



HAL
open science

Contribution à l'amélioration de l'estimation de la profondeur hypocentrale à partir de réseaux régionaux ou globaux

Marine Laporte

► **To cite this version:**

Marine Laporte. Contribution à l'amélioration de l'estimation de la profondeur hypocentrale à partir de réseaux régionaux ou globaux. Sciences de la Terre. Université Paris sciences et lettres, 2022. Français. NNT : 2022UPSLE055 . tel-04635638

HAL Id: tel-04635638

<https://theses.hal.science/tel-04635638>

Submitted on 4 Jul 2024

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

DE L'UNIVERSITÉ PSL

Préparée à l'Ecole Normale Supérieure

**Contribution à l'amélioration de l'estimation de la
profondeur hypocentrale à partir de réseaux
régionaux ou globaux**

Soutenue par

Marine LAPORTE

Le 24 novembre 2022

Ecole doctorale n° 560

STEP'UP

Spécialité

Géosciences



Composition du jury :

György, HETÉNYI

Professeur, Université de Lausanne

Rapporteur

Alessia, MAGGI

Professeur, Université de Strasbourg

Rapporteur

Alexandrine, GESRET

Enseignante-chercheur, Mines-Paris

Examinatrice

Martin, VALLÉE

Professeur, IPGP

Président du Jury

Jean, LETORT

Enseignant-chercheur, Université de Toulouse

Co-encadrant de thèse

Laurent, BOLLINGER

Directeur de recherche, CEA

Directeur de thèse

Remerciements

Cette thèse est l'heureuse issue d'un long cheminement de pensée et de rencontres qui démarre bien avant les trois ans qui lui sont consacré. Merci à ma famille qui m'a encouragée à continuer mes études et qui m'a donné les moyens de réaliser mon premier voyage au Ladakh à vingt ans, un voyage qui m'a donné l'énergie et la passion de retrouver mon chemin vers les montagnes Himalayennes dans mon travail. Ce chemin, je me le suis frayé à travers plusieurs projets de recherche dans les domaines de la géologie et de la géochimie avant de me jeter à nouveau dans l'inconnu avec un sujet de stage en sismologie et sismotectonique qui s'est poursuivi sur cette thèse.

Je remercie infiniment Laurent Bollinger, qui a répondu à mon appel de recherche de stage il y a cinq ans et qui m'a proposé cette toute première opportunité de travailler en sismologie. Je me souviendrai de ce premier appel où tu me proposais de travailler sur ce sujet et qui m'a convaincu dès les premières secondes. Tu m'as immédiatement donné ta confiance (malgré mon manque de connaissances en sismologie) et cette confiance et positivité m'a redonné énormément confiance en moi et en ma capacité de travail. Tu m'as transmis ta passion pour les failles, la sismotectonique et l'histoire des royaumes népalais et des grandes ascensions himalayennes. A chaque fois que tu venais me partager tes histoires, tes techniques ou tes hypothèses sur les derniers résultats obtenus, tu venais planter des graines qui n'ont fait qu'attiser ma curiosité et donc mon envie de travailler sur ces sujets. Je suis vraiment très heureuse d'avoir fait cette thèse et j'espère qu'on aura encore beaucoup d'échanges sur les montagnes, les séismes, et tout le reste à l'avenir.

Merci infiniment à Jean Letort qui m'a également partagé sa passion de la sismologie tout au long de cette thèse. J'ai été guidée par ton énergie et ta bienveillance pendant plus de trois ans. Toujours très positif à chaque fois que je te présentais des nouveaux résultats, ça a nourri ma motivation et m'a permis de me lancer toujours plus loin dans l'inconnu avec l'assurance que ce temps passé à apprendre à développer de nouvelles choses n'était que du temps de gagné. Chaque échange scientifique avec vous deux ouvrait des dizaines de portes à explorer pour mieux comprendre les résultats, plus il y avait de questions en suspens et plus l'excitation autour du sujet était grande. C'était une super alchimie pour faire de la recherche et j'espère avoir encore l'occasion d'échanger avec vous pendant très longtemps.

Merci également à Hélène Lyon-Caen qui m'a également accueillie il y a cinq ans pour travailler sur ce sujet de sismologie et qui a pris le temps de me guider pour bien comprendre les ressorts des techniques de localisation des tremblements de terre. Ce sujet m'a tellement passionné que je n'ai jamais lâché l'affaire et j'ai passé mes cinq dernières années à tester la sensibilité de ces méthodes

de localisation. Merci H el ene pour ton écoute et ta bienveillance pendant ces quelques années où nous avons eu l'occasion de travailler ensemble.

Ce sujet de stage qui est devenu un chapitre de ma th ese est une suite du projet de th ese de Roser Hoste-Colomer qui est à l'origine de la conception et du déploiement de l'expérience sismologique temporaire HiKNet. Merci beaucoup à Roser qui m'a également guidée dans les premières semaines de stage pour mieux comprendre son sujet et les techniques qu'elle avait mis en place pour traiter les milliers d' v nements enregistrés par le réseau temporaire. Merci pour m'avoir transmis ton disque dur-labyrinthe avec tout ton travail de th ese et tes nombreuses notes qui m'ont permis de me téléporter dans ton projet passionnant (HiKNet) sans être complètement perdue.

C'est avec un peu de peine que je vais quitter ce laboratoire qui m'a accueillie pendant ces cinq dernières années. Je considère sincèrement chacun de mes collègues du BARD comme ma « famille du travail » avec laquelle j'ai adoré échanger autant scientifiquement, qu'humainement. J'ai toujours été très heureuse de me lever le matin pour aller au laboratoire et discuter avec les uns et les autres de phénomènes météo, de séismes et de tsunamis mais surtout de Népal et de voyages (et de tout ce qui pouvait nous venir à l'esprit vraiment). Je me considère très chanceuse d'être arrivée dans cet environnement en stage puis en th ese, d'avoir passé quelques bonnes années avec ces personnes dont j'admire le travail et la bonne humeur. J'espère avoir l'occasion de vous revoir et j'espère trouver dans mes prochains boulots, autant de plaisir à venir travailler entourée de mes collègues.

J'ai été accueillie dans le laboratoire d'études géophysiques et aléas du CEA dans lequel j'ai fait mon nid il y a cinq ans. Merci   Nicolas Lardjane de m'avoir accueillie dans son laboratoire et d'avoir suivi mes projets de recherche depuis les premiers jours en insistant pour me voir continuer en th ese. Je suis au final très heureuse que vous m'ayez laissé la porte ouverte pour continuer sur ce projet de th ese avec Laurent et Jean que j'ai pris tant de plaisir à réaliser.

Charlie, merci pour ton indéfectible accueil des nouveaux arrivants qui permet à tout le monde de se sentir faire partie de la grande famille du BARD. Merci Clara pour ta bonne humeur perpétuelle, tous nos échanges à la poterie ou au boulot, pour m'avoir conseillé pour les codes python et montré certains de tes codes de th ese qui m'ont servis de modèles pour beaucoup de mes propres codes. J'espère qu'on se reverra vite, j'aurais aimé avoir plein d'autres occasions de faire des soirées jeux de société ou autre avec toi. Merci   Michaël pour les quelques discussions cinéma qui auraient pu être plus nombreuses et qui m'ont rappelé à quel point j'aime le cinéma. Merci également de m'avoir guidé dans le développement de l'analyse de sensibilité, tes nombreux conseils et ta

relecture attentive de ce chapitre de thèse. Merci à Amaury pour tous tes conseils avisés pendant la thèse et pour la bonne compagnie dans le labo et sur le terrain, toujours le sourire et la bonne humeur. Et merci à toi, Charlie et à Olivier de m'avoir embauché sur votre terrain LSBB, à faire des trous dans le sol, descendre des pentes avec des gros sac à dos. Merci de m'avoir aidé à tirer cette satanée fibre sur un kilomètre dans ce satané trou noir à des dizaines de mètres sous terre. C'était dur, mais qu'est-ce que c'était bien. Merci à Julien pour ses conseils sur l'utilisation de l'algorithme iLoc. Merci à Rémy pour les discussions au café et pour avoir proposé l'incroyable aventure de nos 60 km à pied du Bourges-Sancerre avec le laboratoire. Mes plantes de pieds s'en souviennent et j'espère bizarrement revivre ce genre d'expérience. Un immense merci à Matthieu pour avoir été un pilier de mon épanouissement personnel au travail, à travers notre engouement pour la poterie, les discussions-thérapies et les balades.

Merci à tous les collègues, Olivier, Philippe, Alexis, Constantino, Anne, Audrey, Sylvia, Pascal, Bruno, Gilles, Aurélien pour les encouragements tout au long de la thèse, les nombreuses discussions autour du café.

Merci à tous les thésards et post-doctorants du laboratoire, en commençant par ceux qui m'ont ouvert la voie et m'ont accueillie en 2018. : les copains, Roxanne Rusch, Marine De Carlo, Louise Cordrie et Alexandre Paris et Nicolas Peton, avec lesquels j'ai passé de très bons moments au laboratoire. Merci à Magali Riesner pour m'avoir emmenée sur ton terrain de paléosismologie mettre le doigt sur ces immenses structures qui font le grand chevauchement Himalayen. Tu m'as permis de voir et de comprendre pour la première fois ces structures qui me fascinent depuis des années, cette mission est ancrée dans ma tête. Bien sûr, merci à Aurore et Marine avec qui j'ai partagé les différentes étapes de la thèse du début jusqu'à la toute fin. Toutes les trois, on a mené nos barques en parallèle sur nos sujets respectifs et je suis très contente d'avoir pu partager et fêté ces fins de thèses avec vous mes chères amies docteurs. Merci aussi à tous ceux avec qui j'ai partagé ce bureau et qui ont eu un énorme rôle dans le maintien de ma motivation et de ma santé mentale tout au long de cette thèse : Eddy, Laure, Pablo, Blandine, Fanny, Jérôme. Merci à Blandine de m'avoir permis d'avoir une perspective de travail avant même la fin de ma thèse, ce qui m'a très largement enlevé un poids ces derniers mois. Merci à Fanny d'avoir supporté mes grommellements toute au long de l'année, d'avoir relu mon chapitre de thèse sur l'analyse de sensibilité et merci Jérôme pour toutes nos discussions, pour m'avoir bien conseillé pendant deux ans et aidé à surmonter le stress à chacune de mes présentations. Je garde de supers souvenirs de ce bureau rempli de soleil où l'on lézardait tous les après-midis sur nos codes respectifs.

Pour tout ce qui concerne mon plaisir de travailler sur le Népal, au cœur de l'Himalaya, je dois cette passion et cette motivation à mon grand ami Jean François Chanteux, ou Memele comme on l'appelle au Ladakh. Jean-François, merci infiniment pour m'avoir guidé, donné ta confiance et transmis tes nombreuses histoires de hautes montagnes. Merci de nous avoir ouvert les yeux sur ce monde si différent du nôtre qui a éclairé en moi un million de fenêtres de possibles, merci de nous avoir montré que de petites actions étaient possibles et qu'il suffisait de se lancer même dans les projets qui nous paraissent les plus fous. C'est avec cette mentalité que je suis arrivée jusqu'ici.

Thanks to all the colleagues at the Nepalese seismological center of Katmandu (NEMRC). Thanks to Lok Bijaya Adhikari for sharing his fascinating research on Gorkha's aftershocks and accepting me as a co-author on some of his articles. Thanks for hosting me at your center allowing me to share back my own research projects with you.

Merci à Daria Batteux pour les échanges scientifiques de la France au Népal, on avait une super équipe Népal-France qui était extrêmement motivante pour traiter des crises comme Lamjung, discuter des biais de réseaux et des algorithmes de localisation. Merci à Boris pour les bons moments passés ensemble à discuter Népal. Merci à Nicolas Wendling qui a été un autre pilier de ma thèse, un très chouette collègue et un excellent ami. Cette amitié s'est déployée au fil des cinq dernières années au gré des échanges de bureau, de la collaboration au Népal puis s'est étendue en dehors des murs du CEA. Merci pour m'avoir aidé à sortir un peu de ma bulle de boulot-dodo.

Merci à Frédéric, le sismo-sherpa qui nous a rejoint dans cette aventure du Népal et du CEA. Cela fait dix ans que l'on se connaît et que l'on partage ces expériences hors du commun, en voilà une de plus. En exagérant le trait : toi, sur le terrain à réparer les capteurs et moi, à étudier les données. Nous n'aurions jamais imaginés cette issue là il y a dix ans, et pourtant c'est une magnifique histoire. Merci pour tes mouettes rieuses et ton amitié indéfectible, contre vents et marées.

En parlant de bons amis, de recherche et de voyages, merci évidemment à Pierre et Olivier, mes deux amis d'aventure et de recherche. Merci de m'avoir ouvert la voie de la thèse, donné tous vos précieux conseils pour ne pas me mettre dans le rouge, pour prendre plaisir à travailler. Merci à Olivier de m'avoir parlé du fameux Laurent Bollinger rencontré en conférence et d'avoir entièrement organisé mon premier trek Népalais. Merci à vous deux de m'avoir accompagné pendant ces cinq années, même à distance car je regrette de ne pas vous avoir assez vus ces derniers temps.

Toute belle aventure s'accompagne de son lot d'épreuves personnelles et intimes. Je remercie ma psychologue Nadine Chaligné qui m'a accompagnée pendant plus de trois ans à travers les différentes

phases de stress et de doutes. Vous avez transformé cette période au combien périlleuse en une étape de recherche et de construction personnelle.

Merci à mes parents et mes grands-parents qui me soutiennent depuis toujours et à Rose, petite sœur incroyable.

Quelques mots pour Mirza-Hélène Deneuve, mon amie de Master, avec qui j'ai partagé des moments très forts quand je n'allais pas si fort. Je pense fort à elle, femme transgenre merveilleuse qui aimait les géosciences et qui s'est donnée la mort cette année.

Pour finir, merci beaucoup à mes rapporteurs Alessia Maggi et Gyorgy Hetenyi ainsi qu'à mes examinateurs Alexandrine Gesret et Martin Vallée pour avoir lu mon manuscrit avec attention et posé des questions avec beaucoup de bienveillance lors de ma soutenance de thèse

Résumé

Les séismes documentés et archivés dans les catalogues de sismicité sont souvent associés à plusieurs localisations hypocentrales. Ces localisations multiples sont estimées à partir de techniques de localisations variées et de différents réseaux sismologiques, distribués à différentes échelles : réseaux temporaires denses à distance locale, réseaux permanent régionaux ou encore réseaux globaux télé-sismiques. La détermination des paramètres hypocentaux (latitude, longitude, profondeur, temps origine) est associée à des incertitudes épistémiques et aléatoires et des biais, conséquences conjointes de (1) la géométrie du réseau de stations, (2) d'hétérogénéités non prises en compte dans le modèle de vitesse des ondes sismiques ou encore (3) des incertitudes sur l'identification des arrivées des phases d'intérêt (phases P/S à distance locale/régionale ou phases de profondeurs pP/sP à distance télé-sismique), parmi d'autres. Les biais de localisation affectent plus particulièrement l'estimation de la profondeur hypocentrale et peuvent altérer la caractérisation de la source sismique et l'interprétation de la distribution spatiale de la sismicité. Cette thèse s'intéresse aux différentes méthodes d'estimation de la profondeur hypocentrale ainsi qu'à la mise en évidence des incertitudes de localisation qui peuvent leur être associées. A distance régionale, on utilise ces méthodes pour cartographier les petites variations de profondeur hypocentrales liées à l'activité du grand chevauchement himalayen au Népal ou pour analyser des crises sismiques choisies selon l'actualité et les opportunités rencontrées durant ces trois ans de thèse. Les effets des différentes sources d'incertitudes sur l'estimation de la profondeur hypocentrale sont quantifiés par le biais d'une analyse de sensibilité globale de type Sobol-Monte Carlo. Pour améliorer l'estimation de la profondeur hypocentrale à distance télé-sismique on développe une nouvelle méthode d'estimation de la profondeur à partir des arrivées pP/sP dans les enveloppes énergétiques des signaux. Une adaptation de cette méthode permet notamment de mettre en évidence des variations latérales relatives de profondeur le long d'interfaces de subduction au Chili et en Equateur. Les différentes échelles d'observations et les différentes techniques d'estimation de la profondeur sont confrontées sur des ensembles d'évènements de magnitude intermédiaire ($M > 5$) afin de caractériser l'incertitude de profondeur à distance télé-sismique, mettre en évidence ou quantifier des sources de biais spécifiques ou pour renforcer certaines interprétations sismotectoniques régionales.

Mots clés

Sismologie – Sismotectonique – Profondeurs

Cepstre – Analyse de sensibilité - Himalayas

Abstract

Several hypocentral locations coexist in seismicity catalogs to describe a given seismic event. They are estimated from various earthquake location techniques and from distinct seismological networks, distributed at different scales: dense temporary networks at local distance, permanent regional networks or global teleseismic networks. The determination of hypocentral parameters (latitude, longitude, depth, time of origin) is associated with epistemic and random uncertainties and biases, which are the joint consequences of (1) the geometry of the station network, (2) velocity heterogeneities unmodeled in the velocity model, or (3) uncertainties on the identification of the arrivals of the phases of interest (P/S phases at local/regional distance or pP/sP depth phases at teleseismic distance), among others. Location biases particularly affect estimations of hypocentral depth and can alter the characterization of the seismic source and the interpretation of the spatial distribution of seismicity. This thesis focuses on the different methods of estimating hypocentral depth and on the identification of localization uncertainties that may be associated with them. At a regional distance, we use these methods to map small hypocentral depth variations related to the activity of the Great Himalayan Thrust in Nepal or to analyze opportunistic seismic crisis. The effects of different sources of uncertainty on the hypocentral depths are quantified through a global Sobol-Monte Carlo sensitivity analysis. To improve the estimation of the hypocentral depth at teleseismic distance, we develop a new method of depth identification from the pP/sP arrivals in the energetic envelopes of the teleseismic signals. An adaptation of this teleseismic envelopes method allows us to highlight relative lateral depth variations along subduction interfaces in Chile and Ecuador. The different scales of observations and the different depth estimation techniques are compared on intermediate magnitude events ($M > 5$) in order to characterize the depth uncertainty at teleseismic distance, to highlight or quantify specific sources of bias or to reinforce some regional seismotectonic interpretations.

Keywords

Seismology – Seismotectonics – Focal depths

Cepstral analysis – Sensitivity analysis - Himalayas

Table des matières

Remerciements

Résumé

Chapitre I. Introduction	11
I.1 Introduction générale	12
I.2 Pourquoi étudier la profondeur hypocentrale ?	13
I.3 A partir de quelles données peut-on déterminer la profondeur ?	18
I.4 Comment l'augmentation du nombre de données permet d'améliorer l'estimation de la profondeur ?	21
I.5 Plan de la thèse	27
Chapitre II. Estimations des profondeurs hypocentrales à partir de réseaux régionaux..	28
Partie II.1 : Profondeur régionale : techniques et limites.....	31
1.1 Le problème de localisation	32
A - Les bases de la localisation	32
B - Les grandes familles de techniques de localisation	35
1.2 Revue des méthodes d'inversion	35
A - Méthodes déterministes par linéarisation	36
B - Méthodes dites probabilistes	37
C - Méthodes directes dites non-linéaires	38
D - Méthodes hybrides.....	39
E - Perspectives : autres grandes familles d'inversion	39
1.3 Quelles erreurs de localisation ?	40
A - Les incertitudes des algorithmes de localisation.....	40
B - Apport des phases S.....	41
C - Observations erronées (et manque d'observations)	42
D - Erreurs de modélisation des temps de trajet	44
E - Contraintes apportées par la géométrie du réseau	45
Partie II.2: Illustrations issues de travaux régionaux...47	
2.1 La sismicité du Grand-Ouest Népal révèle des plats et des rampes le long du Grand Chevauchement Himalayen	49
A - Introduction (Français).....	49
B - Seismicity in far-western Nepal reveals flats and ramps along the Main Himalayan Thrust.....	51
2.2 Mise en évidence des biais de localisations	68
A - Du réseau permanent népalais au réseau temporaire HiKNet	68
B - Comparaison des algorithmes de localisation	70

C - Quantification des erreurs de pointés.....	79
D – Quels effets du modèle de vitesse ?	84
Chapitre III. Incertitudes et analyse de sensibilité globale.....	89
III.1 Introduction aux analyses de sensibilité	93
A - Qu'est-ce qu'une analyse de sensibilité ?	93
B - Méthode des effets élémentaires	93
C - Indices de Sobol par décomposition de la variance	95
III.2 Application au problème de localisation	98
A - Modèle: du problème direct au problème inverse	98
B - Définition des variables aléatoires	100
III.3 Résultats	107
A - Comparaison des effets élémentaires (Morris)	107
B - Méthode de Sobol : distribution des erreurs et incertitude de localisation	110
C - Indices de Sobol : effets propres et effets totaux.....	111
D - Quelles interactions entre variables aléatoires ?	113
E - Distributions empiriques des variations de profondeurs et de localisations épacentrales en fonction des variables	114
F - Variations des indices en fonction de la profondeur vraie.....	117
G - Estimation des erreurs de l'algorithme NonLinLoc.....	118
Chapitre IV. Estimations des profondeurs hypocentrales à distance téléseismique	122
Partie IV.1 : Méthodes d'estimations de la profondeur à distance téléseismique..	125
1.1 Généralités sur l'estimation de la profondeur à distance téléseismique.....	125
A - Description des phases de profondeurs	125
B - Difficultés d'identification des phases de profondeurs	127
C - Bulletins de pointés des phases téléseismique et catalogue ISC-EHB.....	127
1.2 Autres méthodes d'amélioration de l'estimation de la profondeur à distance téléseismique	133
A - Principales techniques utilisées	133
B - Beamforming des signaux : mini-réseaux à faible ouverture (50 km ²).....	135
C - Beamforming de vespagrams : sous-réseaux à moyenne ouverture (250 km ²).....	135
D - Somme de signaux binaires de détections STA/LTA (toutes stations : 30°-90°).....	136
E - Analyse cepstrale (toutes stations : 30°-90°)	137
E - Utilisation de la déconvolution (toutes stations : 30°-90°).....	139

	Partie IV.2 Développements..141
2.1 Méthode graphique de sommes des enveloppes.....	142
A – Description générale	143
B – Détails de la méthode	144
C – Critères de qualité.....	145
2.2 Méthode d’alignement des enveloppes à une station.....	145
Partie IV.3 Applications et interprétations sismotectoniques de la profondeur estimée à distance télé-sismique...148	
3.1 Application sur les séismes profonds : subduction Nord-Chili.....	151
A – Contexte et enjeu	151
B – Applications des méthodes	152
C – Comparaisons des profondeurs télé-sismiques/régionales.....	153
3.2 Application sur les séismes Himalayens.....	158
A – Sismicité de la syntaxe Ouest Himalayenne	158
B – Sismicité du Grand Ouest Népal	164
C – Crise sismique de Lamjung.....	167
3.3 Visualisation de la géométrie d’une subduction	173
A – Application à la subduction Nord Chili	173
B – Application à la subduction en Equateur	175
Conclusions et perspectives.....	182
Références	190
Annexes.....	209

Chapitre I. Introduction



Edo- 1982 - International Research Center for Japanese Studies

Dans la mythologie japonaise, les tremblements de terre sont causés par Namazu, un poisson chat géant qui vit sous l'île du Japon. Il est gardé par le dieu Takemikazuchi qui maintient sa tête sous un gros rocher. Lorsque le dieu s'endort, le Namazu est libéré et fait trembler la terre.

Sommaire :

Chapitre I. Introduction	11
I.1 Introduction générale	12
I.2 Pourquoi étudier la profondeur hypocentrale ?	13
I.3 A partir de quelles données peut-on déterminer la profondeur ?	18
I.4 Comment l'augmentation du nombre de données permet d'améliorer l'estimation de la profondeur ?	21
I.5 Plan de la thèse	27

1.1 Introduction générale

La sismologie est l'étude de tous les aspects d'un tremblement de terre : l'étude des sources sismiques et des propriétés du milieu par lequel elles se propagent. La localisation hypocentrale des séismes est une étape essentielle qui intervient systématiquement dans la caractérisation de la source sismique mais intervient également dans une grande partie des domaines de la sismologie. De nos jours, près de 1500 séismes de magnitude 5 et plus sont détectés à la surface du globe en un an. On estime, à travers les lois d'échelle, que dix fois plus de séismes de magnitude 4 se produisent dans la même année et 100 fois plus de séismes de magnitude 3 etc... (Stein and Wysession, 2009). Une partie de ces événements sont détectés par les réseaux globaux ou les réseaux régionaux qui permettent de détecter des événements de plus faibles magnitudes dans certaines régions du monde. Ces centaines de milliers d'événements détectés par an sont localisés par des instituts sismologiques qui leur attribuent des magnitudes et des localisations qui diffèrent en fonction des jeux de données, de l'échelle d'observation et des méthodes de localisation utilisées.

Comme les séismes se produisent en profondeur dans la croûte ou le manteau terrestre, les paramètres de localisation et les caractéristiques de leur source ne peuvent être déterminés qu'à partir d'observations distantes (les stations étant à la surface). La localisation du séisme est désignée par son hypocentre (x_0, y_0, z_0) et généralement associée à son temps origine t_0 . Elle peut être déterminée à partir des temps d'arrivées des ondes détectées aux stations sismologiques si l'on connaît les vitesses de ces ondes à travers les couches géologiques sur le trajet entre la source et la station. Le problème de localisation est donc un problème inverse : il consiste à « déterminer la cause (la source sismique), connaissant les effets (les temps d'arrivées aux stations des ondes sismiques générées par la source) ». La profondeur est le paramètre hypocentral le plus difficile à déterminer avec justesse en particulier lorsque les stations sismologiques sont éloignées de la source, à plus de quelques dizaines de kilomètres (Pavlis, 1986; Bondár et al., 2004; Billings et al., 1994; Bondár et al., 2015; Storchak et al., 2015) .

Cette thèse a pour objectif de sonder notre capacité à estimer correctement la profondeur hypocentrale des séismes en fonction de l'échelle d'observation et des méthodes de localisation utilisées. Je propose d'une part de comparer les différentes méthodes existantes sur différents jeux de données. D'autre part, je présente les différentes sources d'incertitudes qui jouent un rôle sur la justesse et la précision de la solution hypocentrale.

Dans ce premier chapitre d'introduction, je réponds en premier lieu à la question : « *pourquoi étudier la profondeur des séismes ?* » puis « *à partir de quelles données peut-on estimer leur profondeur ?* ». Ainsi, je définis les objectifs et les termes clés de ma thèse. Enfin pour mieux comprendre dans quel cadre l'étude de l'estimation de la profondeur est encore une question d'actualité, je décris comment l'évolution des données à travers la densification des réseaux joue un rôle clé dans cette estimation. Pour conclure, je détaille le plan de mon manuscrit.

1.2 Pourquoi étudier la profondeur hypocentrale ?

Le Département Surveillance et Environnement (DASE) du CEA est en charge de l'alerte sismique au fort séisme en France métropolitaine. Pour mener à bien cette mission, les sismologues-analystes du département localisent les séismes, leur associent une magnitude puis délivrent l'alerte sismique aux autorités compétentes. Le DASE produit par ailleurs un bulletin de sismicité nationale. Ce bulletin documente des catalogues de sismicité utilisés dans le cadre de l'aléa sismique (Duverger et al., 2021; Vallage et al., 2021). Le DASE travaille aussi à la surveillance opérationnelle de la sismicité globale et plus particulièrement à la vérification de l'application du Traité d'Interdiction des Essais Nucléaires (TICEN). Cette mission implique un travail de discrimination entre les milliers de séismes d'origine naturelle et les explosions qui relèveraient d'une violation du traité (Letort et al., 2014, 2015).

▪ Sismotectonique

Il aura fallu attendre la théorie de la dérive des continents dans les années 1960 pour donner un sens physique à l'origine des tremblements de terre. A l'échelle du globe, la sismicité se localise le long des rides océaniques et des limites de plaques et son occurrence peut s'expliquer par les différentes forces tectoniques en jeu associées aux déplacements des différentes plaques. Les séismes les plus profonds se localisent dans ces zones de subduction profondes, le long des plans de Wadati-Benioff, mais la grande majorité des tremblements de terre se produisent à faible profondeur dans la partie superficielle de la croûte supérieure terrestre (Figure I.1).

Dans cette thèse, on fera la différence entre :

- les séismes *superficiels* se produisant entre 0 et 25 km
- les séismes *peu profonds* entre 25 et 55 km
- les séismes *de profondeurs intermédiaires* entre 55 et 250 km
- les séismes *profonds* au-delà de 250 km.

Sur l'énergie totale relâchée par les tremblements de terre, seulement 12% provient des séismes intermédiaires et 3% des séismes profonds (site britannica : <https://www.britannica.com/science/earthquake-geology/Shallow-intermediate-and-deep-foci>) (Barazangi and Isacks, 1976; Letort et al., 2018).

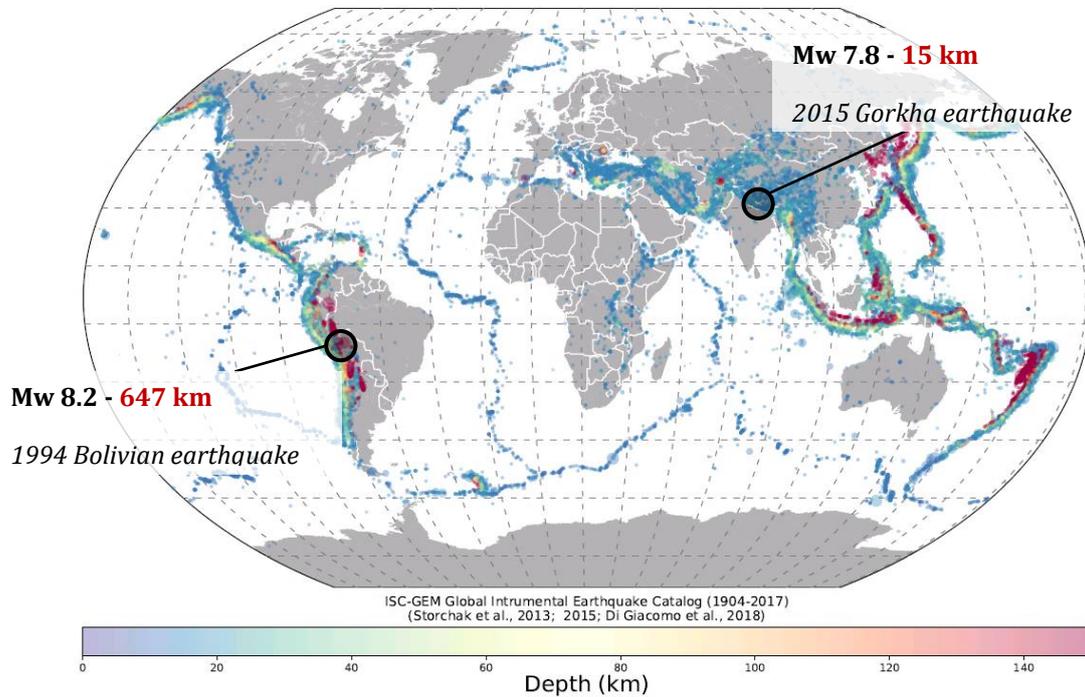


Figure I.1 : Sismicité entre 1904 et 2017 du catalogue ISC-GEM (Storchak et al., 2013; DiGiacomo et al., 2018). L'échelle de couleur correspond à la profondeur de la sismicité. Le séisme de Bolivie de 1994 et le séisme de Gorkha (Népal) de 2015 sont présentés pour témoigner des fortes différences de profondeurs entre ces deux contextes sismotectoniques sur lesquels se focalisent une partie de cette thèse.

On s'intéressera essentiellement aux séismes superficiels de faible magnitude ($M_L < 3.5$) à magnitude intermédiaire ($M < 5.5$) localisés par des réseaux locaux dans les deux premiers chapitres de ce manuscrit. Dans le dernier chapitre on s'intéressera aux séismes de magnitude intermédiaires détectés à grande distance par les réseaux globaux et l'on présentera différents cas d'étude à partir d'un contexte en réduisant progressivement la profondeur.

L'étude de la relation entre les structures tectoniques et la sismicité est une branche de la géophysique appelée sismotectonique. La sismotectonique s'appuie en particulier sur l'étude des mécanismes au foyer pour renseigner la géométrie du plan de faille et le sens du mouvement sur la faille mais elle s'appuie également sur la localisation juste et précise de la source sismique et de ses répliques. Ces informations de localisation et de géométrie peuvent ainsi être associées à l'activation d'une faille connue, révélée par des études de géomorphologie ou par des méthodes d'imageries de la croûte (par exemple). Plus la résolution de la localisation de la sismicité est bonne et plus les

interprétations sismotectoniques peuvent être fines et caractériser le mouvement sur des structures de petites dimensions. L'étude sismotectonique des forts séismes et de leurs répliques peut permettre de mettre en évidence des hétérogénéités de structure sur des failles actives majeures responsables de la nucléation des forts séismes et ainsi mieux comprendre le comportement de ces failles clés. Ainsi, l'étude des variations de profondeurs de la sismicité le long de la subduction de la plaque de Nazca a permis de mettre en évidence des différences latérales de pendages de la plaque, des zones de déchirement et ainsi de la découper en plusieurs segments de différentes géométrie (e.g. Barazangi and Isacks, 1976; Letort et al., 2018). L'étude du séisme de Gorkha et de ses répliques a également permis de mettre en évidence la présence d'une rampe de 2.5 km de haut sur le Grand Chevauchement Himalayen sur laquelle se serait arrêtée la rupture (e.g. Baillard et al., 2017; Hubbard et al., 2016; Bai et al., 2019). Une résolution fine de la localisation peut également permettre de mettre en évidence des migrations spatiales de la sismicité au sein d'une crise sismique et apporter des informations importantes sur les mécanismes (glissements) à l'origine de la sismicité (e.g. Adhikari et al., 2021; Baques et al., 2021; Matsumoto et al., 2021).

▪ Aléa sismique

La profondeur et la magnitude des tremblements de terre sont deux paramètres clés permettant de caractériser l'intensité d'un événement et l'étendue de la zone affectée par des dommages matériels (Figure I.2). L'estimation de la profondeur est donc particulièrement utile dans le cadre des missions d'alerte sismique et de réponse rapide aux forts séismes puisqu'elle peut amener à mieux caractériser les mouvements forts en champ proche. Elle est aussi utile pour caractériser le potentiel sismogène d'une région tectonique donnée, parfois utilisé dans les modèles d'aléas sismiques afin d'estimer l'exposition des infrastructures aux séismes.

La quantification de l'aléa sismique est sensible d'une part à l'estimation de la profondeur hypocentrale des séismes ayant lieu ou ayant eu lieu par le passé (Figure I.2) mais est aussi sensible à l'épaisseur sismogène qui conditionne la taille des forts séismes à venir. Cette épaisseur sismogène peut-être estimée sur la base des profondeurs de la sismicité instrumentale (Nazareth and Hauksson, 2004), sa valeur est donc particulièrement sensible à la qualité des catalogues de sismicité et donc à l'incertitude du catalogue sur l'estimation de la profondeur. Une bonne résolution des profondeurs peut parfois mettre en évidence des variations spatiales de l'épaisseur sismogène qui conditionnent l'estimation de l'aléa sismique (Wu et al., 2017; Chiarabba and De Gori, 2016; Nazareth and Hauksson, 2004; Zuzza and Cao, 2020).

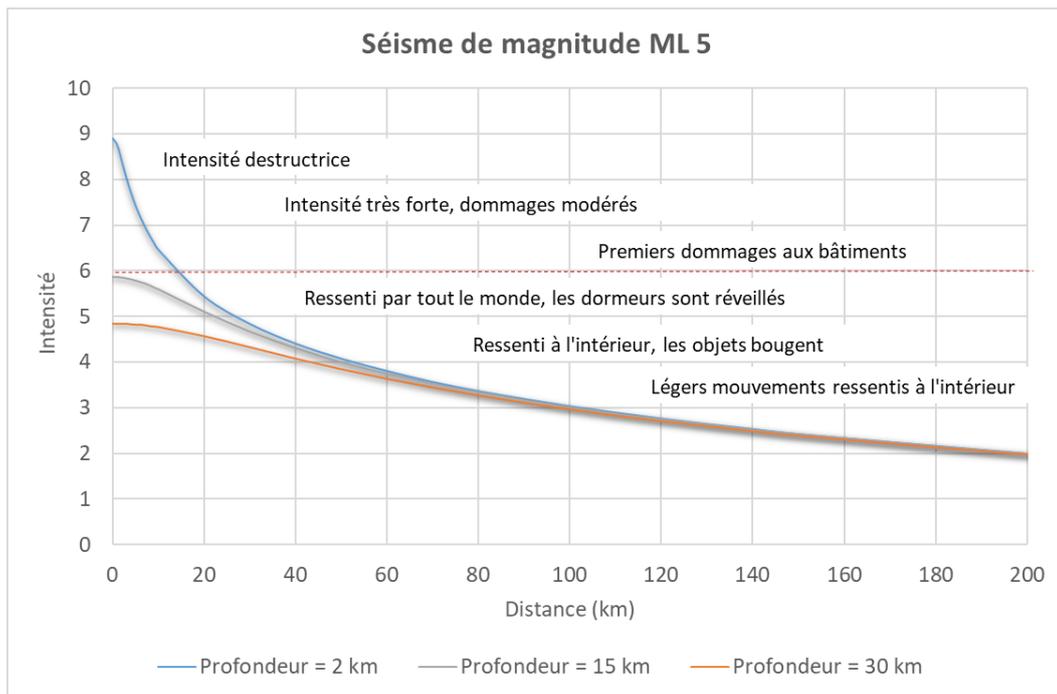


Figure I.2 : Intensité de Mercalli en fonction de la distance à la source et de la profondeur du tremblement de terre pour un séisme de magnitude 5 (ML). (Wood et Frank., 1931)

En France métropolitaine, la profondeur de la sismicité varie significativement d'une zone sismotectonique à une autre. À titre d'exemple, en France métropolitaine, la sismicité de la Bretagne et de la Provence présentent des profondeurs moyennes bien différentes. La sismicité bretonne est caractérisée par une profondeur moyenne mi-crustale (12-17 km) tandis que la sismicité du Sud-Est est essentiellement localisée dans les cinq premiers kilomètres de la couverture sédimentaire (Beucler et al., 2021; Duverger et al., 2021). Il n'en demeure pas moins qu'à titre individuel la détermination de la profondeur de la sismicité est importante notamment en ce qui concerne les événements extrêmes, permettant de mettre à jour les modèles d'aléas (e.g. Schlupp et al., 2021). Afin de caractériser au mieux l'estimation de la profondeur de ces événements, il est courant que des études multi techniques voient le jour. Par exemple, en 2005, le séisme de Lorient en Bretagne (4.3 Mw) avait été caractérisé à la fois à partir d'observations effectuées à distance locale et à distance téléseismique (voir la section suivante). Le séisme du Teil (4.9Mw) qui a frappé la vallée du Rhône le 11 novembre 2019 a généré une rupture de surface de près de 5 kilomètres de long, associés à des glissements décimétriques sur le plan de faille. La profondeur du séisme a été déterminée par de nombreuses techniques : inversion du tenseur des moments, inversion des données radar INSAR, notamment pour mieux caractériser sa source et comprendre le mécanisme à l'origine de la rupture (e.g. Vallage et al., 2021; Delouis et al., 2021; Causse et al., 2021; Cornou et al., 2022).

■ Caractérisation des tremblements de terre et discrimination

A partir de 1945, plusieurs milliers d'essais nucléaires sont effectués dans le monde. Afin notamment de limiter la prolifération des armes et de limiter les conséquences environnementales, le Traité d'Interdiction Complète des Essais Nucléaires (TICE) est signé en 1996 par 116 nations lors de l'Assemblée Générale des Nations Unies. Aujourd'hui, il est toujours en attente de la ratification de 8 états pour son entrée complète en vigueur. L'organisation du traité (Otice) a pour rôle d'assurer l'application du TICE par le biais de ses missions de surveillance et de discrimination.

La caractérisation d'un évènement sismique consiste également à déterminer son origine, c'est à dire faire la distinction entre les évènements d'origine naturel tels que les séismes, les explosions volcaniques ou les glissements de terrains ; et les évènements d'origine anthropique souvent liés à l'activité industrielle (minière, géothermie, stockage). Certains évènements peuvent également être associés à des évènements exceptionnels comme l'explosion du port de Beyrouth le 4 aout 2020 (e.g. Zhang et al., 2022).

Un enjeu de taille dans le domaine de la sismologie opérationnelle dite d'expertise légale (Forensic seismology en anglais) est de parvenir à discriminer rapidement un évènement d'origine naturelle d'une explosion nucléaire dans le cadre du régime de vérification du TICE (voir encart).

Les différents types de sources sismiques peuvent être discriminées au premier ordre par l'analyse de leur signature temporelle : leurs formes d'ondes sismiques et en particulier par l'analyse de l'amplitude des ondes de surface (e.g. Blandford, 1977; Bonner et al., 2011). Aujourd'hui, plusieurs techniques automatiques sont utilisées couramment pour la discrimination entre séisme et explosion. Les sources qui présentent de fortes composantes double-couple étant plus susceptibles de représenter des évènements d'origine naturelle, une discrimination peut être effectuée par l'inversion de la source à partir du tenseur des moments (Ford et al., 2009, 2012).

Cependant, le critère de discrimination le plus direct consiste à déterminer la profondeur de la source sismique avec fiabilité pour écarter les évènements trop profonds pour être issus d'une explosion (e.g. Blandford, 1977; Douglas, 1981; Kim et al., 2018; Selby et al., 2005; Gibbons et al., 2022).

1.3 A partir de quelles données peut-on étudier la profondeur ?

En fonction de la distance de la source sismique à une station, le signal sera plus ou moins facile à interpréter. En sismologie, on fait la distinction entre :

- les signaux enregistrés à distance **locale**, entre 0 et 150 kilomètres de la source
- les signaux enregistrés à distance **régionale**, à partir de 150 kilomètres et jusqu'à 500 kilomètres de la source
- les signaux enregistrés à distance **télésismique**, de 30° (3300 km) à 90° (10000 km).

On utilise cette nomenclature pour décrire les échelles d'observation dans ce manuscrit.

▪ Ondes P et S :

Les ondes générées par une source sismique peuvent être catégorisées en trois grandes familles : les ondes de volumes P de compression, les ondes de volumes S transversales et les ondes de surface (Rayleigh, Love) (Figure I.4). La vitesse des ondes P est plus rapide que celle des ondes S, elles sont les premières arrivées aux stations sismologiques. Les ondes sismiques se réfléchissent et se convertissent aux différentes interfaces des milieux qu'elles traversent. Dans cette thèse, je m'intéresse aux méthodes d'estimation de la profondeur utilisant les temps d'arrivées des ondes P et S (à distance locale/régionale) ainsi que les temps d'arrivées des ondes issues de leurs réflexions/conversions (à distance télésismique).

▪ Ondes détectées à distance locale/régionale :

A distance locale et régionale, on enregistre essentiellement des ondes directes P_g et S_g qui se propagent dans la croûte (Figure I.3). Au-delà d'une certaine distance (généralement autour de 100-150 kilomètres, selon la profondeur du Moho), les ondes normales P_n et S_n se propageant plus rapidement à la surface du manteau peuvent être détectées avant l'arrivée des ondes P_g et S_g dans les signaux. A partir de 500 kilomètres les ondes P_g ne sont plus visibles.

Dans des contextes sismologiques complexes, en particulier en présence de fluides, en contexte volcanique, certaines conversions d'ondes S en P (SP) et P en S (PS) peuvent également se produire, arriver entre les ondes P et S et être confondues avec des ondes S. On évoquera les erreurs sur les profondeurs générées par les mauvaises interprétations des phases sismiques (voir ChapII.1.3 ; ChapII.2.3).

Pour déterminer la profondeur à distance locale/régionale, on obtient la profondeur conjointement aux autres paramètres hypocentaux (latitude, longitude et temps origine) lors d'une inversion des temps d'arrivées des ondes P et S aux stations (voir le détail des méthodes d'inversion dans le Chapitre II.1). Dans le cas de séismes superficiels, ces ondes se propagent uniquement dans la croûte terrestre où peuvent se trouver des hétérogénéités locales de vitesses des ondes. Pour réduire l'effet de ces hétérogénéités sur les temps d'arrivées des ondes, on préfère généralement déterminer la profondeur à partir d'observations proches de la source sismique, à distance locale.

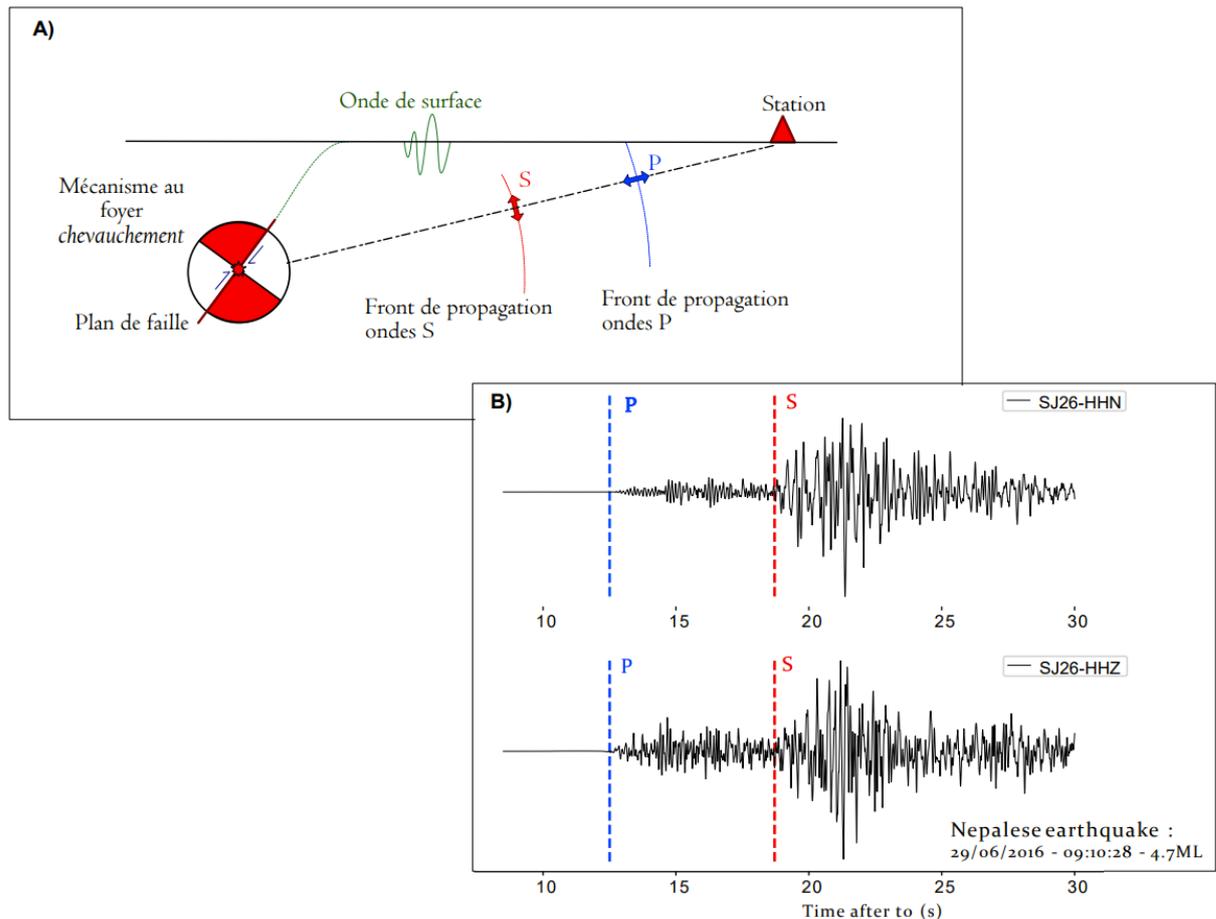


Figure 1.3 : A) Schéma des 3 grandes familles d'ondes sismiques détectées à distance locale/régionale. B) Signaux d'un événement du 26 juin 2016 au Grand Ouest Népal (4.7 ML) détecté sur une composante horizontale et verticale de la station SJ26 du réseau HiKNet à 30 km de la source (voir Chap. II.2).

▪ Ondes détectées à distance télé-sismique :

Pour les séismes de magnitude intermédiaire ($M > 4$), les ondes sismiques émises lors de la rupture sont détectables à plusieurs milliers de kilomètres de la source par les réseaux internationaux.

Entre 10° et 30° , le trajet des ondes s'effectue essentiellement dans le manteau supérieur (du Moho jusqu'à 410 km de profondeur) et dans la zone de transition entre le manteau supérieur et inférieur

où l'on trouve de très fortes hétérogénéités de vitesses et de densités modulant les arrivées des ondes directes P et S ainsi qu'un phénomène de triplification dû à la structure du noyau externe. Aux distances supérieures à 90° , les stations reçoivent également les ondes diffractées/transmises dans le noyau interne et externe (PKP, PKKP, PkikP...), notamment la Pdiff pouvant se confondre plus facilement avec la P directe (Figure Annexe AI.1).

Pour les méthodes d'estimation de la profondeur, on s'intéresse essentiellement aux stations distantes entre 30° et 90° de la source sismique. A ces distances, la forme d'onde du télé-sisme est caractérisée par la présence d'échos aux ondes principales P et S issus de leur réflexion et/ou de leur conversion à la surface libre ou à l'interface entre le manteau inférieur et le noyau (CMB) : P,pP, sP, PP,S, sS, pS, PcP, pPcP, ScS...(Figure I.4) (e.g. Kennett and Engdahl, 1991). Ces ondes se propagent essentiellement à travers le manteau inférieur plus homogène que la croûte.

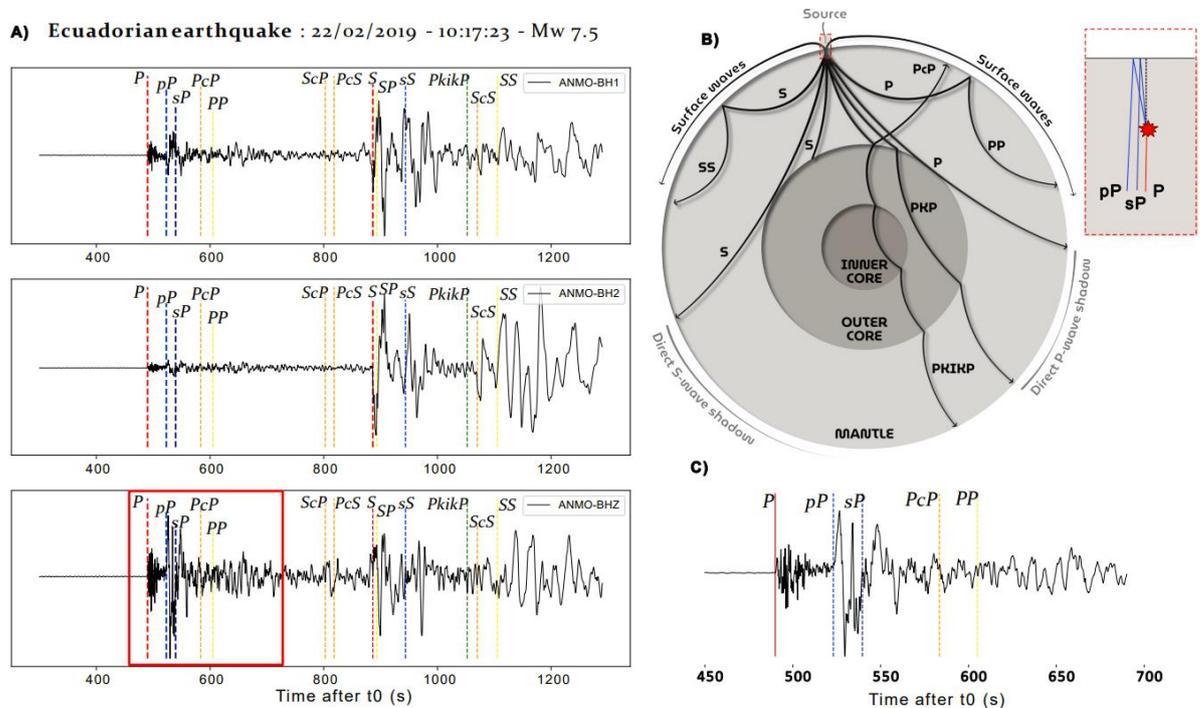


Figure I.4 : Exemple du signal télésismique produit par le séisme du 22 février 2019 en Equateur de magnitude 7.5 (Mw) et de profondeur 143 km enregistré à la station ANMO au nouveau Mexique (66°). **A)** Présentation des arrivées secondaires plus tardives jusqu'à 1300 secondes après le temps origine. Les phases sismiques directes P et S sont représentées en rouge, les phases dites de profondeurs pP, sP, sS réfléchies à la surface au niveau de l'épicentre sont en bleu, les phases réfléchies à la surface loin de l'épicentre PP et SS sont en jaune, les phases PcP, ScP, ScS réfléchies sur le CMB en orange, les phases traversant le noyau PKiKP et SKiKP en vert. **B)** Coupe schématique de l'intérieur de la Terre (*This graphic by Fabio Cramer is available via the open-access s-Ink repository*) et zoom sur les réflexions/conversions des phases de profondeurs pP, sP **C)** Zoom sur la première partie du signal comprenant les arrivées des phases de profondeurs pP et sP.

Sur la première partie de ce signal télésismique (0-200s après l'arrivée de la phase P télésismique), sont détectées les ondes pP et sP qui sont respectivement les ondes P réfléchies et S converties à la

surface au niveau de l'épicentre puis se propagent en suivant approximativement le même trajet que l'onde P téléseismique (Figure I.4.B). Ces ondes sont appelées communément « phases de profondeur » puisque leur temps d'arrivée relatif à celui de la P téléseismique est directement lié à la profondeur de l'évènement (voir Chapitre IV.1). Certaines phases téléseismiques peuvent arriver à des temps proches de ceux des phases de profondeurs à certaines stations : les phases réfléchies à la surface de l'eau pwP , $pwwP$, $pwwwP$ (Mendiguren et al., 1971) et les phases PcP se réfléchissant sur l'interface du Noyau externe (CMB) pour des distances avoisinant les 90° (Figure I.4.B ; Figure A1). Certaines arrivées de phases plus tardives (PcP , ScP , ScS , sS ou $PKiKP$...) sont parfois utilisées pour estimer la profondeur à distance téléseismique (Engdahl et al., 1998 ; Craig et al., 2018 ; Li et al., 2022). Leur apport sur la justesse de l'estimation de la profondeur est marginal comparé à celui des phases de profondeurs pP et sP et semble même parfois dégrader la solution hypocentrale quand des phases de profondeurs sont déjà utilisées (Engdahl et al., 2006).

1.4 Comment l'augmentation des données permet d'améliorer l'estimation de la profondeur ?

L'évolution de la résolution sur la profondeur des séismes dépend grandement de l'évolution et la densification des réseaux sismologiques. En particulier, le déploiement de réseaux denses permet de détecter de plus petits évènements et de compléter les catalogues de sismicité instrumentale au fil des années. L'amélioration de la couverture azimutale des réseaux permet quant à elle d'améliorer la qualité des localisations en fournissant des observations complémentaires les unes des autres.

Les réseaux sismologiques ont évolué par paliers depuis le début de la sismologie instrumentale avec une forte incidence sur la qualité et la complétude des catalogues de sismicité (Figure I.5) (Storchak et al., 2015; Engdahl et al., 2020). La sismologie et plus particulièrement les méthodes de localisation de la sismicité évolue en permanence avec les renouvellements technologiques (capteurs), le nombre de données disponibles ainsi que les changements de pratiques.

■ Les premières stations sismologiques

Le début du 20^{ème} siècle est marqué par le développement du réseau global de station Gray-Milne et du réseau d'observatoires jésuites. Les premiers réseaux sismologiques régionaux se développèrent essentiellement dans les régions d'intense activité sismique (Japon, Australie, Californie) par les observatoires jésuites. A la même période, le premier réseau global de stations Gray-Milne (des noms de deux sismologues britanniques membres de la British Association for the

Advancement of Science) est déployé sur tous les continents. Le réseau détecte et localise, bien que très approximativement, les forts événements du début 20ème siècle.

Peu de temps après, apparaissent les premiers bulletins de sismicité globale tels que le Sommaire International de Sismologie (ISS) ou encore le Bureau Central de Sismologie (BCIS) à Strasbourg qui publia la sismicité mondiale de 1917 à 1963 avant de se consacrer à la sismicité européenne (Adams et al., 1982).

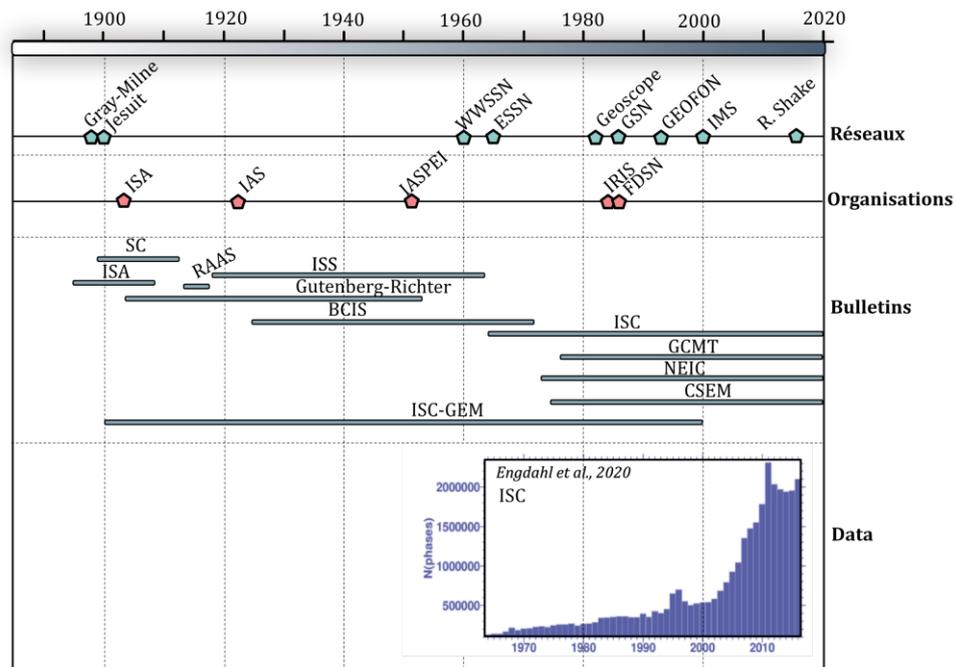


Figure I.5: (Storchak et al., 2015; Engdahl et al., 2020) Frise chronologique simplifiée de l'apparition des réseaux sismologiques majeurs de ces cent dernières années. Le cadre inférieur représente l'évolution du nombre de phases sismiques répertoriées à l'ISC depuis 1964. Malgré l'évolution continue du nombre de stations, on observe un plateau depuis une dizaine d'années sur le nombre de phases cataloguées.

■ Le développement des réseaux globaux ouverts

Il faut attendre les lendemains de l'année géophysique internationale (1958) pour voir se développer des réseaux internationaux tels que le World-Wide Standardized Seismographic Network (WWSSN) avec plus d'une centaine de stations. La capacité de détection des tremblements de Terre est alors nettement améliorée pour partie du fait de l'augmentation croissante des stations sismologiques sur la surface du globe. Elle est encore améliorée dans les années 1980 avec notamment le déploiement du réseau français Geoscope et le réseau international GSN (Global Seismographic Network) (Figure I.6).

C'est également le début des grandes collaborations internationales comprenant l'intégration des stations de différents réseaux à des consortiums tels que la Fédération Internationale de Réseaux de sismographes digitaux (FDSN) ou l'IRIS. La plupart des données sont alors disponibles en temps réel. A partir de 1964, la revue des événements à l'échelle globale est reprise par le Centre Sismologique International (ISC) encore en activité aujourd'hui (Storchak et al., 2015)(Figure I.6). D'autres organismes peuvent alors s'appuyer sur les données ouvertes pour publier leur catalogue de sismicité et réaliser leurs missions d'alerte (NEIC, CSEM) ou encore de détermination des mécanismes au foyer (GCMT project – global Centroid Moment Tensor project. Les consortiums comprennent un certain nombre de groupes responsables de l'installation et de la maintenance des capteurs au sein de leur pays comme à l'international incluant l'International Monitoring System (IMS) ou encore le Réseau Sismologique et Géodésique Français (RESIF) à l'échelle nationale.

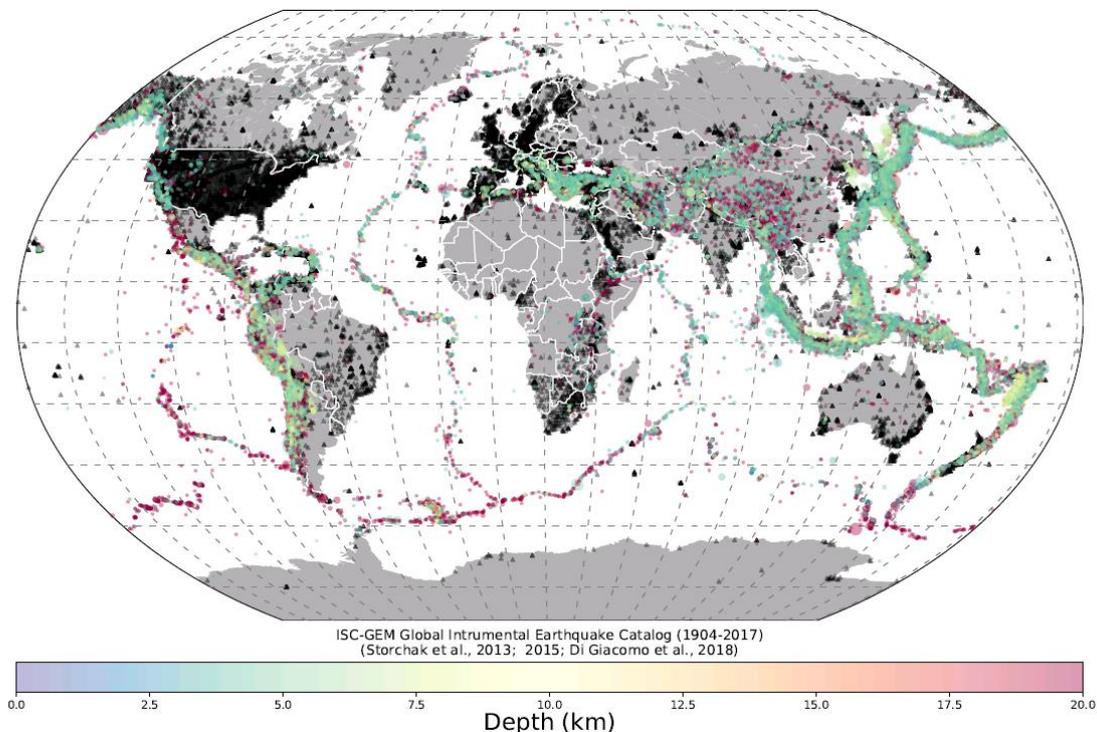


Figure I.6 : Sismicité entre 1904 et 2017 du catalogue ISC-GEM (Storchak et al., 2013; DiGiacomo et al., 2018). L'échelle de couleur correspond à l'incertitude sur la profondeur de la sismicité. Les triangles noirs correspondent à toutes les stations déclarées dans le registre des stations sismologiques de l'ISC (permanentes et temporaires).

Ce dernier fait partie des nombreux réseaux nationaux déployés pour réaliser une mission d'alerte aux forts tremblements de terre à l'échelle nationale. Essentiellement parmi les pays développés, de nombreux pays possèdent leurs propres réseaux nationaux déployés pour l'alerte dans leur pays et dans des zones d'intérêts.

Ces réseaux nationaux sont parfois complétés temporairement par des réseaux mobiles déployés dans les zones d'intérêt dans le cadre d'études de la structure géophysique (tomographies, fonctions récepteurs, etc...) ou encore pour améliorer la résolution sur la distribution spatiale de la sismicité. Ce genre de réseau permet par exemple d'analyser des crises sismiques ponctuelles.

▪ Depuis 1960 : L'International Monitoring System (IMS)

Le Système de Surveillance International IMS (International Monitoring System) porte le rôle clé de détecter, localiser et caractériser tout type d'évènement sismique pouvant être d'origine nucléaire à n'importe quel endroit de la surface de la Terre (Gaebler and Ceranna, 2021)(Figure I.7).

Le réseau IMS déployé dans le cadre du TICE par le CTBT devrait être constitué de 321 stations distribuées sur toute la surface du globe dans les domaines de la sismologie, des infrasons, de l'hydroacoustique et des radionucléides (e.g. Hupe et al., 2022). Parmi elles, l'IMS comprend un total de 170 stations sismologiques dont 50 stations du réseau sismologique primaire (PS) qui transmettent en temps réel les signaux au Centre International de Données (ICD) et 120 stations du réseau auxiliaire (AS) dont les stations sont disponibles sur requête. (Gaebler and Ceranna., 2021) La répartition des stations actuellement disponibles est présentée dans la Figure I.7.

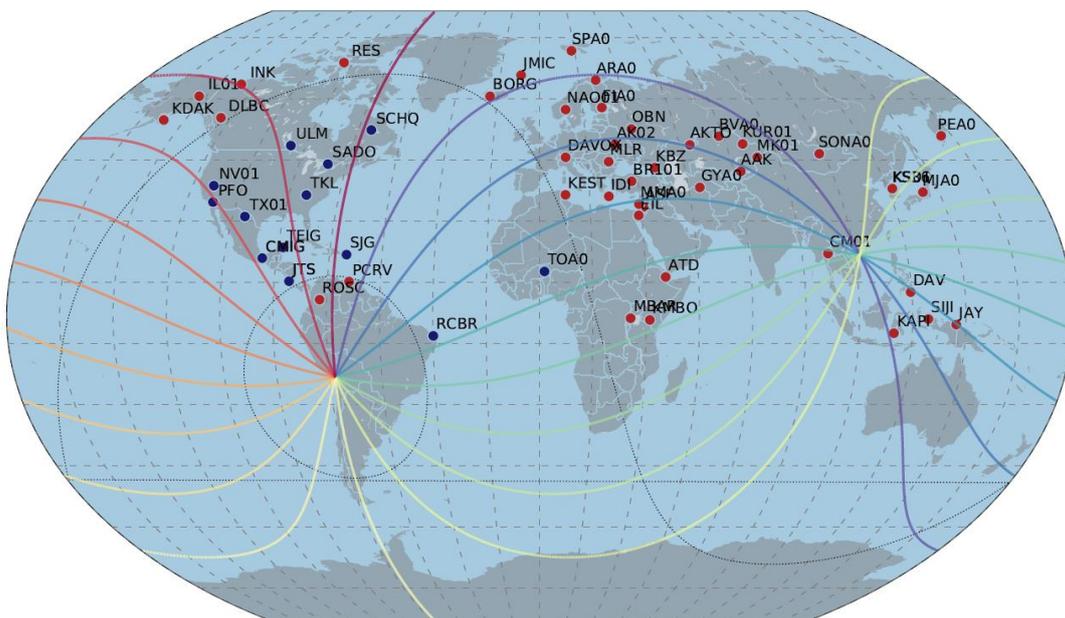


Figure I.7 : Carte de la répartition des mini-réseaux sismologiques du réseau IMS. Les stations bleues sont les stations acceptées pour une source sismique localisée au Chili. Les stations rouges sont rejetées par les critères de distance (30°-90°). Les rais colorés correspondent aux lignes iso-azimutales tous les 20°.

Les stations sismologiques de l'IMS doivent satisfaire des critères de qualité incluant un taux de disponibilité élevé et un fort rapport signal sur bruit dans l'objectif d'améliorer la capacité de

détection du réseau. Pour ce faire, une partie des stations sont en réalité constituées de 3 à 20 capteurs individuels organisés selon une géométrie optimisée sur des surfaces allant de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres carrés. Cet aménagement permet à la fois d'augmenter le rapport signal sur bruit de l'éventail de capteurs à travers les techniques de traitement d'antenne (Rost and Thomas, 2009). Les stations individuelles sont quant à elles composées d'un capteur à trois composantes localisées dans des sites très peu bruités (station TKL Tuckaleechee Caverns, Tennessee, USA).

▪ **A l'avenir : les stations low-cost et la recherche participative**

En complément des centres sismologiques nationaux et internationaux partageant leurs données, un très grand réseau de petits sismographes à faible coût a vu le jour récemment à travers des projets de recherche participative « Citizen Science » dans le monde entier. Les instruments low-cost sont produits par l'entreprise privée Raspberry-shake à partir de la technologie du nano-ordinateur Raspberry-Pi. Au Népal, le projet de réseau Seismology at School a déployé 30 stations dans des écoles en milieu rural en complément des réseaux permanent népalais dans une zone intermédiaire à faible détection (Subedi et al., 2020). En Allemagne, il s'est notamment montré efficace pour détecter des événements sismiques inhabituels comme des braquages de banques dans les métropoles (Hinzen et al., 2022) ou encore, en Antartique, pour mesurer la sismicité glaciaire (Winter et al., 2021). En 2021, le réseau de stations low-cost s'est étendu sur tous les continents avec près de 1400 stations supplémentaire en flux continu.

▪ **Difficultés d'estimation de la profondeur**

Lorsqu'un séisme de magnitude intermédiaire est détecté à l'échelle globale, plusieurs instituts nationaux ou globaux sont susceptibles de publier une localisation dans les heures qui suivent la détection. Aujourd'hui, un grand nombre de catalogues de séismes coexistent. Les localisations hypocentrales sont associées à des erreurs de localisation inhérentes aux instituts sismologique ; à leurs stations contributrices, aux modèles de vitesse, aux algorithmes de localisation (Woessner et al., 2010). Beaucoup de profondeurs hypocentrales sont fixées par les analystes, associées à des profondeurs par défaut, lorsque les observations ne sont pas suffisantes. Certains instituts nationaux fixent par exemple les profondeurs locales ou régionales par manque de stations à trois composantes pour détecter des phases S. Le catalogue ISC-EHB, spécifiquement créé pour améliorer les estimations des profondeurs du catalogue ISC et ne garder que les événements avec des profondeurs contraintes (Engdahl et al., 1998)(voir le Chapitre IV.1 pour une description du catalogue), inclus aussi des événements dont la profondeur est peu fiable. En 2019, sur 7230 événements relocalisés

dans le catalogue ISC-EHB, 2766 événements soit 38% ont une profondeur fixée à une valeur correspondant à la moyenne des profondeurs locales obtenues dans la région considérée (correspondant au plus mauvais critère de qualité du catalogue : L3). La difficulté d'estimer la profondeur peut être appréhendée simplement par le lecteur en requêtant n'importe quel événement de magnitude supérieure à 5 sur les sites de l'ISC, de l'ISC-EHB, du CSEM ou l'USGS et en comparant les valeurs de profondeurs proposées pour cet événement. Les différentes études proposant des comparaisons des profondeurs issues de catalogues différents à échelle globale, à partir d'observations téléseismiques, mettent en évidence des écarts-types de 7 à 8 km pour l'étude de Weston et des différences de profondeurs parfois supérieures à 20 km (e.g. Engdahl et al., 1998; Letort, 2014; Bai et al., 2017; Weston et al., 2018) (Figure I.8).

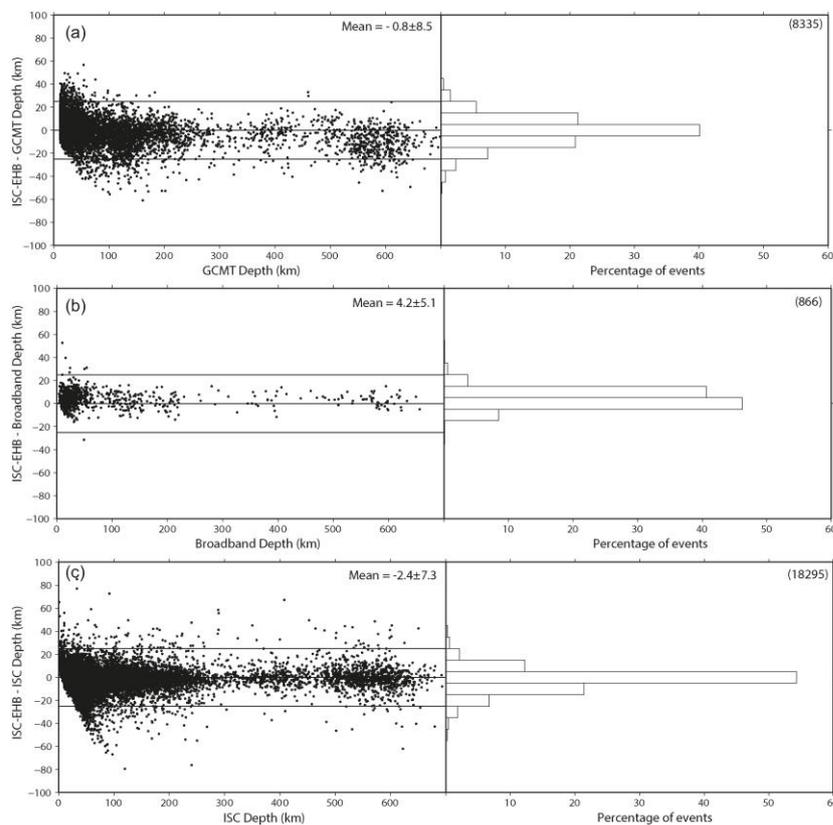


Figure I.8 : issue de Weston et al., 2018 Différences de profondeurs entre (A) le catalogue ISC-EHB et le catalogue GCMT (B) le catalogue ISC-EHB et la profondeur donnée par les stations large-bande de l'USGS (C) entre le catalogue ISC-EHB et le catalogue ISC.

On présentera dans ce manuscrit les principaux défis posés par l'estimation des profondeurs hypocentrales en fonction de l'échelle d'observation et des techniques utilisées.

1.5 Plan de la thèse

La suite de ce manuscrit est construite en trois chapitres. Tous les chapitres sont composés d'une partie « Etat de l'art » avec description des méthodes utilisées et d'une partie « Application » avec la mise en évidence des biais et incertitudes de localisation dans différentes études.

Le deuxième chapitre après ce chapitre d'introduction (Chapitre II – p20) concerne la localisation de la sismicité à échelle locale et régionale. On s'intéressera en particulier à deux chantiers de sismotectonique réalisés au Népal avec l'étude de la microsismicité du Grand Ouest Népal par un réseau sismologique temporaire et l'étude d'un essaim sismique du Centre Népal observé par les réseaux rattachés au centre sismologique national de Katmandou. Un dernier chantier concernera la détection des phases régionales générées lors de la crise sismique de Mayotte en 2018 par une station proche. Ces trois premières applications permettront de mettre en évidence les sources d'incertitudes et biais de localisation pouvant affecter les localisations à distance locale ou régionale.

Enfin, pour mieux comprendre l'origine des biais sur la profondeur pour un algorithme donné, il est nécessaire de prendre en compte l'ensemble des paramètres pouvant affecter la solution hypocentrale ainsi que leurs interactions dans le processus d'inversion. Ces analyses poussées des effets propres et globaux des paramètres dites analyses de sensibilité sont de plus en plus courantes et permettent de quantifier et de hiérarchiser l'influence des paramètres d'entrée du problème sur les paramètres hypocentraux recherchés, en prenant en compte les effets non-linéaire et en mettant en évidence les interactions. Le troisième chapitre (Chapitre III p80) porte le sujet de la hiérarchisation et la quantification des différents effets issues de sources d'incertitudes identifiées précédemment dans le problème de localisation à distance régionale sur la profondeur. On réalise des analyses de sensibilité pour estimer les effets propres et les effets issus des interactions dans le cadre de simulations du problème de localisation.

Le quatrième chapitre (Chapitre. IV p113) concerne l'estimation de la profondeur à distance télé-sismique à partir des détections des phases réfléchies pP et sP . Je présenterai les différentes méthodes de détection existantes ainsi qu'une méthode développée dans le cadre de ma thèse. Dans ce dernier chapitre on s'attachera à présenter les comparaisons des estimations de la profondeur dans différents contextes de sismicité : la sismicité de profondeurs superficielles à intermédiaires du Chili ainsi que la sismicité superficielle du Népal. Je présenterai également les premiers résultats de l'application d'une méthode de détection des phases télé-sismiques relatives à une station lointaine pour mettre en évidence des variations latérales de profondeur de la sismicité intermédiaire en Equateur.

Chapitre II

Estimations des profondeurs hypocentrales à partir de réseaux régionaux

Enjeu

L'analyse de la sismicité d'une région s'appuie principalement sur les données de réseaux sismologiques régionaux (150-500km) ou locaux (0-150 km). Les instituts sismologiques et observatoires possèdent, pour la plupart, leurs propres réseaux de stations pour étudier quotidiennement les événements sismiques de toute nature et effectuer leurs missions pouvant aller de l'alerte sismique, l'analyse spatio-temporelle de la sismicité à l'amélioration des modèles pour l'aléa sismique. En appui des réseaux permanents existants, de plus en plus d'expériences sismologiques ponctuelles déploient des réseaux temporaires de capteurs au-dessus d'une zone d'intérêt pour détecter des événements de plus faibles magnitudes ou améliorer la résolution spatiale des localisations.

Historiquement, les routines de localisation se basent sur l'inversion des temps d'arrivées des ondes de volume P_g et S_g , facilement identifiables et non parasitées par des réflexions sur les grandes interfaces terrestres à distance proche de la source (0-300 km). Le problème de localisation à partir des temps de trajets est un problème inverse bien connu dont les principes mathématiques ont été établis il y a plus d'un siècle et à partir desquels une multitude de techniques ont été développées. Malgré la diversité de ces techniques à distance régionale, l'estimation juste et précise des paramètres hypocentaux ainsi que la quantification de leur incertitude demeure un enjeu majeur en sismologie. Une partie des approches encore couramment utilisées n'apportent pas de quantification fiable des incertitudes. Parmi les paramètres hypocentaux (localisation de l'épicentre, de la profondeur et du temps origine de l'évènement), l'estimation de la profondeur est de manière générale considérée comme la plus délicate, la moins fiable ou la plus sujette aux biais dits de modélisations notamment issus des fortes incertitudes sur le modèle de vitesse. Pour interpréter sereinement les résultats des localisations et valider les modèles sismotectoniques, il est important de mieux évaluer ces biais et de quantifier l'incertitude sur la profondeur.

Verrou

Pour répondre à ces questions, j'ai sélectionné plusieurs algorithmes de localisation couramment utilisés pour réaliser la localisation à distance régionale pour lesquels j'identifie les différences de techniques de localisation et techniques d'estimation des incertitudes. Il existe quelques études passant en revue les méthodes de localisations les plus courantes (Wolfe, 2002; Lomax et al., 2009; Karasözen and Karasözen, 2020). Bien que la comparaison entre localisations absolues et relocalisation relative soit très utilisée et quasiment routinière pour l'analyse d'essaims de sismicité, il existe peu d'études comparant les résultats de localisation absolues des algorithmes dans des

contextes distincts (e.g. Korger and Schlindwein., 2012; Abbasi., 2019; Bondar et al., 2014; Richards et al., 2006).

On connaît les principales source d'incertitudes sur la localisation et l'estimation de la profondeur. Je me suis servie de jeux de données opportuns pour mettre en évidence des biais de localisation lorsqu'on fait varier la qualité des observations ou le modèle de vitesse. Le jeu de donnée issu du déploiement d'un réseau dense dans le Grand-Ouest Népal a permis d'appréhender les erreurs de localisation qui peuvent être créés par la géométrie du réseau de capteurs. On peut utiliser ces mêmes jeux de données pour des essais plus ou moins bien contraints par la géométrie du réseau et faire varier la technique de localisation pour mieux comprendre les avantages et inconvénients de ces différentes techniques pour faire une analyse fine de la distribution des séismes.

Plan

Ce chapitre axé sur les localisations à distance « régionale », entre 0 et 300 km de la source sismique, est séparé en deux parties. La première est un état de l'art des différentes approches de localisation à distance régionale ainsi que de l'estimation de leurs incertitudes. La seconde partie est composée de différentes applications sur des jeux de données régionaux pour mettre en évidence indépendamment les biais d'observations, les biais de géométrie de réseau et les erreurs issues de l'approximation du modèle de vitesse.

Partie 1.

Profondeur régionale : techniques et limites



Poséidon et Amphitrite, mosaïque, Pompéi (Italie)

Dans l'esprit des Grecs, les tremblements de terre sont intrinsèquement liés à la nature destructrice de Poséidon, « l'ébranleur de sol ». Dans un récit de Thucydide, le séisme de Sparte de 373 avant n.è est décrit comme un évènement dévastateur voulu par Poséidon pour punir les Lacédémoniens ayant pillé son sanctuaire à Hélice. (Thély, Ludovic. *Les Grecs face aux catastrophes naturelles: Savoirs, histoire, mémoire*. École française d'Athènes, 2020.)

Sommaire :

Introduction

1.1 Le problème de localisation	32
A - Les bases de la localisation	32
B - Les grandes familles de techniques de localisation	35
1.2 Revue des méthodes d'inversion	35
A - Méthodes déterministes par linéarisation	36
B - Méthodes dites probabilistes	37
C - Méthodes directes dites non-linéaires	38
D - Méthodes hybrides.....	39
E - Perspectives : autres grandes familles d'inversion	39
1.3 Quelles erreurs de localisation ?	40
A - Les incertitudes des algorithmes de localisation.....	40
B - Apport des phases S.....	41
C - Observations erronées (et manque d'observations)	42
D - Erreurs de modélisation des temps de trajet	44
E - Contraintes apportées par la géométrie du réseau	45

Introduction :

La localisation d'une source sismique est communément définie par son hypocentre (x_0, y_0, z_0) et son temps origine t_0 à partir desquels l'énergie est radiée dans l'espace. Cet hypocentre est généralement représenté comme un point source et considéré comme représentant la localisation de l'initiation de la rupture. On appelle alors épicentre la projection de l'hypocentre à la surface. Dans le cas des forts séismes, la rupture peut durer plusieurs secondes et s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres, sa localisation peut alors également être associée au centroïde du séisme calculé sur la base du moment sismique total. Ce centroïde peut très largement s'éloigner de la position de l'hypocentre du séisme, particulièrement dans le cas de ruptures unilatérales.

1.1 Le problème de localisation

A- Les bases de la localisation

- Méthode graphique à trois stations

Pour appréhender certains aspects essentiels du problème de localisation, on présente la méthode graphique de détermination de l'hypocentre à partir de trois stations régionales.

Soit un milieu homogène avec V_p et V_s , les vitesses respectives des ondes P et S dans le milieu. On considère d_i la distance hypocentrale entre la source (x_0, y_0, z_0, t_0) et la station (x_{Si}, y_{Si}, z_{Si}) . Dans un milieu homogène, le temps d'arrivées des ondes P et S peuvent s'exprimer simplement sous la forme :

$$t_p(i) = t_0 + \frac{d_i}{V_p} \quad \text{Eq. 1a}$$

$$t_s(i) = t_0 + \frac{d_i}{V_s} \quad \text{Eq. 1b}$$

Plusieurs couples de solutions (profondeur, temps origine) peuvent générer des temps d'arrivées observés similaires sur un réseau de stations (Figure II.1). Le retard d'arrivée de l'onde S sur l'onde P est sensible au trajet entre l'hypocentre et la station et indépendant du temps origine de l'évènement. La détection des ondes S est donc complémentaire de celle des ondes P et nécessaire pour apporter une contrainte sur la profondeur. Alors, pour déterminer la localisation hypocentrale en s'affranchissant du temps origine de l'évènement, on considère la différence des temps d'arrivées des ondes P et S :

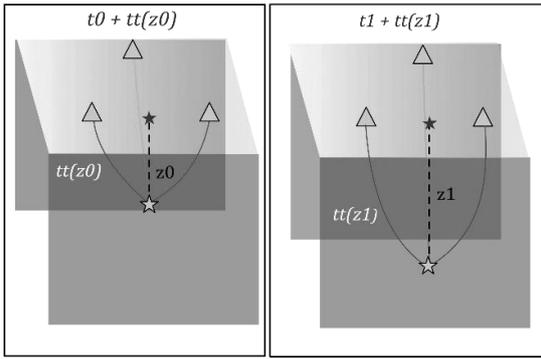


Figure II.1 : Schéma du trade-off entre profondeur et temps origine de l'évènement

$$t_S(i) - t_P(i) = (V_P/V_S - 1)(t_p(i) - t_0) \tag{Eq. 2}$$

La distance hypocentrale entre la source et la station i dépend, dans ce cas où V_p et V_s sont fixés et homogènes, linéairement des temps d'arrivées des ondes observés (Pujol, 2004) :

$$d_i = \frac{V_P}{V_P/V_S - 1} (t_S(i) - t_P(i)) \tag{Eq. 3}$$

La solution hypocentrale satisfait le système à trois équations correspondant à l'intersection des trois hémisphères centrés sur les trois stations et de rayons respectifs d_1, d_2 et d_3 tel que présenté par Milne années 1886 (Figure II.2).

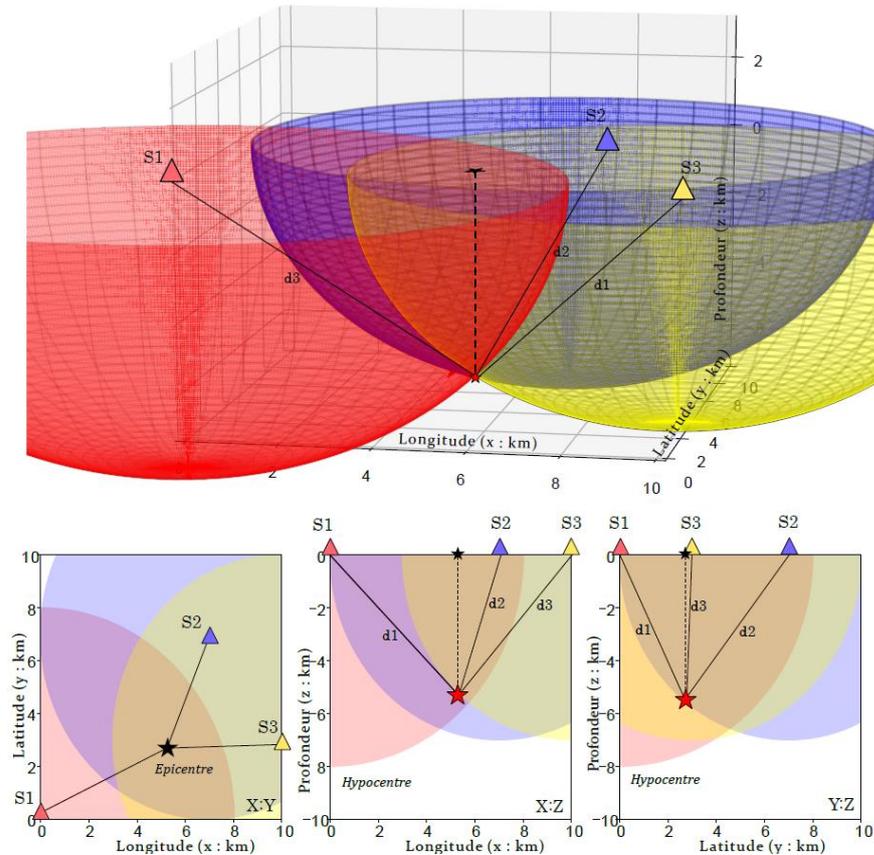


Figure II.2 : Présentation du problème de localisation à partir de trois stations par la méthode d'intersection des trois hémisphères (Milne., 1886) (top) Vue en trois dimensions ; (bottom) Projections 2D

- *Un problème intrinsèquement non linéaire*

Dans un cas réel, le modèle de vitesse que l'on notera $\frac{1}{u(x)}$ n'est pas homogène et le temps d'arrivée de l'onde produite par la source sismique $\{x_{source}, t_o\}$ à la station $x_{station}$, s'exprime sous la forme d'une intégration de la vitesse le long du trajet x du rai.

$$t_{arr} = t_o + \int_{x_{source}}^{x_{station}} u(x) ds \quad Eq. 4$$

Ce trajet x du rai peut-être modifié par une différence de localisation de la source ainsi que par une perturbation locale du modèle de vitesse qui changent tous deux l'estimation du temps de trajet des ondes (Husen and Hardebeck, 2010). L'estimation des temps de trajet des ondes varie de manière non-linéaire avec la localisation et le modèle de vitesse (Thurber, 1985). On considère en général la fonction g , non linéaire qui prédit les temps d'arrivées $T_{arr} = (t_{arr}^1, \dots, t_{arr}^N)$ à partir d'une hypothèse de localisation $m = (x, y, z, t)$.

$$T_{arr} = g(m) \quad Eq. 5$$

- *Résolution par minimisation d'une fonction coût*

Pour un grand nombre de stations, le problème de localisation est surdéterminé et les hémisphères ne s'intersectent pas en un seul point de l'espace car le modèle de vitesse utilisé pour la localisation ne représente jamais parfaitement la vraie vitesse des ondes dans le sol. Le système d'équations peut alors être résolu en cherchant la solution m minimisant l'erreur quadratique moyenne (RMS) entre temps d'arrivées observés et temps d'arrivées prédits par la méthode des moindres carrés :

$$RMS_{TOT}(m) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (t_{obs}(i) - t_{pred}(i, m))^2} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n RMS(i, m)^2} \quad Eq. 6$$

Si le modèle de vitesse est proche de la réalité et qu'il n'existe aucune erreur d'observation, la valeur de RMS est très proche de zéro. En réalité, cette valeur tourne autour de quelques dixièmes de secondes et permet de donner une approximation de l'incertitude de localisation (voir Chapitre II.1 partie 3).

B- Les grandes familles de techniques de localisation

Il existe plusieurs classes de méthodes permettant de déterminer la localisation hypocentrale d'un évènement en fonction (1) du référentiel spatio-temporel utilisé, (2) de l'inversion simultanée ou individuelle d'un grand nombre d'évènements et (3) de la méthode d'inversion.

