pour

GRiD MT. Appliquée pour les inversions du séisme de Barcelonnette (2014), cette approche aide à significativement augmenter la valeur de VR et donc à améliorer la détection de ce tremblement de terre.

Une autre modification qui pourrait être apportée mais qui n'a pas pu être étudiée ici est l'utilisation d'une autre valeur que celle de la réduction de variance pour définir la correspondance entre les données réelles et les données synthétiques. Des comparaisons pourraient être faites pour déterminer si la réduction de variance, qui jusqu'à présent définit la solution optimale et la stabilité de la solution, est le meilleur choix parmi les variables de *misfit* existantes.

Les solutions de source dans les deux régions d'intérêt, une fois les paramètres d'inversion définis préalablement, sont obtenues dans un délai de 10 à 12 minutes après le temps théorique de l'évènement en considérant une approche en temps quasi-réel. L'utilisation de catalogues de fonctions de Green permet de calculer l'ensemble des inversions sur les grilles en moins de deux secondes pour chaque incrément de temps. Cette très bonne performance technique, couplée aux résultats satisfaisants obtenus pour les caractérisations des tremblements de terre, encourage le développement vers une implémentation en temps réel de la méthode GRiD MT pour la surveillance sismique dans les régions ibéro-maghrébine et du sud-est de la France pour des séismes de magnitudes modérées à fortes. Elle s'accorde en effet avec les demandes opérationnelles du CENALT pour l'alerte tsunami, pour laquelle l'opérateur sismique doit émettre une alerte dans les quinze minutes suivant un évènement d'intérêt. Néanmoins, pour un passage opérationnel, l'outil GRiD MT nécessite une évolution majeure afin de prendre en compte l'indisponibilité temporaire d'une ou de plusieurs stations sélectionnées pour les inversions régionales. La possibilité de disposer de plusieurs jeux de stations complémentaires pourrait être envisagée en secours d'un jeu principal de stations.

En conclusion, l'approche GRiD MT testée ici dans l'optique de la surveillance sismique de régions à caractéristiques sismiques spécifiques (i.e., gammes de magnitudes, disponibilité et distribution des stations sismiques, modèles de Terre, etc) est un outil intéressant qui permet de définir rapidement l'ensemble des caractéristiques des sources ciblées en temps quasi-réel. Elle peut également être envisagée pour analyser aisément des séismes passés dont les mécanismes au foyer n'ont pas été déterminés par les approches traditionnelles. Un travail peut être envisagé pour établir des catalogues de mécanismes au foyer dans des régions d'intérêt pour être exploités ensuite dans des études sismo-tectoniques plus complètes.

Région	Mw	Bande de fréquence	Modèle de vitesse	Jeu de stations	Grille
Ibéro-maghrébine	$5,0 \leq Mw < 6,4$	0,02-0,04 Hz (25-50 s)	Modèle <b>a</b> : propagation des ondes dans un milieu océanique [Stich et al., 2003]  Modèle <b>c</b> : propagation des ondes dans un milieu mixte [Stich et al., 2003]	PAB, PESTR, ORIF  MDT, MTLF	34,50°N à 38,00°N (389 km latitude)  -5,75°E à 7,00°E (1 168 km longitude)  10, 20, 30, 40 km de profondeur  Espacement de 0,25° en latitude et longitude
France sud-est	$4,5 \leq Mw < 5,5$	0,03-0,08 Hz (12,5-33 s)	Modèle CEA	LOR, MTFL, PGF, ORIF	43,00°N à 46,40°N (378 km latitude)  4,00°E à 7,80°E (309 km longitude)  2, 5, 10, 15, 20, 30 km de profondeur  Espacement de 0,1° en latitude et longitude
Thonon-les-Bains	$Mw = 3,9$	0,035-0,07 Hz (14-28 s)	Modèle CEA	CHMF, RIVEL, OG35, OGGM, OGAG	45,80°N à 46,40°N (67 km latitude)  5,80°E à 7,20°E (109 km longitude)  2, 5, 10, 15, 20, 30 km de profondeur  Espacement de 0,1° en latitude et longitude

