



HAL
open science

Extension des méthodes d'imagerie par corrélation de bruit sismique : atténuation et anisotropie sous AlpArray

Dorian Soergel

► **To cite this version:**

Dorian Soergel. Extension des méthodes d'imagerie par corrélation de bruit sismique : atténuation et anisotropie sous AlpArray. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2020. Français. NNT : 2020GRALU031 . tel-03185939

HAL Id: tel-03185939

<https://theses.hal.science/tel-03185939v1>

Submitted on 30 Mar 2021

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

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

Arrêté ministériel : 7 Août 2006

Présentée par

Dorian Soergel

Thèse dirigée par **Helle Pedersen**

préparée au sein de l'**Institut des Sciences de la Terre**
et de l'école doctorale **Terre Univers Environnement**

Extension des méthodes d'imagerie par corrélation de bruit sismique : atténuation et anisotropie sous AlpArray

Thèse soutenue publiquement le **14 décembre 2020**,
devant le jury composé de :

Nikolaï Shapiro

Directeur de recherche à l'ISTerre, Grenoble, Président

Christoph Sens-Schönfelder

Senior Researcher au GFZ Potsdam, Rapporteur

Götz Bokelmann

Professeur à l'Université de Vienne, Rapporteur

Diane Rivet

Physicienne adjointe à l'Université de Nice Sophia-Antipolis, Examinatrice

Laurent Stehly

Physicien adjoint à l'ISTerre, Grenoble, Examineur

Helle Pedersen

Physicienne à l'ISTerre, Grenoble, Directrice de thèse



Remerciements

Cette thèse a beau n'avoir duré que trois ans, elle est le couronnement de dix années d'études et je ne serais jamais arrivé là seul. Je souhaite donc profiter de cette occasion pour remercier toutes les personnes qui m'ont permis d'arriver où je suis maintenant.

La première d'entre elles est évidemment Helle, ma directrice de thèse, qui m'a suivi avec patience durant ces trois années, supportant stoïquement mes résultats à géométrie variable et mes remises en question. Si je garderai un bon souvenir de cette thèse, c'est en bonne partie grâce à son encadrement.

Je tiens également à remercier les membres de mon jury de thèse, en particulier les rapporteurs Christoph Sens-Schönfelder et Götz Bokelmann, le président Nikolaï Shapiro et les rapporteurs Laurent Stehly et Diane Rivet, pour toutes les ouvertures et les conseils qu'ils m'ont donnés.

Mais cette thèse ne s'est pas faite dans une cellule au fond de la cave, elle a également beaucoup profité des interactions avec les autres chercheurs de l'ISTerre, en particulier Anne Paul, Laurent Stehly et Pierre Bouée, les membres de l'équipe f-image et pacific, notamment Michel Campillo, Chantal van Dinther, Yang Lu et Ahmed Nouibat ainsi que les membres extérieurs au labo avec lesquels j'ai pu travailler, en particulier Ludovic Margerin, Chloé Alder et Thomas Bodin. J'ai facilement tendance à m'enfermer dans mon code, ces personnes m'ont permis de garder le contact avec le monde réel ainsi que les avancées actuelles.

Heureusement, cette thèse ne s'est pas résumée à du travail sans trêve ni repos et pour les trêves je dois beaucoup à mes voisins de bureau, en particulier Antoine, Noélie, David, Matthieu, Johann, René et Shoaib, toutes les personnes avec lesquelles j'ai pu me détendre entre deux codes, notamment Judith, Sylvain, Cyrielle, Gaëlle, Chloé, Louise, ainsi que Coralie pour le bon temps passé sur le terrain. Pour le repos, je tiens en particulier à remercier Amanda pour avoir été une colocatrice parfaite, entre nos discussions sur tout et n'importe quoi, du Brésil à l'Allemagne, et nos soirées sur un canapé avec un film, ainsi que Manou, Loulou et Nico pour m'avoir hébergé le temps que je trouve un logement sur Grenoble. Je tiens également à remercier Marie-des-Neiges pour toute la musique que nous avons pu faire ensemble, au gré des chorales et des projets.

Je tiens également à remercier tous ceux qui m'ont accompagné tout au long de ces dix années d'études et qui m'ont permis d'arriver où je suis maintenant.

Mon master à l'ETH aurait été bien différent sans l'équipe des 8 étudiants du master

Geophysique, Sölvi, Cyril, Jessica, Rico, Irene, Alex, Jiawen et Sylvain, qui se sont assurés que l'ambiance ne se résume pas au travail malgré les injonctions de l'éthique de travail suisse. Merci aussi à mon directeur de thèse de master Andreas Fichtner, sans lequel je n'aurais ni trouvé ni obtenu cette position de thésard à Grenoble, et à l'équipe de TheAlternative à Zürich pour toutes les bonnes soirées à parler linux entre deux bières.

Dieu sait dans quelle spécialité je serais allé me perdre si je n'avais pas eu la chance d'effectuer un stage à Berkeley avec Barbara Romanowicz. Par son mélange de rigueur et d'humour elle m'a convaincu d'aller en sismologie et m'a fait découvrir tour à tour les corrélations de bruit, les modes propres, les inversions bayésiennes et bien d'autres choses encore. Je me dois également de mentionner Marc Chaussidon, avec lequel j'ai fait un projet de géophysique en école d'ingénieur et qui m'a convaincu de repartir vers les sciences de la Terre.

Merci aussi aux meilleurs copains de Ginette, Nadège, Leo et Nicolas, pour tous les bons moments partagés dans 12 mètres carrés, entre saucissons et cahiers.

Pour finir, un grand merci à ma famille qui m'a accompagné et encouragé tout au long de mon parcours, mes frères et sœur, mes parents et grand-parents qui ont supporté mes appels longs et réguliers, mes doutes et mes hésitations, malgré les kilomètres qui nous ont séparé pour l'essentiel du temps. Pour le confinement, toute la marmaille a été rassemblée à un endroit pour la première fois en dix ans et malgré nos évolutions respectives, la cohabitation s'est déroulée sans problème.

Résumé

Nous avons adapté des méthodes utilisées sur les enregistrements de séismes aux corrélations de bruit dans les Alpes, en tirant parti des données du projet AlpArray et des stations permanentes en Europe. D'abord nous montrons qu'il est possible de mesurer le facteur de qualité de la coda sur des corrélations de bruit. Nous parvenons ainsi à obtenir le facteur de qualité de la coda entre 2.5 s et 5 s et 5 s et 10 s, des bandes de périodes inaccessibles pour les mesures de coda de séismes. Le facteur de qualité de la coda est indépendant de l'azimut pour des distances interstation inférieures à 200 km et dépend du nombre de jours utilisé pour calculer la corrélation, les mesures se stabilisant à partir de 200 jours de corrélation. À partir de 10 secondes de période, les mesures perdent leur cohérence géographique et à partir de 20 seconde de période, il n'y a plus de coda visible. Nous obtenons des valeurs de facteur de qualité faibles dans la plaine du Pô et des valeurs plus élevées dans la chaîne Alpine. Ensuite nous avons corrélé la coda des corrélations pour explorer les possibilités en termes de répartition et de choix des sources de coda. Nous parvenons à améliorer significativement la qualité des corrélations de coda de corrélations par un choix judicieux des sources, cependant le choix des sources de coda dépend de la bande de période utilisée. Ayant confirmé avec les corrélations de coda de corrélations l'absence de fort biais azimutal de vitesse de groupe des corrélations de bruit, nous adaptons une méthode de beamforming utilisée sur des télé-séismes pour imager l'anisotropie azimutale avec des petits réseaux et l'appliquons aux Alpes pour obtenir des cartes d'anisotropie azimutale des ondes de Rayleigh entre 15 secondes et 70 secondes. Les mesures de vitesse de phase montrent une anisotropie visible, mais également des biais ponctuels liés aux hétérogénéités présentes dans la chaîne alpine, que nous parvenons à quantifier. Les résultats aux périodes supérieures à 40 secondes sont globalement en accord avec les travaux existants, mais à plus courte période ils mettent en évidence une anisotropie faible dans les Alpes elle-mêmes, la présence d'une zone de forte anisotropie au nord-ouest des Alpes ainsi qu'une anisotropie perpendiculaire à la chaîne dans les Apennins, toutes probablement situées dans la croûte.

Abstract

We have adapted methods used on earthquake recordings to the noise cross-correlations in the Alps, taking advantage of data from the AlpArray project and permanent stations in Europe. First we show that it is possible to measure the coda quality factor on noise cross-correlations. We thus manage to obtain the coda quality factor between 2.5 s and 5 s and 5 s and 10 s, period bands that are inaccessible for earthquake coda measurements. The coda quality factor is independent of azimuth for interstation distances less than 200 km and depends on the number of days used to calculate the correlation, with measurements stabilizing after 200 days of correlation. From 10 seconds of period on, the measurements lose their geographical coherence and from 20 seconds of period on, there is no more visible coda. We obtain low quality factor values in the Po plain and higher values in the Alpine chain. Then we correlated the coda of the cross-correlations to explore the possibilities in terms of distribution and choice of coda sources. We manage to significantly improve the quality of the correlations of the coda of correlations by a judicious choice of sources, however the choice of coda sources depends on the period band used. Having confirmed with the correlations of coda of correlations the absence of strong azimuthal group velocity bias of the noise correlations, we adapt a beamforming method used on teleseisms to image the azimuthal anisotropy with small arrays and apply it to the Alps to obtain maps of the azimuthal anisotropy of Rayleigh waves between 15 seconds and 70 seconds. Phase velocity measurements show a visible anisotropy, but also point biases related to the heterogeneities present in the Alpine chain, which we manage to quantify. The results for periods longer than 40 seconds are generally in agreement with existing work, but for shorter periods they show a weak anisotropy in the Alps themselves, the presence of a zone of strong anisotropy in the north-western part of the Alps as well as an anisotropy perpendicular to the chain in the Apennines, all probably located in the crust.