D'une part, on parle de localisation absolue, lorsque la source sismique est relocalisée à partir d'un référentiel de coordonnées géographiques fixé (GCS, Geographic Coordinate System) et pour une base de temps fixée (UTC). A contrario, la localisation est dite relative si celle-ci est déterminée par rapport à un autre évènement possédant une localisation et un temps origine absolue de référence (Figure II.3). Dans le cadre de la localisation hypocentrale, cet évènement peut être un autre évènement sismique dont on connaît la localisation absolue (explosion) ou un évènement sismique dont la localisation est proche (Waldhauser and Ellsworth, 2000; Myers et al., 2007 ; Zhou., 1994).

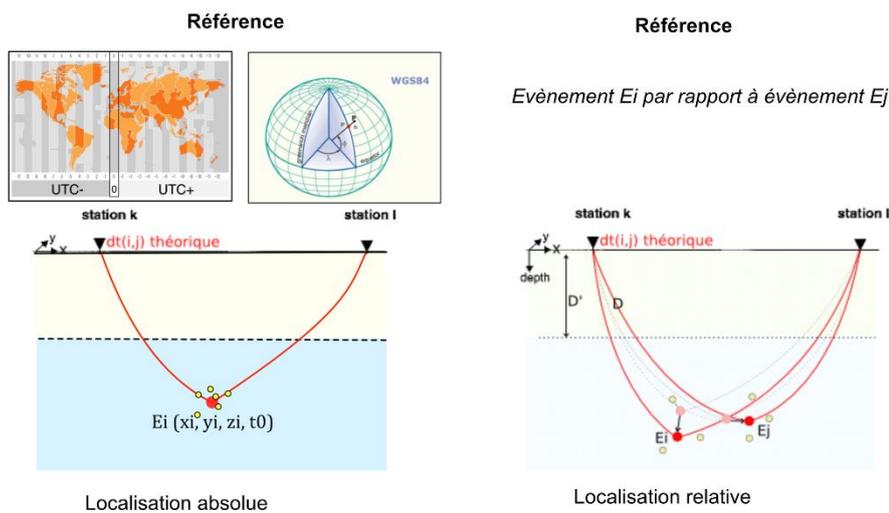


Figure II.3 : Comparaison des méthodes de localisations dites "absolue" et "relative"

D'une part, on peut localiser un évènement à la fois ou localiser tout un jeu d'évènements en même temps. De manière générale, les techniques de *localisations multiples* sont utilisées sur des essais et clusters sismiques. Une localisation peut alors être multiple et relative (Waldhauser and Ellsworth, 2000; Myers et al., 2007).

Finalement, il existe trois grandes familles de techniques d'inversion des temps de trajets : (a) les méthodes par itérations dites *linéarisées* (b) les méthodes de recherche directe non linéaires ou

stochastiques et (c) les méthodes dites *probabilistes*. Les fondamentaux mathématiques de ces trois grandes familles ont été établis au début du 20^{ème} siècle. De nombreux algorithmes ont été développés et continuent à être développés en suivant notamment l'évolution de la puissance de calcul des ordinateurs, afin de fournir des solutions plus ou moins stables et plus ou moins rapides. Le choix de l'algorithme de localisation ne sera pas le même dans le cadre d'une localisation routinière en observatoire, d'une localisation rapide pour l'alerte ou la discrimination entre séismes et explosions ou encore dans le cadre d'une analyse fine de la distribution d'essaims de séismes. La densité du réseau de stations et l'incertitude plus ou moins forte sur le modèle de vitesse local jouent également un rôle important dans le choix de l'algorithme adapté.

1.2 Revue des méthodes d'inversion

A- Méthodes déterministes par linéarisation

Les méthodes dites déterministes de localisation reposent sur la linéarisation du problème introduite par Geiger (Geiger, 1910). Ces méthodes s'appuient sur l'hypothèse d'une localisation initiale que l'on cherche à optimiser par itérations successives au regard du résidu moyen entre temps d'arrivées observés et temps d'arrivées prédits.

Le problème linéarisé revient à écrire l'équation (6) sous la forme :

$$\partial T = G \partial m \quad \text{Eq. 7}$$

Pour l'hypothèse de localisation $m = (x, y, z, t)$ et où $G_{i,j} = \frac{\partial g_i}{\partial m_j}$ est la matrice contenant les dérivées partielles des temps de trajet par rapport à l'hypothèse de localisation en considérant l'approximation linéaire de la fonction g par un développement de Taylor. $\partial T = RMS$ correspond au résidu moyen et ∂m au vecteur d'ajustement de la localisation pour l'itération considérée.

De manière générale, les méthodes par linéarisation permettent de faire converger rapidement le problème linéarisé sur un optimum de localisation correspondant à un unique point source. Les différents algorithmes effectuent cette recherche d'optimum par régression linéaire avec la méthode des moindres carrés (Geiger, 1910), par régression séquentielle multiple (Lee and Lahr, 1972), par inversion généralisée (Bratt and Bache, 1988), ou encore par décomposition en valeur singulière (SVD) (Lawson and Hanson., 1974 ; Klein., 2002; Bondar., 2011 ; Schweitzer, 2001).

Ces méthodes sont très sensibles à la localisation initiale et peinent à déterminer des incertitudes réalistes puisqu'elles n'explorent qu'une petite partie de l'espace des solutions (Evernden., 1969). De plus, dans le cas d'une hypothèse initiale trop éloignée de la localisation vraie, elles peuvent converger vers un optimum local malgré une mauvaise estimation de la localisation. (Buland., 1976; Husen et al., 2003; Arrowsmith et al., 2021).

- *Algorithmes*

Depuis les années 1970 et le développement des premières méthodes numériques, de nombreux algorithmes de localisation par linéarisation ont été développés pour faire de la localisation absolue : Hypo71 (Lee and Lahr, 1972) ; HypoEllipse (Lahr., 1999) ; LocSat (Bratt and Bache, 1988); HypoSat (Schweitzer, 2001) ; HypoInverse (Klein., 2002) ; LocGSE (e.g. Duverger et al., 2021) parmi d'autres. Ces algorithmes diffèrent par la méthode de détermination de l'optimum mais également par les affectations de poids aux observations. D'autres méthodes s'appuient sur ce même principe pour faire de la relocalisation relative comme l'algorithme HypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000).

Dans ce manuscrit, on présentera les localisations issues de l'algorithme Hypo71 qui permet notamment de donner un poids aux différentes phases observées en fonction de la qualité de l'observation (lorsqu'elle est renseignée), du type de phase considérée ou encore de la distance des stations.

B- Méthodes dites probabilistes

En pratique, même si la solution hypocentrale est communément représentée par un point source, plusieurs localisations sont probables. La solution complète du problème de localisation prend la forme d'une densité de probabilité à 4 dimensions (x_0, y_0, z_0, t_0) qui traduit l'ensemble des localisations possibles pour un évènement au vu des temps d'arrivées observés et de la méthode d'inversion utilisée. Le point source généralement obtenu à l'issue du processus de localisation correspond souvent à une solution optimale, équivalente au maximum de la densité de probabilité, minimisant la différence entre les temps d'arrivées observés et les temps d'arrivées prédits par le modèle de vitesse.

Les méthodes de localisation sont dites probabilistes lorsqu'elles s'attèlent à déterminer la probabilité de distribution complète de l'hypocentre, une densité de probabilité pour chacun des quatre paramètres recherchés. Cette densité de probabilité peut être estimée par une recherche globale de la localisation et peut également prendre en compte les connaissances a priori des erreurs

possibles sur le modèle de vitesse et des erreurs possibles sur les observations pour faire une détermination dite bayésienne de localisation comme l'algorithme BayesLoc (Tarantola and Valette, 1982; Lomax et al., 2000; Myers et al., 2007).

Les méthodes modernes de localisation considèrent maintenant des distributions de résidus affectées par des erreurs non gaussiennes et préfèrent minimiser la fonction de vraisemblance des résidus RMS :

$$L(X) = \exp \left[-\frac{1}{2} \sum_{i=1}^N \frac{(t_{obs}^i - t_{pred}^i)^2}{\sigma_i^2} \right] \quad Eq. 8$$

Où σ_i correspond à l'écart-type associé à l'incertitude sur les temps d'arrivées observés et prédits.

C- Méthodes directes stochastiques

Les méthodes de recherche directes ne passent pas par l'approximation linéaire de la fonction g et l'utilisation de ses dérivées partielles. Elles reposent sur une recherche globale dans l'espace des solutions défini par une grille en 3 dimensions, telle que décrit par Reid (1910), d'une solution avec un résidu minimal. Pour déterminer la localisation du grand séisme de San Francisco en 1906, Reid résout le problème direct en chaque point de sa grille en minimisant les résidus par la méthode des moindres carrés. Ces méthodes permettent de tenir compte plus facilement des hétérogénéités 3D du modèle de vitesse et peuvent devenir très coûteuses en temps de calcul avec l'augmentation de la taille et de la résolution de la grille.

L'exploration de la grille peut être réalisée par une démarche stochastique de type Monte-Carlo ou de manière optimisée en suivant la fonction de probabilité de la localisation en réduisant et affinant petit à petit la recherche autour de la densité de probabilité maximale : algorithme de Metropolis-Gibbs (Mosegaard and Tarantola, 1995) ou encore, échantillonnage Octree (Lomax and Curtis, 2001)(Fig.4). Ces différentes méthodes permettent d'explorer l'espace des solutions.

L'algorithme NonLinLoc propose ces différentes méthodes d'échantillonnages et est souvent utilisé pour s'affranchir des limites posées par la méthode de Geiger ou pour prendre en compte un modèle de vitesse 3D local.

D- Méthodes hybrides

Pour améliorer les méthodes d'inversion linéarisées qui sont très dépendantes de l'hypothèse initiale, la localisation initiale peut être estimée en amont de la linéarisation par l'utilisation d'un algorithme génétique ou un algorithme de voisinage (Sambridge and Kennett, 2001 ; Sambridge and Gallagher., 1993). C'est la solution proposée par l'algorithme ILoc, plus particulièrement adapté à la localisation hypocentrale à distance téléseismique, qui est utilisé de manière routinière dans les grands centres d'exploitation de données de type ISC et CSEM (Bondár and Storchak, 2011 ; Bondár., 2020). Iloc réalise dans un premier temps une recherche en grille dirigée par algorithme de voisinage, puis la recherche de la solution optimale autour de cette première localisation initiale par la méthode de Geiger. Il tente d'approcher une solution complète de la densité de probabilité en tenant compte d'erreurs de modélisation des temps de trajet.

E- Perspectives : autres grandes familles d'inversion

- *Inversions conjointes de la localisation et du modèle de vitesse*

Avec l'amélioration des méthodes numériques et des capacités de calcul, il est aujourd'hui possible de résoudre conjointement la localisation hypocentrale et les vitesses des ondes dans le milieu pour quelques points de l'espace dans le cas où on a un grand nombre de séismes et de stations (Pavlis and Booker., 1980 ; Spencer and Gubbins., 1980). La méthode (Joint Hypocentral Determination : JHD) développée en premier lieu par Douglas (1967) pour les téléseismes s'appuie sur la détermination de temps de corrections aux stations pour corriger les effets d'erreur de vitesse en champ proche et les erreurs potentielles sur les différents tracés de rais. Il existe plusieurs méthodes et algorithmes de détermination hypocentrale conjointe: Velest (Jordan and Sverdrup., 1981 ; Kissling et al., 1994; Pujol, 1996; Husen et al., 2011).

- *Inversions conjointes de la localisation et du mécanisme au foyer*

Au lieu d'utiliser uniquement l'information sur les temps d'arrivées des ondes, on peut tenir compte de la forme d'onde complète du signal reçu aux stations. L'inversion des formes d'ondes, proposé à l'origine par Gilbert and Dziewonski (1975), permet de retrouver à la fois les paramètres hypocentraux et l'ensemble du tenseur des moments caractérisant le mécanisme au foyer de l'évènement, c'est-à-dire la direction de la faille et le type de mouvement sur celle-ci. A distance régionale, l'inversion conjointe du mécanisme au foyer et de la localisation peut se faire par recherche guidée par un opérateur ou par recherche directe en tout point d'une grille (Figure II.4) (Weber., 2006 ; Menager et al., 2021).

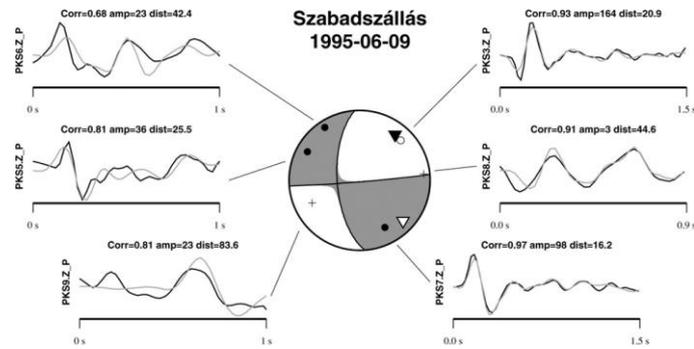


Figure II.4 : Présentation d'une méthode d'inversion des mécanismes au foyer et de la localisation par inversion des formes d'ondes issue de Weber et al., 2006.

1.3 Quelles erreurs de localisation ?

A- Les incertitudes des algorithmes de localisation

Comme le modèle de vitesse utilisé ne peut pas représenter parfaitement le modèle de vitesse des ondes dans le milieu, la localisation hypocentrale obtenue par inversion des ondes P et S ne correspond qu'à une localisation optimisée à laquelle on peut associer une incertitude. Comme décrit précédemment, cette localisation optimale est obtenue par minimisation d'une fonction coût, correspondant en général au résidu moyen des temps de trajet (RMS). En général, c'est la distribution des valeurs prises par cette fonction coût dans l'espace des solutions qui permet de caractériser l'incertitude de localisation (e.g. Husen and Hardebecq., 2010).

Dans le cas d'une méthode d'inversion par recherche en grille, la distribution des résidus est donnée en tout point de la grille et c'est le contour des valeurs de résidus qui donne l'incertitude. Ce contour peut avoir une forme complexe, non ellipsoïdale, car il dépend entre autre de la distribution des stations autour de la source. On considère en général, l'ellipse de confiance à 67%, 75%, 80% ou 90% de la distribution du résidu moyen. Les erreurs en latitude, longitude et profondeur données dans les catalogues de sismicité représentent alors les valeurs des semi-grand axes de l'ellipse de confiance à 3 dimensions lorsque celle-ci est projetée respectivement sur l'axe horizontal (XY) ou vertical (XZ). Dans le cas des méthodes d'inversion de type Geiger (1910), la distribution du RMS est échantillonnée en quelques points de l'espace et l'estimation de l'incertitude passe alors par le calcul de la dérivée de la fonction coût qui correspond à une approximation linéaire d'un ensemble d'équations non linéaires (Flinn et al., 1965 ; Evernden., 1969).

Ces techniques de détermination des incertitudes de localisations permettent de déterminer l'incertitude de localisation au premier ordre sans tenir compte de potentielles erreurs de mesure ou d'erreurs dans le modèle de vitesse, elles sont donc très largement sous-estimées. Dans les méthodes de localisation dites probabilistes, les erreurs de mesure ou les erreurs de modèles de vitesse, si elles sont connues en amont de l'inversion, peuvent être intégrées dans les fonctions en densité de probabilité (PDFs) en considérant des erreurs distribuées en loi gaussienne (Tarantola et Valette., 1982). Ces méthodes permettent d'obtenir une représentation complète des incertitudes de localisation contenant les connaissances à priori des erreurs d'observation et de modèles. Ces incertitudes probabilistes sont maintenant intégrées dans des algorithmes de localisation utilisant des techniques avancées de recherche en grille permettant d'intégrer cette dimension probabiliste sans considérablement augmenter les temps de calculs de l'inversion (Lomax et Curtis., 2001).

B- Apport des phases S

Depuis le début des années 2000, peu d'articles en sismologie ont discuté de l'influence des phases S sur l'estimation de la profondeur et cet apport est admis par tous mais rarement quantifié.

L'apport des phases S en champ proche pour mieux contraindre la profondeur a été essentiellement discuté dans les années 1980 (e.g. Urhammer., 1982 Ellsworth and Roecker., 1981 ; Gomberg et al., 1990) à travers l'établissement de lois empiriques qui sont encore largement admises aujourd'hui (Ross and Ben-zion., 2014 ; Ammon et al., 2020). Ces quelques « lois d'échelle » sont résumées dans l'article de Gomberg (1990) :

- Analytiquement, l'utilisation d'au moins une phase S_g observée à moins de 1,4 fois la profondeur hypocentrale permet d'estimer une profondeur avec une justesse de +/-1.5km (s'il n'y a pas d'erreur sur l'estimation du temps d'arrivée).
- L'utilisation des phases S permet d'obtenir une solution hypocentrale moins sensible aux erreurs d'un modèle de vitesse 1D.
- Moins la couverture azimutale du réseau de stations est bonne et plus l'estimation de la profondeur sera améliorée par l'observation d'une phase S en champ proche.
- Des erreurs systématiques de 0.2 secondes sur les temps d'arrivées des phases S peuvent dégrader de plusieurs kilomètres l'estimation de la profondeur tout en donnant l'impression d'améliorer sa précision en réduisant paradoxalement l'estimation de l'erreur verticale standard.

- Une observation de phase S en champ proche dont le temps d'arrivée est mal estimé de plusieurs dixièmes de secondes peut introduire une forte erreur sur l'estimation de la profondeur.

Cet apport des phases S dépend donc en grande partie de la justesse et de la précision des pointés mais également de la justesse du modèle de vitesse. D'autres études proposent que l'inversion des temps d'arrivées des phases S associée à des erreurs de détermination du rapport V_p/V_s pourrait introduire des erreurs de localisation hypocentrale plus importantes qu'une inversion des phases P uniquement (Maurer and Kradošfer., 1996). De plus, il a été proposé que l'utilisation d'un grand nombre de phases S à des stations distantes pourrait dégrader la localisation épacentrale par rapport à une localisation avec uniquement des phases P (e.g. Bondar et al., 2004 ; Font et al., 2013).

C- Observations erronées (et manque d'observations)

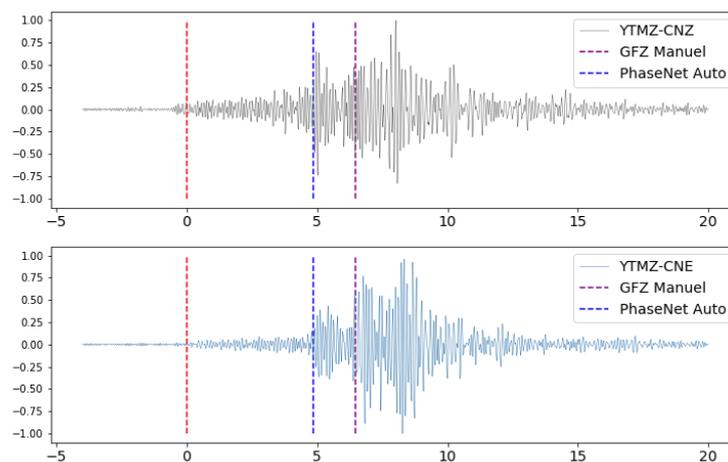


Figure II.5 : Exemple d'une mauvaise interprétation de la phase S dans le cas d'un signal sismique enregistré au cours de la crise sismique de Mayotte

L'arrivée d'une onde est caractérisée par un changement d'amplitude et de contenu fréquentiel dans le sismogramme (Figure II.5). Elle peut être détectée à l'œil nu par les analystes ou automatiquement par les méthodes de pointé automatiques. Le pointé manuel des analystes est encore aujourd'hui complémentaire des méthodes classiques de détection automatiques (AIC, STA/LTA, Kurtosis) pour écarter les fausses détections, affiner l'estimation précise du temps d'arrivée des ondes et éviter certaines erreurs de détections des signaux bruités ou des arrivées peu impulsives. Depuis les années 2000 et plus particulièrement ces cinq dernières années, de nombreuses méthodes de pointés automatiques basées sur le machine-learning et les réseaux de neurones cherchent à reproduire le discernement des analystes et avoisiner l'incertitude des pointés

manuels (Zhu and Beroza, 2019; Di Stefano et al., 2006). Comme il est long de pointer à nouveau manuellement tous les événements d'une base de données, certains instituts sismologiques font appel à des outils de détection automatiques permettant d'estimer à la fois le temps d'arrivée de la phase et son incertitude estimée d'après une calibration sur une base de pointés de haute qualité. L'algorithme Mannekenpicks (Alderson., 2004 ; Aldersons et al., 2009) a été appliqué en Italie : sur plus de 217 000 pointés de phases P entre 1988 et 2002, l'algorithme estime que 71658 pointés (soit 33%) ont une incertitude inférieure à 0.2s. Cette incertitude augmente largement pour des observations distantes (Chiarabba et al., 1996).

Dans ce manuscrit, je fais la différence entre (1) les erreurs d'interprétation de la phase et (2) l'incertitude autour du pointé (Figure II.5).

- Une erreur d'interprétation de la phase peut arriver dans certains contextes favorisant la présence de phases sismiques converties ou en présence d'un faible rapport signal sur bruit. Ces erreurs, de l'ordre de plusieurs dixièmes de secondes, sont très aléatoires et plus fréquentes dans des contextes géologiques complexes, en présence de fluides (séismes sous-marins, origine volcanique) ou de couches sédimentaires superficielles (Diehl et al., 2009 ; Husen et al., 2010). Pour les stations à moins de 60 km, l'identification de la première arrivée correspond à la phase directe P et n'est pas soumise à de telles erreurs d'interprétations. A partir de 60 km, la première arrivée correspond à la phase Pn et peut être facilement confondue avec la phase Pg qui arrivent quelques millisecondes plus tard. Les phases S sont par nature plus dures à identifier dans les signaux puisqu'elles apparaissent dans la coda de l'onde P et peuvent être confondues avec les phases converties P en S ou S en P (PS/SP) qui arrivent plusieurs dizaines de secondes avant (Diehl et al., 2009). Les arrivées des phases S sont plus facilement identifiables sur les composantes horizontales des capteurs.
- L'incertitude du pointé, peut quant à elle se définir par la différence d'interprétation de l'apparition de la phase quand celle-ci est identifiable dans le signal. Malgré des techniques de détections spécifiques (Diehl et al., 2012), un événement sismique analysé simultanément par plusieurs experts analystes peut être caractérisé par des temps d'arrivées observés sensiblement différents pour les ondes P et S, de l'ordre du dixième de seconde. Les incertitudes de pointés de phases sont des erreurs épistémiques, elles peuvent en théorie être estimées ou plutôt approximées par des études statistiques de larges bases de données bulletins de pointés (Zeiler et al., 2008). Dans la pratique, ces bases de données communes sont rares.

D- Erreurs de modélisation des temps de trajet

Aussi détaillé soit-il, le modèle de vitesse utilisé pour le calcul des temps de trajet est une approximation de la réalité. Dans les routines de localisation, le modèle de vitesse est en général à une dimension, représenté par des couches horizontales et souvent calibré à partir de méthodes d'imageries géophysiques (tomographies) ou à partir de temps de trajets observés pour des tirs de carrières dont on connaît la localisation. Ces modèles portent donc des incertitudes intrinsèques puisqu'ils ne prennent pas en compte les hétérogénéités locales de vitesses qui peuvent se produire d'un trajet de rai à un autre, d'une station à une autre (Billings et al., 1994 ; Kissling et al., 1994). Ces incertitudes sur le modèle de vitesse ont le plus d'influence sur la qualité de la localisation hypocentrale car elles peuvent générer des biais de localisation importants non pris en compte dans l'incertitude de localisation (e.g. Husen and Hardebeck., 2010 ; Maxwell., 2009).

- *Hétérogénéités spatiales et corrections aux stations*

Sur des jeux de données assez larges, la localisation répétée d'évènements localisés approximativement au même endroit à partir d'un modèle 1D peut mettre en évidence des résidus élevés systématiques correspondant à des délais des ondes à certaines stations pour lequel le modèle de vitesse s'écarterait du modèle réel (e.g. Husen et al., 2003 ; Maurer et al., 2010). Pour traduire la présence de ces hétérogénéités de vitesse, certaines études recommandent l'utilisation d'un modèle de vitesse 1D dit minimal auquel on rajoute des termes de corrections de temps de trajet aux stations. Cette méthode est aussi bien utilisée à distance régionale (e.g. Husen et al., 2011 ; Menichelli et al., 2022), qu'à distance téléseismique (e.g. Clearly and Hales., 1966; Engdahl et al., 1998). Ces corrections aux stations peuvent également être estimées par l'inversion conjointe du modèle et des paramètres hypocentraux (Kissling., 1988; Kissling et al., 1994,1995) ou être calculés dans un second temps, par comparaison entre la localisation absolue et la relocalisation relative des évènements (Lin and Shearer., 2005 ; Lomax and Savvaidis., 2022).

- *Modèles à 3 dimensions*

Les modèles à une dimension ne peuvent pas représenter par nature toutes les complexités et hétérogénéités de vitesses du milieu (Husen et al., 2011). De plus en plus de modèles à trois dimensions construits à partir de cartographies des vitesses des ondes (tomographies, fonction récepteurs) voient le jour afin de réduire les erreurs d'hétérogénéités spatiales créées par les modèles 1D (Wittlinger et al., 1993). Ces modèles introduisent une dimension supplémentaire de complexité pour estimer l'incertitude de localisation. Dans certains cas de figures, l'utilisation d'un modèle de vitesse 3D peut augmenter les biais de localisations des évènements peu contraints au

lieu de les réduire par rapport à la localisation obtenue avec un modèle de vitesse 1D minimal (Diehl et al., 2017; Diehl et al., 2021)

E- Contraintes apportées par la géométrie du réseau

La couverture azimutale des stations autour d'un évènement définit la capacité du réseau à apporter des observations complémentaires pour contraindre sa localisation épacentrale (Bai et al., 2006 ; Ellsworth and Roecker., 1981). Si la distribution azimutale des stations est trop réduite, par exemple pour un évènement en bordure nord d'un réseau, le jeu d'observation est trop similaire et les évènements peuvent plus facilement être tirés vers le Nord. On estime donc que les localisations les plus fiables sont donc celles qui sont contraintes par des réseaux denses bien distribués au-dessus et autour de la sismicité à distance régionale. Plus particulièrement, des critères de fiabilité à 5km sur la localisation épacentrale ont été identifiés à partir de simulations de Monte-Carlo (Bondar., 2004 ; Bondar and McLaughlin, 2009). La localisation épacentrale est dite « GT5 », déterminée avec une fiabilité de 5km ou moins pour un intervalle de confiance de 95% si le réseau est distribué tel que (Figure II.6) :

- Il y ait au moins 10 stations dans les 250 km autour de l'évènement (C1)
- Le gap azimutal primaire soit inférieur à 110° (C2)
- Le gap azimutal secondaire soit inférieur à 160° (C3)
- Il y ait au moins une station à moins de 30 km de l'épicentre (C4)

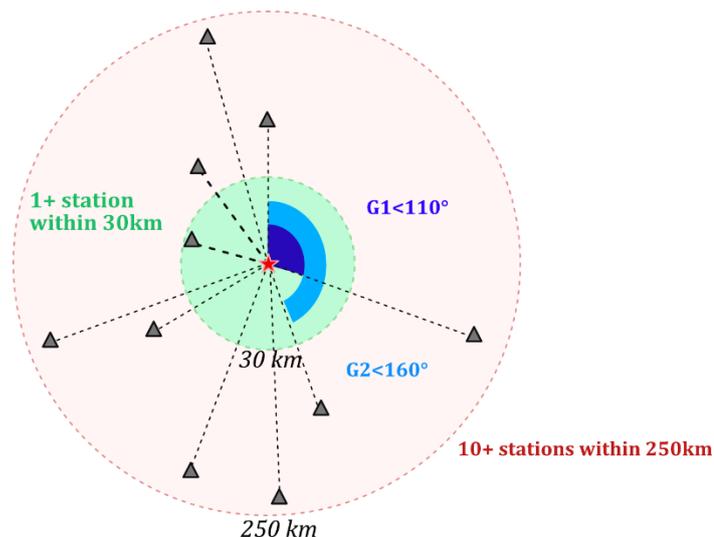


Figure II.6 : Présentation des critères GT définis par I. Bondar (2004) pour les séismes dits "locaux" (0-2°)

Cette nomenclature d'évènements dits « Ground truth » permet de créer des bases de données d'évènements avec des localisations épicentrales contraintes à 2.5km, 5km, 10km selon des critères respectifs. Les bases de données de GT sont notamment utiles pour faire de la localisation relative à partir d'un évènement contraint (« master ») ou encore pour déterminer les termes de correction aux stations et mieux tenir compte des hétérogénéités latérales du modèle de vitesse. Ces critères de fiabilité GT ne s'étendent pas à la fiabilité sur la détermination de la profondeur.

Il arrive aujourd'hui de s'appuyer sur ces critères de géométrie pour optimiser le design de futurs réseaux sismologiques temporaires (Toledo et al., 2020).

Partie 2.

Illustrations issues de travaux régionaux

भूमिकम्प

Bhumikampa : mot sanskrit désignant les tremblements de Terre.

Dans la littérature Hindu, l'occurrence des tremblements de terre est rapportée à différents récits de cosmogonie hindoue et aux actions de divers dieux : un bâillement du dieu Vishnu, le serpent Sheshnaag qui bouge sa tête sur laquelle la terre est posée (Rig Veda) ... (Subedi and Hetenyi., 2021)

Sommaire :

Introduction

2.1 La sismicité du Grand-Ouest Népal révèle des plats et des rampes le long du Grand Chevauchement Himalayen	49
A - Introduction (Français)	49
B - Seismicity in far-western Nepal reveals flats and ramps along the Main Himalayan Thrust	51
2.2 Mise en évidence des biais de localisations	68
A - Du réseau permanent népalais au réseau temporaire HiKNet	68
B - Comparaison des algorithmes de localisation	70
C - Quantification des erreurs de pointés	79
D – Quels effets du modèle de vitesse ?	84

Introduction

Ce chapitre présente des travaux effectués dans le cadre de ma thèse sur la localisation des séismes et la détermination de leurs profondeurs hypocentrales contraintes à distance régionale pour des applications en sismotectonique. Il apparaît qu'une caractérisation fine des incertitudes et des biais associés à la détermination de la localisation hypocentrale de la sismicité est nécessaire pour confronter au mieux sismicité et structures géologiques.

Dans un premier temps, je présente sous la forme d'une publication, l'analyse sismotectonique de la distribution spatio-temporelle de la sismicité réalisée dans la région du Grand-Ouest Népal. Je me sers ici de l'expérience sismologique HiKNet, qui a consisté à déployer un réseau temporaire de capteurs à trois composantes au-dessus des essaims de sismicité préalablement mis en évidence par le réseau permanent népalais, pour réaliser une première confrontation entre une la sismicité localisée en profondeur avec un réseau dédié / optimisé et les principales structures géologiques.

La deuxième sous-partie de cette section « Application » consiste à explorer les incertitudes de localisation hypocentrale à partir de travaux réalisés sur différents jeux de données. En particulier, j'illustre les biais de localisation issus (1) de la géométrie du réseau, (2) des algorithmes de localisations, (3) d'erreurs sur le modèle de vitesse et (4) d'estimation des incertitudes de pointés.

D'une part, je me sers des jeux de données Grand Ouest Népal pour mettre en évidence les biais important des localisations du réseau permanent en les confrontant à celles issues de l'expérience temporaire, supposées plus précises. Puis, j'explore les biais de localisation du réseau temporaire HiKNet lui-même, afin de questionner et affiner les interprétations réalisées dans l'article. Je présente ainsi une comparaison des localisations hypocentrales à partir des algorithmes de localisations Hypo71, NonlinLoc et iLoc présentés dans la partie précédente. Ces comparaisons mettent en avant des biais possibles (néanmoins limités) dans l'interprétation sismotectonique à partir des localisations provenant de ce réseau temporaire. Pour des réseaux moins denses, moins adaptés, la géométrie des essaims de sismicité et leur interprétation peuvent être encore plus difficile à résoudre. On illustre ce cas de figure moins favorable à travers le travail d'analyse d'une crise sismique localisée dans le Centre Ouest du Népal par le réseau permanent népalais. Dans un troisième temps, je présente une quantification de l'incertitude des pointés à travers un travail en collaboration avec Lise Retailleau du ReVoSiMa (Réseau de surveillance Volcanologique et Sismologique de Mayotte) sur la comparaison de bulletins de pointés réalisés par différents

instituts sur la crise sismique sous-marine à Mayotte en 2019. Pour finir les erreurs du modèle de vitesse sont appréhendées, en évaluant les différentes localisations qui seraient obtenues selon différents modèles de vitesses pour la crise sismique de Lamjung, donc, pour un réseau plutôt dense, ce qui permet d'isoler relativement bien l'effet des biais provenant du modèle de vitesse de ceux provenant des incertitudes de pointés et des algorithmes de localisation. Nous verrons dans le chapitre suivant cependant que de fortes interconnexions existent entre ces différents biais possibles et qu'il est préférable de les traiter ensemble.

2.1 La sismicité du Grand-Ouest Népal révèle des plats et des rampes le long du Grand Chevauchement Himalayen (Article)

A- Introduction en français

La plupart des systèmes en chevauchement des subductions continentales ou océaniques produisent de grands tremblements de terre générés par la libération de décennies d'accumulation de contraintes le long de la zone de transition fragile-ductile (e.g. Avouac, 2015 ; Bürgmann et al., 2005 ; Herman et al., 2018). Ces systèmes de failles actives produisent également fréquemment des tremblements de terre de magnitude faible à modérée, qui se produisent généralement à la limite profonde de la zone bloquée en période intersismique. Malgré des associations prometteuses entre essaims de tremblements de terre et bordure des segments fortement couplés (e.g. Holtkamp & Brudzinski, 2014), aucune relation simple n'existe entre la sismicité et le coefficient de couplage (e.g. Tichelaar & Ruff, 1993; Métois et al., 2016). Les petits tremblements de terre ont souvent été associés à des changements de contraintes ou à des transferts de fluides dans la croûte. Leur répartition est parfois influencée par des structures en profondeur : rampes bloquées, « réceptrices » de fortes variations de contraintes statiques, barrières ou conduits à fluides (e.g. Holtkamp & Brudzinski, 2014 ; Ross et al., 2020). L'étude des variations spatio-temporelles des séismes de faible magnitude est donc prometteuse pour caractériser la morphologie du système de failles, et d'autres paramètres contrôlant le comportement et l'extension de la rupture sismique (e.g. Qiu et al., 2016 ; Sippl et al., 2018).

Au Népal, le chevauchement principal Himalayen (MHT), limite des plaques Inde et Eurasie, est à l'origine à la fois de grands tremblements de terre dévastateurs peu fréquents rompant la zone verrouillée jusqu'à la surface, ainsi que d'une activité sismique permanente répartie d'Ouest en Est le long d'une ceinture de sismicité qui suit le front topographique himalayen (e.g. Pandey et al.,

1995; Cattin & Avouac., 2000; Bollinger et al., 2004; Ader et al., 2012). La densité de ces séismes locaux enregistrés sur le réseau sismologique népalais au cours des vingt années qui ont précédé le séisme de Gorkha 2015 (Mw 7.9), dépeint les variations latérales importantes de la sismicité (Figure 1). Des segments de la ceinture de sismicité sont marqués par des groupements denses de séismes, en particulier dans le centre et l'est du Népal tandis que d'autres, dans le centre ouest sont moins exprimés. Dans l'est du Népal, la sismicité est répartie sur une vaste zone, la région étant affectée à la fois par des séismes à profondeur mi-crustale localisés sur le MHT et des séismes profonds au sein même de la plaque en subduction (Monsalve et al., 2006). Dans l'extrême ouest du Népal, la sismicité à profondeur mi-crustale est divisée en segments décrivant deux ceintures sismiques denses dont l'extrémité nord reproduit la géographie de la topographie.

La ceinture de sismicité qui se développe à profondeur mi-crustale dans le centre du Népal coïncide avec la zone verrouillée du MHT (par exemple Bollinger et al., 2004 ; Ader et al., 2012) se localise au pied de la haute topographie et à proximité d'un changement de pendage de la faille (e.g. Pandey et al., 1995; Cattin & Avouac, 2000; Grandin et al., 2015).

Cette géométrie dite plat-rampe-plat du MHT a été déduite de la structure géologique et du soulèvement à long terme (e.g. Schelling & Arita, 1991; Lavé & Avouac, 2000; DeCelles et al., 2001; Robinson et al., 2006 ; Hubbard et al., 2016). Cette structure est difficile à résoudre latéralement par les imageries géophysiques, qui ont principalement documenté les décollements (plats) (Nabelek et al., 2009 ; Schulte-Pelkum et al., 2005). Cependant, les recherches multidisciplinaires menées après le séisme de Gorkha de 2015 Mw7,8 au Népal, impliquant des réseaux sismologiques denses, la géologie et la géodésie (e.g. Avouac., 2015 ; Grandin et al., 2015 ; Adhikari et al., 2015 ; Karplus et al. , 2020 ; Hubbard et al., 2016 ; Baillard et al., 2017 ; Bai et al., 2019 ; Kurashimo et al., 2019 ; Yamada et al., 2020 ; Mendoza et al., 2019) ont démontré la présence et le rôle des structures mi-crustales de type rampe qui contrôlent à la fois la rupture co-sismique et la distribution des répliques lors d'une crise sismique.

Les déploiements récents de réseaux sismologiques denses au-dessus des segments de failles actives fournissent une meilleure résolution sur la localisation hypocentrale des tremblements de terre, améliorant ainsi nos connaissances de relations éventuelles entre la sismicité et les structures (par exemple, Acton et al., 2011 ; Diehl et al., 2017 ; Hoste-Colomer et al., 2018).

Nous décrivons ici les caractéristiques du réseau Himalaya-Karnali (HiKNet), le premier réseau sismologique dense déployé entre 2014 et 2016 au-dessus de la sismicité de l'extrême ouest du Népal (Figure 1). Le but de cette expérience temporaire était de résoudre la distribution spatio-

temporelle des groupements d'évènements sismiques dans cette région où de multiples rampes sont suspectées et peuvent contrôler les ruptures cosismiques (e.g. Pandey et al., 1995 ; Harvey et al., 2015 ; Hoste-Colomer et al., 2018 ; Lindsey et al., 2018). Cet article complète notamment une précédente étude portant sur la première année d'acquisition (Hoste-Colomer et al., 2018). Nous passons en revue les procédures de localisation et complétons le catalogue des séismes qui comprend 4500 événements. Des localisations et des mécanismes focaux de haute qualité sont confrontés à des images géophysiques (Subedi et al., 2018) et à des coupes équilibrées (Robinson et al., 2006) afin de décrire le comportement de la sismicité et de mettre en évidence la relation entre les hétérogénéités latérales de sismicité et la géométrie des structures géologiques.

B- Article

Seismicity in far western Nepal reveals flats and ramps along the Main Himalayan Thrust

M. Laporte^{1,2}, L. Bollinger,¹ H. Lyon-Caen,² R. Hoste-Colomer,³ C. Duverger,¹ J. Letort,⁴ M. Riesner,¹ B. P. Koirala,⁵ M. Bhattarai,⁵ T. Kandel,⁵ C. Timsina⁵ and L. B. Adhikari⁵

¹CEA, DAM, DIF, F-91297 Arpajon, France. E-mail: marine.laporte@cea.fr

²Laboratoire de Géologie – CNRS UMR 8538, Ecole normale supérieure – PSL University, 75005 Paris, France

³French Geological Survey, Direction Risques et Prévention, 3, av. C. Guillemin, 45060 Orléans, France

⁴Observatoire Midi Pyrénées, IRAP, CNRS UMR 5277, Université Paul Sabatier, Toulouse, France

⁵Department of Mines and Geology, Nepalese National Earthquake Monitoring and Research Centre, Lainchaur, Kathmandu, Nepal

Accepted 2021 0. Received 2021 April 12; in original form 2020 December 14

SUMMARY

Unravelling relations between lateral variations of mid-crustal seismicity and the geometry of the Main Himalayan Thrust (MHT) system at depth is a key issue in seismotectonic studies of the Himalayan range. These relations can reveal along strike changes in the behaviour of the fault at depth related to fluids or the local ramp-flat geometry and more generally of the stress build-up along the fault. Some of these variations may control the rupture extension of intermediate, large or great earthquakes, the last of which dates back from 1505 CE in far western Nepal. The region is also associated to lateral spatio-temporal variations of the mid-crustal seismicity monitored by the Regional Seismic Network of Surkhet–Birendranagar. This network was supplemented between 2014 and 2016 by 15 temporary stations deployed above the main seismic clusters giving new potential to regional studies. Both absolute and relative locations together with focal mechanisms are determined to gain insight on the fault behaviour at depth. We find more than 4000 earthquakes within 5 and 20 km-depth clustered in three belts parallel to the front of the Himalayan range. Finest locations reveal close relationships between seismic clusters and fault segments at depth among which mid-crustal ramps and reactivated tectonic slivers. Our results support a geometry of the MHT involving several fault patches at depth separated by ramps and tear faults. This geometry most probably affects the pattern of the coseismic ruptures breaking partially or totally the locked fault zone as well as eventual along strike variations of seismic coupling during interseismic period.

Key words: Seismicity and tectonics; Seismic cycle; Crustal structure; Asia.

1 INTRODUCTION

Most of the continental or oceanic subductions megathrust systems produce large and great earthquakes resulting from the release of decades to centuries of stress build-up (e.g. Bürgmann *et al.* 2005; Avouac 2015; Herman *et al.* 2018). These active fault systems also frequently produce small and moderate size earthquakes, which generally occur along the downdip edge of the interseismic locked zone. Despite promising associations between earthquake swarms and reduced plate coupling (e.g. Holtkamp & Brudzinski 2014), no simple relations exist between the seismicity and the coupling coefficient (e.g. Tichelaar & Ruff 1993; Métois *et al.* 2016). However, small earthquakes are often related to stress or fluid transfer in the crust and their occurrence is influenced by structures at depth acting as potential receiver faults for stress build-up, barriers or conduits

(e.g. Holtkamp & Brudzinski 2014; Ross *et al.* 2020). The along strike and temporal variations of small earthquakes is therefore promising for determining the morphology of the fault system, a parameter controlling the behaviour and extension of the seismic rupture (e.g. Qiu *et al.* 2016; Sippl *et al.* 2018).

In Nepal, the Main Himalayan Thrust (MHT), the plate boundary fault between India and the Himalayas, produces infrequent large (M7) and great (M8+) devastating earthquakes rupturing the locked zone up to the surface. More frequently, the MHT produces as well mid-crustal seismic clusters organized in a belt of seismicity that roughly follows the Himalayan topographic front (e.g. Pandey *et al.* 1995; Cattin & Avouac 2000; Bollinger *et al.* 2004; Ader *et al.* 2012). The density of these local earthquakes recorded at the Nepalese seismological network during the 20 yr that preceded the 2015 M_w 7.9 Gorkha earthquake, depicts some significant

lateral variations of the mid-crustal seismicity (Fig. 1). Segments of the seismicity belt are marked by dense clusters, particularly in central and eastern Nepal while others, in mid-western Nepal, are less expressed. In eastern Nepal, the seismicity is distributed over a large area, the region being affected by both mid-crustal earthquakes on the MHT and deep earthquakes affecting the subducting plate (Monsalve *et al.* 2006). Finally, in far western Nepal, the mid-crustal seismicity is divided in segments outlining two dense seismic belts whose northern-end mimics the embayment of topography.

The belt of seismicity which develops at mid-crustal depths in central Nepal coincides with the downdip-end of a locked portion of the MHT (e.g. Bollinger *et al.* 2004; Ader *et al.* 2012) that falls in the vicinity of a mid-crustal ramp (e.g. Pandey *et al.* 1995; Cattin & Avouac 2000; Grandin *et al.* 2015).

Indeed, a flat-ramp-flat geometry of the MHT was deduced from the subsurface geology and long-term uplift (e.g. Schelling & Arita 1991; Lavé & Avouac 2000; DeCelles *et al.* 2001; Robinson *et al.* 2006; Hubbard *et al.* 2016). This structure is difficult to resolve along strike with geophysical images, which mainly documented the major flat decollements (Schulte-Pelkum *et al.* 2005; Nabelek *et al.* 2009). However, the multidisciplinary researches conducted after the 2015 M_w 7.8 Gorkha earthquake in Nepal, involving dense seismological arrays, geology and geodesy (e.g. Adhikari *et al.* 2015; Avouac 2015; Grandin *et al.* 2015; Hubbard *et al.* 2016; Bailard *et al.* 2017; Bai *et al.* 2019; Kurashimo *et al.* 2019; Mendoza *et al.* 2019; Karplus *et al.* 2020; Yamada *et al.* 2020, Wang *et al.* 2017) demonstrated the presence and the role of midcrustal structures that controlled both the coseismic rupture and the aftershocks distribution. Recent deployments of dense seismological networks elsewhere above active fault segments provide enhanced resolutions of earthquake hypocentres and the capacity to discuss eventual relations between the midcrustal seismicity and structures (e.g. Acton *et al.* 2011; Diehl *et al.* 2017; Hoste-Colomer *et al.* 2018).

Here we describe the characteristics of the Himalayan-Karnali Network (HiKNet), the first dense seismological network deployed between 2014 and 2016 above the seismicity of far western Nepal (Fig. 1). The goal of this temporary experiment was to resolve the spatiotemporal distribution of seismic clusters in this region where multiple ramps are suspected and may control the coseismic ruptures (e.g. Pandey *et al.* 1995; Harvey *et al.* 2015; Hoste-Colomer *et al.* 2018; Lindsey *et al.* 2018). This article specifically complements a previous study focused on the first year of acquisition (Hoste-Colomer *et al.* 2018). We review the location procedures and complement the catalogue of earthquakes which comprises 4500 events. High quality locations and focal mechanisms are confronted to geophysical imagery (Subedi *et al.* 2018) and balanced cross-sections (Robinson *et al.* 2006) in order to describe the behaviour of the seismicity and its lateral heterogeneities in relation with the geological structures.

2 DATA ACQUISITION AND METHODOLOGY

2.1 Data acquisition

Our analysis relies on 2-yr of data recovery from the temporary seismic experiment HiKNet (Himalayan-Karnali network) deployed in far western Nepal from November 2014 to September 2016. This temporary network of 15 seismographs has supplemented the permanent seismological network maintained by the Regional Seismic

Center (RSC) of Surkhet-Birendranagar. During the time of the experiment, the RSC network consisted of 8 short-period vertical seismometers and one 3-components broad-band seismometer (BHMN) sampling at 50 Hz and located several kilometers away from the seismicity (Hoste-Colomer *et al.* 2018). Due to the lack of horizontal components for picking *S*-wave arrivals, RSC computes epicentral locations of earthquakes fixing their depth at 2, 10, 25 or 50 km. The temporary network was composed by 3-components instruments including 8 broad-band seismometers and 7 short-period seismometers provided by the French mobile instruments RESIF-SISMOB. All stations were associated with a digitizer sampling at 100 Hz connected to a Global Positioning System antenna for real-time synchronization (Table S1).

The temporary network was designed to record far western Nepal seismicity. Temporary stations have been installed above three seismic belts referred hereafter as the Bajhang (BAJ), North-Karnali (NK) and South-Karnali (SK) seismic belts (Fig. 1). They allow to extend the regional network to the north and to improve its capacity at determining accurate hypocentral locations for regional seismicity. Inter-stations distances were defined in accordance with the expected depth of the seismicity from 10 to 20 km (Hoste-Colomer *et al.* 2018).

The network capacity to record earthquakes could also be affected by the increase of high frequency seismic noise during monsoon periods, due to rivers and landslides (e.g. Burtin *et al.* 2007; Burtin *et al.* 2009). Out of the 24 seismological instruments, 9 were off during the 2015 monsoon, resulting in a lower number of located earthquakes between May and September 2015 (Fig. 2). During the second half of the experiment, only two stations (GH25 and KS11) had recording problems. Raw seismic data from HiKNet stations are in open access through RESIF web-service (<https://doi.org/10.15778/RESIF.ZO2014>).

2.2 Earthquake location and quality assessment

Earthquakes are located following: (1) an automatic detection and preliminary method using Seiscomp3 monitoring software (Weber *et al.* 2007); (2) an Hypo71 location (Lee & Lahr 1972) after manually reviewing and weighting phase arrivals and (3) a relative relocation using the double difference HypoDD approach (Waldhauser & Ellsworth 2000) on the phase picks.

Automatic detections are first performed through the Seiscomp3 software following the workflow used in Hoste-Colomer *et al.* 2018. A trigger STA/LTA with respective windows of 1 and 10 s is used for automatic detections of *P* onsets. *S* onsets are detected within a 20 s window after the onset of each *P*-wave arrivals with the same trigger ratios. Both *P* and *S* detections are refined according to the Akaike's Information Criterion (AIC) filter (Akaike 2011).

Since time-arrivals biases and false detections are expected to be introduced by the automatic procedure, we refined manually every onset of *P* and *S* phase arrivals. False arrivals generated by high seismic noise, teleseismic events and earthquakes from the Gorkha aftershocks sequence are discarded during this step. Out of 12 700 events detected automatically, 6590 events were located outside the network (80.3–82.5°E/28.3–30.2°N) and 1615 were false detections or events described by loose association of picks. Weighting picks observations is the most common way to reduce uncertainties on measurement of arrival times (Buland 1976). The manually picked phases are weighted following the Hypo71 nomenclature, between 0 (high quality) and 3 (high uncertainty) according to our assessment of uncertainty on phase arrivals.

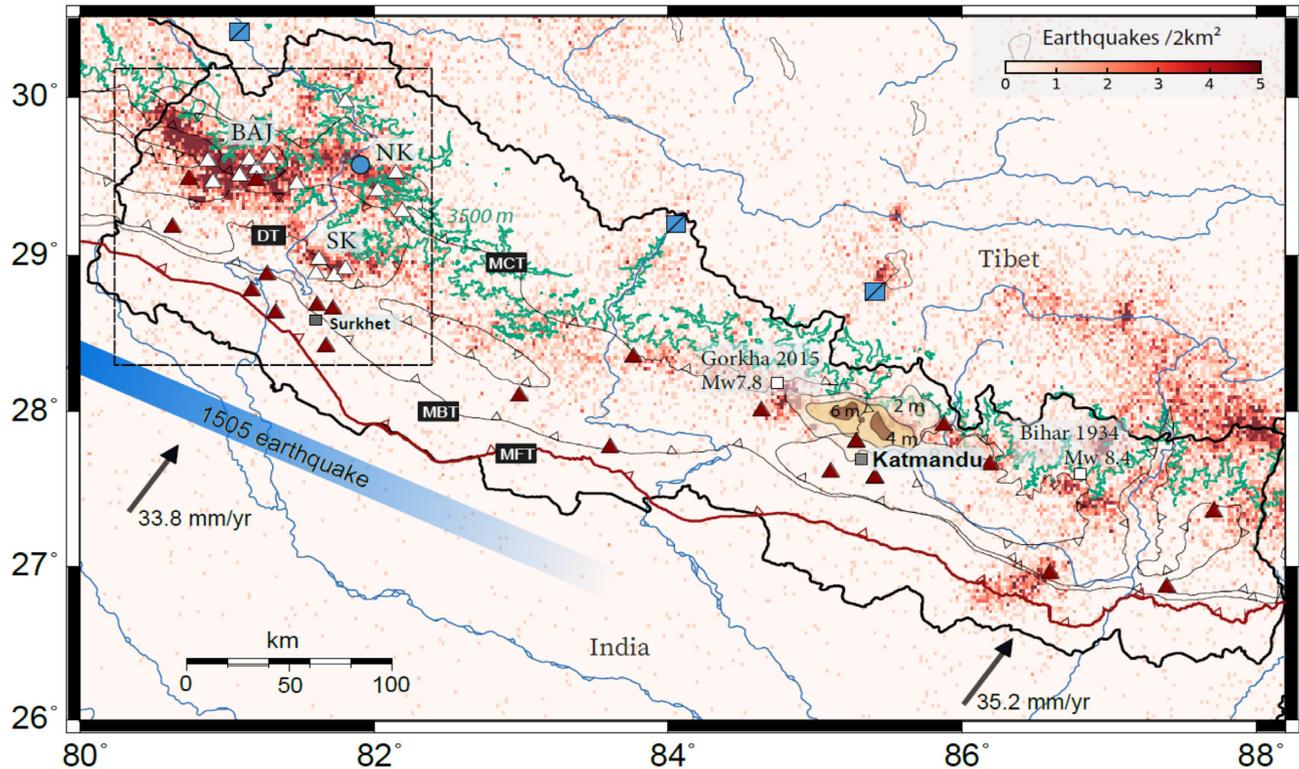


Figure 1. Density of earthquakes per 2 km^2 recorded by the national and regional Nepalese seismological centres from 1994 to 2014. Main thrust faults and tectonic features are represented: the Main Frontal Thrust as a bold red line and secondary thrusts faults as black lines upfront. Main Himalayan Rivers are in blue and the iso-altitude 3500 m in green. The blue bar locates the suspected extension of the great 1505 earthquake (Bilham *et al.* 2001). Blue squares locate the location of three prime witnesses of the 1505 event consequence (Bollinger *et al.* 2014) and the blue circle locates the Rara lake where turbidites associated to the 1505 earthquake have been recently evidenced (Ghazoui *et al.* 2019). Red and white triangles represent the permanent RSC and temporary HIKNET seismological networks, respectively. White squares correspond to epicentres of the largest instrumental earthquakes from the last century. Velocity and direction of the Indian plate displacement are also represented as black arrows (Bettinelli *et al.* 2006). Isocontours of the 2015 Gorkha earthquake coseismic slip are also added north of Kathmandu (Grandin *et al.* 2015). Faults: MFT = Main Frontal Thrust, MBT = Main Boundary Thrust, MCT = Main Central Thrust, DT = Dadeldhura klippe. Zones of interests: NK = North Karnali, SK = South Karnali, BAJ = Bajhang.

Locations are performed through Hypo71 algorithm (Lee & Lahr 1972) taking into account a regional velocity model (Pandey 1985). The uncertainties on the hypocentral locations due to the velocity model are reduced by weighting the picks as a function of the epicentral distance. This location procedure gives a final robust catalogue of 4447 events.

The three layers velocity model constrained by Pandey (1985) for central Nepal has been considered appropriate for far western Nepal, following a VELEST (Kissling *et al.* 1995) joint inversion of 1-D-velocity model and hypocentral parameters from 340 earthquakes recorded by the HiKNet network (Benoit 2016).

Empirically, events with horizontal and vertical standard errors lower than 2 km, absolute traveltimes residual lower than 0.4 s and having at least 6 P-picks and 3 S-picks are considered as high-quality events (Figs 3A–E). 2302 events (52 per cent of the whole catalogue) satisfy these selection criteria, most of them are clustered inside the three distinct zones BAJ, NK and SK.

We compared this catalogue of ‘best located hypocentres’ with the seismic catalogue produced by the seismic analysts working on the permanent RSC network. 1050 events were common to both catalogues. We find an average epicentral offset of 7 km inside the three zones well-covered by temporary stations, the larger the distance, the larger the offset. In addition, an azimuthal bias in RSC locations varying between N315E and N045E from west to east is highlighted (Fig. S1).

In order to refine the relative location of earthquakes within the clusters, we applied the double difference location algorithm HypoDD (Waldhauser & Ellsworth 2000) on high quality events. The double difference method uses traveltimes differences between pairs of events estimated from the catalogue of manual picks.

We find an optimal setting of events pairing by fixing a maximum distance of 100 km between a pair of events and a station, 10 km between events constituting a pair. Each pair is defined by a maximum number of 10 neighbors per event, a minimum of 8 links and 8 phase’s observations. From 2302 high quality events composed of 40 303 phases, we found 123 031 pairs of *P* phases and 74 768 pairs of *S*-phases constituting 15 160 pairs of events with an average number of 12 links and an average offset between event’s pairs of 2.2 km.

The double difference relocation process follows a three round iteration, beginning with five iterations considering only differences in *P*-phases arrival times, and then five iterations considering both *P*-phases and *S*-phases arrivals. Finally, the last round is composed of ten iterations with both phases but we add a threshold of 8 ms between relative differences and a maximum distance of 6 km between pairs. Since we have a large data set, the least square solution is computed from the conjugate gradient routine of HypoDD (Waldhauser & Ellsworth 2000). From the selection of 147 029 pairs of *P* and *S* phases, we get relative locations of 2151 events.

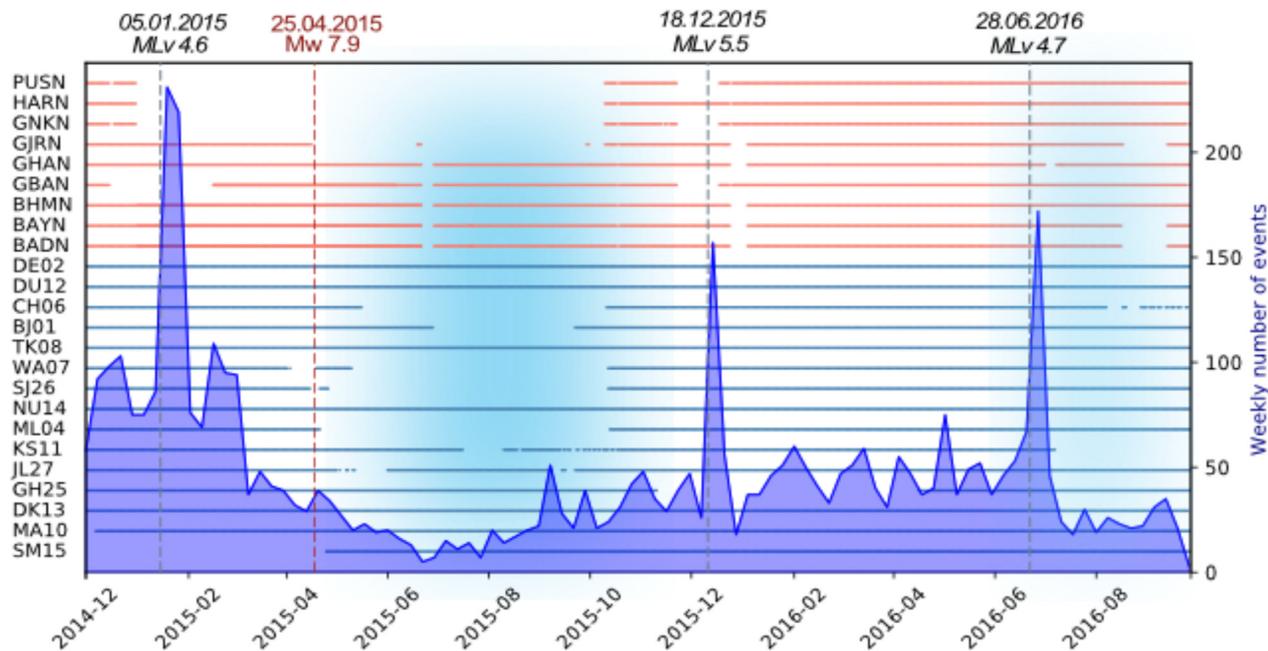


Figure 2. Data availability of HiKNet temporary stations (Network ZO) and RSC permanent stations (Network N) from December 2014 to November 2016 represented as blue and red horizontal lines, respectively. Time-distribution of earthquakes is represented as the dark-blue curve. Periods of monsoon are represented as blue shaded time-spans.

Full catalogues of absolute and relative relocations are provided in digital form in the Supplementary Data materials.

2.3 Magnitude determination and analysis

A local magnitude M_{L_V} is evaluated at each station from the maximum amplitude of the vertical component in a time window around the P arrival and taking into account the widely used attenuation function defined for California by Richter (1935).

M_{L_V} can then be converted into the local magnitude M_L determined by the Nepalese analysts (Fig. S2), following:

$$M_L = 0.87M_{L_V} + 0.92 \quad (1)$$

The two magnitudes are offset by 0.7 on average (Fig. S3). The magnitude of completeness M_c for the catalogue of events that occurred below the network during the entire time span of the regional experiment is estimated at M_{L_V} 1.3. The b -value is estimated at 0.77 ± 0.02 (Fig. 4b). For the same time span, the magnitude of completeness of the RSC network is estimated at M_{L_V} 1.8 with a b -value of 0.76 ± 0.02 (Fig. 4a).

Moment magnitudes M_w used for the cumulative moment determination were obtained using the SourceSpec algorithm (Satriano 2020). The algorithm inverts the S -wave displacement spectra which are modelled as the product of a source term considering a Brune model and a propagation term considering a geometric and anelastic attenuation of the body waves. The seismic moment, the corner frequency and the attenuation are considered as unknown parameters in the inversion and iterated following a Levenberg–Marquardt algorithm. The relation between M_w and M_{L_V} depicts a break in slope that we compare to the three-step scaling relation proposed for Switzerland (Goertz-Allman *et al.* 2011, Fig. S4). This scaling relation in three steps was proposed in order to

compensate for a probable bias in M_{L_V} determination for smaller magnitudes.

2.4 Focal mechanisms

We selected nine moderate-size earthquakes ($M_{L_V} \geq 3.5$) with high quality locations and a minimum of eight polarities from the P -wave first arrivals, covering the whole focal sphere.

Three of these events belong to the seismic sequence of the 26 June 2016 M_{L_V} 4.7 earthquake, a sequence for which we estimate one additional focal mechanism associated to an event of magnitude M_{L_V} 3.1 with high quality location and impulsive polarities. To complete our study, we use a solution from the GCMT database for the 18 December 2015 earthquake of magnitude M_{L_V} 5.5 (Dziewonowski *et al.* 1981; Ekström *et al.* 2012) since our stations were too far from the hypocentre to constrain properly the focal sphere.

We assign to each polarity a weight from 0 to 4 depending on first-hand level of confidence, 0 corresponding to a clear and impulsive first motion, 1 to a clear however emergent first-motion and then increasing with the decrease in confidence.

PPFIT program (Reasenber 1985) determines the best double couple fault plane solution from each set of weighted first motion polarities (Table 1). This grid-search algorithm, scanning the focal mechanism parameters (strike, dip and rake), finds the optimal fit between the observed and computed polarities, considering manual weights from polarity confidence and giving a greater weight for observations near the nodal planes. Eventually, the program proposes alternative solutions corresponding to local minima in the misfit function.

We chose to use first motion polarities in regards to the rather small sizes of the seismic sources (M_{L_V} from 3.2 to 4.7 or M_w below 4.2). A regional inversion of these focal mechanisms requires modelling the long-period regional waveforms in a relatively high

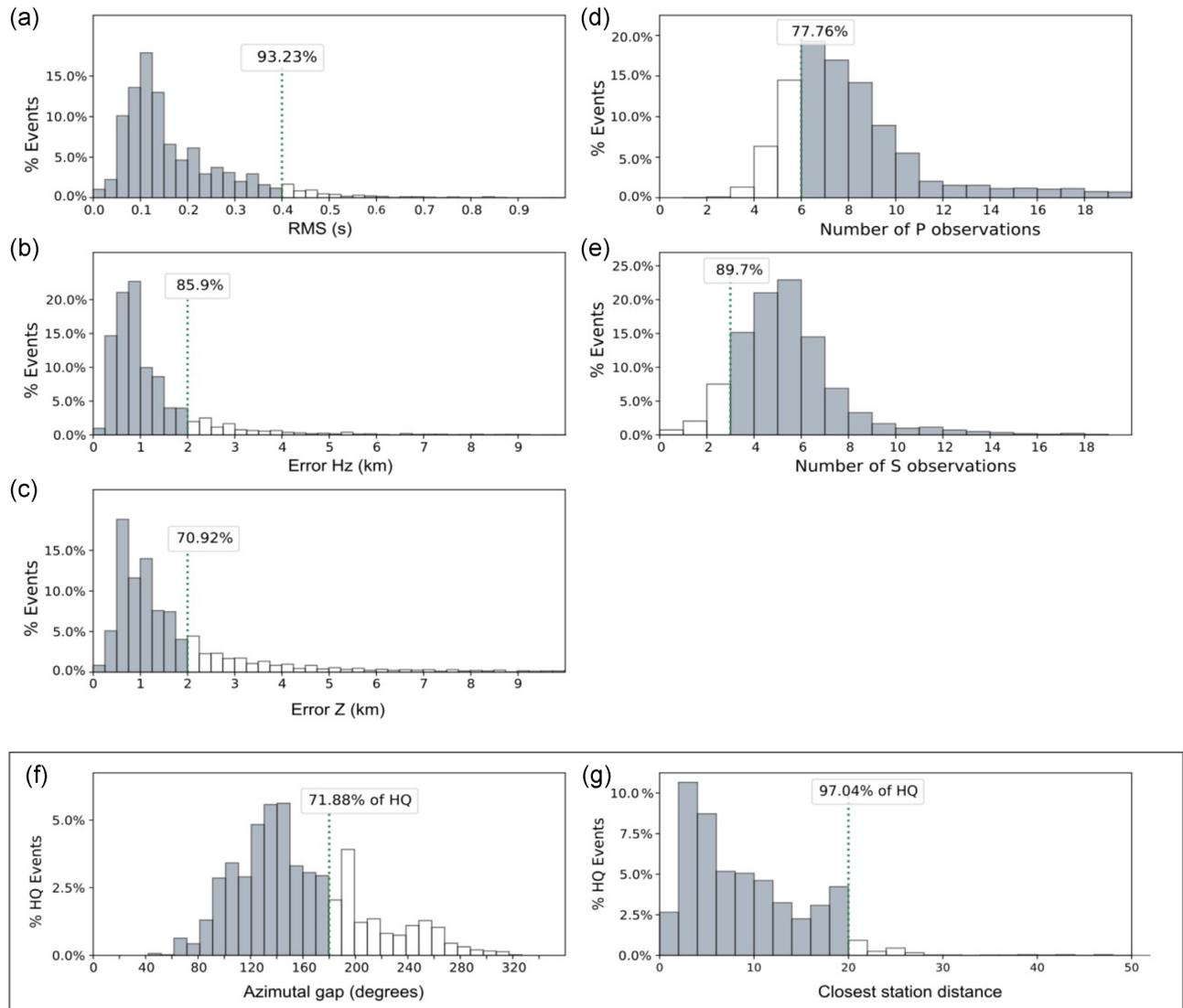


Figure 3. Percentage of events according to different parameters estimated/used from the location procedure. Green dotted lines correspond to quality thresholds fixed from literature (Bondar *et al.* 2004; Hoste-Colomer *et al.* 2018) and associated percentage of events validated by the threshold. (a)–(e) Selection criteria for high quality hypocentral locations. On the left, from top to bottom: (a) root mean square error of time residuals (in seconds); (b–c) horizontal and vertical errors associated to earthquake location. On the right, (d–e) the number of *P* and *S* observations per event. (f–g) Criteria used for qualifying the precision of high quality events. (f) Azimuthal gap of station observations. (g) Closest station distance from the final epicentral source.

frequency band (above 0.1 Hz). The application of this alternative method would also raise additional uncertainties coming from the heterogeneities of the elastic medium and the local topography (Guilhem *et al.* 2014). We favor the focal plane either dipping toward the Himalayan range or consistent with the geometry of the local seismic cluster associated to the main shock (See Fig. 5 or next section for further discussion).

3 RESULTS

The 2 yr of seismicity recorded by HiKNet reveals a seismicity pattern similar at the first order to the pattern revealed by 20 yr of RSC observations (Figs 1 and 5). Indeed, the epicentres are organized in three main seismic belts including several seismic clusters (Figs 1 and 5). The temporary experiment offers the opportunity to determine their hypocentral depths with an improved accuracy. Most events occur at midcrustal depths, 88 per cent of the hypocentres

are comprised between 5 and 20 km below the free topographical surface. This seismicity gently deepens towards north (Fig. 5). We divide the region in two 100-km-long sectors, west and east of AA'. The western sector comprises one wide seismic branch composed of many clusters of pluri-kilometric extent. On the eastern sector, the seismicity splits into two belts composed of a few clusters, parallel to the Himalayan front and separated by a zone of 40 km devoid of any event (Fig. 5).

Most fault plane solutions indicate reverse faulting (Fig. 5) with *P*-axis generally perpendicular to the Himalayan range.

3.1 Western sector

The westernmost and widest belt of Bajhang begins 65 km north of the Main Frontal Thrust (Fig. 5). Seismicity scatters northward for another 60 km until disappearing at the edge of the Himalayan front. From the 2627 earthquakes localized in that area, 60 per cent

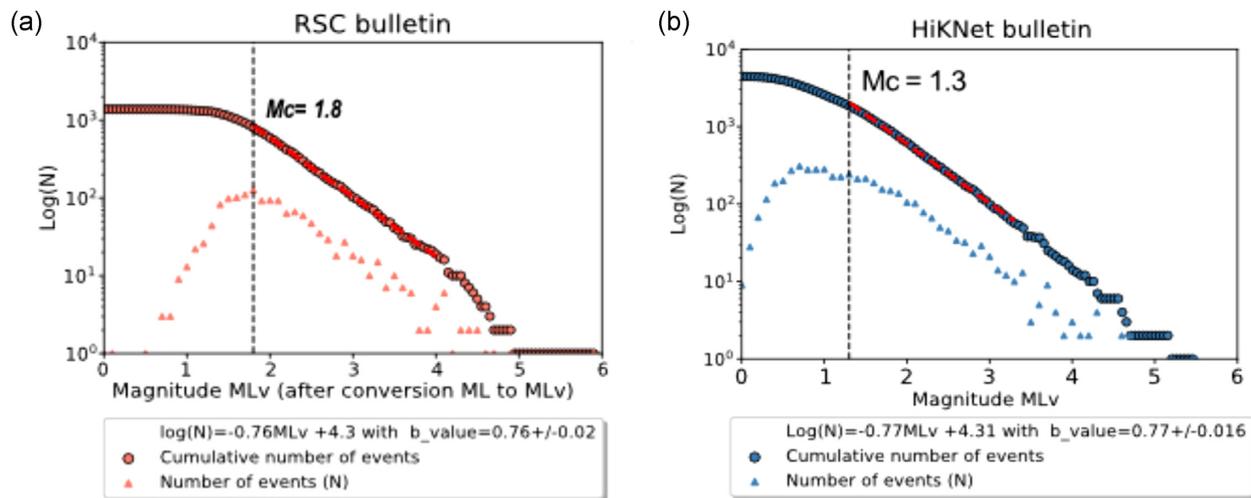


Figure 4. Frequency–magnitude distribution of (a) RSC and (b) HiKNet catalogues. Completeness magnitude of RSC and HiKNet catalogues is estimated at 1.8 and 1.3, respectively.

Table 1. Fault plane parameters for 11 micro to moderate-size earthquakes. Azimuth, dip and rake of the principal and secondary fault planes are deduced from FPFIT solutions constrained by polarities of the P-wave first arrivals at the exception of the 18/12/15 earthquake which source parameters come from the Global Centroid Moment Tensor (gCMT) Database. See Fig. 5 and Table S2 and Fig. S5.

Number	Date	Time	MLv	Long (°)	Lat (°)	Depth (km)	Primary fault plane			Secondary fault plane		
							Azimuth	Dip	Rake	Azimuth	Dip	Rake
1	11/12/14	3:11	3,7	81.0393	29.5938	13,6	260	60	109	45	35	60
2	28/12/14	18:23	3,7	81.0535	29.5205	16,6	226	38	43	100	65	120
3.A	5/1/15	19:41	4,6	81.6727	28.968	13,9	310	70	0	40	90	-160
3.B	5/1/15	19:41	4,6	81.6727	28.968	13,9	325	30	180	180	60	110
4	22/1/15	3:42	4,0	81.0298	29.3422	14,3	284	31	107	85	60	80
5.A	22/11/15	17:44	3,7	81.4565	29.2454	19,0	290	20	90	110	70	90
5.B	22/11/15	17:44	3,7	81.4565	29.2454	19,0	315	50	180	45	90	40
6	18/12/15	22:16	5,5	81.621	29.3382	17,6	314	34	118	102	60	72
7	4/5/16	5:31	3,7	81.7847	29.3007	15,0	25	15	180	115	90	75
8	29/6/16	9:10	4,7	81.243	29.5183	18,7	299	52	117	80	45	60
9	29/6/16	9:27	4,0	81.2423	29.5078	15,4	264	32	54	125	65	110
10	29/6/16	9:33	3,1	81.2308	29.5308	20,1	244	64	66	110	35	130
11	2/7/16	0:23	4,2	81.2328	29.5223	18,6	277	56	113	60	40	60

have high quality locations, the magnitude of completeness falls to 0.8 (M_{L_v}) in the centre of this area. A large number of events are localized within seismic clusters. Hereafter, we focus on four of the largest clusters, named W1 to 4 (Fig. 6).

(i) Cluster W1 is a seismic sequence of 197 events beginning on 29 June 2016 with an earthquake of magnitude M_{L_v} 4.8 (Fig. S6). The crisis lasted for 12 d with two peaks of activity on the first and the fourth day due to an M_{L_v} 4.2 earthquake reviving the crisis on 1 July. The seismicity develops at short distance from CH06 and BAYN stations (respectively at 5 and 7 km, Fig. 6) depicting no line nor planes but a rather diffuse cluster developing one 8 km²-large area. Hypocentral depths fall between 16 and 21 km. W1 presents a good azimuthal coverage. Eleven high quality events of magnitude $M_{L_v} \geq 3$ were located allowing us to accurately constrain four focal mechanisms for the main shock and the main aftershocks (F8–F11 in Fig. 6 and Table 1). The focal solutions present a *P*-axis direction perpendicular to the mountain range, with a strike varying between N240° and 300° and a dip larger than 35°.

(ii) Cluster W2 consists of a sequence of 287 events with mostly low magnitudes ($M_{L_v} \leq 2$) beginning on 9 December 2014 and lasting for approximately 80 d (Fig. S7). The event M_{L_v} 3.7 is an

exception in terms of magnitudes and occurs 20 d after the beginning of the crisis on 29 December 2014. For this event, we get the focal mechanism F2 (Fig. 6 and Table 1) and we favor the northward dipping solution which presents an oblique N226° strike. 33 additional events occurred few months later within W2. Events are clustered at an average depth of 15 km \pm 1 along a N110° 3-km-long segment at 5 km from the closest station (ML04).

(iii) A smaller cluster of 47 events (W3) develops 20 km eastward. It was active during the same period beginning on 8 December 2014 and lasting approximately 80 d through short bursts of seismicity (Fig. S8). Similarly to W2, W3 includes 10 additional events beginning in November 2015 after a quiescence of a few months.

(iv) W4 corresponds to a major sequence of 430 events following a main shock of magnitude M_{L_v} 4.0 on 22 January 2015 (Fig. S9). The focal mechanism of the main shock (F4 on Fig. 6 and Table 1) displays a northward dipping plane at 31° which is also the plane the most coherent with the cluster geometry obtained with Hypo71 and HypoDD. 75 per cent of the cluster activity occurred within 8 d after the main event with two peaks of activity on the first and the 5th day, the second peak resulting from an aftershock of magnitude M_{L_v} 3.4 on 26 January 2015. Earthquakes fall along a 7.5-km-long N150° segment at an average depth of 14 km.

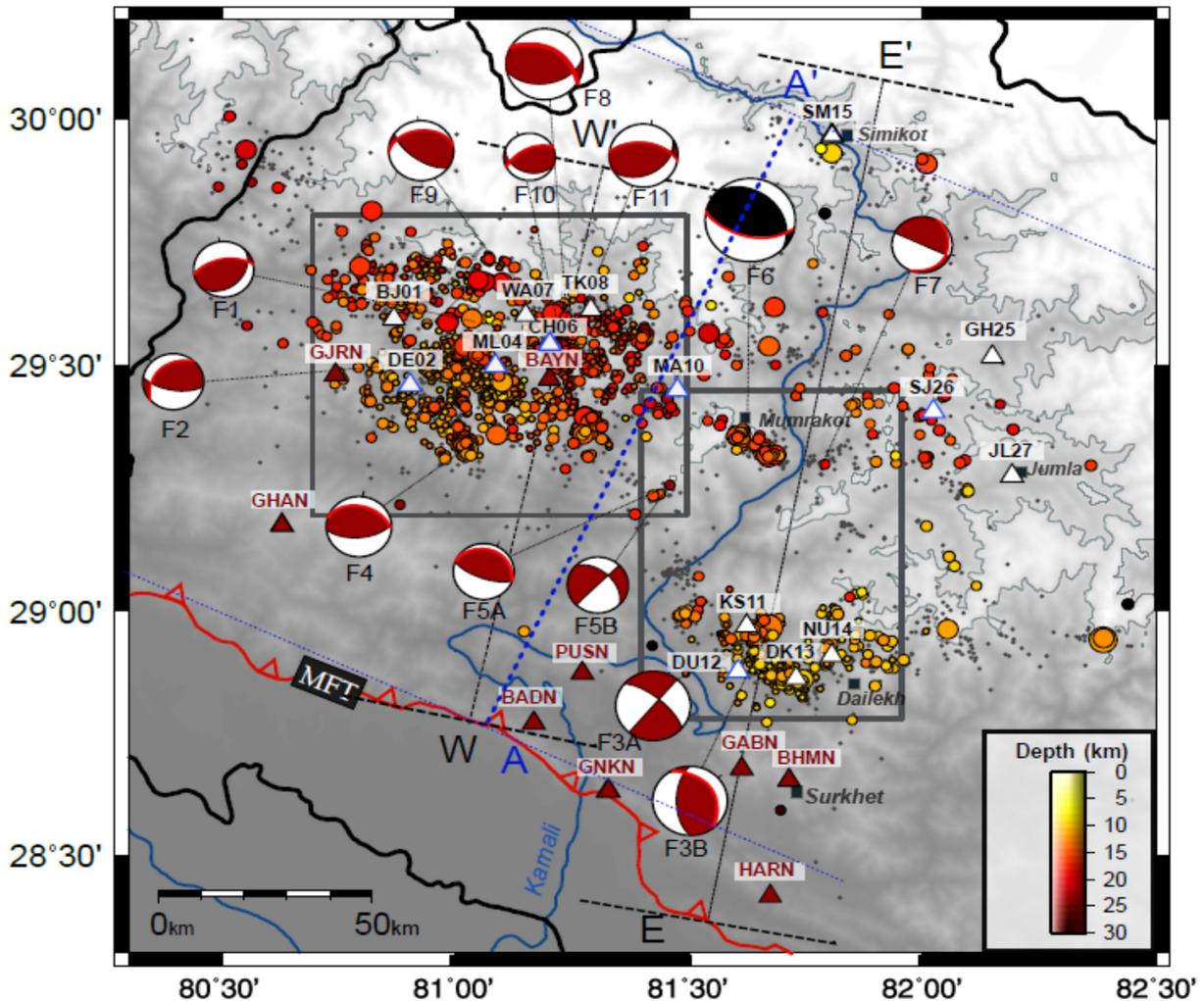


Figure 5. Seismicity recorded by HiKNet experiment between 2014 and 2016. High-quality hypocentral locations (see text) are represented as coloured circles. Size and colour depend respectively on magnitude and focal depth. Background seismicity represented in grey corresponds to the rest of HiKNet data set with fewer constraints on hypocentral locations. RSC permanent stations are red triangles, HiKNet stations are white triangles including LE3D5S with blue contours and CMG40 with black contours. Focal mechanisms estimated from FPFIT are represented in red and the focal mechanism from GCMT catalogue is black. The nodal plane which is most consistent with the tectonic context and/or the cluster geometry is underlined in red. Respective tag numbers refers to the Table 1. White zones embodied by a grey contour emphasize areas of high-topography above the iso-altitude 3500 m.

3.2 Eastern sector

At the longitude of the Karnali River (81.5–81.9°E), the two belts of seismicity are located 60 and 105 km north of the Main Frontal Thrust (MFT), respectively (Fig. 7).

The northern seismic belt is outlined by the manifestation of one seismic sequence along its southern edge but the RSC long-term catalogue suggests a larger spread of the seismicity from the south border (29.3°) up to the topographic front at 180 km from the MFT (29.8°, Fig. 1).

(i) Cluster E1 of the northern seismic belt is composed of 204 events (Fig. 7 and S10). Since the closest stations are found at approximately 20 km west (MA10) and 40 km east (SJ26), only 21 per cent of earthquakes locations are characterized as high-quality. The cluster extends over a 17-km-long and 7-km-large area, oriented on a N115° straight line similarly to the trend of the southern Karnali seismic belt (Fig. 7). E1 is a seismic sequence beginning on 18 December 2015 after a main shock of M_{L_v} 5.5, the largest event recorded by the network. The Global Centroid Moment tensor

Database (GCMT) reported an almost pure thrust mechanism with a 34° northward dipping plane oriented N134° and its conjugate, steeper 60° southward dipping plane oriented N102° (Table 1 and Fig. S10). The activity lasted for 12 d.

In addition, a small cluster of 22 events aligned develops on N040° direction at the eastern extension of E1. One focal mechanism (F7 on Fig. 7 and Table 1) is obtained for the 4 May 2016 M_{L_v} 3.7 event (Fig. 7). The focal mechanism shows approximately the same P -axis direction as the main shock of December 2015 but its northward dipping solution corresponds to a vertical plane. The N025° strike of the second focal mechanism is most consistent with the cluster geometry and presents a dip of 15° which is more realistic than the vertical plane solution (Table 1).

The segment of the southern frontal belt covered by HiKNet is 45- to 50-km-long and 10–15-km-wide striking approximately N125°. The southern belt (81.58–81.86°E; 28.76–29.11°N) is composed of a few clusters activated and reactivated repeatedly through bursts of seismicity. A total of 657 events with an average depth of 11 km

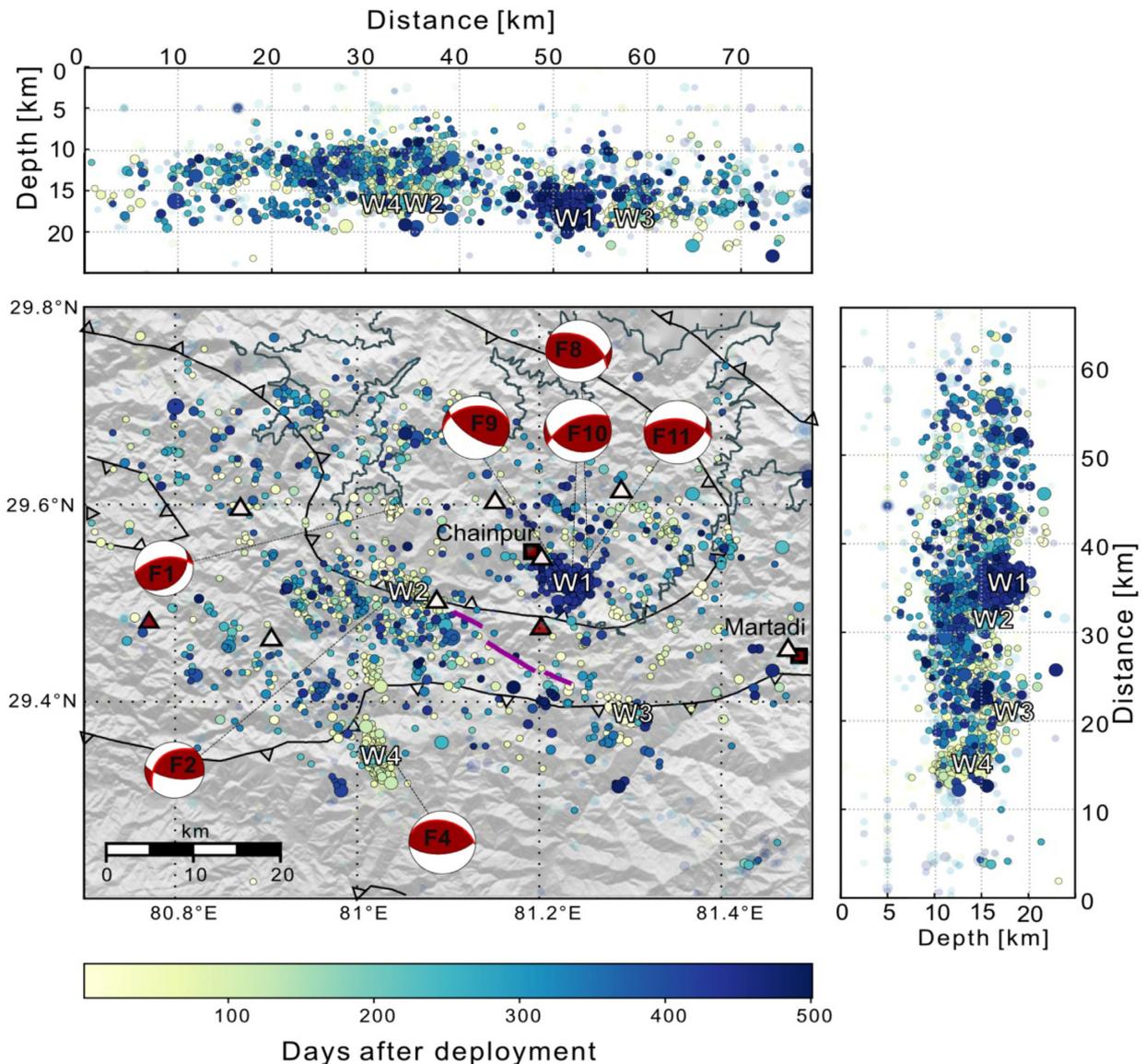


Figure 6. Epicentral distribution of earthquakes and east-west (top panel), north–south (right-hand panel) depth sections within the Bajhang seismic belt colour-coded as a function of time. Low quality locations are made less visible by transparency in the background. Focal mechanisms are red beach balls and the preferred fault plane solution is highlighted in red. Black solid lines represent the geometry of the tectonic features, purple solid lines indicate the active thrust inferred from geomorphological evidences (Nakata 1984). Grey line represents the iso-altitude 3500 m. Stations are represented as triangles, red for permanent stations and white for HiKNet stations.

are recorded in that area. Four temporary stations are sited in the central part of the belt, right above three main clusters E2, E3 and E4.

i) E2, the largest cluster of the southern belt, (Fig. 7) includes 166 events within a 6 km long and 4.5 km large area (Fig. S11). Most hypocentres are localized between 12 and 16 km. E2 was activated repeatedly through short bursts of seismicity during the 2 yr but was particularly active during two periods, the first one being initiated on 5 January 2015 by an earthquake of magnitude 4.6 (M_{L_v}). This main event was followed by more than 50 earthquakes within the cluster during the next 2 months. One of the two focal mechanisms computed for the main event corresponds to a thrust fault dipping 30° towards north with a N145° strike coherent with the strike trend of the two seismic belts (F3.B on Fig. 7 and Table 1).

E2 was re-activated three times through bursts of 5–10 events per day followed each-time by a silent period of 1 or 2 months. Its last activity occurred in May 2016 with a burst of 60 earthquakes.

ii) Along the strike trend of the southern seismic belt, to the east, two dense clusters E3 and E4 developed 5 km apart (Fig. 7). The largest one, E3, includes 168 events smaller than M_{L_v} 2.7 distributed along a 6-km-long segment oriented N045° (Fig. S12). In this area, the temporal behaviour of the seismicity is similar to the temporal behaviour of E2 with repeated occurrences of seismic bursts.

iii) Finally, cluster E4 is composed of 121 events of low magnitudes ($M_{L_v} \leq 3.4$) clustered within a 2.5 km² area with a peak of seismic activity at the beginning of 2015, lasting from February to March (Fig. S13). E4 focal depths are also tightly constrained between 8.5 and 10 km.

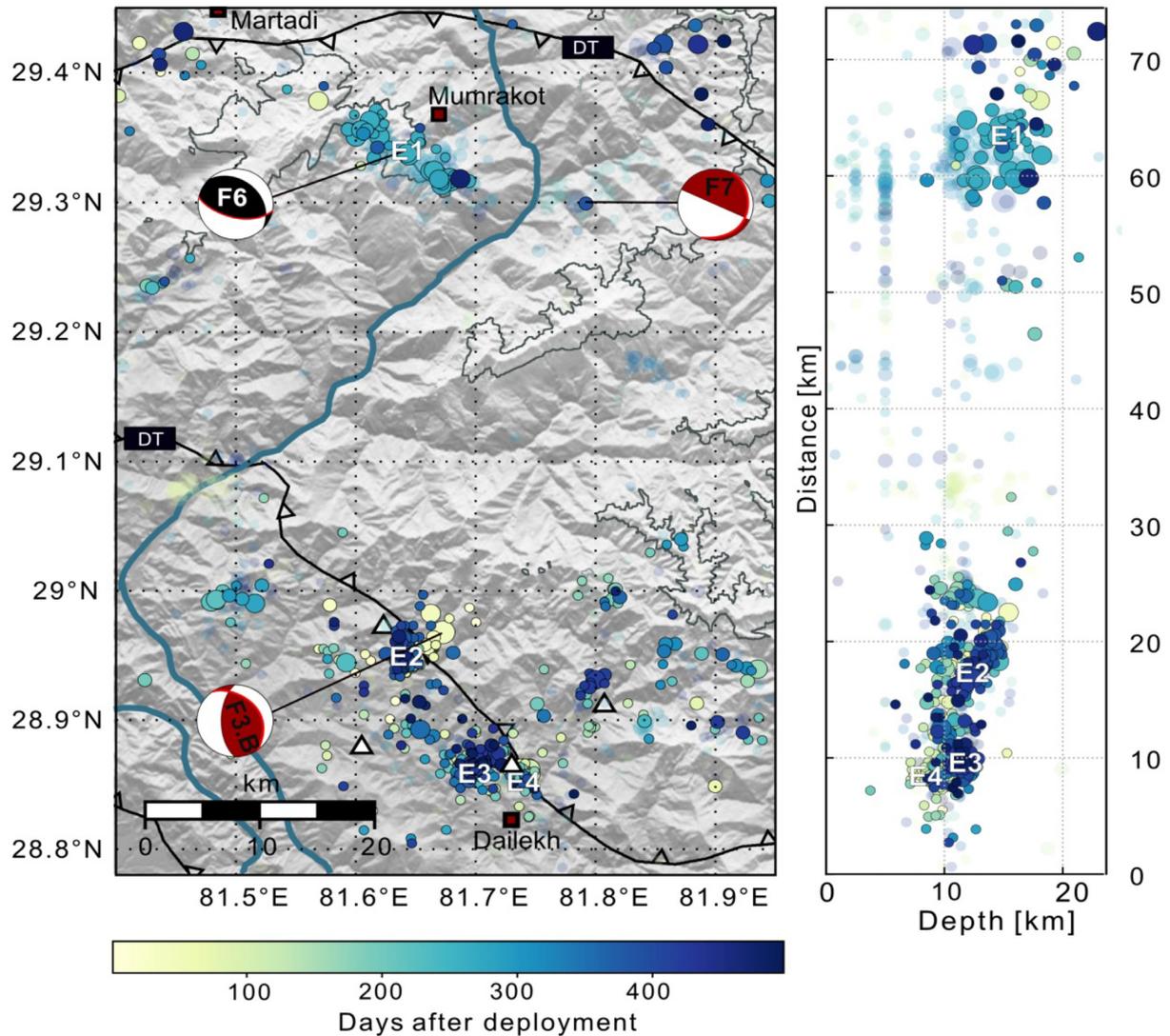


Figure 7. Epicentral distribution of earthquakes and north–south depth sections within the eastern sector of Karnali, colour-coded as a function of time. Low quality locations are shaded in the background. Karnali river is represented as the blue bold line. gCMT focal mechanism F6 of cluster E1 is indicated as a black beachball. F7 and F3.B mechanisms from this study are represented as red beachballs. Black solid lines represent main tectonic features of the Dadeldhura klippe. Grey line is the line of isoaltitude 3500 m.