TAB. 5.2 – Résumé des jeux de paramètres d'inversion et de grille sélectionnée pour les deux régions d'études et les différentes gammes de magnitudes étudiées. Les colonnes de gauche à droite : la région d'étude, la gamme de magnitude, la bande de fréquence sélectionnée et la bande de période associée, le ou les modèles de vitesse, le jeu de stations avec le modèle associé si plusieurs, et les paramètres de la grille (valeurs minimales et maximales en longitude et latitude, valeurs de profondeur et valeur d'espacement des points)



---

# Bibliographie

- [Alasset et al., 2006] Alasset, P.-J., Hébert, H., Maouche, S., Calbini, V., and Meghraoui, M. (2006). The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (MW= 6.9, Algeria) : modelling and results. *Geophysical Journal International*, 166(1) :213–226.
- [Alvizuri et al., 2018] Alvarez, C., Silwal, V., Krischer, L., and Tape, C. (2018). Estimation of full moment tensors, including uncertainties, for nuclear explosions, volcanic events, and earthquakes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123(6) :5099–5119.
- [Baroux et al., 2001] Baroux, E., Béthoux, N., and Bellier, O. (2001). Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 145 :336–348.
- [Baroux et al., 2003] Baroux, E., Pino, N. A., Valensise, G., Scotti, O., and Cushing, M. E. (2003). Source parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, southeastern France) earthquake : A reappraisal based on macroseismic, seismological, and geodetic observations. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B9).
- [Ben-Menahem and Singh, 1968] Ben-Menahem, A. and Singh, S. J. (1968). Eigenvector Expansions of Green's Dyads with Applications to Geophysical Theory. *Geophysical Journal International*, 16(4) :417–452.
- [Bergerat, 1987] Bergerat, F. (1987). Paleo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3 :611–620.
- [Bouchon, 1979] Bouchon, M. (1979). Discrete wave number representation of elastic wave fields in three-space dimensions. *Journal of Geophysical Research*, 45 :197–203.
- [Bouchon, 1981] Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71 :959–971.
- [Bowers and Hudson, 1999] Bowers, D. and Hudson, J. A. (1999). Defining the scalar moment of a seismic source with a general moment tensor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5) :1390–1394.
- [Burridge et al., 1964] Burridge, R., Lapwood, E. R., and Knopoff, L. (1964). First motions from seismic sources near a free surface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(6A) :1889–1913.
- [Cara et al., 2008] Cara, M., Alasset, P.-J., and Sira, C. (2008). *Magnitude of Historical Earthquakes, from Macroseismic Data to Seismic Waveform Modelling : Application to the Pyrenees and a 1905 Earthquake in the Alps*, pages 369–384. Springer Netherlands, Dordrecht.