Table des matières

1	Les corrélations de bruit dans les Alpes	13
1.1	Introduction	13
1.2	Corrélations de bruit	13
1.2.1	Introduction	13
1.2.2	Comment utiliser les champs diffus	14
1.2.3	Le bruit microsismique	16
1.2.4	Conséquences des propriétés du bruit sismique sur les corrélations de bruit	18
1.2.5	Comment atténuer l'influence des sources de bruit sismique	19
1.2.6	Utilisation de la coda des corrélations de bruit	21
1.3	Présentation du jeu de données	21
1.3.1	Réseaux utilisés	21
1.3.2	Calcul des corrélations	24
1.3.3	Premier tri des données	26
1.3.4	Propriétés des corrélations	26
1.3.5	Conclusion	29
2	Coda de corrélations	31
2.1	Introduction	31
2.2	Coda-Q in the 2.5 s - 20 s period band from seismic noise - Application to the greater Alpine area	31
2.2.1	Introduction	32
2.2.2	Data and data processing	34
2.2.2.1	Data	34
2.2.2.2	Preprocessing and noise correlations	34
2.2.2.3	Coda-Q measurements	36
2.2.3	Mapping of Coda-Q	41
2.2.4	Impact of data quality and time series length	49
2.2.4.1	Effect of further data selection	49
2.2.4.2	Convergence of Coda-Q	49
2.2.5	Discussion and conclusions	53
2.2.6	Origin of Data	54
3	Corrélation de coda de corrélations	57

TABLE DES MATIÈRES

3.1	Introduction	57
3.1.1	Principe des C3	57
3.1.2	Calcul des C3	58
3.1.3	Propriétés et applications des C3	60
3.1.3.1	Avantages et inconvénients des C3	60
3.2	C3 et anisotropie azimutale	62
3.2.1	Intérêt des C1 pour l'anisotropie azimutale	62
3.3	Calcul des C3	64
3.3.1	Processing détaillé	64
3.3.2	Jeu de données utilisé pour tester les C3	65
3.4	Sélection des sources	75
3.4.1	Introduction	75
3.4.2	Choix du seuil de sélection	77
3.5	Conclusion	84
4	Imagerie de l'Anisotropie par les corrélations de bruit	85
4.1	L'Anisotropie	85
4.1.1	Introduction	85
4.1.2	Comment mesurer l'anisotropie ?	86
4.1.3	Mesures de l'anisotropie dans les Alpes	88
4.1.4	Difficultés à surmonter dans l'analyse par sous-réseau des corrélations de bruit	93
4.2	Principe des Mesures par sous-réseau	95
4.3	Mesures par réseau : Implémentation	98
4.3.1	Algorithme	98
4.3.2	Choix des paramètres	99
4.3.3	Adaptation aux sources proches	101
4.3.4	Choix du réseau	102
4.4	Résultats du beamforming	103
4.5	Mesure d'anisotropie	107
4.6	Cartes d'anisotropie	110
4.6.1	Description des cartes d'anisotropie en $\cos(\theta)$	110
4.6.2	Établissement des cartes d'anisotropie en $\cos(2\theta)$	116
4.6.3	Résultats et Discussion	116
4.7	Conclusion	125
	Conclusions et perspectives	127
	Bibliographie	132
A	Annexes	151
A.1	Liste des réseaux utilisés	151
A.2	Supplementary materials for the paper 'Coda-Q in the 2.5 s - 20 s period band from seismic noise - Application to the greater Alpine area'	155

Introduction Générale

Le premier enregistrement d'un séisme lointain connu est un enregistrement effectué en 1889 par Reuber-Paschwitz à Potsdam et Wilhelmshaven (von Reuber-Paschwitz, 1889). Reuber-Paschwitz mit en relation le signal enregistré par deux pendules horizontaux installés dans des observatoires astronomiques et un séisme de magnitude 5.8 ayant eu lieu à Tokyo le même jour. Cela lui a permis d'effectuer une première estimation de la vitesse de propagation des ondes sismiques à travers le globe de 2142 mètres par seconde. L'histoire ne dit pas quels dégâts ce séisme a infligé à la capitale japonaise, mais la même année le séisme de Kumamoto, de magnitude 6.3 dans la préfecture du même nom, a fait 20 victimes et des dégâts matériels importants.

Au cours du siècle dernier, les efforts des sismologues en coopération avec les autres sciences de la terre et des matériaux ont permis d'explorer la Terre sur des échelles de plus en plus fines, de la mise en évidence du noyau solide par Inge Lehmann en 1936 aux imageries d'une précision de l'ordre de la centaine de mètres effectuées dans le cadre de la recherche de pétrole.

Traditionnellement, l'imagerie en sismologie nécessite d'une part une source, soit un séisme soit un évènement tel qu'une explosion, et un récepteur. Si le développement de l'instrumentation font que nous avons accès à des réseaux toujours plus grands et plus denses, les sources, en particulier les séismes, sont concentrés dans des zones bien précises, et ne sont pas contrôlables en termes de distribution spatiale ou temporelle. De plus est, les séismes sont des sources d'énergie complexes, avec une complexité géométrique et une histoire de glissement qui ne sont pas connus en détail. Ainsi, même deux séismes qui ont lieux au endroit et d'un même mécanisme au foyer différent généralement dans les détails dans l'émission de l'énergie, et il est presque impossible d'effectuer des images répétées dans le temps pour suivre de très fines évolutions temporelles. La dépendance de signaux émis par des séismes constitue donc une limitation importante pour l'imagerie sismique.

Depuis 15 ans, le développement de l'imagerie passive a permis de contourner ces problèmes avec le développement des corrélations de bruit sismique. En effet, suite aux travaux de Campillo et Paul (2003) et Shapiro et Campillo (2004), on sait que la corrélation entre les signaux de bruit sismique enregistrés par deux stations sismiques permet d'obtenir un signal équivalent au signal enregistré à une station si une force impulsionnelle avait eu lieu à la position de l'autre station. Cette méthode a le potentiel de bouleverser l'imagerie sismique. En effet, en permettant de transformer toute station d'un réseau

en une espèce de source virtuelle, tous les problèmes de distribution des séismes dans le temps ou l'espace deviennent partiellement caducs, car la distribution des sources dépend alors seulement des installations de stations sismologiques. A noter que l'installation de stations sismologiques dans les océans restent un défi majeur. La méthode des corrélations de bruit permet également d'obtenir plusieurs mesures successives dans le temps pour une source (virtuelle) et un récepteur, ce qui facilite grandement le suivi temporel des structures. Les corrélations de bruit profitent plus particulièrement des grands réseaux : en effet, le nombre de couples disponibles augmente avec le carré du nombre de stations disponibles.

La méthode des corrélations de bruit sismique est donc extrêmement prometteuse, même si les corrélations de bruit ont également des limitations. En effet, l'égalité stricte entre les signaux issus de corrélations de bruit et les signaux issus d'une source ponctuelle localisé au même endroit que la station sismologique considéré émetteuse mesuré par l'autre station n'est assurée que sous des hypothèses de distribution uniforme des sources de bruit ou de champ diffus, conditions qui ne sont généralement pas vérifiées dans la Terre. Par ailleurs, parce que les sources sont localisés en surface, les corrélations de bruit sont principalement composées d'ondes de surface. Les méthodes développés sur les enregistrements de séismes ne peuvent donc pas être utilisées telles qu'elles sur les corrélations de bruit, mais doivent pour chaque méthode être adaptées et testées. L'adaptation des méthodes issues de la sismologie sur séismes à la sismologie sur corrélations de bruit est ainsi un défi posé à l'ensemble de la communauté.

Le laboratoire ISTerre, à Grenoble, est en pointe sur l'étude des corrélations de bruit, avec une expertise qui remonte aux premiers développements des méthodes de corrélations de bruit. De plus, le laboratoire est fortement impliqué dans le projet AlpArray, une initiative européenne dont une des composantes principales est le déploiement d'un réseau dense avec un long temps d'installation sur l'ensemble de la zone alpine. AlpArray est une excellente opportunité pour développer de nouvelles méthodes ou en adapter d'anciennes. La zone alpine est une zone à activité sismique modérée avec une structure tectonique complexe et beaucoup de questions ouvertes sur les problématiques de tectonique et de risque sismique.

Dans cette thèse, nous allons adapter des méthodes utilisées principalement sur les enregistrements de séismes aux corrélations de bruit et les appliquer sur les données de AlpArray. Dans un premier chapitre, nous allons expliquer plus en détail le principe, les forces et les faiblesses des corrélations de bruit ainsi que le jeu de données que nous allons utiliser. Dans le chapitre 2, nous allons adapter une méthode utilisée sur les données sismiques pour obtenir des estimations d'atténuation et de dispersion dans un milieu, l'analyse de la coda sismique, aux corrélations de bruit à l'exemple de la zone alpine. Ensuite, dans le chapitre 3, nous allons nous intéresser aux corrélations dites d'ordre supérieur, qui adaptent la méthode des corrélations de coda sismique pour l'adapter à la coda des corrélations de bruit et nous en servir pour estimer la qualité de notre jeu de données. Enfin, dans le dernier chapitre, nous allons effectuer des mesures d'anisotropie azimutale en utilisant des mesures par sous-réseau, toujours en utilisant des corrélations de bruit.

Chapitre 1

Les corrélations de bruit dans les Alpes

1.1 Introduction

Pour commencer, nous allons introduire les éléments avec lesquels nous allons travailler tout au long de cette étude, d'une part les corrélations de bruit et d'autre part le data-set.