4 DISCUSSION

These new results can be confronted to the regional geology in order to eventually better understand (1) the general pattern of the seismicity of far western Nepal, (2) the local relation between the seismicity and the geological structures, (3) the mechanisms generating clusters of microseismicity and (4) implications in terms of seismic hazard assessment.

In far western Nepal, the geometry of the MHT at depth is constrained from receiver function imagery (Subedi *et al.* 2018) and several geological cross-sections (e.g. DeCelles *et al.* 2001; Robinson *et al.* 2006; Robinson & McQuarrie 2012; Olsen *et al.* 2019).

4.1 Pattern of the regional seismicity and geophysical imaging

Recent receiver functions (RF) images highlight the Moho of the India plate, which is northward-dipping (6–12°N) between 40 and

60 km below the area covered by HiKNet (Fig. 8; Subedi *et al.* 2018). A low velocity zone (LVZ) is observed appreciatively 30 km above the Moho, between 30–60 km and 60–120 km north of the MFT, in the RF image. In projection on AA' segment, the microseismicity occurs at mid-crustal depths, 30–40 km above the Moho and is mostly collocated with this LVZ. This LVZ is given to be related with a broad mid-crustal shear zone and thus interpreted as associated with a deep segment of the MHT (Subedi *et al.* 2018). Below the southern stations (DU12 to NU14 on Fig. 8), the seismicity is slightly shallower but likely falls in the vicinity of the MHT. Given the downdip variations of the MHT, ramps are likely present but these structures are not resolved by the RF images.

4.2 Local seismicity and geological structures

The data recovered by the HiKNet experiment corrects epicentral biases of RSC locations (Fig. S1) and refines the clusters locations.

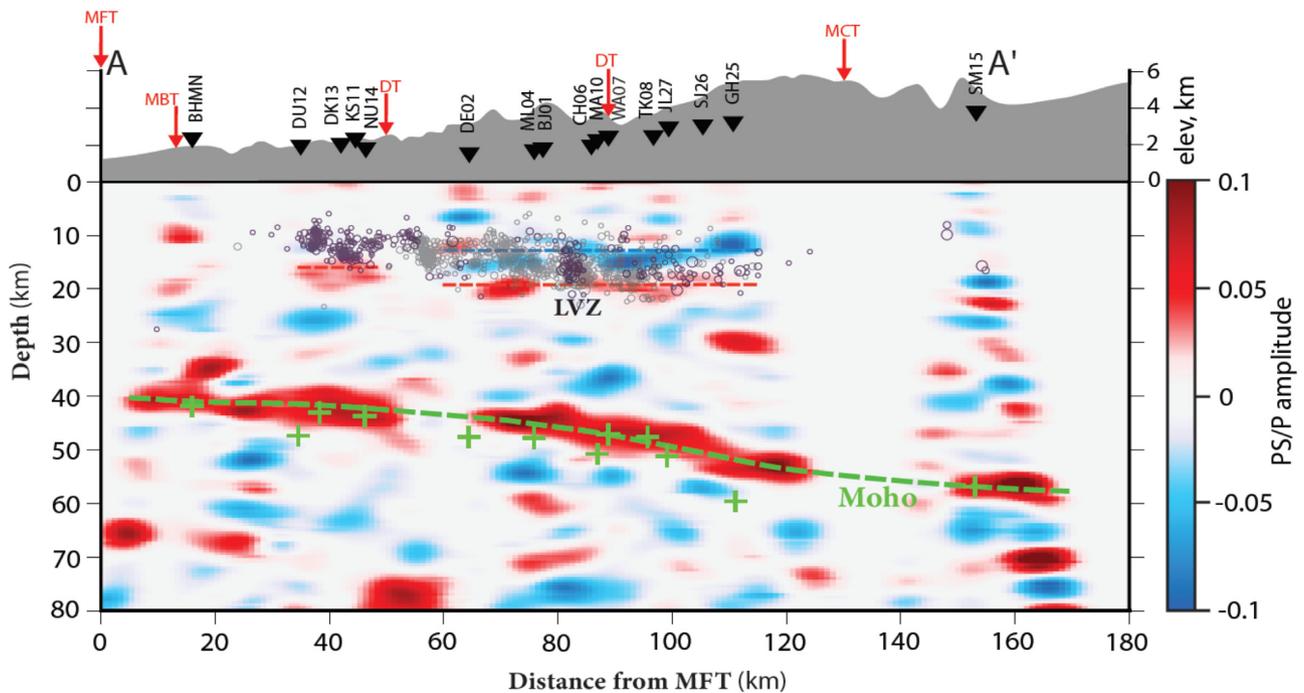


Figure 8. Projection of the ‘high quality set’ of earthquake hypocentres on the receiver function image (Subedi *et al.* 2018). The cross-section is constructed from the projection of hypocentral locations of far western Nepal seismicity on the central segment AA’ (Fig. 5). Grey and purple earthquakes correspond, respectively, to the western and eastern sides of the section. Green crosses and dashed line for Moho; red and blue dashed lines for bottom and top low velocity zone (LVZ), respectively, from Subedi *et al.* (2018).

Two distinct seismic patterns were observed in the previous section: (1) on the western side of the network with a 50 km spread of background seismicity (2) and on the eastern side, below the Karnali network with two distinct seismic belts separated by a 35 km gap. The correlation in map view between these variations and the surface geology let us suspect a structural control of the seismicity (Fig. 5, see also Hoste-Colomer *et al.* 2018).

Balanced structural cross-sections can be used to resolve shallow tectonic features. Cross-sections interpretations rely on surface observations but also key subsurface constraints based on geophysical data. The position, dip and depth of the low velocity zone imaged by the receiver function analysis are consistent with the balanced cross-sections from Robinson *et al.* (2006) and Robinson & McQuarrie (2012). We therefore select these structural models for confrontations with the seismicity and we use the two balanced sections WW’ and EE’, oriented N013° and N011° within a 60-km-large swath profile, to the west (through Bajhang) and to the east (along Karnali river), respectively. The catalogue of earthquakes is projected on these two cross-sections in order to refine the relation between the seismicity and the flat decollements, the active and passive ramps as well as the lesser Himalayan duplex (Figs 9 and 10).

(i) Western section

First order observations highlight that local earthquakes occur within 10 km above the MHT lower decollement in the hanging-wall, which is constituted of a stack of lesser Himalayan slivers forming the Lesser Himalayan duplex (Fig. 9).

Hypocentral distribution of clusters outlines the main structures of the Himalayan duplex. The large cluster W4 is associated to the 7 km high, 35°N north-dipping mid-crustal ramp (MCR) located 60 km north of the MFT (Robinson *et al.* 2006). This frontal cluster roots on the lower decollement, at the base of MCR, and extends vertically for 6 km following the geologically inferred ramp dip. The focal mechanism F4 associated to the cluster W4, at the base of

the ramp, indicates a plane dipping at 31°N ($\pm 8^\circ$), consistent with the 35°N dip of the mid-crustal ramp.

To the north, clusters W1–W2 and W3 are also located in the hanging-wall of the MHT within the Lesser Himalayan Duplex, which is principally comprised of Lesser Himalayan tectonic slivers dipping by 35° towards north (Fig. 9). In map view, W2 and W3 are located along a straight line striking N120° \pm 20° which is parallel to the strike of antiforms and lesser Himalayan slivers in the area (Fig. 5). The projection of hypocentres on the western cross-section supports as well that the seismicity seems to cluster at the vicinity of those tectonic contacts, at the base or along tectonic slivers. One of the two solutions of the focal mechanism F2, associated to the cluster W2, defines a fault plane dipping N038° coinciding with the dip of the sliver but presenting an oblique *P*-axis in regards to the Himalayan front.

Located between two tectonic slivers and below an active thrust documented from aerial photos (Nakata 1984), cluster W1 is characterized by four focal mechanisms. F8 and F9 are both computed from impulsive polarities and associated to lower uncertainties (Fig. S6). However, their north dipping plane respectively dips at 52° \pm 10° and 32° \pm 5°, values consistent with the dip of, the active fault (F8) and the dip of the tectonic sliver (F9). Fault plane solutions cannot discriminate between these two structures but do not preclude any of them.

(ii) Eastern section

Based on analysis of localized uplift, structural geology and partial data from the temporary experiment, previous studies have tentatively proposed alternate geometries for the MHT in the eastern profile. In this area, the study extrapolates at first-order the location the two mid-crustal ramps associated with the two seismic branches (RSC network data: Harvey *et al.* 2015; Olsen *et al.* 2019; and the incomplete data from the HiKNet experiment: Hoste-Colomer *et al.* 2018).

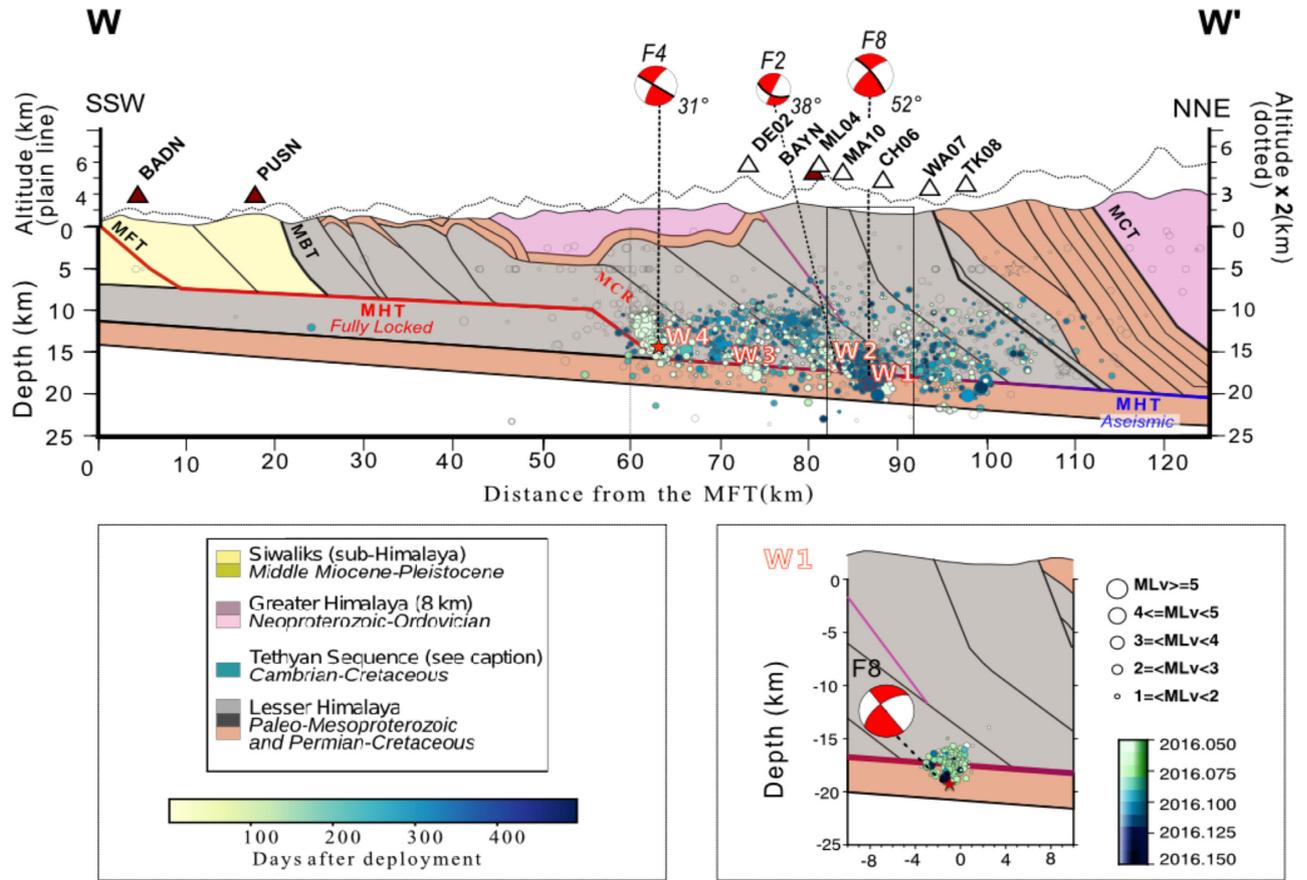


Figure 9. Top panel: projection of hypocentres on Bajhang balanced cross-section (Robinson *et al.* 2006). Low quality locations are grey empty circles in the background. High quality hypocentres are colour-coded as a function of time. Circle size is proportional to event magnitude. The focal mechanism of the main shock in every cluster is projected on the section. Note that the topography in grey is vertically exaggerated by a factor 2. (Bottom) Zoom on W1 cluster relocated with double difference HypoDD approach (see Fig. S6).

In cross-section, the four clusters (E1–E2–E3–E4) within the two seismic belts are lying at distinct depths. The three clusters of the southern Karnali seismic belt (E2–E3–E4) are shallower than E1 and localized beneath the MHT decollement (Fig. 10) between 9 and 14 km. In South Karnali, epicentres are approximately localized along the same straight line striking N125° but are spaced out by approximately 5 km in depth. E2 is the deepest one with a mean depth of 14 km. Two mechanisms F3.A and F3.B are proposed by FPFIT for its largest event and one solution is a reverse fault dipping 22°. Note that two earthquakes located in South Karnali area benefit from multiple solutions computed by FPFIT, one being a thrust and the other a strike-slip mechanism. The two strike-slip solutions are located 50 km apart and present opposite directions of slip which makes them mechanically inconsistent together. We favor indeed the fault plane solution consistent with a mid-crustal ramp which dips 22° towards north. Cluster E3 is localized at depth between 10 and 12 km and cluster E4 at approximately 9 km. Projected on the eastern section the southern seismic belt spreads out for 15 km from south to north and approximately 5 km at depth.

The second year of the HiKNet experiment completes the map of regional seismicity in the eastern section by revealing the northern seismic belt associated to the mid-crustal ramp already inferred from geological cross-sections. The cluster E1 is located at the exact location of the mid-crustal ramp McR.N (Robinson *et al.* 2006; Robinson & McQuarrie 2012). In the balanced cross sections, the

height of this ramp reaches 7 km which is similar to the depth range of E1 observed in the western section (Fig. 10). E1 is characterized by its focal mechanism F6. One fault plane solution strikes at N134° and dips at 34°N which is compatible with the geometry of the ramp derived from the geology. Its conjugate dips at 60SW. The seismicity relocated in the HypoDD catalogue aligns much better along this steeper-southward-dipping fault plane (see Fig. S10). The main shock occurred at the toe of the downdip ramp and was followed by a seismic cluster possibly associated to the activation of a shear zone within the hinge above the flat-decollement/ramp. The activation of the backthrust, which roots in the lower flat-ramp transition, may agree with the mechanical predictions of Souloumiac *et al.* (2009). This scenario is also consistent with observations at the toe of the ramp North of Kathmandu (Hoste-Colomer *et al.* 2017).

North of E1, from McR.N to the downdip end of the locked fault zone, microseismicity is unresolved at the scale of the experiment.

The data obtained from the second year of the HiKNet experiment, and particularly the first resolved observation of the two Karnali seismicity belts, advocate for an alternative and refined MHT geometry with two mid-crustal ramps dipping at 35–40°E and separated by an aseismic 40-km-long, 3°E intermediate dipping flat. The balanced geometry of this interpretation implies a lower height of 3.5 km for both mid-crustal ramps, if we assume that the southern belt of seismicity is located at the base of the lower ramp in the intermediate decollement of the MHT (Fig. 10). The new seismic data set thus enable us to propose a new MHT geometry

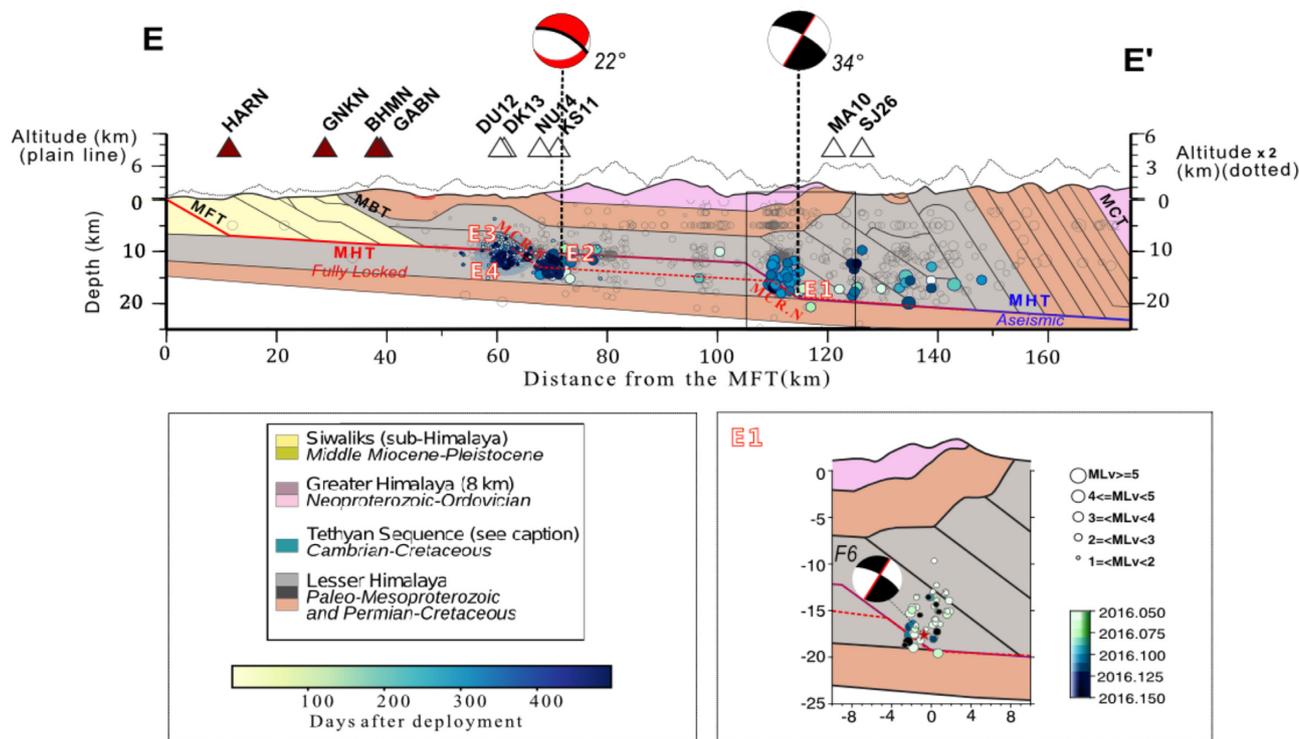


Figure 10. Projection of hypocentres on the balanced cross-section of Karnali (Robinson *et al.* 2006). Low quality locations are grey empty circles in the background. High quality hypocentres are colour-coded as a function of time. Circle size is proportional to event magnitude. Focal mechanisms F3 and F6 are projected on the section. Note that the topography in grey is vertically exaggerated by a factor 2. Bottom panels: zoom on E1 cluster relocated with double difference HypoDD approach (see Fig. S10).

in agreement with both geophysical (microseismicity and receiver function data: this study, Hoste-Colomer *et al.* 2018, Subedi *et al.* 2018) and geological observations (balanced cross sections and topography analysis: Robinson *et al.* 2006; Robinson & McQuarrie 2012; Harvey *et al.* 2015).

4.3 Processes involved in the generation of microseismicity

Most of the microseismicity recorded by HiKNet experiment participates to seismic clusters of pluri-kilometric extent along the MHT. Clustering of earthquakes is commonly related to complex interactions between structural heterogeneities and surrounding state of stress. Their most common manifestations are main shock–aftershocks sequences characterized by the occurrence of one event of intermediate/large magnitude initiating a seismic crisis with an Omori decay of magnitudes over time. On the other hand, some clusters can be related to seismic swarms, generally described as groups of relatively low-magnitudes events without a clear onset that might arise from short-lived, sometimes recursive, bursts of seismicity (e.g. Duverger *et al.* 2015; De Barros *et al.* 2019). Swarms and aftershocks sequences often coexist in megathrusts environments (Boullier *et al.* 1991; Holtkamp & Brudzinski 2014) but are associated to distinct evolutions of the seismicity conveying at least two distinct informations on the local processes at play (De Barros *et al.* 2020). Clusters characterization requires the analysis of their spatio-temporal behaviour discriminating seismic swarms from main shock–aftershocks sequences.

For some clusters, the temporal behaviour of the seismicity is erratic and, locally, likely related to swarm-like sequences. In the southern seismic belt, clusters E2–E3 and E4 are essentially composed of low magnitudes events, in multiple small bursts with no

clear onsets (Figs S11, S12 and S13). In the western section, clusters W2 and W3 present similar behaviour at the same time and a slight transient acceleration of the seismicity rate (Figs S7 and S8). Some seismic swarms can be accompanied by seismic migrations, the velocities of which depend on the process involved. Indeed, aseismic slip is sometimes associated to velocity of the order of km hr^{-1} whereas fluid migrations generally operate at some dozens of m d^{-1} (e.g. DeBarros *et al.* 2020). Hoste-Colomer *et al.* (2018) characterized a migration between 35 and 50 m d^{-1} for the cluster W2 consistent with pore-pressure diffusion with a hydraulic diffusivity of approximately $0.3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ in the media.

The existence of fluids at midcrustal depths along the MHT is mainly attested by the presence of fluids trapped in inclusions preserved in quartz lenses, studied as thermobarometric markers (Craw 1990; Boullier *et al.* 1991). These fluid inclusions are dominantly composed by CO_2 and H_2O , trapped in the quartz in the vicinity of the brittle–ductile transition. Fluids circulate also at shallower depths, transported up to the surface along preexisting fault systems, as attested by fluid–gas discharges surveyed along the MCT zone in hot springs (Girault *et al.* 2014). Some of the microseismicity is associated with fluids circulations at the contact between tectonic slivers above the mid-crustal Low Velocity Zone (Fig. 8) of the MHT. It is therefore highly possible that these fluids are related with the presence of a broad shear zone with high fluid contents.

On the other hand, clusters W1, W4 and E1 are all initiated by one main shock ($M_{LV} \geq 4$) and followed by a transient sequence of aftershocks with magnitudes decay (Figs S6, S9 and S10). Those clusters describe the most common triggering process of earthquakes: main shock–aftershock sequences. Sequences of aftershocks are usually associated with variations in Coulomb stress or dynamic

stress changes and are the main processes originating intermediate, large and great earthquakes ruptures. The occurrence of E1 and W4, localized at the base of mid-crustal ramps, thus likely reflect stress building-up there (Bollinger *et al.* 2004; Singer *et al.* 2014).

4.4 Implications for stress build-up and release

Lateral variations of the seismicity partly reflect the lateral variations of the flats and ramps. These structures are very likely to have a key role in the processes responsible for the seismicity during the interseismic period as well as the coseismic.

Implications deduced from an interseismic cycle perspective

The structural control on the background seismicity and especially the distribution of small earthquakes clusters during the interseismic period is the main focus of this study. Indeed, the seismicity recorded during the temporary experiment is associated with flats and ramps along the western and eastern cross sections. Our data set illuminates the seismic cluster E1 localized on the mid-crustal ramp McR.N which was not spotted during the first year (09/2014–09/2015). Some clusters are associated with swarm-like sequences and probably affected by the presence of deep fluids. However, the coincidence in locations between main clusters and local tectonic structures support the role of the MHT geometry in the distribution of stress build-up and therefore the seismic coupling.

The moment deficit due to interseismic locking has been estimated to increase at a rate of $6.6 \pm 0.4 \times 10^6 \text{ Nm km}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ along strike the Nepal Himalayas (Ader *et al.* 2012) which corresponds to an approximate rate of $1.3 \times 10^{19} \text{ Nm km}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ when reported to the 200 km section of far western Nepal. This rate is larger than the rate deduced from most interseismic models that consider local variations of seismic coupling (e.g. Stevens & Avouac 2015; Jouanne *et al.* 2017; Lindsey *et al.* 2018; Dal Zilio *et al.* 2020). These models are illustrated in Fig. S14 and confronted to the regional seismicity.

Whatever the actual value, this stress build-up is not at all compensated by the stress released by the earthquakes recorded during the experiment. Indeed, the stress released during the 2 yr of experiment reaches $2.0 \times 10^{16} \text{ Nm}$ which is about 650 times smaller than the value expected from Ader *et al.* (2012, Fig. S15). Moreover, 60 per cent of this value of stress release comes from the 10 largest events recorded during the experiment. These values confirm that the background seismicity dissipates only a negligible fraction of the elastic energy associated with the stress build-up. The moderate earthquakes that occur only marginally are also associated with negligible slip on one or two distinct kilometric patches of the fault.

Implications extended to coseismic events

(i) Intermediate earthquakes ($6 \leq M_w \leq 7$)

In addition to the micro and moderate earthquakes recorded at RSC network during the last 30 yr, the region is also exposed to intermediate earthquakes. Among them, two earthquakes of magnitudes M_b 6.1 and M_b 5.8 occurred on 29 July 1980 (Molnar & Lyon-Caen 1989), and an uncommon seismic sequence in 1966 comprising at least two events of $M_w \geq 6$ (ISC Gem earthquake

catalogue; Chen & Molnar 1977; Baranowski *et al.* 1984). These earthquakes resemble the Chamoli earthquake of magnitude M_w 6.4 on 28 March 1999 (Satyabala & Bilham 2006) and the 19 October 1991 Uttar Kashi earthquake of magnitude M_w 6.8 (Cotton *et al.* 1996), that happened further west in the Garhwal Himalaya. The Chamoli 1999 event ruptured a $13 \times 10 \text{ km}^2$ area (Satyabala & Bilham 2006), attesting that such intermediate earthquakes have the potential to rupture small patches of kilometric extent of the MHT along the brittle–ductile transition zone.

Larger earthquakes occurred also in the region: that was the locus of the 28 August 1916 M_w 7.2 earthquake (Bilham 2019). Such an event necessarily ruptures a fault patch three to four times than the 1999 Chamoli earthquake, transferring a significant amount of accumulated strain updip without fully unzipping the megathrust. The last earthquake of this type in Nepal is the 2015 Gorkha earthquake of magnitude M_w 7.9 which occurred 300 km east of the studied region (Fig. 1). For this event, evidence of a relation between the structurally segmented locked zone and the seismicity has been proposed (e.g. Grandin *et al.* 2015, Hoste-Colomer *et al.* 2017, Baillard *et al.* 2017; Mendoza *et al.* 2019; Bai *et al.* 2019). Hubbard *et al.* 2016 proposes that the extent of the rupture was limited by a 3-km-high mid-crustal ramp which acted as a geometrical barrier.

In comparison, the 40-km-long middle flat between the two mid-crustal ramps of the eastern section has the potential to host the rupture of a large $M_w \geq 7$ earthquake. In that section, the middle flat of the MHT extends for at least 60 km to the east and is bounded from north to south by two ramps McR.N and McR.S of higher relief and probably of comparable lateral extent than the one that stopped the rupture of Gorkha. In the western section, the lower flat depicted by the geological cross-sections extends as well for 40 km between the mid-crustal ramp MCR and the brittle/ductile transition zone. Therefore, in far western Nepal, multiple scenarios can lead to the occurrence of a similar event.

(ii) Great earthquakes ($M_w \geq 8$)

At last, the region is also prone to be affected by a devastating great earthquake, the last of which dates back to more than 500 yr ago. The 1505 earthquake is principally documented by written testimonies and by palaeoseismological investigations attesting that the 1505 event ruptured the MHT from the downdip-end of the locked fault zone up to the surface, covering at least a distance of 120 km from north to south (Hossler *et al.* 2016; Yule *et al.* 2006). However, the lateral extent of the 1505CE rupture and the return time of similar earthquakes remains poorly documented.

Therefore, the seismicity is multimodal in the region: with ramps and flats that rupture individually during intermediate and large earthquakes and megaquakes ($M_w \geq 8$) rupturing multiple fault patches up to the surface. In addition, the regional tectonic setting makes also realistic the re-activation of out of sequence thrusts as well as transverse tectonic structures breaking on the MHT and helping to partition the deformation (e.g. Styron *et al.* 2011; Fan & Murphy 2020). This leads to the co-existence of at least two sizes and behaviours of large and great devastating earthquakes as it was proposed by Dal Zilio *et al.* (2019). This scenario involving the realization of multiple intermediate blind earthquakes, partially rupturing the MHT at depth, in addition to the largest surface rupturing events is consistent with the earthquake-related turbidite record documented in the Rara lake (Fig. 1). Indeed, since 1505CE, at least five seismic events generated strong motions at the lake, triggering turbidites deposits (Ghazoui *et al.* 2019), a period during which no surface rupturing earthquakes were documented so far.

5 CONCLUSIONS: IMPLICATIONS ON GEOMETRY AND SEGMENTATION OF THE MHT

In this paper, we document the hypocentral location of 4500 earthquakes recorded by the HiKNet, a temporary seismological network deployed during 2 yr (2014–2016) in the trace of 1505 earthquake in far western Nepal. We show that the regional seismicity highlights structures previously inferred from balanced cross-sections. The main seismic clusters we monitor develop along the MHT fault, at the toe of active mid crustal ramps, while some secondary clusters develop within the contact between tectonic slivers, passive thrusts or out-of-sequence active faults in the hanging-wall of the Main Thrust system. Some focal mechanisms help determine the kinematics of the largest earthquakes. The fault plane solutions are consistent within uncertainties with the geometry of the main structures inferred from the seismic clusters. Overall, flats and ramps shaping the MHT geometry primarily control micro-seismicity. The main clusters reveal along strike heterogeneities: a flat-ramp-flat geometry of the MHT on the western side of the network area and double ramp geometry on the eastern side. Mid-crustal ramps approximately 3-km-high participate to the roughness of the MHT while secondary structures probably accommodate either some internal deformation or localize the percolation of fluids along existing structures. The structural heterogeneities illuminated by the local earthquakes translate therefore the presence of potential barriers and weaknesses along the strike of the MHT, likely controlling the release of the seismogenic potential of the faults, through the fault rupture segmentation. In addition, these structural heterogeneities certainly control some lateral variations in seismic coupling, a hot topic which remains disputed in the region (Jouanne *et al.* 2017; Lindsey *et al.* 2018; Dal Zilio *et al.* 2020) and will require denser geodetic measures.

ACKNOWLEDGEMENTS

The HiKNet experiment and project BHUTANEPAL were supported by the French national research agency (Grant ANR-13BS06-006-01). The instruments temporary deployed in Nepal belong to the French national pool of portable seismic instruments SISMOB-RESIF (CNRS—INSU). The Department of Mines and Geology of Nepal, Nepalese National Earthquake Monitoring and Research Center (NEMRC), is thanked for its implication in the deployment of the HiKNet network and the access to permanent Nepalese seismic stations. We acknowledge the Yves Rocard Joint Laboratory (ENS, CNRS and CEA/DASE) for hosting this work. We thank Claudio Satriano for early-access to SourceSpec algorithm, Luca Dal Zilio and François Jouanne for sharing their seismic coupling grids and Aurélie Guilhem Trilla for her expertise on the limitations of the regional inversion method for focal mechanisms. Finally, the authors also thank the editor, Prof Huajian Yao and Shenji Wei and an anonymous reviewer for their helpful comments that improved the paper.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The seismic signals from the HiKNet temporary experiment are publicly available and distributed under CC-BY 4.0 License following the French national research agency rules in the framework of RESIF-EPOS, a Research Infrastructure (RI) managed by CNRS-INSU. <http://dx.doi.org/10.157778/RESIF.ZO2014>. The source code of SourceSpec algorithm is available under the

DOI: 10.5281/ZENODO.3 688 587 (Satriano 2020). Hypo71 and HypoDD catalogues are available in the online supplementary data material (Tables S3 and S4).

REFERENCES

- Acton, C.E., Priestley, K. & Mitra, S., 2011. Crustal structure of the Darjeeling—Sikkim Himalaya and southern Tibet, *Geophys. J. Int.*, **184**(2), 829–852.
- Ader, T., Avouac, J.P. & Liu-Zeng, J., 2012. Convergence rate across the Nepal Himalaya and interseismic coupling on the Main Himalayan Thrust: implications for seismic hazard, *J. geophys. Res.*, **117**(B4), doi:10.1029/2011JB009071.
- Adhikari, L.B., Gautam, U.P. & Koirala, B., 2015. The aftershock sequence of the April 25 2015 Gorkha-Nepal earthquake, *Geophys. J. Int.*, **203**, 2119–2124.
- Akaike, H., 2011. Akaike's information criterion, in *International Encyclopedia of Statistical Science*, ed. Lovric, M., Springer.
- Avouac, J.P., 2015. From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle, *Annu. Rev. Earth planet. Sci.*, **43**, 233–271.
- Bai, L., Klempner, S.L. & Mori, J., 2019. Lateral variation of the Main Himalayan Thrust controls the rupture length of the 2015 Gorkha earthquake in Nepal, *Sci. Adv.*, **5**(6), eaav0723, doi:10.1126/sciadv.aav0723.
- Baillard, C., Lyon-Caen, H. & Bollinger, L., 2017. Automatic analysis of the Gorkha earthquake aftershock sequence: evidences of structurally segmented seismicity, *Geophys. J. Int.*, **209**(2), 1111–1125.
- Baranowski, J., Armbruster, J. & Seeber, L., 1984. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Himalaya, *J. geophys. Res.*, **89**(B8), 6918–6928.
- Benoit, A., 2016. Apport de la micro-sismicité à l'étude des grands chevauchements himalayens, *MSc thesis*, pp. 1–30, University Montpellier, CEA, France.
- Bettinelli, P., Avouac, J.P. & Flouzat, M., 2006. Plate motion of India and interseismic strain in the Nepal Himalaya from GPS and DORIS measurements, *J. Geod.*, **80**(8–11), 567–589.
- Bilham, R., Gaur, V.K. & Molnar, P., 2001. Himalayan seismic hazard, *Science*, **293**(5534), 1442–1444.
- Bilham, R., 2019. Himalayan earthquakes: a review of historical seismicity and early 21st century slip potential, *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **483**(1), 423–482.
- Bollinger, L., Avouac, J.P. & Cattin, R., 2004. Stress buildup in the Himalaya, *J. geophys. Res.*, **109**(B11), doi:10.1029/2003JB002911.
- Bollinger, L., Sapkota, S.N. & Tapponnier, P., 2014. Estimating the return times of great Himalayan earthquakes in eastern Nepal: evidence from the Patu and Bardibas strands of the Main Frontal Thrust, *J. geophys. Res.*, **119**(9), 7123–7163.
- Bondár, I., Myers, S.C. & Engdahl, E.R., 2004. Epicentre accuracy based on seismic network criteria, *Geophys. J. Int.*, **156**(3), 483–496.
- Boullier, A.M., France-Lanord, C. & Dubessy, J., 1991. Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal), *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**(3), 358–372.
- Buland, R., 1976. The mechanics of locating earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**(1), 173–187.
- Bürgmann, R., Kogan, M.G. & Steblov, G.M., 2005. Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone, *J. geophys. Res.*, **110**, B07405, doi:10.1029/2005JB003648
- Burtin, A., Bollinger, L. & Vergne, J., 2007. Spatial and continuous observations of stream hydrodynamics and bedload transport from spectral analysis of river induced seismic noise, in *AGU Fall Meeting Abstracts H51E-0793*.
- Burtin, A., Bollinger, L. & Cattin, R., 2009. Spatiotemporal sequence of Himalayan debris flow from analysis of high-frequency seismic noise, *J. geophys. Res.*, **114**(F4), doi:10.1029/2008JF001198.
- Cattin, R. & Avouac, J.P., 2000. Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal, *J. geophys. Res.*, **105**(B6), 13 389–13 407.

- Chen, W.P. & Molnar, P., 1977. Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in central Asia. *J. geophys. Res.*, **82**(20), 2945–2969.
- Cotton, F., Campillo, M. & Deschamps, A., 1996. Rupture history and seismotectonics of the 1991 Uttarkashi, Himalaya earthquake. *Tectonophysics*, **258**, 35–51.
- Craw, D., 1990. Fluid evolution during uplift of the Annapurna Himal, central Nepal. *Lithos*, **24**(2), 137–150.
- Dal Zilio, L., Van Dinther, Y. & Gerya, T., 2019. Bimodal seismicity in the Himalaya controlled by fault friction and geometry. *Nat. Commun.*, **10**(1), 1–11.
- Dal Zilio, L., Jolivet, R. & Van Dinther, Y., 2020. Segmentation of the Main Himalayan Thrust illuminated by Bayesian inference of interseismic coupling. *Geophys. Res. Lett.*, **47**(4), e2019GL086424, doi:10.1029/2019GL086424.
- De Barros, L., Baques, M. & Godano, M., 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). *J. geophys. Res.*, **124**, 3918–3932.
- De Barros, L., Cappa, F. & Deschamps, A., 2020. Imbricated aseismic slip and fluid diffusion drive a seismic swarm in the Corinth Gulf, Greece. *Geophys. Res. Lett.*, **47**(9), e2020GL087142, doi:10.1029/2020GL087142.
- DeCelles, P.G., Robinson, D.M. & Quade, J., 2001. Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal. *Tectonics*, **20**(4), 487–509.
- Diehl, T., Singer, J. & Hetényi, G., 2017. Seismotectonics of Bhutan: evidence for segmentation of the Eastern Himalayas and link to foreland deformation. *Earth planet. Sci. Lett.*, **471**, 54–64.
- Duverger, C., Godano, M. & Bernard, P., 2015. The 2003–2004 seismic swarm in the western Corinth rift: evidence for a multiscale pore pressure diffusion process along a permeable fault system. *Geophys. Res. Lett.*, **42**(18), 7374–7382.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.-A. & Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. geophys. Res.*, **86**, 2825–2852.
- Ekström, G., Nettles, M. & Dziewonski, A.M., 2012. The global CMT project 2004–2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Phys. Earth planet. Inter.*, **200–201**, 1–9.
- Fan, S. & Murphy, M.A., 2020. Three-dimensional strain accumulation and partitioning in an arcuate orogenic wedge: an example from the Himalaya. *Bull. geol. Soc. Am.*, **133**, 3–18.
- Ghazoui, Z., Bertrand, S. & Vanneste, K., 2019. Potentially large post-1505 AD earthquakes in western Nepal revealed by a lake sediment record. *Nature communications*, **10**(1), 1–9.
- Girault, F., Bollinger, L. & Battarai, M., 2014. Large-scale organization of carbon dioxide discharge in the Nepal Himalayas. *Geophys. Res. Lett.*, **41**(18), 6358–6366.
- Goertz-Allmann, B.P., Edwards, B. & Bethmann, F., 2011. A new empirical magnitude scaling relation for Switzerland. *Bull. seism. Soc. Am.*, **101**(6), 3088–3095.
- Grandin, R., Vallée, M. & Satriano, C., 2015. Rupture process of the Mw = 7.9 2015 Gorkha earthquake (Nepal): insights into Himalayan megathrust segmentation. *Geophys. Res. Lett.*, **42**(20), 8373–8382.
- Guilhem, A., Hutchings, L. & Dreger, D.S., 2014. Moment tensor inversions of M < 3 earthquakes in the Geysers geothermal fields, California. *J. geophys. Res.*, **119**(3), 2121–2137.
- Harvey, J.E., Burbank, D.W. & Bookhagen, B., 2015. Along-strike changes in Himalayan thrust geometry: topographic and tectonic discontinuities in western Nepal. *Lithosphere*, **7**(5), 511–518.
- Herman, M.W., Furlong, K.P. & Govers, R., 2018. The accumulation of slip deficit in subduction zones in the absence of mechanical coupling: implications for the behavior of megathrust earthquakes. *J. geophys. Res.*, **123**(9), 8260–8278.
- Holtkamp, S. & Brudzinski, M.R., 2014. Megathrust earthquake swarms indicate frictional changes which delimit large earthquake ruptures. *Earth planet. Sci. Lett.*, **390**, 234–243.
- Hossler, T., Bollinger, L. & Sapkota, S.N., 2016. Surface ruptures of large Himalayan earthquakes in western Nepal: evidence along a reactivated strand of the Main Boundary Thrust. *Earth planet. Sci. Lett.*, **434**, 187–196.
- Hoste-Colomer, R., Bollinger, L. & Lyon-Caen, H., 2017. Lateral structure variations and transient swarm revealed by seismicity along the Main Himalayan Thrust north of Kathmandu. *Tectonophysics*, **714**, 107–116.
- Hoste-Colomer, R., Bollinger, L. & Lyon-Caen, H., 2018. Lateral variations of the midcrustal seismicity in western Nepal: seismotectonic implications. *Earth planet. Sci. Lett.*, **504**, 115–125.
- Hubbard, J., Almeida, R. & Foster, A., 2016. Structural segmentation controlled the 2015 Mw 7.8 Gorkha earthquake rupture in Nepal. *Geology*, **44**(8), 639–642.
- Jouanne, F., Mugnier, J.L., Sapkota, S.N., Bascou, P. & Pecher, A., 2017. Estimation of coupling along the Main Himalayan Thrust in the central Himalaya. *J. Asian Earth Sci.*, **133**, 62–71.
- Karplus, M., Pant, M. & Sapkota, S.N., 2020. A rapid response network to record aftershocks of the 2015 M 7.8 Gorkha earthquake in Nepal. *Seismol. Res. Lett.*, **91**(4), 2399–2408.
- Kissling, E., Kradolfer, U. & Maurer, H., 1995. *Program VELEST User'S Guide-Short Introduction*. Institute of Geophysics, ETH Zurich.
- Kurashimo, E., Sato, H. & Sakai, S.I., 2019. The 2015 Gorkha earthquake: earthquake reflection imaging of the source fault and connecting seismic structure with fault slip behavior. *Geophys. Res. Lett.*, **46**(6), 3206–3215.
- Lavé, J. & Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *J. geophys. Res.*, **105**(B3), 5735–5770.
- Lee, W.H.K. & Lahr, J.C., 1972. HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, Open-File Report, US Department of the Interior, Geological Survey, 100 leaves, doi:10.3133/ofr72224.
- Lindsey, E.O., Almeida, R. & Mallick, R., 2018. Structural control on downdip locking extent of the Himalayan megathrust. *J. geophys. Res.*, **123**(6), 5265–5278.
- Mendoza, M.M., Ghosh, A. & Karplus, M.S., 2019. Duplex in the Main Himalayan Thrust illuminated by aftershocks of the 2015 M w 7.8 Gorkha earthquake. *Nat. Geosci.*, 1–5.
- Métois, M., Vigny, C. & Socquet, A., 2016. Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone. *Pure appl. Geophys.*, **173**(5), 1431–1449.
- Molnar, P. & Lyon-Caen, H., 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins. *Geophys. J. Int.*, **99**(1), 123–153.
- Monsalve, G., Sheehan, A. & Schulte-Pelkum, V., 2006. Seismicity and one-dimensional velocity structure of the Himalayan collision zone: earthquakes in the crust and upper mantle. *J. geophys. Res.*, **111**(B10), doi:10.1029/2005JB004062.
- Nabelek, J., Hetenyi, G. & Vergne, J., 2009. Underplating in the Himalaya-Tibet Collision Zone revealed by the Hi-CLIMB experiment. *Science*, **325**(5946), 1371–1374.
- Nakata, T., 1984. Tectonic landforms of several active faults in the western Nepal Himalayas. *J. Nepal Geol. Soc.*, **4**, 177–200.
- Olsen, J.E., McQuarrie, N. & Robinson, D.M., 2019. Determining kinematic order and relative age of faulting via flexural-kinematic restoration: a case study in far western Nepal. *Basin Res.*, **31**(6), 1153–1177.
- Pandey, M.R., 1985. Seismic model of central and eastern lesser Himalaya of Nepal. *J. Geol. Soc. Nepal.*, **3**, 1–11.
- Pandey, M.R., Tandukar, R.P., Avouac, J.P., Lave, J. & Massot, J.P., 1995. Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal). *Geophys. Res. Lett.*, **22**(7), 751–754.
- Qiu, Q., Hill, E.M. & Barbot, S., 2016. The mechanism of partial rupture of a locked megathrust: the role of fault morphology. *Geology*, **44**(10), 875–878.
- Reasenber, P.A., 1985. FPFIT, FPLOT, and FPPAGE: fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, US Geol. Surv. Open-File Rep. 85–739.
- Richter, C.F., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. seism. Soc. Am.*, **25**(1), 1–32.

- Robinson, D.M., DeCelles, P.G. & Copeland, P., 2006. Tectonic evolution of the Himalayan thrust belt in western Nepal: implications for channel flow models, *Bull. geol. Soc. Am.*, **118**(7-8), 865–885.
- Robinson, D.M. & McQuarrie, N., 2012. Pulsed deformation and variable slip rates within the central Himalayan thrust belt, *Lithosphere*, **4**(5), 449–464.
- Ross, Z.E., Cochran, E.S., Trugman, D.T. & Smith, J.D., 2020. 3D fault architecture controls the dynamism of earthquake swarms, *Science*, **368**(6497), 1357–1361.
- Satriano, C., 2020. SourceSpec – Earthquake source parameters from S-wave displacement spectra. doi:10.5281/ZENODO.3688587.
- Satyabala, S.P. & Bilham, R., 2006. Surface deformation and subsurface slip of the 28 March 1999 Mw = 6.4 west Himalayan Chamoli earthquake from InSAR analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **33**(23), doi:10.1029/2006GL027422.
- Schelling, D. & Arita, K., 1991. Thrust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far-eastern Nepal Himalaya, *Tectonics*, **10**(5), 851–862.
- Schulte-Pelkum, V., Monsalve, G. & Sheehan, A., 2005. Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya, *Nature*, **435**(7046), 1222–1225.
- Singer, J., Hetényi, G. & Diehl, T., 2014. Structure of the orogenic wedge in the Bhutan Himalaya: first results from the GANSSER seismic experiment, T21B-4573, in *Proceedings of the American Geophysical Union AGU*, San Francisco, USA.
- Sippl, C., Schurr, B. & Asch, G., 2018. Seismicity structure of the northern Chile forearc from >100,000 double-difference relocated hypocenters, *J. geophys. Res.*, **123**(5), 4063–4087.
- Souloumiac, P., Leroy, Y.M. & Maillot, B., 2009. Predicting stress distributions in fold-and-thrust belts and accretionary wedges by optimization, *J. geophys. Res.*, **114**(B9), doi:10.1029/2008JB005986.
- Stevens, V.L. & Avouac, J.P., 2015. Interseismic coupling on the main Himalayan thrust, *Geophys. Res. Lett.*, **42**(14), 5828–5837.
- Styron, R.H., Taylor, M.H. & Murphy, M.A., 2011. Oblique convergence, arc-parallel extension, and the role of strike-slip faulting in the High Himalaya, *Geosphere*, **7**(2), 582–596.
- Subedi, S., Hetényi, G. & Vergne, J., 2018. Imaging the Moho and the Main Himalayan Thrust in Western Nepal with receiver functions, *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 13 222–13 230.
- Tichelaar, B.W. & Ruff, L.J., 1993. Depth of seismic coupling along subduction zones, *J. geophys. Res.*, **98**(B2), 2017–2037.
- Waldhauser, F. & Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California, *Bull. seism. Soc. Am.*, **90**(6), 1353–1368.
- Wang, X., Wei, S. & Wu, W., 2017. Double-ramp on the Main Himalayan Thrust revealed by broadband waveform modeling of the 2015 Gorkha earthquake sequence, *Earth planet. Sci. Lett.*, **473**, 83–93.
- Weber, B., Becker, J. & Hanka, W., 2007. SeisComp3—Automatic and interactive real time data processing, *Geophys. Res. Abstr.*, **9**(09), 219.
- Yamada, M., Kandel, T. & Tamaribuchi, K., 2020. 3D fault structure inferred from a refined aftershock catalog for the 2015 Gorkha earthquake in Nepal, *Bull. seism. Soc. Am.*, **110**(1), 26–37.
- Yule, D., Dawson, S. & Lave, J., 2006. Possible evidence for surface rupture of the Main Frontal Thrust during the great 1505 Himalayan earthquake, far-western Nepal, *Am. Geophys. Union Fall Meeting, Abstracts #S33C-05*.

SUPPORTING INFORMATION

Supplementary data are available at *GJI* online.

Figure S1. (a) Rose diagram representing the azimuthal offset between RSC and HiKNet common events in far western Nepal; (b) epicentral offset between RSC and HiKNet common events in far western Nepal; (c) epicentral offset between RSC and HiKNet common events in the western sector; (d) rose diagram representing the azimuthal offset between RSC and HiKNet common events in the western sector; (e) epicentral offset between RSC and HiKNet

common events in the south eastern sector and (f) rose diagram representing the azimuthal offset between RSC and HiKNet common events in the south eastern sector.

Figure S2. Least squares regression relating HiKNet bulletin magnitude MLv to RSC local magnitude ML. Top and side plots are histograms displaying the number of events as a function of magnitude.

Figure S3. Differences estimated between RSC local magnitude and magnitudes from HiKNet bulletin (grey dots) and ISC bulletins (coloured dots).

Figure S4. Difference between Mw and MLv as a function of MLv compared to the three step regression proposed for Switzerland (Goertz-Allmann *et al.* 2011).

Figure S5. Comparison of FPFIT focal solutions (black and white beach balls) and manual focal solutions (grey and green beachballs) for the 10 selected events computed in this study.

Figure S6. Description of the spatio-temporal behaviour of cluster W1. (a) Close map view of Hypo71 locations; (b) close map view of HypoDD locations; (c) projection of Hypo71 locations on a N30° segment; (d) projection of HypoDD locations on a N30° segment and (e) distribution of magnitudes as a function of time. Plain red line is the cumulative number of events.

Figure S7. Description of the spatio-temporal behaviour of cluster W2. (a) Close map view of Hypo71 locations; (b) close map view of HypoDD locations; (c) projection of Hypo71 locations on a N30° segment; (d) projection of HypoDD locations on a N30° segment and (e) distribution of magnitudes as a function of time. Plain red line is the cumulative number of events.

Figure S8. Description of the spatio-temporal behaviour of cluster W3. (a) Close map view of Hypo71 locations; (b) close map view of HypoDD locations; (c) projection of Hypo71 locations on a N30° segment; (d) projection of HypoDD locations on a N30° segment and (e) distribution of magnitudes as a function of time. Plain red line is the cumulative number of events.

Figure S9. Description of the spatio-temporal behaviour of cluster W4. (a) Close map view of Hypo71 locations; (b) close map view of HypoDD locations; (c) projection of Hypo71 locations on a N30° segment; (d) projection of HypoDD locations on a N30° segment and (e) distribution of magnitudes as a function of time. Plain red line is the cumulative number of events.

Figure S10. Description of the spatio-temporal behaviour of cluster E1. (a) Close map view of Hypo71 locations; (b) close map view of HypoDD locations; (c) projection of Hypo71 locations on a N30° segment; (d) projection of HypoDD locations on a N30° segment and (e) distribution of magnitudes as a function of time. Plain red line is the cumulative number of events.

Figure S11. Description of the spatio-temporal behaviour of cluster E2. (a) Close map view of Hypo71 locations; (b) close map view of HypoDD locations; (c) projection of Hypo71 locations on a N30° segment; (d) projection of HypoDD locations on a N30° segment and (e) Distribution of magnitudes as a function of time. Plain red line is the cumulative number of events.

Figure S12. Description of the spatio-temporal behaviour of cluster E3. (a) Close map view of Hypo71 locations; (b) close map view of HypoDD locations; (c) projection of Hypo71 locations on a N30° segment; (d) projection of HypoDD locations on a N30° segment and (e) Distribution of magnitudes as a function of time. Plain red line is the cumulative number of events.

Figure S13. Description of the spatio-temporal behaviour of cluster E4. (a) Close map view of Hypo71 locations; (b) close map view of HypoDD locations; (c) projection of Hypo71 locations on a N30° segment; (d) projection of HypoDD locations on a N30° segment

and (e) distribution of magnitudes as a function of time. Plain red line is the cumulative number of events.

Figure S14. Seismic coupling grids in far western Nepal confronted to the distribution of microseismicity. Blue and white triangles are permanent and temporary seismic stations, respectively. Size and colour of hypocentres depend respectively on magnitude and focal depth. Orange and red triangles are GNSS and GPS stations, respectively. Main thrust faults and tectonic features are represented: the Main Frontal Thrust as a bold red line and secondary thrusts faults as black lines upfront. Surface traces of normal faulting from Nakata (1984) are represented as bold purple lines. Red dashed lines correspond to the uncertainties on the lock/creep transition from Lindsey *et al.* (2018). Seismic coupling grids from (a) to (b) Jouanne *et al.* 2017 with or without taking into account the deformation partitioning from the Karakorum (WFNS) fault, respectively; (c) Stevens & Avouac 2015 and (d) Dal Zilio *et al.* 2020.

Figure S15. Top panel: cumulative number of events for HiKnet (blue) and RSC (red) networks. The temporal distribution of

magnitudes during HiKNet experiment is represented in the background. Bottom panel: cumulative seismic moment over time. Background dots represent the seismic moment inferred from the value of the moment magnitude of each event (Fig. S3).

Table S1. Stations description from HiKNet and RSC network.

Table-S2. Table showing source parameters of FPFIT solutions and associated errors (Fj : misfit, polarities coherency in regards to the best fit focal solution; Nobs: number of polarities used for the fit; ANT: mean data weight used in the solution; STDR: station distribution ratio varying from 0 to 1 as a function of source-station distance; Δ STR: Azimuth error (degrees $^{\circ}$); Δ Dip: Dip error (degrees $^{\circ}$); Δ Rake: Rake error (degrees $^{\circ}$).

Table-S3. Hypo71 catalogue of absolute locations.

Table-S4. HypoDD catalogue of relative locations.

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.

2.3. Mise en évidence des biais de localisation

A- Du réseau permanent népalais au réseau temporaire HiKNet

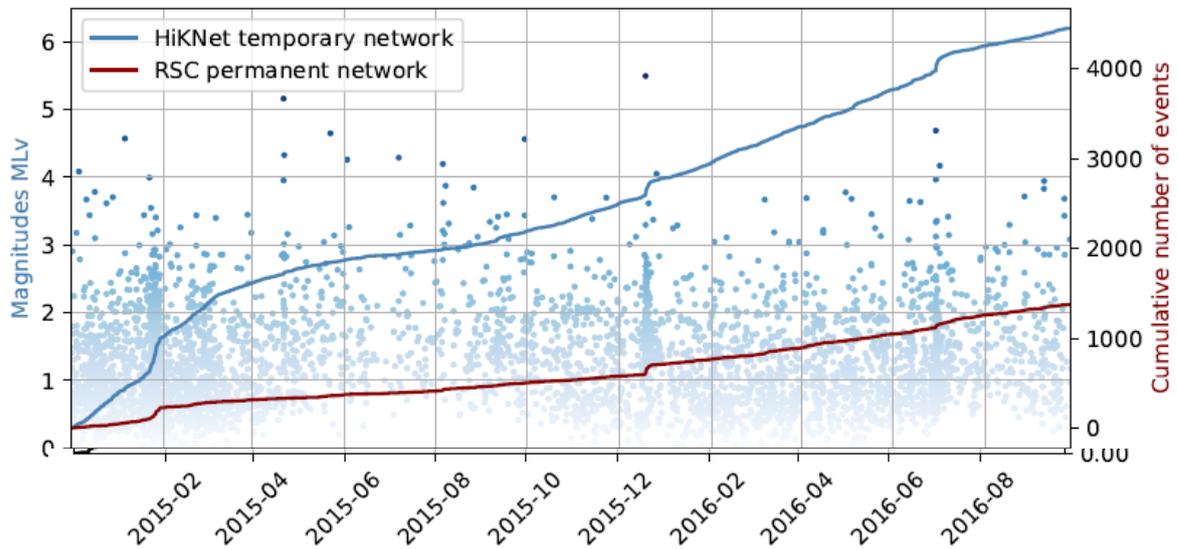


Figure II.11 : Nombre d'évènements cumulés, détectés puis localisés par le réseau sismologique permanent (ligne rouge) et temporaire (ligne bleue). En fond, distribution temporelle des magnitudes des évènements localisés par le réseau HiKNet (points bleus)

Sur 4495 évènements détectés puis localisés par l'expérience sismologique HiKNet, 1050 ont un homologue dans le catalogue de sismicité du réseau permanent népalais RSC (Hoste-Colomer et al., 2018 ; Laporte et al., 2021). Au premier ordre, le déploiement du réseau temporaire a donc permis d'enrichir le catalogue régional RSC de 260% sur la période traitée (Figure II.11) principalement en diminuant la valeur de la magnitude de complétude du catalogue de sismicité. La grande majorité des stations du réseau permanent sont localisées à plusieurs dizaines de kilomètres au Sud de la sismicité et sont composées de capteurs à une composante verticale. Les localisations épacentrales du réseau RSC sont donc essentiellement obtenues à partir des temps d'arrivées des phases P. La profondeur, généralement mi-crustale à superficielle est fixée par les analystes à 5 ou 10 km.

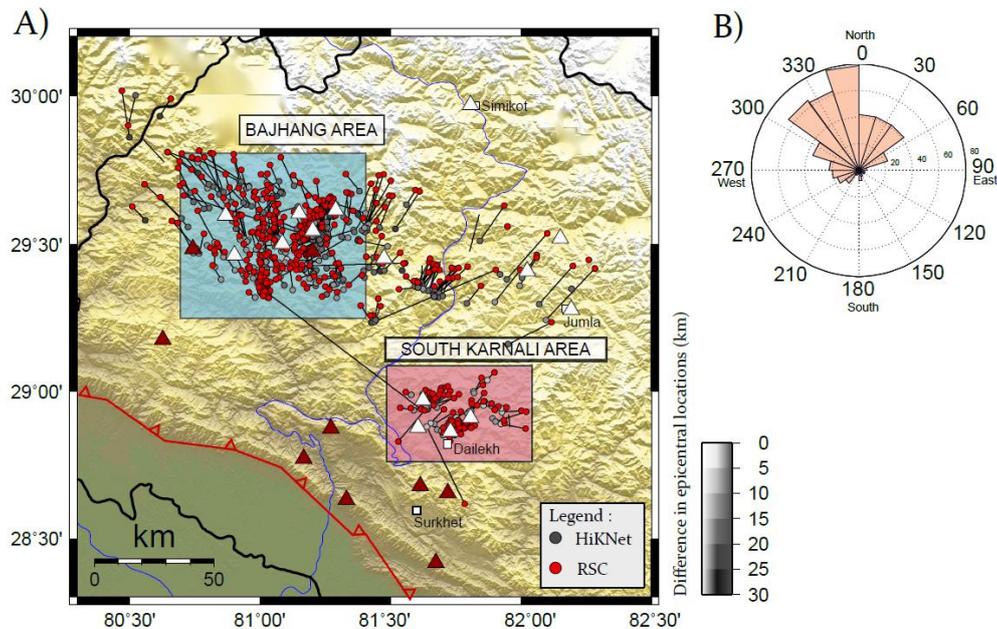


Figure II.12 : (A) Séismes communs entre les catalogues HiKNet et RSC sur la zone du Grand-Ouest Népal (B) Représentation azimutale des différences de localisations entre homologues RSC/HiKNet

La comparaison des deux catalogues de sismicité met en évidence un écart pluri-kilométrique quasi-systématique entre les localisations épacentrales au sein des principaux clusters de sismicité (Figure II.12). Sur les 1050 évènements communs aux deux catalogues, la moyenne des écarts épacentraux est estimée à 11km, réduite à 7 km lorsqu'on ne considère que les évènements de « haute qualité » du catalogue HiKNet : résidus moyens inférieurs à 0.4s, 6 observations P au minimum, 3 observations S et des erreurs horizontales et verticales inférieures à 2 km. Cette valeur de ces écarts épacentraux augmente progressivement du Sud vers le Nord (Figure II.13). La distribution azimutale de ces écarts de localisations épacentrales varie également entre l'Ouest (Bajhang) et l'Est (Karnali), avec une moyenne des azimuts des écarts de 330°N pour la zone de Bajhang et de 50°N pour la zone Karnali.

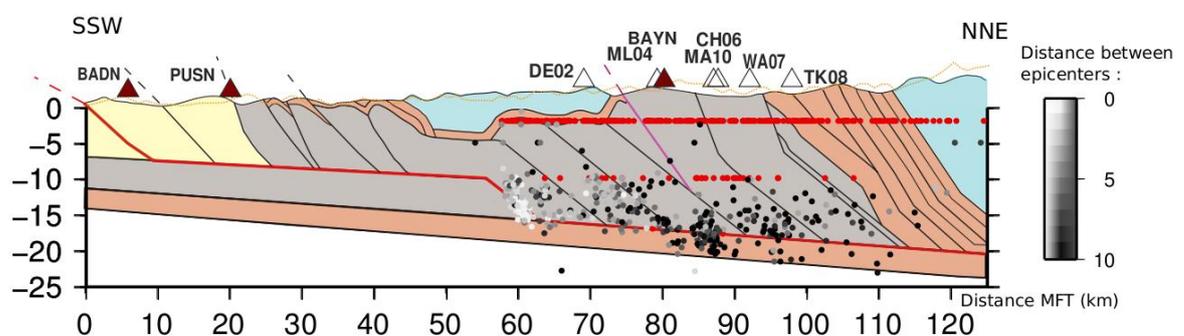


Figure II.13 : Projection des évènements relocalisés à la fois par le réseau RSC (rouge) et par l'expérience sismologique HiKNet (grisés). La palette de gris correspond à la valeur de l'écart entre les localisations épacentrales.

Ces différences de localisations épacentrales peuvent résulter de l'utilisation d'une profondeur fixée lors du processus de localisation au RSC, de la prise ou non en compte de poids sur les pointés et de la différence de géométrie des réseaux. Au premier ordre, les azimuts de ces écarts épacentraux, visible sur la Figure II.12.B et présentés dans les zooms en Annexes II, semblent coïncider avec l'azimut entre les événements et le barycentre des stations du réseau RSC. La valeur de l'écart épacentral peut, quant à elle, s'expliquer par la combinaison de deux effets : (1) le report de l'erreur sur la profondeur sur la localisation épacentrale résultant de l'utilisation d'une profondeur fixée par le réseau RSC, et (2) un effet de géométrie de réseau où la valeur de cet écart est proportionnelle à la distance entre l'évènement et le barycentre des stations du réseau RSC.

B- Comparaisons des algorithmes de localisation

Dans un second temps, on localise à nouveau les 4500 événements détectés pendant l'expérience sismologique temporaire en utilisant toutes les stations disponibles, les mêmes jeux d'observations de phases P et S et le même modèle de vitesse 1D (Pandey., 1985) mais avec différents algorithmes de localisation. On compare les localisations réalisées avec : (1) l'algorithme de localisation par linéarisation Hypo71 (Lee and Lahr., 1972 ; Laporte et al., 2021) ; (2) l'algorithme de relocalisation par doubles différences HypoDD (Waldhauser and Ellsworth., 2000 ; Laporte et al., 2021) avec (3) l'algorithme dit non-linéaire de recherche en grille NonLinLoc et (4) l'algorithme de localisation utilisé à l'ISC: Iloc.

- *Etude 1 : Sismicité du Grand-Ouest Népal*

Les histogrammes d'erreurs ont été réalisés sur toute la population d'évènements. Je ne présente ici que les comparaisons en carte et coupes du secteur Est pour plus de facilité de lecture. Dans le secteur Est à la longitude de la rivière Karnali, 1227 événements ont été localisés sous Hypo71 et définissent en surface et en profondeur les deux ceintures de sismicité Nord/Sud décrites précédemment. Cette zone du grand Ouest Népal est particulièrement intéressante à étudier pour d'un point de vue sismotectonique.

o *Algorithme Iloc4.0 (Bondar et al., 2011)*

La relocalisation de la sismicité avec Iloc implique une étape de recherche en grille par l'algorithme génétique de Sambridge and Kennett (Sambridge and Kennett, 2001) pour trouver la localisation hypocentrale initiale la plus probable dans un rayon de 150 km autour du point source obtenu par

une étape préliminaire de localisation pour débiter l'inversion de type Geiger (1910). On autorise une estimation libre de la profondeur pour un minimum de 3 paires d'observations de phase S-P à distance locale (1.5°). On autorise jusqu'à 20 itérations pour la première étape de recherche en grille et jusqu'à 50 itérations pour la relocalisation de type Geiger.

Pour les événements mal contraints par le réseau, Hypo71 tend à fixer la profondeur des événements à 2km ou 5km. De la même manière, ILoc fixe les événements à une profondeur correspondant à une profondeur régionale estimée à partir des catalogues ISC lorsque la profondeur n'est pas contrainte par un nombre suffisant observations locales.

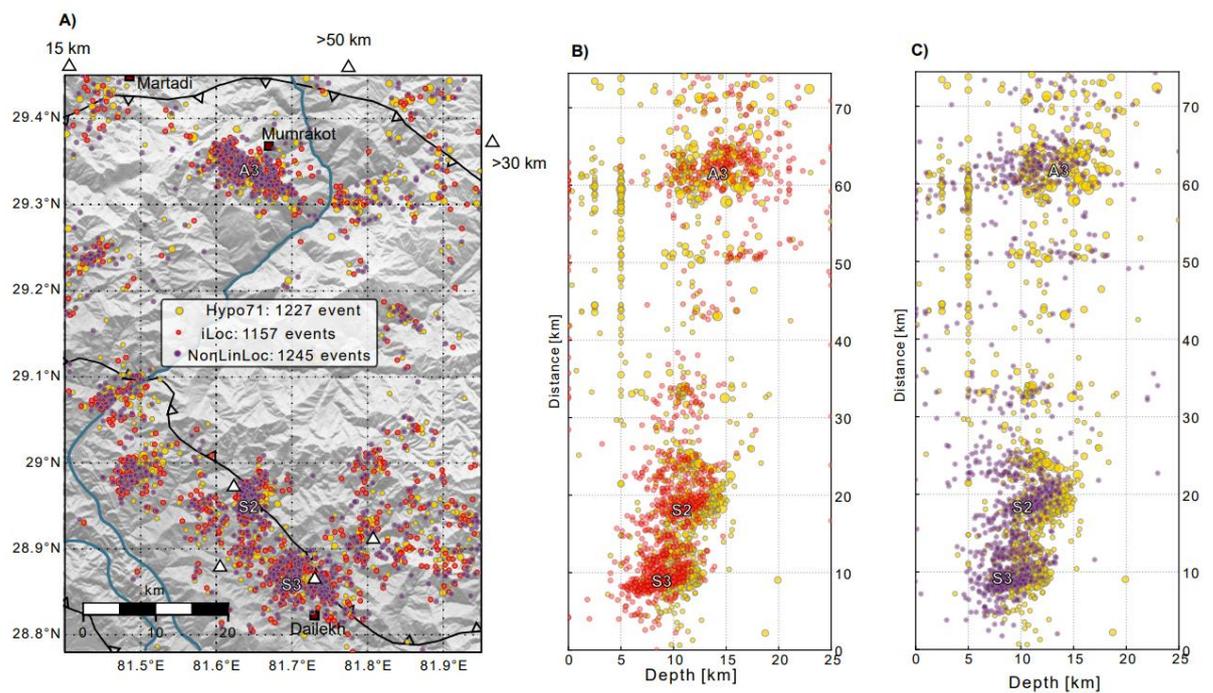


Figure 11.14: (A) Différences de localisation épicentrales dans la zone de Karnali entre les algorithmes Hypo71 (jaune), ILoc (rouge) et NonLinLoc (violet) (B) Projection des localisations hypocentrales issues de l'algorithme Hypo71 (jaune) et ILoc (rouge) sur l'axe des latitudes (C) Projection des localisations hypocentrales issues de l'algorithme Hypo71 (jaune) et NonLinLoc (violet). Les géométries des clusters S1 et S2 sont mieux caractérisées par les algorithmes ILoc et HypoDD.

Sur les 4500 événements relocalisés par Hypo71 sur l'ensemble des deux ans de l'expérience, ILoc trouve une localisation hypocentrale pour 4241 événements mais 664 ont une profondeur fixée dans l'inversion. On sélectionne les événements les mieux localisés avec ILoc avec un nouveau critère de qualité de localisation : un résidu moyen inférieur à 0.8, un minimum de 9 observations, une erreur épicentrale inférieure à 5 km et un gap azimutal primaire inférieur à 180° . 1830 événements répondent à ce critère et 110 avec des profondeurs fixées. L'algorithme ILoc permet d'identifier automatiquement les événements satisfaisant les critères « Ground Truth 5 » assurant la qualité de

la localisation épacentrale à 5km de précision avec 95% de confiance. On trouve 151 évènements dits GT5 (plus de 10 observations locales, gap azimutal secondaire $<180^\circ$ et au moins deux observation dans les dix premiers kilomètres) sur les 4100 évènements relocalisés par ILoc. Dans le secteur Est sur lequel nous nous focalisons ici, 1157 évènements ont été relocalisés (Figure II.14).

○ *Algorithme NonLinLoc (Lomax et al., 2000)*

L'algorithme NonLinLoc permet d'estimer la densité de probabilité de localisation en tout point d'une grille en 3 dimensions. On définit une grille initiale centrée au cœur du réseau (81.5°N ; 29.4°N) de 300 km de long en (x,y) et de 100km de profondeur. La grille étant très large, on utilise l'algorithme Octree pour faire une recherche optimisée de la grille en affinant petit à petit la recherche autour du maximum de la densité de probabilité jusqu'à une résolution minimale de 50m. On utilise le modèle de vitesse 1D de Pandey mais on ne calcule pas les temps de trajets des ondes S en tout nœud de la grille, on utilise uniquement le rapport V_p/V_s pour dériver les temps d'arrivées des phases S aux nœuds. La norme L2 de la fonction de vraisemblance du RMS est calculée par l'approche de Tarantola et valette (1982). NonLinLoc permet notamment de ne pas fixer les profondeurs et de mieux estimer les incertitudes de localisation.

Le catalogue de sismicité obtenu avec NonLinLoc est composé de 4345 évènements dont 1245 dans le secteur Est (Figure II.14). Seulement 10 évènements sont localisés à plus de 10 km de leur homologue du bulletin Hypo71. La médiane des écarts de localisation épacentrale vaut 0.8 km et celle des profondeurs -2km. Dans cette zone, NonLinLoc tend à localiser les évènements plus superficiels que Hypo71. Ces écarts en profondeur peuvent-être dû à la prise en compte de l'altitude des stations avec NonLinLoc (environ 1500 m de différences d'altitudes entre les stations les plus basses et les plus hautes du double réseau RSC/HiKNet) et d'une meilleure robustesse des localisations issues de NonLinLoc face à des erreurs dans le modèle de vitesse.

○ *Comparaisons des localisations*

La médiane des écarts de localisations épacentrales entre évènements homologues dans les catalogues ILoc et Hypo71 est de 1.3 km (Figure II.15.A). Dans le catalogue ILoc, il y a 198 évènements localisés à plus de 10 km de la localisation Hypo71, essentiellement des évènements estimés plus profonds par ILoc que par Hypo71. Quand on ne sélectionne que les évènements de « haute qualité » dans les catalogues ILoc et Hypo71, les évènements avec des différences extrêmes de localisations disparaissent. La moyenne et la médiane des différences épacentrales sont respectivement de 1.4 km et 0.7 km et plus de 80% des paires d'évènements sont localisés à moins

de 1.7 km. Les localisations épacentrales de NonLinLoc présentent beaucoup moins de fortes disparités de localisations avec celles de ILoc (Figure II.15B). Sur les 4305 évènements en commun entre les catalogues, 80% sont localisés dans les 2.1 km de leur homologue, cette valeur diminue à 1.7 km si l'on ne garde que les évènements de « haute qualité » du catalogue Hypo71.

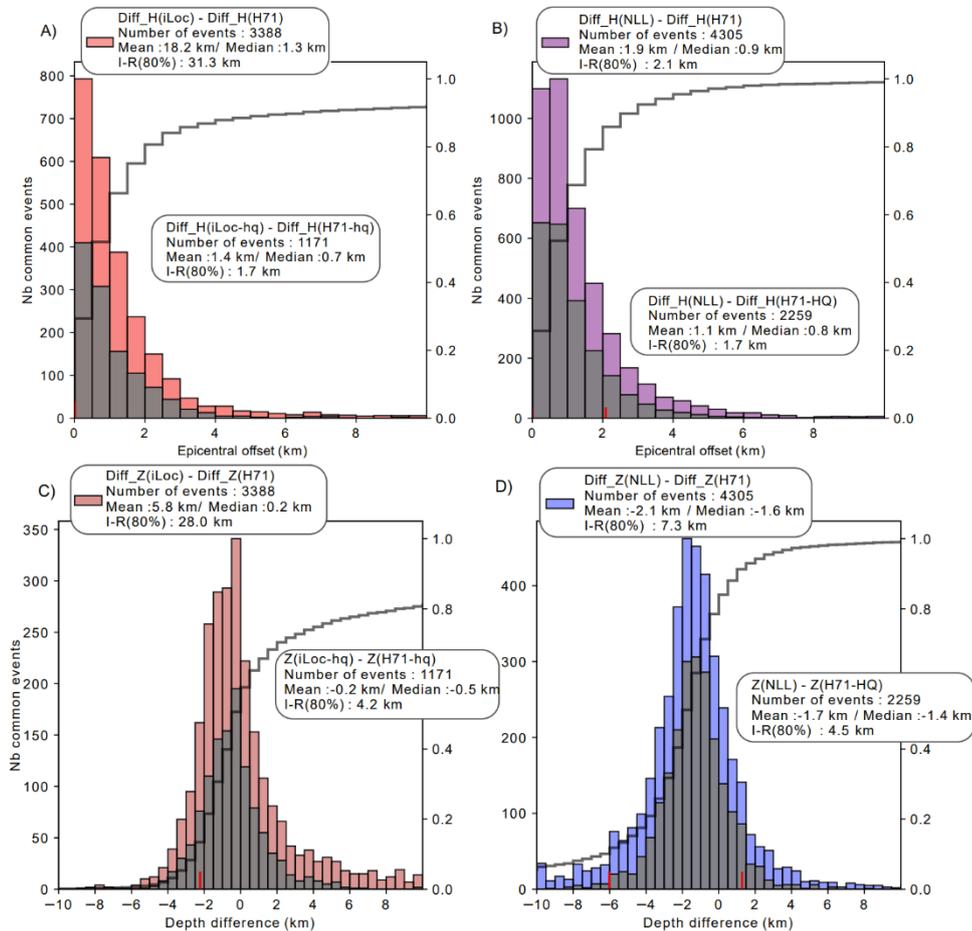


Figure II.15 : (A) Histogrammes des écarts épacentraux entre localisations ILoc et Hypo71 (B) Histogrammes des écarts épacentraux entre localisations NonLinLoc et Hypo71 (C) Histogrammes des différences de profondeurs entre localisations ILoc et Hypo71 (D) entre NonLinLoc et Hypo71

Pour comparer les localisations en profondeurs, on ne garde que les évènements dont les profondeurs ne sont pas fixées dans ILoc (Figure II.15C), les autres n'étant pas représentatives des solutions de l'inversion. La médiane des écarts de profondeur est quasiment nulle entre les localisations ILoc et Hypo71 et 70% des évènements sont localisés à moins de 5 km en profondeur (Figure 15.C). En ne gardant que les évènements de haute qualité, on observe que la moyenne est quasiment nulle et que 80% des évènements sont localisés à moins de 4km de leur profondeur Hypo71. On remarque cependant que sur les projections en coupes des clusters S1, S2 de la zone de Karnali, les localisations ILoc sont nettement plus superficielles que Hypo71 tandis que les localisations du cluster A3 sont plus profonds. Il ne semble pas y avoir de biais systématiques de l'algorithme sur l'estimation de la profondeur cependant l'effet de la topographie, non pris en

compte dans Hypo71 peut générer des erreurs asymétriques du Sud au Nord. Pour les localisations NonLinLoc, les profondeurs sont en moyenne plus superficielles de 2 km et 80% de celles-ci sont estimées à moins de 7 km de la localisation Hypo71. La sélection des événements satisfaisant les critères de haute qualité d'Hypo71 (Laporte et al., 2021) permet de faire descendre cette valeur des écarts de profondeurs à 4.5 km.

- Etude 2 : Crise sismique de Lamjung

Le 18 mai 2021 à 23h57UTC (5h42 heure locale), un séisme de magnitude 5,8 ML situé dans le district de Lamjung (Népal), a secoué le centre-ouest du Népal de la ville Pokhara à la capitale Katmandou (Figure II.16). L'évènement est localisé, à moins de 30 km de l'épicentre du séisme dévastateur de Gorkha du 25 avril 2015 de magnitude 7.8(Mw) et a été ressenti en Inde jusqu'à 400 km de distance (information issue des contributions de ressenti au CSEM). Il a été suivi d'un séisme de magnitude 5,3ML qui s'est produit trois heures plus tard puis de 5 autres séismes de magnitudes supérieures à 3.5 en moins de 24h. Environ 200 tremblements de terre plus petits ont également été ressentis à proximité de Lamjung - Besisahar dans la vallée de Marsyangdi.

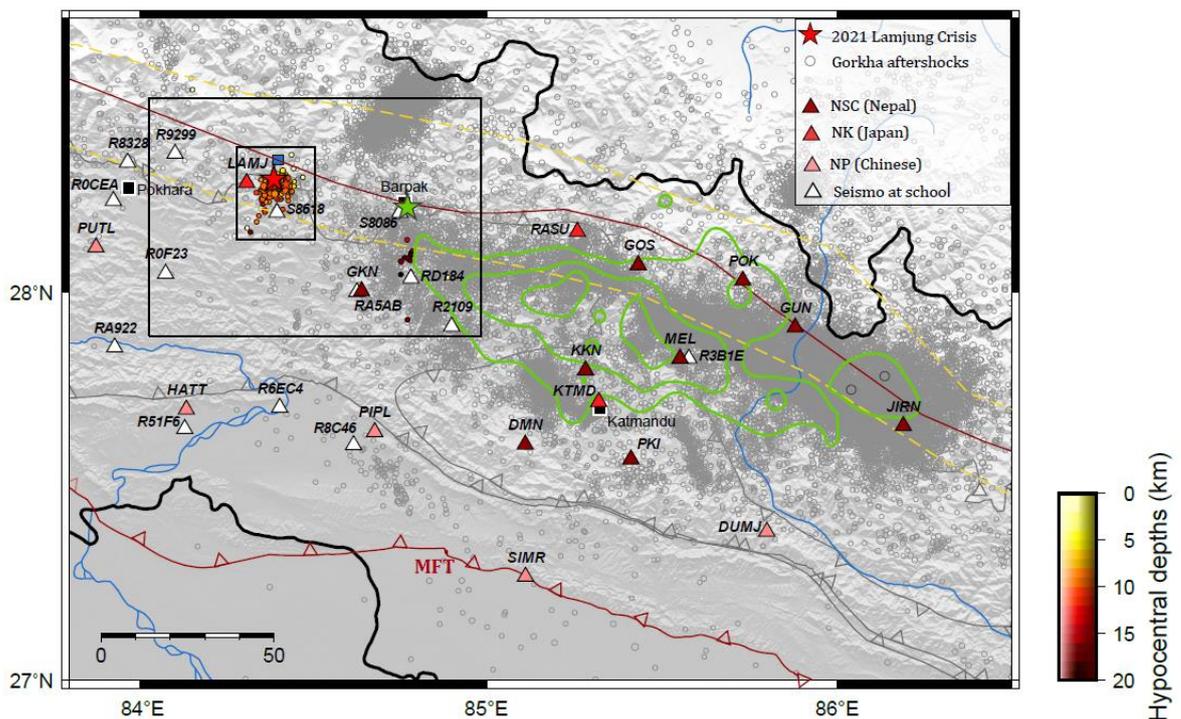


Figure II.16 : Localisation de la crise sismique de Lamjung dans le Centre-Est Népal à 100 km à l'Ouest du début de la rupture du séisme de Gorkha (hypocentre représenté par une étoile verte et glissement cosismique représenté par les lignes vertes). Les répliques de Gorkha et la crise sismique de l'Himalchuli sont représentés par des ronds gris en arrière-plan (Adhikari et al., 2021 ; Adhikari et al., 2022). Les deux cadres correspondent aux zoom progressifs des figures Fig17 et Fig18. La trace en surface du mégachevauchement Himalayen est représentée par la faille inverse rouge, la localisation approximative de la base de la rampe mi-crustale est représentée par le trait plein de même couleur, au Nord de la sismicité (Hubbard et al., 2016).

Nous nous sommes intéressés à cette crise à la suite du travail sur le Grand-Ouest Népal dans le but d'apporter un nouvel examen de la relation entre la sismicité et la rampe mi-crustale du Grand Chevauchement Himalayen qui aurait contraint la géométrie de la rupture du séisme de Gorkha (Baillard et al., 2014 ; Hubbard et al., 2016). C'est cette même rampe qui est mise en évidence à 300 kilomètres à l'Est dans notre analyse de la sismicité du Grand Ouest Népal présentée précédemment (Laporte et al., 2021 ; Lok Bijaya et al., 2023). Dans le cadre de mon travail de thèse, je me suis intéressée plus particulièrement à l'incertitude sur la détermination des profondeurs hypocentrales des événements relocalisés à partir des algorithmes appliqués dans la section précédente sur le Grand Ouest Népal.

A distance locale et régionale, la crise sismologique de Lamjung a été détectée par les stations du réseau sismologique national Népalais, stations issues de la collaboration CEA/DASE-DMG (NSC), par celles de la collaboration entre le DMG et la Japan International Collaboration Agency (NK) et de celles de la collaboration entre le DMG et la Chinese Earthquake Administration (NP) (Figure II.16). Cette crise est également au cœur de la zone de déploiement du premier réseau sismologique à bas coût du Népal, déployé dans le cadre du projet de sismologie citoyenne Seismo at school (Subedi et al., 2020). La station Raspberry la plus proche est à moins de 15 kilomètres.

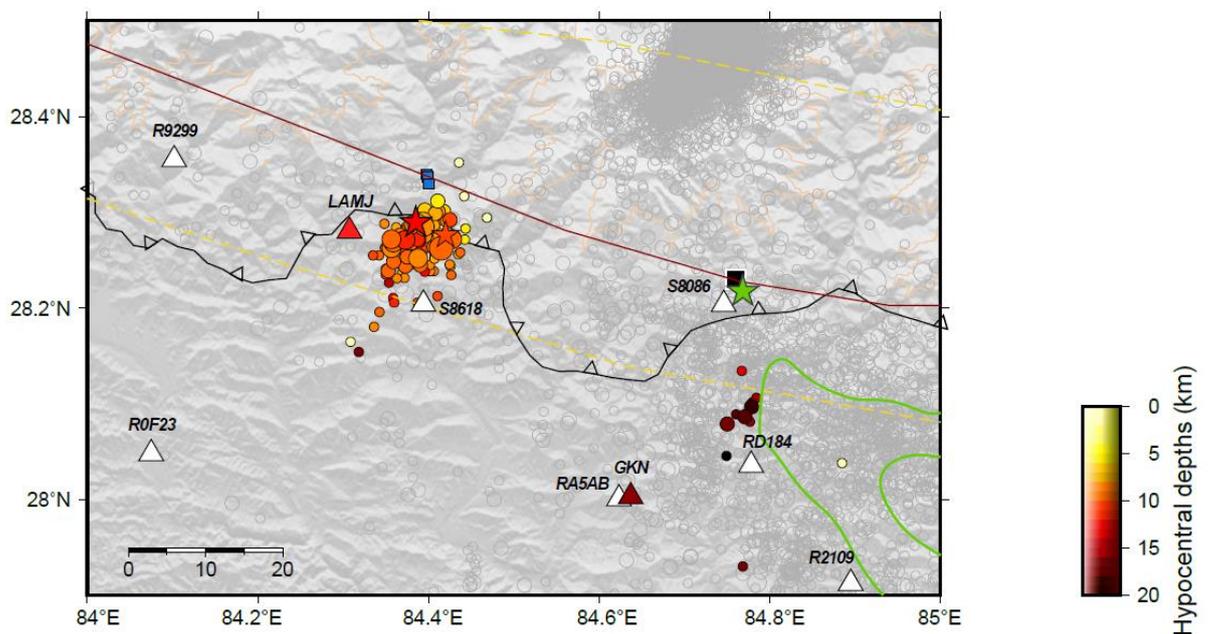


Figure II.17 : Zoom sur la localisation de la crise de Lamjung par le workflow du centre sismologique Népalais (Hypo71). La magnitude des événements est représentée par la taille des cercles, leur profondeur par la graduation de couleurs.

La première localisation effectuée par le plugin Hypo71 intégré dans le workflow du logiciel de traitement de données sismiques Seiscomp du NEMRC, localise la crise à 30 kilomètres à l'Ouest de l'épicentre du séisme de Gorkha et à 15 kilomètres au Sud de l'intense crise sismologique de l'Himalchuli ayant eu lieu de 2017 à 2019 (Figure II.17). Les répliques du choc principal du 18 mai 2021 sont toutes localisées dans un rayon de 5 kilomètres autour de celui-ci. Même si cette crise est située au voisinage (<50 km) d'une dizaine de stations, la distribution de ces stations présente en moyenne un gap azimutal primaire de 125° dû à l'absence de stations dans les montagnes au Nord. On réalise également une relocalisation de la crise à partir de l'algorithme Hypo71 afin de tenir compte des fortes différences d'altitudes des stations en ajoutant des termes de correction des temps de trajet. Cette correction réalisée sur la crise de Lamjung ne rehausse pas particulièrement la crise de la valeur moyenne de la topographie, on présente tout de même ces localisations par la suite.

Le modèle de vitesse considéré pour toutes les procédures de localisation des séismes est le modèle de vitesse 1D / 3 couches déterminé par Pandey (1985) décrit précédemment dans ce chapitre (Laporte et al., 2021).

Pour la comparaison des trois algorithmes Hypo71, ILoc, et NonLinLoc on utilise les mêmes paramètres que pour le Grand-Ouest Népal à l'exception de la grille de l'algorithme NonLinLoc déplacée pour être centrée sur le choc principal de la crise.

Ces trois méthodes de localisation absolues ont été appliquées sur les 129 événements survenus dans les 14 jours suivant la secousse principale.

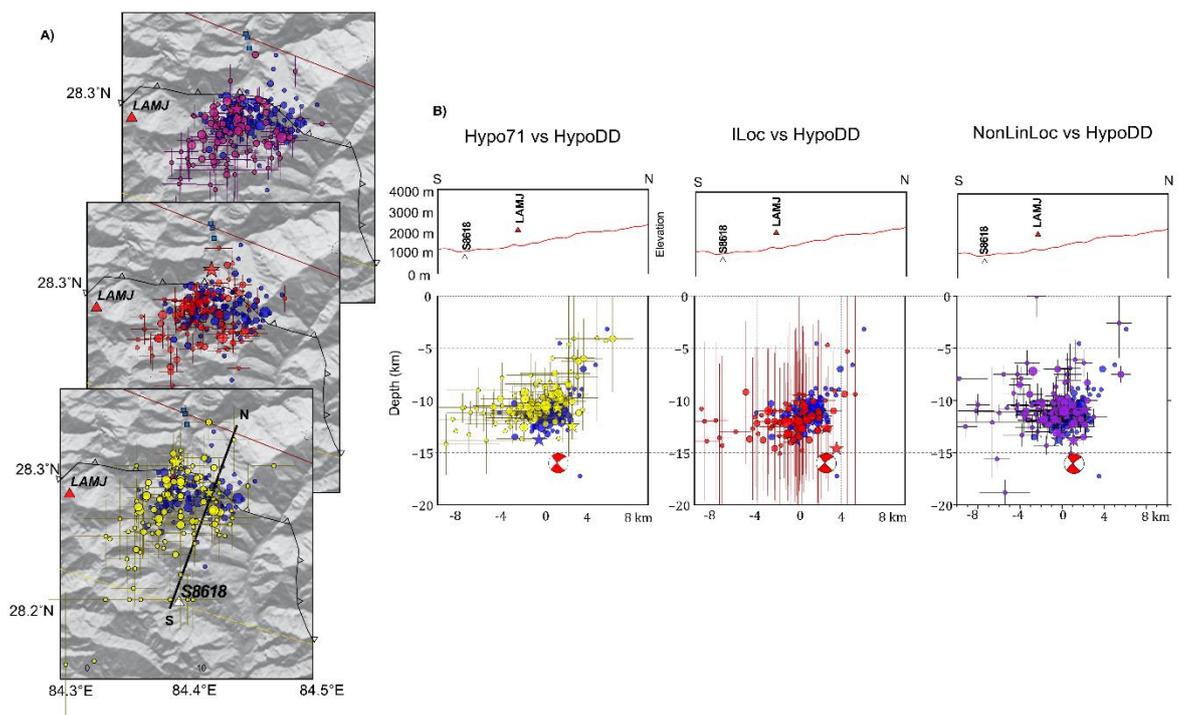


Figure II.18: Comparaison des localisations absolues de la crise sismique de Lamjung par l'algorithme Hypo71 (jaune), l'algorithme NonLinLoc (violet) et l'algorithme iLoc (rouge) avec la localisation relative obtenue par HypoDD (bleue). **(A)** Représentations en carte des localisations épicentrales **(B)** Représentations de leurs projections en coupes le long du trait de coupe Nord Sud (trait noir NS).