- [Cara et al., 2015] Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., Delouis, B., Denieul, M., Deschamps, A., Doubre, C., Fréchet, J., Godey, S., Golle, O., Grunberg, M., Guilbert, J., Haugmard, M., Jenatton, L., Lambotte, S., Leobal, D., Maron, C., Mendel, V., Merrer, S., Macquet, M., Mignan, A., Mocquet, A., Nicolas, M., Perrot, J., Potin, B., Sanchez, O., Santoire, J.-P., Sèbe, O., Sylvander, M., Thouvenot, F., Van Der Woerd, J., and Van Der Woerd, K. (2015). SI-Hex : a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186(1) :3–19.
- [Causse et al., 2021] Causse, M., Cornou, C., Maufroy, E., Grasso, J.-R., Baillet, L., and El Haber, E. (2021). Exceptional ground motion during the shallow Mw 4.9 2019 Le Teil earthquake, France. *Communications Earth and Environment*, pages 2–14.
- [Cesca et al., 2013] Cesca, S., Rohr, A., and Dahm, T. (2013). Discrimination of induced seismicity by full moment tensor inversion and decomposition. *Journal of Seismology*, 17 :177–163.
- [Cornou et al., 2021] Cornou, C., Ampuero, J.-P., Aubert, C., Audin, L., Baize, S., Billant, J., Brenguier, F., Causse, M., Chlieh, M., Combey, A., de Michele, M., Delouis, B., Deschamps, A., Ferry, M., Fomelis, M., Froment, B., Gélis, C., Grandin, R., Grasso, J.-R., Hannouz, E., Hok, S., Jung, A., Jolivet, R., Langlais, M., Langlaude, P., Larroque, C., Leloup, P. H., Manchuel, K., Marconato, L., Maron, C., Mathot, E., Maufroy, E., Mercerat, D., Metois, M., Nayman, E., Pondaven, I., Provost, L., Régnier, J., Ritz, J.-F., Rivet, D., Schlupp, A., Sladen, A., Voisin, C., Walpersdorf, A., Wolynieck, D., Allemand, P., Beck, E., Bertrand, E., Bertrand, V., Briole, P., Brunel, D., Cavalié, O., Chèze, J., Courboux, F., Douste-Bacque, I., Dretzen, R., Giampietro, T., Godano, M., Grandjean, P., Grunberg, M., Guerin, G., Guillot, S., Haber, E. E., Hernandez, A., Jomard, H., Lasserre, C., Liang, C., Lior, I., Martin, X., Mata, D., Menager, M., Mercier, A., Mordret, A., Oral, E., Paul, A., Peix, F., Pequegnat, C., Pernoud, M., Satriano, C., Sassi, R., Schaming, M., Sellier, V., Sira, C., Socquet, A., Sue, C., Trilla, A., Vallée, M., van den Ende, M., Vernant, P., Vial, B., and Weng, H. (2021). Rapid response to the Mw 4.9 earthquake of November 11, 2019 in Le Teil, Lower Rhône Valley, France. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1) :441–463.
- [Courboux et al., 1998] Courboux, F., Deschamps, A., Cattaneo, M., Costi, F., Déverchère, J., Virieux, J., Augliera, P., Lanza, V., and Spallarossa, D. (1998). Source study and tectonic implications of the 1995 ventimiglia (border of italy and france) earthquake (ml = 4.7). *Tectonophysics*, 290 :245–257.
- [Courboux et al., 2001] Courboux, F., Duval, A., Deschamps, A., Lomax, A., and Larroque, C. (2001). Les enseignements du petit séisme de peille (alpes-maritimes, france). *Géophysique interne/Internal Geophysics*.
- [Cummins, 1997] Cummins, P. R. (1997). Earthquake near field and w phase observations at teleseismic distances. *Geophysical Research Letters*, 24(22) :2857–2860.
- [De Barros et al., 2019] De Barros, L., Baques, M., Godano, M., Helmstetter, A., Deschamps, A., Larroque, C., and Courboux, F. (2019). Fluid-induced swarms and coseismic stress transfer : A dual process highlighted in the aftershock sequence of the 7 april 2014 earthquake (ml 4.8, ubaye, france). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 124(4) :3918–3932.
- [Deichmann and Rybach, 1989] Deichmann, N. and Rybach, L. (1989). Earthquakes and temperatures in the lower crust below the northern alpine foreland of switzerland. *Geophysical Monograph*, 51 :197–213.