1.2 Corrélations de bruit

1.2.1 Introduction

L'imagerie sismique a longtemps reposé sur l'utilisation de données issues de l'enregistrement de signaux émis par les séismes. Les méthodes qui reposent sur ces données souffrent cependant d'un handicap : la distribution des séismes est hétérogène, car les séismes se produisent principalement dans les zones d'interface entre des plaques tectoniques. Les méthodes reposant sur l'enregistrement de séismes locaux sont donc restreintes à quelques zones particulièrement actives, hors desquelles le manque de données est préjudiciable à la qualité des études, comme visible en figure 1.1. L'utilisation des événements télésismiques (à grande distance du récepteur) est limitée d'une part par le contenu fréquentiel des signaux télésismiques, pauvres en courtes périodes du fait de l'atténuation et de la diffusion le long des trajets, particulièrement longs, entre source et récepteur. Ces propriétés du spectre des signaux télésismiques constituent des contraintes importantes sur la résolution des tomographies utilisant ces données. D'autre part, même au niveau global, la distribution des directions d'arrivée des trains d'ondes est loin d'être uniforme. À titre d'exemple, dans la zone alpine, il y a très peu de séismes dans le demi-espace sud. Finalement, les séismes ne se reproduisent que très rarement au même endroit et avec le même mécanisme au foyer, ce qui rend difficile le suivi temporel des propriétés mécaniques du sous-sol.

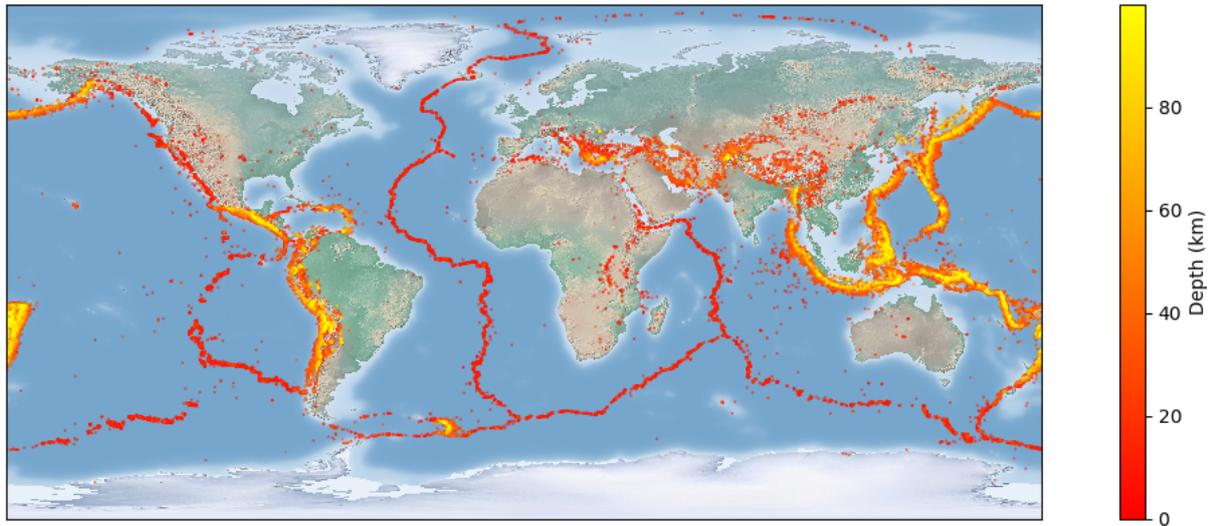


FIGURE 1.1 – Carte des séismes du Global Centroid Moment Tensor Catalog (Dziewonski *et al.*, 1981)

L'utilisation d'ondes diffuses issues de la coda sismique ou du bruit de fond sismique permettent de contourner ces limitations.

Le terme 'coda sismique' désigne la partie du signal qui suit les ondes directes. Suite aux travaux de Aki et Chouet (1975), la coda est reconnue comme étant constituée d'une superposition de trains d'ondes diffractées ou diffusées par les hétérogénéités du sous-sol.

Le 'bruit sismique' désigne le signal qui ne peut pas être attribué à un séisme. Il est constitué de la superposition d'une multiplicité de signaux, certains d'origine anthropique, d'autres d'origine naturelle. Sa composition varie selon les périodes. À courte période (< 1 s), il est dominé par les signaux d'origine anthropique, alors que les signaux d'origine naturelle dominent à plus longue période, voir par exemple pour une revue Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006). Dans la bande microsismique (5s - 20s de période) il est dominé par les signaux générés à l'interface entre les océans et la terre solide, le long de la côte ou en haute mer et constitués principalement d'ondes de surface. À longue période (à partir de 100s de période) le bruit sismique, que l'on appelle alors 'hum', est probablement lié à des interactions entre les océans et le plancher océanique (Rhie et Romanowicz, 2006). Un spectre de bruit sismique est montré à titre d'exemple en figure 1.2.

1.2.2 Comment utiliser les champs diffus

La sismologie passive utilise les propriétés des signaux issus de champs d'ondes diffus. En effet, pour un champ d'ondes diffus, la corrélation du signal enregistré à deux stations est égale à la fonction de Green entre les deux stations pour les temps de corrélation positifs (partie causale) et la même fonction retournée temporellement pour les temps

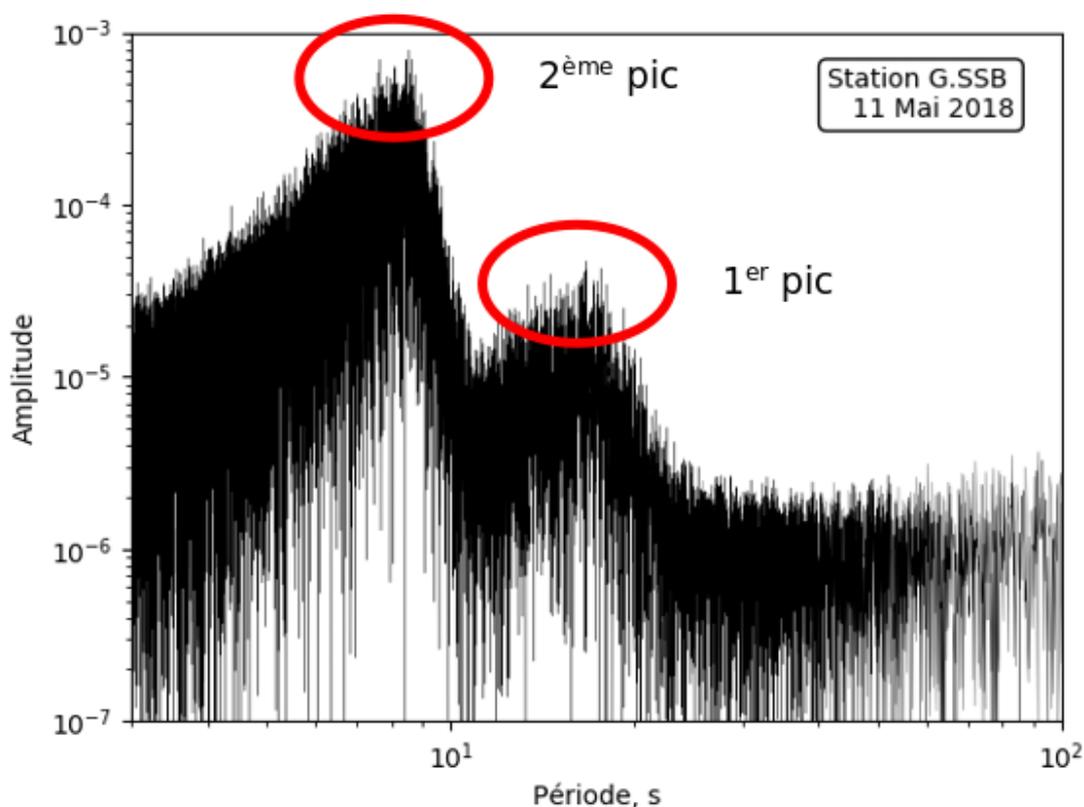


FIGURE 1.2 – Spectre de bruit sismique enregistré sur 5h30 (20 000 secondes) à la station SSB du réseau GéoScope (Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) et Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg (EOST), 1982). Les deux pics microsismiques, respectivement à 8 s et 16 s de période, sont bien visibles (cercles rouges).

de corrélation négatifs (partie anticausale), une propriété mise en évidence par Lobkis et Weaver (2001) sur le bruit thermique dans un matériau. Cette étude ne porte que sur un seul type d'ondes et néglige l'atténuation, deux hypothèses invalides en sismologie. L'interprétation habituelle de la symétrie de la corrélation est que la partie causale correspond au flux d'énergie d'une station vers l'autre tandis que la partie anticausale correspond au flux d'énergie de l'autre station vers l'une (Stehly *et al.*, 2006).

La fonction de Green correspond à la réponse impulsionnelle d'un système. Dans ce contexte, la fonction de Green entre deux points est le déplacement en un point en réponse à une impulsion à l'autre point. La fonction de Green contient des informations extrêmement utiles en sismologie comme le temps de trajet de tous types d'ondes sismiques entre les deux points, leur atténuation et bien d'autres encore.

Un champ d'ondes diffus est un champ d'ondes généré par des sources réparties

uniformément et avec des signaux non corrélés. Les sources peuvent être primaires (qui émettent des ondes) ou secondaires (qui diffractent des ondes). Dans le cas de la terre solide, le grand nombre d'irrégularités fait que les champs d'ondes sont toujours composés au moins en partie d'ondes secondaires.

Le résultat de Lobkis et Weaver (2001) a été obtenu pour des conditions différentes des ondes dans la terre solide. Pour que le résultat s'applique aux ondes sismiques, une autre propriété, l'équipartition, est nécessaire du fait de l'existence de plusieurs types d'ondes (S et P) dans la terre (Sánchez-Sesma *et al.*, 2006). Un champ d'ondes équipartitionné est caractérisé par le fait que l'énergie relative des ondes S et P est stable dans le temps. L'équipartition du champ d'ondes dans le cas de la coda sismique a été mise en évidence par Hennino *et al.* (2001). L'équipartition est une condition nécessaire pour que la corrélation converge vers la fonction de Green, mais si ce n'est pas le cas il est quand même possible d'obtenir des arrivées d'ondes de corrélations de bruit sismique. Dans le cas du bruit sismique, l'équipartition du champ d'ondes est très difficile à établir et dépend des caractéristiques locales du milieu, car l'équipartition est généralement obtenue par des conversions répétées entre ondes P et S sur les hétérogénéités du milieu. De manière générale, le bruit sismique change au cours du temps et se superpose aux signaux transitoires tels que les séismes ou le bruit d'origine anthropique. Il ne peut donc pas être considéré comme équipartitionné de manière générale et il est difficile de vérifier une éventuelle équipartition sans dispositif de capteurs en trois dimensions comme effectué pour la coda par Hennino *et al.* (2001).