On trouve 38 évènements GT5 sur les 105 relocalisés par ILoc, 35 d'entre eux sont localisés dans le cluster autour du choc principal et 4 semblent localisés 7 km au Sud (Figure A2 - Annexe II). L'algorithme iLoc fixe une profondeur pour 28 évènements de la crise. Pour une meilleure caractérisation de la géométrie du cluster, nous avons également utilisé l'algorithme HypoDD pour fournir des relocalisations relatives à partir des localisations Hypo71. Nous avons traité 1460 phases, ce qui a donné lieu à une sélection de 2256 paires de phases P et 1262 paires de phases S liées sur 255 paires d'évènements avec une moyenne de 18 liens par paire pour une distance source-station maximale de 200 km. On applique le même schéma d'itérations que dans l'article sur le Grand Ouest Népal (Laporte et al., 2021), en trois étapes comprenant : cinq itérations ne prenant en compte que les observations de phases P, cinq itérations prenant les observations de phases P avec un poids de 1 et les observations de phases S avec un poids de 0.5, puis dix itérations considérant les observations P et S, imposant un seuil de distance de 5 km entre les paires d'évènements.

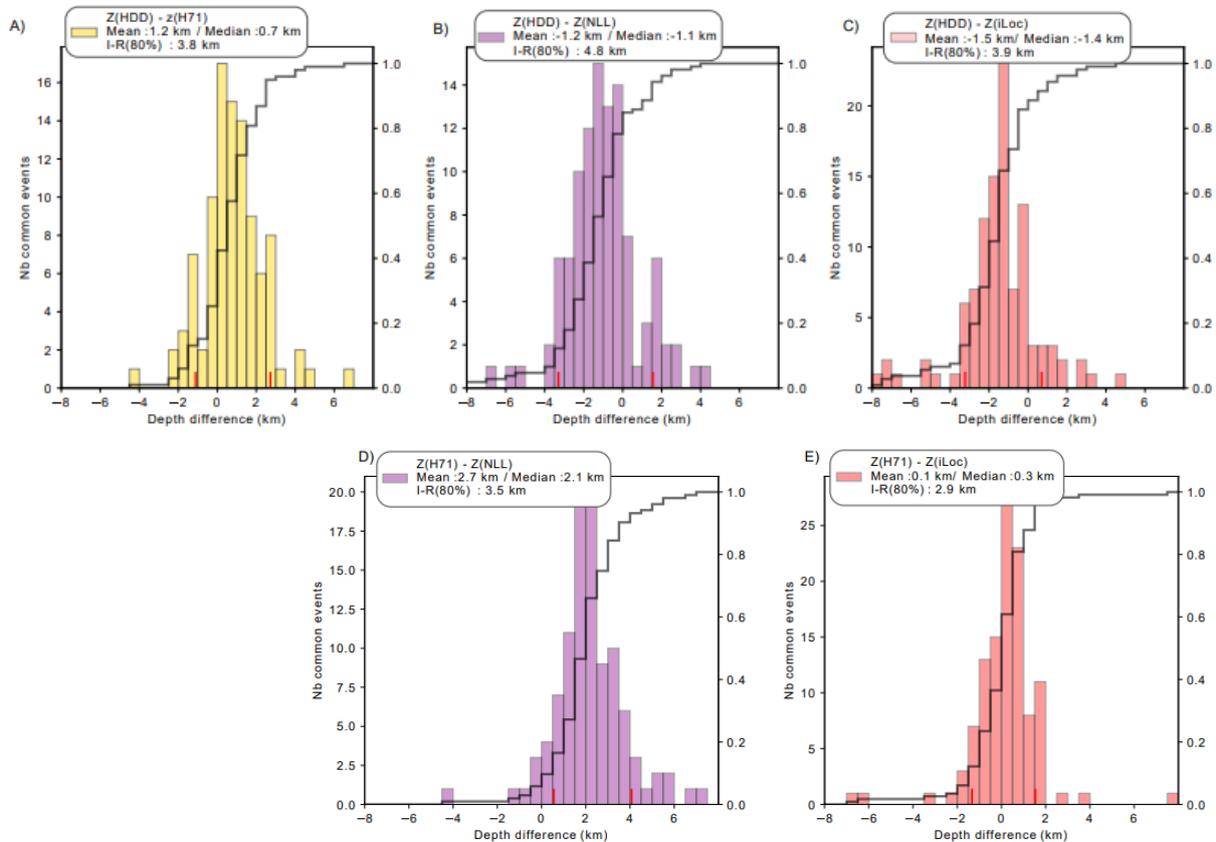


Figure II.19 : **A)** Histogrammes des différences de profondeurs entre les localisations absolues et relatives Hypo71 et HypoDD **B)** entre NonLinLoc et HypoDD **C)** entre ILoc et HypoDD **D)** Histogrammes des différences de profondeurs entre ILoc et Hypo71 et **E)** NonLinLoc et Hypo71.

Tous les algorithmes décrivent une zone activée par la sismicité comprise dans une surface 7 km^2 en épical et de 7 km^2 sur les projections en profondeur (Fig. 18). Les localisations et la géométrie du cluster varient selon l'algorithme utilisé mais la distribution épical de cluster semble toujours orientée dans la même direction N120 à N130. Cette direction est en accord avec la direction des principales structures tectoniques en surface (Figure II.17).

On observe des résidus moyens élevés de $0.55 (\pm 0.1)$ secondes en moyenne pour Hypo71 et NonLinLoc et $0.75 (\pm 0.12)$ secondes pour iLoc. Ces résidus élevés peuvent témoigner d'erreurs de pointé ou d'erreurs dans le modèle de vitesse local et résulter en des biais de localisation. La moyenne des erreurs sur les profondeurs estimées par l'algorithme iLoc est de $7.2 \text{ km} (+/-2)$. Les erreurs moyennes sur les profondeurs estimées par NonLinLoc sont de $1 \text{ km} (+/-0.75)$ et de 2.3 km pour Hypo71.

On compare les trois algorithmes de localisation absolues avec les localisations relatives HypoDD. Il est à noter que celles-ci sont très dépendantes de la localisation absolue Hypo71 utilisée en entrée d'HypoDD (Figure II.19a). Comme pour le cas d'étude sur le Grand Ouest Népal, les algorithmes HypoDD et iLoc présentent tous deux une sismicité moins éparse. Les profondeurs absolues obtenues avec les trois algorithmes Hypo71, NonLinLoc et iLoc sont en moyenne localisées à moins de 1.5 km de la localisation relative HypoDD et 80% des profondeurs sont localisés à moins de 5 km de la profondeur HypoDD. Lorsque l'on compare les localisations absolues entre elles, les différences de profondeurs entre iLoc et Hypo71 sont centrées en 0 et 80% des différences sont inférieures à 3 km (Figure II.19.b). Les profondeurs issues de NonLinLoc diffèrent de 2.7 km en moyenne par rapport aux profondeurs d'Hypo71. On retrouve ces observations sur les projections en coupe des hypocentres (Figure II.19b).

Pour l'analyse de cette crise, la profondeur de la sismicité est un paramètre clé puisqu'elle apporte des informations importantes sur le comportement de la rampe mi-crustale dans cette région qui n'a pas été affectée par la rupture du séisme de Gorkha en 2015. Des profondeurs de 10 km correspondent au haut de la rampe décrite dans la région de Gorkha (e.g. Hubbard et al., 2016) et des profondeurs de 15 km au pied de la rampe, sur le plat inférieur. Dans la première hypothèse, le cluster pourrait correspondre à une activation en back-thrust de la partie supérieure du plat du décollement du MHT. Dans la seconde, le cluster pourrait être associé à une activation en pied de rampe, sur le décollement inférieur avec un comportement similaire aux observations réalisées dans le Grand Ouest Népal (cluster S1-S2, A3).

Pour étoffer ces interprétations, une inversion du tenseur des moments a été réalisée (Aurélien Trilla., communication personnelle) pour déterminer le mécanisme au foyer du choc principal à partir d'observations régionales et lointaines (>500 km).

Le mécanisme qui permet de maximiser la valeur de vraisemblance (VR) et qui est la plus cohérente avec un mécanisme double couple (DC) (Trilla et al., 2019) donne une valeur de profondeur de 16 km avec le modèle de Terre global Crust2 (Bassin et al., 2000) (Annexe II : Fig.A3 ; Tableau A1). Les profondeurs du choc principal sont peu contraintes par cette méthode, la VR étant maximale pour des profondeurs entre 16 et 25 km. Les plans focaux du mécanisme changent peu pour ces différentes valeurs de profondeurs. La direction du plan focal N104° est cohérente avec la géométrie du cluster, le pendage de 40° vers le nord ou de 50° vers le sud sont également cohérents avec la géométrie du cluster mais plus forts que le pendage de la rampe (e.g. Hubbard et al., 2016). On s'intéressera dans le chapitre IV aux profondeurs obtenues pour les 7 événements de la crise détectés à distance télé-sismique.

C- Estimation des erreurs de pointés

Comme présenté en partie 1, il existe peu de jeux de pointés communs permettant de réaliser une analyse statistique précise sur les différences d'estimation des temps d'arrivées des phases d'un analyste à un autre et/ou d'un institut à l'autre. Au début de la crise sismique du volcan sous-marin de Mayotte en mai 2018, une seule station sismique régionale enregistre les premiers événements en temps réel. Les événements sont systématiquement pointés de manière indépendante par le BRGM (France), le GFZ (Allemagne) sur la station YTMZ située à quelques kilomètres de la crise. La comparaison des temps d'arrivée des pointés P ou S à la station YTMZ entre les catalogues de ces deux instituts ainsi que sur les pointés automatiques réalisés par le réseau de neurones PhaseNet¹ a permis d'évaluer une incertitude minimale sur la détection manuelle du temps d'arrivée des ondes P et S.

- *Application Mayotte (extrait de Retailleau et al., 2022)*

Le premier bulletin de pointés manuels est celui du BRGM (France). Le bulletin contient 1347 arrivées de phases P et 1326 arrivées de phases S déterminés manuellement par plusieurs analystes experts pour des événements de magnitudes supérieures à M 3,5 détectés entre le 10 mai 2018 et

¹ Réseau de neurones de pointés automatiques entraîné sur la sismicité de la Californie (Zhu et Beroza., 2019)

le 5 décembre 2019 (Lemoine et al., 2020). Le second bulletin, provenant de l'institut GFZ (Allemagne), comprend 5999 arrivées de phases P et S réalisés manuellement par un seul analyste expert pour des événements survenus entre le 10 mai 2018 et le 28 février 2019 (Cesca et al., 2020). Le réseau de neurones PhaseNet a également détecté l'arrivée pour 99,6 % des phases P et 98,4 % des phases S du bulletin BRGM, formant un ensemble de données comparatives de 1342 phases P communes et 1305 phases S communes, respectivement. De même, PhaseNet a trouvé 97,7% des phases P et 98,8% des phases S du bulletin GFZ, formant un ensemble de données comparatives de 5858 pointés de phases P communes et 5924 pointés de phases S communes.

Nous estimons qu'un pointé est cohérent si la différence de temps d'arrivées entre deux mêmes observations est inférieure à 0,5 seconde pour les phases P et à 0,8 seconde pour les phases S. Les valeurs aberrantes supérieures au seuil défini résultent principalement d'erreurs d'identification d'événements ou d'erreur d'interprétation du type de phases. Parmi les 1342 arrivées P et 1305 arrivées S communes avec le bulletin du BRGM, 22 arrivées (1,6%) et 99 arrivées (7,6%) sont rejetées, respectivement. Par contre, parmi les 5858 arrivées P et 5924 S communes avec le bulletin GFZ, 277 arrivées (4,7%) et 468 arrivées (7,9%) sont rejetées.

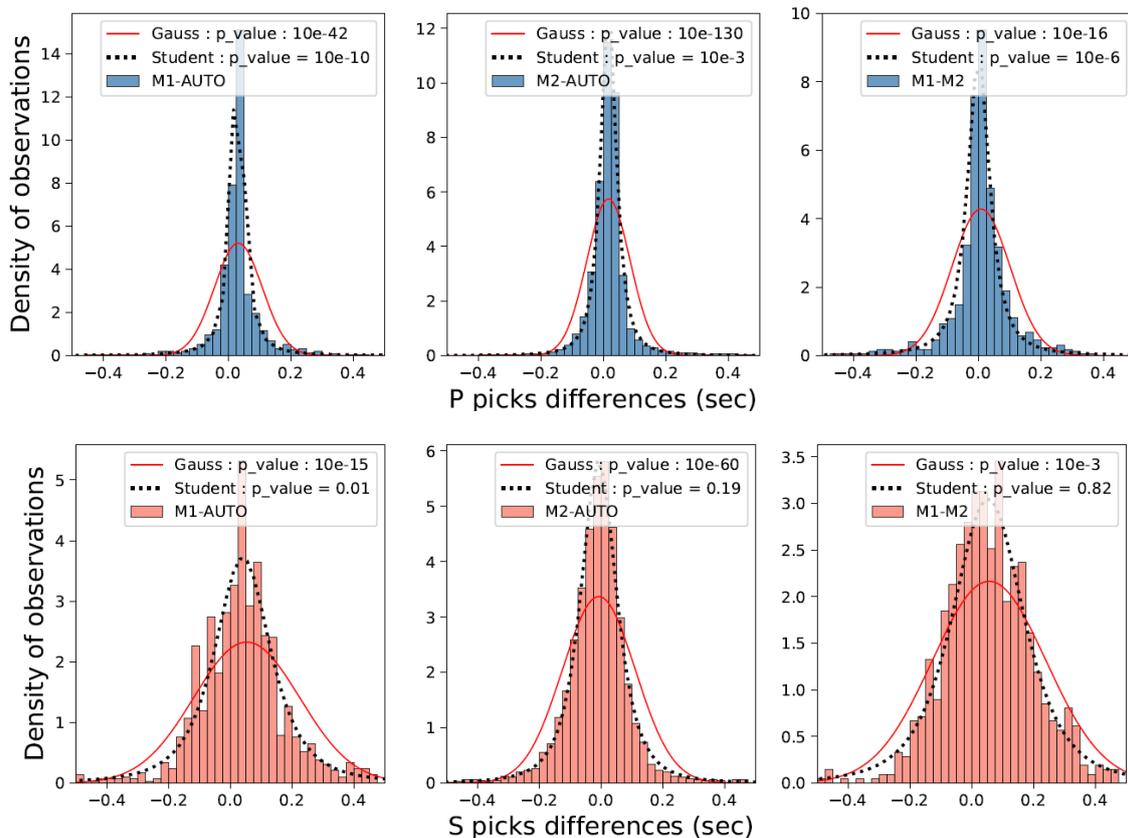


Figure II.20 : Haut | Distribution des différences de pointés P entre **(A)** M1 :BRGM et AUTO :PhaseNet **(B)** M2 :GFZ et AUTO :PhaseNet **(C)** M1 :BRGM et M2 :GFZ. **Bas** |Distribution des différences de pointés S entre **(D)** BRGM et PhaseNet **(E)** GFZ et PhaseNet **(F)** BRGM et GFZ. On fit une loi normale (rouge) et une loi de Student (pointillés noirs) à ces distributions.

Comme première comparaison, les deux bulletins manuels BRGM et GFZ ont 915 arrivées P communes, dont 21 (2,3%) sont rejetées et 904 arrivées S communes, dont 23 (2,5%) rejetées. Les bulletins de pointés manuels présentent moins de pointés incohérents, en particulier pour les arrivées de S. Le nombre de pointés rejetés est plus élevé entre les bulletins PhaseNet et GFZ qui comprennent des événements de plus faibles magnitudes ($m < 3.5$) avec des rapport signal sur bruit plus faibles.

Les délais d'arrivées entre les deux bulletins de pointés manuels montrent une distribution des différences de pointés qui est plus proche d'une loi de Student que d'une loi normale (Figure II.20).

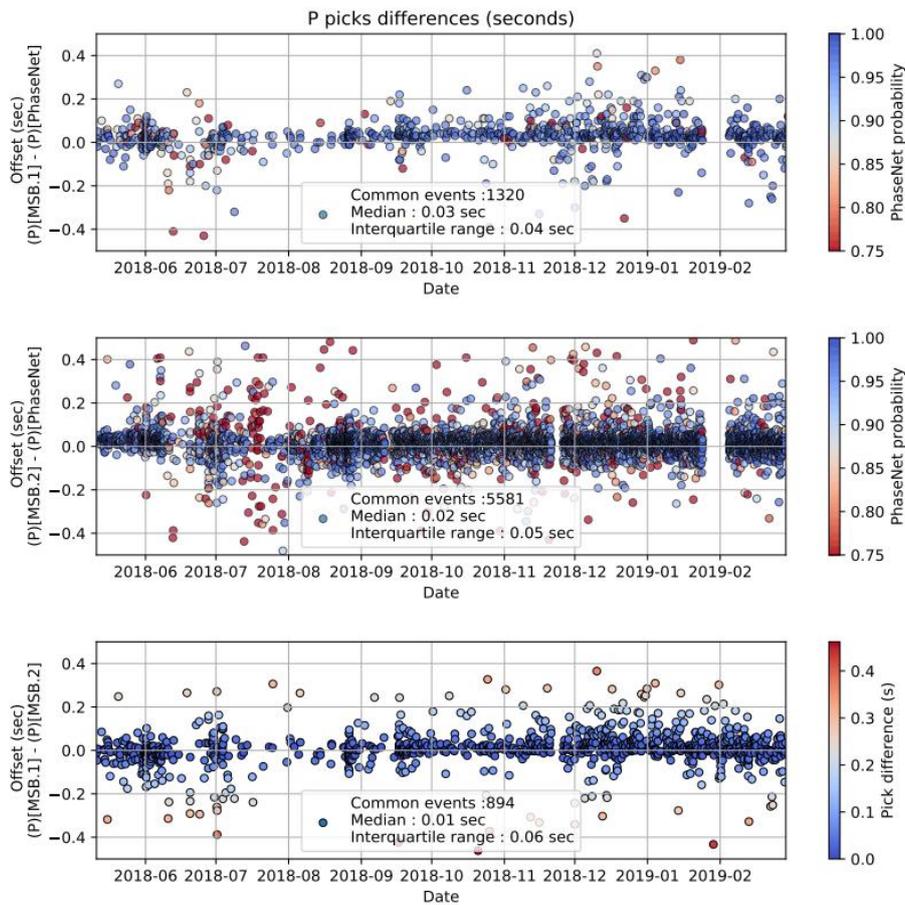


Figure II.21 Représentation des différences de pointés P (sans outliers) en fonction du temps entre les bulletins **(A)** BRGM et PhaseNet **(B)** GFZ et PhaseNet et **(C)** BRGM et GFZ. Pour les figures A) et B), la couleur varie en fonction de la probabilité donnée par PhaseNet. Pour la figure C), la couleur est fonction de la valeur de la différence de pointés

Nous préférons comparer la valeur médiane et l'écart interquartile pour attester de la dispersion des différences de pointés. Pour les deux bulletins manuels, la médiane des différences de pointés P manuels est de 0,01 seconde et l'écart interquartile est de 0,06 seconde. De même, la médiane et l'écart interquartile des différences de pointés S entre les bulletins manuels sont respectivement de 0,05 s et 0,19 s (Figure II.21C). Ces valeurs sont proches des quelques valeurs trouvées dans la

littérature scientifique pour quantifier les incertitudes de pointés manuels (Leonard, 2000 ; Di Stephano et al., 2006). On remarque notamment que les arrivées de phases P semblent moins difficile à déterminer précisément que les arrivées des phases S. En comparaison, la médiane et l'écart interquartile des 1320 pointés entre le bulletin du BRGM et PhaseNet sont de 0,03 seconde et 0,04 seconde (Figure II.21A). D'autre part, la médiane et l'écart interquartile des 5858 pointés entre le bulletin GFZ et PhaseNet sont de 0,02 seconde et 0,05 seconde (Figure 21.B). Ces valeurs sont très proches de celles obtenues par la comparaison des deux bulletins de pointés manuels, même si la population statistique est plus importante. Ainsi, lorsqu'un pic P n'est pas mal identifié, la précision de PhaseNet semble rivaliser avec la précision atteinte par les pointés manuels des analystes experts. Plus précisément, en moyenne, les arrivées des pointés P automatiques de PhaseNet arrivent quelques millisecondes plus tôt que leurs homologues manuels, ce qui suggère une plus grande sensibilité du réseau neuronal.

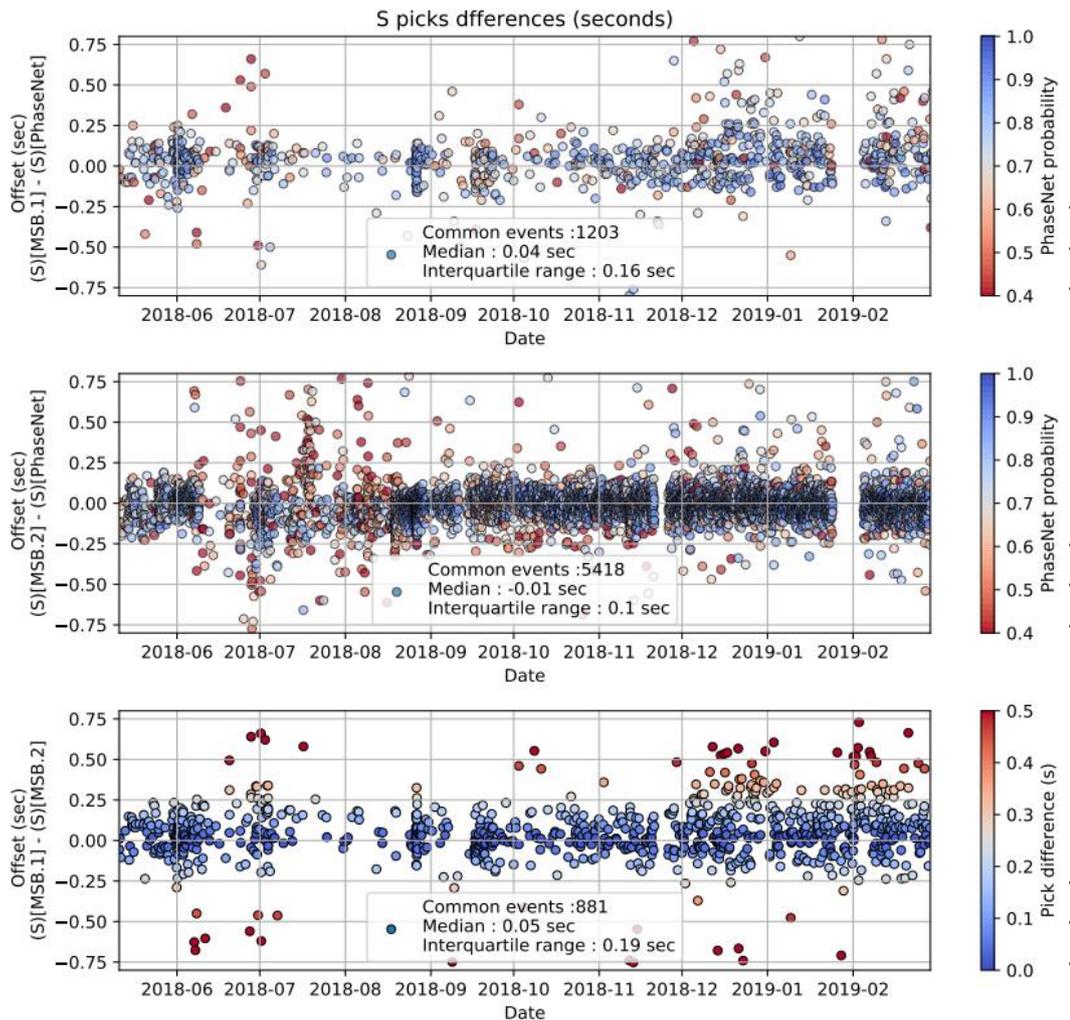


Figure II.22 Représentation des différences de pointés S (sans outliers) en fonction du temps entre les bulletins **(A)** BRGM et PhaseNet **(B)** GFZ et PhaseNet et **(C)** BRGM et GFZ. Pour les figures A) et B), la couleur varie en fonction de la probabilité donnée par PhaseNet.

En ce qui concerne les différences de pointés S, la médiane et l'intervalle interquartile des 1206 différences d'arrivées de pointés S entre le bulletin BRGM et PhaseNet sont de 0,04 seconde et 0,16 seconde (Figure 22.A). La médiane et l'écart interquartile des différences de prélèvement de 5456 S entre le bulletin du GFZ et PhaseNet sont de 0,01 seconde et 0,1 seconde (Figure II.22B). Ces valeurs sont plus petites que les différences de pointés observées entre les deux bulletins manuels. Les pointés S de PhaseNet sont plus cohérents avec les pointés manuels du GFZ, même si ce bulletin de pointé a détecté des événements de plus faible magnitude et présente une population statistique plus importante. En moyenne, les arrivées de phases S de GFZ arrivent quelques millisecondes plus tôt que le bulletin du BRGM. De même, les pointés S de PhaseNet arrivent quelques millisecondes plus tôt que le bulletin du BRGM mais quelques millisecondes après les prélèvements S de GFZ.

Ces résultats sont une représentation de la précision du pointé lorsqu'une même phase est identifiée par les analystes. Cependant, la distribution des différences d'arrivées pour les phases S sans éliminer les valeurs d'erreurs aberrantes supérieures à 0,8 seconde met également en évidence une erreur systématique de pointés à $+1,2 (+/-0,2)$ seconde pour environ 40 pointés S (3,1%) pour le premier ensemble de données comparatives BRGM-PhaseNet et 200 pointés S (3,4%) pour le second ensemble de données comparatives GFZ-PhaseNet (Figure A4 - AnnexeII). Cet écart important entre les pointés est en faveur d'une mauvaise identification de la phase S avec une arrivée de phase convertie S en P (SP) ou P en S (PS) qui peuvent en théorie arriver environ une seconde avant l'heure d'arrivée de la phase S (Garmany., 1989). Dans ce cas, les pointés S automatiques de PhaseNet sont confondus à quelques reprises avec ces arrivées converties. Cette erreur d'interprétation est également observée dans certains bulletins manuels de pointés S. Un entraînement du réseau de neurones peut éventuellement aider PhaseNet à éviter ces erreurs d'interprétations.

- *Propagation des incertitudes*

Pour propager ces incertitudes dans une simulation de type Monte-Carlo, on reproduit les distributions d'erreurs de pointés par des distributions en double gaussienne. Pour les pointés P : on réalise une distribution où l'on a 80% de chance de pointer suivant une distribution $N(0.05)$ et 20% de chance de pointer suivant une distribution $N(0.1)$ (Figure II.23A). Pour les pointés S : on réalise une distribution où l'on a 80% de chance de pointer suivant une distribution $N(0.15)$ et 20% de chance pointer suivant une distribution $N(0.3)$ (Figure II.23B). On réalise 10000 relocalisations sous NonLinLoc d'un évènement localisé au cœur du réseau HiKNet au Grand Ouest Népal

(Latitude : 29.34°N ; Longitude : 81.62°E ; Profondeur : 18km). On met ainsi les différences de localisations hypocentrales générées par un ajout d'une erreur aléatoire dans les temps d'arrivées observés des phases P et S suivant les distributions précédentes. Les erreurs sont ajoutées aléatoirement sur les observations de toutes les stations du réseau HiKNet.

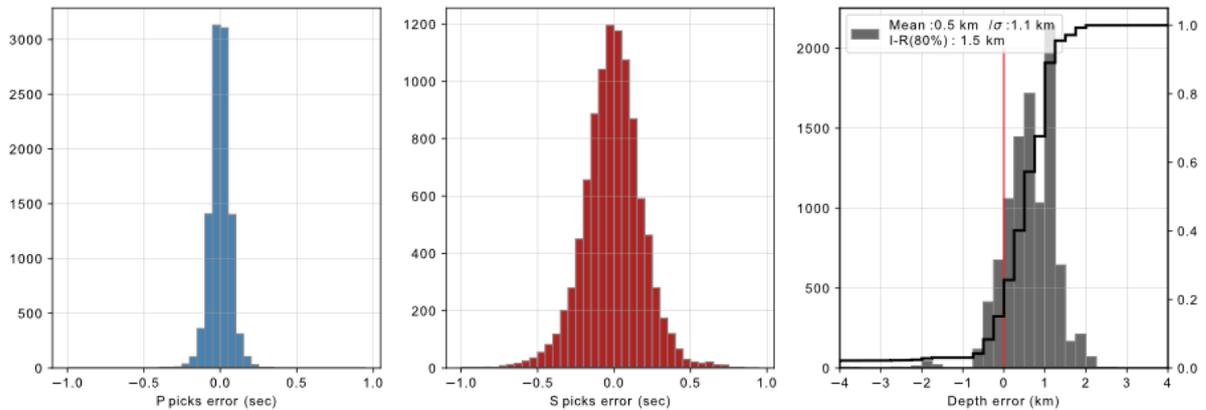


Figure II.23: (A) Distribution en double gaussienne des erreurs de pointés de phases P (B) Distribution en double gaussienne des erreurs de pointés de phases S (C) Distribution des différences de profondeurs obtenues après ajout aléatoire des erreurs de pointés P et S.

La distribution des profondeurs en sortie de la simulation met en évidence de faibles propagations des erreurs sur la profondeur avec une erreur-type de 1.1 km. On note que la distribution des erreurs n'est pas centrée en 0, Hypo71 tend à surestimer la profondeur de 500 m face à la présence d'erreurs de pointés.

D- Quels effets du modèle de vitesse ?

Les localisations hypocentrales dépendent beaucoup du modèle de vitesse utilisé. Pour le Népal, le modèle de vitesse 1D le plus fréquemment utilisé est le modèle de vitesse de Pandey (Pandey., 1985) obtenu pour le Centre Népal à partir des temps de trajets observés lors de tirs de carrières. Depuis, plusieurs autres modèles régionaux ont été proposés à partir de tomographies réalisées à l'Est du Népal à partir de l'expérience sismologique HiMNT (Monsalve et al., 2006) ou encore le modèle de vitesse 3D réalisé au Centre Népal à partir des répliques du séisme de Gorkha (Bai et al., 2019).

Pour mieux concevoir les erreurs possibles de localisation dues au choix du modèle de vitesse, je compare les localisations obtenues sur la crise sismique de Lamjung dans le Centre Népal lorsque je fais varier le modèle de vitesse dans l'inversion réalisée avec l'algorithme Hypo71. Pour cette comparaison, je choisis comme référence les localisations des événements de la crise obtenues avec le modèle de Pandey et je compare les localisations obtenues à partir de deux modèles de vitesses globaux, le modèle de vitesse CRUST (Myers et al., 2015) et le modèle de vitesse Iasp91 (Kennett and Engdahl., 1995), et des deux autres modèles de vitesse régionaux comprenant la récupération du modèle 1D de la zone de Lamjung à partir du modèle 3D de Lin Bai (Bai et al., 2019) et le modèle de vitesse 1D de Monsalve adapté à l'Est Népal (Monsalve et al., 2006) (Figure II.24). Pour la comparaison, on choisit les mêmes valeurs de rapport V_p/V_s et les mêmes paramètres d'inversion dans Hypo71.

La crise ayant été localisée entre 10 et 15 km de profondeur, les vitesses des couches les plus superficielles ont le plus d'influence sur les localisations des événements. On présente les différences de localisations en profondeur et en longitude sous la forme d'ellipses d'erreurs (Figure II.25). Pour ces couches, les modèles les plus éloignés du modèle de vitesse de Pandey sont le modèle CRUST et le modèle issu du modèle 3D de Bai qui proposent une vitesse inférieure à la vitesse du modèle de Pandey pour les dix premiers kilomètres. L'utilisation du modèle de vitesse CRUST rehausse la crise vers la surface de 4.8 km en moyenne avec un écart-type de 1.7 km. Pour le deuxième modèle de vitesse global Iasp91 (Kennett and Engdahl., 1995), les localisations sont rehaussées de 3 km en moyenne. Le modèle de Monsalve, régional 1D, obtenu par tomographie dans l'Est Népal est très proche du modèle de Pandey aussi bien en termes de tailles de couches que de vitesses, les localisations à l'issue de l'inversion avec ce modèle sont logiquement très proches des localisations obtenues avec le modèle de Pandey : la différence de profondeur moyenne étant de 500 m avec un écart type de 1.2 km.

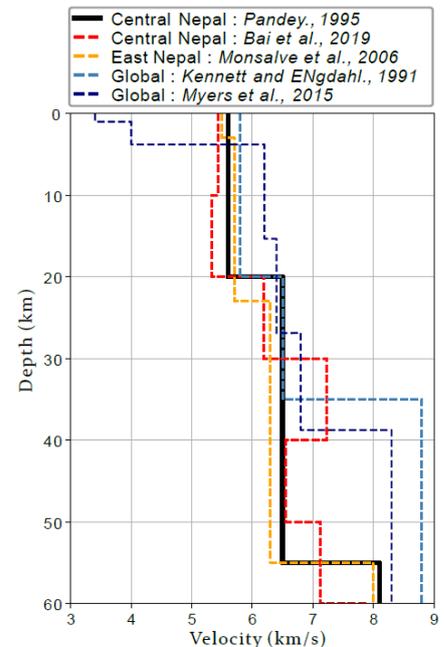


Figure II.24 : Présentation des modèles de vitesse testés pour relocaliser la crise sismique de Lamjung.

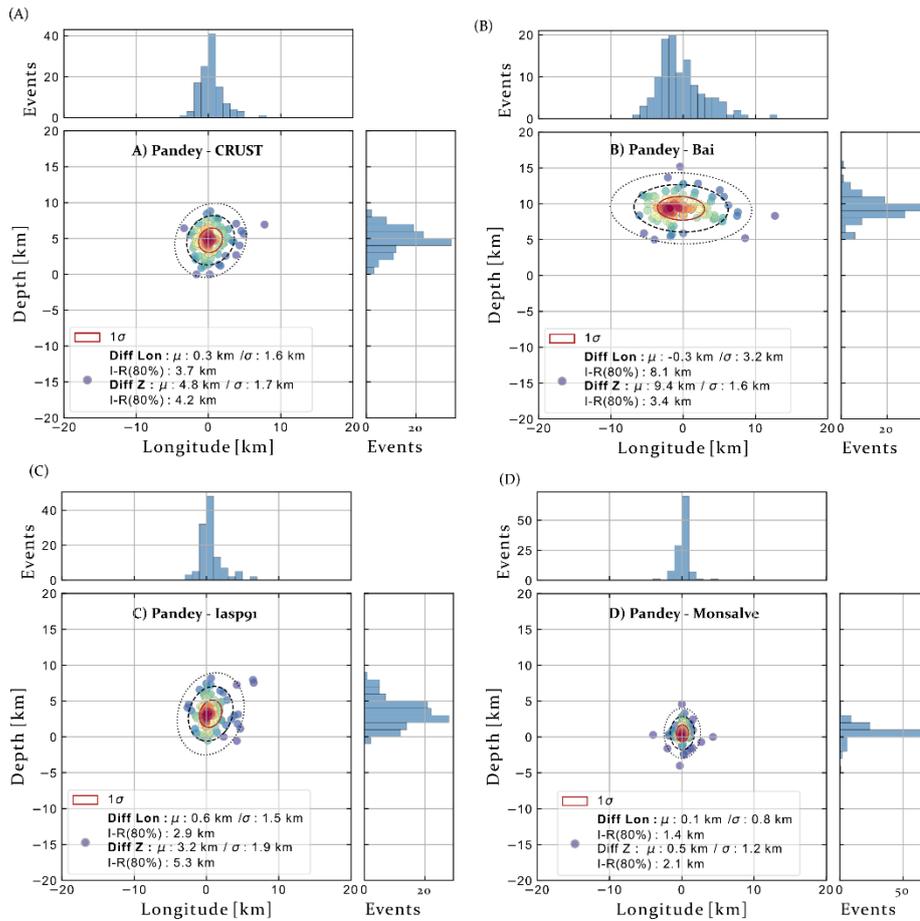


Figure II.25 : Ellipses de covariances des différences de latitude et de longitude (en km) entre les localisations épacentrales obtenues par inversion sous Hypo71 à partir du modèle de vitesse de Pandey et les localisations épacentrales obtenues à partir **(A)** du modèle de vitesse global Crust ; **(B)** du modèle de vitesse 1D obtenu à partir du modèle de vitesse 3D régional de Bai réalisé à partir des répliques du séisme de Gorkha pour le Centre Népal **(C)** du modèle de vitesse global iasp91 **(D)** du modèle de vitesse régional de Monsalve obtenu à partir d'une tomographie réalisée dans l'Est Népal

Enfin, le modèle de Bai présente une première couche entre 0-10 km plus rapide que la couche entre 10-20 km qui est affectée localement par une zone à faible vitesse au niveau du MHT pouvant traduire la présence de fluides. Dans ce modèle, les événements sont localisés à la surface, avec une différence moyenne des profondeurs de 9.4 km par rapport aux localisations obtenues avec le modèle de référence. Cette différence très importante peut s'expliquer en partie par l'utilisation de l'algorithme Hypo71 qui, par expérience, tend à créer de larges biais de localisations pour des modèles de vitesse 1D qui ne présentent pas d'augmentation stricte de la vitesse des ondes avec la profondeur. Dans le cas précis de la crise de Lamjung, ce biais de localisation important observé pour le modèle de Bai se répercute également dans les localisations épacentrales avec des différences de localisations épacentrales importantes de 3 km en moyenne vers le Nord-Ouest (Annexe Fig.A5). Par contre, pour les autres modèles de vitesses, les différences des localisations épacentrales sont plus faibles, autour de 1-2 km (Fig.A5 -Annexe II), avec des biais systématiques de localisations

inférieurs à 600m. Pour ces quatre modèles de vitesse, la moyenne des résidus aux stations pour les 117 évènements de la crise est inférieure à 0.5 secondes, alors que la moyenne des résidus des localisations obtenues avec le modèle de vitesse de Bai est trois fois plus élevée et témoigne d'un problème mal conditionné.

En résumé, cette étude met en évidence une importance assez limitée du modèle de vitesse pour les localisations épacentrales. Si on ne tient pas compte du modèle de Bai qui semble moins adapté/mal conditionné, les différences de localisations épacentrales selon différents modèles restent limitées à 1-2km, avec des biais systématiques de quelques centaines de mètres (Annexe II-Fig.A5). Par contre, l'estimation de la profondeur varie plus largement selon le modèle de vitesse choisi, avec des biais systématiques entre catalogues pouvant atteindre 3-5km.

CONCLUSION

Il est possible de mettre en lumière une à une les différentes variables qui jouent un rôle dans la justesse et/ou la précision de l'estimation d'un hypocentre dans des contextes précis. L'incertitude sur la localisation hypocentrale peut ainsi être obtenue en prenant en compte toutes nos connaissances « à priori » sur ces erreurs potentielles de pointés ou de modèle de vitesse dans l'inversion des temps de trajet pour une géométrie de réseau donnée. Cette incertitude de localisation dépend donc énormément du contexte dans lequel l'inversion est réalisée, de la bonne couverture azimutale du réseau de stations, du mécanisme générant la sismicité pouvant produire des arrivées claires des ondes P et S aux stations ou des arrivées secondaires et favoriser les mauvaises interprétations de phases. Et surtout, la localisation semble être très dépendante de la justesse du modèle de vitesse utilisé.

Pour quantifier l'incertitude de la localisation, de nombreuses études proposent des tests de jackknife ou de bootstrap (Efron., 1982) consistant à retirer aléatoirement des observations pour estimer la stabilité de la solution hypocentrale (e.g. Tichelaar and Ruff., 1989 ; Bai et al., 2006). Pour mieux comprendre l'effet de la géométrie des réseaux, on peut également tirer aléatoirement des géométries de réseaux très différentes pour estimer les biais de localisations inhérents à cette géométrie pour un ou plusieurs évènements dont on connaît la localisation (Bondar et al., 2004). Pour ce qui est des erreurs de pointés ou de modèles de vitesses, d'autres études proposent de

propager les erreurs, estimées en amont de l'inversion, dans le problème de localisation par le biais de tirages aléatoires de type Monte-Carlo (e.g. Billings and Sambridge., 1994 ; Gesret et al., 2015 ; Ryberg and Haberland., 2019). La propagation des incertitudes dans le processus d'inversion permet effectivement d'obtenir une estimation plus fiable des incertitudes de localisation mais ne permet pas de tracer l'origine de ces erreurs ni de généraliser cette incertitude à des événements localisés différemment dans le réseau ou à d'autres réseaux similaires.

Pour mieux comprendre l'origine des biais sur la profondeur pour un algorithme donné, on propose dans la partie suivante de prendre en compte l'ensemble des paramètres pouvant affecter la solution hypocentrale ainsi que de tenir compte de leurs probables interactions dans le processus d'inversion dans un cadre probabiliste. Les analyses de sensibilité permettent de quantifier et de hiérarchiser l'influence des paramètres d'entrée du problème sur les solutions hypocentrales, en prenant en compte les effets non-linéaires inhérents au problème inverse de localisation et en mettant en évidence les potentielles interactions entre variables.

Chapitre III. Incertitudes et **analyse de sensibilité globale**

Enjeu

La quantification des incertitudes de localisation et plus particulièrement de la profondeur des séismes apporte de la précision aux interprétations sismotectoniques. A partir de quelle résolution spatiale est-il possible de mettre en évidence une migration de la sismicité ? A partir de quelles dimensions devient-il imprudent de comparer une structure géologique avec la géométrie d'un essaim sismique ? Cette incertitude une fois quantifiée est cruciale pour la validation des modèles sismotectoniques dans les études d'aléas sismiques. L'épaisseur sismogène, qui est en partie contrainte par la distribution de la sismicité, conditionne l'estimation de la magnitude maximale des forts séismes et apporte donc des clés de compréhension du cycle sismique (e.g. Wu et al., 2017; Chiarabba and De Gori, 2016; Nazareth and Hauksson, 2004; Zuza and Cao, 2020)

Problématique

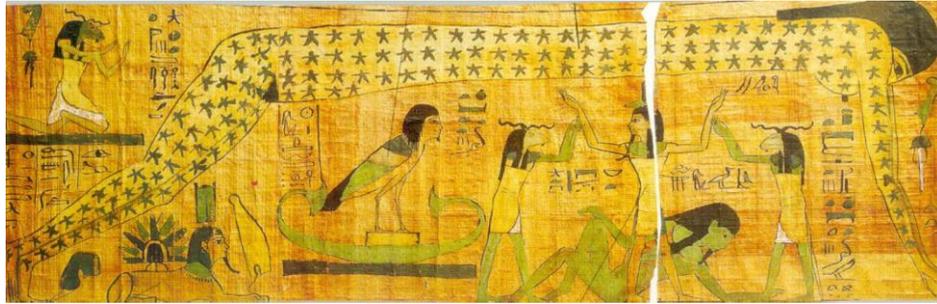
L'incertitude de localisation est difficile à estimer puisqu'elle repose sur de multiples paramètres présentant des interdépendances complexes. De nombreuses études ont mis en évidence que les incertitudes de mesure des temps d'arrivées des phases P et S et les incertitudes de modélisation de leurs temps de trajets peuvent avoir une influence importante sur la localisation (e.g. Pavlis, 1986; Dreger et al., 1998; Billings et al., 1994; Michelini and Lomax, 2004; Bondár et al., 2004). Mieux comprendre dans quel cadre une certaine variable a le plus d'influence sur l'estimation de la localisation est essentiel pour valider certains critères de qualité sur la localisation ou en fournir de nouveaux (Bondár and McLaughlin, 2009).

Verrou

Il est question de classer et de quantifier l'effet de chacune des variables intervenant dans le problème inverse de la localisation hypocentrale (e.g. Gehl et al., 2013). Cette classification passe par les méthodes d'analyse de sensibilité qui explorent l'espace des variables en prenant en compte les interactions entre les variables. Les méthodes d'analyse de sensibilité globales (ASG) sont courantes dans différents domaines tels que l'épidémiologie et notamment utilisées pour caractériser le risque sismique qui dépend à la fois de variables aléatoires et de modèles incertains (Rohmer., 2015) mais qui sont jusqu'à présent peu utilisées en sismologie. Ces méthodes demandent des moyens de calculs importants et ne s'appliquent que pour un problème déterministe ce qui n'est généralement pas le cas des algorithmes de localisation (voir description du problème inverse de localisation dans le Chap.II.1). La mise en application de ces méthodes doit pouvoir dépasser ces limitations.

Plan

Ce chapitre 3 décrit deux techniques complémentaires utilisées pour les analyses de sensibilité du problème de localisation : (1) la méthode des effets élémentaires et (2) la méthode d'estimation des indices de Sobol. L'intérêt et les principes fondamentaux de ces deux méthodes pour quantifier l'influence des variables incertaines du problème de localisation seront détaillées dans une première partie. Pour appliquer ces méthodes d'analyse de sensibilité, le problème de localisation doit être synthétisé en un modèle prenant à la fois en compte les variables de géométrie de réseaux et les variables d'erreurs sur le modèle de vitesse sous la forme de variables d'entrée aléatoires. Ce modèle, ainsi que les choix de distributions de probabilité pour les variables sont présentées dans la seconde partie. La dernière partie présentera les résultats et interprétations de l'analyse de sensibilité sur le modèle.



A 3000-year-old vignette from the Djedkhonsuiefankh funerary papyrus on display in the Cairo Egyptian Museum

Geb (allongé au sol) est le dieu de la Terre dans la mythologie égyptienne et l'époux de Nout, la déesse du ciel. Séparé d'elle par son père, le dieu de l'Air, il essaie de la rejoindre et ses sauts désordonnés provoquent des tremblements de Terre et créent les montagnes. (FÉLIX, Guirand et JOËL, Schmidt. Mythes et mythologies. 2008)

Sommaire

III.1 Introduction aux analyses de sensibilité	93
A - Qu'est-ce qu'une analyse de sensibilité ?	93
B - Méthode des effets élémentaires	93
C - Indices de Sobol par décomposition de la variance	95
III.2 Application au problème de localisation	98
A - Modèle: du problème direct au problème inverse	98
B - Définition des variables aléatoires	100
III.3 Résultats	107
A - Comparaison des effets élémentaires (Morris)	107
B - Méthode de Sobol : distribution des erreurs et incertitude de localisation	110
C - Indices de Sobol : effets propres et effets totaux.....	111
D - Quelles interactions entre variables aléatoires ?	113
E - Distributions empiriques des variations de profondeurs et de localisations épicentrales en fonction des variables	114
F - Variations des indices en fonction de la profondeur vraie.....	117
G - Estimation des erreurs de l'algorithme NonLinLoc.....	118

III.1 Introduction aux analyses de sensibilité

A- Qu'est-ce qu'une analyse de sensibilité ?

Les méthodes d'analyse de sensibilité mettent en évidence comment réagit la sortie d'un modèle face à des incertitudes aléatoires ou variations connues dans ses hypothèses ou variables d'entrée. La manière la plus simple de réaliser une analyse de sensibilité est de faire varier chaque variable individuellement par des méthodes de Monte-Carlo en gardant les autres variables fixes. Ces méthodes sont parfois utilisées en sismologie pour évaluer l'incertitude de localisation en faisant varier le nombre d'observations pour approcher la sensibilité de la localisation à la géométrie du réseau ou encore, en faisant légèrement varier le modèle de vitesse pour estimer la stabilité de la solution face à des erreurs de modèles (e.g. Bai et al., 2006 ; Bondar et al., 2004 ; Gesret et al., 2015).

Cependant, ces approches de sensibilité locale qui ne font varier qu'un facteur à la fois ne permettent pas d'explorer le comportement non-linéaire du problème de localisation ou les interactions entre variables. On s'intéresse dans ce chapitre aux méthodes d'analyse de sensibilité qui permettent d'analyser les effets combinés de plusieurs variables sur le modèle, très peu utilisées en sismologie. Ces méthodes sont adaptées aux modèles non linéaires, qui permettent d'estimer l'influence relative des différentes variables d'entrée (géométrie du réseau, modèle de vitesse, erreurs de pointés) et de quantifier leurs effets sur la localisation.

L'analyse de sensibilité répond ainsi à la question : « Quels facteurs d'entrée sont les plus influents ? De quelle manière font-ils varier la localisation ? ». Cette démarche se différencie de l'estimation de l'incertitude de localisation qui cartographie la variabilité de la localisation lorsqu'on fait varier librement les variables d'entrée du modèle (e.g. Iooss and Lemaître, 2015; Saltelli et al., 2019).

B- Méthode des effets élémentaires

La méthode des effets élémentaires, aussi appelée analyse de sensibilité par criblage de Morris, est une approche de sensibilité qui permet d'estimer l'importance d'une variable d'entrée sur la variable de sortie ainsi que ses modes d'interactions avec les autres variables dans le modèle. L'influence de chaque variable d'entrée est estimée en réalisant plusieurs expériences où seule la variable d'entrée considérée varie sur son domaine discrétisé. La méthode de Morris se rapproche donc des méthodes dites OAT (one at a time), plus rapides que les méthodes d'analyse de sensibilité

globales (e.g. Herman et al., 2013a.b). A travers l'exploration optimisée de l'espace des variables, cette technique permet de hiérarchiser les variables d'entrée du modèle autour de trois critères :

- Les variables d'entrées ayant des effets **négligeables**
- Les variables d'entrées ayant des effets **linéaires**, sans interactions avec d'autres variables
- Les variables d'entrée ayant des effets **non-linéaires** ou des **interactions**

▪ **Brève description statistique:**

Soit Z , la variable de sortie du modèle L dépendante de k variables aléatoires d'entrée aléatoires.

$$Z = L(X_1, X_2, \dots, X_j, \dots, X_k)$$

Chaque variable d'entrée X_j est décrit par N valeurs régulièrement espacées sur son domaine de variabilité, N correspondant aux niveaux de discrétisation. L'espacement régulier de chaque variable X_j est appelé largeur de discrétisation ΔX_j . Le croisement des niveaux permet de définir un ensemble de nœuds pour lesquels chaque variable sera associée à une de ses N valeurs.

L'espace des variables d'entrée est ainsi représenté par un maillage de N^k nœuds.

Le criblage de Morris repose sur l'exploration globale de ce maillage par la répétition d'expériences qui réalisent une suite de trajectoires dans l'espace des variables en faisant des sauts d'un nœud à l'autre de la grille. Chaque trajectoire démarre sur un nœud aléatoire et chaque variable ne varie qu'une fois par trajectoire. Ainsi, aucune zone de l'espace des variables n'est privilégiée et on évite de laisser une zone déterminante de l'espace non explorée. L'effet élémentaire de la variable X_j est estimé en comparant les valeurs prises par la sortie Z , pour les trajectoires où seule la variable X_j a variée d'une largeur de discrétisation ΔX_j .

L'effet élémentaire de l'expérience i du facteur X_j est défini comme :

$$EE_j^{(i)} = \frac{Z(X_1, X_2, \dots, X_j + \Delta X_j, \dots, X_k) - Z(X_1, X_2, \dots, X_j, \dots, X_k)}{\Delta X_j}$$

L'expérience i se termine lorsqu'un effet élémentaire a été calculé pour chaque variable d'entrée. Cette approche est répétée r fois ($5 \leq r \leq 10$), on estime donc r -fois l'effet élémentaire de chaque variable d'entrée pour des trajectoires différentes dans l'espace des variables. A la fin des r expériences, on caractérise chaque variable d'entrée par la moyenne des valeurs absolues de ses effets μ_j (Campolongo et al., 2007) et par l'écart-type de ses effets σ_j :

$$\mu_j = \frac{1}{r} \sum_{i=1}^r |EE_j^{(i)}|$$

$$\sigma_j^2 = \frac{1}{r} \sum_{i=1}^r (|EE_j^{(i)}| - \mu_j)^2$$

Pour des problèmes avec de fortes interactions entre variables, la moyenne des effets élémentaire peut-être fortement sous-estimée par des interactions qui peuvent s'annuler entre elles. μ_j caractérise l'effet relatif de X_j sur la dispersion de Z et σ_j témoigne de ces interactions avec d'autres variables ou de la présence d'une non-linéarité.

▪ **Interprétation :**

La position graphique de chaque variable d'entrée selon ses coordonnées sur les axes $(\mu_j; \sigma_j)$ permet d'interpréter au premier ordre son effet sur la sortie Z (Figure III.1) (Morris, 1991):

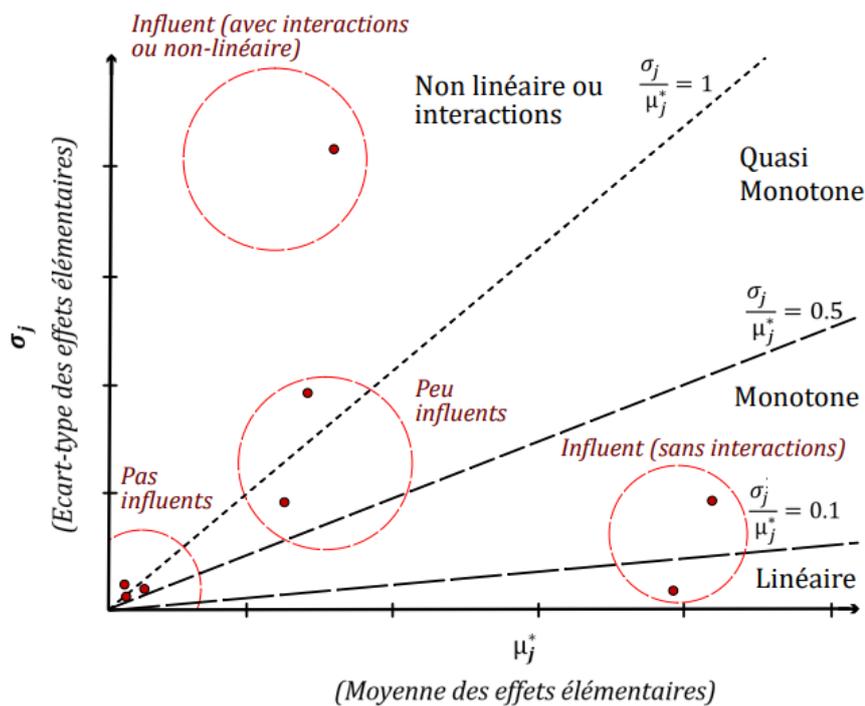


Figure III.1 : Interprétation graphique des effets élémentaires à partir des critères $(\mu_j; \sigma_j)$

C- **Indices de Sobol par décomposition de la variance**

Les indices de Sobol, nommés d'après le mathématicien Ilya Meïërovitch Sobol, sont des « mesures d'importance basées sur la variance » (Sobol, 1990;2001).

Pour un problème déterministe à deux variables d'entrées indépendantes X_A et X_B sur une variable de sortie Z , la décomposition de la variance de Z permet de quantifier la part de variance de Z issue de la variance seule de X_A , celle issue de la variance seule de X_B ainsi que la part issue de l'interaction entre X_A et X_B (Figure III.2). Ces indices sont compris entre 0 et 1 et peuvent être interprétés comme des pourcentages caractérisant la participation à la variance de la sortie Z . Ces méthodes sont particulièrement adaptées aux modèles non-linéaires présentant des interactions entre variables d'entrées (Kucherenko et al., 2015).

▪ **Brève description statistique:**

Pour généraliser aux modèles à plus de deux variables d'entrées, l'indice de Sobol S_j de la variable d'entrée aléatoire X_j caractérise la part de la variance de Z qui est issue du seul effet de X_j lorsqu'on la fait varier sur son domaine d'incertitude ou de variabilité. Cet effet est également appelé « effet principal » et s'exprime sous la forme :

$$S_j = \frac{\text{Var}[E(Z|X_j)]}{\text{Var}(Z)}$$

$\text{VAR}(Z)$: variance totale de Z

* $E(Z|X_j)$: espérance de Z sachant X_j

Les indices de Sobol d'ordre 2 S_{ji} permettent de quantifier les taux d'interactions entre variables pris deux à deux. De la même manière, il existe des indices d'ordre supérieurs qui définissent toutes les interactions possibles entre X_j et des jeux de variables d'entrée de dimensions croissantes.

On s'intéresse généralement aux indices d'ordre 1 pour définir l'effet principal de X_j ainsi qu'à l'indice de Sobol total S_{Tj} , caractérisant tous les effets de la variable X_j sur Z en incluant tous les effets issus d'interactions. L'effet total donne la fraction de la variance de Z qui peut être entièrement attribuée à X_j .

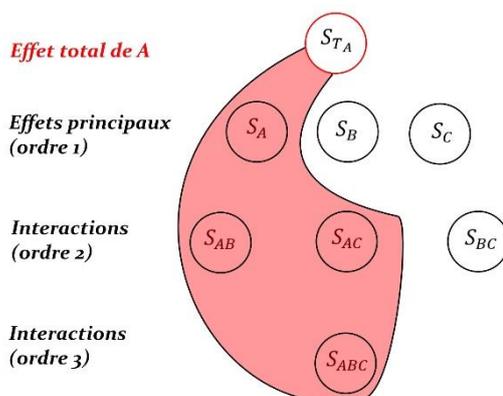


Figure III.2 : Schéma de l'indice de Sobol total et des indices d'ordre 1, 2, 3 pour un problème déterministe à trois variables A, B, C

- **Méthode :**

La décomposition de la variance, telle qu'elle est décrite par Sobol (Sobol., 1990, 2001) pour les analyses de sensibilité, est fondée sur la décomposition du problème sous la forme d'une somme d'intégrales de fonctions élémentaires de dimension croissantes. Le calcul des indices de Sobol, issu de ce principe, renvoie à un problème de calcul d'intégrales qui peut être résolu par les approches de type Monte-Carlo. Ces approches peuvent devenir très coûteuses pour un nombre élevé de variables d'entrées. On s'intéresse donc aux stratégies d'échantillonnage, mises en place par Saltelli et intégrées à la librairie python SALib (e.g. Iwanaga et al., 2022 ; Herman and Usher., 2017), qui permettent d'estimer des indices de Sobol en limitant le nombre de simulations requises par quasi-répétition et en leur associant un intervalle de confiance (Campolongo et al., 2007; Saltelli et al., 2010).

3.1 Application au problème de localisation

A- Modèle: du problème direct au problème inverse

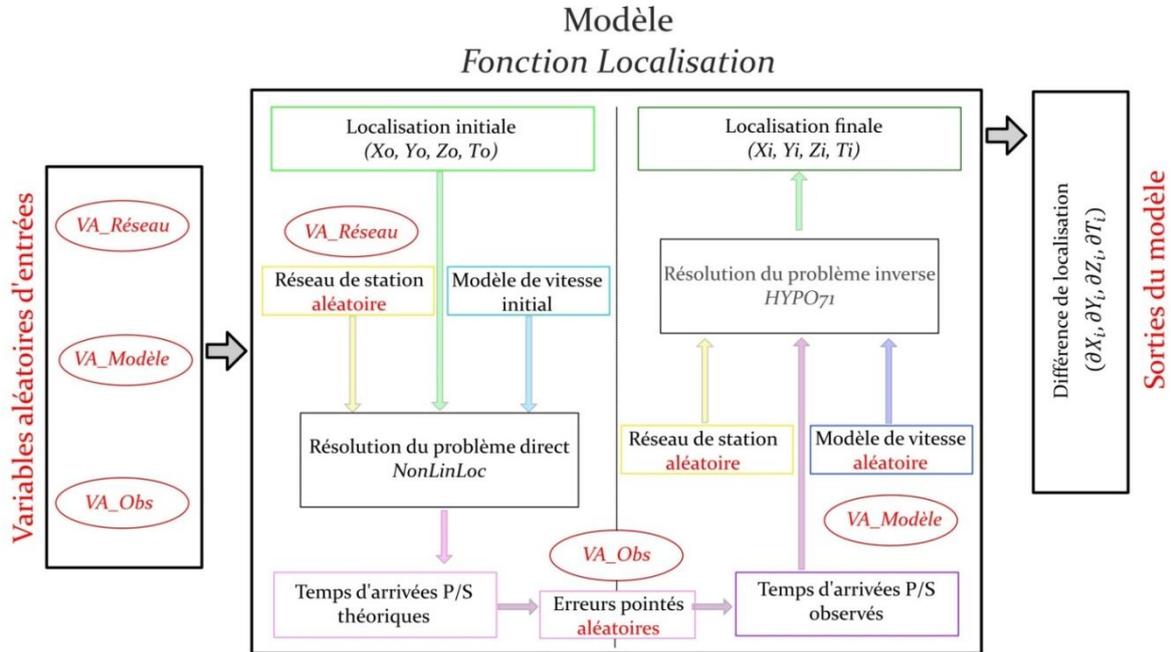


Figure III.3 : Schéma de la fonction Localisation à partir des variables d'entrée aléatoires

Pour répondre à ma problématique, je construis un modèle qui correspond à une succession d'étapes pour relocaliser un séisme dont on connaît la localisation « vraie » dans un milieu dont on connaît le modèle de vitesse « vrai ». Les variables d'entrée du modèle décrivent les changements de géométrie du réseau, les erreurs sur le modèle de vitesse et les erreurs sur les pointés.

On définit la fonction Localisation qui réalise cinq étapes de manière séquentielle (Figure III.3):

- **Etape n°1** : La création d'un réseau de stations à partir de variables d'entrée aléatoires de réseau.
- **Etape n°2** : La résolution du problème direct pour le réseau défini, la localisation vraie et le modèle de vitesse vrai

La résolution du problème direct permet de calculer les temps d'arrivées théoriques des ondes P et S aux différentes stations du réseau. On utilise le programme Time2Eq de l'algorithme de localisation NonLinLoc qui calcule les temps de trajets théoriques entre une source synthétique

localisée et les stations situées sur les nœuds d'une grille en 3 dimensions (Lomax et al., 2000). Les temps de trajets sur la grille sont calculés à partir de la résolution par différences finies de l'équation eikonale caractérisant la propagation des ondes (Podvin and Lecomte, 1991). On choisit une grille centrée en (0,0) de 200 km de largeur en (x,y) et de 100 km de profondeur avec une résolution de 500 m entre les nœuds.

- **Etape n°3** : L'ajout des erreurs d'observations aux temps d'arrivées théoriques à partir des variables d'erreurs d'observations.
- **Etape n°4** : La création du modèle de vitesse approximé avec des termes d'erreurs estimés à partir des variables de modèle.
- **Etape n°5** : La résolution du problème inverse pour le réseau défini, les temps d'arrivées observés, le nouveau modèle de vitesse prédit.

La résolution du problème inverse peut être réalisée par n'importe quelle méthode décrite en partie 1. On choisit de comparer les analyses de sensibilité obtenues à partir de deux méthodes d'inversion différentes : (1) la linéarisation de Geiger avec Hypo71 et (2) la recherche en grille avec NonLinLoc.

Pour Hypo71 (algorithme de localisation décrit dans le Chap.II.1), on choisit une profondeur initiale d'inversion à 20 km afin de pouvoir réaliser l'analyse de sensibilité sur des événements placés entre 0 et 60 km de profondeur. L'algorithme prend ainsi en entrée le fichier de phases avec les temps d'arrivées aux stations observés incluant les erreurs de pointés définies par les variables d'erreurs d'observation et son fichier de configuration avec la description du réseau créé à l'étape 1, la description d'un modèle de vitesse 1D créé à l'étape 4 et les variables de l'inversion. On affecte un poids aux observations en fonction de la distance estimée entre la source et la station et un poids différent selon le type de phase considérée (1 pour les phases P et 0.5 pour les phases S).

Cependant les méthodes par linéarisation comme Hypo71 dépendent fortement de l'hypothèse de localisation initiale. Pour s'affranchir de cette hypothèse, on effectue également la même analyse de sensibilité avec une inversion dans l'étape n°5 réalisée par l'algorithme NonLinLoc de recherche en grille. Pour cela, on réutilise la grille définie à l'étape n°2 et on recalcule les temps de trajet sur la grille avec le modèle de vitesse créé à l'étape n°4. La recherche en grille est réalisée à partir de l'algorithme Octree avec une taille de nœud minimale de 50m et un nombre maximal de nœuds de 20000. L'étape d'inversion pour estimer la localisation est réalisée à partir de la méthode de Tarantola and Valette (1982).

B- Définition des variables aléatoires

Comme décrit précédemment, il existe trois grandes familles de variables qui introduisent de la variabilité sur l'estimation des paramètres hypocentaux :

- **Géométrie du réseau** : nombre de stations, azimuts et distances
- **Erreurs de modélisation** dues aux erreurs d'approximation du modèle de vitesse local
- **Erreurs d'observations** des temps d'arrivées aux stations.

Il est question d'associer à chacune de ces familles plusieurs variables d'entrée. Dans le cadre d'une analyse de sensibilité globale, la sélection de ces variables doit satisfaire deux critères clés. D'une part, les variables d'entrée aléatoires doivent être indépendantes les uns des autres. D'autre part, lorsque toutes les variables d'entrée sont fixées à une valeur, une solution unique doit exister en sortie du modèle. Le problème doit rester déterministe. Les valeurs prises par ces variables d'entrées suivent soit une loi normale que l'on écrira sous la forme $N(\mu, \sigma)$, soit une loi uniforme : $U([inf; sup])$.

▪ Variables d'entrée de réseau :

Le problème posé par la définition de variables d'entrée aléatoires dites « réseau » est double : d'une part il peut exister une infinité de réseaux validant les critères usuels de caractérisation de la géométrie utilisés dans la littérature (e.g. Bondar et al., 2004) parmi : le nombre de stations, le gap azimutal primaire et secondaire, les distances moyennes et minimales, l'écart inter-stations. D'autre part, les variables réseaux sont fortement liés les uns aux autres, les valeurs possibles du gap azimutal secondaire dépendent par exemple de la valeur du gap azimutal primaire dont les bornes dépendent elle-même du nombre de stations considérées.

Il est possible de contourner ces deux écueils en fixant certaines variables d'entrée de réseau et en adoptant une stratégie de construction n'autorisant qu'une seule configuration de réseau à partir des valeurs des variables de réseau choisies. En l'occurrence, on décide de fixer le nombre de stations n et de ne pas faire varier le gap azimutal secondaire.

On considère 4 variables réseaux indépendantes (Figure III.4) :

- **$G1$** : le gap azimutal primaire (*en degrés par rapport au Nord géographique*)
- **$Dmin$** : la distance de la station la plus proche (*en km*)
- **$Dmoy$** : la distance moyenne des stations (*en km*)

- **Emoy** : l'écart à la distance moyenne pour introduire de l'hétérogénéité dans les distances à partir d'une série $[A_1, A_2, \dots, A_n]$ avec $(A_i = 1, -1)$ fixée par un tirage équiprobable en amont de l'analyse.

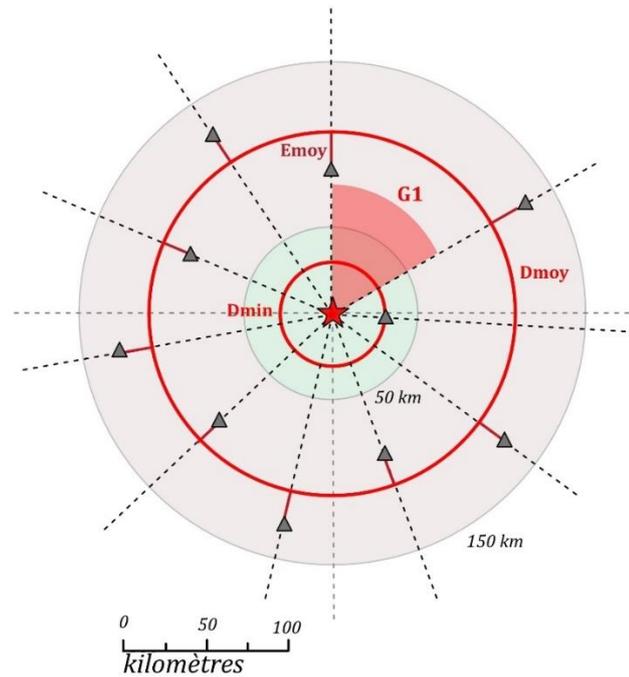


Figure III.4 : Construction d'un réseau de 10 stations (triangles gris) autour d'un évènement d'intérêt (étoile rouge) à partir des quatre variables aléatoires fixées. G1 : gap azimuthal primaire ; Dmoy : distance moyenne source-stations ; Dmin : distance minimale source-station ; Emoy : Ecart à la distance moyenne

Le réseau ainsi défini par les 4 variables aléatoires correspond à une configuration unique si l'on place les stations en respectant les conditions suivantes (Tableau III.1) :

Station	1	2	3	i=4 à n
Azimut (°N) source/station	0	G1	$G1 + \frac{(360 - G1)}{n - 1}$	$G1 + (i - 2) \cdot \frac{(360 - G1)}{n - 1}$
Distance (km) source/station	$Dmoy + A1 * Emoy$	$Dmoy + A2 * Emoy$	Dmin	$Dmoy + A_i * Emoy$

Tableau III.1 : Définition de l'azimut et de la distance source-station en fonction des valeurs des VA et du numéro de la station

L'ensemble des réseaux générés à partir des quatre variables aléatoires ne permet pas d'explorer l'effet du gap azimuthal secondaire ou de l'écart inter-station ni d'explorer l'ensemble des géométries de réseaux régionaux possibles pour caractériser la source. C'est une approximation simple pour explorer diverses configurations. Dans ces simulations, le gap azimuthal primaire sera toujours placé au Nord-Est et les stations réparties avec des azimuts homogènes sur le reste du domaine.

Le nombre de stations n étant fixé avant chaque analyse, le gap azimutal minimal de la simulation vaut $G1_{min} = \frac{360}{n}$. On limite le gap azimutal maximal à trois cadrans $G1_{min} = 270^\circ$ pour ne pas considérer des cas de géométries trop dégradées où l'inversion par linéarisation est impossible.

L'algorithme Hypo71 permet de donner un poids aux pointés selon les distances de chaque station à la source sismique (Lee and Lahr, 1972), on s'appuie sur cette fonction pour définir les bornes de distances des variables **Dmin**, **Dmoy** et **Emoy**. Dans Hypo71, un poids égal à 1 est donné pour toutes les stations comprises dans un rayon défini par la variable Xnear et un poids nul à toutes les stations au-delà du rayon défini par la variable Xfar. Pour caractériser un réseau *régional* on définit Xnear à 50 km et Xfar à 150 km.

Pour que la station la plus proche soit toujours définie par la variable **Dmin**, on exclut la zone de la station la plus proche avec celle des autres stations. On décide de placer la station la plus proche dans un rayon de 2 à 40 km, toujours dans la zone de poids maximal, tandis que les autres stations s'étaleront sur la zone entre 41 et 145 km (Tableau III.2).

VA	G1	Dmin	Dmoy	Emoy
Loi ~	U([360/nsta ; 270])	U([2 ; 40])	U([61 ; 125])	U([0 ; 20])
Unités	Deg	Km	Km	Km

Tableau III.2 : Loïs utilisées pour définir le domaine de variation des variables de réseaux

▪ **Variables d'erreurs sur le modèle :**

Pour un modèle 3D, chaque nœud du maillage peut être associé à un terme d'erreur sur la vitesse des ondes P et sur le rapport V_p/V_s . Par souci de simplicité, on considère, dans un premier temps, un modèle de vitesse vrai à une dimension et trois couches horizontales.

Chaque inversion considèrera un modèle approché contenant de potentielles erreurs définies par 5 variables aléatoires indépendantes:

- $Vp1$: Erreur de vitesse P de la couche 1
- $Vp2$: Erreur de vitesse P de la couche 2
- $Vp3$: Erreur de vitesse P de la couche 3
- Vp/Vs : Erreur sur le rapport V_p/V_s (*identique pour toutes les couches*)
- $H1$: Epaisseur de la couche 1

Comme défini en partie 1, les vitesses des ondes P et S dépendent de la densité et des paramètres élastiques du milieu, donc de la lithologie et des conditions de pression température tandis que le rapport $\frac{V_P}{V_S}$ est associé au coefficient de Poisson qui dépend à la fois de la lithologie et des processus physiques du milieu (état de contraintes, présences de fluides et état de saturation...) (Eberhart-Phillips et al., 2017). De fortes hétérogénéités et anomalies de vitesses peuvent être révélées par les imageries tomographie ou fonction-récepteur, on s'appuie sur ces études pour définir le domaine de variabilité des vitesses des ondes P et du rapport $\frac{V_P}{V_S}$.

On se place dans un modèle de croûte continentale. Le modèle de vitesse vrai est basé sur le modèle 1D à trois couches. Le Moho est défini à 55 km, la couche mi-crustale à 20 km. On définit un rapport V_P/V_S égal à 1.73, la valeur moyenne pour des couches sédimentaires (Miller and Stewart, 1990) et des vitesses des ondes P typiques de la croûte continentale (Kennett and Engdahl, 1991; Kennett et al., 1995; Myers et al., 2015) (Figure III.5).

Les variations moyennes du rapport $\frac{V_P}{V_S}$ dans un domaine de 300 km² sont de l'ordre [1.66-1.8]. Dans la pratique il peut être déduit d'un diagramme de Wadati obtenu par la détermination pour chaque séisme enregistré au réseau du délai entre les arrivées S et P, exprimé en fonction du temps d'arrivée de la P. On représente la distribution des V_P/V_S par une loi normale centrée en 0 et un écart-type de 0.023 (Figure III.5 – Tableau III.3).

Pour ne pas s'écarter d'un modèle de vitesse réaliste, le gradient de vitesses entre les couches 2 et 3 doit être suffisamment prononcé et la vitesse des ondes P doit toujours augmenter avec la profondeur :

- **Condition aux limites Moho réaliste** : $V_{p_2} \leq 6.9$ et $V_{p_3} \geq 7.6$ km.s⁻¹
- **Condition aux limites Couche 1/Couche 2** : $V_{p_1} \leq 5.9$ km.s⁻¹ $\leq V_{p_2}$
- **Condition aux limites Couche 0/Couche 1** : $V_{p_0} \leq 4.9$ km.s⁻¹

On considère donc pour les erreurs de vitesses des trois couches, une loi uniforme autorisant une erreur de +/-0.5 km/s autour de la valeur « vraie ».

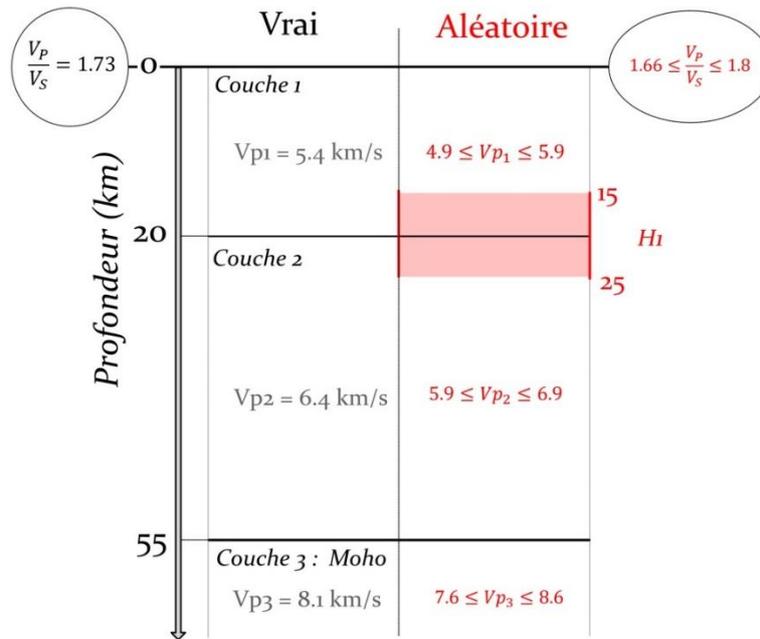


Figure III.5 : Modèle de vitesse « vrai » utilisé (noir) et modèle erroné (rouge) à partir des 5 variables aléatoires

La profondeur de la couche mi-crustale peut correspondre à une structure profonde, à un changement brutal de lithologie, à l'instar de ce que nous avons présenté dans le contexte népalais. On se place dans un contexte similaire avec une incertitude de +/- 5km sur la profondeur de la couche mi-crustale entre 15 et 25 km de profondeur (Fig.6 – Tableau 3).

VA	Vp1	Vp2	Vp3	$\frac{Vp}{Vs}$	H1
Loi	U([-0.5 ; 0.5])	U([-0.5 ; 0.5])	U([-0.5 ; 0.5])	N(0 ; 0.023)	U([-5 ; 5])
Unités	Km/s	Km/s	Km/s	SU	Km

Tableau III.3 : Lois et bornes utilisées pour définir le domaine de variation des variables de modèle

▪ Variables d'erreurs d'observations :

L'incertitude sur le pointé des phases P et S peut être représentée par un terme d'erreur aléatoire autour des arrivées des ondes P et S. Idéalement, cette erreur devrait être estimée indépendamment pour chaque observation, augmentant considérablement le nombre de variables aléatoires dans l'analyse (20 termes d'erreurs pour 10 stations).

Pour réduire le coût de calcul, on limite l'espace des variables aléatoires en définissant une variable aléatoire d'erreur commune à toutes les stations **errP** et **errS** puis, une série $[B_{S1}, B_{S2}, \dots, B_{Sn}]$ fixée

en amont de la simulation avec B_i obtenu par tirage uniforme entre 0,8 et 1,2 pour conserver une disparité réaliste dans les paramètres. La station i associée à l'erreur « systématique » sur la station $B_{Si} = 1.2$ aura toujours une erreur de pointé légèrement plus élevée que la moyenne définie par la variable aléatoire, et la station j associée à $B_{Sj} = 0.8$ une erreur plus faible. Cette configuration est différente pour les erreurs systématiques sur les pointés P et les erreurs systématiques sur les pointés S. On introduit également deux variables aléatoires d'erreurs $errPc$ et $errSc$ propres à la station la plus proche.

La profondeur des séismes à distance régionale est contrainte par les différences de pointés entre les phases S et les phases P. En pratique, il n'est pas toujours évident de pointer les phases S, en particulier sur une station à une seule composante verticale. Un séisme peut donc être caractérisé par 10 pointés de phases P et seulement 3 pointés S.

Pour représenter cette disparité du nombre d'observations de phase S d'une simulation à une autre, on associe à chaque numéro de station une tendance d'observation de phase S : TS_i . Cette valeur caractéristique de la station est comprise entre 0.5 et 1 et toutes les valeurs sont réparties de manière homogène en fonction du nombre n de stations (Figure III.6). On définit la variable aléatoire n_s qui interviendra dans le calcul de la condition de phase S :

$$\textbf{Condition de S} : n_s \cdot TS_i \geq 0.5$$

On définit ainsi 5 variables indépendantes caractérisant les erreurs d'observations (Tableau III.4):

- **ErrP** : Erreur moyenne sur l'observation de la phase P
- **ErrS** : Erreur moyenne sur l'observation de la phase S
- **ErrPc** : Erreur sur l'observation de la phase P de la station la plus proche
- **ErrSc** : Erreur sur l'observation de la phase S de la station la plus proche
- **nS** : Condition de phase S variant linéairement avec le nombre d'observations

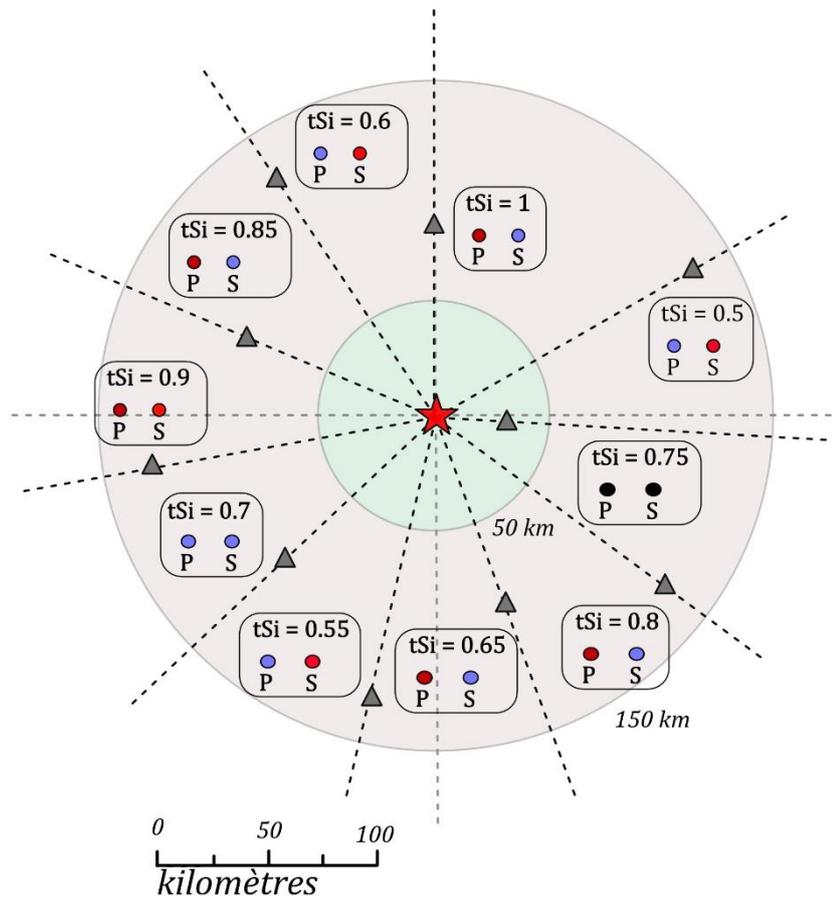


Figure III.6 : Configuration des erreurs d'observation au sein d'un réseau de 10 stations commune à toutes les simulations. Chaque station est associée à une tendance systématique de phase S : tS , et à une réduction ou augmentation de l'erreur moyenne de pointé B_p , B_s qui est « systématique » sur la phase P et S. Cette erreur systématique est positive ou négative correspondant respectivement aux badges rouge et bleu. Les erreurs sur la station la plus proche sont définies indépendamment (badges noirs).

L'incertitude sur le pointé des phases est également souvent mis en avant comme une des principales causes de la variabilité sur la localisation. L'analyse statistique réalisée dans la partie précédente met en évidence la distribution en densité de ces différences de pointés d'un bulletin à un autre. Pour l'ensemble des comparaisons de bulletins, le fit d'une loi gaussienne tend à surestimer la proportion de larges différences de pointés. La librairie SALib ne permettant pas encore d'échantillonner sur une loi de Student plus adaptée (voir description des erreurs de pointés dans le Chapitre II.2), on échantillonne les erreurs de pointés sur les lois normales G_p et G_s centrée en 0 avec un écart-type de 0.05 secondes pour les erreurs sur les phases P et 0.15 secondes pour les erreurs sur les phases S au regard du fit gaussien réalisé par vraisemblance maximale (Figure III.6). On tient donc compte de cette surestimation dans l'interprétation des résultats de l'analyse de sensibilité.

On fait varier n_S uniformément entre 0.5 et 1 de manière que :

- Si $n_S = 1$: la condition de S soit validée pour toutes les stations
- Si $n_S = 0.5$: la station avec une valeur caractéristique de 1 validera la condition de S
- $0.5 \leq n_S \leq 1$: le nombre d'observation de S augmente linéairement avec n_S

VA	ErrP	ErrS	ErrPc	ErrSc	nS
Loi	N(0 ; 0.05)	N(0 ; 0.15)	N(0 ; 0.05)	N(0 ; 0.15)	U([0.5 ; 1])
Unités	sec	sec	sec	sec	sec

Tableau III.4 : Lois et bornes utilisées pour définir le domaine de variation des variables d'erreurs d'observation

3.2 Résultats

A- Comparaison des effets élémentaires (Morris)

▪ Vérification de la convergence et estimation de l'incertitude

Pour des problèmes complexes avec un grand nombre de *variables aléatoire*, l'analyse de Morris peut ne pas « converger », c'est-à-dire ne pas parcourir assez densément l'hypercube de l'espace des valeurs prises par les *variables* à cause d'un nombre de trajectoires trop faibles (Awad et al., 2019; Garcia et al., 2019). Dans ces cas, les valeurs des critères des effets élémentaires peuvent fortement varier d'une analyse à une autre et ne pas être représentatives.

L'approche de Campolongo et al., (2007) permet de passer par des trajectoires optimales qui maximisent l'exploration de l'espace des variables. Cette approche sélectionne r trajectoires parmi un nombre très élevé de trajectoires (1000) en choisissant les trajectoires les plus éloignées entre elles. Cette sélection pouvant être coûteuse en temps de calcul, on utilise une approche d'optimisation locale pour accélérer le choix des trajectoires. On s'assure de la convergence de l'analyse en augmentant le nombre de trajectoires et vérifiant la position des variables les plus influentes dans la représentation (σ_j, μ_j) . A partir d'un certain seuil du nombre de trajectoires, les positions doivent être peu modifiées par l'ajout d'une nouvelle trajectoire, synonyme de l'atteinte d'un état stationnaire. Dans cette partie, on présente les résultats issus de l'analyse de Morris réalisée sur $r_{opt} = 80$ trajectoires optimales.

L'intervalle de confiance de la moyenne absolue μ_j est obtenu par une méthode de jackknife en tirant aléatoirement N valeurs sur les N effets élémentaires avec remise et en recalculant la moyenne pour chaque échantillon tiré (Efron and Tibshirani, 1994).

■ Comparaison des effets élémentaires

On compare la répartition des effets élémentaires sur le graphe (σ_j^2, μ_j) pour l'erreur sur la profondeur ∂z , la norme de l'erreur horizontale de localisation $\partial xy = \sqrt{\partial x^2 + \partial y^2}$ (Figure III.7). Les distributions estimées pour l'erreur sur le temps origine ∂t et les différences de résidus ∂R_{MS} sont présentées en *Annexe*.

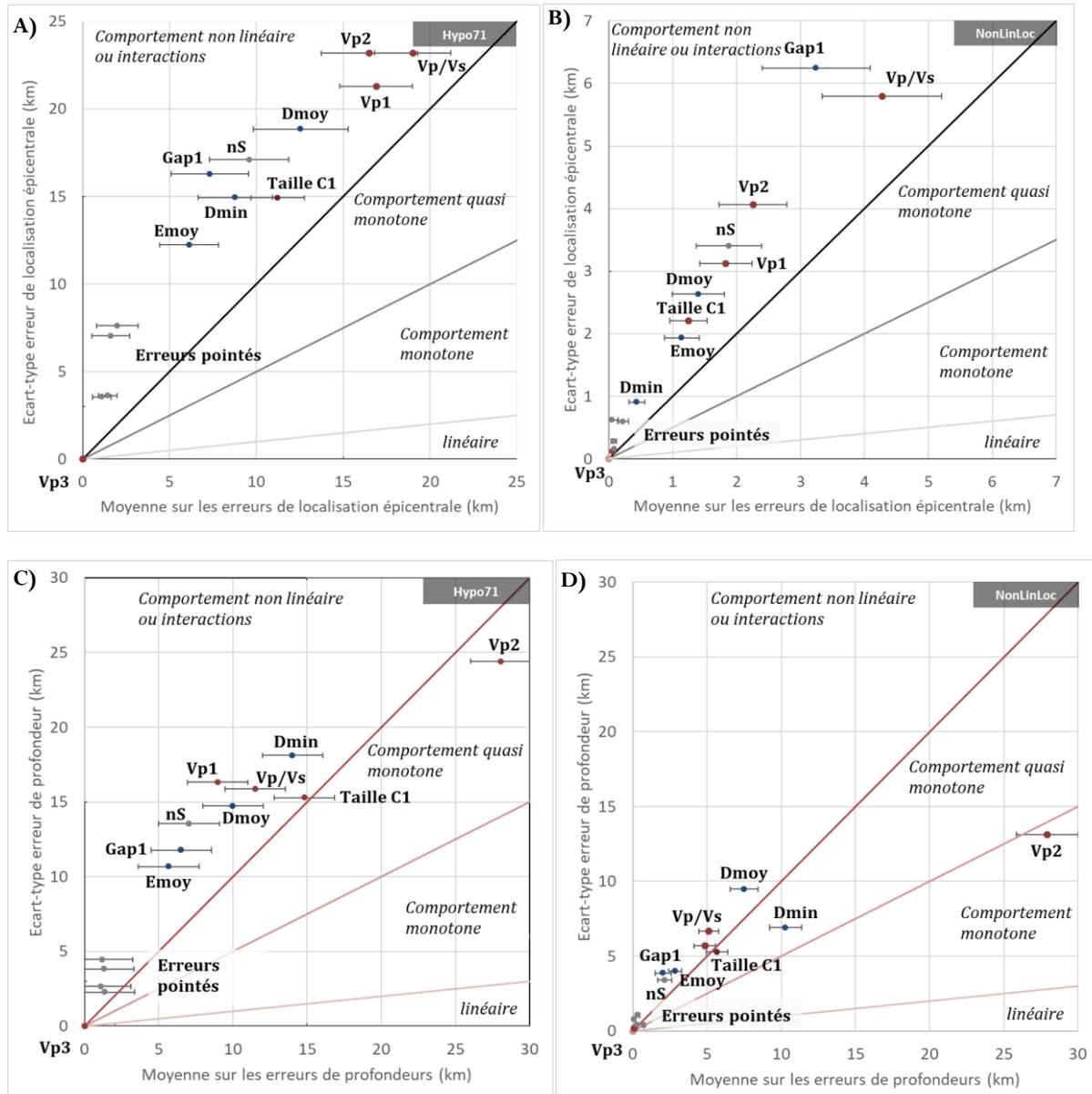


Figure III.7 : Représentation graphique des effets élémentaires sur les axes (σ_j, μ_j) pour : (Haut) l'erreur sur la localisation épacentrale avec simulation Hypo71 (a) et NonLinLoc (b) ; (Bas) l'erreur sur l'estimation de la profondeur avec simulation Hypo71 (c) et NonLinLoc (d). Les deux simulations sont réalisées pour un évènement synthétique placé à 25 km de profondeur dans un réseau de 10 stations. On notera les différences d'échelles entre les figures (a), (b) et (c) et (d) dues à la variabilité des solutions d'un algorithme de localisation à un autre.