- [Delouis, 2014] Delouis, B. (2014). Fmnear : Determination of focal mechanism and first estimate of rupture directivity using near-source records and a linear distribution of point sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104 :1479–1500.
- [Delouis et al., 2021] Delouis, B., Oral, E., Menager, M., Ampuero, J.-P., Trilla, A. G., Régnier, M., and Deschamps, A. (2021). Constraining the point source parameters of the 11 November 2019 Mw 4.9 Le Teil earthquake using multiple relocation approaches, first motion and full waveform inversions. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1) :493–516.
- [Dreger, 2003] Dreger, D. (2003). Tdmt\_inv : Time domain seismic moment tensor inversion. *International geophysics*, 81 :1627–1627.
- [Duputel et al., 2012] Duputel, Z., Rivera, L., Kanamori, H., and Hayes, G. (2012). W phase source inversion for moderate to large earthquakes (1990-2010). *Geophys. J. Int.*, 189 :1125–1147.
- [Duverger et al., 2021] Duverger, C., Mazet-Roux, G., Bollinger, L., Guilhem Trilla, A., Valalge, A., Hernandez, B., and Cansi, Y. (2021). A decade of seismicity in metropolitan France (2010–2019) : the CEA/LDG methodologies and observations. *BSGF - Earth Sci. Bull.*, 192(25).
- [Dziewonski et al., 1981] Dziewonski, A., Chou, T.-A., and Woodhouse, J. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 86 :2825–2852.
- [Flinn, 1965] Flinn, E. A. (1965). Confidence regions and error determinations for seismic event location. *Reviews of Geophysics*, 3(1) :157–185.
- [Fonseca, 2020] Fonseca, J. F. B. D. (2020). A Reassessment of the Magnitude of the 1755 Lisbon Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 110(1) :1–17.
- [Ford and Dreger, 2012] Ford, S. and Dreger, W. R. D. (2012). Event discrimination using regional moment tensors with teleseismic-p constraints. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102 :867–872.
- [Frazer and Gettrust, 1984] Frazer, L. and Gettrust, J. (1984). On a generalization of filon’s method and the computation of the oscillatory integrals of seismology. *Geophysical Journal International*, 76 :461–481.
- [Fuchs and Müller, 1971] Fuchs, K. and Müller, G. (1971). Computation of Synthetic Seismograms with the Reflectivity Method and Comparison with Observations. *Geophysical Journal International*, 23(4) :417–433.
- [Gailler et al., 2013] Gailler, A., Hébert, H., Loevenbruck, A., and Hernandez, B. (2013). Simulation systems for tsunami wave propagation forecasting within the french tsunami warning center. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(10) :2465–2482.
- [Gilbert, 1973] Gilbert, F. (1973). Derivation of source parameters from low-frequency spectra. *Phil. Trans. R. Soc.*, A274 :369–371.
- [Guilhem and Dreger, 2011] Guilhem, A. and Dreger, D. (2011). Rapid detection and characterization of large earthquakes using quasi-finite-source green’s functions in continuous moment tensor inversion. *Geophysical Research Letters*, 38(L13318).



- [Guilhem et al., 2012] Guilhem, A., Dreger, D. S., Tsuruoka, H., and Kawakatsu, H. (2012). Moment tensors for rapid characterization of megathrust earthquakes : the example of the 2011 M 9 Tohoku-oki, Japan earthquake. *Geophysical Journal International*, 192(2) :759–772.
- [Guilhem et al., 2019] Guilhem, A., Dupont, A., and Menager, M. (2019). Feasibility Analysis and Implementation of a Rapid Moment Tensor Algorithm (GRiDMT) for Earthquake Monitoring and Tsunami Warning at the French Tsunami Warning Center. *AGU2019*.
- [Guilhem Trilla, 2021] Guilhem Trilla, A. (2021). Rapid and automated full seismic source characterization : seismic monitoring application for the North Korean region. *SNT2021*.
- [Harkrider, 1976] Harkrider, D. G. (1976). Potentials and displacements for two theoretical seismic sources. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 47(1) :97–133.
- [Harkrider, 1983] Harkrider, D. G. (1983). Synthetics and theoretical seismology. *Reviews of Geophysics*, 21(6) :1299–1308.
- [Haskell, 1963] Haskell, N. (1963). Radiation pattern of rayleigh waves from a fault of arbitrary dip and direction of motion in a homogeneous medium. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53 :619–642.
- [Haskell, 1964] Haskell, N. (1964). Radiation pattern of surface waves from point sources in a multi-layered medium. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54 :377–393.
- [Hayes et al., 2009] Hayes, G. P., Rivera, L., and Kanamori, H. (2009). Source Inversion of the W-Phase : Real-time Implementation and Extension to Low Magnitudes. *Seismological Research Letters*, 80(5) :817–822.
- [Herrmann, 1979a] Herrmann, R. (1979a). Fasthypo — a hypocenter location program. *Seismological Research Letters*, 50 :25–38.
- [Herrmann and Wang, 1980] Herrmann, R. and Wang, C. (1980). A numerical study of p-, sv-, and sh-wave generation in a plane layered medium. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70 :1015–1036.
- [Herrmann and Wang, 1985] Herrmann, R. and Wang, C. (1985). A comparison of synthetic seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75 :41–56.
- [Herrmann, 1979b] Herrmann, R. B. (1979b). SH-wave generation by dislocation sources—A numerical study. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(1) :1–15.
- [Herrmann, 2013] Herrmann, R. B. (2013). Computer Programs in Seismology : An Evolving Tool for Instruction and Research. *Seismological Research Letters*, 84(6) :1081–1088.
- [Herrmann and Mandal, 1986] Herrmann, R. B. and Mandal, B. (1986). A Study of Wavenumber Integration Techiques. *Seismological Research Letters*, 57(2) :33–40.
- [Hudson et al., 1989] Hudson, J. A., Pearce, R. G., and Rogers, R. M. (1989). Source type plot for inversion of the moment tensor. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 94(B1) :765–774.
- [Jenatton et al., 2007] Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F., and Daix, N. (2007). The 16.000-event 2003-2004 earthquake swarm in ubaye (french alps). *Journal of Geophysical Research*, 112.