Les champs diffus ont été utilisés pour la première fois pour la reconstitution de fonctions de Green en héliosismologie (Duvall *et al.*, 1993). La théorie a ensuite été raffinée en acoustique par Lobkis et Weaver (2001). La première utilisation en sismologie des fonctions de Green obtenues par corrélation de champs diffus a été effectuée par Campillo et Paul (2003) en utilisant la coda sismique dans un premier temps, puis par Shapiro et Campillo (2004) en utilisant le bruit sismique. Cette méthode a beaucoup gagné en popularité depuis pour sa facilité d'utilisation et son indépendance de la distribution de séismes, voir section 1.2.6. Les premières utilisations des corrélations de bruit en sismologie (Shapiro et Campillo, 2004; Sabra *et al.*, 2005; Shapiro *et al.*, 2005) utilisent les mesures de vitesse de groupe et vitesse de phase des ondes de surface qui sont la composante dominante du bruit microsismique et donc des corrélations de bruit. Cela reste la principale utilisation des corrélations de bruit en sismologie.

Plusieurs ont montré qu'il est possible d'obtenir des ondes de volume à partir des corrélations de bruit, à l'échelle kilométrique (Roux *et al.*, 2005), crustale (Zhan *et al.*, 2010; Poli *et al.*, 2012), mantellique (Poli *et al.*, 2015) ou globale (Retailleau *et al.*, 2020).

1.2.3 Le bruit microsismique

Le bruit sismique est constitué d'une multiplicité de sources dont la répartition n'est à priori pas aléatoire et ne vérifie donc pas les hypothèses nécessaires pour que la corrélation soit égale à la fonction de Green. Dans le cas du bruit microsismique, le lien

avec la météorologie océanique a été suspecté dès la fin du dix-neuvième siècle (voir Ebeling (2012) pour une synthèse historique). Au début du vingtième siècle, il a été mis en évidence que le bruit sismique est dominé par les ondes de surface. Les premiers modèles de génération de microséismes dans la bande spectrale correspondant au premier pic microsismique (autour de 7 secondes de période) sont apparus dans les années 50, citons en particulier les travaux de Longuet-Higgins (Longuet-Higgins et Ursell, 1948; Longuet-Higgins et Jeffreys, 1950; Cooper *et al.*, 1951). Le mécanisme proposé est que l'interférence entre deux trains d'ondes de la houle océanique peut créer une onde stationnaire qui entraîne des variations de pression dans la colonne d'eau et dont la période est le double de celle de la houle et l'amplitude est le produit de l'amplitude des deux trains d'ondes. Quelques années plus tard, Hasselmann (1963) propose un modèle de génération de bruit sismique dans la bande spectrale correspondant au second pic microsismique (autour de 15 secondes de période). Le second pic microsismique y est généré par l'interaction entre la houle et la côte et produit un signal de même période que la houle.

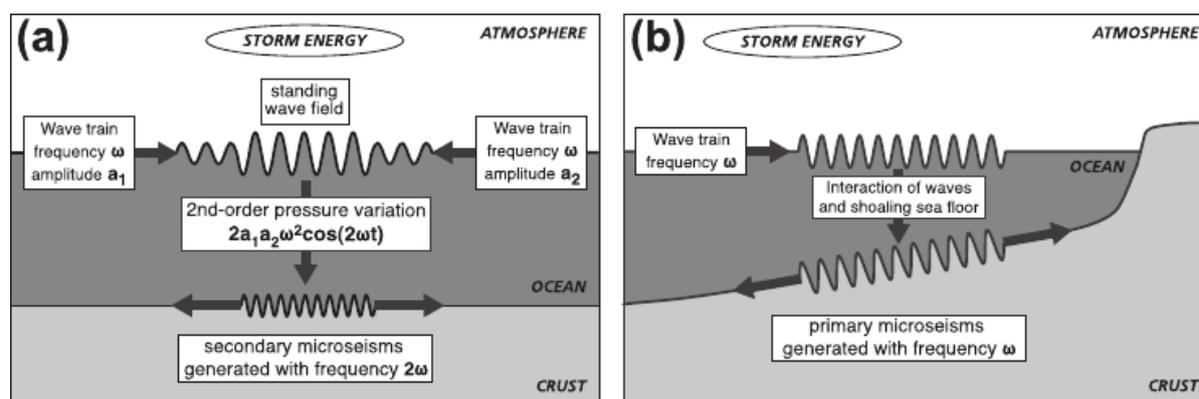


FIGURE 1.3 – Mécanismes de génération des ondes de surface du premier pic microsismique (a) et du second pic microsismique (b). Figure tirée de Ebeling (2012)

À la suite du développement des méthodes utilisant les corrélations de bruit, le bruit sismique, ses caractéristiques et sa répartition ont fait l'objet de nombreux travaux. La localisation des sources de bruit sismique en utilisant les méthodes d'analyse de réseau permettent de confirmer la relation entre bruit sismique et tempêtes océaniques pour le premier pic microsismique et la localisation de la côte pour le second pic microsismique, ce qui a été montré entre autres par Friedrich *et al.* (1998), Rhie et Romanowicz (2006) et Stehly *et al.* (2006). Des variations saisonnières du bruit sismique sont également mises en évidence par Stehly *et al.* (2006). Dans le cas de l'Europe centrale, qui correspond à notre zone d'étude, les sources dominantes de bruit sont situées dans l'Atlantique Nord, mais leur intensité varie au cours de l'année (Essen *et al.*, 2003; Stehly *et al.*, 2006; Kedar *et al.*, 2008). De nombreuses questions restent ouvertes, à titre d'exemple, la quantité d'ondes de Love observées est généralement sous-estimée par les modèles (Ziane et Hadziioannou, 2019).

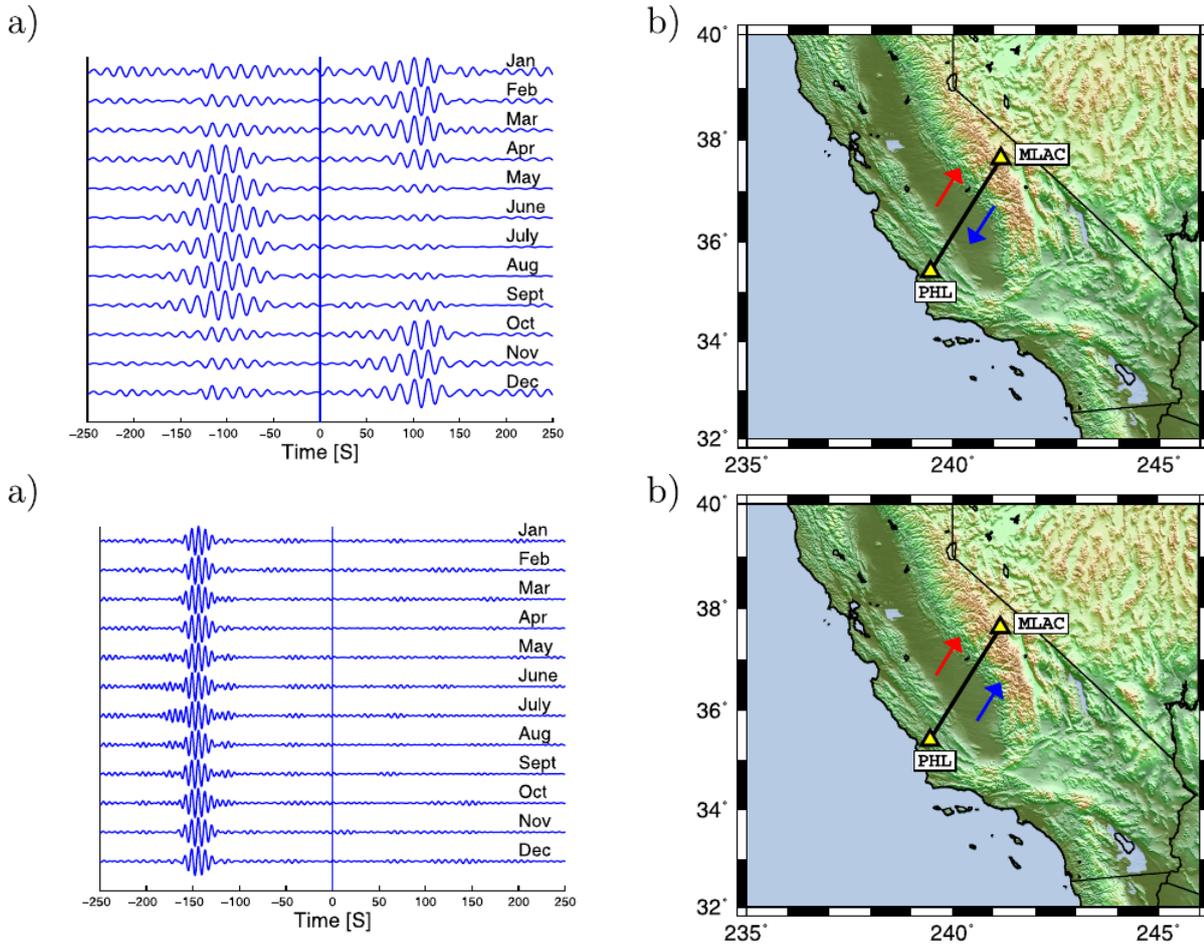


FIGURE 1.4 – Variations saisonnières de l’intensité du bruit sismique pour le premier pic microsismique (haut) et le deuxième pic microsismique (bas). À droite, la carte des stations utilisées, à gauche les corrélations de bruit mensuelles entre la station MLAC et PHL. Lorsque la partie causale du signal est plus importante, cela indique un flux d’énergie de la station MLAC vers la station PHL et les sources sont donc plutôt situées du côté de la station MLAC et inversement si la partie anticausale est plus importante. Le premier pic microsismique montre une variation saisonnière importante, au contraire du second pic dont la source est située au sud-ouest du réseau. Tiré de (Stehly *et al.*, 2006)