Pour toutes les variables de sorties considérées, l'analyse des effets élémentaires de Morris met en évidence l'influence de fortes interactions entre les VA. L'utilisation de l'algorithme *NonLinLoc* pour résoudre le problème inverse permet de réduire de plus de moitié les effets issus des interactions entre différentes variables (axe y) à la fois sur la localisation épacentrale et sur la profondeur (Figure III.7). L'algorithme Hypo71 est moins stable face à des erreurs de modèle de vitesses ou des géométries de réseaux mal dimensionnées. On s'intéresse donc plus particulièrement aux résultats issus de la simulation utilisant *NonLinLoc*.

$$- \text{ Erreur horizontale } Err_H = \sqrt{Err_{Lat}^2 + Err_{Long}^2}$$

D'après la représentation graphique des effets (Figure III.7B), l'erreur sur la localisation épacentrale semble dominée par la qualité du gap azimutal primaire et par la bonne ou mauvaise estimation du rapport V_p/V_s . Avec une influence moindre, les vitesses des couches 1 et 2 et le nombre de pointés de phases S ont une influence légèrement plus élevée que les autres critères de géométrie de réseau. Les erreurs d'observation sont négligeables. Toutes les variables sont sensibles aux interactions. La vitesse de la troisième couche n'intervient pas pour la localisation d'un événement dans les couches inférieures, ici 25 km.

- *Erreur profondeur*

L'erreur de profondeur hypocentrale (Figure III.7D) semble quant à elle dominée par la bonne ou mauvaise estimation de la vitesse de la couche 2. Les simulations réalisées pour retrouver la profondeur d'un événement placé à 60 km de profondeur mettent en évidence la plus forte influence de la vitesse de la couche 3 par rapport à celle de la couche 2 qui est toujours plus forte que la couche 1. La couche dans laquelle est placé l'évènement à l'entrée de la simulation aura le plus d'influence sur l'estimation de la profondeur et l'erreur de profondeur sera monotone avec l'erreur sur la vitesse. Ensuite, les critères de distances des stations puis les autres critères de modèles de vitesse ont une influence par leurs interactions avec les autres variables. Les erreurs d'observations des phases sont encore une fois négligeables.

Contrairement aux idées reçues, l'apport d'un plus grand nombre de phases S ne semble pas mieux contraindre la profondeur mais a un effet plus important sur l'erreur sur la localisation épacentrale. On réalise l'analyse de Sobol dans un second temps pour mieux renseigner et quantifier les différents effets des variables aléatoires ainsi que leurs interactions.

B- Méthode de Sobol : distribution des erreurs et incertitude de localisation

Contrairement à l'analyse de Morris, la simulation de l'analyse de Sobol échantillonne les variables aléatoires sur leur domaine respectif. On réalise ainsi 60,000 expériences correspondant à 60,000 tirages des variables aléatoires. Pour information, le temps de calcul pour l'étape d'inversion NonLinLoc est près de trois fois supérieur à celui avec une inversion Hypo71 (20 heures contre 6 heures).

Je représente la distribution des erreurs de localisation pour l'ensemble des expériences sous la forme de la covariance entre la distribution des erreurs en latitude et en longitude (Figure III.8.A) et de la covariance entre la distribution des erreurs de longitude et de profondeurs (Figure III.8.B). La taille des ellipses de covariance correspond à une mesure de l'écart-type calculé par la méthode de vraisemblance χ^2 et la direction de son axe par l'estimation du coefficient de corrélation de Pearson pour une distribution normale.

Elles permettent de représenter l'ellipse de tolérance à 1σ (68%), 2σ (95%) et 3σ (99.7%) du jeu de données. On utilise la taille de l'ellipse à 2σ pour estimer l'intervalle de confiance de la variable de sortie face aux fortes variations des variables d'entrée. L'intervalle de confiance à 95% est de 2,3 km pour les erreurs épacentrales et de 12,4 km pour l'erreur sur la profondeur.

La première figure présente la forte covariance entre l'erreur de latitude et l'erreur de longitude dans le sens Nord-Ouest/Sud-Est. Il n'est ici pas évident de faire un lien entre l'azimut des erreurs et la position du gap azimutal comme suggéré en partie II.2 à partir de deux jeux de données réelles. Les distributions d'erreurs épacentrales sont centrées en 0. La densité des points représentée en couleur permet d'illustrer nettement la stabilité de la localisation épacentrale autour de la localisation « vraie » face aux erreurs injectées.

La deuxième figure montre qu'il n'y a pas de corrélation entre les erreurs de profondeurs et les erreurs de longitude. L'erreur sur la profondeur suit une loi normale centrée en 0 avec un écart-type de 6 km.

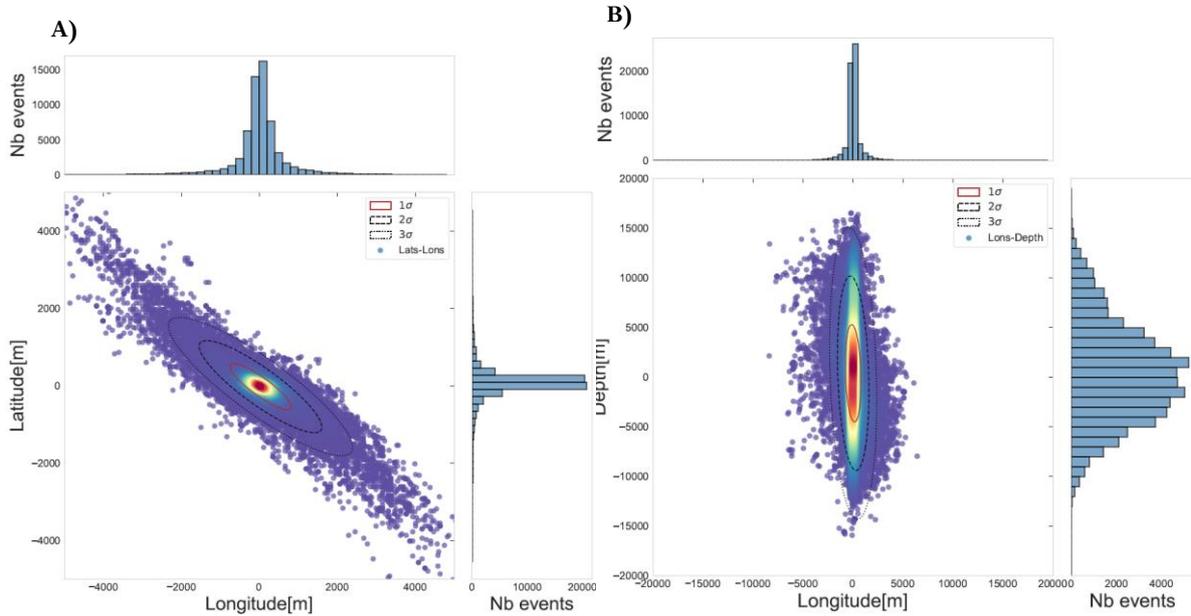


Figure III.8: Distribution en densité des erreurs de profondeur et erreurs de longitude à l'issue des 60,000 simulations de l'analyse de sensibilité globale de Sobol. Représentation des ellipses de covariances à 1σ , 2σ et 3σ estimées à partir de l'écart type et du coefficient de corrélation de Pearson. L'échelle de couleur correspond à la densité d'évènements. On notera les différences d'échelles entre la Figure 8.A et la Figure 8.B.

C- Indices de Sobol : effets propres et effets totaux

Pour la localisation épacentrale et la profondeur, on retrouve la hiérarchisation proposée par l'analyse de Morris pour catégoriser les effets des variables aléatoires sur l'erreur de localisation représentés par leurs indices de Sobol propres (S1) et totaux (ST). La majorité des effets sur l'erreur de localisation épacentrale vient des interactions entre les variables, représentées sur les histogrammes par la différence entre les indices ST et S1 (Figure III.9 ; Annexe III.A1). La qualité du gap azimutal primaire a un fort indice de Sobol S1 et un indice ST plus de trois fois plus important que celui des autres variables. Les erreurs d'approximation des vitesses du modèle de vitesse ont tous les trois un indice ST du même ordre de grandeur. On retrouve ensuite la part du nombre de phases S avec le plus fort indice de Sobol propre S1 après celui du gap azimutal primaire. L'erreur d'observation sur les phases P apparaît comme ayant une légère influence, plus importante que celle des autres erreurs d'observation et que de la distance de la station minimale.

Pour l'erreur sur l'estimation de la profondeur, les effets issus des interactions entre les variables sont nettement plus faibles (Figure III.10 ; Annexe III.A2). Neuf des quatorze variables aléatoires testées semblent avoir des effets négligeables avec des indices de Sobol ST inférieurs à 0.01. Parmi elles, toutes les erreurs d'observation, la vitesse de la couche 3 mais également le nombre de phases S, le gap azimutal primaire, l'écart moyen entre les stations et le rapport V_p/V_s . L'approximation de la vitesse de la couche 2 a une influence près de 7 fois plus importante que celle quantifiée pour

les autres variables en comprenant les interactions (indices ST) et 8 fois plus élevée sans prendre en compte ces effets issus des interactions (indices S1). De plus, son indice de Sobol total ST est plus de 20 fois plus élevé que celui de la vitesse de la couche inférieure. La taille de la couche 1 est la deuxième variable la plus influente au vu de l'analyse de Sobol, avec un fort indice S1 par rapport aux autres variables. Les variables restantes de géométrie de réseau, la distance de la station minimale et la distance moyenne des stations ont des effets propres négligeables sur l'estimation de la profondeur mais des effets issus de leurs interactions.

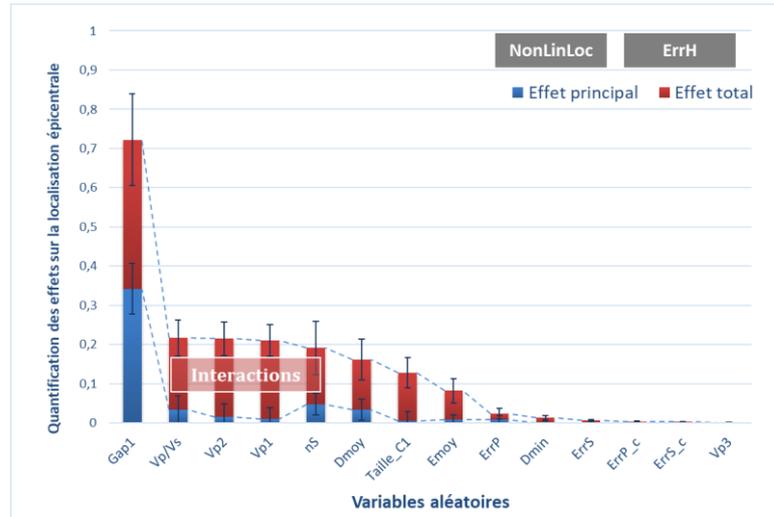


Figure III.9 : Représentation des effets propres et totaux des variables aléatoires sur l'erreur d'estimation de la localisation épicentrale. Simulation avec inversion par NonLinLoc pour un évènement localisé à 25 km de profondeur et un réseau de 10 stations

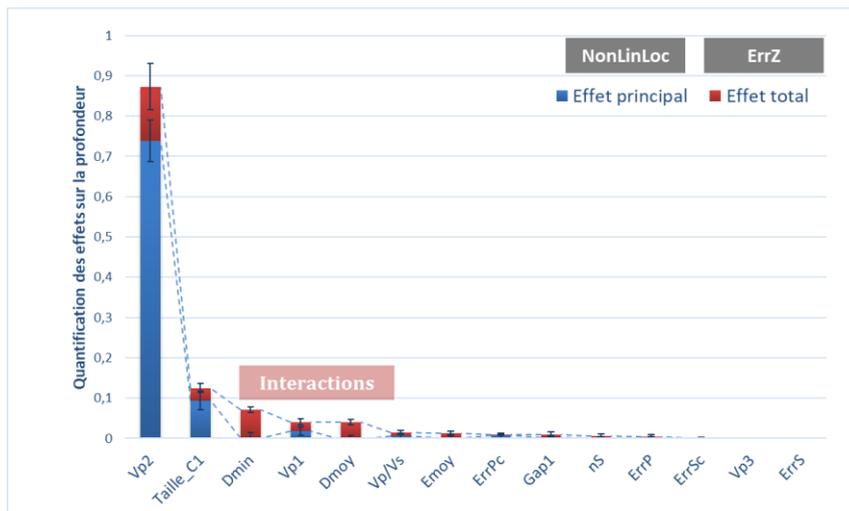


Figure III.10 : Représentation des effets propres et totaux des variables aléatoires sur l'erreur d'estimation de la profondeur. Simulation avec inversion par NonLinLoc pour un évènement localisé à 25 km de profondeur et un réseau de 10 stations

On s'intéresse aux indices de Sobol d'ordre 2 pour mieux comprendre ces interactions.

D- Quelles interactions entre variables aléatoires ?

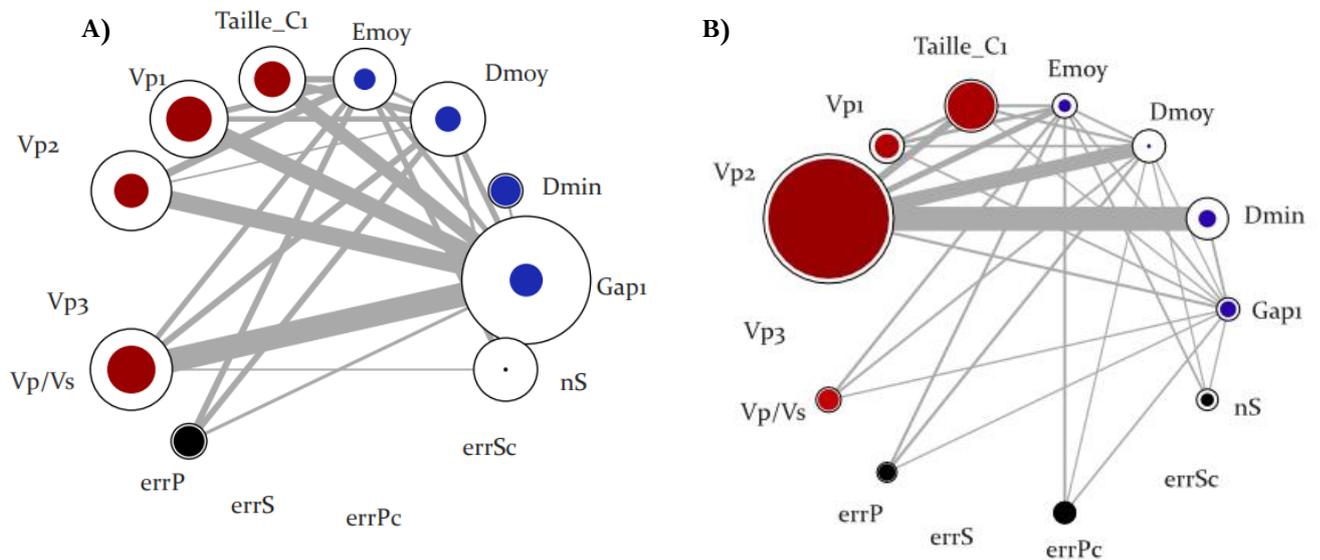


Figure III.11 : Représentation radiale des interactions entre variables d'entrées pour (A) l'erreur d'estimation de la localisation épacentrale et (B) l'erreur d'estimation de la profondeur pour une simulation utilisant un évènement initialement localisé à 25 km de profondeur dans un réseau de 10 stations. L'étape d'inversion est réalisée avec NonLinLoc. La taille des cercles blancs et noirs est relative à la valeur des indices de Sobol totaux (blancs) et propres (noirs) dans un cas comme dans l'autre. La taille des segments représentant les interactions est relative à la valeur de l'indice de Sobol d'ordre 2 entre les deux variables reliées.

En comparant les deux figures (Figure III.11A) et (Figure III.11.B) représentant les teneurs relatives des indices de Sobol S_1 , S_2 et ST sur l'erreur de localisation épacentrale et l'erreur d'estimation de la profondeur on distingue nettement que la localisation épacentrale et la profondeur ne sont pas sensibles aux mêmes erreurs dans les variables d'entrée du modèle.

La localisation épacentrale est, en relatif, plus sensible à la géométrie du réseau de stations et la profondeur à la justesse du modèle de vitesse. La localisation épacentrale est également nettement plus sensible aux interactions entre les variables d'entrées, en particulier les interactions entre le gap azimutal primaire et les variables du modèle. Le rapport V_p/V_s joue également un rôle important dans les interactions. Ces interactions sont également légèrement variables si l'on regarde les erreurs en latitude ou en longitude.

Pour l'estimation de la profondeur, peu d'interactions sont mises en avant par les indices de Sobol totaux ST. Les principales interactions sont issues d'une interaction des distances Dmin, Dmoy et Emoy des stations avec la vitesse de la couche principale.

E- Distributions empiriques des variations de profondeurs et de localisations épacentrales en fonction des variables

Les représentations de la distribution de l'erreur de profondeur projetées en fonction des différentes variables pour les 60000 simulations apportent de nombreuses informations supplémentaires sur l'effet total de chaque variable. Sur ces représentations on distingue : les distributions choisies comme uniformes pour la variable (f1, f2, f3, f4, f6, f15) des distributions en lois normales (Figure III.12, Figure III.13 ; Annexes III.A4 ; A5).

▪ Effets sur l'erreur de profondeur $ErrZ$

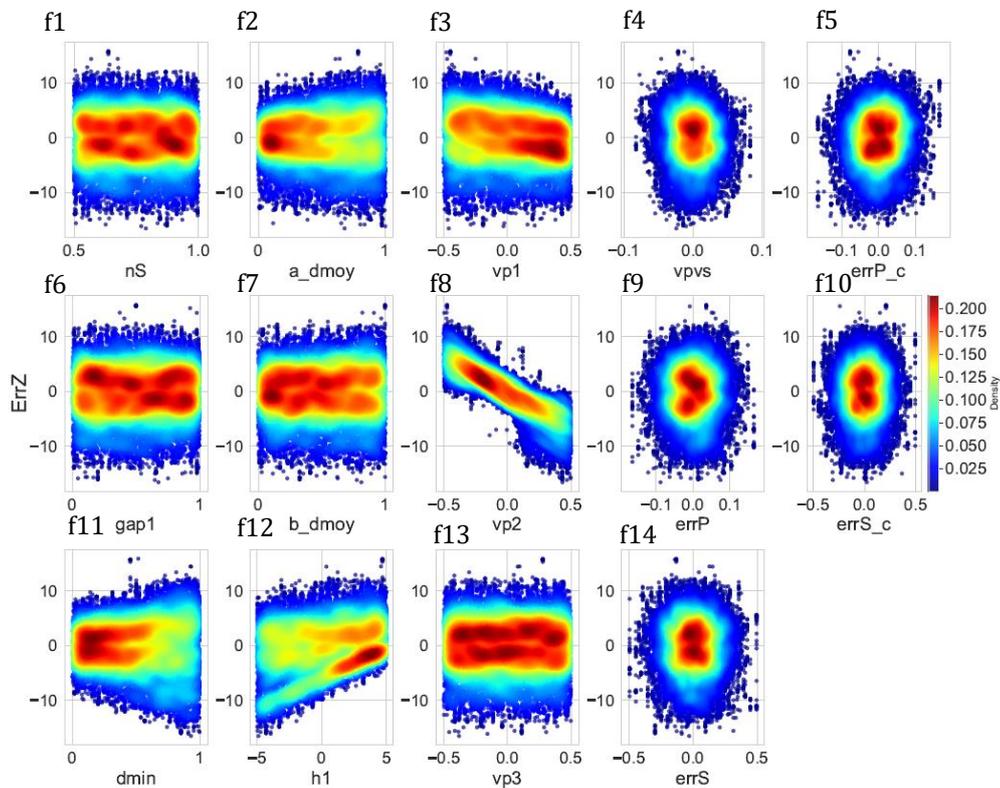


Figure III.12 : Distribution de l'erreur verticale en fonction de chaque variable considérée sur son domaine de définition. Les 60.000 valeurs de sorties de la profondeur pour la simulation NonLinLoc sont représentées avec une échelle de couleur associée à la densité des points.

La distribution totale de Z (distribution de l'axe y) ne change pas d'une figure à une autre et prend en compte tous les effets des variables avec leurs interactions (équivalente à l'histogramme présenté en Figure 8.b). On s'intéresse aux effets de covariance visibles à l'intérieur de la distribution en profondeur. On observe un maximum de densité pour des estimations proches de la profondeur

vraie (ligne horizontale $y=0$) mais plus particulièrement une distribution bimodale centrée en $+2$ km et -2 km autour de la profondeur vraie. L'algorithme *NonLinLoc* semble avoir tendance à surestimer ou sous-estimer la valeur de la profondeur autour de sa valeur vraie. Cette distribution peut être due au maillage ou à la méthode de recherche en grille et n'est pas visible lorsqu'on utilise l'algorithme *Hypo71* pour faire l'inversion (Annexe III – Figure A4).

Dans l'ordre d'influence mis en évidence par les indices de Sobol totaux (Figure III.10) :

Vp2 (f8) : On met en évidence l'effet monotone de la vitesse de la couche principale sur l'estimation de la profondeur. Plus on sous-estime la vitesse de l'onde P et plus on surestime la profondeur. La surestimation de la vitesse de la couche 2 a également plus d'influence qu'une sous-estimation avec une forte augmentation de l'erreur lorsqu'on place l'évènement proche de la limite de couche. On estime que cet effet est dû à l'interaction avec l'erreur sur la taille de la couche 1, placée juste au-dessus de l'évènement.

Taille C1 (f12) : La figure f12 met en avant cette erreur linéaire reliant l'estimation de la profondeur à la taille de la couche 1. L'évènement est localisé à 25 km et la couche 1 à 20km et lorsqu'il n'y a aucune erreur d'estimation de la taille de la couche ($x=0$), le maximum de densité de l'estimation de la profondeur est à -5 km. Pour les évènements proches de cette limite de couche, *NonLinLoc* tend à associer la profondeur à la limite de couche. Cette erreur est un artefact de l'inversion qui est également visible en utilisant l'algorithme *Hypo71*, il correspond à toutes les valeurs de profondeurs fixées à la profondeur de la limite entre la couche 1 et couche 2 lorsque le problème est mal contraint.

Distance Minimale (f11) : La dispersion de *ErrZ* atteint un minimum lorsque la station la plus proche est juste au-dessus de l'évènement et augmente linéairement avec sa distance. La densité des évènements avec une profondeur bien estimée est également plus forte pour une distance minimale faible. Avec *Hypo71*, la dispersion de *ErrZ* atteint un minimum pour une distance de 20 km et augmente fortement lorsque la station est soit plus proche, soit plus éloignée. Dans les deux cas, l'évènement est tiré vers la surface.

Vp1 (f3) : On retrouve également une relation linéaire entre la vitesse de la couche superficielle et l'estimation de la profondeur avec un coefficient linéaire beaucoup plus faible. Cette fois-ci, à l'inverse de l'effet de la couche principale, la dispersion des erreurs est plus forte lorsqu'on sous-estime la vitesse.

Dmoy (f2) : La distance moyenne des stations a un effet similaire à celui de la distance de la station la plus proche Dmin mais avec un effet moins prononcé.

Les effets des autres variables sur ErrZ sont peu visibles sur les distributions empiriques.

■ Effets sur l'erreur en latitude

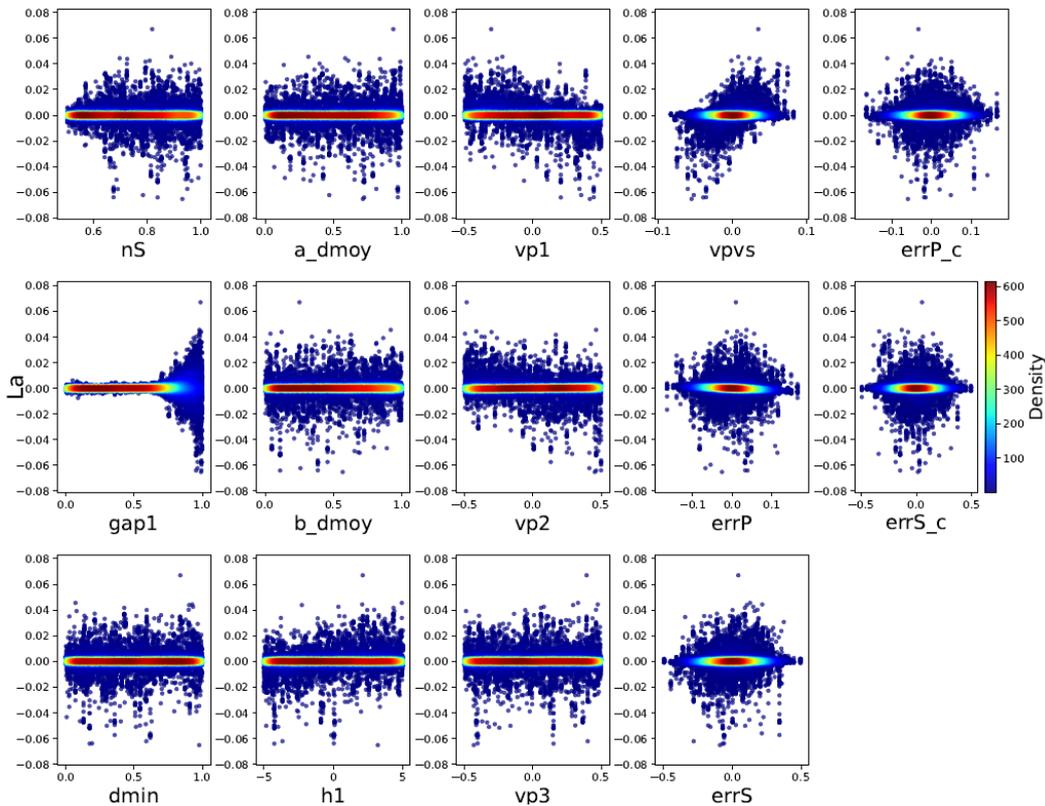


Figure III.13: Distribution de l'erreur horizontale en fonction de chaque variable considérée sur son domaine de définition. Les 60.000 valeurs de sorties de la profondeur pour la simulation NonLinLoc sont représentées avec une échelle de couleur associée à la densité des points.

On présente les distributions empiriques des erreurs en latitude et non des erreurs horizontales pour tenir compte de la direction de l'erreur sur la localisation épacentrale (Figure III.13). Globalement, NonLinLoc retrouve la localisation vraie à ± 2 km avec une confiance de 95% donc le maximum de densité des solutions épacentrales correspond à la localisation vraie : traits rouges vifs pour ($y=0$) pour les distribution uniforme et point rouge vif en $y=0$ pour les distributions normales des VA.

La variable aléatoire avec l'effet le plus important sur l'estimation de la latitude est le gap azimutal primaire avec une explosion des erreurs au-delà d'un gap de 160° . Pour un gap azimutal primaire inférieur à 160° , l'erreur sur la latitude est strictement inférieure au kilomètre. Ce résultat met en

lumière que les critères usuels de qualité de localisation proposés par Bondàr (gap azimutal primaire inférieur à 110° pour une localisation épacentrale à 5km) sont effectivement justes mais très restrictifs pour une inversion avec l'algorithme NonLinLoc. Les critères établis par Bondàr (2004) sont des critères pouvant être étendus à n'importe quel catalogue de sismicité comprenant des localisations avec des algorithmes d'inversion linéarisés. Le critère de distance de la station la plus proche n'a pas d'effet direct sur la localisation épacentrale obtenue avec l'algorithme NonLinLoc.

Les effets des autres variables aléatoires jouent uniquement sur la dispersion des erreurs causées par le mauvais gap azimutal. En particulier les variables du modèle de vitesse, les vitesses des ondes P des couches 1 et 2 tirent les évènements vers le Nord-Ouest quand on sous-estime les vitesses et vers le Sud-Est lorsqu'on les surestime. Plus la taille de la couche 1 est grande et plus l'erreur évènement peut être tiré vers le Nord s'il est mal contraint.

Alors que le nombre de phases S prises en compte dans l'inversion avait peu d'influence sur l'estimation de la profondeur, celui-ci joue un rôle négatif sur l'estimation de la localisation épacentrale. En observant les variations de couleur sur la ligne rouge de la distribution en densité (Fig13. F1). Il y a moins d'évènements localisés dans le kilomètre autour de la localisation vraie pour un plus grand nombre de phases S. Ainsi, la présence de phases S apportent une contrainte sur la profondeur mais également une source d'erreur pour la localisation épacentrale comme observé également dans l'étude de Bondàr (Bondàr et al., 2004).

F- Variations des indices en fonction de la profondeur vraie

Faire varier la valeur de la profondeur vraie permet de mettre en évidence les variations des effets totaux en fonction de la profondeur du séisme d'intérêt (Figure III.14). Peu importe la profondeur de l'évènement que l'on cherche à localiser, l'erreur sur la valeur de sortie de la profondeur sera surtout dépendante de la bonne estimation de la vitesse des ondes dans la couche dans laquelle est effectivement localisé l'évènement. Pour un modèle de vitesse 1D, plus l'évènement est éloigné d'une limite de couche et moins la bonne estimation de la taille de celle-ci aura d'influence. On peut imaginer que cet effet disparaît avec l'utilisation d'un modèle 3D. Les variables de géométrie de réseau ont nettement moins d'influence sur l'estimation de la profondeur mais un effet total ST légèrement plus important pour les séismes superficiels.

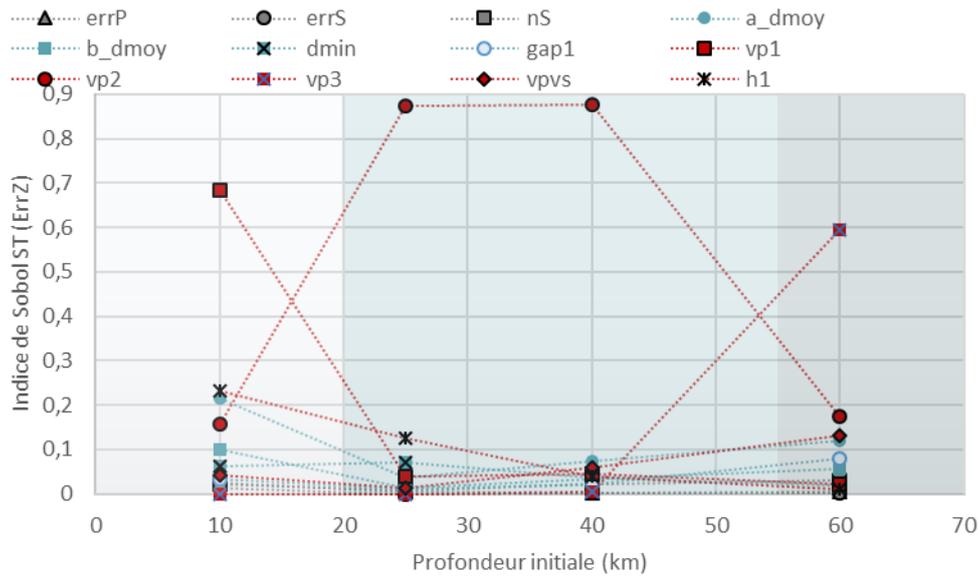


Figure III.14 : Variation des indices de Sobol totaux pour l'erreur d'estimation de la profondeur en fonction de la valeur choisie pour la profondeur initiale. Simulation avec l'inversion NonLinLoc pour un réseau de 10 stations. Les limites de couches du modèle de vitesse 1D sont représentées par les blocs gris.

A l'instar de ces résultats pour l'algorithme Hypo71, plus la profondeur vraie de la simulation est éloignée de la profondeur initiale d'inversion et plus les indices de Sobol totaux pour ErrZ augmentent. Ce résultat montre la forte dépendance de l'algorithme à la localisation initiale mise en évidence très tôt comme l'écueil principal des algorithmes de linéarisation de type Geiger (Annexe III -Figure A5).

G- Estimation des erreurs de l'algorithme NonLinLoc

On s'intéresse également à la différence entre l'erreur estimée par l'algorithme NonLinLoc et l'erreur effective entre la localisation hypocentrale vraie et la localisation hypocentrale en sortie de chaque expérience. Ces différences ne sont pas centrées en 0, l'algorithme NonLinLoc tend donc à sous-estimer l'erreur sur la localisation avec en moyenne 1.3 km de différence et l'erreur sur la profondeur avec une différence de 3.6 km en moyenne (Figure III.15). Il est à noter que mon utilisation de NonLinLoc n'intègre pas la documentation des incertitudes des pointés et du modèle de vitesse.

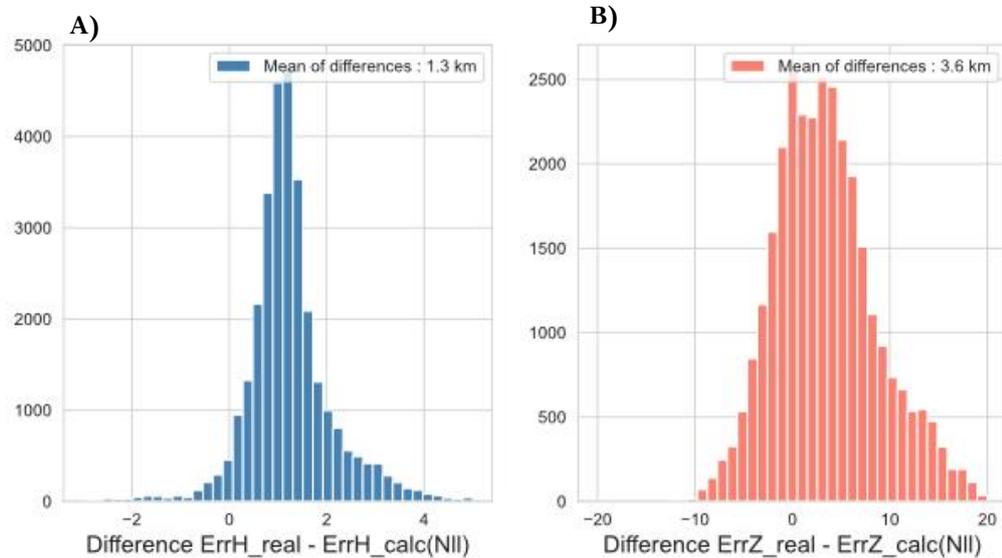


Figure III.15 : Histogrammes des différences entre les erreurs estimées par l'algorithme NonLinLoc et l'erreur effective entre la valeur de sortie et la valeur d'entrée de la simulation. **(a)** Pour l'erreur horizontale **(b)** Pour l'erreur sur la profondeur.

Conclusion

Dans ce chapitre, j'ai présenté une étude des effets combinés, dans le problème inverse de localisation à partir d'observations locales ou régionales, de (1) certains paramètres de géométrie du réseau de stations, (2) d'erreurs probables sur le modèle de vitesse et (3) d'erreurs probables sur les observations des temps d'arrivées des phases P et S. J'utilise deux approches d'analyse de sensibilité globales, la méthode des effets élémentaire par criblage de Morris et la méthode de Sobol basée sur la décomposition de la variance, qui sont deux techniques très efficaces pour explorer les effets de variables aléatoires dans un modèle non-linéaire et, à ma connaissance, n'ayant jamais été utilisées dans le cadre d'estimation des incertitudes de localisation des hypocentres. En premier lieu, cette étude a permis de mettre en évidence la présence de fortes interactions entre les variables qui justifie le choix de l'analyse de sensibilité globale pour explorer les effets de ces interactions. A l'issue de 30.000 simulations avec une exploration optimisée de l'espace des variables d'entrées on obtient une quantification de l'incertitude de localisation de $\pm 2,3$ km pour les erreurs épicentrales et de $\pm 12,4$ km pour l'erreur sur la profondeur avec une confiance de 95% pour un évènement synthétique localisé à 25 km de profondeur. On confirme donc bien ici encore la difficulté d'estimation de la profondeur, par rapport à l'estimation de la position épicentrale d'un séisme. Les deux approches mettent toutes deux en lumière : (1) La prépondérance des effets des erreurs de modèle de vitesse sur les solutions hypocentrales, ce qu'on avait pu mettre en évidence

dans la partie précédente (voir Chapitre II.2) en regardant les effets de chaque paramètre (pointé – modèle de vitesse – algorithme de localisation) pris séparément. Plus particulièrement, nous montrons l'importance cruciale de la vitesse de la couche au niveau de la source. (2) Un effet notable sur l'estimation de la profondeur est issu de l'interaction entre l'erreur de vitesse et la distance de la station la plus proche. L'incertitude d'estimation de la profondeur peut être largement réduite si l'on connaît précisément le modèle de vitesse local (avec moins de 5% d'erreur). On met également en lumière des biais de localisation systématiques au niveau des limites de couches pour les deux algorithmes de localisation utilisés pouvant justifier l'utilisation de modèles 1D simples avec un nombre de couches limité. En perspective de cette étude, il semble tout de même important de tester l'apport de modèles de vitesses 3D, plus représentatifs du modèle de vitesse réel pour localiser les séismes.

Plus étonnant, les simulations réalisées ne permettent pas de mettre en avant l'apport d'un grand nombre de phases S sur l'estimation de la profondeur que l'on considère pourtant comme primordial depuis les années 1990 (Gomberg., 1990). Il serait intéressant de ré-évaluer cette observation sur des données réelles. A noter que je n'ai pas considéré dans le modèle le cas d'absence totale d'observations de phases S qui dégradait trop l'inversion et ne rendait plus le modèle entièrement déterministe (demandant une solution pour chaque expérience réalisée).

Les valeurs quantifiées des effets et de l'incertitude de localisation obtenue en sortie des simulations dépendent en grande partie des choix réalisés lors de la construction du modèle. Dans cette étude, parmi d'autres exemples, je n'explore pas l'ensemble des géométries de réseaux possibles comprenant l'effet du gap azimutal secondaire, l'effet du nombre de stations et des géométries de réseaux très dégradées. Je ne considère pas non plus de larges erreurs de pointés dues à des mauvaises interprétations des phases (ce qui arrive sur des cas réels, voir Chapitre II.2, l'application sur Mayotte). Les interprétations issues des simulations dépendent également de l'algorithme choisi pour l'inversion. On éclaire la forte dépendance de l'algorithme Hypo71 à la valeur de profondeur initiale choisie pour l'inversion ainsi que la plus grande stabilité de l'algorithme de recherche en grille NonLinLoc face aux variations des variables aléatoires choisies pour la simulation. Une partie de ces limitations peut être étudié en adaptant le problème déterministe à chaque erreur que l'on cherche à mettre en lumière. Cette approche de l'analyse de sensibilité peut également être étendue à des contextes spécifiques en imposant une géométrie de réseau pour explorer l'effet double des erreurs de modèles et de pointés pour mieux caractériser les incertitudes de localisation de certains réseaux locaux ou régionaux.

Les incertitudes de localisations hypocentrales sont caractérisées dans le cadre des localisations à partir d'observations locales ou régionales. On s'intéresse dans un dernier chapitre aux méthodes d'estimation de la profondeur à partir d'observations lointaines, particulièrement utiles pour étudier la sismicité de régions isolées éloignées de réseaux locaux ou régionaux.

Chapitre IV

Estimations des profondeurs hypocentrales à distance téléseismique

Enjeu

L'estimation de la profondeur à partir de stations sismologiques lointaines ($>500\text{km}$) est un enjeu majeur pour l'estimation de l'aléa sismique de régions isolées, pour l'alerte aux forts séismes et pour les questions de discrimination entre séismes et explosions. Cependant, plus une source sismique est éloignée des stations, plus les trajets des ondes de volumes P_n, P_g , se propageant uniquement dans la croûte terrestre, sont susceptibles d'être affectées par des hétérogénéités de vitesses importantes. Les localisations effectuées à partir de stations à de telles distances (500-3500 km) sont alors associées à des incertitudes très élevées (Bondár et al., 2004a). On préfère plutôt utiliser l'observation des ondes de volumes P télé-sismiques, détectées à plus de 3500 km de la source, qui se propagent, elles, essentiellement dans le manteau, plus homogène.

Les temps d'arrivées des ondes directes P télé-sismiques ne sont pas sensibles à la profondeur hypocentrale à cause du trade-off avec le temps-origine de l'évènement (voir Chap II.1). A distance télé-sismique, entre 30° et 90° de la source sismique, c'est l'utilisation des délais entre les temps d'arrivées des phases réfléchies/converties à la surface du sol (pP et sP) avec la phase directe P qui permet d'obtenir une estimation fiable de la profondeur (Stein and Wiens, 1986; Engdahl et al., 1998; Engdahl, 2006)(voir Chap I.3). Ces phases pP et sP sont également appelées phases de profondeurs dans la suite de ce chapitre et sont utilisées dans la plupart des méthodes d'estimation de la profondeur à distance télé-sismique.

Problématique

On se pose la question de la robustesse de ces méthodes d'estimation de la profondeur à distance télé-sismique par rapport aux méthodes de localisation régionales présentées précédemment ainsi qu'aux limites posées par nos capacités de détection des phases de profondeur.

Plan

Ce dernier chapitre est construit en trois parties. Une partie état de l'art pour introduire les techniques et outils d'estimation de la profondeur à distance télé-sismique. Une seconde partie présente deux méthodes développées pendant ma thèse pour : (1) mettre en évidence les phases de profondeur dans les enveloppes énergétiques des signaux (2) mettre en évidence des différences de profondeurs relatives par projection des variations de délais pP-P dans ces mêmes enveloppes. Dans la dernière partie, nous présenterons l'application de la méthode de détermination de la profondeur à partir de la méthode des sommes des enveloppes développée pendant cette thèse. Nous comparerons les résultats avec les profondeurs hypocentrales obtenues par analyse cepstrale (Letort et al., 2014; 2015) puis avec les profondeurs obtenues par les autres méthodes à distance télé-sismique disponibles dans la littérature sur différents jeux de données.

Partie 1.

Méthodes d'estimations de la profondeur à distance télésismique

Un mythe des tribus chibchas (Colombie centrale) raconte que le démon Chibchacum décida un jour de submerger la savane de Bogotá. Il fut puni par le grand dieu solaire Bochica, qui lui imposa de porter la Terre sur son épaule. Lorsque Chibchacum fatigué change son fardeau d'épaule, des tremblements de Terre se produisent. (Discourse on Earthquakes, Silva., 2003)

Sommaire :

1.1 Généralités sur l'estimation de la profondeur à distance télésismique	125
A - Description des phases de profondeurs	125
B - Difficultés d'identification des phases de profondeurs	127
C - Bulletins de pointés des phases télésismique et catalogue ISC-EHB.....	127
1.2 Autres méthodes d'amélioration de l'estimation de la profondeur à distance télésismique	133
A - Principales techniques utilisées	133
B - Beamforming des signaux : mini-réseaux à faible ouverture (50 km ²).....	135
C - Beamforming de vespagrams : sous-réseaux à moyenne ouverture (250 km ²).....	135
D - Somme de signaux binaires de détections STA/LTA (toutes stations : 30°-90°).....	136
E - Analyse cepstrale (toutes stations : 30°-90°)	137
E - Utilisation de la déconvolution (toutes stations : 30°-90°).....	139

1.1 Généralités sur l'estimation de la profondeur à distance téléseismique

A- Description des phases de profondeurs

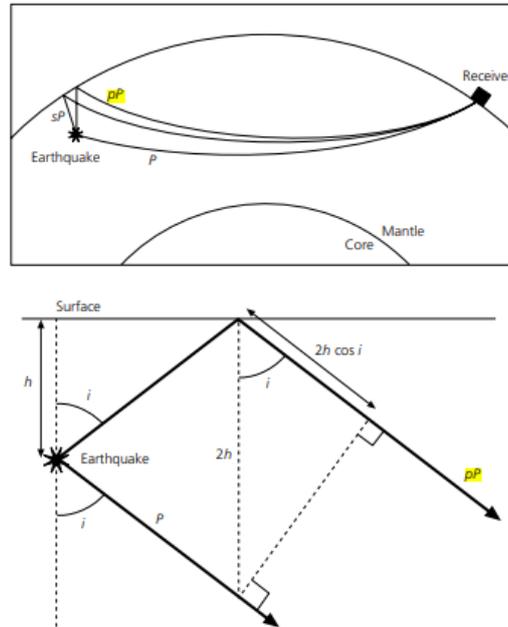


Figure IV.1 : (A) Schema simplifié des trajets des phases de profondeurs (B) problème géométrique du calcul du temps de trajet des phases réfléchies (Stein and Wysession., 2009)

Les phases de profondeur pP et sP correspondent respectivement à la réflexion à la surface du sol de l'onde principale P et à la réflexion/conversion de l'onde transverse S en onde P directement à proximité de l'épicentre du séisme. Après leur réflexion, les phases réfléchies effectuent approximativement le même trajet que l'onde principale. Les différences des temps d'arrivées entre les phases réfléchies/converties pP ou sP et la phase principale P sont donc indépendantes du modèle de vitesse global décrivant leurs temps d'arrivées absolus.

En s'appuyant sur le schéma simplifié des trajets des phases de profondeurs (Figure IV.1), le délai pP-P du rai d'incidence i pour une vitesse des ondes P notée V_p correspond approximativement à :

$$\delta t_{pP} = \frac{2h \cos(i)}{V_p} \quad \text{Eq. 1}$$

Et, respectivement, le délai sP-P peut être exprimé sous la forme suivante :

$$\delta t_{sP} = \frac{h}{V_p} \left(\cos(i) + \sqrt{(3 - \sin^2(i))} \right) \quad \text{Eq. 2}$$

D'après les équations (Eq.1) et (Eq.2), les délais relatifs des ondes pP et sP par rapport à la phase directe P télé-sismique sont directement dépendantes de la profondeur H de la source mais également, de la vitesse de l'onde P en champ proche. Leur trajet à partir de la source étant quasi-vertical par rapport à la surface de réflexion, les vitesses des phases de profondeurs pP/sP sont moins sensibles aux variations latérales du modèle de vitesse que les ondes P_g détectées à distance régionale.

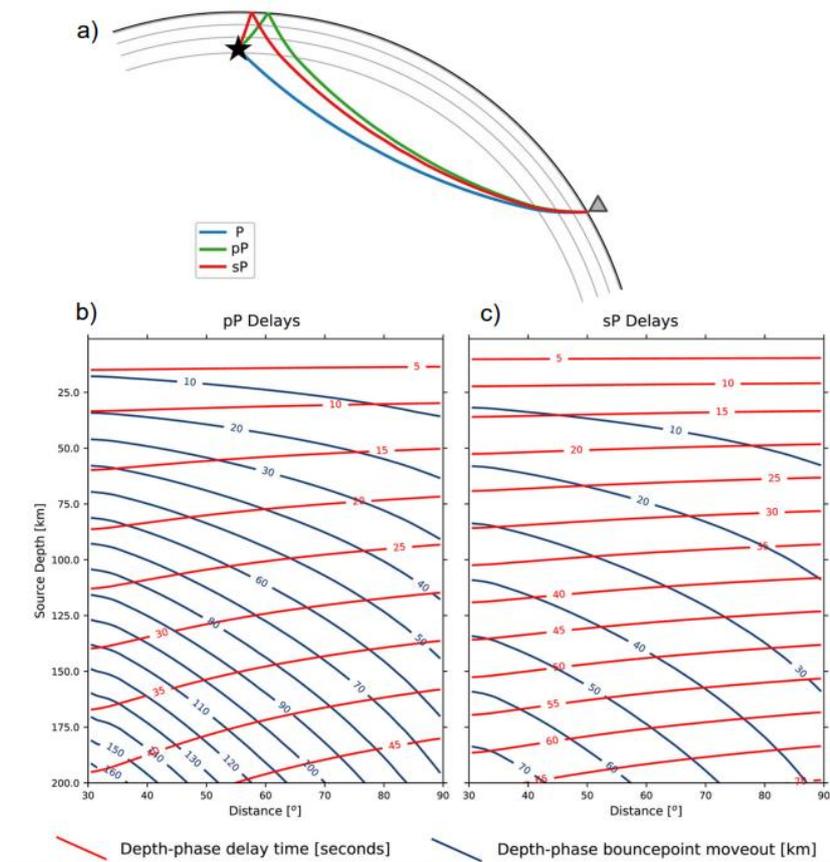


Figure 4.2 : (modifié de Craig, 2019) (a) Description schématique des trajets des rais télé-sismiques P, pP, sP (b,c) Valeur des délais pP-P (b) et sP-P (c) d'après le modèle de vitesse ak135 (Kennett et al., 1995). Les délais sont représentés par les courbes rouges en secondes, en fonction de la distance source-station et de la profondeur de la source. La distance du point de réflexion par rapport à l'épicentre du séisme est représentée par les lignes bleues.

Les délais pP-P et sP-P dépendent également de la distance entre la source et la station. L'angle d'incidence i , qui intervient dans les (Eq.1) et (Eq.2), diminue relativement à l'augmentation de la distance source-station. Le point de rebond des phases pP/sP à la surface se rapproche alors de l'épicentre (Figure 4.2).

Des tables de temps de trajet relatives à un modèle de Terre global tel que IASP91 (Kennett and Engdahl, 1991) ou AK135 (Kennett et al., 1995) prédisent la valeur des délais δt_{pP} ou δt_{sP} en fonction de la profondeur de la source et de la distance entre la source et la station (Figure iv.2). Ces tables ont été améliorées par la prise en compte de corrections sur les temps de trajet comprenant entre autre la prise en compte de l'ellipticité de la Terre, de la topographie ou de la bathymétrie au niveau du point de rebond en surface (e.g. Engdahl et al., 1998; Kennett, 2005).

Lorsque l'on connaît la localisation épacentrale, le délai pP-P permet donc d'apporter au premier ordre une contrainte sur la profondeur.

B- Difficultés d'identification des phases de profondeurs

L'estimation de la profondeur à distance télésismique est donc contrainte par la capacité de détection de ces phases de profondeurs. L'approche la plus basique consiste à identifier et pointer manuellement ces phases sur les sismogrammes. Pour qu'une phase de profondeur soit identifiée par un analyste, il est nécessaire que son amplitude soit supérieure au bruit sismique de la coda de l'onde P. Or, sans compter la valeur du rapport entre le signal et le bruit sismique qui peut fortement varier d'une station à une autre, l'amplitude et la polarité de ces ondes varient selon la radiation à la source et les interfaces géologiques traversées, ce qui influe sur la détectabilité des phases de profondeurs (e.g. Douglas, 1967; Pearce, 1977, 1980). Le pointé manuel des phases télésismiques est un travail difficile et exigeant.

- Mécanisme au foyer et dépendance azimutale

Le diagramme de radiation d'une source double-couple a une influence sur les polarités et les rapports d'amplitudes des arrivées P, pP et sP respectivement à l'azimut et la distance entre la source et la station (e.g. Pearce, 1977, 1980) (Figure iv.3). Ainsi, dans certains azimuts, les phases pP peuvent être très faiblement radiés et ne pas être détectables tandis que dans d'autres azimuts et pour un même évènement, elles peuvent avoir une amplitude nettement plus forte que la phase sP ou même que la phase P télésismique (et de même pour les phases sP). La confrontation d'observations issues de différents azimuts est cruciale pour éviter les erreurs d'interprétation d'une phase pP en sP qui peuvent créer de fortes erreurs sur l'estimation de la profondeur (Figure iv.3).

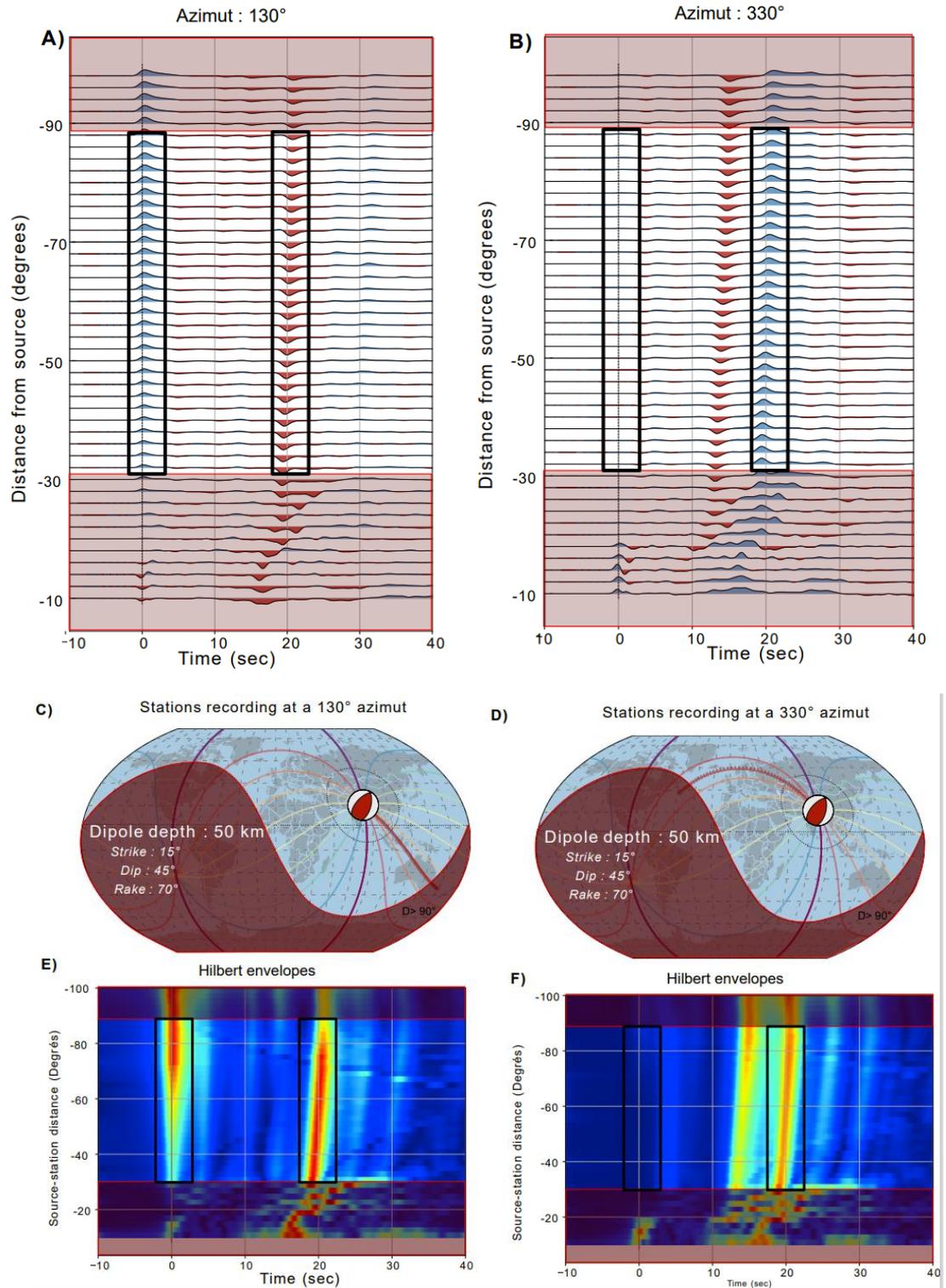


Figure IV.3 : Représentation des différences de formes d'ondes en fonction de l'azimut d'observation. On représente les signaux synthétiques d'un évènement Népalais dont le mécanisme au foyer est connu. Les signaux sont enregistrés à des stations à des distances augmentant linéairement entre 30° et 90° et pour un azimut fixé à (A-C-E) 130°degrés et (B-D-F) 330°degrés; (A-B) Représentation des signaux télé-sismiques synthétiques enregistrés en fonction de la distance source-station. Les amplitudes positives sont représentées en bleu et les amplitudes négatives en rouge. (C-D) Carte représentant la distribution des stations représentées par des triangles rouges. L'épicentre du séisme est représenté par son mécanisme au foyer. (E-F) Représentation des enveloppes énergétiques des signaux synthétiques triés en fonction de la distance source-station pour mieux mettre en évidence les arrivées secondaires pP/sP. On remarque que seule la sP est visible sur les stations à 130°.

A l'inverse, l'orientation du plan de faille peut être retrouvé à partir de la distribution azimutale de ces polarités et de ces amplitudes relatives par des méthodes d'inversion complètes des formes d'ondes (Pearce., 1977, 1980; Letort., 2014).

- *Effets en champ proche : altitude du point de rebond, réflexions supplémentaires*

Le point de réflexion/conversion des phases de profondeur ayant lieu tout près de l'épicentre, le coefficient de réflexion peut être influencé par les structures tectoniques ou par la géologie à proximité de la source. Les temps de trajet des phases pP/sP estimés par les modèles de Terre se basent sur les coefficients de réflexion/transmission pour des interfaces planes (Wiens, 1989). Cependant, une grande majorité des séismes se produisent dans des contextes de fortes déformations notamment exprimées en surface par de fortes variations de topographies (régions montagneuses) ou de bathymétries (en contexte océaniques).

L'altitude du « point de rebond » d'une phase de profondeur joue assurément son rôle sur le délai des temps d'arrivées des phases pP-P/sP-P (Engdahl et al., 1998; Craig, 2019). Cette altitude dépend de la localisation du point de rebond qui peut fortement varier d'une station à une autre en fonction de sa distance et de son azimuth à la source. Le « point de rebond » est une désignation abusive pour caractériser la zone de réflexion du rai à la surface appelée zone de Fresnel dont la taille dépend de la profondeur et peut faire plusieurs kilomètres (Cervený and Soares, 1992). Elle peut être partiellement prise en compte en estimant sa localisation et en corrigeant les temps de trajet de la topographie ou bathymétrie moyenne de la « zone de rebond » (Engdahl et al., 1998; Letort., 2014).

De plus, pour les événements se produisant en milieu océanique, la surface de la mer peut engendrer des réflexions/conversions supplémentaires sensibles à la fois au niveau de la mer et à la profondeur de l'évènement : p_wP , swP , $p_{ww}P$ ou encore $p_{www}P$ (e.g. Mendiguren, 1971; Wiens, 1989; Bowers, 2001). D'autres arrivées de phases non prédites par les tables de temps de trajet issues de structures secondaires ou de guides d'ondes peuvent occasionnellement être à l'origine d'erreurs d'interprétations ou rendre les phases de profondeurs difficilement détectables dans certains contextes les favorisant (e.g. Letort., 2014 ; Song et al., 2009). La connaissance du niveau de la mer dans la région de l'épicentre peut permettre d'identifier facilement ces réflexions et d'identifier les phases de profondeurs parmi elles (Pearce, 1980; Engdahl and Billington, 1986; Craig, 2019).

- *Limites profondeurs/magnitudes*

Dans le cas d'évènements sismiques superficiels ($< 10\text{km}$), les délais entre les phases de profondeur et la phase directe sont très faibles et les arrivées pP et sP peuvent se confondre dans le signal téléseismique. Pour les évènements forts, les phases de profondeur peuvent également arriver dans un délai plus court que la durée de la source sismique et être cachées dans l'énergie de l'onde P (e.g. Kennett and Engdahl, 1991; Husebye et al., 2013). La détection des phases de profondeur à distance téléseismique est donc couramment limitée aux séismes de magnitude intermédiaire ($5 < M < 6.5$), dont la durée de la source dépasse rarement 1 seconde afin de pouvoir séparer facilement les arrivées des phases de profondeurs de l'énergie de la source. Ainsi des phases pP/sP sont parfois identifiables dans les signaux téléseismiques de certains séismes de faible profondeur (3-4km) et de plus faibles magnitudes (3.5-4.5) (voir Chap. III.2.3).

C- Bulletins de pointés des phases téléseismique et catalogue ISC-EHB

Le centre sismologique international (ISC) collecte les arrivées de phases téléseismique pointées quotidiennement par près de 130 centres sismologiques à l'heure actuelle. A partir de 1998, les arrivées téléseismique secondaires incluant les phases réfléchies pP, sP, pwP ainsi que les phases PKiKP réfléchies sur le noyau sont utilisées pour contraindre la profondeur à distance téléseismique et produire un nouveau bulletin ISC-EHB d'évènements relocalisés avec confiance (Engdahl et al., 1998; Engdahl, 2006; Weston et al., 2018; Engdahl et al., 2020). Le bulletin ISC-EHB a beaucoup évolué depuis les années 2000 pour tenir compte de nouvelles procédures de localisation développées à l'ISC (Bondár and Storchak, 2011) et de nouveaux critères de qualité pour ne conserver que les évènements avec des profondeurs fiables (Weston et al., 2018).

- *Bulletin actuel*

Le nombre de phases téléseismiques collectées à l'ISC a considérablement augmenté au début des années 2000 mais cette évolution est beaucoup plus lente concernant le nombre d'arrivées de phases pP. A l'heure actuelle, environ 1.5 millions de phases P sont collectées par an à l'ISC pour moins de 30000 phases pP (Nolet and van der Lee, 2022)(Figure IV.4).

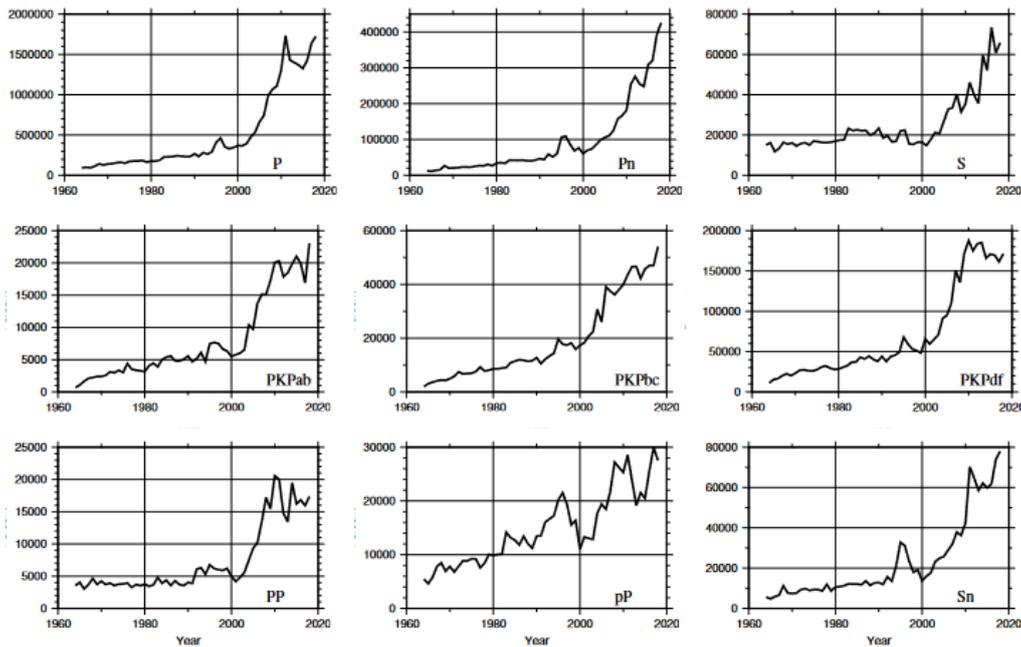


Figure IV.4 (issue de Nolet and van der Lee., 2022) Evolution du nombre d'observations de temps d'arrivées des phases sismiques incluses dans les catalogues de l'ISC-EHB.

Une récente étude statistique s'appuyant sur les nouvelles localisation hypocentrales de qualité de plus de 185,000 évènements du catalogue ISC-EHB a quantifié l'erreur sur l'estimation du temps d'arrivée de la phase P télé-sismique en fonction de la profondeur des évènements et de la profondeur du rai (Figure IV.4) (Nolet and van der Lee, 2022). Pour les évènements superficiels à peu profonds (<40 km dans l'article), l'erreur moyenne sur l'estimation du temps d'arrivée de la P télé-sismique varie entre 0.7-0.9 secondes et sur le temps d'arrivée de la phase pP télé-sismique entre 1.5 et 1.7 secondes, légèrement supérieures que les erreurs de mesures de 1.3 sec estimées par Bondár et Storchak (2011) à partir des évènements Ground Truth. L'étude met également en évidence près de 2% d'outliers pouvant correspondre à de mauvaises interprétations de phases. Ces valeurs sont utiles dans le cadre de propagation d'incertitudes dans les tomographies et les méthodes d'estimation de la profondeur qui utilisent ces temps d'arrivées.

○ Description de l'algorithme EHB

Seuls les évènements du catalogue ISC de magnitude intermédiaires ($m > 3.5$) détectés par un minimum de 25 stations télé-sismiques avec un gap azimutal secondaire de 180° sont relocalisés afin de minimiser les erreurs de localisation (Di Giacomo and Storchak, 2016; Bondár et al., 2004b).

L'algorithme EHB est une relocalisation par itérations successives avec une réidentification des phases en fonction de leur temps de trajet théoriques (Kennett, 2005) afin de limiter les erreurs

possibles d'interprétations dans les pointés. L'algorithme prend en compte des corrections de temps de trajet avec la prise en compte de l'ellipticité de la Terre, de l'altitude du point de rebond, de termes de corrections aux stations (Engdahl et al., 1998). Un poids est également affecté aux observations en fonction du type de phase, de son incertitude et de la distance (Engdahl, 2006).

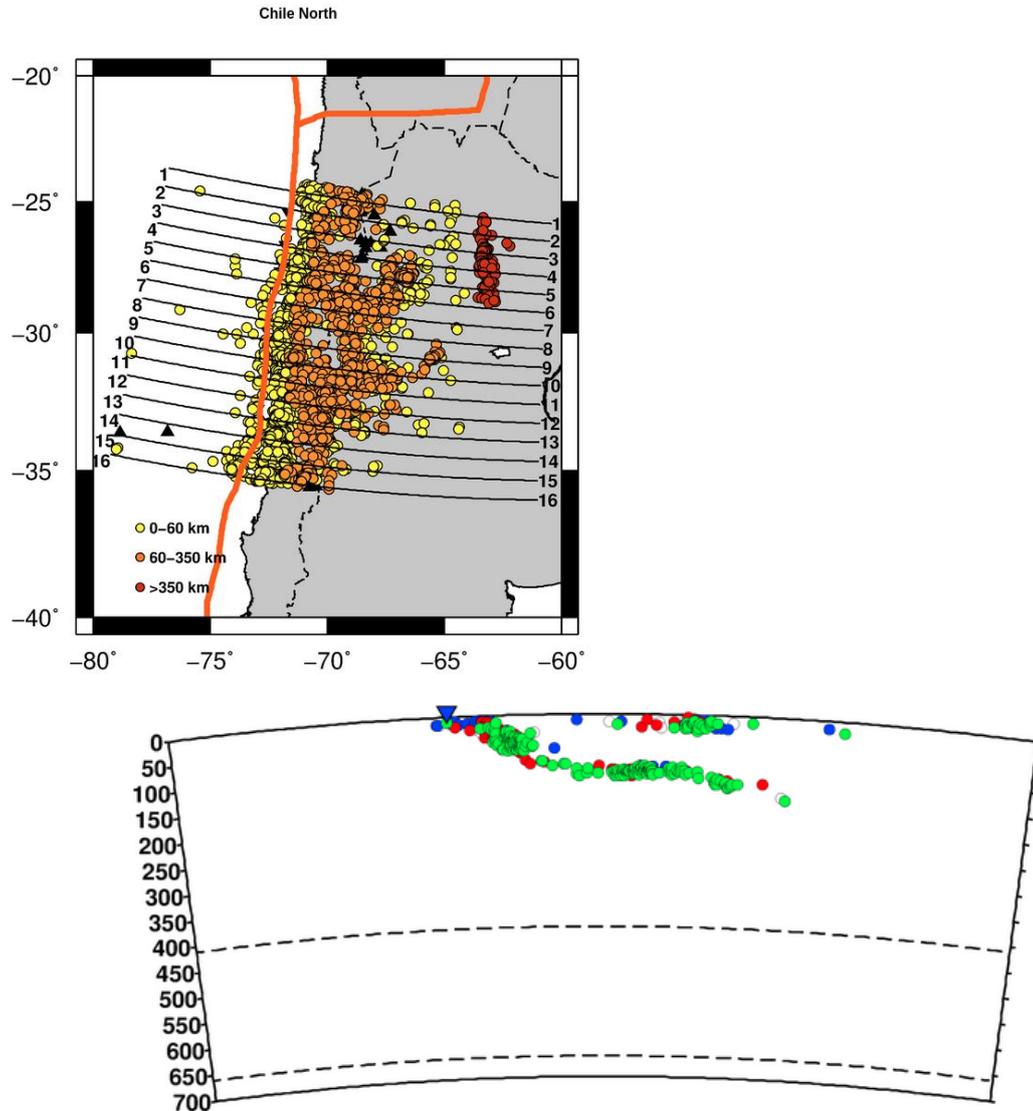


Figure 4.5 : (Issues de : <http://www.isc.ac.uk/isc-ehb/>) **A)** Carte de la sismicité du catalogue ISC-EHB au Nord Chili. La couleur des évènements correspond à leur gamme de profondeur **B)** Projection des profondeurs des évènements du Nord Chili du catalogue ISC-EHB sur la coupe 9. La couleur des évènements correspond à leur classe L1 en vert, L2, en bleue et L3 en rouge.

Les profondeurs du catalogue EHB sont catégorisées en trois classes L1, L2, L3 en fonction de l'erreur standard sur l'estimation libre de la profondeur ou de la manière avec laquelle est fixée la profondeur (Figure 4.5). Les profondeurs L1 correspondent aux profondeurs les mieux contraintes du catalogue sont caractérisées par une erreur standard inférieure à 5km et l'utilisation d'au moins 3 phases de profondeurs.

Ces bulletins de pointés ainsi que le catalogue d'évènements relocalisés ISC-EHB sont utilisés très fréquemment en sismologie dans le cadre de réalisations de tomographies (e.g. Toyokuni et al., 2020; Fan and Zhao, 2021), d'études régionales en sismotectonique (e.g. Engdahl et al., 2020) mais également pour valider les nouvelles techniques d'estimation de la profondeur (Craig, 2019; Gounon et al., 2021).

1.2 Autres méthodes d'amélioration de l'estimation de la profondeur à distance téléseismique

Afin d'améliorer les méthodes d'estimation des profondeurs à distance téléseismique, l'enjeu est double : (1) aider les analystes dans leur travail de pointé des phases téléseismiques et/ou (2) développer des méthodes dites « aveugles » qui ne dépendent pas des catalogues de pointés et qui viennent détecter automatiquement les arrivées des phases de profondeurs dans les signaux.

A- Principales techniques utilisées

- *Sommes des signaux – beamforming*

La méthode la plus commune pour améliorer les détections sur les signaux est d'aligner et de sommer les signaux du réseau pour réduire le bruit aléatoire d'une station à une autre et mettre en évidence des arrivées cohérentes. On fait référence à ces méthodes comme des méthodes de « stacking » ou de « beamforming ».

Un simple décalage de phase d'une demi-période entre deux signaux peut dégrader l'arrivée si l'on réalise une simple somme des signaux. De la même manière les changements de polarité des phases selon différents azimuts peuvent faire obstacle à une cohérence constructive au moment de la somme. La mise en avant de la cohérence des phases de profondeurs entre les signaux de stations à différentes distances et/ou azimuts est essentielle pour valider l'identification des phases de profondeur. Il existe un certain nombre de techniques permettant de contourner ces écueils et améliorer la détection des phases pP/sP par somme constructive des arrivées cohérentes.

- *Migrations profondeurs du signal temporel*

En 1994, Israelsson propose d'utiliser les tables de temps de trajet pour retrouver des valeurs de profondeur en fonction de la distance de la station et du délai pP-P (Israelsson, 1994). L'axe des abscisses du signal temporel pouvant être considéré en pas de temps de délais pP-P, chacun de ces pas de temps peuvent être transformés en équivalence profondeur à partir de la table de temps de trajets et de la distance de la station. Les signaux migrés de pas de temps en pas de profondeurs présentent alors un alignement cohérent des arrivées de la phase observée indépendamment des distances des différentes stations (Figure IV.6).

Ainsi, pour chaque station, en se plaçant dans une hypothèse d'observation de la phase pP ou sP ou même sS, PkP ou PkikP, il est possible de faire migrer l'ensemble du signal temporel en valeurs de profondeurs en associant à chaque différence de temps relative à l'onde P une profondeur prédite par les tables utilisées (Israelsson, 1994). De nombreuses méthodes d'estimation de la profondeur à distance téléseismique se basent sur cette étape de migration en profondeur des signaux, transformés ou non, pour aider à l'identification de la profondeur à partir d'observations de phases de profondeurs.

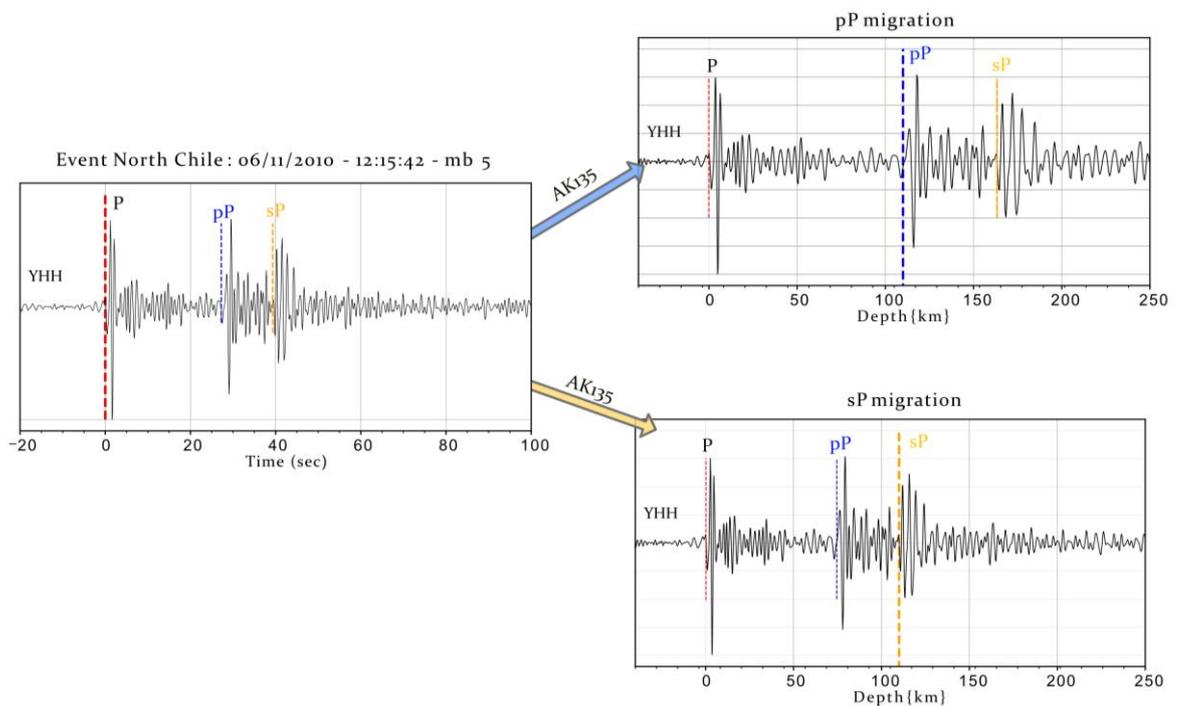


Figure IV.6 : Signal temporel de l'évènement chilien du 6 novembre 2011 (12:15:42) de magnitude 5, (localisé à 106 km par la méthode de Craig) sur la station YHH (Yellowstone, USA). Migration en profondeur pour une phase candidate pP (haut) et sP (bas) selon les temps de trajets donnés par le modèle ak135.

B- Beamforming des signaux : mini-réseaux à faible ouverture (50 km²)

La méthode, dite de beamforming se base sur l'hypothèse d'un modèle de vitesse simple et uniforme et d'une arrivée incidente plane pour tout le réseau de stations considéré. Cette hypothèse est valable lorsque les stations sont proches les unes des autres. Alors, on peut faire l'hypothèse ci-après que le bruit sismique est aléatoire d'un capteur à l'autre alors que le signal sismique est cohérent. En pratique, dans le cas des instruments de l'International Monitoring System, les capteurs sont en grande partie regroupés en mini-réseaux de 3 à 20 instruments dans un rayon de 50 km dit à faible ouverture, les polarités et amplitudes de la phase directe et réfléchies changent alors peu de station à station au sein d'un même mini-réseau et l'hypothèse est valide.

Les techniques de beamforming reposent sur une mesure de la cohérence des signaux pour détecter au préalable les signaux les plus cohérents au sein du réseau et écarter les autres. Cette cohérence peut par exemple être estimée à partir du coefficient de cross-corrélation ou à partir de la mesure de la trace F et de sa probabilité (e.g. Melton and Bailey, 1957; Heyburn and Bowers, 2008).

Une simple moyenne des signaux cohérents et alignés permet d'augmenter la partie cohérente du signal et de réduire les bruits non cohérents (Figure iv.7). En théorie, le rapport signal sur bruit du signal stacké à partir de n stations peut alors être amélioré d'un facteur \sqrt{n} . Il est également possible de pondérer chaque signal par un coefficient de cohérence avant de les sommer (phase-weighted stack, n-th root stack) (e.g. Schimmel and Paulssen, 1997).

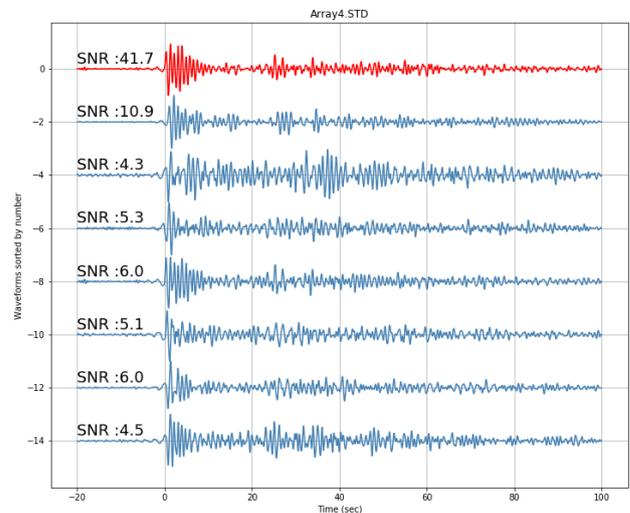


Figure iv.7 : Somme de sept signaux enregistrés au mini-réseau BR101 (Asie) après leur cross-corrélation.

C- Beamforming de vespagrams : sous-réseaux à moyenne ouverture (250 km²)

Plus généralement, pour un réseau sismologique global, il est possible de sélectionner des groupes de stations relativement proches permettant d'approcher l'hypothèse d'une onde incidente plane sur l'ensemble du réseau construit. Pour ces groupes de stations que l'on appellera « sous-réseaux », les ondes détectées peuvent être décrites par un même back-azimut : angle d'arrivée du front d'onde à la station, ou azimut entre le nord et la direction de l'épicentre.

Les techniques de beamforming à partir de sous-réseaux à moyenne ouverture s'appuient sur les observations de vespagrams, diagrammes représentant l'énergie du signal en fonction du temps pour un back-azimuth fixé et différentes valeurs de vitesse apparente des ondes. Pour produire un vespagram, le signal temporel de chaque station du sous-réseau considéré est recalé en temps relativement à la distance au centre du réseau et ce pour toutes les valeurs de lenteurs sur une gamme de valeurs probables pour la région considérée. Les vespagrams de chaque station sont stackés afin de mettre en avant des pics d'énergie correspondant aux phases cohérentes sur l'ensemble des stations considérées. Cette méthode développée par Rost and Thomas (Rost and Thomas, 2002, 2009) est encore utilisée dans certains contextes pour des événements de magnitude supérieure à 5.5 (Mw) (Florez and Prieto, 2017).

D- Somme de signaux binaires de détections STA/LTA (toutes stations : 30°-90°)

Parmi les méthodes de détection automatique de phases de profondeur par migration des signaux, la plus utilisée à ce jour est la méthode développée par Murphy and Barker en 2006 utilisant la somme de signaux binaires composés d'un certain nombre de boîtes unitaires correspondant aux détections d'un détecteur automatique standard STA/LTA (Figure iv.8).

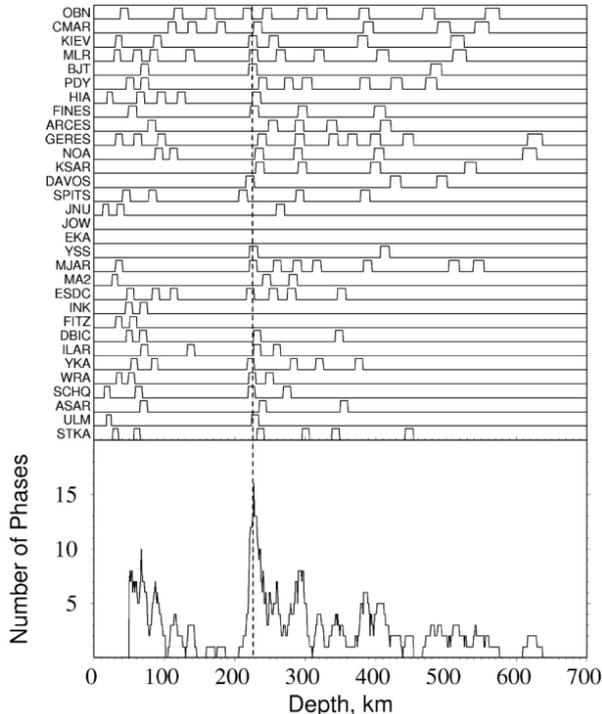


Figure iv.8 : (issue de Murphy et Barker., 2006) Somme des détections migrée en équivalent profondeur suivant l'hypothèse pP pour le séisme de l'Hindu-Kush du 14 février 1999 (mb5)

Plus précisément, chaque détection réalisée par STA/LTA est approximée par une boîte unitaire de largeur +/- 1 seconde dans l'hypothèse d'une phase pP ou +/- 1.5 seconde dans l'hypothèse d'une phase sP. Le signal binaire donné par l'ensemble de ces boîtes est migré en équivalent profondeur

selon la technique d'Israelsson (Israelsson, 1994). La somme de tous les signaux binaires permet de mettre en évidence la détection la plus cohérente à toutes les stations (Murphy and Barker, 2006). Une validation de la cohérence de cette détection peut être réalisée à l'aide du détecteur F.

Cette méthode d'identification de la profondeur est intégrée à l'algorithme iLoc imaginé initialement pour la localisation à l'échelle globale à partir des bulletins d'arrivées de l'ISC (Bondar et al., 2015). L'inversion de la localisation suit une double procédure avec détermination d'une localisation préliminaire par recherche en grille puis inversion par algorithme de linéarisation de type Geiger à profondeur fixée (décrite dans le Chap II.1). A la suite de ces étapes de localisation épicertrale, la profondeur est estimée à partir des observations locales P et S et/ou des phases de profondeurs s'il y en a suffisamment pour assurer une bonne résolution. L'algorithme de somme de détections de Murphy et Barker est utilisé aux deux étapes de localisation s'il y a suffisamment d'observations de phases de profondeurs dans le catalogue pour assurer une résolution de la profondeur à distance télé-sismique.

Routines de localisation à l'ISC

Près de 65% des événements du bulletin ISC-GEM, qui répertorie tous les événements de magnitude supérieure à 5 depuis près de 100 ans, ont été relocalisés par l'algorithme iLoc qui comprend une première inversion des temps d'arrivées des phases directes puis la méthode automatique de somme des détections pour affiner l'estimation de la profondeur si le nombre d'observations télé-sismiques est suffisant, supérieur à 5, et si les données proviennent d'au moins deux instituts (Bondar et al., 2015 ; Bondar et Storchak.,2011). L'algorithme iLoc est également maintenant utilisé comme étape préliminaire de la relocalisation avant d'utiliser l'algorithme EHB pour obtenir les localisations du catalogue ISC-EHB (Engdahl et al., 2020).

E- Analyse cepstrale (toutes stations : 30°-90°)

- Historique, domaines d'utilisation

Imaginé dès les années 1960 pour récupérer les temps d'arrivées des phases réfléchies d'un signal télé-sismique, le « *cepstre* » est un outil mathématique de détection de périodicités (ou échos) dans un spectre fréquentiel (Bogert, 1963; Bogert et al., 1963; Oppenheim and Schafer, 2004). Le terme choisi pour décrire l'opération est une anagramme du « spectre » du signal que l'on inverse pour obtenir le cepstre.

Aujourd'hui, cet outil est employé dans divers domaines de recherche : le radar et le sonar afin de réduire les interférences des ondes radio, l'hydro-acoustique (e.g. Vergoz et al., 2021), dans

l'imagerie sismique pour réduire les effets des réverbérations aux interfaces, ou même le traitement de la parole (e.g. Bakhshi et al., 2020). Il est également utilisé dans les domaines du diagnostic médical, pour la détection d'anomalies dans les électrocardiogrammes (e.g. Kang et al., 1995; Lahmiri et al., 2021) ou dans le domaine de la mécanique générale pour la détection d'anomalies dans les vibrations des moteurs (e.g. Liang et al., 2013) de la fatigue de matériaux (e.g. Randall, 2017; Tian et al., 2014). En sismologie, l'outil a été principalement utilisé pour détecter automatiquement une phase de profondeur (Bonner et al., 2002; Letort et al., 2014, 2015).

- **Description mathématique**

Dans le domaine fréquentiel, la présence d'un écho d'un terme source dans un signal temporel se traduit par une modulation périodique basse-fréquence du spectre du signal de période $\frac{1}{\partial t_{echo}}$. Le cepstre consiste à récupérer la valeur de la période de modulation du spectre qui correspond à l'inverse du délai pP-P ou sP-P. Dans notre contexte, cette modulation traduit la convolution entre le signal de la phase P et celui de ces phases réfléchies.

Le cepstre correspond aux trois opérations successives (Figure IV.9) :

- (1) La transformée de Fourier permet d'obtenir le spectre du signal dans le domaine fréquentiel et transforme l'opérateur de convolution en une multiplication.
- (2) Le logarithme du spectre du signal permet de séparer linéairement et identifier les distributions en fréquences des différentes modulations du spectre.
- (3) La transformée inverse du logarithme du spectre permet d'obtenir le cepstre en refaisant passer le signal dans un domaine dit analogue au domaine temporel, appelé par anagramme, domaine des quéfrenances.

$$Cesptre(f) = TF^{-1}\{\log (|TF(f)|)^2\}$$

Ces trois étapes permettent de séparer la composante de la phase directe (terme source) à celle de ses phases réfléchies (termes échos) et de mettre en évidence la valeur du délai entre les phases réfléchies et la phase directe. Cette méthode a été développée en vue d'être utilisée par l'International Data Center(IDC) du CTBTO dans les années 2000 (Bonner et al., 2002)et complétée par un F-detector afin de choisir le pic ayant la plus haute probabilité de correspondre à la phase observée. Plus récemment, une méthode automatique et rapide de

détermination de la profondeur par analyse cepstrale a été développée au CEA (Letort et al., 2014, 2015).

Le cepstre détectera l'écho majeur dans le signal télésismique, celui avec la plus forte amplitude. On réalise donc l'opération sur le signal mis à la puissance pour majorer cet écart d'amplitude entre les échos. Le signal est également multiplié par une exponentielle décroissante pour diminuer l'amplitude de la sP par rapport à la première arrivée réfléchie pP afin de considérer que l'écho détecté par analyse cepstrale est bien associé à une pP.

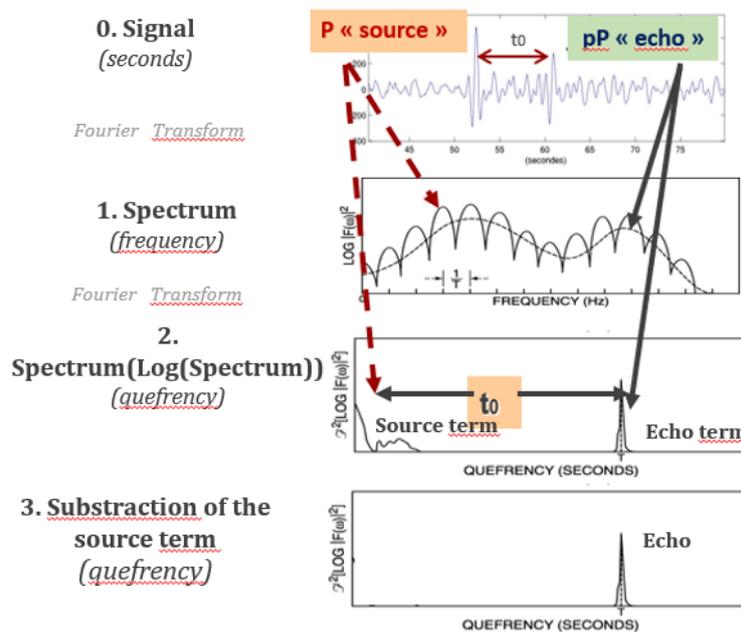


Figure IV.9 : Description schématique du Cepstre du signal : **(a)** Signal télésismique présentant une arrivée directe et un écho ; **(b)** Schéma du spectre du signal télésismique présentant une modulation fréquentielle caractéristique de l'écho. **(c)** Schéma du cepstre du signal avec décomposition de la composante source et de l'écho en deux pics distincts ; **(d)** Soustraction du terme source pour mettre en évidence la seule composante de l'écho dans le cepstre du signal.

F- Utilisation de la déconvolution (toutes stations : 30°-90°)

Certaines techniques d'estimation de la profondeur se basent sur des signaux déconvolués pour réduire le bruit ou réduire l'effet du terme source peuvent alors être migrés en équivalent profondeur pour mettre en avant des arrivées secondaires cohérentes. Pour prendre quelques exemples Woodgold (Woodgold, 1999) propose une méthode de contraction ou expansion des traces déconvoluées dans le domaine temporel en alignant toutes les traces à leur équivalent pour une distance source-station de 5000 km. Craig (Craig, 2019) réalise une déconvolution par déphasage pour extraire le terme source en conservant la résolution temporelle sur les arrivées

secondaires. Tous les signaux sont migrés en profondeurs selon trois hypothèses de phases candidates (pP, sP et sS) et les sommes des signaux sont réalisées par fenêtres de distances et d'azimuts pour éviter les sommes destructives d'arrivées cohérentes (Craig, 2019).

Partie 2.

Développements

Dans la mythologie Maori, Ruaumoko est le dieu des tremblements de terre, des volcans et des saisons. La légende raconte que les parents de Ruaumoko, Ranginui (dieu du Ciel) et Papatuanku (Mère nature) étaient enlacés et leurs six enfants vivaient dans l'obscurité de leur étreinte. Afin de voir la lumière, un de leur fils les sépara et pour la première fois, le monde de la lumière se mit à exister. Les deux amants se mirent à pleurer et la pluie ravagea les terres. Pour arrêter cela, les enfants décidèrent de retourner Mère Nature, dos au Ciel, pour que celui-ci cesse de pleurer. Le plus jeune des enfants Ruaumoko accroché au sein de sa mère fut emporté sous terre dans le monde du dessous. Il lui fut donné le feu pour qu'il puisse se réchauffer et ce sont ses mouvements sous terre qui provoquent les séismes et les éruptions.