- [Johnson, 1974] Johnson, L. R. (1974). Green's Function for Lamb's Problem. *Geophysical Journal International*, 37(1) :99–131.
- [Johnston, 1996] Johnston, A. C. (1996). Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions—III. New Madrid 1811–1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755. *Geophysical Journal International*, 126(2) :314–344.
- [Jost and Herrmann, 1989] Jost, M. L. and Herrmann, R. B. (1989). A Student's Guide to and Review of Moment Tensors. *Seismological Research Letters*, 60(2) :37–57.
- [Julian and Miller, 1998] Julian, B. and Miller, A. (1998). Non-double-couple earthquakes - theory. *Reviews of Geophysics*, 36 :525–549.
- [Kanamori, 1977] Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82 :2156–2202.
- [Kanamori, 1993] Kanamori, H. (1993). W phase. *Geophysical Research Letters*, 20(16) :1691–1694.
- [Kanamori and Rivera, 2008] Kanamori, H. and Rivera, L. (2008). Source inversion of w phase : speeding up seismic tsunami warning. *Geophys. J. Int.*, 175 :222–238.
- [Kawakatsu, 1998] Kawakatsu, H. (1998). On the realtime monitoring of the long period seismic wavefield. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 73 :267–274.
- [Kim et al., 2010] Kim, A., Dreger, D., and Larsen, S. (2010). Moderate earthquake ground-motion validation in the san francisco bay area. *The Bulletin of the Seismological Society of America*, 100 :819–825.
- [Knopoff and Randall, 1970] Knopoff, L. and Randall, M. J. (1970). The compensated linear-vector dipole : A possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 75(26) :4957–4963.
- [Larroque et al., 2021] Larroque, C., Baize, S., Albaric, J., Jomard, H., Trévisan, J., Godano, M., Cushing, M., Deschamps, A., Sue, C., Delouis, B., Potin, B., Courboux, F., Régnier, M., Rivet, D., Brunel, D., Chèze, J., Martin, X., Maron, C., and Peix, F. (2021). Seismotectonics of southeast France : from the Jura mountains to Corsica. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1) :105–151.
- [Larroque et al., 2001] Larroque, C., Béthoux, N., Calais, E., Courboux, F., Deschamps, A., Déverchère, J., Stéphan, J., Ritz, J., and Gilli, E. (2001). Active and recent deformation at the southern alps-ligurian basin junction. *Netherlands Journal of Geosciences*, 80 :255–272.
- [Lee et al., 2013] Lee, S.-J., Liang, W.-T., Cheng, H.-W., Tu, F.-S., Ma, K.-F., Tsuruoka, H., Kawakatsu, H., Huang, B.-S., and Liu, C.-C. (2013). Towards real-time regional earthquake simulation I : real-time moment tensor monitoring (RMT) for regional events in Taiwan. *Geophysical Journal International*, 196(1) :432–446.
- [Macpherson et al., 2013] Macpherson, K. A., Ruppert, N. A., Dreger, D. S., Lombard, P. N., Freymueller, J. T., Nicolsky, D., and Guilhem, A. (2013). Towards implementation of the grid mt algorithm for near real-time calculation of moment tensors at the alaska earthquake information center. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2013*, abstract id. S51A-2314.