1.2.4 Conséquences des propriétés du bruit sismique sur les corrélations de bruit

La manifestation la plus visible d’une répartition non-uniforme du bruit sismique est l’asymétrie des corrélations de bruit. En effet, dans le cas idéal, une corrélation de bruit sismique donne un signal constitué de la fonction de Green précédé de la fonction de Green retournée temporellement. La corrélation de bruit est donc parfaitement symé-

trique. Pour une répartition anisotrope des sources de bruit, cette symétrie disparaît et on obtient une corrélation dont la partie causale a une amplitude différente de la partie anticausale. En particulier, pour un couple de stations 1 et 2, si les sources de bruit sont plus énergétiques du côté de la station 1, la partie causale de la corrélation de bruit entre les stations 1 et 2 aura une amplitude supérieure à la partie anticausale (Paul *et al.*, 2005; Stehly *et al.*, 2006). Ce comportement est schématisé en figure 1.5

Cependant, même pour une répartition des sources de bruit non optimale, la corrélation de bruit a des signaux caractéristiques d'un enregistrement de séisme. En particulier, les ondes de surface y sont bien visibles et ont une vitesse de propagation proche de celle mesurée à l'aide de séismes (Shapiro et Campillo, 2004). Cela étant dit, la répartition des sources de bruit a une influence sur les temps de trajet mesurés sur les corrélations de bruit, que ce soit pour les vitesses de groupe ou les vitesses de phase (Froment *et al.* (2010), voir aussi section 4.1.4).

1.2.5 Comment atténuer l'influence des sources de bruit sismique

Plusieurs mesures sont prises pour atténuer l'effet de la répartition des sources de bruit sismique. Les corrélations entre paires de stations sont notamment calculées sur plusieurs segments temporels de longueur égale et sommées, pour obtenir une corrélation moyenne. Toutefois, les corrélations de chacun des segments doivent être traités pour diminuer l'influence de sources de bruit particulièrement énergétique, par exemple une tempête ou un séisme. Le traitement le plus simple est simplement de normaliser les corrélations individuelles avant sommation. La longueur des segments utilisés dépend de l'application : elle doit être substantiellement plus longue que les signaux que l'on cherche à observer, mais une longueur plus courte permet d'obtenir plus de segments, ce qui accélère la convergence de la corrélation vers la fonction de Green. Cependant, si certaines zones contiennent des sources plus énergétiques sur la durée, la corrélation même sommée ne convergera pas vers la fonction de Green.

Une autre façon de compenser la domination de certaines sources de bruit sismique est de pré-traiter d'avantage les séries temporelles. Un pré-traitement particulièrement radical est le filtre dit 'one-bit', qui ne tient compte que du signe du signal et pas de son amplitude (Shapiro et Campillo, 2004), mais d'autres pré-traitements ont été proposés depuis, notamment le blanchiment spectral (spectral whitening), le blanchiment temporel ou encore l'écrêtage (clipping), le filtre one-bit étant l'écrêtage le plus extrême. Pour une analyse plus détaillée, voir l'article de Bensen *et al.* (2007), qui met particulièrement en évidence la nécessité de réduire l'influence des séismes. La plupart de ces pré-traitements sont non-linéaires. La principale conséquence de cette non-linéarité est que autant la phase du signal et le temps d'arrivée des trains d'ondes sur la corrélation correspondent à ceux de la fonction de Green, autant les amplitudes du signal, même pour une bonne répartition des sources de bruit, sont plus difficiles à interpréter (Cupillard et Capdeville, 2010)

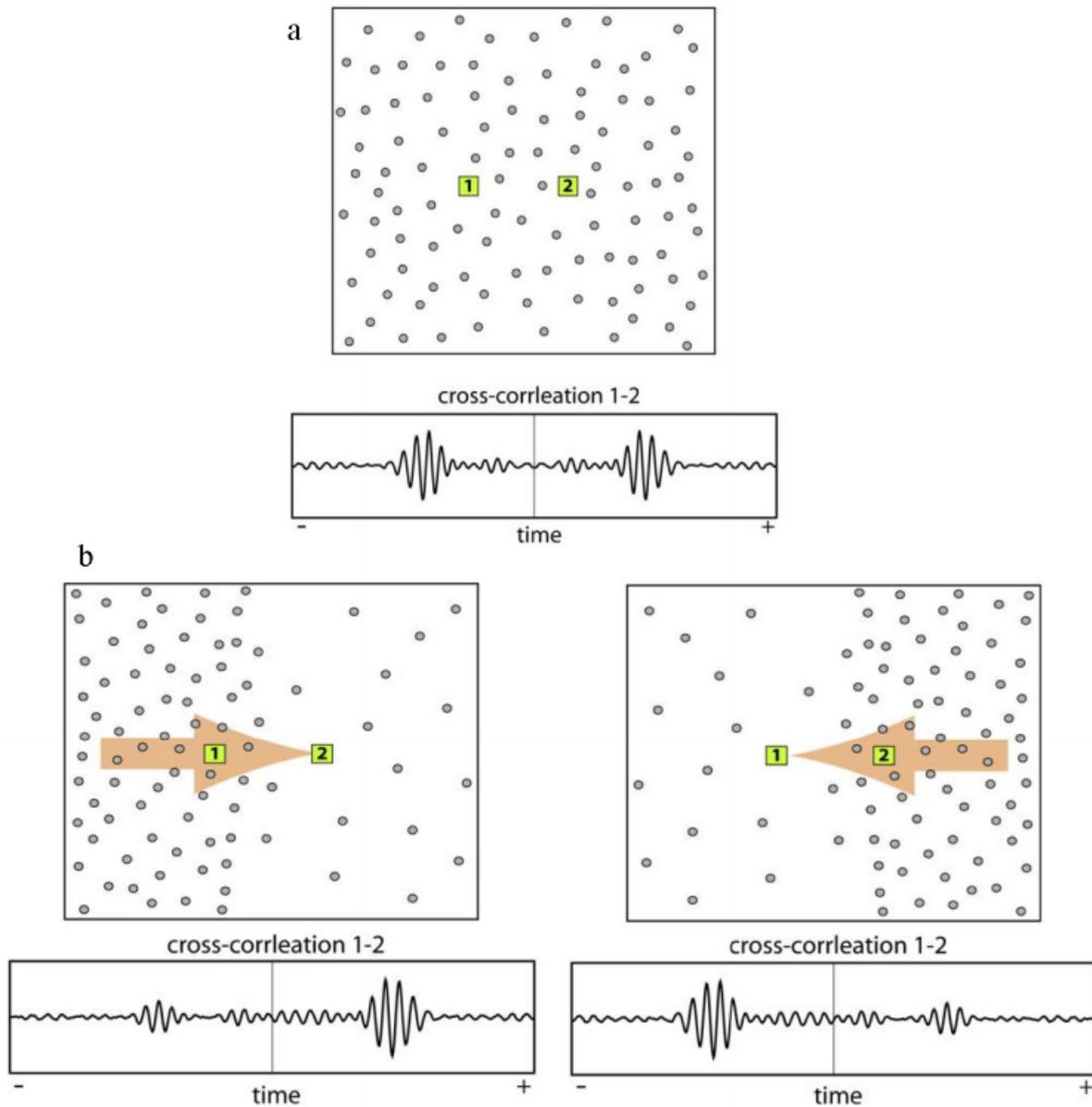


FIGURE 1.5 – Comportement des corrélations de bruit entre les stations 1 et 2. Les points représentent les sources de bruit sismique. Pour une répartition uniforme des sources de bruit (a), la corrélation de bruit est symétrique, mais si il y a plus de sources de bruit du coté de la station 1 (b, gauche), la corrélation est asymétrique et la partie correspondant à l'énergie propagée de 1 vers 2 a une amplitude plus importante que l'autre partie de la corrélation, de même si il y a plus de sources de bruit du coté de la station 2 (b, droite). Tiré de (Stehly *et al.*, 2006)

1.2.6 Utilisation de la coda des corrélations de bruit

Les corrélations de bruit permettent donc, malgré leurs faiblesses, d’obtenir des données formellement équivalentes à des enregistrements de séismes, sans avoir le défaut de dépendre d’évènements imprévisibles temporellement et mal distribués géographiquement. Elles nécessitent pour leur calcul le déploiement de stations de mesure sur de longues durées temporelles, afin d’assurer la convergence de la corrélation vers la fonction de Green.

Une utilisation des corrélations de bruit est le suivi temporel des milieux, ou monitoring. En effet les corrélations de bruit sont issues d’un processus reproductible qui, s’il dépend des sources de bruit microsismique (qui ont notamment des variations saisonnières), permet néanmoins de comparer des données obtenues à des instants différents et donc de suivre l’évolution temporelle d’une structure. Pour cette application, la coda de la corrélation est généralement utilisée car celle-ci est plus sensible aux variations moyennes du milieu par opposition aux ondes directes qui ne sont sensibles qu’aux variations le long du rai (Poupinet *et al.*, 1984). La coda des corrélations s’avère également moins sensible à la distribution des sources et à la qualité de la convergence que l’onde directe (Colombi *et al.*, 2014).

Les corrélations de bruit ont une coda utilisable pour le monitoring, cette coda peut donc également être utilisée pour obtenir des corrélations de coda de corrélations : En effet si la coda des corrélations est analogue à la coda sismique, elle peut également être corrélée pour obtenir une fonction de Green, dont la coda peut de nouveau être utilisée (Froment *et al.*, 2011). Ces corrélations, dites d’ordre supérieur, ont certains avantages liés au contrôle des sources qu’offre la coda des corrélations mais aussi des inconvénients liés entre autres à la courte durée de la coda utilisée comparée aux longues séries temporelles de bruit sismique. Ces questions sont abordées en plus ample détail dans le chapitre 2.

Au cours de cette étude nous allons nous concentrer sur l’étude des ondes de surface obtenues à partir de corrélations de bruit et sur la coda des corrélations de bruit.