Eileen McSaveney, 'Historic earthquakes - Earthquakes in Māori tradition, Te Ara the Encyclopedia of New Zealand: <http://www.TeAra.govt.nz/en/historic-earthquakes/>

Sommaire :

2.1 Méthode graphique de sommes des enveloppes.....	142
A – Description générale	143
B – Détails de la méthode	144
C – Critères de qualité.....	145
2.2 Méthode d'alignement des enveloppes à une station.....	145

2.1 Méthode graphique de sommes des enveloppes

L'augmentation du nombre de stations disponibles à l'échelle globale donne de plus en plus de sens aux méthodes d'estimation de la profondeur se basant sur la recherche de l'information cohérente sur des sous-ensemble d'observations et même sur l'ensemble des observations disponibles par des techniques de traitement du signal et/ou de traitement d'antennes. Avec l'amélioration de la couverture azimutale de ces réseaux globaux, il est alors possible d'identifier dans certains azimuts plus clairement les arrivées des phases pP et dans d'autres les arrivées des phases sP. La confrontation de ces observations complémentaires permet d'identifier correctement les deux phases de profondeurs dans les signaux. De plus, si les tables de délais pP-P et sP-P sont justes, la migration en profondeur des signaux selon l'hypothèse de chacune des deux phases candidates devrait aligner les arrivées identifiées comme pP et les arrivées sP sur une même valeur de profondeur (Figure iv.10)

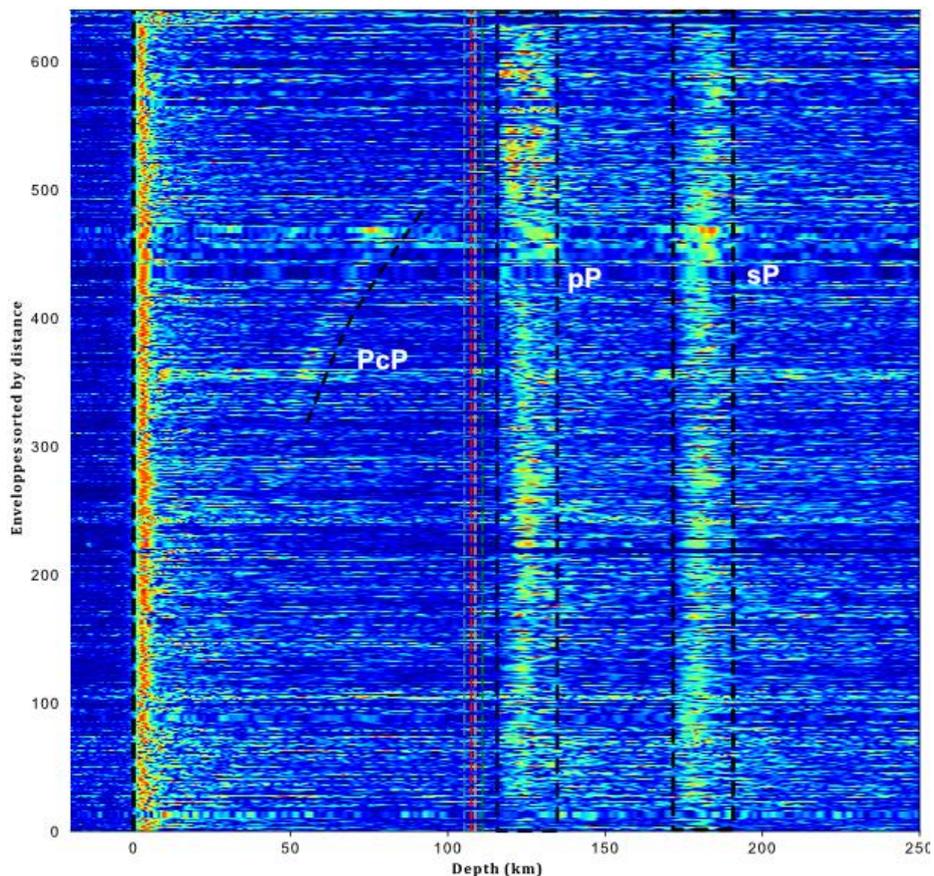


Figure IV.10 : Enveloppes énergétiques des signaux de plus de 600 stations triées en fonction de leur distance. Les signaux sont migrés en profondeur selon l'hypothèse de la phase pP, la première arrivée secondaire est donc alignée sur la valeur de la profondeur

A- Description générale

Dans cette méthode visuelle d'estimation de la profondeur, j'utilise la transformée de Hilbert pour obtenir et sommer les enveloppes des signaux télésismiques. L'enveloppe de Hilbert résume l'information énergétique contenue dans le signal.

La somme des enveloppes de signaux enregistrés à différentes distances et différents azimuts de la source sismique doit permettre d'enregistrer à la fois le contenu énergétique des phases de profondeur pP dans certains azimuts et des phases sP dans d'autres. L'identification des pics en énergie des deux arrivées secondaires pP puis sP sur la somme des enveloppes permet ainsi d'éviter les erreurs d'identification des phases et d'avoir deux observations complémentaires pour valider la profondeur.

On propose donc de faire deux migrations des enveloppes des signaux en profondeur : la première migration (en bleu sur la Figure iv.11) est réalisée à partir des délais pP-P et permet d'aligner la première arrivée secondaire sur une valeur de profondeur. La seconde migration (en rouge sur la Figure iv.11) est réalisée à partir des délais sP-P et permet d'aligner la seconde arrivée secondaire sur une valeur de profondeur qui doit être cohérente avec la précédente (Figure iv.11).

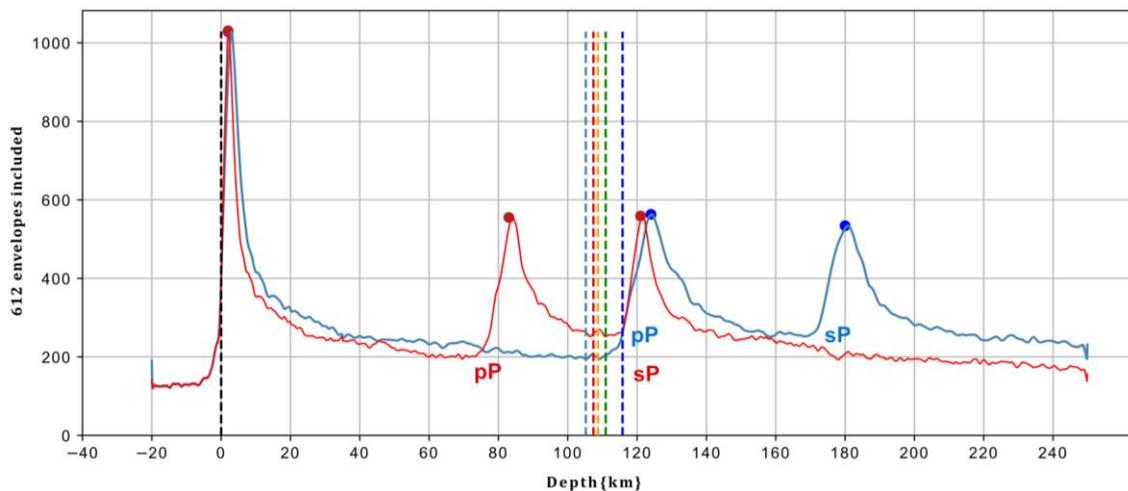


Figure iv.11: Sommes de 612 enveloppes migrées en profondeur selon l'hypothèse pP en bleue et sP en rouge pour l'évènement du 15 avril 2010 de magnitude mb4.9 au Chili. Les traits de couleurs représentent toutes les profondeurs proposées par les catalogues régionaux et internationaux : bleu clair-105.2km-NEIC ; rouge-107.4km-Craig et al., 2019 ; jaune-108.7km-ISC ; vert-110.9km-Sippl et al., 2018 ; bleu foncé-115.8-IDC/CTBT.

Cette méthode permet de garder le contact avec la donnée brute et de résumer les informations énergétiques cohérentes sur l'ensemble du réseau. Elle offre une validation visuelle rapide d'une valeur de profondeur cohérente pour les deux hypothèses pP/sP.

B- Détails de la méthode

On effectue un prétraitement de chaque signal en plusieurs étapes réalisées de manière séquentielle :

Etape 1 (optionnelle) : S'il y a des données issues de mini-réseaux, on applique la méthode de cross-corrélation puis de somme directe des signaux pour les signaux avec un coefficient de corrélation supérieur à 0.7.

Etape 2 : On filtre le signal sur la gamme de fréquence 0.8-2.5Hz, spécifiée en entrée du programme, qui peut être modifiée selon la magnitude de l'évènement considéré. Ces gammes de fréquences permettent de mieux mettre en avant les arrivées secondaires dans le signal télésismique.

Etape 3 : On calcule le rapport signal sur bruit (SNR) à partir de la norme de l'amplitude du signal sur une fenêtre de 50 secondes avant l'arrivée théorique de l'onde P et une fenêtre de 20 secondes après. Les signaux avec un SNR inférieur à un certain seuil spécifié en entrée du programme sont rejetés.

Etape 4 : On aligne les signaux acceptés sur l'arrivée de l'onde P, pointée automatiquement par une mesure du kurtosis (Baillard., 2014) qui est adaptée pour les signaux télésismiques. On découpe un morceau du signal sur une fenêtre de -10/+30 secondes autour de l'arrivée théorique de l'onde P pour estimer le Kurtosis. Les traces sont réalignées sur la valeur du minimum du kurtosis avec un décalage maximum de la valeur d'arrivée théorique de 2 secondes pour les évènements bien localisés et jusqu'à 5 secondes pour certains évènements avec de fortes incertitudes de localisation épiscopentrale.

Etape 5 : Les traces sismiques sont découpées 20 secondes avant l'arrivée de l'onde P directe et 100 secondes après. Cette découpe permet d'identifier les phases de profondeurs pour les évènements allant jusqu'à 250 km de profondeur. On normalise la trace en divisant le signal par la norme de la partie de la trace qui contient les arrivées secondaires.

Une fois ce traitement réalisé sur le signal sismique, on récupère l'enveloppe du signal par la transformation de Hilbert. Cette enveloppe temporelle est migrée en équivalent profondeur en considérant la distance entre la localisation épiscopentrale et la station pour un modèle de vitesse choisi en entrée du programme et pour les phases pP et sP. Toutes les enveloppes pour migrées pour une phase considérée sont ensuite empilées et sommées.

C- Critères de qualité

Cette méthode est aujourd'hui valorisée par la densification du nombre de capteurs à la surface du globe. Cependant, plus l'évènement est de faible magnitude et plus le nombre de stations satisfaisant les critères de rapport signal sur bruit est réduit. Un faible nombre de stations ne veut pas dire une mauvaise estimation de la profondeur, l'utilisation des seules stations du CTBT peut permettre de mettre correctement en lumière les arrivées secondaires. Cependant si la couverture azimutale n'est pas suffisante, il est possible de n'avoir qu'une seule arrivée visible sur la somme des signaux. De plus, si le modèle de vitesse n'est pas adapté, les deux arrivées pP et sP peuvent être visibles mais ne pas pointer la même valeur de profondeur.

QUAL PICS	Description	QUAL SYNCRO	Description
A	Deux pics clairs	A	pP et sP en accord $\leq 2\text{km}$
B	Un seul pic clair	B	pP et sP en accord $\leq 5\text{km}$
C	Plusieurs pics	C	pP et sP en accord $\leq 10\text{km}$
D	Aucun pics détectables	D	pP et sP $\geq 10\text{km}$

Tableau iv.1 : Description des deux critères de « qualité » d'identification de la profondeur sur la somme des enveloppes. QP : qualité des pics, QS : qualité de la synchronisation des pics pP/sP.

On propose d'utiliser ces deux critères pour qualifier l'incertitude sur l'estimation visuelle de la profondeur à partir de la somme des enveloppes : (1) critère sur le nombre de pics distincts (2) critère sur les décalages et sur la largeur des pics pP et sP (Tableau iv.1).

2.2 Méthode d'alignement des enveloppes à une station

La méthode décrite précédemment s'appuie sur l'utilisation d'un maximum de stations disponibles pour estimer la profondeur d'un seul évènement. On utilise le même principe mais cette fois-ci pour mettre en évidence des différences de profondeurs relatives de tous les évènements d'une région en utilisant une seule station à distance télésismique. Cette méthode se base sur le suivi des retards relatifs pP-P des séismes projetés le long d'un axe. De la même manière qu'on utilise des coupes transversales pour projeter la sismicité le long d'un axe d'intérêt et identifier les variations de profondeurs, on utilise ici des coupes transversales sur lesquelles sont projetées les sommes des enveloppes des signaux fonction de leur distance le long de l'axe (Figure iv.12).

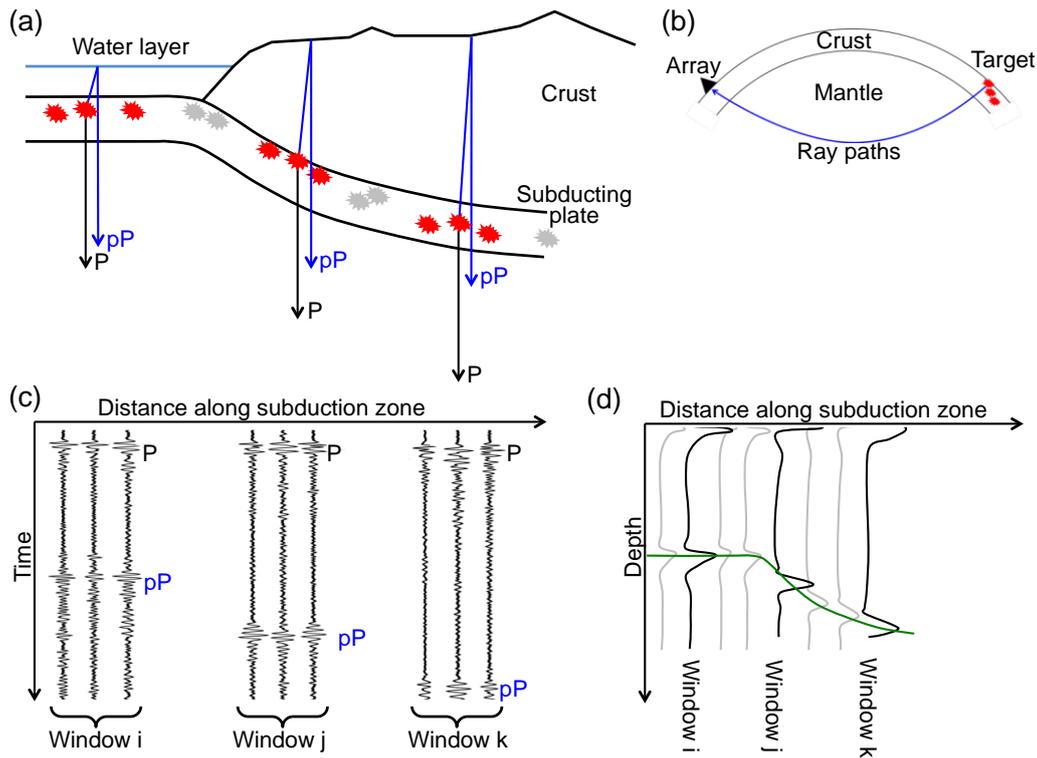


Figure IV.12 : (Jean Letort, communication personnelle) Description schématique de la méthode d'alignement des enveloppes de Hilbert à une station (A) Schéma des réflexions des phases de profondeurs pP de plusieurs événements intraplaques. (B) Schéma du trajet des phases pP télé-sismiques jusqu'à la station considérée. (C) Observation des signaux reçus à la station considérée. Le délai pP-P augmente avec l'approfondissement de la sismicité le long de la plaque. (D) On sommera les enveloppes énergétiques des signaux dans une certaine fenêtre de distance le long de l'axe de subduction.

Le traitement de chaque signal individuel (correspondant cette fois-ci à un événement individuel) suit exactement les mêmes premières étapes que la méthode des enveloppes de Hilbert. On filtre, on découpe et on aligne le signal temporel le long de l'onset de l'onde directe.

La somme des enveloppes est ensuite réalisée pour un sous-ensemble d'événements qui sont projetés sur un même pas de distance sur l'axe choisi. Comme tous les événements considérés sont localisés dans un cube de $L \times l \times Z$ avec L : la largeur de bande de projection autour de l'axe ; l : la valeur du pas de distance sur l'axe ; et Z : la gamme de profondeurs considérées. Pour des valeurs L et l faibles ($< 20\text{km}$), on suppose ainsi que les événements sont suffisamment proches pour qu'ils partagent les mêmes délais P-pP, c'est-à-dire les mêmes profondeurs. La migration de l'axe temporel en profondeurs équivalentes est réalisée à partir de la distance entre le point au centre de ce cube et la station considérée. Les valeurs l , L varient empiriquement en fonction de l'application, de l'incertitude de la localisation et de la densité et de la distribution des événements dans la zone d'intérêt.

Pour que les variations de délais pP-P qualifient bien des variations de profondeurs et non des variations de distance, la station choisie ne doit pas être localisée dans le même azimut que l'axe considéré mais sur un axe orthogonal.

Partie 3.

Applications et interprétations sismotectoniques de la profondeur estimée à distance télésismique

Chez les Mapuches (Chili, Argentine), un mythe raconte le récit de deux serpents ennemis le serpent des mers KaiKai et le serpent de la Terre Trentren. Le premier aurait tenté d'éteindre la race humaine en élevant le niveau de la mer. Trentren aurait alors prévenu les Mapuches de se réfugier dans les montagnes qu'il fit flotter lorsque l'eau se mit à monter. Par tradition, le peuple des Mapuches continue à se réfugier dans les montagnes lorsque la terre se met à trembler. (Bastias et al., 2021)

Sommaire :

3.1 Application sur les séismes profonds : subduction Nord-Chili.....	151
A – Contexte et enjeu	151
B – Applications des méthodes	152
C – Comparaisons des profondeurs télésismiques/régionales.....	153
3.2 Application sur les séismes Himalayens.....	158
A – Sismicité de la syntaxe Ouest Himalayenne	158
B – Sismicité du Grand Ouest Népal	164
C – Crise sismique de Lamjung.....	167
3.3 Visualisation de la géométrie d'une subduction	173
A – Application à la subduction Nord Chili	173
B – Application à la subduction en Equateur	175

Introduction

Les techniques d'estimation de la profondeur à distance téléseismique sont limitées par les gammes de magnitudes et de profondeurs hypocentrales pouvant générer des phases de profondeurs suffisamment claires dans les signaux. Je présente dans cette partie plusieurs applications dans des contextes de sismicité distincts. Dans un premier temps, j'évalue les méthodes dans un contexte plutôt favorable dans des régions de sismicité de profondeurs intermédiaires bien contrainte à distance régionale et téléseismique : la sismicité de la zone subduction du Nord Chili (Fig.1). Dans une deuxième partie, je m'intéresse à trois zones de la sismicité de l'arc Himalayen : (1) la sismicité entre 15 et 150 km de profondeur de la syntaxe Ouest Himalayenne dans la région du Nanga Parbat dont la profondeur n'est pas contrainte à distance régionale (2) les événements superficiels détectés par le réseau sismologique temporaire dense HiKNet dans le Grand Ouest Népal et qui ont été détectés à distance téléseismique, (3) les événements de la crise sismique de Lamjung au Centre Népal détectés à distance téléseismique. Ces deux derniers chantiers permettent de confronter les profondeurs obtenues à distance téléseismique avec les profondeurs régionales dont les incertitudes ont été étudiées dans les deux précédents chapitres. Chacun de ces cas d'études permet de tester les limites des techniques utilisées pour estimer la profondeur des séismes superficiels (<15km) dans des contextes sismotectoniques complexes.

Dans une troisième et dernière partie on s'intéresse aux variations de profondeur de la sismicité le long de la marge continentale Sud-Américaine à partir des variations relatives de délais pP-P dans les signaux téléseismiques. La méthode de projection des enveloppes énergétiques des signaux est appliquée à la zone de subduction du Nord Chili puis à la subduction complexe au niveau de l'Equateur.

Ces deux zones d'étude (Amérique du Sud & Himalaya) sont observables par des réseaux très différents. Pour la région Nord Chili, la couverture azimutale est assez faible : à part quelques stations en Afrique de l'Ouest, l'observation se fait essentiellement par les nombreuses stations d'Amérique du Nord (dans un azimut proche de 0). Les différentes régions de l'Himalaya ne bénéficient pas de la contribution des stations d'Amérique du Nord mais bénéficient de celles des réseaux Européens (France, Suède, Finlande...), du réseau Australien et Japonais ainsi que de stations en Alaska pour l'essentiel, ce qui offre une bonne couverture azimutale (Figure iv. 13).

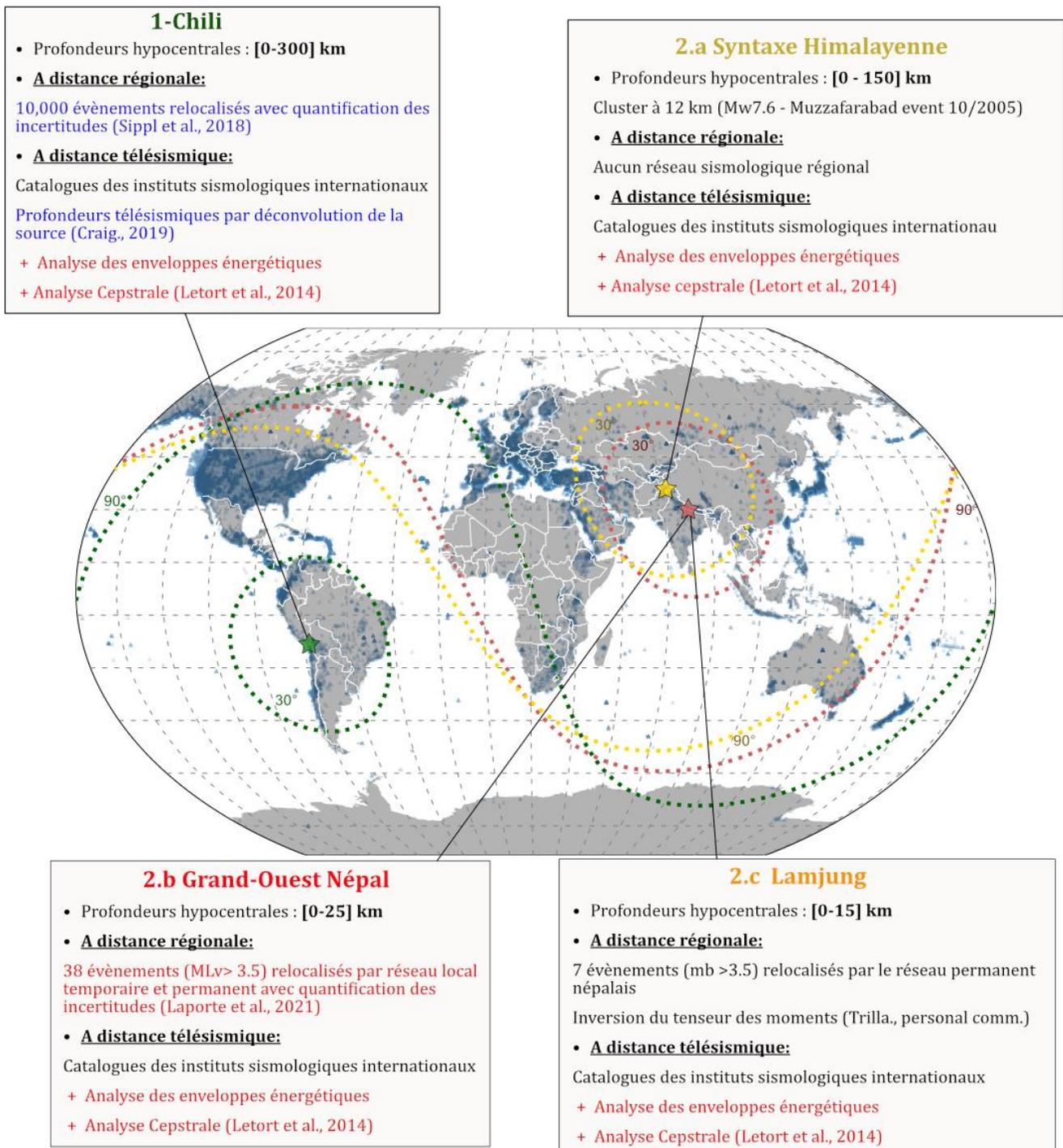


Figure iv.13 | Carte des stations reportées dans le registre ISC (permanentes et temporaires) et représentation des quatre zones d'étude abordées dans cette partie. Chaque zone est représentée par une étoile et les lignes iso-distances de 30° et 90°, caractérisant les limites de distances pour observer les phases de profondeurs à distance télésismique, sont représentées en lignes pointillées. Les cadres décrivent les jeux de données utilisés pour faire les comparaisons d'estimations de profondeurs. Les jeux de données issus d'autres études sont représentés en bleus, et les profondeurs estimées pendant ma thèse en rouge.

3.1 Application sur les séismes profonds : subduction Nord Chili

A- Contexte et enjeu

L'étude des variations latérales de la sismicité sur l'ensemble de l'arc sud-américain a permis de mettre en évidence plusieurs segments de comportements distinct (Barazangi and Isacks, 1976). La zone de subduction du Nord Chili (25°S - 18°S) offre une sismicité caractéristique des zones de subduction avec une activité sismique intense localisée le long de la plaque de Nazca plongeant sous la plaque Amérique avec un glissement rapide (environ 7 cm par an). Ce segment de la subduction est un candidat idéal pour tester différentes méthodes de localisation de la sismicité puisqu'elle est caractérisée par un pendage de la plaque plus important que sur d'autres segments de la subduction, entre 25° et 30°, associé à de fortes variations de profondeurs de la sismicité intraplaque. La géométrie de la plaque est également bien contrainte par des méthodes d'imageries géophysique, notamment par des méthodes d'analyse par fonction-récepteur (Soudoudi et al., 2011; Wölbern et al., 2009) ou par tomographies (Dorbath et al., 2008; Lu et al., 2021).

L'amélioration de la résolution sur la profondeur des séismes le long de la subduction peut amener à préciser la géométrie des structures actives en profondeur, des différences locales de pendages de la plaque ou encore permettre d'identifier s'il existe ou non une double distribution de la sismicité en profondeur, avec une sismicité présente aux interfaces supérieures et inférieures de la plaque plongeante (Comte et al., 1999; Sippl et al., 2019). Cette double distribution des profondeurs avait été proposée comme résultant d'une mauvaise identification des phases réfléchies (Cahill and Isacks, 1986) avant d'être de nouveau soutenue par l'analyse de la microsismicité locale (Comte and Suárez, 1995; Comte et al., 1999).

La sismicité du Nord Chili est documentée par de nombreux jeux de données : le catalogue de sismicité issu des enregistrements du réseau sismologique temporaire déployé pour renseigner le modèle de vitesse des ondes (Husen et al., 1999), le catalogue de sismicité locale à haute résolution obtenu par le déploiement de deux réseaux temporaires denses (Bloch et al., 2014) ou encore, plus récemment, le catalogue régional de plus de 100,000 évènements issus de l'enregistrement en continu entre 2007 et 2014 de la micro-sismicité par l'IPOC (Intergrated Plate Boundary Observatory Chile) (Sippl et al., 2018). A distance télésismique, cette zone est également documentée par le catalogue global ISC-EHB jusqu'en 2018 (Engdahl et al., 1998) et par le catalogue de 324 évènements relocalisés à partir de l'identification automatique des pP/sP/sS par déconvolution de la source (Craig, 2019). On s'attachera dans cette partie à comparer les différentes profondeurs estimées à distance télésismique.

B- Applications des méthodes

Ce premier jeu d'évènements se compose d'évènements du Nord-Chili issus du catalogue de télésismes de Craig (Craig., 2019). On sélectionne un sous-ensemble de 152 évènements de magnitude supérieure à 4.7 (Mw) ayant eu lieu entre 2010 et 2018. Parmi les 152 évènements, 103 ont une profondeur dans le catalogue ISC-EHB et les 49 autres dans le catalogue NEIC. Par contre seulement 93 d'entre eux sont également localisés dans le catalogue régional (Sippl et al., 2018).

L'application de la méthode d'analyse cepstrale demande de fixer empiriquement une gamme de profondeur à explorer, une limite de détection des phases de profondeurs (Cdetect), un filtre passe-bande pour les signaux et de fixer un rapport signal sur bruit (SNR) à partir duquel on va analyser l'arrivée télésismique. Pour toutes les méthodes d'estimation de la profondeur à distance télésismique le choix du filtre pour la détection est un des principaux paramètres à calibrer et dépend de la forme des signaux en fonction de la magnitude, de la profondeur ou encore du contexte sismotectonique de l'évènement. On choisit un $SNR=2$, $C_{detect}=0.15$, et on choisit deux filtres passe-bande pour traiter les 152 évènements : le filtre F1 : [0.8-2.5] Hz et le filtre F2 : [0.5-2] Hz. Pour la méthode des enveloppes, on choisit le filtre [0.8-2.5] Hz, un $SNR=3$ et un kurtosis estimé sur une fenêtre glissante de 10 secondes autour de l'arrivée théorique de la phase P télésismique.

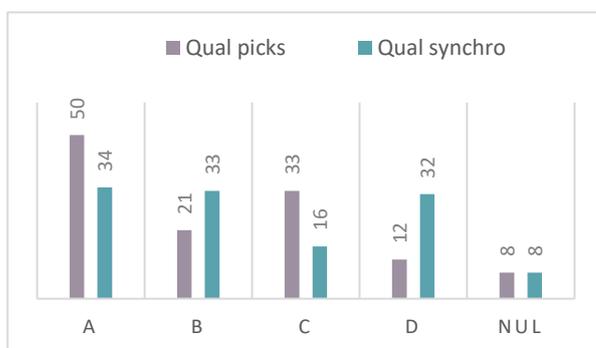


Figure IV.14 : Critères de qualité de détection des pics secondaires (QP) et de synchronisation des pics d'arrivées secondaires (QS) estimés manuellement par la méthode des enveloppes. Les critères sont décrits dans le Chap.IV - Partie II.2.

Le critère QP-A défini dans le Chap.IV.1 atteste de la présence de deux arrivées secondaires claires pouvant être identifiées comme des phases de profondeurs, le critère, le critère QS qualifie la différence entre les deux profondeurs données par l'arrivée pP d'une part et l'arrivée sP d'autre part (Figure IV.14). Un tiers des évènements traités présentent deux arrivées secondaires claires permettant de contraindre la profondeur. De plus, sur les 152 évènements analysés par la méthode des enveloppes, 12 ne présentent aucuns pics clairs dans le signal télésismique et 33 présentent plus de deux pics pouvant correspondre à des arrivées secondaires (Figure IV.14). Empiriquement, on considère alors que 67 évènements ont une profondeur bien contrainte à ± 5 km (QS-A ou B) et 48 évènements ont une profondeur contrainte avec une incertitude de plus de 5 km. Ces 48

événements incluent certains des 21 signaux avec une seule arrivée claire pouvant correspondre à une arrivée pP ou une arrivée sP. Parmi les profondeurs contraintes à ± 5 km peuvent s'inclure certains signaux avec plus de deux pics d'arrivées secondaires mais avec deux pics bien définis avec une cohérence pP/sP.

On représente les représentations en carte et en coupes des profondeurs obtenues à partir des méthodes appliquées (analyse des enveloppes et cepstre) et des jeux de données existants dans la littérature dans la Figure IV.15.

C- Comparaisons des profondeurs télésismiques/régionales

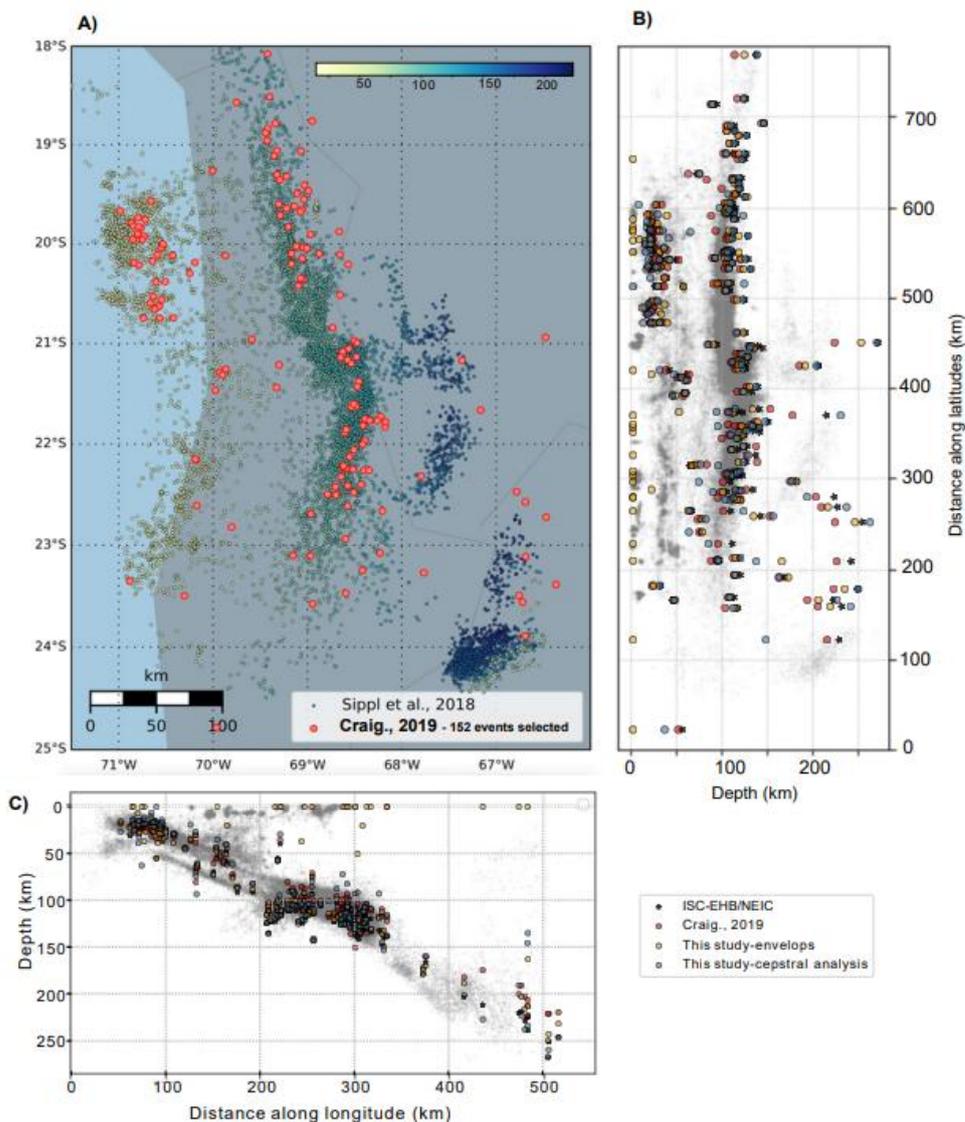


Figure IV.15 : **A)** Carte de la sismicité du Nord Chili. La sismicité du catalogue de sismicité régional est représentée en couleurs jaune et bleues sur la carte et en gris sur les coupes. L'échelle de couleur correspond à la profondeur des événements. Les séismes sélectionnés pour la comparaison des catalogues sont représentés en rouge sur la carte. **B-C)** Projection des hypocentres estimés par les différentes méthodes d'estimation de la profondeur à distance télésismique sur l'axe des latitudes et l'axe des longitudes, respectivement.

Les 152 évènements sélectionnés sont distribués sur l'ensemble du domaine de variations des profondeurs (entre 10 et 250 km) de la zone Nord Chili avec un plus grand nombre d'évènements dans la gamme de 80 à 150 km (Figure iv.15). On représente les projections des profondeurs issues des différentes méthodes à distance télé-sismique sur des coupes correspondant à la latitude (Figure iv.15B) et la longitude (Figure iv.15C) de la zone (18°S - 25°S - 71°W - 67°W).

Les projections en coupes mettent en évidence la grande variabilité des solutions obtenues en fonction du catalogue et de la méthode utilisée pour estimer la profondeur hypocentrale à partir des phases de profondeur. Le jeu d'évènements sélectionnés ne permet malheureusement pas d'explorer la double zone de profondeurs de sismicité visible dans la sismicité régionale entre 50 et 100 km de profondeur. En effet, seuls 6 évènements de la ceinture de sismicité profonde ont été étudiés. Dans cette partie, on compare toutes les méthodes d'estimation de la profondeur à distance télé-sismique avec les valeurs des profondeurs obtenues à partir d'observations régionales dont on a une estimation des incertitudes de localisation. Pour tous les évènements localisés à l'Est de la longitude 69°S , l'incertitude sur la profondeur régionale estimée par l'algorithme NonLinLoc varie entre 6 et 15 km (Sipl et al., 2018).

En moyenne, sur cette étude, les profondeurs télé-sismiques semblent plus superficielles que les profondeurs régionales ($\mu_{reg-tele} = 4.3 \text{ km}$) mais cette valeur dépend fortement de la gamme de profondeurs. On remarque que pour les évènements entre 0 et 80 km de profondeur régionale, la profondeur télé-sismique est généralement moins superficielle et cette tendance s'inverse pour les évènements localisés au-delà de 80km de profondeur (Figure iv.16A). La dispersion de ces écarts varie peu en fonction de la gamme de profondeur, les méthodes télé-sismiques ne deviennent pas particulièrement plus précises pour les évènements moins profonds. Cependant, les valeurs des différences de profondeur en pourcentages par rapport à la profondeur régionale montrent des écarts de profondeurs beaucoup plus marquées pour les évènements les plus superficiels (Figure iv.16). A partir des profondeurs intermédiaires, toutes les profondeurs télé-sismiques estiment une profondeur à moins de 20 % de la profondeur régionale.

Pour toutes les méthodes, à l'exception de la méthode cepstrale avec le filtre F2, plus de 70% de toutes les profondeurs télé-sismiques sont comprises dans l'intervalle $\pm 20 \text{ km}$ autour de la profondeur régionale. Les profondeurs du catalogue ISC-EHB et NEIC sont les profondeurs les plus proches des profondeurs régionales avec un écart interquartile à 80% de 18 km. Cependant, ces valeurs sont affectées par le fait qu'une partie des évènements du catalogue ISC-EHB sont fixées à des profondeurs régionales (critère de qualité L3, voir description du catalogue dans le Chapitre

IV.2) ou utilisent des données régionales lorsqu'elles sont disponibles. Les trois autres méthodes présentent des mesures de dispersions des écarts avec la profondeur régionale allant de 24 km pour la méthode de Craig, 26 km pour l'analyse cepstrale et 28 km pour les enveloppes (Figure IV.16-C.D.E. F).

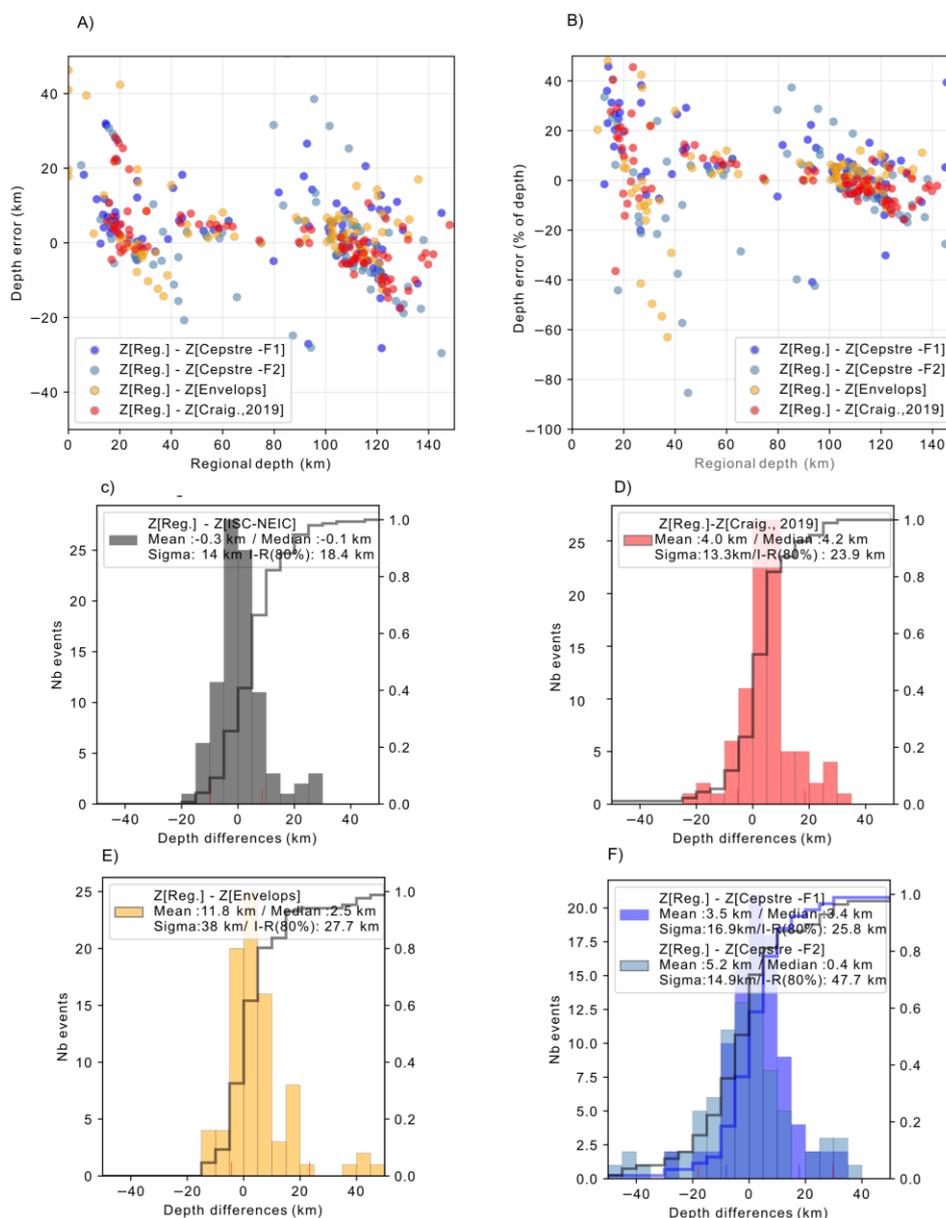


Figure IV.16 : **A)** Représentation des erreurs de profondeurs (en kilomètres) en fonction de la valeur de profondeur régionale du catalogue de Sippl ; **B)** Représentation des erreurs de profondeurs (en pourcentage de la profondeur régionale) en fonction de la valeur de profondeur régionale ; **C)** Histogrammes des différences de profondeurs entre la profondeur régionale du catalogue de Sippl et la profondeur du catalogue global (ISC ou NEIC) **D)** et les profondeurs obtenues par Craig; **E)** et les profondeurs obtenues à partir des somme des enveloppes énergétiques **F)** et les profondeurs obtenues par analyse cepstrale.

Pour l'analyse cepstrale, le filtre F1 semble plus adapté aux séismes à profondeurs intermédiaires (80-150km) avec plus de deux fois moins de valeurs extrêmes (différences entre la profondeur régionale et la profondeur télésismique supérieure à 20 km). Ces ordres de grandeurs sont sensiblement les mêmes lorsqu'on compare les trois méthodes télésismiques avec les profondeurs du catalogue global ISC-EHB/NEIC. On présente en Annexe, l'effet du choix automatique de l'hypothèse d'une profondeur dominée par les arrivées pP ou sP par le cepstre (Annexe IV- Figure A2)

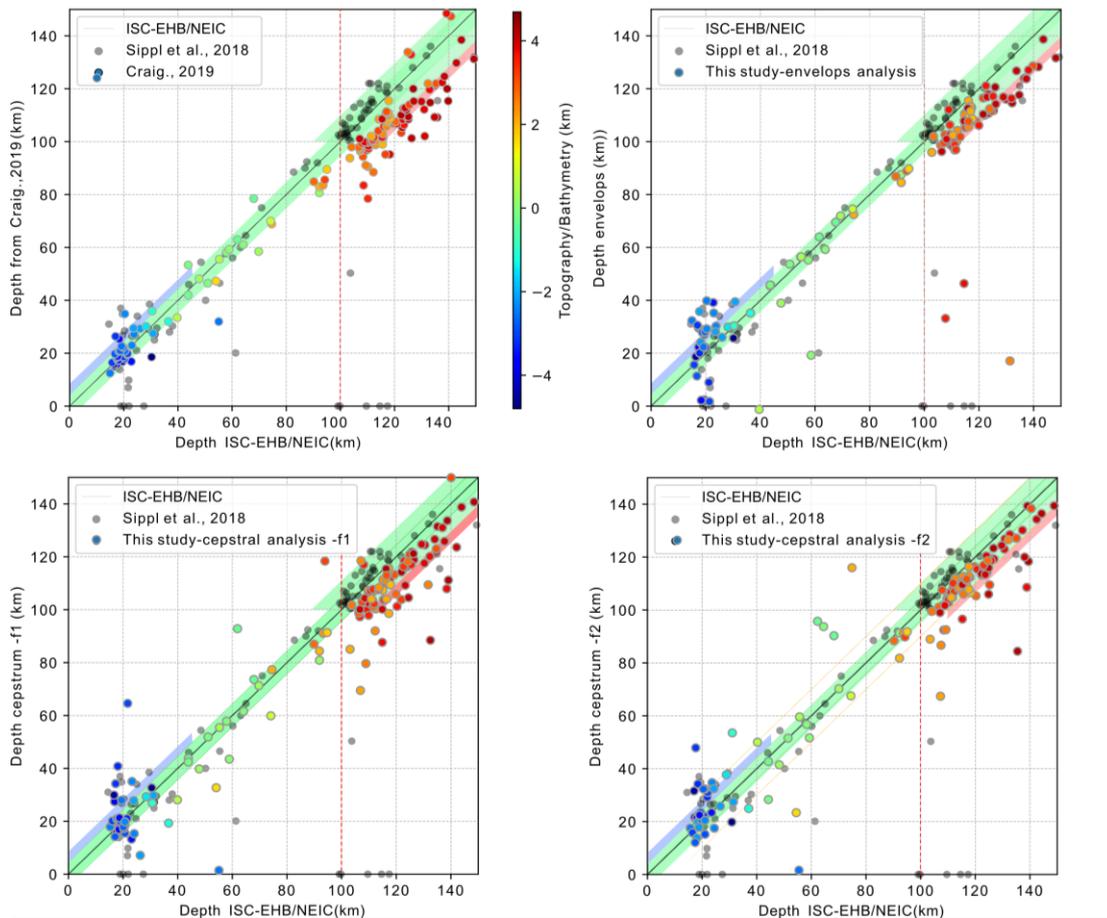


Figure iv.17 : Représentation des profondeurs hypocentrales à distance télésismique en fonction des profondeurs estimées à l'ISC-EHB pour les 152 événements communs entre les catalogues. **A)** Pour le catalogue de profondeurs télésismiques de Craig, 2019 **B)** Pour le catalogue issu de l'analyse des enveloppes énergétiques **C)** Pour le catalogue issu de l'analyse cepstrale avec le filtre F1: [0.8-2.5]Hz **D)** Pour le catalogue issu de l'analyse cepstrale avec le filtre F2 :[0.5-2]Hz. On représente l'erreur moyenne sur la profondeur régionale par une zone verte (5 km pour les événements entre 0-50km et 10 km pour les événements à plus de 100 km (Sippl et al., 2018) voir Annexe IV- figure A3. La zone bleue correspond à l'effet de la correction de la prise en compte de la bathymétrie sur les profondeurs télésismique et la zone rouge à l'effet de la prise en compte de la topographie.

De ces comparaisons, on peut retenir les fortes différences de profondeurs d'un catalogue de sismicité à un autre avec une incertitude d'environ +/-12.5km. Il est difficile de mettre en évidence une meilleure efficacité d'une des méthodes par rapport aux autres. Les écarts de profondeurs sont

importants alors que les arrivées des phases réfléchies pP et sP sont visibles dans une majorité des signaux télésismiques traités. Sur la méthode des sommes des enveloppes énergétiques, cet écart peut parfois correspondre à la différence entre le début de l'arrivée des phases réfléchies, base du pic des sommes des enveloppes et son sommet. De légers décalages de temps d'arrivées peuvent également être générés par des erreurs sur le modèle de vitesse en champ proche de la source. Ces décalages sont de l'ordre de 2 km sur la profondeur pointée par les arrivées sP et fonction de l'utilisation du modèle de vitesse iasp91 ou ak135 lors des migrations des délais en profondeur.

De plus les variations importantes de la topographie en champ proche de la source peuvent expliquer des différences de trajets des rais en fonction de la distance et de l'azimut de la station. Pour un séisme à 100 km de profondeur il peut exister des différences de 170 km entre la localisation du point de rebond de deux stations à des azimuts opposés à une distance de 30° (Annexe IV : Figure A4). Dans une région de haute montagne et plus particulièrement dans cette zone de subduction océan-continent, la différence de topographie entre deux points de rebonds à 170 km de distance peut atteindre 4 à 5 km. On tient compte à la fois de ces fortes différences de topographies et de l'incertitude sur la profondeur à distance régionale dans la Figure iv.17. On remarque en effet que pour les quatre jeux de données considérés, les profondeurs télésismiques sont cohérentes avec les profondeurs ISC-EHB avec des différences du même ordre de grandeur que les incertitudes régionales (Figure iv.17). La prise en compte de la topographie ne permet pas de mieux réconcilier les estimations de profondeurs à distance télésismique mais il est à noter que les méthodes à distance télésismiques s'accordent particulièrement bien sur les profondeurs d'évènements localisés dans une zone sans topographie (en verts clairs sur la Figure IV.17). Il est important de corriger de ces effets topographiques. On ajoute un terme de correction préliminaire sur la profondeur cepstrale en calculant la topographie moyenne au-dessus de la source dans un rayon de 20km autour de l'épicentre. Ce terme de correction ne tient pas compte des différences d'altitudes des points de rebond d'une station à une autre. Comme expliqué dans le chapitre IV.1, la prise en compte de l'altitude du point de rebond est une affaire délicate car le point de rebond est une désignation abusive pour représenter la zone de réflexion/conversion des phases P/S en phases pP/sP à la surface qui correspond à la zone de Fresnel du rai, qui dépend de la profondeur de la source et qui peut atteindre plusieurs kilomètres de rayon (e.g Čeverny and Soares., 1992). Dans les régions avec de fortes variations de topographies, la zone de réflexion peut elle-même comprendre de fortes variations topographiques. Idéalement, il faudrait tenir compte d'une moyenne de la topographie autour du point de rebond dans différents azimuts pour obtenir un terme de correction plus représentatif.

3.2 Application sur les séismes Himalayens

A- Sismicité de la syntaxe ouest Himalayenne

Au cœur de la chaîne Himalayenne, une importante sismicité mi-crustale est présente et localisée entre 10 et 25 km de profondeur par les réseaux sismologiques régionaux (e.g Pandey et al., 1999; Monsalve et al., 2006; Diehl et al., 2017; Laporte et al., 2021; Adhikari et al., 2022). Cette sismicité est accompagnée localement d'une sismicité profonde localisée à des profondeurs entre 55 km et 80 km, localisée largement sous le décollement du grand chevauchement Himalayen (e.g. Monsalve et al., 2006; Priestley et al., 2008; Hetényi et al., 2007; Alvizuri and Hetényi, 2019; Michailos et al., 2021). La fiabilité de l'estimation des profondeurs dans ces zones est essentielle pour comprendre les mécanismes à l'origine de cette sismicité profonde et sur quelles structures les séismes se produisent (e.g. Schulte-Pelkum et al., 2019). On trouve quelques expressions de cette sismicité profonde au cœur de la chaîne cependant les zones les plus caractéristiques pour étudier la sismicité profonde sont les deux syntaxes Est et Ouest Himalayennes. Les deux terminaisons de la chaîne Himalayenne sont en effet soumises à de nombreuses interactions avec d'autres larges structures, et différentes directions de la déformation.

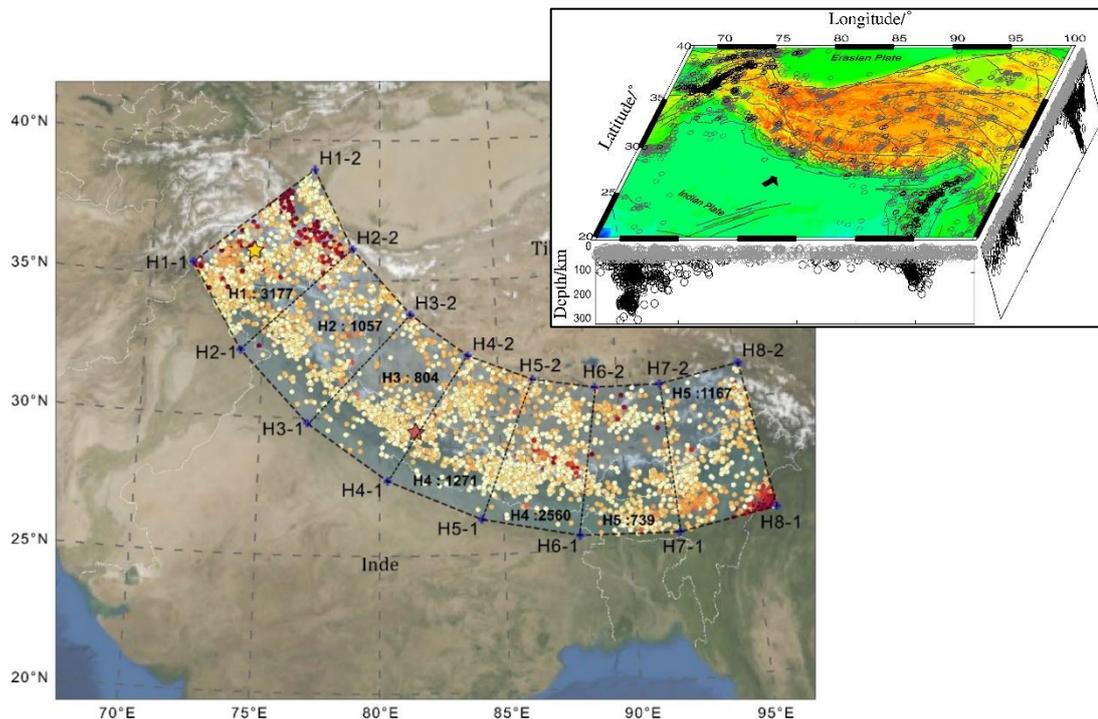


Figure IV.18 : Sismicité du catalogue ISC-EHB entre 2001 et 2018. L'arc Himalayen est découpé en 7 zones. On s'intéressera dans cette partie à la zone H1 qui comprend un bout de la syntaxe Ouest Himalayenne. Les numéros indiqués dans chaque zone correspondent au nombre d'événements du catalogue ISC entre 2001 et 2018 **(B)** Carte et projections en coupe de la sismicité M>5 Himalayenne entre 1964-2014 (issue de *Bai et al., 2017*).

On s'intéresse à la sismicité de la terminaison Nord-Ouest Himalayenne (zone H1-Figure IV.18) au Cachemire, une région très rarement documentée par des expériences sismologiques dédiées qui permettent d'améliorer la résolution sur la localisation hypocentrale de la sismicité (e.g. Meltzer et al., 2001). La résolution sur la profondeur est donc essentiellement obtenue à distance télésismique. Dans cette région, plus des trois quarts (78%) des profondeurs du catalogue ISC-EHB sont fixées et plus de la moitié de ces profondeurs sont fixées à 10km – 15km ou 20 km (Figure IV.20).

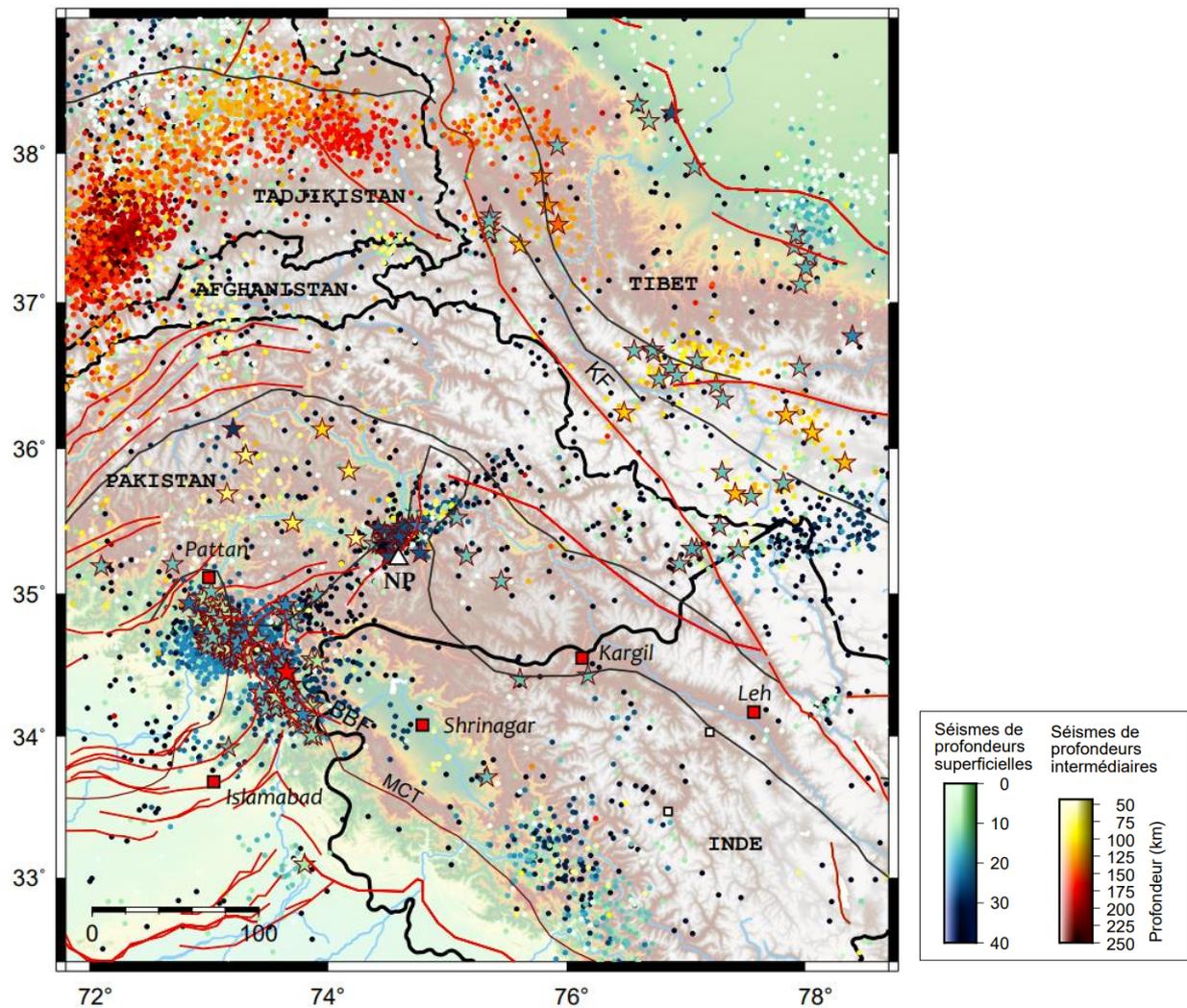


Figure IV.19 : Carte de la sismicité de la zone d'intérêt sur la syntaxe Himalayenne. Les profondeurs de la sismicité superficielle sont représentées par des couleurs vertes à bleues. Les profondeurs des séismes de profondeurs intermédiaires sont représentées par des couleurs jaune à rouge. Les évènements sélectionnés dans cette étude sont représentés par des étoiles. On note que les tracés des failles sont les tracés approximatifs du catalogue de failles actives (Styron., 2020). MCT : Main central Thrust ; BBF : Balakot-Bagh Fault ; KF : Karakorum fault. NP : Nanga Parbat. Les carrés rouges représentent les grandes villes.

Dans cette région, la chaîne Himalayenne est orientée Nord-Ouest/Sud-Est et rencontre au niveau de la syntaxe dite de Hazara : (1) la chaîne des Salt Range au Sud orientée Est-Ouest du Pendjab Pakistanais, (2) la subduction de l'Hindu-Kush au Nord-Ouest où l'on trouve une sismicité intraplaque descendant jusqu'à 200 km de profondeur (e.g. Kufner et al., 2021). On s'intéresse à cette zone car on y retrouve l'expression en surface des structures géologiques majeures de la chaîne Himalayenne (Main Frontal Thrust (MFT), Main Boundary Thrust (MBT), Main Central Thrust (MCT) mais la sismicité superficielle s'exprime particulièrement sur des structures internes en chevauchement hors-séquence telle que sur la faille de Balakot Bagh (BBF) (e.g. Vignon, 2011; Vassallo et al., 2015) (Figure IV.19). Cette faille a notamment porté le séisme dévastateur de Muzaffarabad de magnitude 7.8 (Mw) qui a eu lieu le 8 octobre 2005 et qui a fait près de 80000 morts en Inde et au Pakistan (Yeats et al., 2006). Le séisme a été localisé à environ 100 kilomètre au Nord du MFT et a produit une rupture de surface de près de 70 km de long. La profondeur de l'évènement est estimée à 13 km obtenue par inversion complète des ondes de surface télésismique (e.g. Avouac et al., 2006). Dans cette zone ainsi qu'un peu plus au Nord au pied du Nanga Parbat, les études de thermochronologie basse température ont mis en évidence un taux d'exhumation exceptionnel ainsi qu'une remontée des isothermes 500°, correspondant également à la transition fragile/ductile de la croûte, qui corrobore avec la présence de séismes essentiellement superficiels (<15 km) dans cette région (e.g. Meltzer et al., 2001; Zeitler et al., 2001) (Figure IV.19).

La sismicité dans cette région est donc essentiellement superficielle à l'exception de quelques évènements à des profondeurs intermédiaires (> 55 km) plus au Nord au niveau du Karakoram/Pamir (Tiwari et al., 2009). On sélectionne les 271 évènements détectés entre 2000 et 2020 et localisés par l'algorithme EHB (Figure IV.19 ; Figure IV.20). Parmi ces 271 évènements, 170 évènements sont des répliques du séisme dévastateur de Muzaffarabad (M6.7). Les profondeurs des répliques du séisme de Muzaffarabad sont fixées à 10 km, 15 km ou 20 km par l'algorithme EHB (Figure IV.20C ; Figure IV.21).

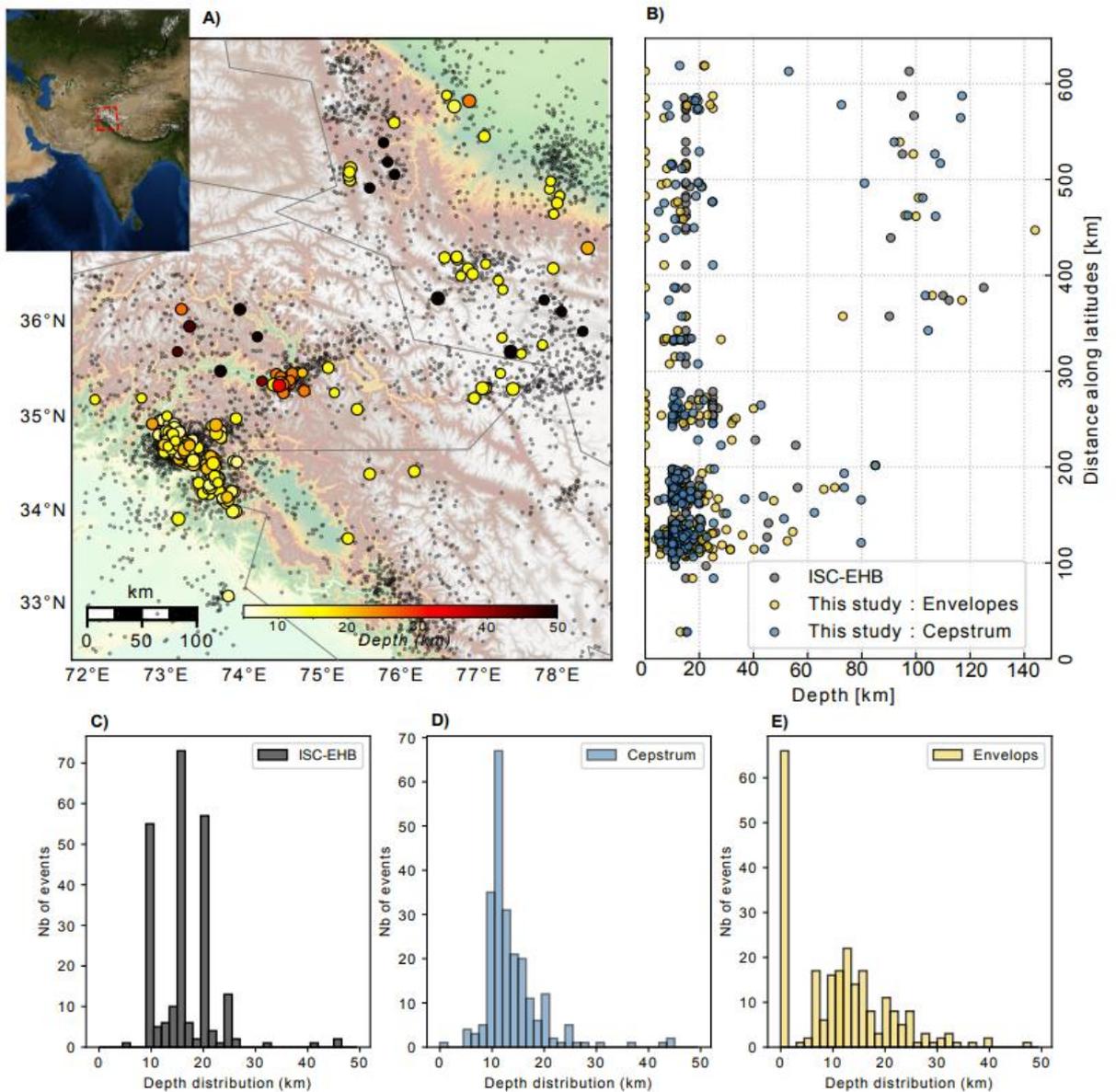


Figure IV.20 : (A) Carte de la sismicité de la zone H1 dans la terminaison Ouest Himalayenne. Les évènements sélectionnés pour l'étude comparative des profondeurs sont représentés en couleurs en fonction de leur profondeur dans le catalogue ISC-EHB ; (B) Projection en coupe des hypocentres le long de l'axe des latitudes. Les profondeurs obtenues par l'analyse cepstrale sont représentées en bleu, par l'analyse des enveloppes en jaune et les profondeurs du catalogue ISC-EHB en grises ;(C) Histogrammes des distributions en profondeurs des évènements sélectionnés dans le catalogue ISC-EHB (D) Dans le catalogue issu de l'analyse cepstrale ; (E) Dans le catalogue issu de l'analyse des enveloppes énergétiques

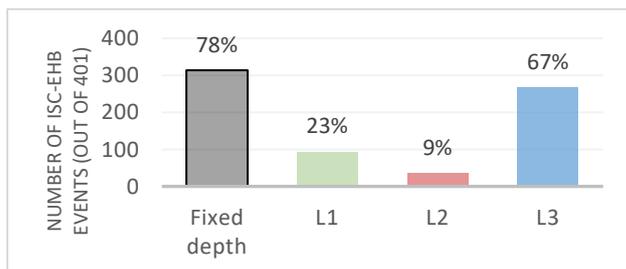


Figure IV.21 : Critères de qualité de détection des pics secondaires (QP) et de synchronisation des pics d'arrivées secondaires (QS) estimés manuellement par la méthode des enveloppes pour l'étude de la zone H1 de la syntaxe Ouest Himalayenne. Les critères sont décrits dans le Chap.IV-Partie II.2.

Dans le jeu de données sélectionné pour l'étude de la syntaxe, seulement 24 évènements ont une profondeur supérieure à 40 km dans le catalogue ISC-EHB. On sélectionne donc 100 évènements supplémentaires de magnitude supérieure à 4 du catalogue ISC sur la période 2010-2015. Sur ces 100 évènements seulement 40 ont une profondeur automatique avec l'analyse cepstrale, les 60 autres évènements n'ayant pas suffisamment de détections. Le critère de sélection d'un minimum de 25 détections à distance télésismique utilisé pour la localisation EHB permet d'assurer avoir suffisamment d'observations de phases de profondeurs pour contraindre la profondeur à distance télésismique.

Cette étude permet de mettre en évidence une plus grande variabilité des profondeurs que celle proposée dans le catalogue ISC-EHB, notamment pour les répliques du séisme de Muzaffarabad qui dominent le jeu de donnée (Fig.IV.20B-C-D). Les écarts d'estimations de profondeurs entre le catalogue ISC-EHB et les méthodes d'analyse cepstrale et d'analyse des enveloppes sont du même ordre de grandeur que les écarts de profondeurs mis en évidence au Chili pour un jeu d'évènements beaucoup plus superficiel. Ces écarts peuvent être dû aux profondeurs fixées par l'algorithme EHB. On compare donc également entre elles les solutions issues de l'analyse cepstrale et les solutions issues de l'analyse des enveloppes.

Pour les trois comparaisons, environ 50% des paires de profondeurs sont localisées à moins de 15 km l'une de l'autre et 80% des paires de profondeurs sont localisées à moins de 21 km (Figure IV.22). Les écarts sont légèrement plus élevés pour la comparaison des profondeurs EHB avec les profondeurs issues de l'analyse des enveloppes, les profondeurs des enveloppes sont en moyenne 2 à 3 km plus profondes que les profondeurs de leur homologue dans les deux autres catalogues (Figure IV.22). On ne voit pas une forte réduction des écarts en comparant les profondeurs d'analyse cepstrale avec celles des enveloppes, donc les fortes différences de profondeurs ne sont pas uniquement le fait des profondeurs fixées EHB. Cependant, les écarts de profondeurs peuvent atteindre 80 à 120 km pour quelques profondeurs fixées à 15 km par l'algorithme EHB qui semblent être en réalité des évènements profonds de la syntaxe. La méthode des enveloppes énergétiques permet de mettre visuellement en évidence ces erreurs d'interprétation de la profondeur. Je présente un exemple de difficulté d'identification de la phase de profondeur entre la pP et la sP qui peut créer un décalage de 10km (Figure IV.23).

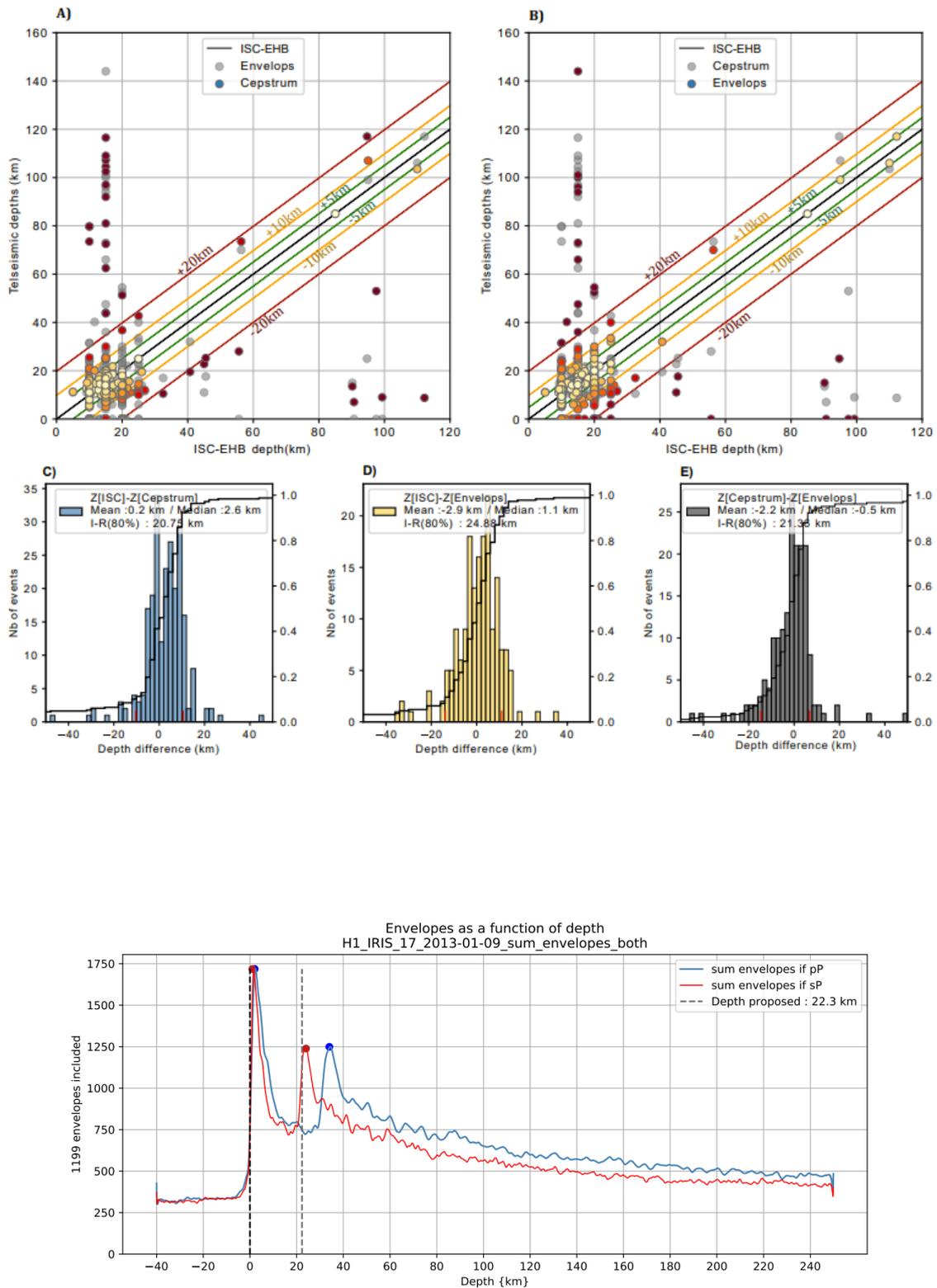
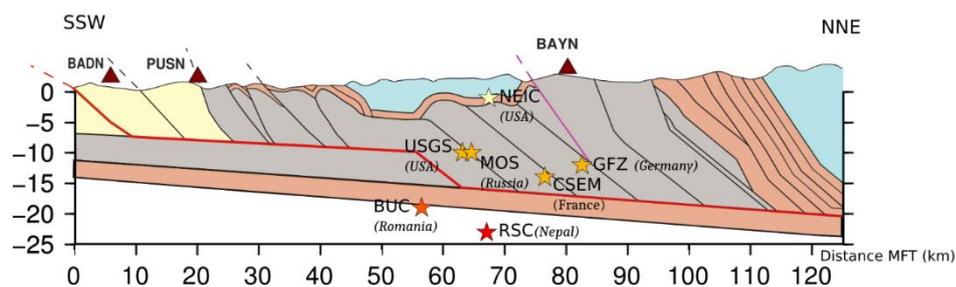


Figure IV.23 : Exemple des sommes des enveloppes pour l'évènement du 9 janvier 2013 dans la syntaxe Ouest Himalayenne. La profondeur proposée de 22.3 km dans le catalogue ISC-EHB correspond à la profondeur d'une arrivée principale sP. Critères de qualités : QPB (un seul pic visible) et QSC. (<10 km de désynchronisation).

B- Sismicité du Grand Ouest Népal

- Comparaison des profondeurs d'un évènement récent dans les catalogues internationaux

Au Népal, plusieurs fois par an, des évènements de magnitudes supérieures à 5 et sont détectés à distance télé-sismique et reportés dans les catalogues de sismicité globaux tels que l'ISC, le GCMT ou le catalogue du CSEM. On présente, ci-contre, l'exemple de l'évènement du 9 novembre 2019 de magnitude 5.7 (MLv) qui a eu lieu au cœur de la zone étudiée par le réseau sismologique temporaire HiKNet (voir Chapitre II.2 : Laporte et al., 2021) et qui a été reporté à des localisations différentes par 8 de ces instituts (Figure IV.24). La projection des hypocentres sur la coupe structurale balancée de la région de Bajhang (Robinson et al., 2006) met en évidence les fortes incertitudes sur l'estimation de la profondeur à partir des réseaux globaux et l'impossibilité de réaliser des études sismotectoniques à de telles résolutions. On ne détecte aucune phase de profondeur à distance télé-sismique qui permettraient de pouvoir trancher entre les solutions hypocentrales proposées.



Institut	Lon (°)	Lat (°)	Time	Magnitude	Depth (km)
Népal(régional)	81.14	29.36	13 :30 :56	MLv 5.7	23
CSEM-EMSC	81.23	29.43	13 :30 :56	mb 5.3	14
GFZ	81.21	29.46	13 :30 :56	Mw 4.9	12
USGS	81.14	29.32	13 :30 :55	Mw 5	10
MOS	81.18	29.33	13 :30 :54	mb 5.3	10
NEIC	81.18	29.36	13 :30 :55	mb 5.3	1
BUC	81.31	29.23	13 :30 :57	mb 5.4	19
IMD	81.2	29.4	13 :30 :56	5.2	33

Figure IV.24 : (A) Projection des hypocentres de l'évènement sur la coupe structurale de la zone de Bajhang (Grand Ouest Népal). **(B)** Tableau des différences de localisations hypocentrales pour l'évènement du 9 novembre 2019 (MLv 5.7) du Grand Ouest Népal.

- *Comparaison des profondeurs des événements détectés à distance téléseismique*

L'expérience sismologique dédiée HiKNet a permis de localiser 4500 événements du Grand Ouest Népal à distance locale (Figure IV.25.A, voir Chap II.2). Parmi ces 4500 événements, 38 sont de magnitude supérieure à ML_v 3.5 et potentiellement détectés à distance téléseismique et parmi ces 38 événements, 16 localisations sont dites de « Haute Qualité » par rapport aux critères Hypo71.

On réalise l'analyse des enveloppes énergétiques en connaissant les profondeurs estimées à distance régionale pour chercher à identifier pour chaque événement les pics en énergie des phases pP/sP qui pourraient correspondre à la profondeur estimée à distance locale avec le réseau dédié. A l'exception du plus gros événement de magnitude ML_v 5.4 enregistré par le réseau HiKNet le 18 décembre 2015, les pics énergétiques des arrivées secondaires ne sont pas identifiables dans les signaux téléseismiques. Ces arrivées sont cachées dans l'énergie dans l'onde P téléseismique (Annexe IV : Figure A5). L'analyse cepstrale permet quant à elle, à partir du même jeu de signaux téléseismiques, de mettre en évidence quelques phases de profondeurs. Sur les 38 événements de plus fortes magnitudes ($ML_v > 3.5$) du catalogue régional HiKNet, seulement 7 événements ont plus de 5 détections de phases de profondeurs par l'analyse cepstrale avec le filtre F1 : [0.8-2.5]Hz et seulement 5 événements avec l'utilisation du filtre F2 : [0.5-2]HZ (pour un SNR de 1.5). Le code d'analyse cepstrale détermine tout de même automatiquement une profondeur pour 34 événements même s'il n'y a qu'une seule phase de profondeur détectée, on ne représente pas ces solutions très peu contraintes. On note également qu'un événement est localisé entre 40 et 50 km par les méthodes à distance téléseismique bien que localisé à profondeur mi-crustale à partir des observations régionales de l'expérience HiKNet. Cet événement est localisé en dehors du réseau temporaire avec de fortes incertitudes de localisation régionales. Après examen des signaux téléseismiques, on ne met pas en évidence clairement la présence de phases de profondeurs pouvant confirmer une profondeur de 43 km pour cet événement.

A l'exception du nombre de détections de phases de profondeurs, je n'ai pas réussi à identifier de paramètre de contrôle dans la méthode d'analyse cepstrale qui pourrait témoigner de la qualité de l'estimation hypocentrale. Pour ce jeu de données, c'est le filtre F2 : [0.5-2] Hz de plus basse fréquence qui permet de réconcilier au mieux les profondeurs téléseismiques avec les profondeurs cepstrales.

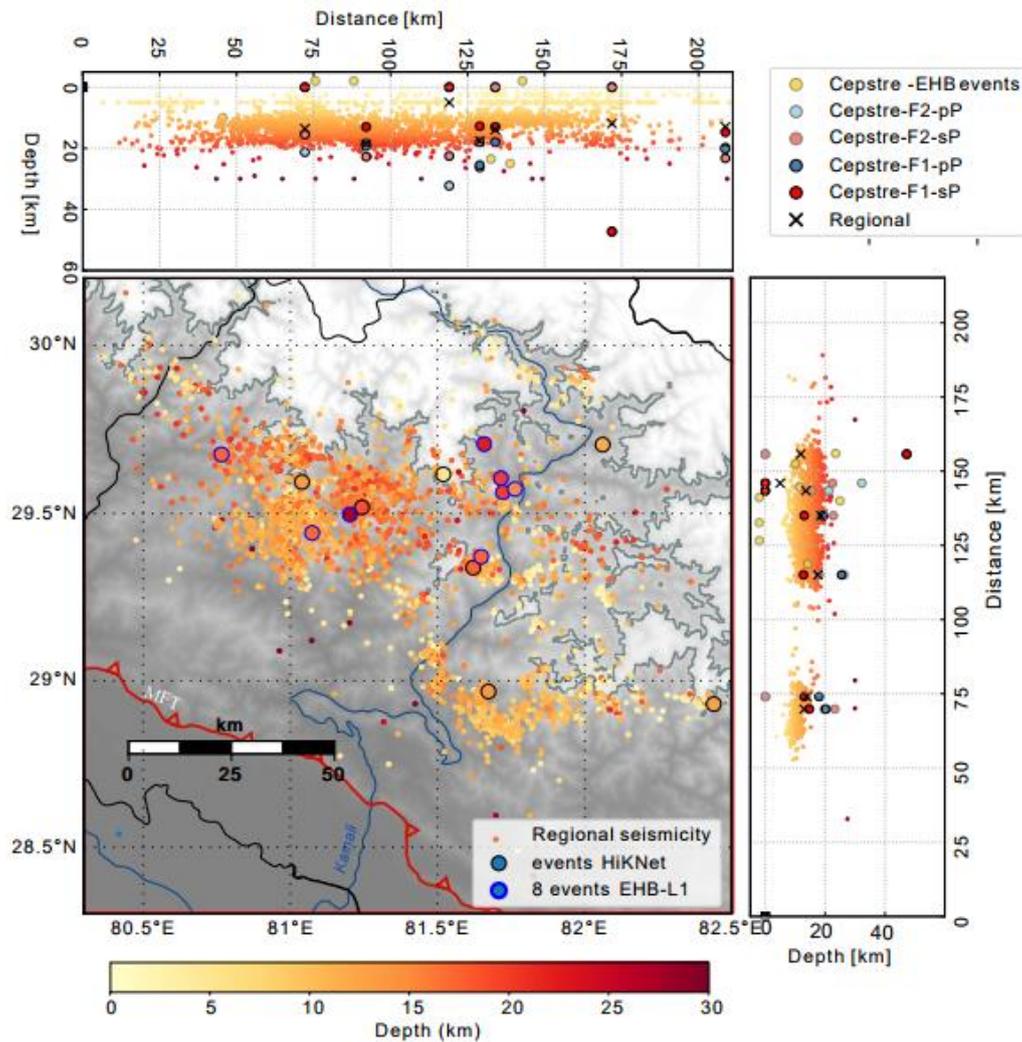


Figure iv.25: A) Carte de la sismicité du Grand Ouest Népal détectée entre 2014 et 2016 pendant l'expérience sismologique dédiée HiKNet. Les évènements détectés à distance téléseismique sont représentés par des ronds aux contours noirs et 8 évènements du catalogue ISC-EHB ayant eu lieu dans la région sont représentés par des ronds aux contours bleus. Les couleurs de remplissage sont représentatives des profondeurs locales et des profondeurs EHB, respectivement. **B)** Projection en coupe sur l'axe des longitudes des hypocentres déterminés à partir de l'analyse cepstrale pour les solutions pP (en bleu pour l'analyse réalisée avec le filtre F1, bleu clair avec le filtre F2) et sP (en rouge pour l'analyse réalisée avec le filtre F1 et en rose avec le filtre F2) et en jaune pour les profondeurs issues de l'analyse des enveloppes.

- *Comparaison des profondeurs ISC-EHB(L1) versus méthodes des enveloppes énergétiques*

On réalise une analyse complémentaire sur 55 évènements du Népal appartenant à la catégorie L1 du catalogue ISC-EHB (erreur sur la profondeur EHB inférieure à 5 km) pour comprendre cette difficulté d'identification des phases de profondeurs pour les 36 évènements précédents (Figure IV.26.B). On trouve des solutions claires pour 41 évènements à partir des enveloppes et ces profondeurs sont en moyenne à moins de 3.5 km de la profondeur EHB avec un écart-type des différences de profondeurs de ± 3.6 km qui reste cohérent avec le critère de qualité L1 défini par l'EHB. Seulement cinq des huit évènements L1 qui sont localisés au Grand Ouest Népal présentent

des pics clairs pour identifier la profondeur à partir des enveloppes avec des écarts de profondeurs de 1 à 9 km par rapport à la profondeur EHB. Ces évènements sont plus profonds de 2 à 9 km que les profondeurs de la sismicité estimée à distance locale. Je n'exclus pas l'hypothèse que les phases de profondeurs soient plus difficiles à identifier dans le Grand Ouest Népal, à cause de complexités locales de structures ou de géologie en champ proche de la zone de réflexion des phases de profondeurs.

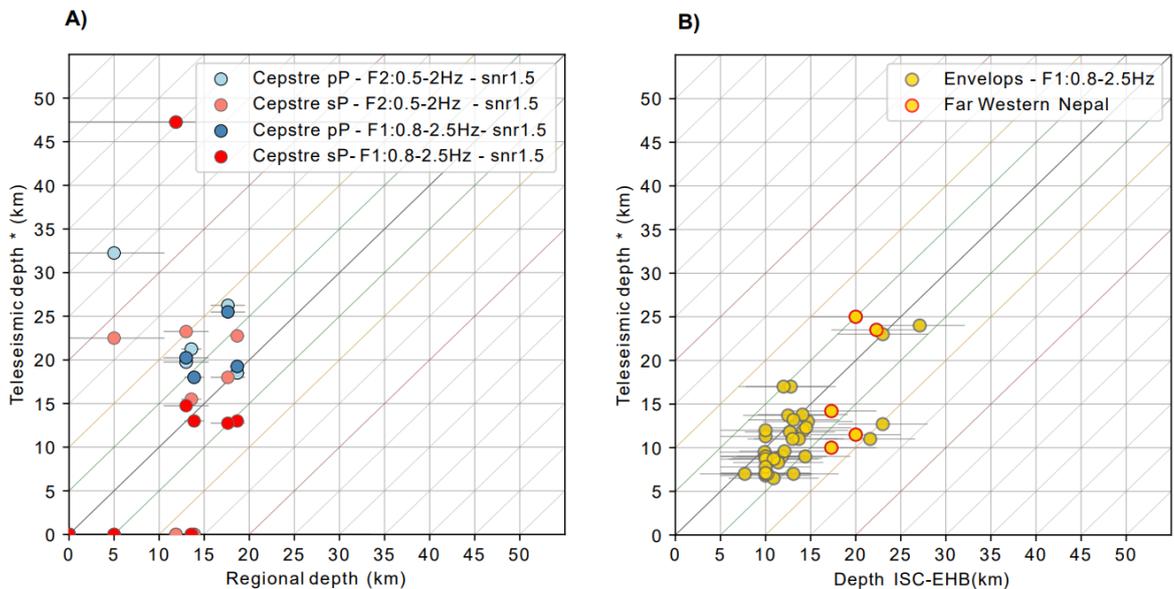


Figure IV.26 : (A) Représentation des solutions des profondeurs obtenues par analyse cepstrale à distance téléseismique en fonction des profondeurs estimées à distance régionale pour les 37 plus gros évènements de l'expérience HiKNet (B) Représentation des solutions des profondeurs obtenues par analyse des enveloppes en fonction des profondeurs EHB pour 41 évènements du Népal de catégorie L1 dans le catalogue ISC-EHB

C- Crise sismique de Lamjung

Dans le cadre de l'étude multi techniques et multi-échelles de la crise sismologique de Lamjung au Centre Népal (voir ChapII.2), on s'intéresse à l'estimation de la profondeur du choc principal du 18 mai 2021 (MLv 5.7) et des profondeurs des six répliques de magnitude supérieure à 3.5 détectées à distance téléseismique (Figure IV.27). Les 200 évènements de la crise ont été localisés par le réseau national Népalais à des profondeurs entre 10 et 14 km. Le choc principal a été localisé à 13.2km de profondeur, à la base profonde du cluster, et les deux plus fortes répliques à 10.9 km sous l'algorithme NonLinLoc. Comblant le gap entre l'échelle d'observation régionale et téléseismique, la profondeur du choc principal a également été estimée par inversion du tenseur des moments à partir de stations à des distances entre 90 et 1600 km de la source sismique. Cette

inversion a donné une gamme de profondeurs probables pour le choc principal entre 16 et 25 km sans contraintes fortes permettant de discriminer entre 16 km et 25 km.