- [Marconato et al., 2021] Marconato, L., Leloup, P. H., Lasserre, C., Jolivet, R., Caritg, S., Grandin, R., Métois, M., Cavalié, O., and Audin, L. (2021). Insights on fault reactivation during the 2019 November 11, Mw 4.9 Le Teil earthquake in southeastern France, from a joint 3-D geological model and InSAR time-series analysis. *Geophysical Journal International*, 229(2) :758–775.
- [Nayak and Dreger, 2014] Nayak, A. and Dreger, D. S. (2014). Moment Tensor Inversion of Seismic Events Associated with the Sinkhole at Napoleonville Salt Dome, Louisiana. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(4) :1763–1776.
- [Nicolas et al., 1990] Nicolas, M., Santoire, J., and Delpech, P. (1990). Intraplate seismicity : new seismotectonic data in western europe. *Tectonophysics*, 179(1) :27–53. Seismicity and Crustal Deformation.
- [Petersen et al., 2021] Petersen, G. M., Cesca, S., Heimann, S., Niemz, P., Dahm, T., Kühn, D., Kummerow, J., Plenefisch, T., the AlpArray, and working groups, A.-S.-D. (2021). Regional centroid moment tensor inversion of small to moderate earthquakes in the alps using the dense alparray seismic network : challenges and seismotectonic insights. *Solid Earth*, 12(6) :1233–1257.
- [Pinar et al., 2003] Pinar, A., Kuge, K., and Honkura, Y. (2003). Moment tensor inversion of recent small to moderate sized earthquakes : implications for seismic hazard and active tectonics beneath the Sea of Marmara. *Geophysical Journal International*, 153(1) :133–145.
- [Renard et al., 2021] Renard, M., Lagabrielle, Y., Martin, E., Raféls Saint Sauveur, M., Leroy, S., and Coltice, N. (2021). *Eléments de Géologie*. Dunod.
- [Ritz et al., 2020] Ritz, J., Baize, S., Ferry, M., Larroque, C., Audin, L., Delouis, B., and Mathot, E. (2020). Surface rupture and shallow fault reactivation during the 2019 Mw 4.9 Le Teil earthquake, France. *Communications Earth and Environment*.
- [Rivera and Kanamori, 2014] Rivera, L. and Kanamori, H. (2014). Source inversion of w phase : speeding up seismic tsunami warning. *Pure Appl. Geophys*, 171 :2819.
- [Rothe, 1942] Rothe, J.-P. (1942). La seismicite des Alpes occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S5-XII(7-9) :295–320.
- [Sahal et al., 2009] Sahal, A., Roger, J., Allgeyer, S., Lemaire, B., Hébert, H., Schindelé, F., and Lavigne, F. (2009). The tsunami triggered by the 21 may 2003 boumerdès-zemmouri (algeria) earthquake : field investigations on the french mediterranean coast and tsunami modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(6) :1823–1834.
- [Saikia, 1994] Saikia, C. (1994). Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using filon’s quadrature : modelling of lg waves in easter north america. *Geophys. J. Int.*, 118 :142–158.
- [Santos and Rijo, 2022] Santos, A. and Rijo, D. (2022). New data of the 1755 earthquake and tsunami in lisbon, portugal. *Geosciences*, 12(8).
- [Schindelé and Roudil, 2014] Schindelé, F. and Roudil, P. (2014). Le Cenalt : le centre d’alerte aux tsunamis pour la Mediterranee occidentale et l’Atlantique nord-est.
- [Schlupp et al., 2021] Schlupp, A., Sira, C., Maufroy, E., Provost, L., Dretzen, R., Bertrand, E., Beck, E., and Schaming, M. (2021). Ems98 intensities distribution of the “Le Teil” earthquake, France, 11 November 2019 (Mw 4.9) based on macroseismic surveys and field investigations. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1) :465–492.