1.3 Présentation du jeu de données

1.3.1 Réseaux utilisés

Pour cette étude, nous tirons profit du déploiement durant les dernières années du projet AlpArray (Hetényi *et al.*, 2018). AlpArray est une initiative européenne pour étudier les orogènes et leurs relations avec la dynamique du manteau, la tectonique des plaques, les processus de surface et le risque sismique dans le système orogénique des Alpes-Apennins-Dinarides-Carpates. Cette zone est particulièrement complexe du point de vue tectonique, avec un grand nombre de plaques différentes. C’est également une chaîne de montagnes importante d’un point de vue historique, une partie des bases de la géologie ayant été développées dans la région.

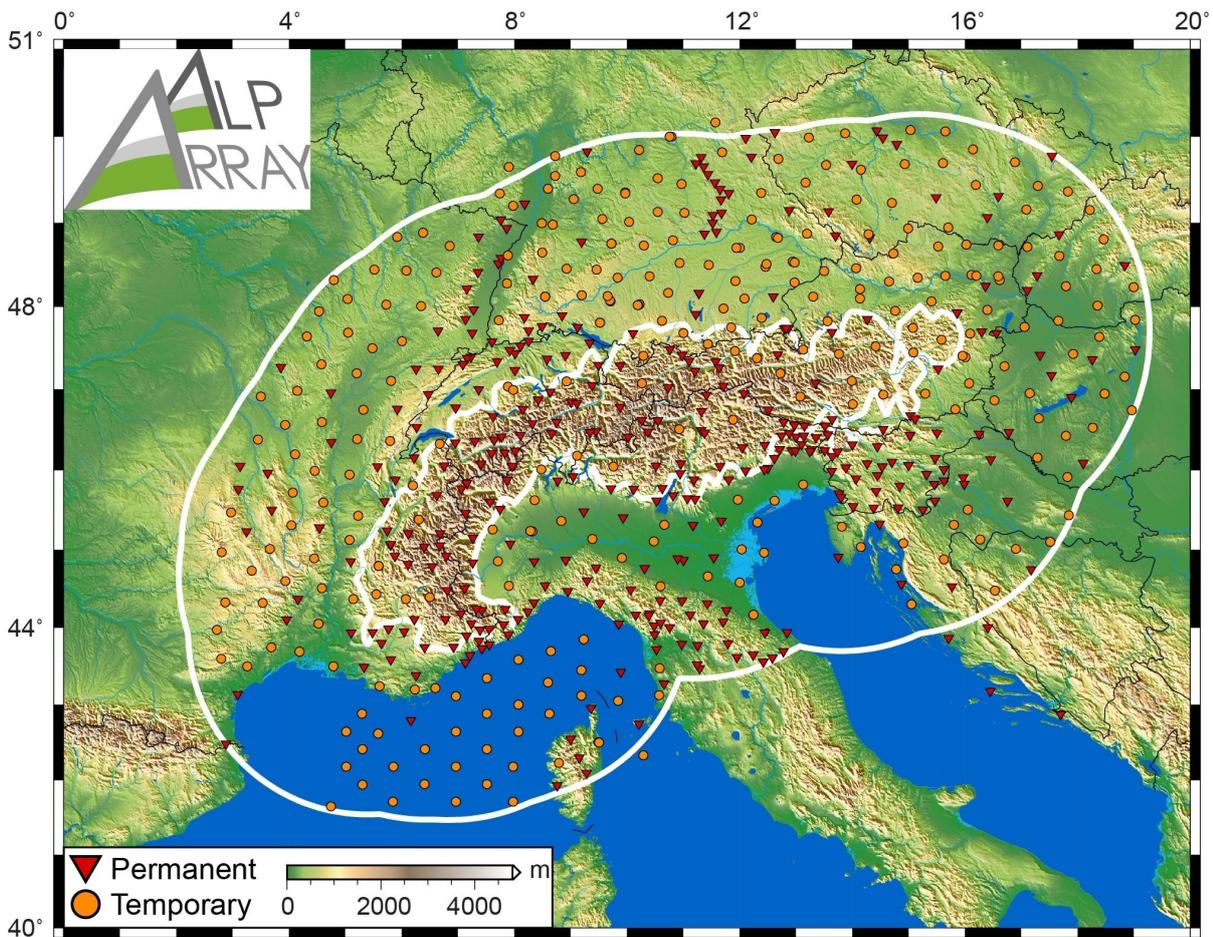


FIGURE 1.6 – Carte des stations d’AlpArray. Les stations temporaires sont représentées par des cercles, les stations permanentes par des triangles. Les deux lignes représentent respectivement la ligne de niveau de 800 m dans les Alpes et le contour de la zone à 250 km de celle-ci. Tiré de Hetényi *et al.* (2018)

AlpArray réunit 36 organismes de recherche dans 11 pays de la région et a permis de déployer plus de 600 sismomètres large-bande dans la zone, avec une couverture complète de la zone (du moins sur la partie terrestre) avec une distance interstation de moins de 60 km. La carte d’AlpArray est visible en figure 1.6. AlpArray est composé de stations temporaires installées pour au moins trois ans ainsi que les nombreuses stations permanentes déjà installées dans la zone ou installées pour l’occasion. AlpArray couvre une zone couvre toute la zone à moins de 250 km de distance de l’iso-altitude 800 m, à l’exception d’une partie de la mer Adriatique et de la mer Ligure, où la faible bathymétrie ne permet pas l’installation de stations en fond de mer. La taille d’AlpArray, son caractère régulier et la densité de stations en font une occasion unique pour étudier les Alpes à partir de données sismologiques. Un grand nombre d’articles utilisant ces données ont déjà été publiés (Lu *et al.*, 2018; Schippkus *et al.*, 2019; Fuchs *et al.*, 2019; Lu *et al.*, 2020, pour n’en citer que quelques-uns) et nul doute que de nombreux autres vont suivre.

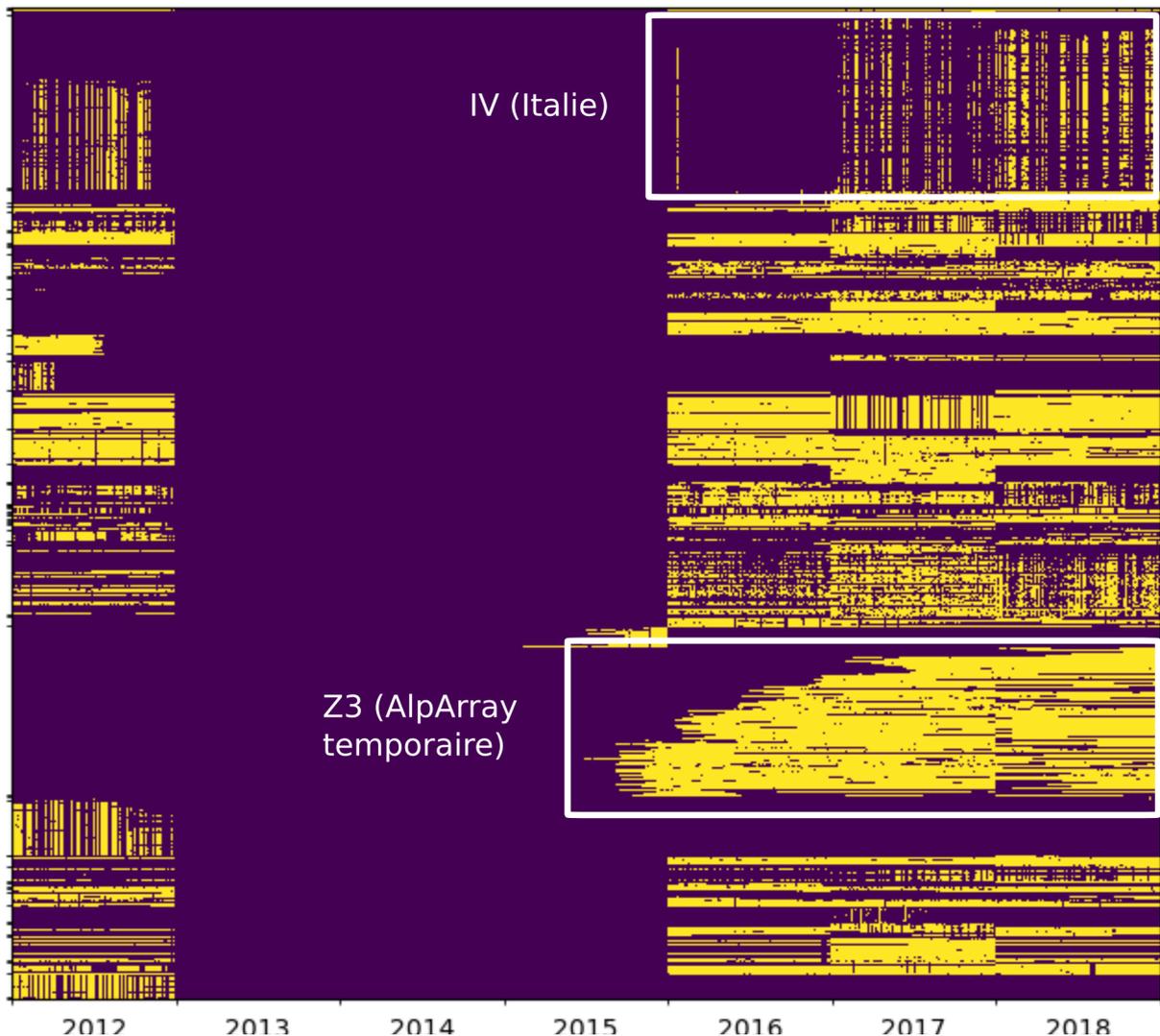


FIGURE 1.7 – Temps de résidence des données disponibles pour cette thèse. Les stations du réseau IV, qui se distinguent par leur disponibilité très sporadique à cause d’interruptions très nombreuses, et les stations temporaires d’AlpArray (réseau Z3), qui constituent le cœur du réseau, sont mises en valeur.