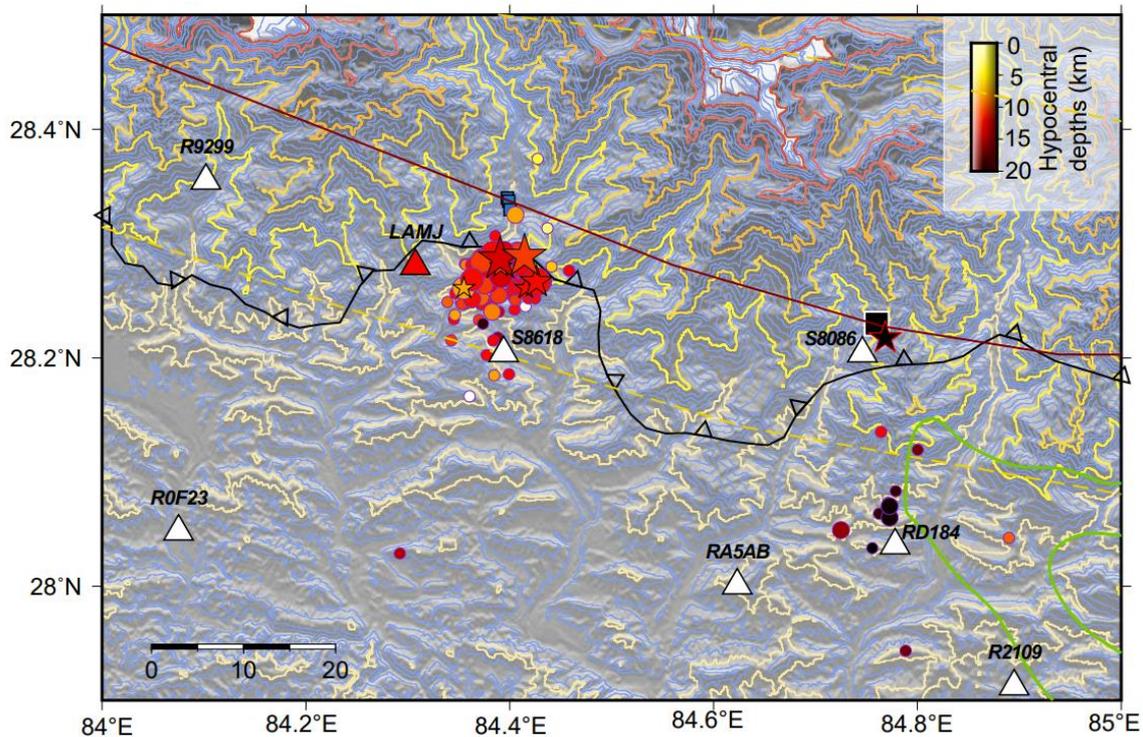


Figure IV.27 : Carte de la sismicité de la crise de Lamjung localisée par l'algorithme NonLinLoc. Les évènements de magnitude supérieure à 3.5 sont représentés par des étoiles. Les lignes isocontours de variation d'altitude tous les 250m sont représentées en bleues et les contours d'altitudes de 1000m, 2000m, ... à 7000m sont représentées par les lignes jaune à rouge.

A distance télésismique, trois catalogues de sismicité globaux (CSEM, ISC, USGS) ont reporté leur localisation des trois plus forts évènements (de magnitude M_L supérieure à 4) et fixé leur profondeur à 10 km. On utilise les méthodes d'analyse cepstrale et la méthode d'analyse des enveloppes pour tenter à nouveau de concilier les profondeurs estimées à partir des différentes échelles d'observations. Une précédente étude avait appliqué la méthode d'analyse cepstrale au Centre Népal pour estimer les profondeurs à distance télésismique des répliques du séisme de Gorkha du 25 avril 2015 (M_w 7.8) (Letort et al., 2016). Des profondeurs entre 10 et 15 km (moyenne de 13.1 ± 3.9 km) avaient été estimées pour plus de 60 évènements de magnitude supérieures à 4.5 (ML). Ces profondeurs cohérentes avec la localisation en profondeur de la sismicité régionale (e.g. Ader et al., 2012). On observe une diminution claire du nombre de phases de profondeur détectées par analyse cepstrale avec la diminution de la magnitude des répliques. Le cepstre détecte plus de 5 phases de profondeurs pour le choc principal et les 2 plus grosses répliques mais aucun jeu de paramètres testés ne permet d'améliorer la détection des phases de profondeurs sur les autres répliques de magnitude inférieures à 4. On considère donc la limite de l'analyse

cepstrale pour les événements superficiels (10-15 km) aux événements de magnitude supérieure à 4 (MLv).

Filtre Passe-Bande	SNR	Cdetect	nP	nS	nTot	Az-Gap	Corr. Depth pP	Corr. Depth sP
0,8-2,5	2	0,05	49	26	83	92,8	16,9	12,15
0,8-2,5	2	0,15	7	14	21	169,7	15,9	11,4
0,8-2,5	1,5	0,05	57	18	95	81,8	16,9	12,15
0,8-2,5	1,5	0,15	7	14	21	169,7	15,9	11,4
0,5-2	2	0,05	44	13	66	96	16,15	11,4
0,5-2	2	0,15	14	1	15	287	16,15	11,4
0,5-2	1,5	0,05	56	15	82	96	16,15	11,4
0,5-2	1,5	0,15	4	14	18	221	16,15	11,4
1-3	2	0,05	40	36	85	80,6	17,4	11,15
1-3	2	0,15	11	11	22	97,8	15,9	11,4
1-3	1,5	0,05	47	41	98	95,9	17,4	11,4
1-3	1,5	0,15	13	10	23	221	15,9	11,15
0,5-1,8	2	0,05	18	37	65	92,8	15,9	10,9
0,5-1,8	2	0,15	9	9	18	153,7	16,4	11,4
0,5-1,8	1,5	0,05	33	38	82	83,6	17,9	10,9
0,5-1,8	1,5	0,15	9	10	19	153,7	16,4	11,4

Tableau iv.2: Profondeurs hypocentrales issues de l'analyse cepstrale obtenues en fonction du filtre utilisé, du seuil de SNR autorisé et du seuil de détection Cdetect des phases de profondeurs.

Pour les trois plus forts événements, on réalise une douzaine de tests sur les paramètres d'entrée de l'analyse cepstrale (Tableau iv.2, Annexe IV: Tableaux A1, A2). On obtient le meilleur taux de détection de phases de profondeurs pour l'analyse cepstrale avec un nouveau filtre [1-3Hz] de plus haute fréquence qu'on appellera F3. Pour le choc principal, les profondeurs obtenues avec ce filtre F3 sont 19 km (pour des détections principalement de pP) ou 13 km (pour des détections sP). Cette estimation de la profondeur du choc principal par analyse cepstrale est relativement stable vis-à-vis d'un changement dans l'un des trois paramètres. Pour les deux répliques, le paramètre qui semble avoir le plus d'influence sur l'estimation de la profondeur est le seuil de détection des phases de profondeurs Cdetect (Tableaux A1, A2). Sur les sommes des enveloppes énergétiques, les phases de profondeurs sont particulièrement difficiles à identifier. La diminution du seuil Cdetect à 0.05 permet d'obtenir un plus grand nombre de phases considérées comme des phases de profondeurs par le cepstre mais augmente collatéralement le nombre de détections qui ne sont pas clairement identifiées comme une pP ou une sP.

La projection des hypocentres sur la coupe NS montre la forte dispersion des profondeurs obtenues à distance télésismique en fonction de la méthode utilisée (cepstre ou enveloppes), du filtre choisi (F1, F2, F3) et de la phase prépondérante considérée (Figure IV.28). Si l'on considère des détections pP de l'analyse cepstrale, la grande majorité des profondeurs obtenues à distance télésismiques sont

dans la zone de profondeur 15-25 km. Les localisations relatives des trois évènements d'une méthode d'estimation de la profondeur à une autre ne coïncident ni avec un des plans focaux du mécanisme au foyer, ni avec la géométrie de l'essaim donnée par les localisations locales avec NonLinLoc. Les profondeurs obtenues à partir des observations locales traitées sous Hypo71, iLoc et NonLinLoc s'accordent cependant sur un choc principal plus profond d'environ 2km par rapport aux deux répliques. L'analyse cepstrale donne une profondeur plus importante pour la plus grosse réplique de la crise au lieu du choc principal. Les profondeurs obtenues si l'on considère un plus grand nombre de détections de phases sP que de phases pP par le cepstre sont plus cohérentes avec la profondeur de la sismicité obtenue à partir d'observations régionales.

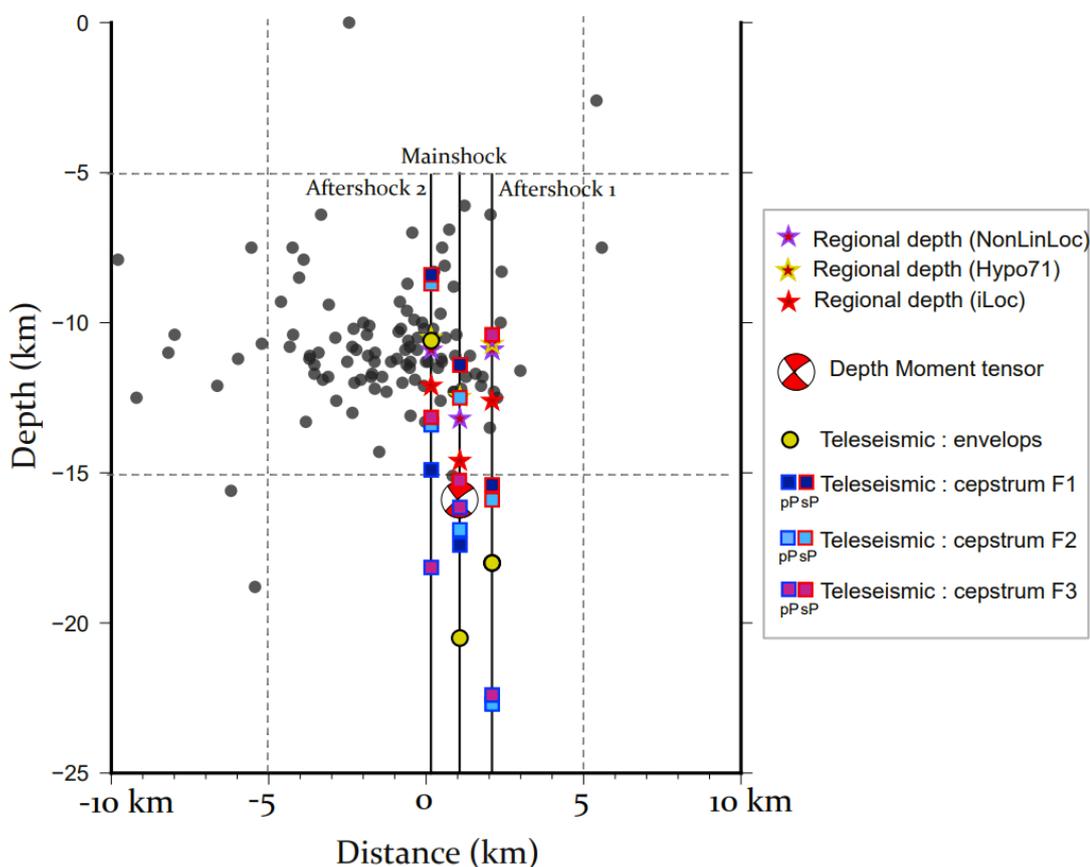


Figure IV.28: Projection sur la coupe NS (ChapII.2) des hypocentres de la crise sismique de Lamjung. Les localisations obtenues à partir de l'inversion des observations locales sous NonLinLoc sont représentées en gris en arrière-plan et les profondeurs locales des trois évènements les plus forts de la crise sont représentées par des étoiles jaune (Hypo71), violettes (NonLinLoc) et rouge (iLoc). Les profondeurs de l'analyse des enveloppes sont représentées par des cercles jaunes et les profondeurs du cepstre par des carrés bleu clairs (F2), bleus foncés (F1) et violets (F3) en fonction du filtre utilisé. Les profondeurs cepstrales sont corrigées de la topographie moyenne au-dessus de la source. La couleur du liserai dépend de l'hypothèse d'une détection de phases pP (liserai bleu) ou de phases sP (liserai rouge) par le cepstre.

L'analyse des répliques de Gorkha montrait également une tendance de la méthode cepstrale à estimer des profondeurs plus profondes de quelques kilomètres par rapport aux profondeurs locales (Letort et al., 2016). Cet écart peut en partie se justifier par la prise en compte de l'altitude du point de rebond. Dans la région de Lamjung, les variations de la topographie sont très importantes autour de l'épicentre du séisme (Figure IV.27) puisque la crise est localisée à environ 30 km au Sud du sommet de l'Himalchuli à 7893 m (Adhikari et al., 2021). La crise étant localisée entre 10 et 20 km, la localisation du point de rebond ne doit pas excéder un rayon de 10 km autour de l'épicentre. On considère l'altitude moyenne de la zone de rebond à 1.6 km dans les 10 km autour de l'épicentre.

Le diagramme de radiation de la source, obtenu grâce à l'inversion du tenseur des moments du choc principal, peut être pris en compte comme probabilité « *à priori* » pour discriminer les profondeurs pP/sP obtenues par analyse cepstrale. Comme décrit dans la partie méthodologie (voir Chapitre IV.1), le cepstre détecte l'écho le plus énergétique dans le signal télésismique mais a tendance à valoriser l'arrivée d'une phase pP face à une sP. Le diagramme de radiation de la source permet d'analyser les signaux synthétiques et de reconnaître qu'elle devrait être en théorie l'arrivée télésismique la plus énergétique aux stations qui contribuent à l'estimation de la profondeur (Figure IV.29).

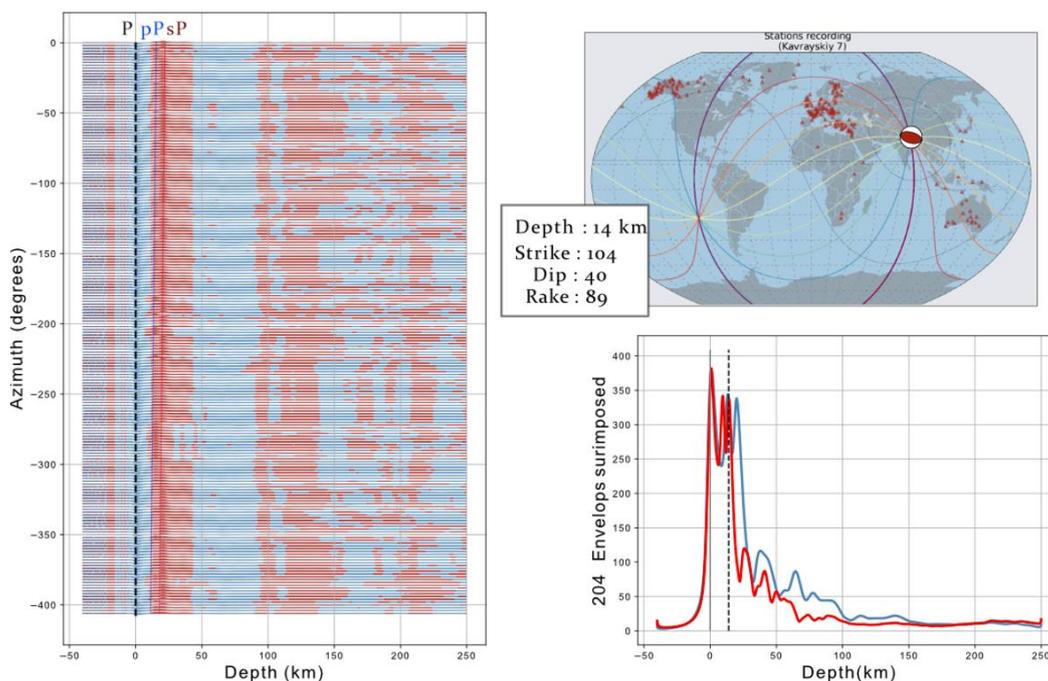


Figure IV.29 : **A)** Signaux synthétiques du choc principal de la crise de Lamjung triés en fonction de l'azimut. **B)** Carte des stations contributrices de l'estimation de la profondeur du choc principal de Lamjung **C)** Somme des enveloppes synthétiques migrées en profondeur selon l'hypothèse d'observation sP (rouge) et pP (bleu) pour la deuxième plus grosse réplique.

Dans le cas de la crise sismique de Lamjung, la grande majorité des stations contributrices sont situées en Alaska et en Europe (Fig. IV.29.B). A cette distance et cet azimut, pour le mécanisme considéré, on détecte plus de phases sP que de phases pP (Figure IV.29.A). On préférera donc considérer les profondeurs données par l'hypothèse de détections sP qui sont beaucoup plus cohérentes avec les profondeurs obtenues à distance régionale.

3.3 Visualisation de la géométrie d'une subduction

L'observation des arrivées hautes fréquences des phases P téléseismiques pour les séismes en zone de subduction permet de mettre en évidence directement les variations latérales de profondeur de la sismicité sans dépendre des processus de localisation. Simplement en observant les variations relatives de délais $P - pP$ le long de la subduction, nous pouvons avoir une vue directe des variations de profondeur le long de celle-ci, sans aucune étape d'inversion/localisation (voir ci-après). Cette méthode a été appliquée dans la zone de subduction de Guerrero au Mexique (Letort et al., 2018). Dans ce manuscrit, on s'intéresse à deux zones de subduction de la marge Sud-Américaine : au Nord Chili et à l'Equateur.

A- Application à la subduction du Nord Chili

L'application de la méthode des enveloppes relatives demande de sélectionner une station à distance téléseismique sur laquelle observer les variations de temps d'arrivées des phases de profondeurs. Idéalement, la station choisie doit être localisée dans un azimut perpendiculaire aux fortes variations de profondeurs que l'on souhaite identifier pour que les différences de distances sources-station ne viennent pas jouer sur les écarts de délais $pP - P$, même si ceux-ci sont corrigés. Elle doit aussi et surtout être de qualité, et permettre la détection des phases de profondeurs de la région considérée avec un rapport signal sur bruit fort.

On choisit la station large-bande ANMO, localisée au Nouveau Mexique (Albuquerque, USA) à une distance entre 7000 (63°) et 7800 km (70°) des évènements considérés et à un azimut de 325 à 330° N (au Nord). La station a comme avantage d'être disponible depuis 1990, localisée dans un puits de 88m de profondeur, loin des villes et présente donc un très faible niveau de bruit. Elle est intégrée au réseau IMS depuis 2004. Cette station avait l'un des meilleurs taux de détection des phases de profondeurs pour une dizaine d'évènements considérés dans l'étude comparative précédente, ce qui valide notre choix.

La méthode des enveloppes relatives demande également un grand nombre d'évènements pour imager la zone: on récupère ainsi les signaux de 3970 évènements de magnitude supérieure à 4 du catalogue ISC entre 1990 et 2007 puis entre 2014 et 2021 ainsi que 3960 évènements de magnitude supérieure à 4 du catalogue régional entre 2007 et 2014.

On sélectionne ensuite les signaux en fonction de leur rapport signal sur bruit et on les découpe autour de l'arrivée de l'onde directe P téléseismique détectée par le kurtosis. Sur les 7931

événements requêtés, seulement 1081 d'entre eux ont un SNR supérieur à 3 et sont gardés pour réaliser les projections. La prise en compte d'un SNR plus faible augmenterait considérablement le nombre d'évènements projetés mais n'améliore pas les résolutions des coupes.

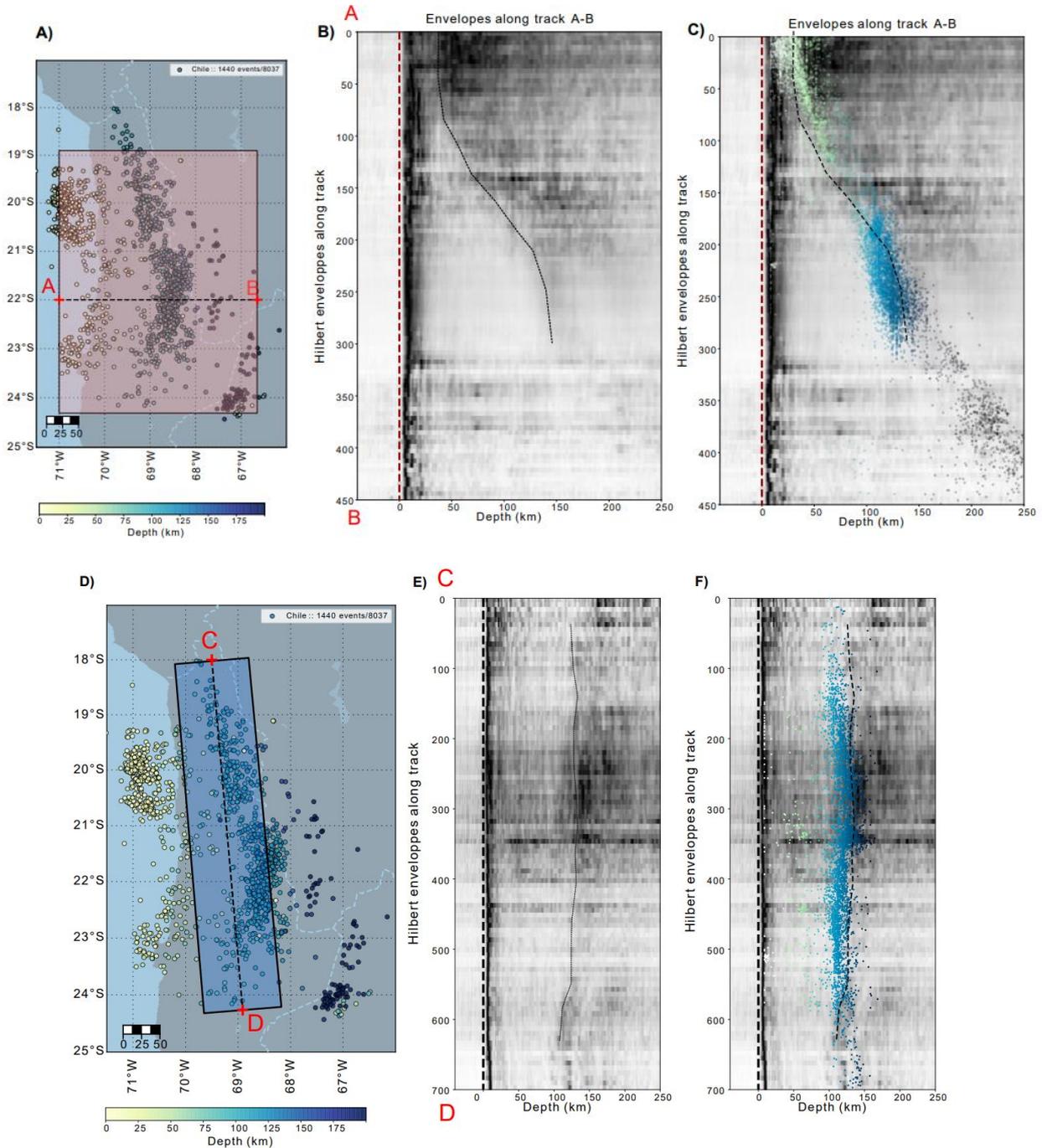


Figure iv.30: A) Carte des évènements utilisés pour la réalisation des coupes des enveloppes relatives sur les axes A-B et C-D B) Coupe des enveloppes relatives projetées sur l'axe A-B et sommées sur des sections de 7 km avec une fenêtre glissante de 20 km. C) Coupe des enveloppes relatives projetées sur l'axe C-D (21°S) et sommées sur des sections de 4.5 km avec une fenêtre glissante de 20 km.

On présente deux coupes : la coupe A-B permet de voir les variations de profondeurs le long de la subduction d'Est en Ouest ; la coupe C-D permet d'identifier des variations latérales de profondeurs de la subduction pour les événements de profondeurs intermédiaires entre 80 et 120 km. On aligne tous les signaux sur l'arrivée de la phase P télé-sismique et on somme les enveloppes des signaux des événements projetés sur une fenêtre glissante de 100 km (axe A-B) et 80 km (C-D) le long de l'axe avec un recouvrement de 30 km (Figure IV.30).

Les délais pP-P sur la coupe A-B s'approfondissent avec un pendage similaire à celui observé sur les projections en coupe de la sismicité. On voit nettement les délais pP-P des événements à des profondeurs intermédiaires : entre 80 et 150 km. Les délais des événements plus superficiels (~25 km) sont beaucoup plus faibles et le manque d'événements profonds (>150 km) à l'Ouest ne permet pas de faire d'interprétations sur la géométrie de la plaque à ces profondeurs. La coupe C-D met en évidence des variations légères de profondeurs avec des événements légèrement plus superficiels au Nord qu'au Sud (Figure IV.30). Les projections des enveloppes relatives permettent d'apporter une nouvelle représentation des variations latérales de profondeurs de la sismicité à partir des signaux bruts alignés sur l'arrivée de la P théorique à une seule station d'intérêt. Là encore, la double distribution de la profondeur proposée autour de la plaque en subduction n'apparaît pas clairement. Soit, elle ne concerne qu'un nombre faible d'événements (et donc n'apparaît pas dans la somme des enveloppes), soit elle concerne des événements trop faibles pour être détecté à distance télé-sismiques.

B- Application à la subduction en Equateur

- Discussions sur le contexte géodynamique

En Equateur, au nord-ouest de l'Amérique du Sud, entre 1°S et 4°S de latitude, la marge continentale Sud-Américaine prend une courbure d'environ 60° qui s'exprime par un changement important de la direction de la convergence de la subduction (Cahill and Isacks., 2012). La ride asismique de Carnegie, formée lors du passage de la plaque plongeante au-dessus du point chaud des Galapagos est associée avec la subduction de la plaque et notamment à l'origine de nombreuses complexités dans le processus de subduction (e.g. Lonsdale., 2005 ; Cahill and Isacks., 2012 ; Yepes et al., 2016). On considère également dans cette région, la fracture de Grijalva orientée N63° qui correspond à une séparation physique de deux sections de la subduction : la subduction de la plaque de Nazca au Nord et la subduction de la plaque dite de Farallón, plus âgée que la plaque de Nazca, au Sud, toutes deux de densités et de rhéologie différentes (Figure IV.31).

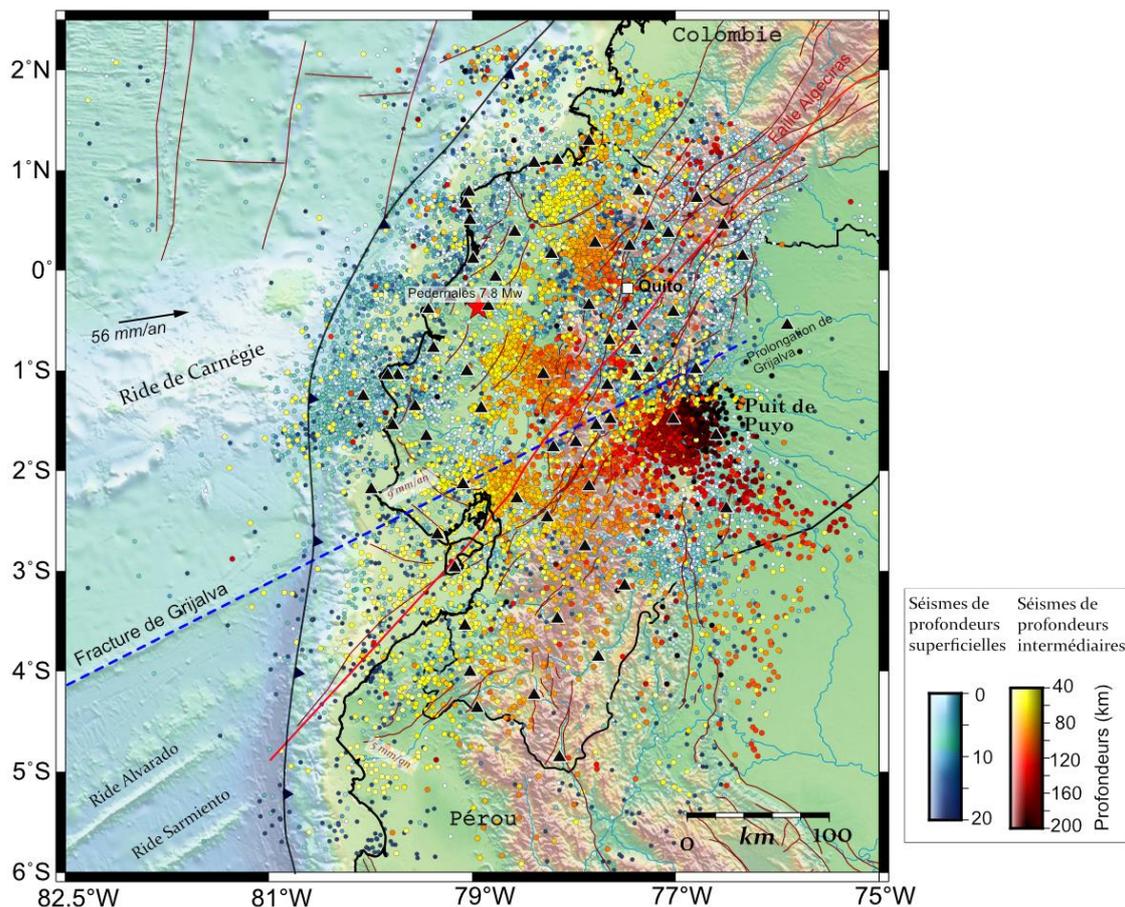


Figure IV.31 : Carte des principales structures du contexte de subduction de l'Equateur comprenant les rides volcaniques principales et la fracture de Grijalva séparant la plaque actuelle de Nazca en deux avec l'ancienne plaque dite de Farallón correspondant à sa partie Sud. On présente les vitesses de déplacement de la plaque Sud-Américaine autour de 60 mm/an (Kendrick et al., 2003) et les vitesses des deux blocs continentaux autour de la faille décrochante de Algeciras, issues de Yepes et al (2016). Sismicité des catalogues de Araujo et al. (2021) entre 1988 et 2016 et du catalogue ISC entre 1988 et 2021. La profondeur des séismes superficiels (<40km) est représentée par la couleur des évènements blanche à bleue. La profondeur des séismes de profondeurs entre 40 et 250 km est représentée par une couleur jaune à noire. On représente les principales failles actives du catalogue GEM de Styron., 2020. On représente les localisations des stations du réseau RENSIG actuel (Alvarado et al., 2018) sous la forme des triangles noirs.

La fracture de Grijalva témoignerait du déchirement issu de la fragmentation de la plaque de Farallón initié il y a près de 25 Ma (e.g. Gutscher., 1999 ; Araujo et al., 2021). La différence d'âge et de densité des plaques de part et d'autre de la fracture devrait avoir eu un effet important dans le processus de subduction dans cette zone et de nombreuses études géophysiques se sont intéressées à chercher et détailler les hétérogénéités et différences de géométrie de la plaque de part et d'autre de la fracture à partir des données accessibles : essentiellement à travers la distribution de la sismicité

(e.g. Pennington et al., 1981 ; Yepes et al., 2016) ou des techniques d'imageries géophysiques (Araujo et al., 2021).

Dans la partie Nord, la profondeur de la sismicité varie d'Ouest en Est avec une activité sismique intense et superficielle le long de la côte Ouest comprenant les répliques du fort séisme de Pedernales (Mw 7.8) qui a eu lieu en avril 2016 (e.g. Soto-Cordero et al., 2020; Agurto-Detzel et al., 2019; Hoskins et al., 2021). Plus à l'Est, on trouve trois clusters denses de séismes localisés entre 75 km à 110 km de profondeur au niveau de la cordillère des Andes. La sismicité entre 25 km et 75 km de profondeur est peu exprimée dans la sismicité instrumentale. La subduction engendre également une forte activité volcanique qui se concentre aujourd'hui à 200 km à l'Est de la fosse et qui produit régulièrement de la sismicité très superficielle. La projection en coupe de la sismicité du Nord Equateur montre un pendage du plan de Wadati-Benioff vers le Sud-Est. Dans la partie Sud Equateur, la plaque en subduction est sismicité définit clairement un pendage de la plaque en subduction vers le Nord Est qui s'approfondit jusqu'au cluster sismique caractéristique de Puyo. Ce cluster présente une activité sismique dense et très profonde entre 160 à 240 km de profondeur.

Plusieurs modèles géodynamiques sont encore discutés pour expliquer le comportement de la subduction en profondeur au niveau de la ride de Carnégie et de la fracture de Grijalva (e.g. Yepes et al., 2016; Araujo et al., 2021).

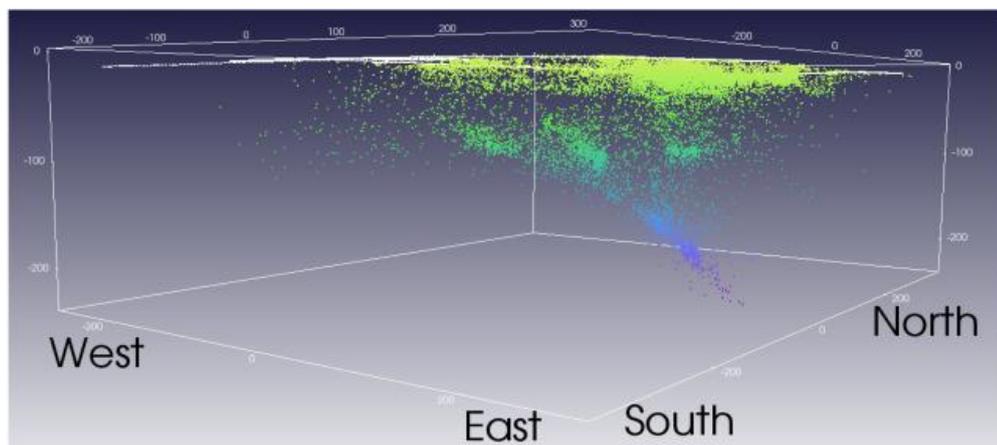


Figure IV.32 : (Issue de Araujo et al., 2021) Bloc 3D des localisations hypocentrales de la sismicité détectée entre 1988 et 2016 en Equateur.

L'inversion des données de la sismicité régionale enregistrée de 1988 à 2016 a permis d'obtenir une tomographie de la plaque qui image le plan de Wadati Benioff (Araujo et al., 2021). Ce plan se dessine également dans la projection de la sismicité en coupes le long de l'axe de subduction (Figure IV.32).

- *Données et méthode*

Entre 1988 et 2016, 25410 évènements sismiques ont été enregistrés par le réseau national RENSIG et par les stations des observatoires de volcanologie et à partir desquels ont été réalisés plusieurs dizaines de milliers de pointés manuels de phases régionales (e.g. Font et al., 2013; Araujo et al., 2021; Alvarado et al., 2018). On complète ce catalogue avec environ 9887 évènements dans le catalogue ISC entre 1988 et 2021. La distribution des stations sismologiques en Equateur est aujourd'hui assez homogène sur l'ensemble du pays mais fut très inégale pendant les 30 premières années du réseau avec une plus forte densité de stations au Nord au niveau de la Cordillère et seulement quelques stations dans la partie Sud du pays (Figure IV.31 ; Font et al. 2013).

Pour résoudre la question de la géométrie de la subduction, on s'intéresse aux évènements suffisamment profonds pour être associés à la plaque en subduction. On sélectionne, sur la base des profondeurs estimées à distance régionales, les évènements détectés à distance télé-sismique (magnitude supérieure à 3.5) avec une profondeur régionale supérieure à 20 km. Cette sélection permet notamment de s'affranchir des évènements issus de l'activité des volcans au niveau de la Cordillère. Dans cette étude, on s'affranchit ensuite des profondeurs régionales des évènements qui peuvent être soumises à de larges incertitudes (e.g. Font et al., 2013), en particulier pendant les premières années du réseau, et on s'intéresse aux signaux bruts et aux localisations épacentrales des évènements détectés depuis 1988.

Les localisations épacentrales de la sismicité récente de l'Equateur (1988-2021) ont été extraites du catalogue réalisé par l'équipe de Sébastien Araujo pour réaliser la tomographie (Araujo et al., 2021) et du catalogue de l'ISC.

Après une analyse globale des réseaux/stations télé-sismiques adaptés à l'étude de cette zone, les mini-réseaux NVAR et PDAR (Nevada, USA) et la station ANMO ont été sélectionnés. La station ANMO a pour avantage de couvrir une plus large base de temps depuis 1990. Les mini-réseaux NVAR et PDAR sont disponibles seulement depuis les années 2000 et 2007, respectivement. On accepte tous les signaux avec un rapport signal sur bruit supérieur à 1. Les projections réalisées dans ce chapitre ont été réalisées à partir des signaux filtrés sous 0.8-2.5Hz mais les autres filtres proposés dans le chapitre ont également été testés et changent peu la qualité de l'image obtenue.

Suivant la procédure décrite dans la partie précédente (voir Chap IV.1), différentes coupes transversales sont réalisées le long de la subduction. Le choix des axes des coupes est crucial pour mettre en évidence certaines caractéristiques cohérentes de la sismicité. Je présente en particulier

deux coupes correspondant aux deux directions de la convergence : une coupe A-B, de la partie Sud de la subduction direction N63° le long de la ride de Grijalva et une coupe CD, de la partie Nord de la subduction de direction N108° (Figure IV.33), direction cohérente avec le changement de courbure de la marge sud-Américaine afin de comparer la forme de la géométrie de la plaque en subduction. Les deux coupes passent par le cluster profond de Puyo (78°W ; 1.5°S).

- *Résultats*

Malgré l'utilisation d'un seuil de rapport signal sur bruit très faible on perd une partie des événements de profondeurs intermédiaires des trois clusters de séismes au Nord de la fracture (Figure IV.33A). Ces clusters sismiques identifiés par le réseau RENSIG sont essentiellement composés d'événements non détectés à distance télé-sismique. Les événements peuvent être de trop faibles magnitudes et les clusters denses générés par une baisse locale de la magnitude de complétude alors il existerait à priori un gap de sismicité concernant les événements de magnitudes intermédiaires dans cette zone. On observe cette absence d'événements de magnitude intermédiaire sur les stations NVAR et PDAR en plus des enregistrements de la station ANMO. Cette absence de données ne permet pas de rendre compte de la géométrie de la plaque à ces profondeurs sur la coupe CD passant par le Nord de la fracture. On note le changement clair de l'image des projections des enveloppes sur les axes parallèles à la fracture de Grijalva : un approfondissement clair des délais pP-P sur la coupe CD et plus aucune image de la subduction sur la coupe GH décalée d'environ 75 km vers le Nord (Annexe IV-Figure A6).

On observe, d'une manière complètement guidée par les données, un approfondissement latéral de la plaque en subduction sur les deux coupes réalisées, en particulier pour les événements les plus profonds au niveau du cluster sismique de Puyo.

Ainsi, le long de la section transversale AB : SW-NE (Figure IV.33B), on observe un fort approfondissement de la sismicité au niveau de l'essai de Puyo, particulièrement bien défini par la somme constructive des délais pP-P. On observe à la fois dans les profondeurs régionales et dans la coupe AB, la sismicité du cluster de Puyo qui s'approfondit vers le Nord-Est en suivant l'axe de la fracture. Sur la coupe C-D (Figure IV.33C), on note le gap visible de la sismicité à des profondeurs intermédiaires entre 25 et 150 km qui ne permet pas de caractériser correctement la profondeur de la plaque à ces profondeurs par somme constructive des délais. La projection de l'essai de Puyo dans cette direction met cependant en évidence un aplatissement à 200 km de la plaque au niveau de l'essai suivie d'une sismicité plus superficielle à 150 km avec un pendage vers le nord-ouest entre les longitudes -78°W et -77°.

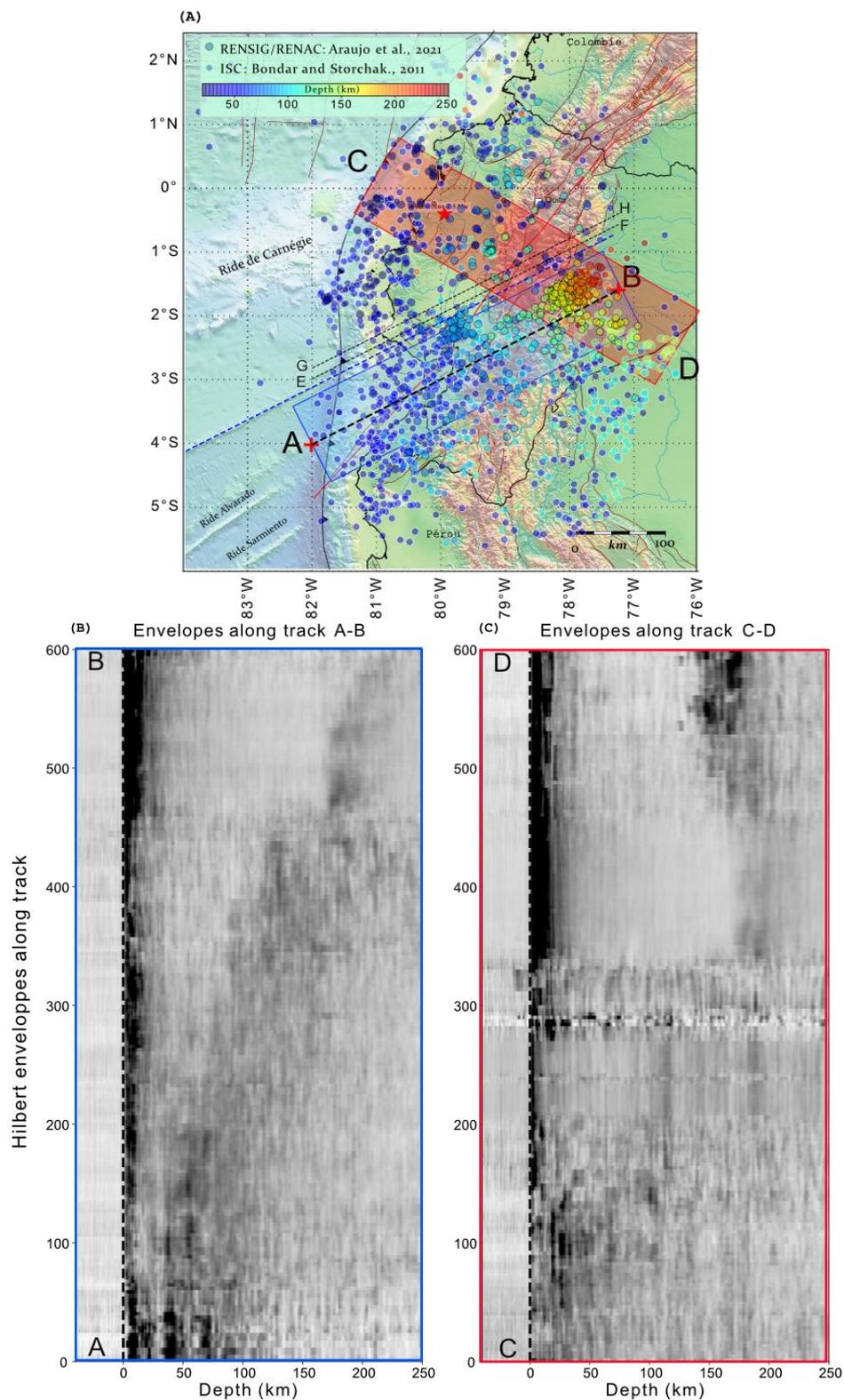


Figure IV.33 : **A)** Cartes évènements sismiques retenus pour réaliser les projections des enveloppes énergétiques des signaux de la station ANMO (New Mexico, USA). Les deux axes de projections sont représentés en rouge et en bleu. Les projections des enveloppes sur les axes EF et GH sont présentées en Annexe IV. **B)** Projection des délais relatifs pP-P migrés en profondeur le long de l'axe AB de la partie Sud Equateur **C)** Projection des délais relatifs pP-P migrés en profondeur le long de l'axe CD de la partie Nord Equateur

On peut également apercevoir dans la coupe CD deux arrivées alignées à sur des profondeurs de 110km et 200km au pied de la cordillère des Andes. Ces deux arrivées ne se voient pas sur tous les essais de projections (différentes stations, différents filtres et différents seuils de SNR) et ne se voient pas non plus dans les profondeurs régionales.

Dans certains modèles géodynamiques, le gap de sismicité à des profondeurs intermédiaires dans la partie Nord peut se justifier par l'âge plus jeune de la plaque de Nazca, plus chaude et moins cassante (Yepes et al., 2016). Dans d'autres modèles, les fortes variations de profondeur observées au nord de l'essai de Puyo, ainsi que l'absence de sismicité dans certaines zones, en particulier aux profondeurs entre 25 km et 150km peut être un témoin d'un déchirement de la plaque comme proposé au Pérou et en Colombie (e.g. Gutscher et al., 1999; Araujo et al., 2021; Rosenbaum et al., 2019) et d'une annihilation de la sismicité par superposition des deux plaques.

Cette étude confirme la potentielle présence de discontinuités dans la subduction de la plaque au nord de la fracture et un approfondissement qui semble continu de la plaque de Farallón au Sud. On montre donc que cette méthode peut être particulièrement utile pour éclairer la géométrie de structures tectoniques dans les zones qui ne sont pas couvertes par un réseau régional comme démontré dans la région de Guerrero au Mexique (Letort et al., 2018).

Conclusions et Perspectives

Rappel de la problématique

L'estimation des profondeurs des séismes peut être réalisée à partir des observations détectées par des stations sismologiques proches de la source sismique ou encore, dans le cas où il n'y a pas suffisamment de capteurs en champ proche, à partir d'observations de phases sismiques à plusieurs dizaines de milliers de kilomètre de la source, c'est-à-dire, à partir des réseaux sismologiques globaux distribués à la surface du globe. Dans un cas, ou dans l'autre, les sismologues n'utilisent pas les mêmes observations et plus particulièrement, n'utilisent pas les mêmes techniques d'estimation de la profondeur. On montre dans cette thèse que les deux échelles d'observations sont complémentaires puisqu'elles permettent d'apporter une estimation de la profondeur pour n'importe quel évènement sismique, comprenant les régions les plus isolées du globe, avec une résolution et des incertitudes d'ordre de grandeur différentes sur l'estimation de la profondeur hypocentrale. Ces méthodes de localisation à distance régionale et à distance télé-sismique sont rarement utilisées conjointement pour résoudre les localisations hypocentrales et les solutions des deux approches sont également rarement confrontées l'une à l'autre car elles s'emploient généralement dans des contextes d'études sismologiques différentes et en fonction de la disponibilité des stations en champ proche.

Si l'on maîtrise les sources d'incertitudes qui jouent un rôle dans l'estimation de la profondeur et que l'on connaît l'ordre de grandeur des incertitudes sur la localisation hypocentrale dans un cadre donné (contexte régional ou télé-sismique), on peut alors confronter la distribution de la sismicité en profondeur avec la géométrie de structures tectoniques profondes et apporter un nouvel éclairage sur leur géométrie. De plus, nous avons présenté en introduction l'intérêt de l'amélioration de l'estimation de la profondeur hypocentrale et de la quantification des incertitudes qui lui sont associées pour son utilisation dans d'autres domaines de la sismologie tels que la surveillance des essais nucléaires et la caractérisation de l'aléa sismique.

Spécificité de la démarche

De nouvelles méthodes de localisation et d'estimation de la profondeur voient le jour régulièrement. Dans cette thèse, j'ai présenté un état de l'art non exhaustif de ces techniques, de leurs évolutions et de nos connaissances sur les incertitudes qui leur sont associées. Les nombreuses

études sismologiques qui intègrent des analyses de la sismicité d'une région s'appuient sur des choix qui conditionnent les résultats : le choix de l'échelle d'observation, de l'algorithme de localisation utilisé, du modèle de vitesse utilisé, des stations conservées dans l'inversion, de la méthode de pointé des phases et parfois même de la géométrie du réseau lorsque celle-ci peut être élaborée en amont du déploiement. Ces choix sont parfois issus de tests réalisés en amont, rarement présentés dans les publications finales. Une des particularités de cette thèse est d'une part de détailler ces décisions, généralement passées sous silence et d'autre part, de proposer une étude quantifiée des biais et incertitudes de localisation pouvant être associés à celles-ci, notamment, à travers une analyse de sensibilité globale. Je propose également plusieurs applications dans plusieurs régions du monde avec des contextes de sismicité différents et je profite de ces applications pour apporter un regard nouveau sur la relation entre la sismicité et certaines structures tectoniques régionales.

Synthèse des principaux résultats

Je présente une application à la sismicité du Grand Ouest Népal, qui a bénéficié du déploiement d'une expérience sismologique temporaire de 15 stations entre 2014 et 2016 (Hoste-Colomer et al., 2018). Je me suis servie du jeu de données sismologiques de cette expérience pour confronter les solutions hypocentrales de plusieurs algorithmes de localisation qui réalisent une inversion des temps de trajet P et S : les algorithmes Hypo71, HypoDD, iLoc, NonLinLoc. L'amélioration de la résolution sur la profondeur dans cette région a permis de mettre en évidence une organisation en clusters de la sismicité, localisés pour la plupart à la base du décollement du grand chevauchement Himalayen et plus particulièrement au niveau de contacts entre structures tectoniques secondaires. Cette étude régionale met également en évidence la présence en profondeur de la rampe mi-crustale Himalayenne ainsi que la potentielle présence d'un système de deux rampe éclairée par la microsismicité dans la région de la rivière Karnali, à l'Est de ma zone d'étude. Par ses dimensions (et par analogie avec ce qui a été documenté lors du séisme de Gorkha 2015 -dont la rupture partielle du MHT a été contrôlée par des structures plus petites), cette structure pourrait contrôler l'extension de certains séismes intermédiaires dans la région..

Une étude similaire a été réalisée sur une crise transitoire qui a eu lieu au Centre Népal en avril 2021 dans le district de Lamjung, à quelques dizaines de kilomètres à l'Ouest de l'épicentre du séisme dévastateur de Gorkha. On montre avec cette étude la dépendance de la profondeur de la sismicité au modèle de vitesse choisi pour la région et les différences d'interprétations qui résulteraient de ce choix et du choix d'une échelle d'observation régionale ou télé-sismique. L'étude de cette crise superficielle permet d'explorer les limites des techniques d'estimation de la

profondeur à distance télé-sismique mais également les limites des interprétations pouvant être réalisées à partir des localisations locales.

Pour ouvrir le volet sur l'appréhension des incertitudes de localisations, nous avons proposé une quantification des incertitudes de pointés des phases sismiques régionales P et S à partir de différentes bases de données de pointés réalisés indépendamment sur la seule station régionale disponible dans les premiers mois de la crise sismique exceptionnelle générée par le volcan sous-marin de Mayotte. Cette étude permet également de comparer les pointés automatiques réalisés à partir du réseau de neurones PhaseNet avec l'efficacité de pointés manuels. On considère une erreur moyenne de ± 0.05 secondes sur les pointés des phases P et de ± 0.15 secondes sur les pointés S aussi bien pour les pointés manuels que pour les pointés PhaseNet.

Ces premières études ont permis de mettre en lumière les différentes sources d'incertitudes de localisation à partir d'observations locales ou régionales.

Un des apports de ma thèse a été aussi d'évaluer les interactions complexes entre ces nombreuses sources d'incertitudes dans les processus d'inversion à travers une analyse de sensibilité globale. Le modèle que je propose permet de faire varier aléatoirement certains paramètres de géométrie d'un réseau de station local (≤ 150 km) et d'ajouter aléatoirement des erreurs de pointés ainsi que des erreurs aléatoires sur des variables du modèle de vitesse dans une simulation de type Monte-Carlo optimisée. On présente dans un premier temps la méthode des effets élémentaires de Morris qui permet d'apporter une hiérarchisation des effets des variables dans une simulation rapide. Cette étude préliminaire permet de valider en amont le modèle utilisé par rapport aux variables de sorties considérées. Dans une deuxième étape, je présente une analyse de sensibilité basée sur la décomposition de la variance (analyse de Sobol) qui offre une quantification des effets élémentaires et totaux des variables aléatoires sur le problème de localisation ainsi qu'une quantification des interactions entre variables. On met particulièrement en évidence la prépondérance de l'effet de la vitesse de la couche dans laquelle est localisé l'hypocentre par rapport aux effets des autres variables considérées. On note également les faibles effets du nombre de phases S observées, et des erreurs de pointés ainsi que les fortes interactions entre certaines variables de géométrie du réseau et des variables de modèles sur l'estimation de la profondeur. On réalise cette analyse de sensibilité pour deux méthodes d'inversions différentes, NonLinLoc et Hypo71, et on montre une plus grande stabilité de la première face aux erreurs de modèles de vitesse. Cette exploration des incertitudes de localisation donne une quantification de l'incertitude de profondeur de ± 12.5 km dépendante de la simulation réalisée à partir d'observations locales. Bien que cette valeur tienne compte d'erreurs sur le modèle de vitesse qui est parfois bien renseigné dans certaines régions du monde,

cette incertitude haute sur la profondeur est du même ordre de grandeur voire légèrement plus faible que la plupart des différences moyennes de profondeurs mises en évidence en comparant les techniques d'estimation de la profondeur à distance télé-sismique.

On aborde justement les techniques d'estimation de la profondeur à distance télé-sismique à travers plusieurs applications pour lesquelles on propose une comparaison des jeux de données existants avec une méthode prise en main dans le cadre de cette étude, l'analyse cepstrale (Letort et al., 2014) et une méthode développée pendant ma thèse basée sur les migrations des enveloppes énergétiques des signaux.

La première région d'application concerne la sismicité de la zone de subduction du Nord Chili qui nous offre à la fois une grande gamme de profondeurs hypocentrales à étudier et plusieurs jeux de données d'estimations de la profondeur hypocentrale : (1) à partir d'un réseau régional, (2) des catalogues de sismicité globaux, (3) d'une autre technique d'estimation de la profondeur issue de l'étude de Craig (Craig., 2019) que je confronte aux résultats issus de mon travail issu (4) de l'analyse cepstrale et (5) de la méthode des enveloppes. Cette région permet également d'appréhender les biais associés à la prise en compte ou non de l'altitude au niveau du point de réflexion/conversion des phases de profondeurs. On met en évidence la difficulté d'identifier correctement les phases de profondeurs pP et sP dans les signaux et dans le choix des profondeurs issues de l'analyse cepstrale. On montre que ces approches présentent des différences significatives et que les biais systématiques qui pourraient affecter toutes ces méthodes d'estimation de la profondeur à distance télé-sismique ne sont pas évidents à identifier. Les techniques d'estimation de la profondeur à distance télé-sismique ont toutefois tendance à estimer des profondeurs plus importantes que celles obtenues à partir des réseaux régionaux. La méthode d'analyse des enveloppes énergétiques est une méthode essentiellement visuelle qui peut venir en complément des autres techniques d'estimation des profondeurs mais qui semble affectée par des erreurs plus élevées sur l'estimation de la profondeur.

La deuxième région d'application est une partie de la syntaxe Ouest Himalayenne comprenant les répliques du séisme dévastateur de Muzaffarabad localisées entre 10 et 13 km par l'étude du cosismique et dans ces ordres de grandeur par le télé-sismique. Plus au Nord, on a regardé également la sismicité superficielle du Nanga Parbat affectée localement par une forte augmentation du taux d'exhumation au niveau de la haute topographie et un rehaussement présumé de l'isotherme 350° qui pourrait expliquer la présence de séismes essentiellement superficiels sous l'un des plus hauts sommets du monde. On sélectionne également dans notre jeu d'événements, quelques événements à des profondeurs intermédiaires localisés au Nord de la zone étudiée ou de part et

d'autre du Nanga Parbat. Cette sismicité est particulièrement mal résolue dans les catalogues de sismicité globaux et ne profite d'aucune analyse sismologique régionale au sens strict pouvant apporter des contraintes sur l'estimation de la profondeur. On montre que l'estimation des profondeurs à distance téléseismique permet d'apporter des estimations de profondeurs cohérentes avec les interprétations issues des études de géophysiques et de la structure thermique, en particulier pour la sismicité superficielle de l'essai de Muzzafarabad. Les incertitudes de localisation associées à ces techniques demeurent élevées pour les séismes les plus superficiels.

On met plus particulièrement en lumière les limitations et les fortes incertitudes associées à ces techniques par le biais de l'analyse de la sismicité du Grand Ouest Népal et de la crise sismique de Lamjung en confrontant les deux échelles d'observations abordées dans cette thèse. A échelle téléseismique, les interprétations sismotectoniques sont limitées par le nombre d'évènements détectés à distance téléseismique. On retrouve cependant l'approfondissement vers le Nord de la sismicité du Grand-Ouest Népal, consistante avec celle des structures géologiques et une profondeur du choc principal plus importante que pour les répliques dans le cas de la crise de Lamjung en accord avec les profondeurs régionales.

Même s'il est plus difficile et parfois hasardeux de faire des interprétations sismotectoniques se basant uniquement sur les profondeurs estimées à partir des observations de dizaines de stations à distance téléseismique, il existe une alternative permettant de se servir des observations téléseismiques d'une grande quantité d'évènements pour mettre en évidence de larges variations de profondeurs de certaines structures tectoniques majeures. On utilise le principe d'alignements des enveloppes téléseismiques issues de signaux de centaines d'évènements enregistrés à une seule station téléseismique que l'on projette le long d'un axe suivant un approfondissement de la sismicité. Cette technique avait permis de mettre en évidence des variations latérales de géométrie de la plaque de Guerrero au Mexique à partir des variations des délais des arrivées des phases de profondeurs avec la phase P téléseismique (Letort et al., 2017). Dans cette thèse, je développe à nouveau cette technique et je l'applique sur plusieurs sections de la plaque de Nazca au Chili et en Equateur. L'application au Chili permet de valider la méthode en confrontant l'image de la plaque plongeante avec la géométrie donnée par la profondeur de la microsismicité. En Equateur, on sait que la géométrie de la subduction est complexe et affectée à la fois par des héritages tectoniques et la courbure de la marge Sud-Américaine. Plusieurs modèles géodynamiques existent sur la base de la distribution de la sismicité, la présence de gaps de sismicité ou encore de tomographies. La méthode des enveloppes relatives permet de mettre en évidence des différences de plongements de la plaque sur des axes au Nord et au Sud de la ride de Carnégie. De plus, l'absence d'observations à distance

télésismique de séismes de magnitudes et de profondeurs intermédiaires au Nord de la fracture de Grijalva peut également appuyer l'hypothèse d'un déchirement de la plaque de Nazca au nord de la prolongation de Grijalva.

Perspectives

Ce travail a ouvert un certain nombre de perspectives concernant : (1) des développements potentiels sur les techniques d'estimation de la profondeur, (2) la perspective de poursuivre des simulations de type Sobol pour mieux caractériser les incertitudes de profondeur en modifiant les variables aléatoires choisies et en adaptant autrement le modèle développé dans le cadre de la thèse et (3), des futures applications en sismotectoniques avec la mise en évidence de zones cibles pour lesquelles une meilleure résolution sur la profondeur pourrait apporter un nouvel éclairage sur les modèles géodynamiques et la géométrie des structures.

- Développements potentiels

Pour les méthodes de localisation à distance régionale, on propose dans ce manuscrit quelques pistes permettant d'arbitrer plus facilement le choix de l'algorithme de localisation adapté à l'étude réalisée. On met notamment en avant que l'utilisation de l'algorithme Hypo71 peut être à l'origine de biais importants sur la profondeur si celle-ci est éloignée de la profondeur initiale choisie dans les paramètres d'inversion. Dans le cas où l'on connaît a priori la gamme de valeurs des profondeurs de la sismicité, Hypo71 permet d'obtenir des profondeurs très proches des deux autres algorithmes de localisation présentés avec un coût de calcul moindre. Il apparaît intéressant pour traiter des essais denses de sismicité particulièrement lorsque les événements sont bien couverts par le réseau et lorsque le modèle de vitesse est associé à de faibles erreurs / incertitudes. Il présente le défaut de ne pas tenir compte de l'altitude des stations pouvant également générer des biais liés à la topographie même s'il est actuellement possible de corriger l'effet de l'altitude par des termes de correction aux stations. De plus, si l'on cherche à obtenir des estimations réalistes des incertitudes, les algorithmes iLoc, NonLinLoc et BayesLoc permettent de tenir compte de certaines connaissances a priori sur les erreurs du modèle de vitesse, les erreurs de pointés mais il faut retenir que ces incertitudes sont particulièrement dépendantes de ces connaissances « a priori » qui demandent parfois de s'appuyer sur d'autres méthodes géophysiques et qui ne sont généralement pas faciles à estimer d'une région à une autre.

Dans ce manuscrit, malgré des études focalisées dans des régions de très haute topographie, on ne met pas en lumière un biais évident lié à l'absence de prise en compte de l'altitude des points de rebonds pour l'analyse cepstrale et la méthode des enveloppes mais au vu des fortes variations de topographies autour des sources sismiques pour les différents contextes étudiés, il serait judicieux d'adapter ces deux techniques d'estimation de la profondeur pour ajouter une correction de temps de trajet correspondant à une moyenne de l'altitudes autour du point de rebond en fonction de la distance, de l'azimut et de la profondeur préliminaire. Dans le cas de l'analyse cepstrale, il peut s'agir d'une étape supplémentaire après une première estimation de la profondeur pour affiner les solutions du cepstre. De plus, la méthode d'analyse cepstrale permet d'obtenir une profondeur automatique à partir de la somme des détections pP et sP du cepstre. Cette profondeur peut être partiellement biaisée lorsque cette somme n'est pas gouvernée par une des deux arrivées claires correspondant aux arrivées pP d'une part et aux arrivées sP d'autre part. Une piste d'amélioration serait de pouvoir repérer ces cas ambigus, qui arrivent plus particulièrement pour les événements les plus superficiels ou à la limite des magnitudes détectées à distance téléseismique. La méthode de la somme des enveloppes des signaux pourrait venir aider à arbitrer le choix d'une phase de profondeur dans certains cas de figures.

- *Sobol* :

L'analyse de sensibilité réalisée a permis d'éclairer les effets des variables choisies dans le modèle défini qui est notamment limité par : le nombre de stations, les distances maximales des stations, les géométries possibles prises en fonction des variables de réseau, l'algorithme d'inversion choisi. Le nombre de stations ne pouvait être choisi comme une variable aléatoire pour que le problème reste déterministe. Pour explorer l'effet d'une augmentation ou d'une diminution du nombre de stations, on pourrait réaliser plusieurs analyses de sensibilité en changeant le nombre de stations. On peut également réaliser des analyses de sensibilité en fixant la géométrie du réseau afin de caractériser les incertitudes de localisations d'un événement ou d'un cluster d'événements par rapport à la géométrie d'un réseau donné. Beaucoup d'autres configurations et tests de sensibilité peuvent être envisagés pour explorer les paramètres influant, par exemple en changeant l'algorithme de localisation, en ajoutant des termes d'erreurs plus importants et plus ponctuels pour représenter par exemple les erreurs d'interprétation de pointés, etc...

L'adaptation du code d'analyse de sensibilité aux techniques d'estimation de la profondeur à distance téléseismique est également à explorer mais beaucoup plus complexe à réaliser puisque les techniques à distance téléseismique évoquées dans ce manuscrit sont des méthodes que l'on pourrait

appeler « aveugles » qui ne reposent pas sur une inversion simple des temps d'arrivées observés des phases de profondeurs, elles cherchent à détecter automatiquement dans les signaux les arrivées téléseismiques cohérentes pouvant être associées à une phase de profondeur. Le problème des méthodes d'estimation de la profondeur à distance téléseismique pourrait également être présenté sous d'autres angles, en associant par exemple des variables fonction de la qualité du signal ou de la position azimutale à chacune des stations téléseismiques contributrices.

- *Zones cibles*

Comme dernier point, je souhaite évoquer la diversité des applications possibles pour réaliser des confrontations entre les profondeurs obtenues aux échelles d'observation régionales et téléseismiques. J'ai étudié dans cette thèse des contextes variés mais souvent dépendant d'opportunités d'accès à certaines données ou certains catalogues. On pourrait également appliquer les méthodes à distance téléseismiques sur des régions extrêmement bien documentées (Japon, Taïwan, Californie) ou dans des contextes tectoniques plus simples que le contexte de collision intercontinentale de la chaîne Himalayenne pour mettre en lumière plus facilement les potentielles sources de biais dans l'estimation de la profondeur à distance téléseismique.

Tables des références

- Abbasi, A. (2019).** Linear and nonlinear earthquake location approaches in a case study overview. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 293, 106265.
- Acton, C. E., Priestley, K., Mitra, S., & Gaur, V. K. (2011).** Crustal structure of the Darjeeling—Sikkim Himalaya and southern Tibet. *Geophysical Journal International*, 184(2), 829-852.
- Adams, R. D., Hughes, A. A., & McGregor, D. M. (1982).** Analysis procedures at the International Seismological Centre. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30(2-3), 85-93.
- Ader, T., Avouac, J. P., Liu-Zeng, J., (2012).** Convergence rate across the Nepal Himalaya and interseismic coupling on the Main Himalayan Thrust: Implications for seismic hazard, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 117(B4).
- Adhikari, L.B., Gautam, U.P., Koirala, B., (2015).** The aftershock sequence of the April 25 2015 Gorkha-Nepal earthquake, *Geophys. J. Int.*, 203, 2119–2124.
- Adhikari, L. B. (2021).** Seismicity associated with the April 25, 2015 Gorkha earthquake in Nepal: probing the Himalayan seismic cycle (Doctoral dissertation, Université Paris Cité).
- Adhikari, L. B., Bollinger, L., Vergne, J., Lambotte, S., Chanard, K., Laporte, M., ... & Perrier, F. (2021).** Orogenic collapse and stress adjustments revealed by an intense seismic swarm following the 2015 Gorkha earthquake in Nepal. *Frontiers in Earth Science*, 524.
- Adhikari, L. B., Laporte, M., Bollinger, L., Vergne, J., Lambotte, S., Koirala, B. P., ... & Perrier, F. (2023).** Seismically active structures of the Main Himalayan Thrust revealed before, during and after the 2015 Mw 7.9 Gorkha earthquake in Nepal. *Geophysical Journal International*, 232(1), 451-471.
- Agurto-Detzel, H., Font, Y., Charvis, P., Régnier, M., Rietbrock, A., Ambrois, D., ... & Soto-Cordero, L. (2019).** Ridge subduction and afterslip control aftershock distribution of the 2016 Mw 7.8 Ecuador earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 520, 63-76.
- Akaike, H., (2011).** Akaike's information criterion. *International encyclopedia of statistical science*, 25.
- Aldersons, F. (2004).** Toward three-dimensional crustal structure of the Dead Sea region from local earthquake tomography (Doctoral dissertation, PhD thesis).
- Aldersons, F., Chiaraluce, L., Di Stefano, R., Piccinini, D., & Valoroso, L. (2009).** Automatic Detection, and P-and S-wave Picking Algorithm: an application to the 2009 L'Aquila (Central Italy) earthquake sequence. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2009, pp. U23B-0045).
- Alvarado, A., Ruiz, M., Mothes, P., Yepes, H., Segovia, M., Vaca, M., ... & Córdova, A. (2018).** Seismic, volcanic, and geodetic networks in Ecuador: Building capacity for monitoring and research. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 432-439.
- Alvizuri, C., & Hetényi, G. (2019).** Source mechanism of a lower crust earthquake beneath the Himalayas and its possible relation to metamorphism. *Tectonophysics*, 769, 128153.
- Ammon, C. J., Velasco, A. A., Lay, T., & Wallace, T. C. (2020).** *Foundations of modern global seismology*. Academic Press.
- Araujo, S., Valette, B., Potin, B., & Ruiz, M. (2021).** A preliminary seismic travel time tomography beneath Ecuador from data of the national network. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103486.

- Arrowsmith, S., Park, J., Che, I. Y., Stump, B., & Averbuch, G. (2021).** Event location with sparse data: When probabilistic global search is important. *Seismological Research Letters*, 92(2A), 976-985.
- Avouac, J. P., (2015).** From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. ,43, 233-271.
- Avouac, J. P., Ayoub, F., Leprince, S., Konca, O., & Helmberger, D. V. (2006).** The 2005, Mw 7.6 Kashmir earthquake: Sub-pixel correlation of ASTER images and seismic waveforms analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 514-528.
- Awad, M., Kiessé, T. S., Assaghir, Z., & Ventura, A. (2019).** Convergence of sensitivity analysis methods for evaluating combined influences of model inputs. *Reliability Engineering & System Safety*, 189, 109-122.
- Bai, L., Wu, Z., Zhang, T., & Kawasaki, I. (2006).** The effect of distribution of stations upon location error: Statistical tests based on the double-difference earthquake location algorithm and the bootstrap method. *Earth, Planets and Space*, 58(2), e9-e12.
- Bai, L., Li, G., Khan, N. G., Zhao, J., & Ding, L. (2017).** Focal depths and mechanisms of shallow earthquakes in the Himalayan–Tibetan region. *Gondwana Research*, 41, 390-399.
- Bai, L., Klemperer, S. L., Mori, J., Karplus, M. S., Ding, L., Liu, H., ... & Dhakal, S. (2019).** Lateral variation of the Main Himalayan Thrust controls the rupture length of the 2015 Gorkha earthquake in Nepal. *Science Advances*, 5(6), eaav0723.
- Baillard, C., Crawford, W. C., Ballu, V., Hibert, C., & Mangeney, A. (2014).** An automatic kurtosis-based P-and S-phase picker designed for local seismic networks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1), 394-409.
- Baillard, C., Lyon-Caen, H., Bollinger, L., Rietbrock, A., Letort, J., & Adhikari, L. B. (2017).** Automatic analysis of the Gorkha earthquake aftershock sequence: Evidences of structurally segmented seismicity. *Geophysical Journal International*, 209(2), 1111-1125.
- Bakhshi, A., Chalup, S., Harimi, A., & Mirhassani, S. M. (2020).** Recognition of emotion from speech using evolutionary cepstral coefficients. *Multimedia Tools and Applications*, 79(47), 35739-35759.
- Baques, M., De Barros, L., Godano, M., Jomard, H., Duverger, C., Courboulex, F., & Larroque, C. (2021).** Complex behaviour highlighted by earthquake aftershock and swarm sequences in Ubaye Region (French Western Alps). In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (pp. EGU21-5034).
- Baranowski, J., Armbruster, J., Seeber, L (1984).** Focal depths and fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Himalaya, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.*, 89(B8), 6918-6928.
- Barazangi, M., & Isacks, B. L. (1976).** Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11), 686-692.
- Bassin, C. (2000).** The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *Eos Trans. AGU*, 81, F897.
- Bastias, C. A., Charrier, R., Millacura, C. V., Aguirre, L., Herve, F., & Farias, M. A. (2021).** Influence of Geological Processes in the Cosmivision of the Mapuche Native People in South Central Chile. *Earth Sciences History*, 40(2), 581-606.
- Benoit, A. MsC thesis. (2014).** Apport de la micro-sismicité à l'étude des grands chevauchements himalayens, CEA, France.
- Bettinelli, P., Avouac, J. P., Flouzat, M., (2006).** Plate motion of India and interseismic strain in the Nepal Himalaya from GPS and DORIS measurements, *Journal of Geodesy.*, 80(8-11), 567-589.

- Beucler, É., Bonnin, M., Hourcade, C., van Vliet-Lanoë, B., Perrin, C., Provost, L., ... & Authemayou, C. (2021).** Characteristics and possible origins of the seismicity in northwestern France. *Comptes Rendus. Géoscience*, 353(S1), 53-77.
- Bilham, R., Gaur, V. K., Molnar, P., (2001).** Himalayan seismic hazard, *Science.*, 293(5534), 1442-1444.
- Bilham, R., (2019).** Himalayan earthquakes: a review of historical seismicity and early 21st century slip potential, Geological Society, London, Special Publications., 483(1), 423-482.
- Billings, S. D., Sambridge, M. S., & Kennett, B. L. N. (1994).** Errors in hypocenter location: picking, model, and magnitude dependence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6), 1978-1990.
- Blandford, R. (1977).** Discrimination between earthquakes and underground explosions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 5, 111.
- Blandford, R. R. (1982).** Seismic event discrimination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6B), S69-S87.
- Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., & Shapiro, S. A. (2014).** High-resolution image of the North Chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. *Geophysical Journal International*, 197(3), 1744-1749.
- Bogert, B. (1963).** The quefreny analysis of time series for echoes: cepstrum, pseudo-autocovariance, cross-cepstrum and saphe cracking. In *Proc. Symposium on Time Series Analysis, 1963*. John Wiley & Sons.
- Bollinger, L., Avouac, J. P., Cattin, R., (2004).** Stress buildup in the Himalaya, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.*, 109(B11).
- Bollinger, L., Sapkota, S. N., Tapponnier, P., (2014).** Estimating the return times of great Himalayan earthquakes in eastern Nepal: Evidence from the Patu and Bardibas strands of the Main Frontal Thrust, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 119(9), 7123-7163.
- Bondár, I., Myers, S. C., Engdahl, E. R., & Bergman, E. A. (2004.a).** Epicentre accuracy based on seismic network criteria. *Geophysical Journal International*, 156(3), 483-496.
- Bondár, I., Engdahl, E. R., Yang, X., Ghalib, H. A., Hofstetter, A., Kirichenko, V., ... & McLaughlin, K. (2004.b).** Collection of a reference event set for regional and teleseismic location calibration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(4), 1528-1545.
- Bondár, I., & McLaughlin, K. (2009.a).** Seismic location bias and uncertainty in the presence of correlated and non-Gaussian travel-time errors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), 172-193.
- Bondár, I., & McLaughlin, K. L. (2009.b).** A new ground truth data set for seismic studies. *Seismological Research Letters*, 80(3), 465-472.
- Bondár, I., & Storchak, D. (2011).** Improved location procedures at the International Seismological Centre. *Geophysical Journal International*, 186(3), 1220-1244.
- Bondár, I., Engdahl, E. R., Villaseñor, A., Harris, J., & Storchak, D. (2015).** ISC-GEM: Global instrumental earthquake catalogue (1900–2009), II. Location and seismicity patterns. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 2-13.
- Bondar, I., Myers, S., & Engdahl, E. R. (2014).** Earthquake location.
- Bondár, I., Steed, R., Roch, J., Bossu, R., Heinloo, A., Saul, J., & Strollo, A. (2020).** Accurate Locations of Felt Earthquakes Using Crowdsourced Detections. *Frontiers in Earth Science*, 8, 272.

- Bonner, J. L., Reiter, D. T., & Shumway, R. H. (2002).** Application of a cepstral F statistic for improved depth estimation. *Bulletin of the seismological Society of America*, 92(5), 1675-1693.
- Bonner, J. L., Stroujkova, A., & Anderson, D. (2011).** Determination of Love-and Rayleigh-wave magnitudes for earthquakes and explosions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6), 3096-3104.
- Boullier, A. M., France-Lanord, C., Dubessy, J., (1991).** Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal), *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 107(3), 358-372.
- Bowers, D. (2001).** Interpretation of P seismograms from shallow undersea earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(3), 628-631.
- Bratt, S. R., & Bache, T. C. (1988).** Locating events with a sparse network of regional arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(2), 780-798.
- Buland, R. (1976).** The mechanics of locating earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(1), 173-187.
- Bürgmann, R., Kogan, M. G., Steblov, G. M., (2005).** Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone, *Journal of Geophysical Research.* ,110, B07405.
- Burtin, A., Bollinger, L., Vergne, J., (2007).** Spatial and Continuous Observations of Stream Hydrodynamics and Bedload Transport From Spectral Analysis of River Induced Seismic Noise, *AGUFM.* , H51E-0793.
- Burtin, A., Bollinger, L., Cattin, R., (2009).** Spatiotemporal sequence of Himalayan debris flow from analysis of high-frequency seismic noise, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface.* , 114(F4).
- Cahill, T., & Isacks, B. L. (1986).** An apparent double-planed Benioff Zone beneath northern Chile resulting from misidentification of reflected phases. *Geophysical Research Letters*, 13(4), 333-336.
- Cahill, T., & Isacks, B. L. (1992).** Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17503-17529.
- Campolongo, F., Cariboni, J., & Saltelli, A. (2007).** An effective screening design for sensitivity analysis of large models. *Environmental modelling & software*, 22(10), 1509-1518.
- Cattin, R., Avouac, J. P., (2000).** Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.*, 105(B6), 13389-13407.
- Causse, M., Cornou, C., Maufroy, E., Grasso, J. R., Baillet, L., & El Haber, E. (2021).** Exceptional ground motion during the shallow Mw 4.9 2019 Le Teil earthquake, France. *Communications Earth & Environment*, 2(1), 1-9.
- Červený, V., & Soares, J. E. P. (1992).** Fresnel volume ray tracing. *Geophysics*, 57(7), 902-915.
- Cesca, S., Letort, J., Razafindrakoto, H. N., Heimann, S., Rivalta, E., Isken, M. P., ... & Dahm, T. (2020).** Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation. *Nature Geoscience*, 13(1), 87-93.
- Chen, W.P., Molnar, P., (1977).** Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in central Asia. *Journal of Geophysical Research.* , 82(20), 2945-2969.
- Chiarabba, C., & Amato, A. (1996).** Crustal velocity structure of the Apennines (Italy) from P-wave travel time tomography.
- Chiarabba, C., & De Gori, P. (2016).** The seismogenic thickness in Italy: constraints on potential magnitude and seismic hazard. *Terra Nova*, 28(6), 402-408.

- Cleary, J., & Hales, A. L. (1966).** An analysis of the travel times of P waves to North American stations, in the distance range 32 to 100. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 56(2), 467-489.
- Comte, D., & Suárez, G. (1995).** Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes. *Geophysical Journal International*, 122(2), 419-440.
- Comte, D., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Haessler, H., Rivera, L., ... & Meneses, C. (1999).** A double-layered seismic zone in Arica, northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 26(13), 1965-1968.
- Cornou, C., Ampuero, J. P., Aubert, C., Audin, L., Baize, S., Billant, J., ... & 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), 1-23.
- Craig, T. J. (2019).** Accurate depth determination for moderate-magnitude earthquakes using global teleseismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(2), 1759-1780.
- Craw, D., (1990).** Fluid evolution during uplift of the Annapurna Himal, central Nepal, *Lithos* ., 24(2), 137-150.
- Dai, H., & MacBeth, C. (1995).** Automatic picking of seismic arrivals in local earthquake data using an artificial neural network. *Geophysical journal international*, 120(3), 758-774.
- Dal Zilio, L., Van Dinther, Y., Gerya, T., (2019).** Bimodal seismicity in the Himalaya controlled by fault friction and geometry, *Nature Communications*. , 10(1), 1-11.
- Dal Zilio, L., Jolivet, R., Van Dinther, Y., (2020).** Segmentation of the Main Himalayan Thrust illuminated by Bayesian inference of interseismic coupling, *Geophysical Research Letters*. , 47(4), e2019GL086424.
- De Barros, L., Baques, M., Godano, M., (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*.
- De Barros, L., Cappa, F., Deschamps, A., (2020).** Imbricated Aseismic Slip and Fluid Diffusion Drive a Seismic Swarm in the Corinth Gulf, Greece, *Geophysical Research Letters*. , 47(9), e2020GL087142.
- DeCelles, P. G., Robinson, D. M., Quade, J., (2001).** Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal, *Tectonics*. , 20(4), 487-509.
- Delouis, B., Oral, E., Menager, M., Ampuero, J. P., Trilla, A. G., Régnier, M., & 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), 1-24.
- Di Giacomo, D., & Storchak, D. A. (2016).** A scheme to set preferred magnitudes in the ISC Bulletin. *Journal of Seismology*, 20(2), 555-567.
- Di Giacomo, D., Engdahl, E. R., & Storchak, D. A. (2018).** The ISC-GEM earthquake catalogue (1904–2014): status after the extension project. *Earth System Science Data*, 10(4), 1877-1899.
- Di Stefano, R., Aldersons, F., Kissling, E., Baccheschi, P., Chiarabba, C., & Giardini, D. (2006).** Automatic seismic phase picking and consistent observation error assessment: application to the Italian seismicity. *Geophysical Journal International*, 165(1), 121-134.
- Diehl, T., Deichmann, N., Kissling, E., & Husen, S. (2009).** Automatic S-wave picker for local earthquake tomography. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3), 1906-1920.
- Diehl, T., Kissling, E., & Bormann, P. (2012).** Tutorial for consistent phase picking at local to regional distances. In *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)* (pp. 1-21). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.

- Diehl, T., Kissling, E., Herwegh, M., & Schmid, S. M. (2021).** Improving Absolute Hypocenter Accuracy With 3D Pg and Sg Body-Wave Inversion Procedures and Application to Earthquakes in the Central Alps Region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(12), e2021JB022155.
- Diehl, T., Kissling, E., Husen, S., Aldersons, F. (2009).** Consistent phase picking for regional tomography models: application to the greater Alpine region, *Geophys. J. Int.* 176, 542–554.
- Diehl, T., Kraft, T., Kissling, E., & Wiemer, S. (2017.a).** The induced earthquake sequence related to the St. Gallen deep geothermal project (Switzerland): Fault reactivation and fluid interactions imaged by microseismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(9), 7272-7290.
- Diehl, T., Singer, J., Hetényi, G., Grujic, D., Clinton, J., Giardini, D., ... & GANSSER Working Group. (2017.b).** Seismotectonics of Bhutan: Evidence for segmentation of the Eastern Himalayas and link to foreland deformation. *Earth and Planetary Science Letters*, 471, 54-64.
- Dorbath, C., Gerbault, M., Carlier, G., & Guiraud, M. (2008).** Double seismic zone of the Nazca plate in northern Chile: High-resolution velocity structure, petrological implications, and thermomechanical modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(7).
- Douglas, A. (1967).** Joint epicentre determination. *Nature*, 215(5096), 47-48.
- Douglas, A. (1981).** Seismic source identification: a review of past and present research efforts. Identification of seismic sources—earthquake or underground explosion, 1-48.
- Dreger, D., Uhrhammer, R., Pasyanos, M., Franck, J., & Romanowicz, B. (1998).** Regional and far-regional earthquake locations and source parameters using sparse broadband networks: A test on the Ridgecrest sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(6), 1353-1362.
- Duverger, C., Godano, M., Bernard, P., (2015).** The 2003–2004 seismic swarm in the western Corinth rift: Evidence for a multiscale pore pressure diffusion process along a permeable fault system, *Geophysical Research Letters*, 42(18), 7374-7382.
- Duverger, C., Mazet-Roux, G., Bollinger, L., Trilla, A. G., Vallage, A., Hernandez, B., & Cansi, Y. (2021).** A decade of seismicity in metropolitan France (2010–2019): the CEA/LDG methodologies and observations Une décennie de sismicité en France métropolitaine (2010–2019): les méthodes et observations du CEA/LDG. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 192(1).
- Dziewonski, A. M., Chou, T.-A., Woodhouse, J.H., (1981).** Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852. doi:10.1029/JB086iB04p02825
- Eberhart-Phillips, D., Bannister, S., & Reyners, M. (2017).** Deciphering the 3-D distribution of fluid along the shallow Hikurangi subduction zone using P- and S-wave attenuation. *Geophysical Journal International*, 211(2), 1032-1045.
- Efron, B. (1982).** The jackknife, the bootstrap and other resampling plans. Society for industrial and applied mathematics.
- Efron, B., & Tibshirani, R. J. (1994).** An introduction to the bootstrap. CRC press.
- Ekström, G., Nettles, M., Dziewonski, A.M., (2012).** The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002
- Ellsworth, W. L., & Roecker, S. W. (1981).** Sensitivity of the earthquake location problem to network geometry. *Region of Central Asia*, 57.

- Engdahl, E. R., & Billington, S. (1986).** Focal depth determination of central Aleutian earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(1), 77-93.
- Engdahl, E. R., van der Hilst, R., & Buland, R. (1998).** Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 722-743.
- Engdahl, E. R. (2006).** Application of an improved algorithm to high precision relocation of ISC test events. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 158(1), 14-18.
- Engdahl, E. R., Di Giacomo, D., Sakarya, B., Gkarlaoui, C. G., Harris, J., & Storchak, D. A. (2020).** ISC-EHB 1964–2016, an improved data set for studies of Earth structure and global seismicity. *Earth and Space Science*, 7(1), e2019EA000897.
- Evernden, J. F. (1969).** Precision of epicenters obtained by small numbers of world-wide stations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(3), 1365-1398.
- Evernden, J. F. (1970).** Study of regional seismicity and associated problems. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(2), 393-446.
- Fan, J., & Zhao, D. (2021).** Subslab heterogeneity and giant megathrust earthquakes. *Nature Geoscience*, 14(5), 349-353.
- Fan, S., Murphy, M. A., (2020).** Three-dimensional strain accumulation and partitioning in an arcuate orogenic wedge: An example from the Himalaya, *Geological Society of America Bulletin*.
- Félix, G., & Joël, S. (2008).** Mythes et mythologies.
- Flinn, E. A. (1965).** Confidence regions and error determinations for seismic event location. *Reviews of Geophysics*, 3(1), 157-185.
- Florez, M. A., & Prieto, G. A. (2017).** Precise relative earthquake depth determination using array processing techniques. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(6), 4559-4571.
- Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., & Theunissen, T. (2013).** Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model. *Geophysical Journal International*, 193(1), 263-286.
- Ford, S. R., Dreger, D. S., & Walter, W. R. (2009).** Identifying isotropic events using a regional moment tensor inversion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).
- Ford, S. R., Walter, W. R., & Dreger, D. S. (2012).** Event discrimination using regional moment tensors with teleseismic-P constraints. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(2), 867-872.
- Gaebler, P. J., & Ceranna, L. (2021).** Performance of the International Monitoring System seismic network based on ambient seismic noise measurements. *Pure and Applied Geophysics*, 178(7), 2419-2436.
- Gallego Silva, M. (2003).** Discurso sobre los terremotos. *Revista de Ingeniería*, (18), 71-84.
- Garcia, D., Arostegui, I., & Prellezo, R. (2019).** Robust combination of the Morris and Sobol methods in complex multidimensional models. *Environmental Modelling & Software*, 122, 104517.
- Garmany, J. (1989).** Accumulations of melt at the base of young oceanic crust. *Nature*, 340(6235), 628-632.
- Gehl, P., Ulrich, T., Rohmer, J., Negulescu, C., Ducellier, A., & Douglas, J. (2013).** Ranking of epistemic uncertainties in scenario-based seismic risk evaluations. In *11th International Conference on Structural Safety & Reliability: ICOSSAR 2013* (pp. 1-7).

- Geiger, L. (1910).** Herdbestimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten. Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch Physikalische Klasse, 331-349. (In 1912 translated to English by Peebles, F. W. L., and Corey, A. H.:
- Geiger, L. (1912).** Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. Bulletin St. Louis University, 8, 60-71).
- Gesret, A., Desassis, N., Noble, M., Romary, T., & Maisons, C. (2015).** Propagation of the velocity model uncertainties to the seismic event location. *Geophysical Journal International*, 200(1), 52-66.
- Ghazoui, Z., Bertrand, S., Vanneste, K., (2019).** Potentially large post-1505 AD earthquakes in western Nepal revealed by a lake sediment record, *Nature communications*. 10(1), 1-9.
- Gibbons, S. J., Chaves, E. J., & Fisk, M. (2022).** The 27 February 2022 Lop Nor Earthquake: Detectability, Location, and Discrimination. *The Seismic Record*, 2(2), 137-147.
- Gilbert, F., & Dziewonski, A. M. (1975).** An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 278(1280), 187-269.
- Girault, F., Bollinger, L., Battarai, M., (2014).** Large-scale organization of carbon dioxide discharge in the Nepal Himalayas, *Geophysical Research Letters*., 41(18), 6358-6366.
- Gomberg, J. S., Shedlock, K. M., & Roecker, S. W. (1990).** The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(6A), 1605-1628.
- Gounon, A., Letort, J., Cotton, F., Weatherill, G., Sylvander, M., & Latour, S. (2022).** Improving depth estimations of African earthquakes using teleseismic data, and influence for the East-African rift seismic hazard characterization. *Geophysical Journal International*, 228(1), 447-460.
- Grandin, R., Vallée, M., Satriano, C., (2015).** Rupture process of the Mw= 7.9 2015 Gorkha earthquake (Nepal): Insights into Himalayan megathrust segmentation, *Geophysical Research Letters*., 42(20), 8373-8382.
- Guilhem Trilla, A., Dupont, A., & Menager, M. (2019).** Feasibility analysis and Implementation of a Rapid Moment Tensor Algorithm (GRiD MT) for Earthquake Monitoring and Tsunami Warning at French Tsunami Warning Center. In *AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2019, pp. S53G-0555)*.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. Y. (1999).** Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255-270.
- Harvey, J. E., Burbank, D. W., Bookhagen, B., (2015).** Along-strike changes in Himalayan thrust geometry: Topographic and tectonic discontinuities in western Nepal, *Lithosphere*., 7(5), 511-518.
- Herman, J. D., Kollat, J. B., Reed, P. M., & Wagener, T. (2013).** Method of Morris effectively reduces the computational demands of global sensitivity analysis for distributed watershed models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(7), 2893-2903.
- Herman, J. D., Reed, P. M., & Wagener, T. (2013).** Time-varying sensitivity analysis clarifies the effects of watershed model formulation on model behavior. *Water Resources Research*, 49(3), 1400-1414.
- Herman, J., & Usher, W. (2017).** SALib: An open-source Python library for sensitivity analysis. *Journal of Open Source Software*, 2(9), 97.
- Herman, M. W., Furlong, K. P., Govers, R., (2018).** The accumulation of slip deficit in subduction zones in the absence of mechanical coupling: implications for the behavior of megathrust earthquakes, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*., 123(9), 8260-8278.

- Hetényi, G., Cattin, R., Brunet, F., Bollinger, L., Vergne, J., Nábělek, J. L., & Diament, M. (2007).** Density distribution of the India plate beneath the Tibetan plateau: Geophysical and petrological constraints on the kinetics of lower-crustal eclogitization. *Earth and Planetary Science Letters*, 1(264), 226-244.
- Heyburn, R., & Bowers, D. (2008).** Earthquake depth estimation using the F trace and associated probability. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 18-35.
- Hinzen, K. G., Krummel, H., Weber, B., & Fleischer, C. (2022).** Forensic view on two Raspberry Shake burglargrams. *Journal of Seismology*, 26(5), 863-873.
- Holtkamp, S., Brudzinski, M. R., (2014).** Megathrust earthquake swarms indicate frictional changes which delimit large earthquake ruptures, *Earth and Planetary Science Letters.*, 390, 234-243.
- Hoskins, M. C., Meltzer, A., Font, Y., Agurto-Detzel, H., Vaca, S., Rolandone, F., ... & Rietbrock, A. (2021).** Triggered crustal earthquake swarm across subduction segment boundary after the 2016 Pedernales, Ecuador megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 553, 116620.
- Hossler, T., Bollinger, L., Sapkota, S.N., (2016).** Surface ruptures of large Himalayan earthquakes in western Nepal : Evidence along a reactivated strand of the Main Boundary Thrust, *Earth and Planetary Science Letters.* ,434, 187-196.
- Hoste-Colomer, R., Bollinger, L., Lyon-Caen, H.,(2017).** Lateral structure variations and transient swarm revealed by seismicity along the Main Himalayan Thrust north of Kathmandu, *Tectonophysics.* , 714, 107-116.
- Hoste-Colomer, R., Bollinger, L., Lyon-Caen, H., (2018).** Lateral variations of the midcrustal seismicity in western Nepal: Seismotectonic implications, *Earth and Planetary Science Letters.* , 504, 115-125.
- Hubbard, J., Almeida, R., Foster, A., Sapkota, S. N., Bürgi, P., & Tapponnier, P. (2016).** Structural segmentation controlled the 2015 Mw 7.8 Gorkha earthquake rupture in Nepal. *Geology*, 44(8), 639-642.
- Hupe, P., Ceranna, L., Le Pichon, A., Matoza, R. S., & Mialle, P. (2022).** International Monitoring System infrasound data products for atmospheric studies and civilian applications. *Earth System Science Data*, 14(9), 4201-4230.
- Husebye, E. S., Matveeva, T., & Fedorenko, Y. V. (2013).** Focal-depth estimation using Pn-coda phases including pP, sP, and PmP. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3), 1771-1783.
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E., & Asch, G. (1999).** Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network. *Geophysical Journal International*, 138(3), 687-701.
- Husen, S., Kissling, E., Deichmann, N., Wiemer, S., Giardini, D., & Baer, M. (2003).** Probabilistic earthquake location in complex three-dimensional velocity models: Application to Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Husen, S., Diehl, T., Kissling, E. (2009).** The effects of data quality in local earthquake tomography: Application to the Alpine region. *Geophysics*, 74, WCB71-WCB79.
- Husen, S., & Hardebeck, J. (2010).** Earthquake location accuracy. *CORSSA*.
- Husen, S., Kissling, E., & Clinton, J. F. (2011).** Local and regional minimum 1D models for earthquake location and data quality assessment in complex tectonic regions: application to Switzerland. *Swiss Journal of Geosciences*, 104(3), 455-469.
- Iooss, B., & Lemaître, P. (2015).** A review on global sensitivity analysis methods. *Uncertainty management in simulation-optimization of complex systems*, 101-122.