- [Scognamiglio et al., 2009] Scognamiglio, L., Tinti, E., and Michelini, A. (2009). Real-Time Determination of Seismic Moment Tensor for the Italian Region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(4) :2223–2242.
- [Stich et al., 2003] Stich, D., Ammon, C. J., and Morales, J. (2003). Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the ibero-maghreb region. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B3).
- [Stich et al., 2010] Stich, D., Martín, R., and Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for iberia–maghreb earthquakes 2005–2008. *Tectonophysics*, 483(3) :390–398.
- [Thouvenot et al., 2016] Thouvenot, F., Jenatton, L., Scafidi, D., Turino, C., Potin, B., and Ferretti, G. (2016). Encore Ubaye : Earthquake Swarms, Foreshocks, and Aftershocks in the Southern French Alps. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(5) :2244–2257.
- [Tsuruoka et al., 2009] Tsuruoka, H., Kawakatsu, H., and Urabe, T. (2009). Grid mt (grid-based real-time determination of moment tensors) monitoring the long-period seismic wavefield. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175 :8–16.
- [Turino et al., 2009] Turino, C., Scafidi, D., Eva, E., and Solarino, S. (2009). Inferences on active faults at the southern alps-liguria basin junction from accurate analysis of low energy seismicity. *Tectonophysics*, 475 :470–479.
- [Udiaz and Buforn, 2017] Udiaz, A. and Buforn, E. (2017). *Principles of Seismology*. Cambridge University Press.
- [Vallage et al., 2021] Vallage, A., Bollinger, L., Champenois, J., Duverger, C., Trilla, A. G., Hernandez, B., Pichon, A. L., Listowski, C., Mazet-Roux, G., Menager, M., Pinel-Puyssegur, B., and Vergoz, J. (2021). Multitechnology characterization of an unusual surface rupturing intraplate earthquake : the ML 5.4 2019 Le Teil event in France. *Geophysical Journal International*, 226(2) :803–813.
- [Veinante-Delhayé and Santoire, 1980] Veinante-Delhayé, A. and Santoire, J.-P. (1980). Sismicité récente de l’Arc sud-armoricain et du Nord-Ouest du Massif central. Mécanismes au foyer et tectonique. *Bull. Soc. géol., Fr*, 1 :93–102.
- [Zhang et al., 2016] Zhang, H., Eaton, D., Li, G., Liu, Y., and Harrington, R. (2016). Discriminating induced seismicity from natural earthquakes using moment tensors and source spectra. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(2) :972–993.
- [Zhao et al., 2017] Zhao, X., Duputel, Z., and Yao, Z. (2017). Regional w-phase source inversion for moderate to large earthquakes in china and neighboring areas. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(12) :10,052–10,068.
- [Zitellini et al., 2001] Zitellini, N., Mendes, L. A., Cordoba, D., Danobeitia, J., Nicolich, R., Pellis, G., Ribeiro, A., Sartori, R., Torelli, L., Bartolome, R., Bortoluzzi, G., Calafato, A., Carrilho, F., Casoni, L., Chierici, F., Corela, C., Correggiari, A., Vedova, B. D., Gracia, E., Jornet, P., Landuzzi, M., Ligi, M., Magagnoli, A., Marozzi, G., Matias, L., Penitenti, D., Rodriguez, P., Rovere, M., Terrinha, P., Vigliotti, L., and Ruiz, A. Z. (2001). Source of 1755 lisbon earthquake and tsunami investigated. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82(26) :285–291.



## Étude de l'utilisation de la méthode GRiD MT pour la détection et la caractérisation d'évènements sismiques : de l'échelle régionale à l'échelle locale

**Résumé :** L'un des objectifs des instituts en charge de la surveillance sismique est la détection, localisation et caractérisation rapide des évènements sismiques. Nous étudions ici la faisabilité de l'implémentation d'une approche de recherche en grille du tenseur des moments nommée GRiD MT au CEA pour l'alerte séisme et tsunami. Avec un unique algorithme, la méthode fournit rapidement et automatiquement les informations majeures d'un évènement sismique (c'est-à-dire un temps origine, une localisation, une magnitude et un mécanisme au foyer). Nous nous concentrons sur les régions ibéro-maghrébine pour la surveillance de séismes modérés à forts, et à la France sud-est pour la surveillance de séismes modérés (Le Teil Mw4,8 le 11/11/2019 et Barcelonnette Mw4,8 le 07/04/2014).