Pour cette étude, nous allons utiliser l’ensemble des stations d’AlpArray à l’exception des stations sous-marines ainsi que de nombreuses stations d’autres réseaux européens répartis sur l’ensemble de l’Europe. La liste exhaustive des réseaux utilisés se trouve en annexe A.1.

Les périodes d’installation des stations sont visibles en figure 1.7 et la carte des stations en figure 1.8. Le trou de couverture entre 2013 et 2016 est en cours de complétion. Les stations du réseau IV (italiennes) n’ont été que peu téléchargées car elles comportent de très nombreuses interruptions. Cette étude ne s’intéressant qu’aux ondes de Rayleigh, nous utilisons uniquement la composante verticale des sismogrammes.

Le processus de téléchargement des données est le suivant :

1. Télécharger les données brutes en segments de 24 heures. Si les enregistrements comptent plus de 12 interruptions en 24 heures, les données sont rejetées.
2. Pour chaque segment, soustraire la moyenne du signal, supprimer toute tendance linéaire.
3. Préfiltrage avec un filtre passe-bas, fréquence de coupure 0.45 Hz pour préparer la décimation.
4. Décimation à 1 Hz. En effet, les stations que nous utilisons ont une fréquence d'échantillonnage variable allant de 60 Hz à 100 Hz, mais comme nous n'allons pas nous intéresser aux périodes inférieures à 2 s, la décimation permet d'économiser beaucoup d'espace de stockage et de temps de calcul.
5. Suppression de la réponse instrumentale.
6. Filtrage passe-bande entre 0.008 Hz et 0.45 Hz dû à d'éventuels problèmes avec la réponse instrumentale à longue période.
7. Sauvegarde des données dans des fichiers à raison d'un fichier par jour.

1.3.2 Calcul des corrélations

Le calcul des corrélations de bruit à partir des séries temporelles de bruit est un processus complexe qui fait intervenir des traitements à plusieurs niveaux. Dans cette étude, nous avons essayé plusieurs traitements sur un sous-ensemble d'une vingtaine de couples de stations, notamment le blanchiment spectral, le 'comb filter', l'écriteau et des combinaisons de ceux-ci, avec pour but d'obtenir un meilleur rapport signal sur bruit (SNR) possible à large bande. La question du pré-traitement est abordée en détail dans l'article de Bensen *et al.* (2007).

Pour ce jeu de données, nous avons décidé d'utiliser un préprocessing nommé 'comb filter'. Son fonctionnement est le suivant : le signal est filtré dans plusieurs bandes de fréquence. Dans chaque bande, l'enveloppe du signal est calculée en calculant le module de la représentation analytique du signal. Le signal est ensuite normalisé par son enveloppe, ce qui donne un signal de même phase que le signal d'origine et une enveloppe constante égale à 1. Une fois cette opération effectuée dans chaque bande de fréquence, les signaux normalisés sont à nouveau sommés. Ce filtre permet d'obtenir des corrélations de bonne qualité sur une large bande de périodes. Pour cette étude, les bandes de période choisies sont : 2 - 5 s, 5 - 10 s, 10 - 20 s, 20 - 40 s et 40 - 80 s.

Le processing des séries temporelles est donc le suivant :

1. Préprocessing du bruit sismique avec un "comb filter" : le signal est filtré dans 6 bandes de période (2 s - 5 s, 5 s - 10 s, 10 s - 20 s, 20 s - 40 s et 40 s - 80 s), dans chaque bande de période le signal est normalisé par son enveloppe puis les signaux sont sommés.
2. Sauvegarde des données dans des fichiers à raison d'un fichier par jour.

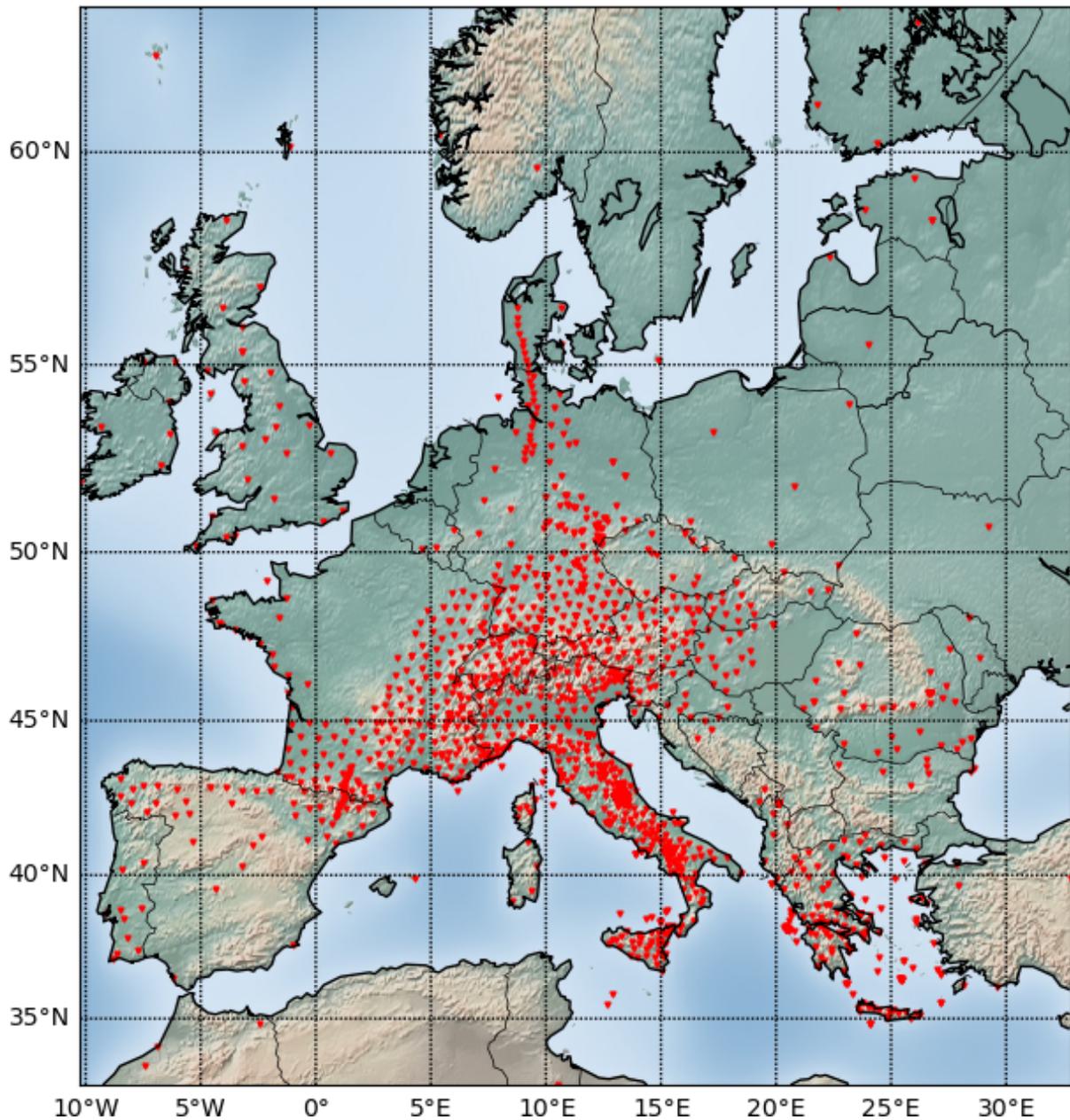


FIGURE 1.8 – Carte de toutes les stations utilisées dans cette étude.

3. Les signaux sont découpés en segments de 4 heures.
4. Pour tous les couples de stations, les segments correspondants sont normalisés par leur énergie totale puis corrélés avec un décalage maximal de 3600 s.
5. Les corrélations résultantes sont sauvegardées dans des fichiers.

Pour toutes ces opérations, nous avons utilisé la suite logicielle pycorr de Laurent Stehly et Pierre Boué ainsi que la suite logicielle obspy (Beyreuther *et al.*, 2010). Les

données font partie d'un jeu de données commun à l'équipe ondes du laboratoire ISTerre, je n'ai donc pas eu à effectuer toutes les opérations de traitement. En particulier, le téléchargement a été effectué par d'autres membres de l'équipe, notamment Anne Paul et Laurent Stehly.

1.3.3 Premier tri des données

Aux périodes de l'ordre de 5 s, la vitesse des ondes de surface est de l'ordre de 3 km/s. Si la distance interstation est trop faible, les paquets d'ondes correspondant à l'arrivée des ondes de surface du coté causal et anticausal peuvent se superposer, ce qui nuit à la qualité de la mesure. De ce fait, nous imposons que les ondes de surface arrivent après au moins deux fois la période du signal. Pour une vitesse de propagation de 3 km/s et une période de 5 s, cela correspond à une distance interstation minimale de 30 km. Nous rejetons donc toute corrélation pour des couples dont la distance interstation est inférieure à 30 km.

La carte de couverture azimutale visible en figure 1.9(b) montre un graphique par secteurs dans chaque zone, avec un secteur pour chaque zone d'azimut. Le diamètre de chaque secteur donne la proportion de rais traversant la zone avec l'azimut correspondant au secteur (échelle coupée à 10 000 rais). Une couverture azimutale parfaitement homogène donne donc un graphique circulaire. La couverture en rai et la couverture azimutale sur la zone alpine et en particulier la zone d'installation d'AlpArray (visible en figure 1.9) est très homogènes et le nombre de corrélations disponibles est tout à fait suffisant pour les besoins de cette étude. Le jeu de données final comprend 770 132 corrélations.