- Israelsson, H. (1994).** Stacking of waveforms for depth estimation. Center for Seismic Studies Final Report C95-02.
- Iwanaga, T., Usher, W., & Herman, J. (2022).** Toward SALib 2.0: Advancing the accessibility and interpretability of global sensitivity analyses. *Socio-Environmental Systems Modelling*, 4, 18155-18155.
- Jordan, T. H., & Sverdrup, K. A. (1981).** Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the south-central Pacific. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4), 1105-1130.
- Jouanne, F., Gajurel, A., Mugnier, J. L., (2019). Postseismic deformation following the April 25, 2015 Gorkha earthquake (Nepal): Afterslip versus viscous relaxation, *Journal of Asian Earth Sciences*. , 176, 105-119.
- Kang, W.-J., Shiu, J.-R., Cheng, C.-K., Lai, J.-S., Tsao, H.-W., and Kuo, T.-S.: The application of cepstral coefficients and maximum likelihood method in EMG pattern recognition [movements classification], *IEEE Trans. Biomed. Eng.*, 42, 777–785, 1995.
- Karasözen, E., & Karasözen, B. (2020). Earthquake location methods. *GEM-International Journal on Geomathematics*, 11(1), 1-28.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125-131.
- Kennett, B. L. N. (2005). *Seismological tables: ak135*. Research School of Earth Sciences, Australian National University Canberra, Australia, 1-289.
- Kennett, B. L. N., & Engdahl, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429-465.
- Kennett, B. L., Engdahl, E. R., & Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108-124.
- Kim, W. Y., Richards, P. G., Schaff, D., Jo, E., & Ryoo, Y. (2018). Identification of seismic events on and near the North Korean test site after the underground nuclear test explosion of 3 September 2017. *Seismological Research Letters*, 89(6), 2120-2130.
- Kissling, E. (1988). Geotomography with local earthquake data. *Reviews of Geophysics*, 26(4), 659-698.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D., & Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10), 19635-19646.
- Kissling, E., Kradolfer, U., & Maurer, H. (1995). *Program VELEST user's guide-Short Introduction*. Institute of Geophysics, ETH Zurich.
- Klein, F. W. (2002). *User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes (No. 2002-171)*. US Geological Survey.
- Korger, E. I. M., & Schlindwein, V. (2012). Performance of localization algorithms for teleseismic mid-ocean ridge earthquakes: the 1999 Gakkel Ridge earthquake swarm and its geological interpretation. *Geophysical Journal International*, 188(2), 613-625.
- Kucherenko, S., Delpuech, B., Iooss, B., & Tarantola, S. (2015). Application of the control variate technique to estimation of total sensitivity indices. *Reliability Engineering & System Safety*, 134, 251-259.
- Kufner, S. K., Kakar, N., Bezada, M., Bloch, W., Metzger, S., Yuan, X., ... & Schurr, B. (2021). The Hindu Kush slab break-off as revealed by deep structure and crustal deformation. *Nature communications*, 12(1), 1685-1685.

- Kurashimo, E., Sato, H., Sakai, S. I., (2019). The 2015 Gorkha earthquake: Earthquake reflection imaging of the source fault and connecting seismic structure with fault slip behavior, *Geophysical Research Letters*, 46(6), 3206-3215.
- Lahmiri, S., Tadj, C., Gargour, C., and Bekiros, S.: Characterization of infant healthy and pathological cry signals in cepstrum domain based on approximate entropy and correlation dimension, *Chaos Solitons Fractals*, 143, 110639, 2021.
- Lahr, J. C. (1999). HYPOELLIPSE: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern (p. 119). Reston: US Geological Survey.
- Laporte, M., Bollinger, L., Lyon-Caen, H., Hoste-Colomer, R., Duverger, C., Letort, J., ... & Adhikari, L. B. (2021). Seismicity in far western Nepal reveals flats and ramps along the Main Himalayan Thrust. *Geophysical Journal International*, 226(3), 1747-1763.
- Lavé, J., Avouac, J. P., (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 105(B3), 5735-5770.
- Lawson, C. L., & Hanson, R. J. (1995). Solving least squares problems. Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Lee, W. H. K., & Lahr, J. C. (1972). HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes (p. 100). US Department of the Interior, Geological Survey, National Center for Earthquake Research.
- Lemoine, A., Briole, P., Bertil, D., Roullé, A., Foumelis, M., Thinon, I., ... & Hoste Colomer, R. (2020). The 2018–2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands: seismicity and ground deformation markers of an exceptional submarine eruption. *Geophysical Journal International*, 223(1), 22-44.
- Leonard, M. (2000). Comparison of manual and automatic onset time picking. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1384-1390.
- Letort, J., Bollinger, L., Lyon-Caen, H., Guilhem, A., Cano, Y., Baillard, C., & Adhikari, L. B. (2016). Teleseismic depth estimation of the 2015 Gorkha–Nepal aftershocks. *Geophysical Journal International*, 207(3), 1584-1595.
- Letort, J., Guilbert, J., Cotton, F., Bondár, I., Cano, Y., & Vergoz, J. (2015). A new, improved and fully automatic method for teleseismic depth estimation of moderate earthquakes ($4.5 < M < 5.5$): application to the Guerrero subduction zone (Mexico). *Geophysical Journal International*, 201(3), 1834-1848.
- Letort, J., Retailleau, L., Boué, P., Radiguet, M., Gardonio, B., Cotton, F., & Campillo, M. (2018). Lateral variations of the Guerrero–Oaxaca subduction zone (Mexico) derived from weak seismicity ($M_b 3.5+$) detected on a single array at teleseismic distance. *Geophysical Journal International*, 213(2), 1002-1012.
- Letort, J., Vergoz, J., Guilbert, J., Cotton, F., Sebe, O., & Cano, Y. (2014). Moderate earthquake teleseismic depth estimations: new methods and use of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization network data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(2), 593-607.
- Letort, J.: Méthodes télésismiques d'estimation de la profondeur des séismes: développements et applications, 2014.
- Li, T., Yao, J., Wu, S., Xu, M., & Tong, P. (2022). Moho complexity in southern California revealed by local PmP and teleseismic Ps waves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(2), e2021JB023033.
- Liang, B., Iwnicki, S., and Zhao, Y.: Application of power spectrum, cepstrum, higher order spectrum and neural network analyses for induction motor fault diagnosis, *Mech. Syst. Signal Process.*, 39, 342–360, 2013.

- Lin, G., & Shearer, P. (2005). Tests of relative earthquake location techniques using synthetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B4).
- Lindsey, E. O., Almeida, R., Mallick, R., (2018). Structural control on downdip locking extent of the Himalayan megathrust, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(6), 5265-5278.
- Lomax, A., & Curtis, A. (2001). Fast, probabilistic earthquake location in 3D models using oct-tree importance sampling. In *Geophys. Res. Abstr* (Vol. 3, No. 955, pp. 10-1007).
- Lomax, A., & Savvaidis, A. (2022). High-Precision Earthquake Location Using Source-Specific Station Terms and Inter-Event Waveform Similarity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(1), e2021JB023190.
- Lomax, A., Michelini, A., Curtis, A., & Meyers, R. A. (2009). Earthquake location, direct, global-search methods. *Encyclopedia of complexity and systems science*, 5, 2449-2473.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., & Berge-Thierry, C. (2000). Probabilistic earthquake location in 3D and layered models. In *Advances in seismic event location* (pp. 101-134). Springer, Dordrecht.
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3-4), 237-264.
- Lu, P., Zhang, H., Gao, L., & Comte, D. (2021). Seismic imaging of the double seismic zone in the subducting slab in Northern Chile. *Earthquake Research Advances*, 1(1), 100003.
- Matsumoto, Y., Yoshida, K., Matsuzawa, T., & Hasegawa, A. (2021). Fault-Valve Behavior Estimated From Intensive Foreshocks and Aftershocks of the 2017 M 5.3 Kagoshima Bay Earthquake Sequence, Kyushu, Southern Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(5), e2020JB020278.
- Maurer, H., & Kradolfer, U. (1996). Hypocentral parameters and velocity estimation in the western Swiss Alps by simultaneous inversion of P-and S-wave data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1A), 32-42.
- Maurer, V., Kissling, E., Husen, S., & Quintero, R. (2010). Detection of systematic errors in travel-time data using a minimum 1D model: application to Costa Rica seismic tomography. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2), 629-639.
- Maxwell, S. C. (2009, October). Assessing the impact of microseismic location uncertainties on interpreted hydraulic fracture geometries. In *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. OnePetro.
- Melton, B. S., & Bailey, L. F. (1957). Multiple signal correlators. *Geophysics*, 22(3), 565-588.
- Meltzer, A., Sarker, G., Beaudoin, B., Seeber, L., & Armbruster, J. (2001). Seismic characterization of an active metamorphic massif, Nanga Parbat, Pakistan Himalaya. *Geology*, 29(7), 651-654.
- Menager, M., Guilhem Trilla, A., & Delouis, B. (2021, December). Feasibility analysis of grid search moment tensor inversions for the rapid detection and characterization of seismic events in southeastern France: outcomes and source uncertainties. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2021, pp. S15A-0235).
- Mendiguren, J. A. (1971). Focal mechanism of a shock in the middle of the Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, 76(17), 3861-3879.
- Mendoza, M. M., Ghosh, A., Karplus, M. S., (2019). Duplex in the Main Himalayan Thrust illuminated by aftershocks of the 2015 M w 7.8 Gorkha earthquake, *Nature Geoscience*, 1-5.
- Menichelli, I., De Gori, P., Lucente, F. P., Improta, L., Valoroso, L., Baccheschi, P., ... & Chiarabba, C. (2022). Minimum 1D VP and VP/VS Models and Hypocentral Determinations in the Central Mediterranean Area. *Seismological Research Letters*.

- Metois, M., Vigny, C., Socquet, A., (2016). Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone, *Pure and Applied Geophysics.* , 173(5), 1431-1449.
- Michailos, K., Carpenter, N. S., & Hetényi, G. (2021). Spatio-temporal evolution of intermediate-depth seismicity beneath the Himalayas: Implications for metamorphism and tectonics. *Frontiers in Earth Science*, 859.
- Michelini, A., & Lomax, A. (2004). The effect of velocity structure errors on double-difference earthquake location. *Geophysical Research Letters*, 31(9).
- Miller, S. L., & Stewart, R. R. (1990). Effects of lithology, porosity and shaliness on P-and S-wave velocities from sonic logs. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 26(1-2), 94-103.
- Milne, J. (1886). *Earthquakes and other earth movements* (Vol. 56). K. Paul, Trench.
- Molnar, P., Lyon-Caen, H., (1989). Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins, *Geophysical Journal International.* , 99(1), 123-153.
- Molnar, P., (1990). A review of seismicity and the rates of active underthrusting and deformation at the Himalaya, *J. Himalayan Geol.*, 1, 131-154.
- Monsalve, G., McGovern, P., & Sheehan, A. (2009). Mantle fault zones beneath the Himalayan collision: Flexure of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 477(1-2), 66-76.
- Monsalve, G., Sheehan, A., Schulte-Pelkum, V., Rajaure, S., Pandey, M. R., & Wu, F. (2006). Seismicity and one-dimensional velocity structure of the Himalayan collision zone: Earthquakes in the crust and upper mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B10).
- Morris, M. D. (1991). Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. *Technometrics*, 33(2), 161-174.
- Mosegaard, K., & Tarantola, A. (1995). Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12431-12447.
- Murphy, J. R., & Barker, B. W. (2006). Improved focal-depth determination through automated identification of the seismic depth phases pP and sP. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4A), 1213-1229.
- Myers, S. C., Johannesson, G., & Hanley, W. (2007). A Bayesian hierarchical method for multiple-event seismic location. *Geophysical Journal International*, 171(3), 1049-1063.
- Myers, S. C., Simmons, N. A., Johannesson, G., & Matzel, E. (2015). Improved Regional and Teleseismic P-Wave Travel-Time Prediction and Event Location Using a Global 3D Velocity Model Improved Regional and Teleseismic P-Wave Travel-Time Prediction and Event Location. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(3), 1642-1660.
- Nabelek, J., Hetenyi, G., Vergne, J., (2009). Underplating in the Himalaya-Tibet Collision Zone revealed by the Hi-CLIMB experiment, *Science.* ,325(5946),1371-1374.
- Nakata, T., (1984). Tectonic landforms of several active faults in the western Nepal Himalayas, *Journal of Nepal Geological Society.* , 4, 177-200.
- Nazareth, J. J., & Hauksson, E. (2004). The seismogenic thickness of the southern California crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(3), 940-960.
- Nolet, G., & van der Lee, S. (2022). Error estimates for seismic body wave delay times in the ISC-EHB Bulletin. *Geophysical Journal International*, 231(3), 1739-1749.
- Olsen, J. E., McQuarrie, N., Robinson, D. M., (2019). Determining kinematic order and relative age of faulting via flexural-kinematic restoration: A case study in far western Nepal, *Basin Research.*, 31(6), 1153-1177.

- Oppenheim, A. V. and Schafer, R. W.: From frequency to quefrency: A history of the cepstrum, *IEEE Signal Process. Mag.*, 21, 95–106, 2004.
- Pandey, M. R. (1985). Seismic model of central and eastern lesser Himalaya of Nepal. *Journal of Nepal Geological Society*, 3, 1-11.
- Pandey, M. R., Tandukar, R. P., Avouac, J. P., Lave, J., Massot, J. P., (1995). Interseismic strain accumulation on the Himalayan crustal ramp (Nepal), *Geophysical Research Letters*. , 22(7), 751-754.
- Pandey, M. R., Tandukar, R. P., Avouac, J. P., Vergne, J., & Heritier, T. (1999). Seismotectonics of the Nepal Himalaya from a local seismic network. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(5-6), 703-712.
- Pavlis, G. L. (1986). Appraising earthquake hypocenter location errors: a complete, practical approach for single-event locations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(6), 1699-1717.
- Pavlis, G. L., & Booker, J. R. (1983). Progressive multiple event location (PMEL). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(6A), 1753-1777.
- Pearce, R. G. (1977). Fault plane solutions using relative amplitudes of P and pP. *Geophysical Journal International*, 50(2), 381-394.
- Pearce, R. G. (1980). Fault plane solutions using relative amplitudes of P and surface reflections: further studies. *Geophysical Journal International*, 60(3), 459-487.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753-10770.
- Podvin, P., & Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105(1), 271-284.
- Priestley, K., Jackson, J., & McKenzie, D. (2008). Lithospheric structure and deep earthquakes beneath India, the Himalaya and southern Tibet. *Geophysical Journal International*, 172(1), 345-362.
- Pujol, J. (1996). An integrated 3D velocity inversion—joint hypocentral determination relocation analysis of events in the Northridge area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B), S138-S155.
- Pujol, J. (2004). Earthquake location tutorial: graphical approach and approximate epicentral location techniques. *Seismological Research Letters*, 75(1), 63-74.
- Qiu, Q., Hill, E. M., Barbot, S., (2016). The mechanism of partial rupture of a locked megathrust: The role of fault morphology, *Geology*. , 44(10), 875-878.
- Randall, R. B. (2017). A history of cepstrum analysis and its application to mechanical problems. *Mechanical Systems and Signal Processing*, 97, 3-19.
- Reasenberg, P. A., (1985). FPFIT, FPLOT, and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, *US Geol. Surv. Open-File Rep.* , 85-739.
- Reid, H. F. (1910). *The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, Vol. 2, Report of the State Earthquake Investigation Commission* , Reid, H. F., Carnegie Institution of Washington Publication no. 87, 192 pp. (reprinted 1969)
- Retailleau, L., Saurel, J. M., Laporte, M., Lavyssière, A., Ferrazzini, V., Zhu, W., ... & OVPF Team. (2022). Automatic detection for a comprehensive view of mayotte seismicity. *Comptes Rendus. Géoscience*, 354(S2), 1-18.
- Richards, P. G., Waldhauser, F., Schaff, D., & Kim, W. Y. (2006). The applicability of modern methods of earthquake location. *Pure and Applied Geophysics*, 163(2), 351-372.

- Richter, C. F., (1935). An instrumental earthquake magnitude scale, *Bulletin of the seismological society of America.* , 25(1), 1-32
- Robinson, D. M., McQuarrie, N., (2012). Pulsed deformation and variable slip rates within the central Himalayan thrust belt, *Lithosphere.* , 4(5), 449-464.
- Robinson, D. M., DeCelles, P. G., & Copeland, P. (2006). Tectonic evolution of the Himalayan thrust belt in western Nepal: Implications for channel flow models. *Geological Society of America Bulletin*, 118(7-8), 865-885.
- Rohmer, J. (2015). Importance ranking of parameter uncertainties in geo-hazard assessments (Doctoral dissertation, Université de Lorraine).
- Rosenbaum, G., Sandiford, M., Caulfield, J., & Garrison, J. M. (2019). A trapdoor mechanism for slab tearing and melt generation in the northern Andes. *Geology*, 47(1), 23-26.
- Ross, Z. E., & Ben-Zion, Y. (2014). Automatic picking of direct P, S seismic phases and fault zone head waves. *Geophysical Journal International*, 199(1), 368-381.
- Ross, Z. E., Cochran, E. S., Trugman, D. T., Smith, J. D., (2020). 3D fault architecture controls the dynamism of earthquake swarms, *Science.* , 368(6497), 1357-1361.
- Rost, S., & Thomas, C. (2002). Array seismology: Methods and applications. *Reviews of geophysics*, 40(3), 2-1.
- Rost, S., & Thomas, C. (2009). Improving seismic resolution through array processing techniques. *Surveys in Geophysics*, 30(4), 271-299.
- Ryberg, T., & Haberland, C. (2019). Bayesian simultaneous inversion for local earthquake hypocentres and 1-D velocity structure using minimum prior knowledge. *Geophysical Journal International*, 218(2), 840-854.
- Saltelli, A., Aleksankina, K., Becker, W., Fennell, P., Ferretti, F., Holst, N., ... & Wu, Q. (2019). Why so many published sensitivity analyses are false: A systematic review of sensitivity analysis practices. *Environmental modelling & software*, 114, 29-39.
- Saltelli, A., Annoni, P., Azzini, I., Campolongo, F., Ratto, M., & Tarantola, S. (2010). Variance based sensitivity analysis of model output. Design and estimator for the total sensitivity index. *Computer physics communications*, 181(2), 259-270.
- Sambridge, M. S., & Kennett, B. L. (2001). Seismic event location: nonlinear inversion using a neighbourhood algorithm. *Pure and Applied Geophysics*, 158(1), 241-257.
- Sambridge, M., & Gallagher, K. (1993). Earthquake hypocenter location using genetic algorithms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(5), 1467-1491.
- Satriano, C., (2020). SourceSpec – Earthquake source parameters from S-wave displacement spectra. DOI: 10.5281/ZENODO.3688587
- Satyabala, S. P., Bilham, R. (2006). Surface deformation and subsurface slip of the 28 March 1999 Mw=6.4 west Himalayan Chamoli earthquake from InSAR analysis, *Geophysical Research Letters.*, 33(23).
- Schelling, D., Arita, K., (1991). Thrust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far-eastern Nepal Himalaya, *Tectonics.* , 10(5), 851-862.
- Schimmel, M., & Paulssen, H. (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, 130(2), 497-505.
- Schlupp, A., Sira, C., Maufroy, E., Provost, L., Dretzen, R., Bertrand, E., ... & 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.

- Schulte-Pelkum, V., Monsalve, G., Sheehan, A. F., Shearer, P., Wu, F., & Rajaure, S. (2019). Mantle earthquakes in the Himalayan collision zone. *Geology*, 47(9), 815-819.
- Schulte-Pelkum, V., Monsalve, G., Sheehan, A., (2005). Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya, *Nature*. 435(7046), 1222-1225.
- Schweitzer, J. (2001). HYPOSAT—An enhanced routine to locate seismic events. *Pure and Applied Geophysics*, 158(1), 277-289.
- Selby, N. D., Bowers, D., Douglas, A., Heyburn, R., & Porter, D. (2005). Seismic discrimination in southern Xinjiang: the 13 march 2003 lop nor earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(1), 197-211.
- Singer, J., Hetényi, G., Diehl, T., (2014). Structure of the Orogenic Wedge in the Bhutan Himalaya: First Results from the GANSSER Seismic Experiment, AGUFM .b, T21B-4573.
- Sippl, C., Schurr, B., Asch, G., & Kummerow, J. (2018). Seismicity structure of the northern Chile forearc from > 100,000 double-difference relocated hypocenters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(5), 4063-4087.
- Sippl, C., Schurr, B., John, T., & Hainzl, S. (2019). Filling the gap in a double seismic zone: Intraslab seismicity in Northern Chile. *Lithos*, 346, 105155.
- Sobol, I. M. (2001). Global sensitivity indices for nonlinear mathematical models and their Monte Carlo estimates. *Mathematics and computers in simulation*, 55(1-3), 271-280.
- Sobol, I. Y. M. (1990). On sensitivity estimation for nonlinear mathematical models. *Matematicheskoe modelirovanie*, 2(1), 112-118.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Asch, G., & Kind, R. (2011). High-resolution image of the geometry and thickness of the subducting Nazca lithosphere beneath northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B4).
- Song, T. R. A., Helmberger, D. V., Brudzinski, M. R., Clayton, R. W., Davis, P., Pérez-Campos, X., & Singh, S. K. (2009). Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern Mexico. *Science*, 324(5926), 502-506.
- Soto-Cordero, L., Meltzer, A., Bergman, E., Hoskins, M., Stachnik, J. C., Agurto-Detzel, H., ... & Ruiz, M. (2020). Structural control on megathrust rupture and slip behavior: Insights from the 2016 Mw 7.8 Pedernales Ecuador earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2), e2019JB018001.
- Spencer, C., & Gubbins, D. (1980). Travel-time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media. *Geophysical Journal International*, 63(1), 95-116.
- Stein, S., & Wiens, D. A. (1986). Depth determination for shallow teleseismic earthquakes: Methods and results. *Reviews of geophysics*, 24(4), 806-832.
- Stein, S., & Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- Stevens, V. L., Avouac, J. P., (2015). Interseismic coupling on the main Himalayan thrust, *Geophysical Research Letters*, 42(14), 5828-5837.
- Storchak, D. A., Di Giacomo, D., Bondár, I., Engdahl, E. R., Harris, J., Lee, W. H., ... & Bormann, P. (2013). Public release of the ISC—GEM global instrumental earthquake catalogue (1900–2009). *Seismological Research Letters*, 84(5), 810-815.
- Storchak, D. A., Di Giacomo, D., Engdahl, E. R., Harris, J., Bondár, I., Lee, W. H., ... & Villaseñor, A. (2015). The ISC-GEM global instrumental earthquake catalogue (1900–2009): introduction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 239, 48-63.

- Styron, R., García-Pelaez, J., & Pagani, M. (2020). CCAF-DB: The Caribbean and Central American active fault database. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(3), 831-857.
- Subedi, S., Hetényi, G., Vergne, J., (2018). Imaging the Moho and the Main Himalayan Thrust in Western Nepal with receiver functions, *Geophys. Res. Lett.*
- Subedi, S., & Hetényi, G. (2021). The representation of earthquakes in Hindu religion: a literature review to improve educational communications in Nepal. *Frontiers in Communication*, 126.
- Subedi, S., Hetényi, G., Denton, P., & Sauron, A. (2020). Seismology at school in Nepal: a program for educational and citizen seismology through a low-cost seismic network. *Frontiers in Earth Science*, 73.
- Subedi, S., Hetényi, G., Vergne, J., Bollinger, L., Lyon-Caen, H., Farra, V., ... & Gupta, R. M. (2018). Imaging the Moho and the Main Himalayan Thrust in Western Nepal with receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 45(24), 13-222.
- Tarantola, A., & Valette, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2), 219-232.
- Thély, L. (2020). *Les Grecs face aux catastrophes naturelles: Savoirs, histoire, mémoire*. École française d'Athènes.
- Thurber, C. H. (1985). Nonlinear earthquake location: theory and examples. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(3), 779-790.
- Tian, H., Kang, X. Y., Li, Y. J., and Zhang, J. N.: Fault diagnosis of gear wearing based on order cepstrum analysis, *Applied Mechanics and Materials*, 922–925, 2014.
- Tichelaar, B. W., & Ruff, L. J. (1989). How good are our best models? Jackknifing, bootstrapping, and earthquake depth. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 70(20), 593-606.
- Tichelaar, B. W., Ruff, L. J., (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B2), 2017-2037.
- Tiwari, V. M., Rajasekhar, R. P., & Mishra, D. C. (2009). Gravity anomaly, lithospheric structure and seismicity of Western Himalayan Syntaxis. *Journal of seismology*, 13(3), 363-370.
- Toledo, T., Jousset, P., Maurer, H., & Krawczyk, C. (2020). Optimized experimental network design for earthquake location problems: Applications to geothermal and volcanic field seismic networks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 391, 106433.
- Toyokuni, G., Matsuno, T., & Zhao, D. (2020). P wave tomography beneath Greenland and surrounding regions: 1. Crust and upper mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(12), e2020JB019837.
- Uhrhammer, R. A. (1982). The optimal estimation of earthquake parameters. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30(2-3), 105-118.
- Vallage, A., Bollinger, L., Champenois, J., Duverger, C., Trilla, A. G., Hernandez, B., ... & 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.
- Vassallo, R., Mugnier, J. L., Vignon, V., Malik, M. A., Jayangondaperumal, R., Srivastava, P., ... & Carcaillet, J. (2015). Distribution of the late-Quaternary deformation in northwestern Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 411, 241-252.
- Vergoz, J., Cansi, Y., Cano, Y., and Gaillard, P.: Analysis of hydroacoustic signals associated to the loss of the Argentinian ARA San Juan submarine, *Pure Appl. Geophys.*, 178, 2527–2556, 2021.

- Vignon, V. (2011). *Activité hors séquence des chevauchements dans la syntaxe nord-ouest himalayenne: apports de la modélisation analogique et quantification quaternaire par analyse morphotectonique* (Doctoral dissertation, Université de Grenoble).
- Waldhauser, F., & Ellsworth, W. L. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bulletin of the seismological society of America*, 90(6), 1353-1368.
- Weber, B., Becker, J., Hanka, W., (2007). SeisComP3—Automatic and interactive real time data processing, In *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, No. 09, pp. 219.
- Wéber, Z. (2006). Probabilistic local waveform inversion for moment tensor and hypocentral location. *Geophysical Journal International*, 165(2), 607-621.
- Weston, J., Engdahl, E. R., Harris, J., Di Giacomo, D., & Storchak, D. A. (2018). ISC-EHB: reconstruction of a robust earthquake data set. *Geophysical Journal International*, 214(1), 474-484.
- Wiens, D. A. (1989). Bathymetric effects on body waveforms from shallow subduction zone earthquakes and application to seismic processes in the Kurile trench. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B3), 2955-2972.
- Winter, K., Lombardi, D., Diaz-Moreno, A., & Bainbridge, R. (2021). Monitoring icequakes in East Antarctica with the raspberry shake. *Seismological Research Letters*, 92(5), 2736-2747.
- Wittlinger, G., Herquel, G., & Nakache, T. (1993). Earthquake location in strongly heterogeneous media. *Geophysical Journal International*, 115(3), 759-777.
- Woessner, J., J.L. Hardebeck, and E. Hauksson (2010), What is an instrumental seismicity catalog, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, doi:10.5078/corssa-38784307. Available at <http://www.corssa.or>
- Wölbern, I., Heit, B., Yuan, X., Asch, G., Kind, R., Viramonte, J., ... & Wilke, H. (2009). Receiver function images from the Moho and the slab beneath the Altiplano and Puna plateaus in the Central Andes. *Geophysical Journal International*, 177(1), 296-308.
- Wolfe, C. J. (2002). On the mathematics of using difference operators to relocate earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(8), 2879-2892.
- Woodgold, C. R.: Wide-aperture beamforming of depth phases by timescale contraction, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 165–177, 1999.
- Wu, W. N., Yen, Y. T., Hsu, Y. J., Wu, Y. M., Lin, J. Y., & Hsu, S. K. (2017). Spatial variation of seismogenic depths of crustal earthquakes in the Taiwan region: Implications for seismic hazard assessment. *Tectonophysics*, 708, 81-95.
- Yeats, R. S., Kausar, A. B., & Nakata, T. (2006). Conferees examine deadly 2005 Kashmir earthquake.
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., & Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment. *Tectonics*, 35(5), 1249-1279.
- Yule, D., Dawson, S., Lave, J., (2006). Possible evidence for surface rupture of the Main Frontal Thrust during the great 1505 Himalayan earthquake, far-western Nepal, AGUFM. S33C-05.
- Zeiler, C. P., Velasco, A. A., Anderson, D., & Pingitore, N. E. (2008, December). An Introduction to SPEAR (Seismogram Picking Error from Analyst Review). In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2008, pp. S43D-1922).

- Zeiler, C., & Velasco, A. (2012). Seismogram picking error from analyst review (SPEAR). In *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)* (pp. 1-8). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- Zeitler, P. K., Koons, P. O., Bishop, M. P., Chamberlain, C. P., Craw, D., Edwards, M. A., ... & Shroder, J. F. (2001). Crustal reworking at Nanga Parbat, Pakistan: Metamorphic consequences of thermal-mechanical coupling facilitated by erosion. *Tectonics*, 20(5), 712-728.
- Zhang, L., Zhao, L. F., Xie, X. B., He, X., & Yao, Z. X. (2022). Yield Estimation and Event Discrimination of the 4 August 2020 Beirut Chemical Explosion. *Seismological Research Letters*.
- Zhou, H. W. (1994). Rapid three-dimensional hypocentral determination using a master station method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B8), 15439-15455.
- Zhu, W., & Beroza, G. C. (2019). PhaseNet: a deep-neural-network-based seismic arrival-time picking method. *Geophysical Journal International*, 216(1), 261-273.
- Zuza, A. V., & Cao, W. (2020). Seismogenic thickness of California: Implications for thermal structure and seismic hazard. *Tectonophysics*, 782, 228426.

Annexes I

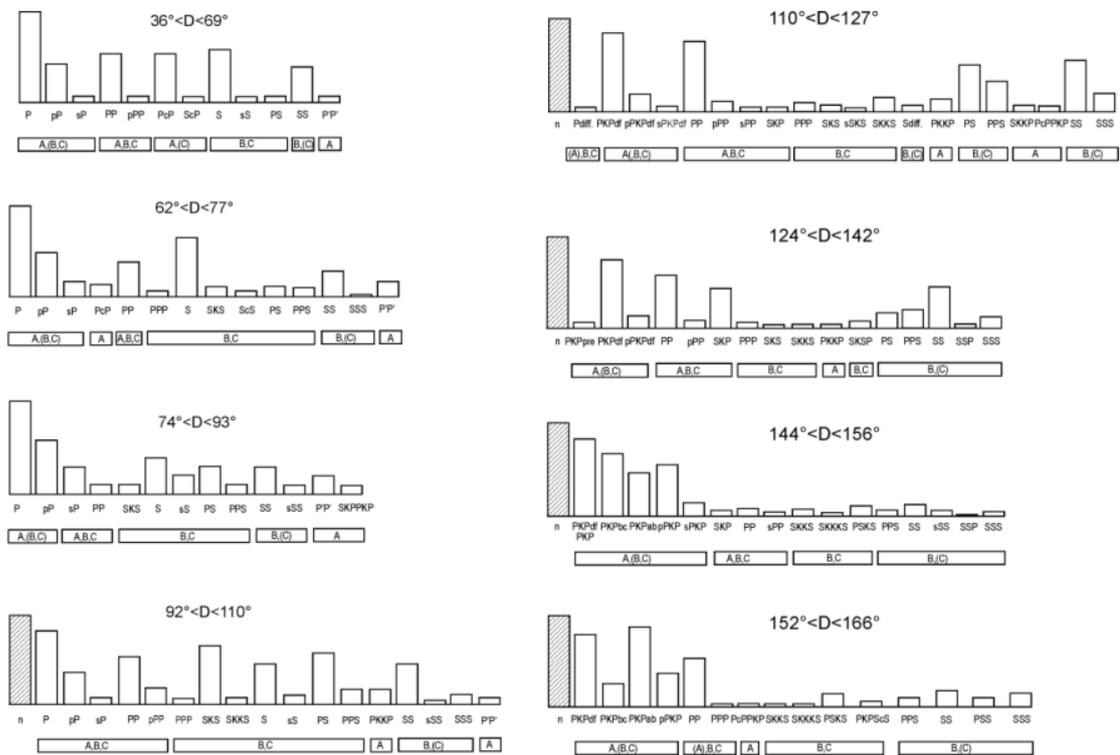


Figure A1 : (issue de Borman et al., 2014) Relative frequency of occurrence of secondary phases in standard analog records at station MOX, Germany, within the teleseismic distance range 36° to 166°. The first column relates to 100% of analyzed P-wave first arrivals or of analyzed events (hatched column), respectively. In the boxes beneath the phase columns the type of standard records is indicated in which these phases have been observed best or less frequently/clear (then record symbols in brackets). **A** – short-period; **B** – long-period LP, **C** – Kirnos SKD BB-displacement according to the respective standard seismograph types in the Willmore (1979) Manual of Seismological Observatory Practice.

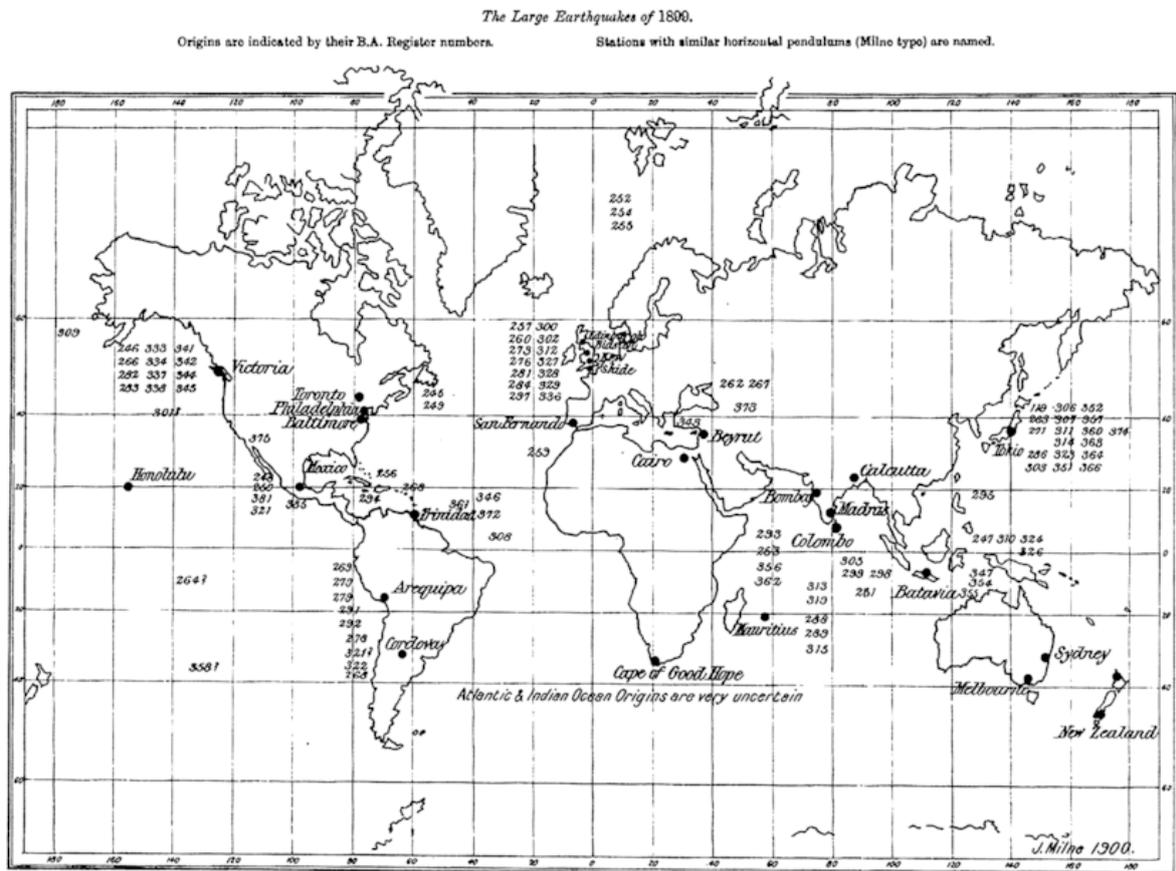


Figure A2 : (Issue de Adams., 2009) Séismes enregistrés à partir de 1800 par le réseau sismologique de la British Association for the Advancement of Science. Les stations sont caractérisées par les points noirs et les événements par un code de trois chiffres.

Annexes II

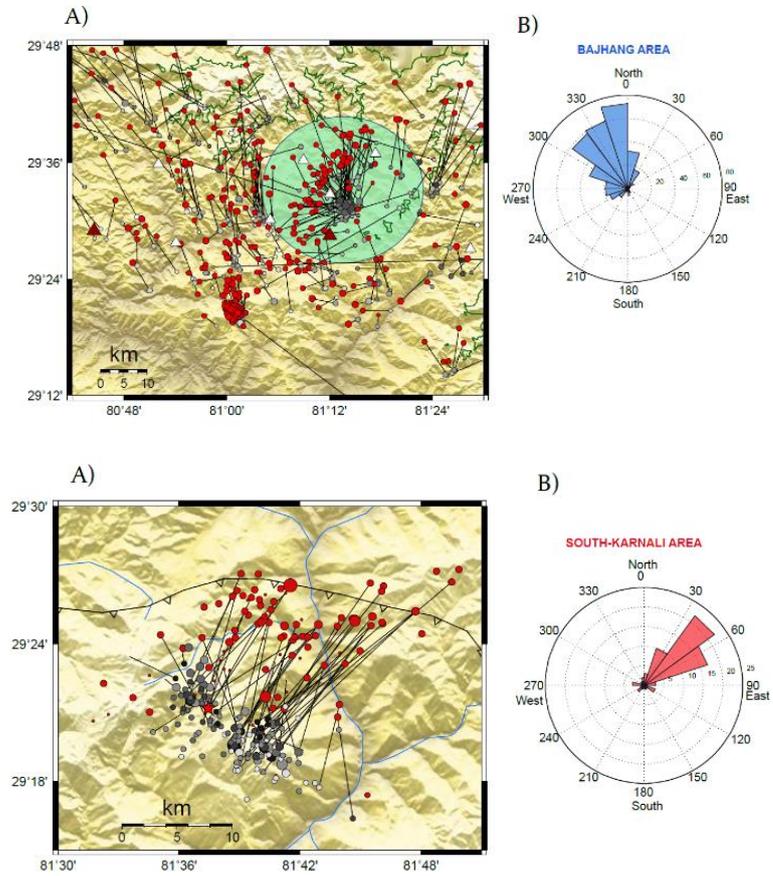


Figure A1 : (A,C) Comparaison des localisations épicentrales entre catalogues pour la zone Ouest et pour le cluster E1 dans le Nord Est.(B-D) Distribution azimuthale des biais de localisation pour la zone Ouest et pour le cluster E1 du Nord-Est, respectivement.

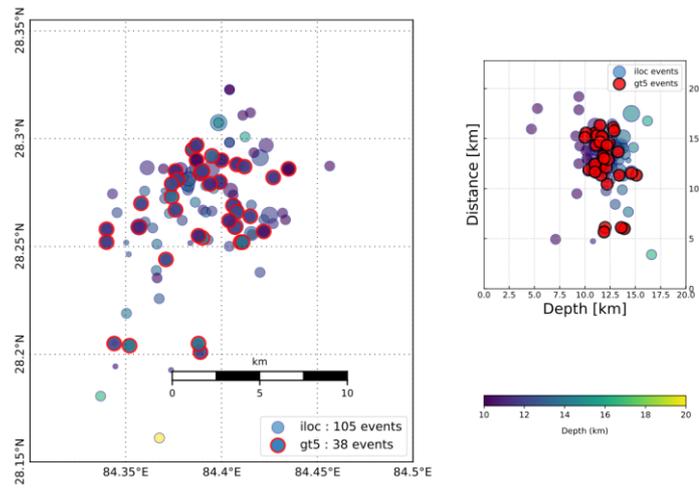


Figure A2 : Localisations des évènements dits GT5 par l'algorithme iLoc

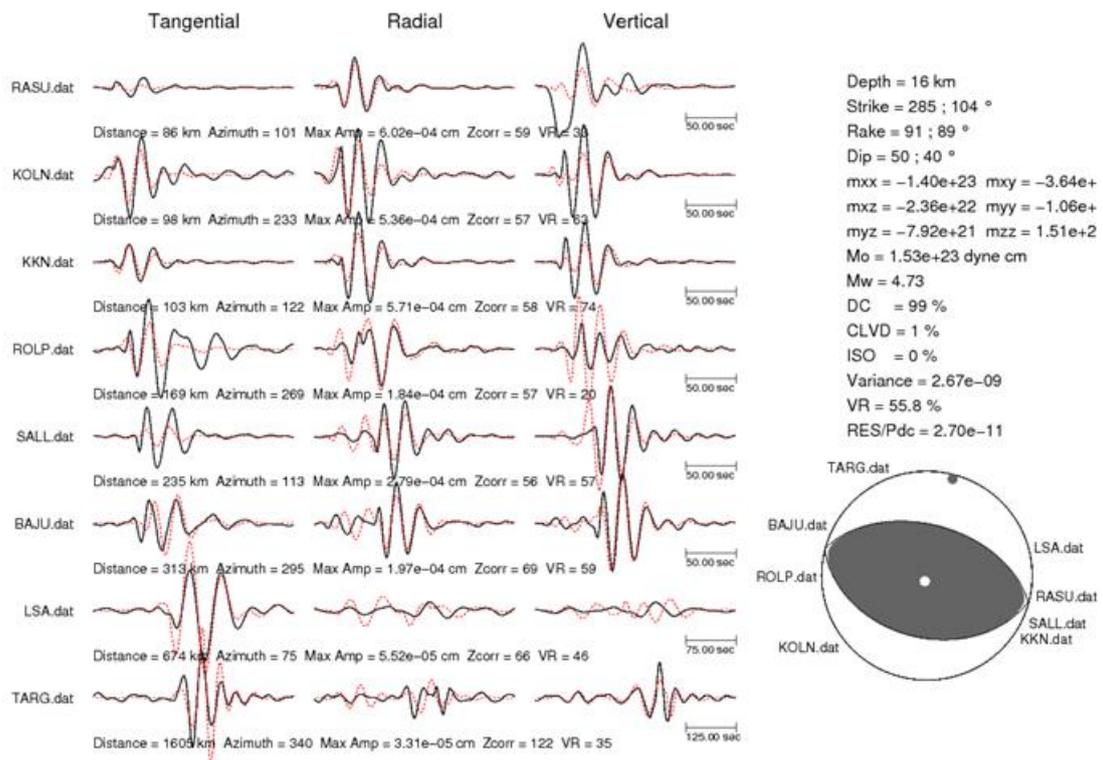


Figure A3 : Inversion régionale du tenseur des moments pour le choc principal de la crise sismique de Lamjung (Centre-Ouest Népal) par Aurélie Trilla (personal comm.)

	<i>Solution focale 1</i>				<i>Solution focale 2</i>				
	Prof. (km)	Strike (°)	Dip ¹ (°)	Rake ² (°)	Strike ³ (°)	Dip (°)	Rake (°)	DC (%)	VR (%)
Choc principal	16	104	40	89	285	50	91	99	55,8

Tableau A1 : Mécanisme au foyer solution de l'inversion du tenseur des moments réalisée par Aurélie Trilla (personal com.)

¹ Dip : angle décrivant le pendage de la faille

² Rake : angle décrivant la direction du glissement par rapport à l'horizontale

³ Strike : angle décrivant la direction du plan de faille

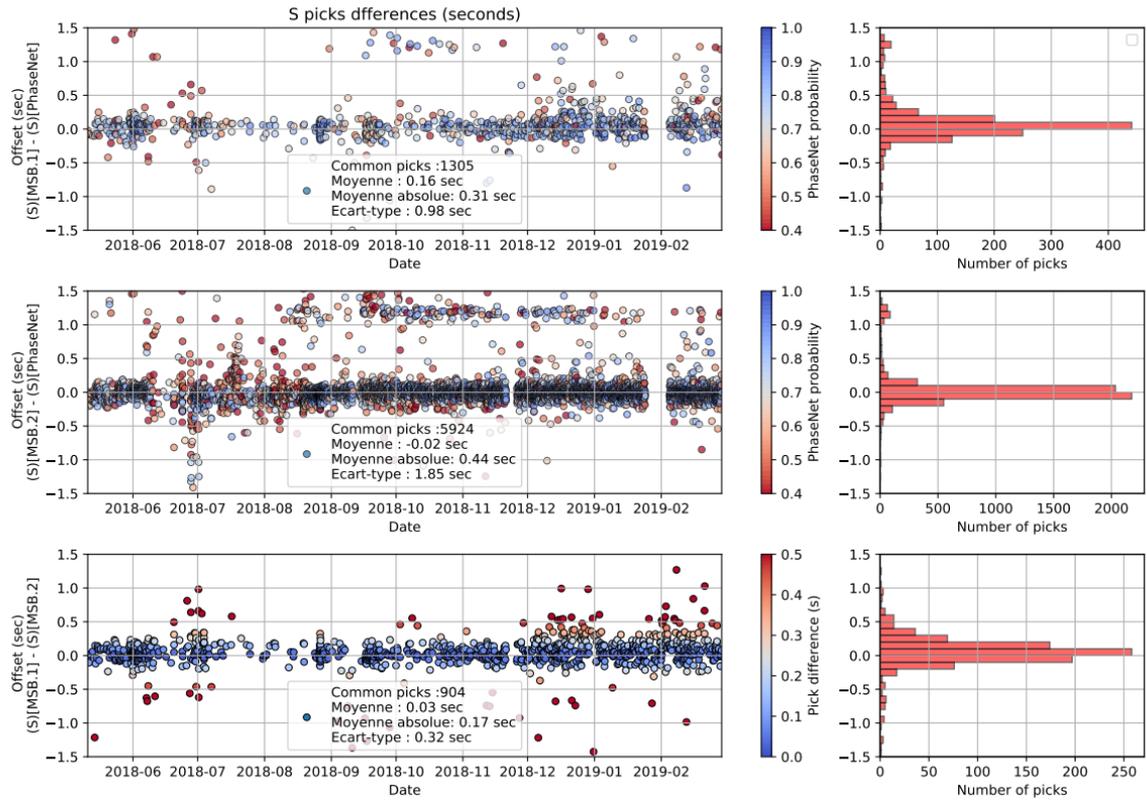


Figure A4 : Représentation des différences de pointés S (avec outliers) en fonction du temps entre les bulletins (A) BRGM et PhaseNet (B) GFZ et PhaseNet et (C) BRGM et GFZ. Pour les figures A) et B), la couleur varie en fonction de la probabilité donnée par PhaseNet.

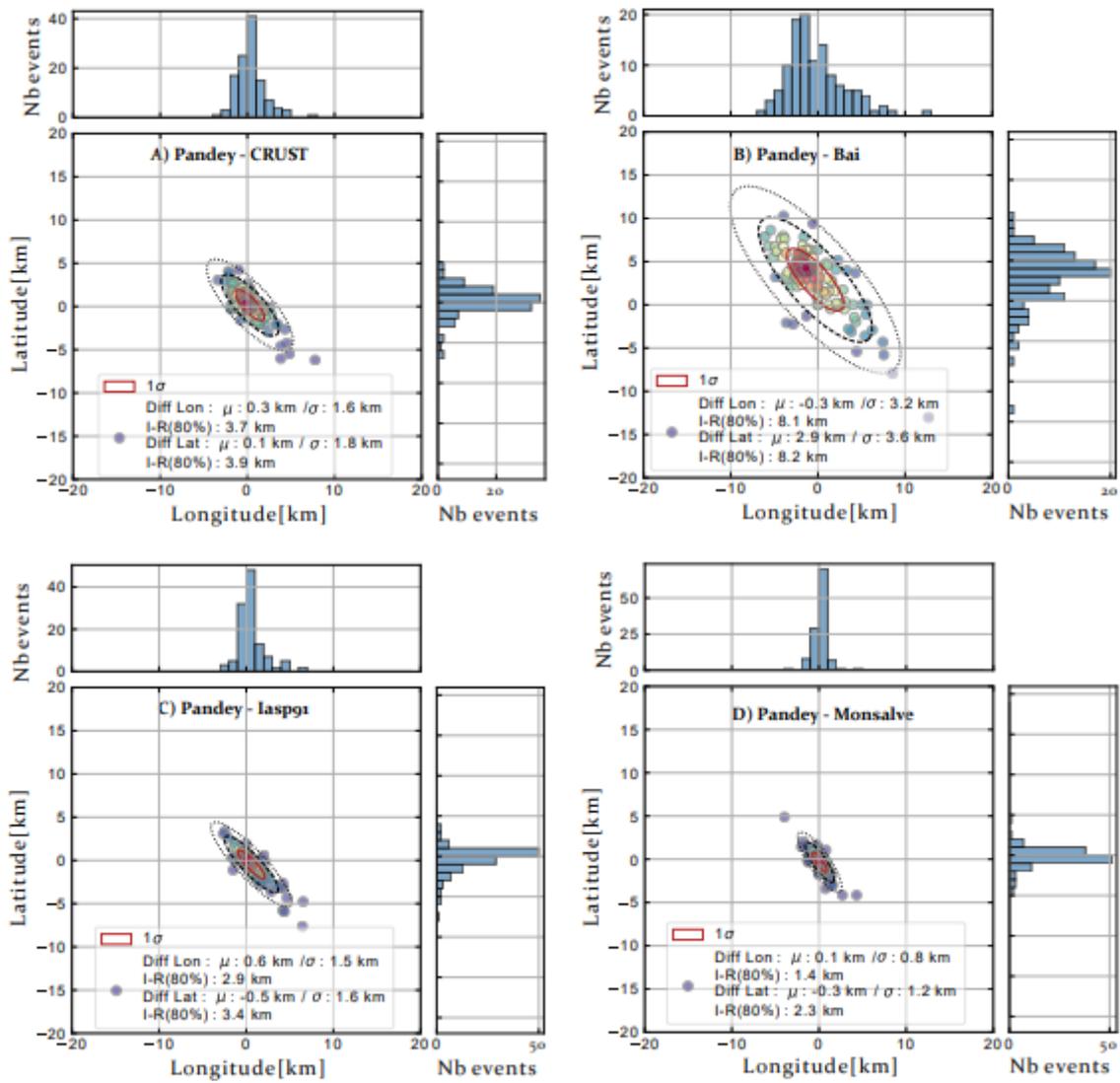


Figure A5: Ellipses de covariances des différences de latitude et de longitude (en km) entre les localisations épicentrales obtenues par inversion sous Hypo71 à partir du modèle de vitesse de Pandey et les localisations épicentrales obtenues à partir (A) du modèle de vitesse global Crust ; (B) du modèle de vitesse 1D obtenu à partir du modèle de vitesse 3D régional de Bai réalisé à partir des répliques du séisme de Gorkha pour le Centre Népal (C) du modèle de vitesse global Iasp91 (D) du modèle de vitesse régional de Monsalve obtenu à partir d'une tomographie réalisée dans l'Est Népal

Annexes III

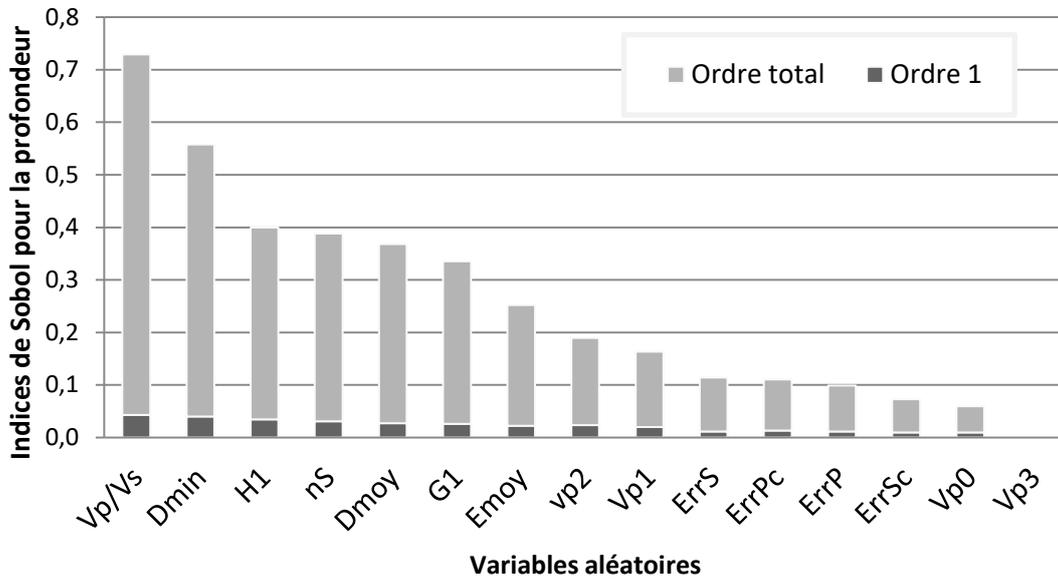


Figure A1 : Indices de Sobol d'ordre 1 et totaux sur l'erreur d'estimation de la profondeur. Simulation Hypo71 pour un évènement localisé à 25 km et vu par un réseau de 10 stations.

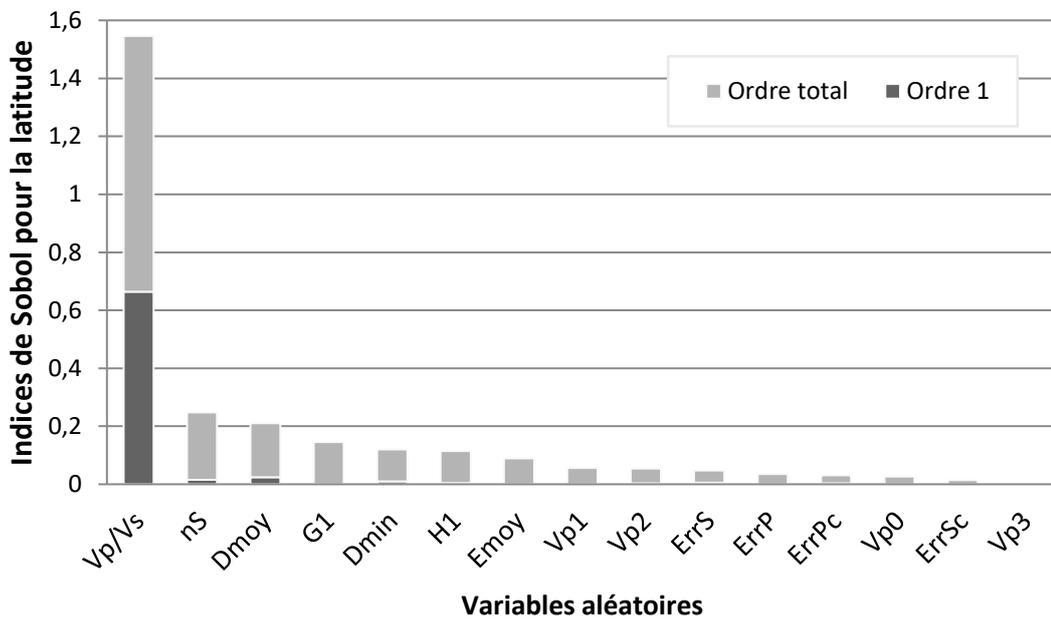


Figure A2 : Indices de Sobol d'ordre 1 et totaux sur l'erreur d'estimation de la latitude. Simulation Hypo71 pour un évènement localisé à 25 km et vu par un réseau de 10 stations.

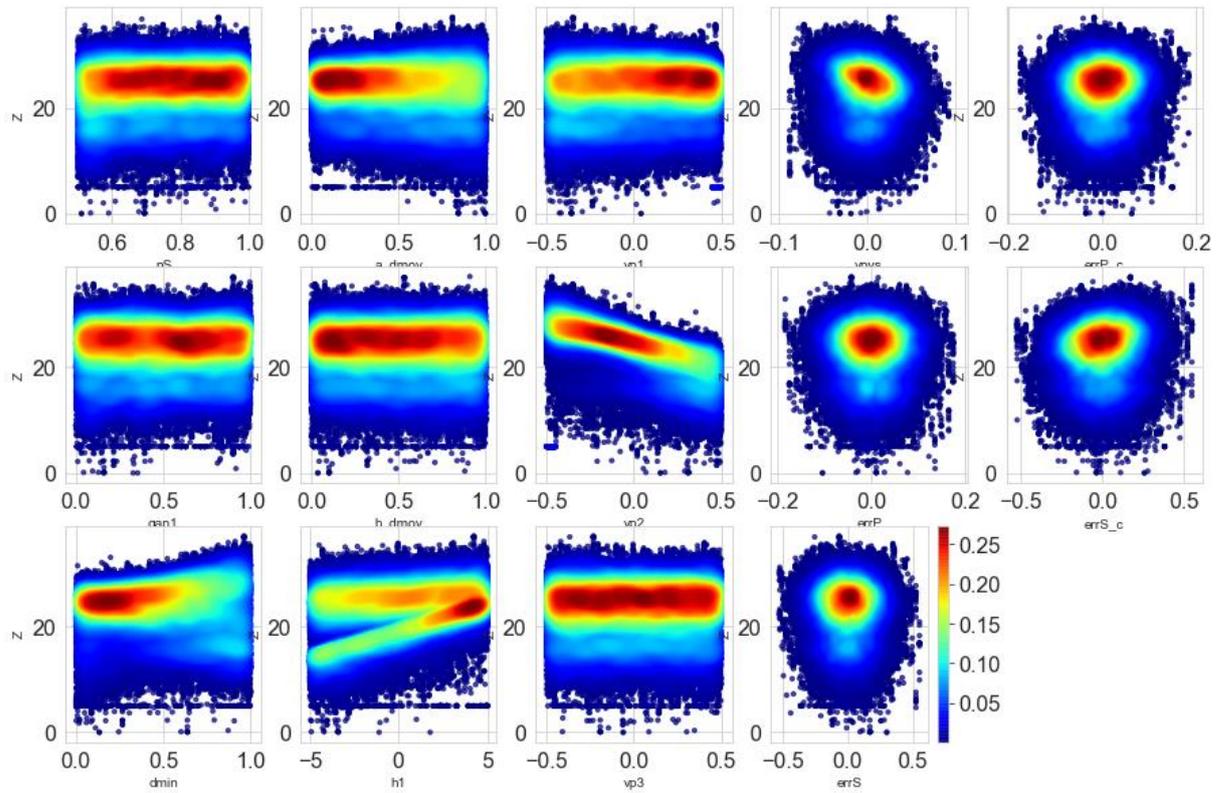


Figure A3 : Cartographie de la variation de l'erreur verticale en fonction de la variation de la variable aléatoire considérée sur son domaine. Les 60.000 valeurs de sorties de la profondeur pour la simulation Hypo71 sont représentées avec une échelle de couleur associée à la densité des points.

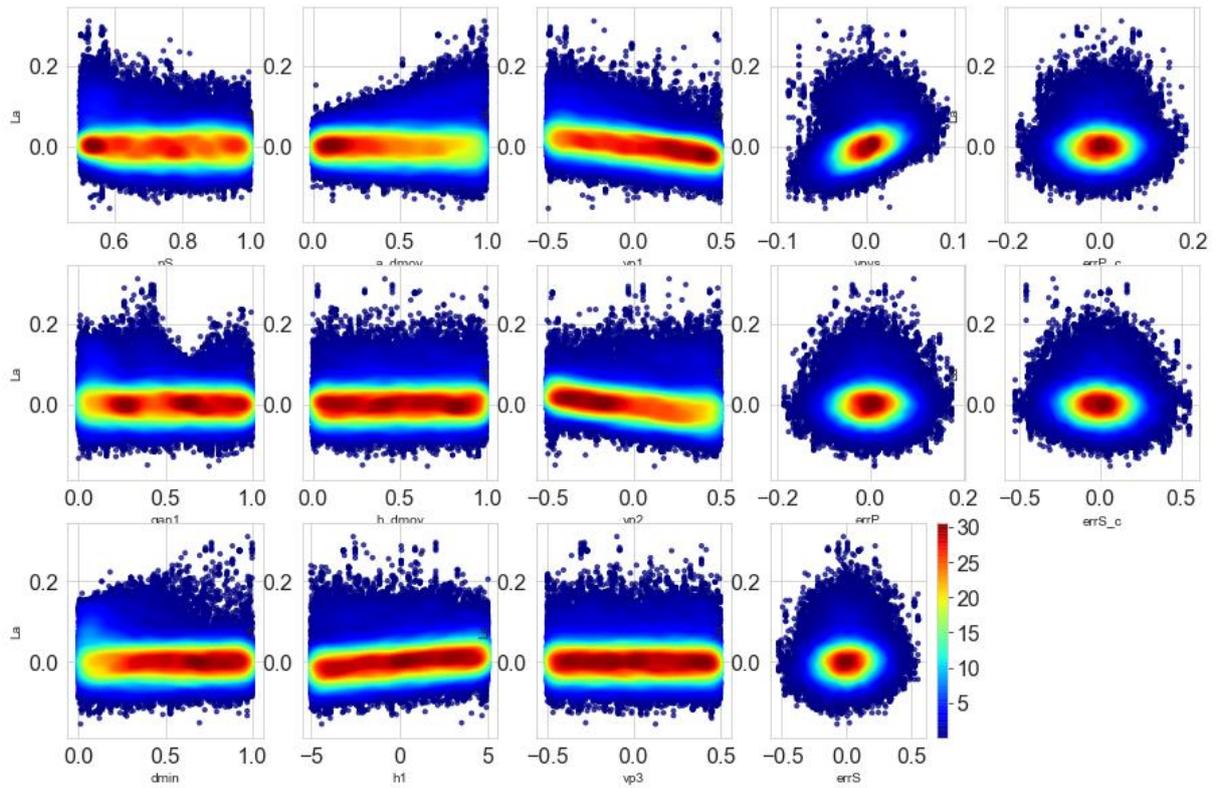


Figure A4 : Cartographie de la variation de l'erreur sur la latitude en fonction de la variation de la variable aléatoire considérée sur son domaine. Les 60.000 valeurs de la différence de sortie de la latitude pour la simulation Hypo71 sont représentées avec une échelle de couleur associée à la densité des points.

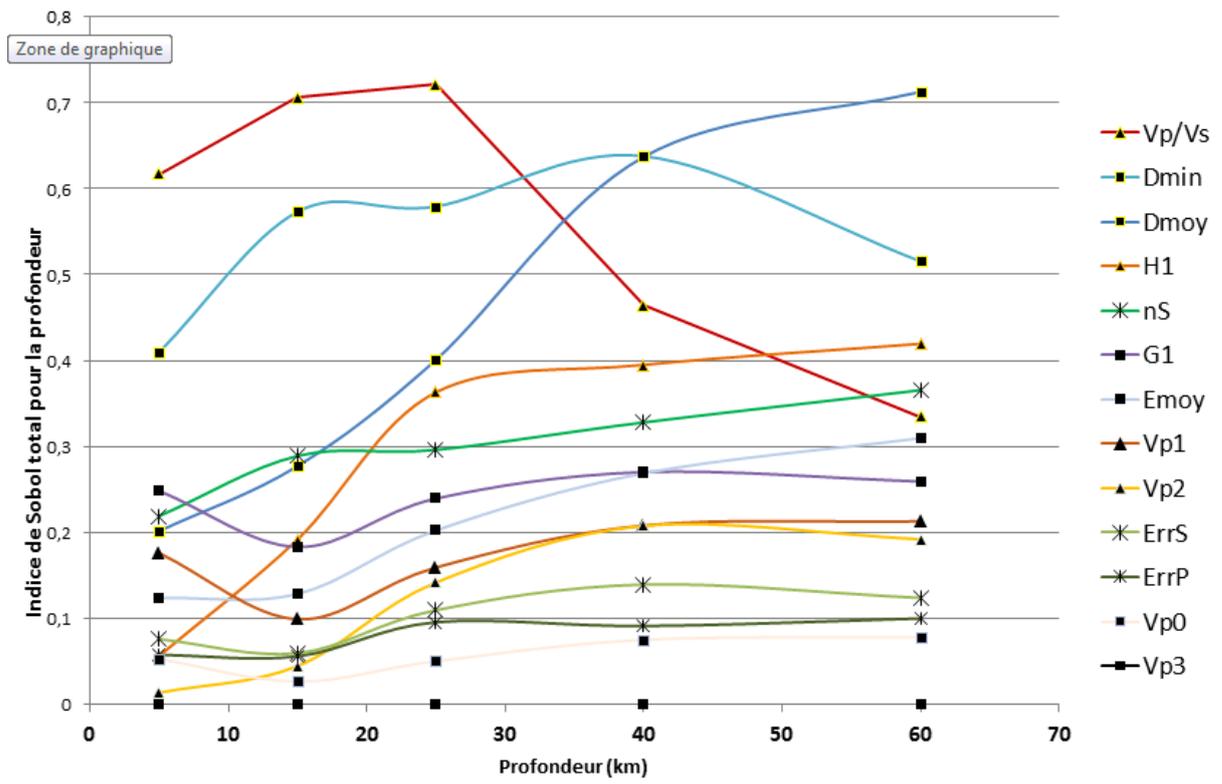


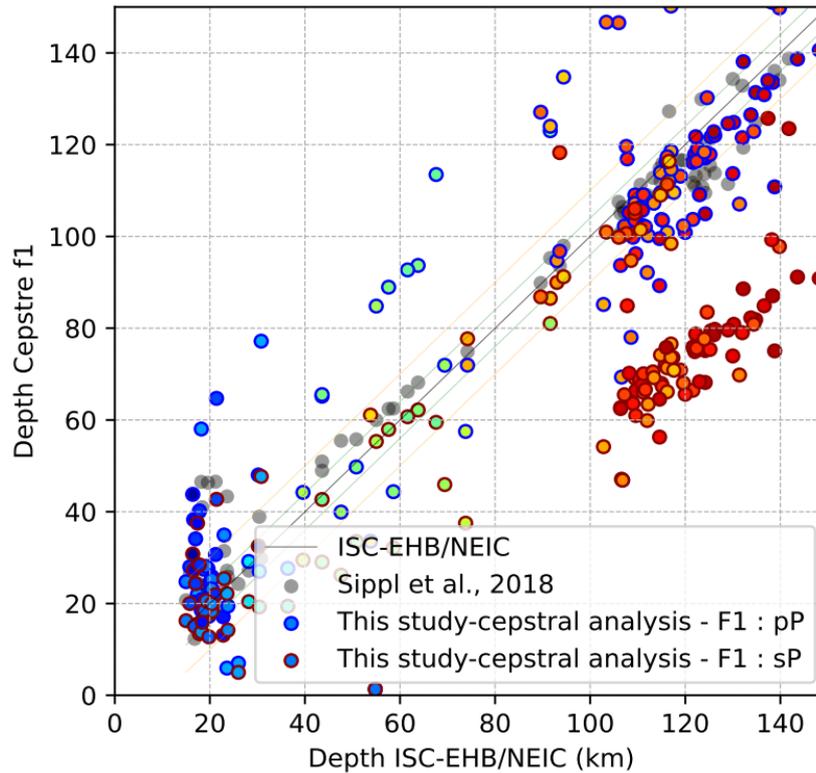
Figure A5: Différences de valeurs des indices de Sobol totaux des différentes variables en fonction de la profondeur vraie du séisme

Annexe IV

Phase arrival times	Number of events	Location error (km)	Depth error (km)
P phase arrival times (at least 3 P phases < 28°)	92	11.6	16.1
P, PcP, ScP and ScS phase arrival times (at least 3 PcP, ScP and/or ScS phases)	48	10.5	14.1
P and PKPdf phase arrival times (at least 3 PKiKP and/or PKPdf phases in the distance ranges 110–140 and 150–180°)	50	11.3	13.3
P and S phase arrival times (at least 3 S phases < 28°)	72	10.0	12.1
P and depth phase arrival times (at least 3 pP, pwP and/or sP phases >28°)	68	10.8	7.0
P, PKP, S and depth phase arrival times (EHB methodology)	101	9.1	9.0

Figure A1 *Engdahl et al., 2006*. Estimation de la résolution sur la localisation épacentrale et la profondeur en fonction des phases considérées dans l'inversion des temps de trajet.

(A)



(B)

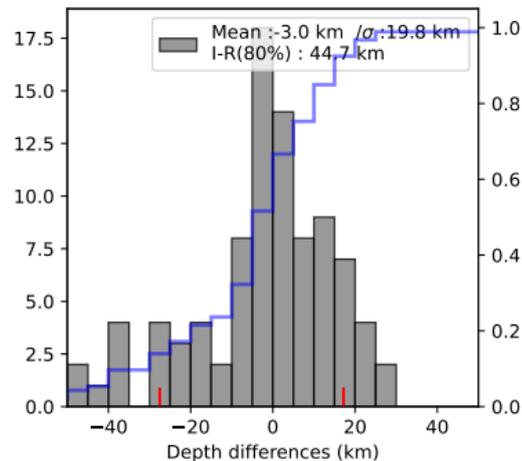


Figure A2 : (A) Comparaison des profondeurs obtenues par analyse cepstrale (Filtre F1 - Cdetect=0.05 - SNR1.5) en fonction des profondeurs issues du catalogue ISC-EHB pour les solutions cepstrales avec une hypothèse de phases essentiellement sP (liserai rouge) et l'hypothèse de phases essentiellement pP. Dans la pratique, la solutions pP ou sP choisie automatiquement par l'analyse cepstrale dépend du nombre de détections pP et sP. Dans l'hypothèse de mauvaises identifications de phases, on peut également se référer directement aux solutions pP et sP. (B) Histogramme des différences de profondeurs entre la profondeur pP ou sP la plus proche de la profondeur régionale et la profondeur régionale du catalogue de Sippl. On observe qu'on a pas de nette amélioration de l'écart-type par rapport à l'histogramme de la figure VI.16, témoignant de la potentielle bonne représentativité de la profondeur donnée automatiquement par le cepstre (qui correspond à la profondeur pP lorsqu'il y a plus de pP détectée, la profondeur sP lorsqu'il y a plus de sP détectée et une moyenne entre le profondeurs données par les pP et les sP lorsque le cepstre détecte autant de détections pour les deux phases).

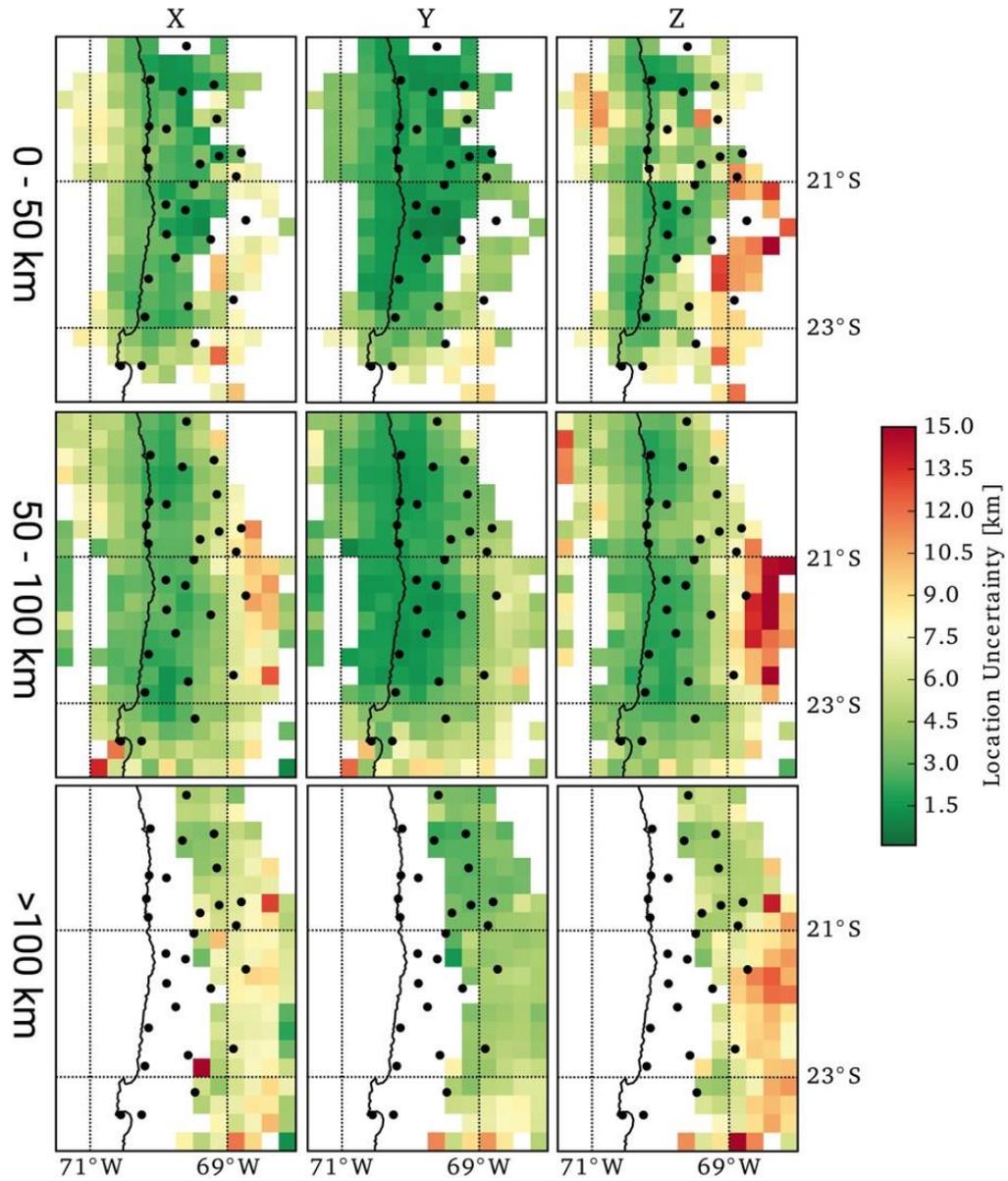
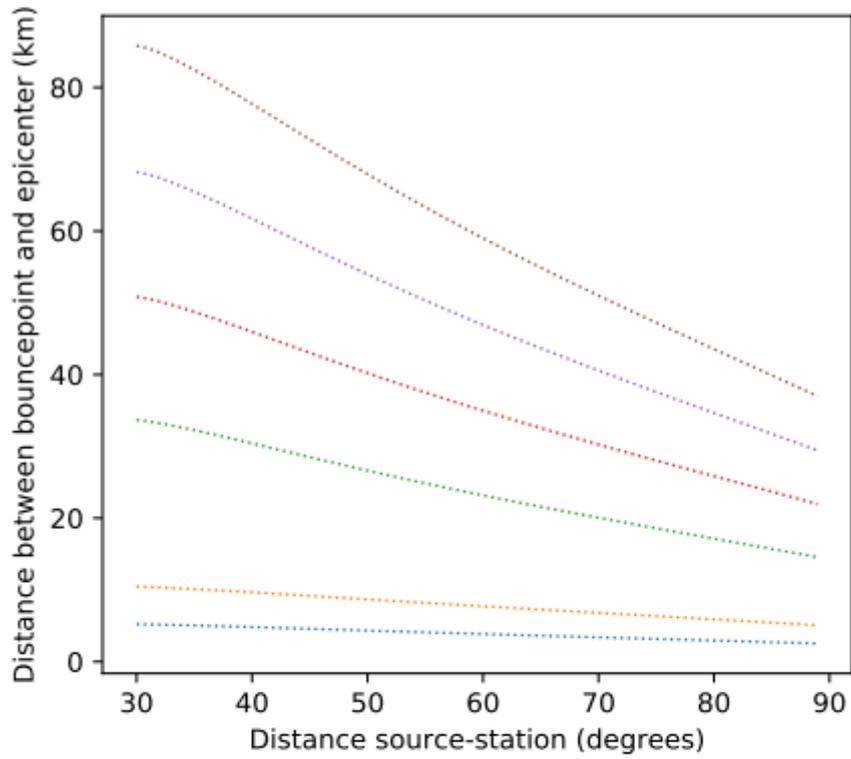


Figure A3 : issue de Sippl et al., 2018. Incertitudes sur la localisation épicentrale (X, Y) et la profondeur (Z) en fonction de la gamme de profondeur de l'évènement. Les incertitudes sont estimées par l'algorithme NonLinLoc.

(A)



(B)

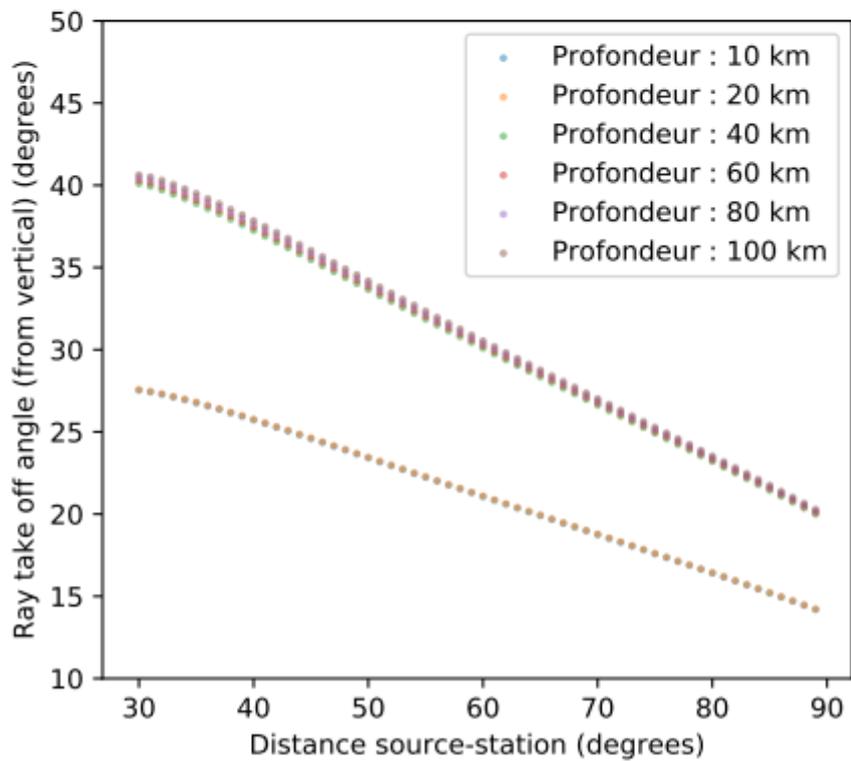


Figure A4 : (A) Estimation de la distance entre le point de rebond et l'épicentre en fonction de la distance entre la source et la station pour différentes valeurs de profondeurs (B) Estimation de l'angle d'incidence du rai par rapport à la verticale en fonction de la distance source-station et pour différentes valeurs de profondeurs

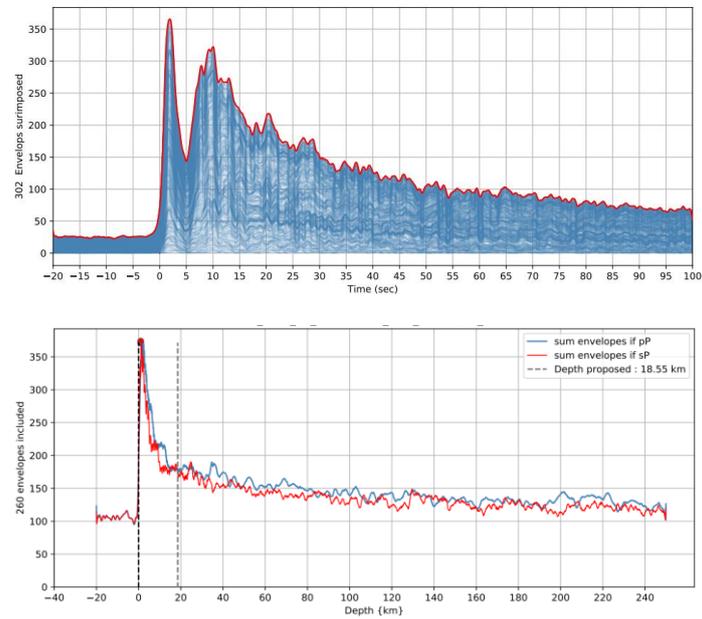


Figure A5 : (A) Superposition des enveloppes énergétiques des signaux dans le domaine temporel avant leur migration en profondeur pour le plus gros évènement de l'expérience sismologique HiKNet (MLV 5.5-18/12/2015-22-16-55) ; (B) Somme des enveloppes migrées en profondeur pour le même évènement pour les cas pP (courbe bleue) et sP (courbe rouge) ; (C) Somme des enveloppes pour le troisième plus gros évènement détecté pendant l'expérience sismologique HiKNet : (MLV 4.7 – 29/06/2016 – 9 :10 :28) pour les cas pP (courbe bleue) et sP (courbe rouge)

Filtre Passe-Bande	SNR	Norme	npP	nsP	nTot	Az-Gap	Z(pP) -topo	Z(sP)- topo
0,8-2,5	2	0,05	12	30	48	101,7	23,65	16,4
0,8-2,5	2	0,15	4	12	16	106,5	24,4	16,65
0,8-2,5	1,5	0,05	24	51	84	0,00	22,65	15,9
0,8-2,5	1,5	0,15	19	3	22	160,1	22,4	15,65
0,5-2	2	0,05	16	26	51	177,7	14,9	42,4
0,5-2	2	0,15	6	20	26	287,7	23,15	15,9
0,5-2	1,5	0,05	27	34	72	98,4	22,4	10,4
0,5-2	1,5	0,15	12	22	34	112,7	22,9	16,15
1-3	2	0,05	24	18	46	82,9	22,4	15,4
1-3	2	0,15	8	6	14	227,4	12,4	8,65
1-3	1,5	0,05	34	26	67	159,6	25,4	15,4
1-3	1,5	0,15	9	10	19	98,4	12,4	8,65
0,5-1,8	2	0,05	16	25	52	105,2	22,9	16,15
0,5-1,8	2	0,15	7	19	26	287,7	23,65	15,9
0,5-1,8	1,5	0,05	28	32	70	159,6		
0,5-1,8	1,5	0,15	14	24	38	162,3	23,4	15,9

Tableau A1 : Solutions hypocentrales de l'analyse cepstrale de la plus grosse réplique (MLv 5.2) en fonction du jeu de paramètres testés

Filtre Passe-Bande	SNR	Norme	npP	nsP	nTot	Az-Gap	Z(pP) -topo	Z(sP) -topo
0,8-2,5	2	0,05	5	5	13	169	12,9	3,4
0,8-2,5	2	0,15	4	2	6	221,6	10,15	9,9
0,8-2,5	1,5	0,05	9	11	24	169	11,4	6,65
0,8-2,5	1,5	0,15	8	2	10	191,2	9,4	5,9
0,5-2	2	0,05	1	1	4	281,5	18,9	8,15
0,5-2	2	0,15	2	0	2	281,5	12,65	8,15
0,5-2	1,5	0,05	7	3	13	153,9	16,15	11,15
0,5-2	1,5	0,15	2	2	4	279	17,15	13,9
1-3	2	0,05	9	5	19	196,9	12,15	3,65
1-3	2	0,15	5	4	9	197,4	10,4	6,4
1-3	1,5	0,05	9	10	28	306,1	12,9	8,4
1-3	1,5	0,15	7	3	10	306,1	10,4	6,4
0,5-1,8	2	0,05	3	2	5	260,8	38,15	45,15
0,5-1,8	2	0,15	2	1	3	349	13,4	14,4
0,5-1,8	1,5	0,05	4	6	11	164,7		
0,5-1,8	1,5	0,15	3	1	4	169	5,4	12,15

Tableau A2: Solutions hypocentrales de l'analyse cepstrale de la deuxième plus grosse réplique (MLv 4.4) en fonction du jeu de paramètres testés

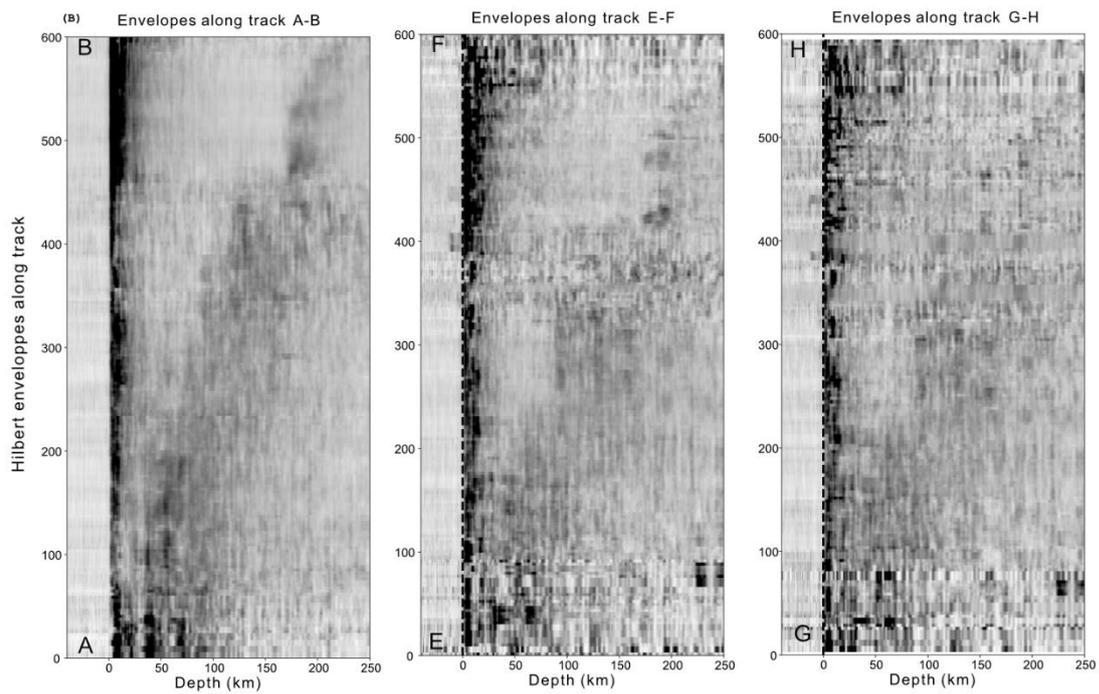


Figure A6 : Projections des enveloppes énergétiques des signaux de la station ANMO (New Mexico, USA) sur les trois axes parallèles à la fracture de Grijalva : AB au Sud, EF et GH, au Nord.

RÉSUMÉ

Cette thèse s'intéresse aux différentes méthodes d'estimation de la profondeur hypocentrale ainsi qu'à la mise en évidence des incertitudes de localisation qui peuvent leur être associées. A distance régionale, on utilise ces méthodes pour cartographier les petites variations de profondeur hypocentrales liées à l'activité du grand chevauchement himalayen au Népal ou pour analyser des crises sismiques choisies selon l'actualité et les opportunités rencontrées durant ces trois ans de thèse. Les effets des différentes sources d'incertitudes sur l'estimation de la profondeur hypocentrale sont quantifiés par le biais d'une analyse de sensibilité globale de type Sobol-Monte Carlo. Pour améliorer l'estimation de la profondeur hypocentrale à distance téléseismique on développe une nouvelle méthode d'estimation de la profondeur à partir des arrivées pP/sP dans les enveloppes énergétiques des signaux. Une adaptation de cette méthode permet notamment de mettre en évidence des variations latérales relatives de profondeur le long d'interfaces de subduction au Chili et en Equateur. Les différentes échelles d'observations et les différentes techniques d'estimation de la profondeur sont confrontées sur des ensembles d'évènements de magnitude intermédiaire ($M > 5$) afin de caractériser l'incertitude de profondeur à distance téléseismique, mettre en évidence ou quantifier des sources de biais spécifiques ou pour renforcer certaines interprétations sismotectoniques régionales.

MOTS CLÉS

Sismologie – Sismotectonique – Profondeurs

Cepstre – Analyse de sensibilité - Himalayas

ABSTRACT

This thesis focuses on the different methods of estimating hypocentral depth and on the identification of localization uncertainties that may be associated with them. At a regional distance, we use these methods to map small hypocentral depth variations related to the activity of the Great Himalayan Thrust in Nepal or to analyze opportunistic seismic crisis. The effects of different sources of uncertainty on the hypocentral depths are quantified through a global Sobol-Monte Carlo sensitivity analysis. To improve the estimation of the hypocentral depth at teleseismic distance, we develop a new method of depth identification from the pP/sP arrivals in the energetic envelopes of the teleseismic signals. An adaptation of this teleseismic envelopes method allows us to highlight relative lateral depth variations along subduction interfaces in Chile and Ecuador. The different scales of observations and the different depth estimation techniques are compared on intermediate magnitude events ($M > 5$) in order to characterize the depth uncertainty at teleseismic distance, to highlight or quantify specific sources of bias or to reinforce some regional seismotectonic interpretations.

KEYWORDS

Seismology – Seismotectonics – Focal depths

Cepstral analysis – Sensitivity analysis - Himalayas