Pour chaque région, l'approche GRiD MT nécessite un important travail préliminaire pour la sélection des paramètres d'inversion (modèle de vitesse, bande de fréquence, jeu de stations) et de la grille. Les résultats appliqués dans les deux régions montrent des solutions proches de celles des autres instituts (USGS, GFZ, OCA, ...). Néanmoins, dans le but de réduire le temps de sélection des paramètres, une approche automatique de paramétrisation basée sur le rapport signal-à-bruit est développée et nous permet de tester différentes bandes de fréquences et distributions de stations. Ce développement est nécessaire pour faciliter l'implémentation de la méthode GRiD MT dans différentes régions d'intérêt et/ou pour différentes gammes de magnitudes. Appliquée à un séisme de magnitude plus faible dans les Alpes françaises, les résultats sont très encourageants.

De plus, du fait des milliers de solutions de source calculées par la méthode GRiD MT dans le temps et l'espace, il devient possible de déterminer les incertitudes se basant sur les valeurs de réduction de variance. Plusieurs approches statistiques sont considérées : des valeurs de moyenne et d'écart-type au *clustering* et à la similarité des mécanismes. Depuis une sélection d'évènements, le temps origine, la localisation, et la magnitude de moment sont montrés stables à l'inverse de la profondeur et du mécanisme au foyer (particulièrement l'angle de pendage). Finalement, plusieurs améliorations sont apportées à la méthode GRiD MT pour fournir des détections fiables d'évènements lors d'une utilisation temps réel.

**Mots-clés :** inversion, recherche en grille, tenseur des moments, France, Ibéro-maghré, incertitudes

---

## Feasibility study of the GRiD MT method for the detection and characterization of seismic events : from regional to local scale

**Abstract :** One of the challenges of the institutes in charge of seismic monitoring is to rapidly detect, locate and characterize seismic events. Here, we study the feasibility of the implementation of a grid-search moment tensor inversion tool called GRiD MT at CEA for earthquake and tsunami warning purposes. With only one algorithm, the method rapidly, and automatically, provides the major information about seismic events (i.e., origin time, location, magnitude, and focal mechanism). We focus our study on the Ibero-Maghreb region for the monitoring of moderate to large earthquakes, and on Southeastern France for moderate earthquakes (in particular on the 2019/11/11 Le Teil Mw4.8 and 2017/04/07 Barcelonnette Mw4.8 earthquakes).

For each region of interest, the GRiD MT approach requires an extensive preliminary analysis to select inversion parameters (velocity model, frequency band, and set of stations) and grid size and spacing. The results applied for both regions are close to solutions published by other institutes (USGS, GFZ, OCA, ...). Nonetheless, in order to reduce the very time consuming preliminary parameter selection, an automatic parametrization based on signal to noise ratio is developed and allows us to test various frequency bands and station distributions. Such development is required for an easier implementation of GRiD MT in different regions of interest and/or for different magnitude ranges. Applied to a lower magnitude earthquake in the French Alps, the results are very encouraging.

Moreover, because GRiD MT calculates thousands of source solutions over space and time, it becomes possible to determine source uncertainties based on the variance reduction values. Several statistical approaches are considered : from mean and standard deviation values to clustering and mechanism similarities. From a selection of events, the origin times, locations, and moment magnitudes are found stable unlike the depth and focal mechanism determination (especially dip angles). Finally, several improvements are made to GRiD MT in order to provide reliable event detections when used in real time.

**Keywords :** inversion, grid-search, moment tensor, France, Ibero-maghré, uncertainties

---

Thèse de doctorat, Marine Menager

### Établissements de recherche :

Commissariat à l'Énergie Atomique et aux Énergies Alternatives  
Université de la Côte d'Azur/Observatoire de la Côte d'Azur/Laboratoire Geoazur