1.3.4 Propriétés des corrélations

Le calcul du rapport signal sur bruit (SNR) tout au long de cette étude se fait de la façon suivante : D'une part, on découpe une fenêtre dans la corrélation correspondant à des vitesses de propagation de 1 km/s et 5 km/s, la 'fenêtre de signal'. L'onde de surface est attendue dans cette fenêtre. La taille généreuse de la fenêtre au regard des vitesses attendues de façon réaliste permet d'obtenir un nombre suffisant de périodes dans la fenêtre de signal. Pour les distances supérieures à 2000 km, la fenêtre de signal correspond à des vitesses de propagation de 2.5 km/s et 4.5 km/s afin de limiter le temps de calcul. Pour calculer le SNR, on prend le dernier quart du signal qui constitue la 'fenêtre de bruit'. Le SNR est égal à la valeur maximale de l'enveloppe dans la première fenêtre divisé par la valeur moyenne de l'enveloppe dans la deuxième fenêtre. Si les deux fenêtres ont une intersection, le SNR n'est pas calculé. Cela correspond à des distances interstation supérieures à 6750 km, distances pour lesquelles nous n'avons aucune corrélation. Le but de cette définition est d'obtenir un SNR qui corresponde au rapport entre le signal et le bruit moyen, sans être trop influencé par d'éventuels pics de signal dans la fenêtre de bruit. La conséquence de cette définition du SNR est que un SNR de 2 correspond à un signal au même niveau que le maximum de bruit.

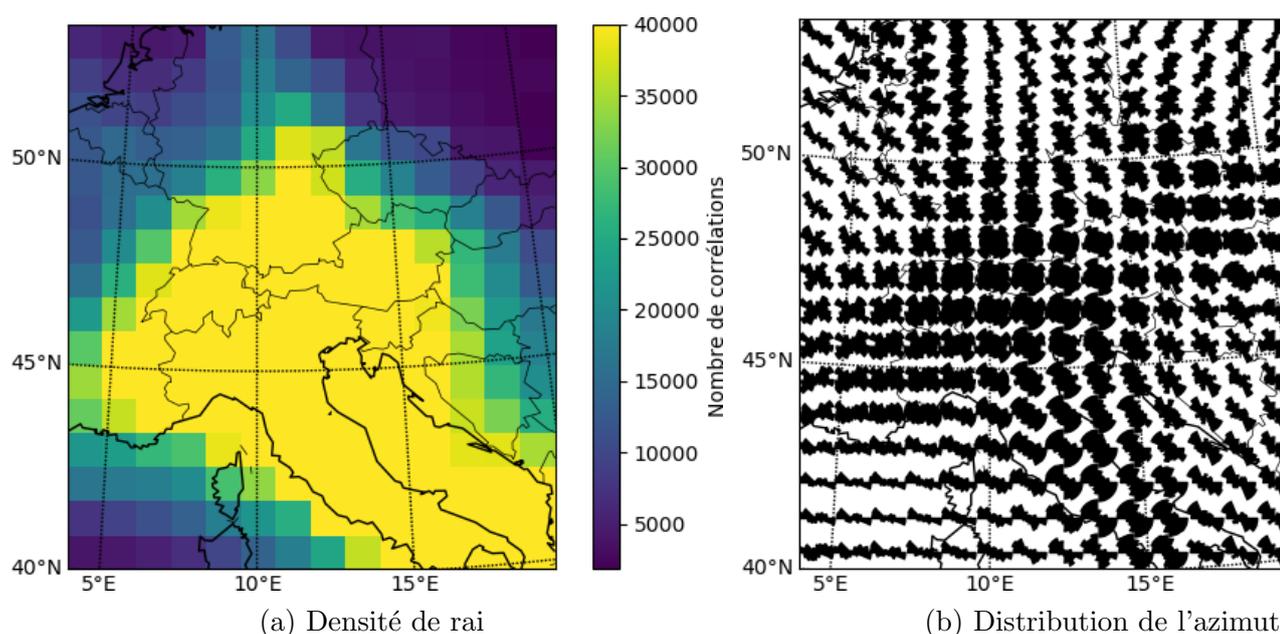
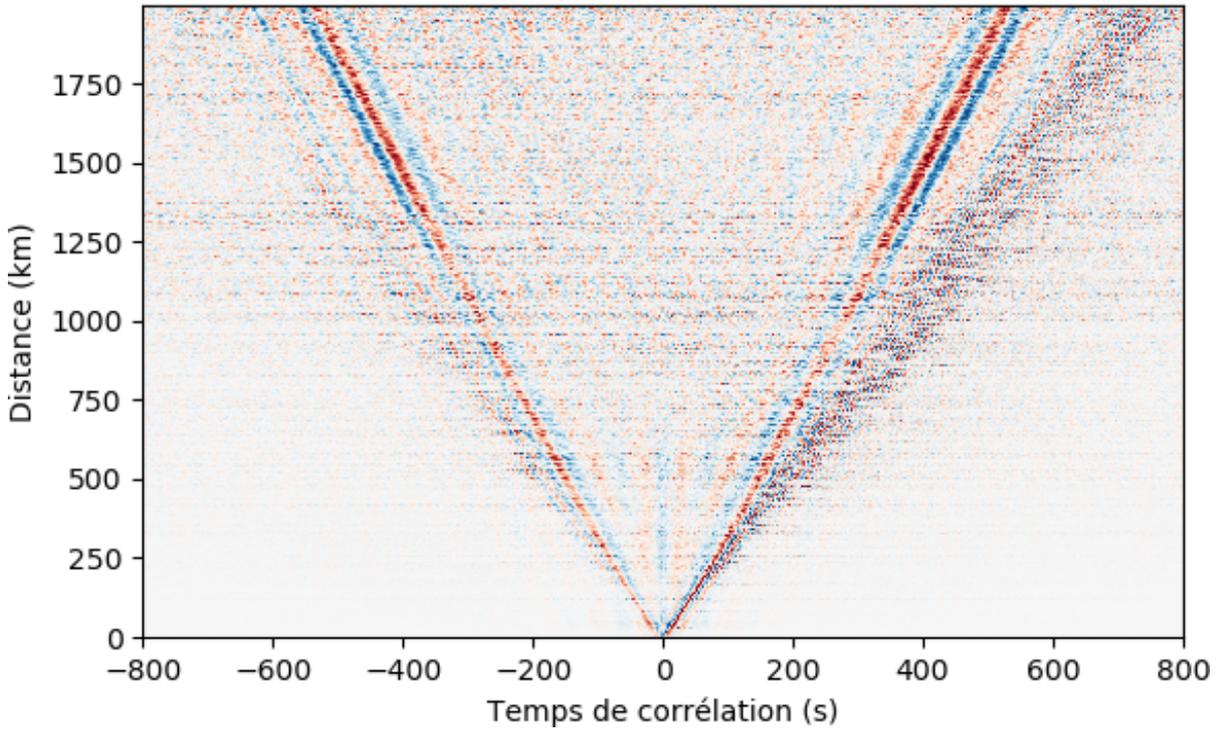


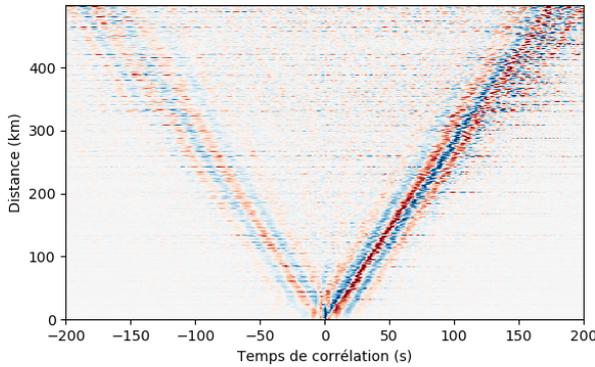
FIGURE 1.9 – Cartes de densité de rai (échelle coupée à 40 000) (a) et de couverture azimutale (échelle coupée à 10 000) (b) pour les corrélations utilisées (au moins 30 km de distance interstation). La couverture azimutale est donnée par les formes en (b). La plus grande densité de rai se situe dans les Alpes suisses et sur toutes les Alpes la couverture azimutale est bonne.

Les corrélations résultant de ce processus ont une arrivée d'ondes de surface bien visible dans une large gamme de période correspondant aux périodes utilisées par le 'comb filter', comme visible en figure 1.10 représentant une section sismique de l'ensemble des corrélations. À grande distance, on observe un signal à courte période après l'arrivée principale des ondes de surface. Cela correspond probablement à l'arrivée d'ondes de courte période. La plus grande variabilité des vitesses de propagation à courte période ainsi que la longueur de la période elle-même fait qu'à grande distance, la sommation de corrélations produit les interférences observées en figure 1.10.

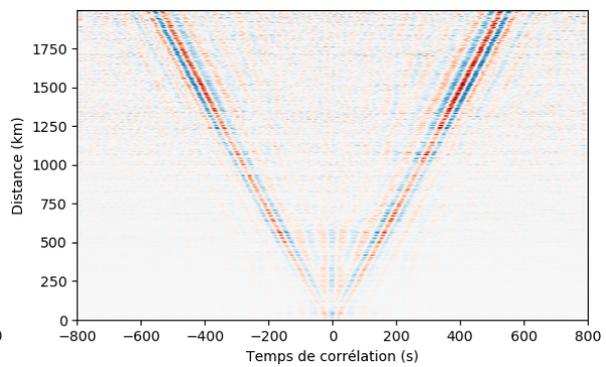
La qualité des corrélations est influencée par deux facteurs importants, l'azimut du couple ainsi que la distance interstation. La dépendance de la qualité des corrélations avec l'azimut est particulièrement visible dans les mesures de SNR, qui varie fortement avec l'azimut et a un maximum autour de 300° et un minimum dans la direction opposée comme visible en figure 1.11(a) entre 5 et 10 secondes de période : autour de 300° , à peu près la moitié des corrélations ont un SNR supérieur à 10, tandis que dans la direction opposée, la plupart des corrélations a un SNR inférieur à 10. Cette dépendance avec l'azimut est moins forte à plus longue période, comme visible en figure 1.11(b). La qualité des corrélations est également fortement influencée par la distance, comme visible en figure 1.12, sur laquelle on voit que la proportion de corrélations avec un SNR supérieur à 10 décroît avec la distance interstation. Cette dépendance est attendue à cause de l'expansion géométrique et de l'atténuation dans le milieu, qui cause une diminution de



(a) Corrélations brutes



(b) Filtrées entre 3 s et 30 s, courtes distances



(c) Filtrées entre 30 s et 80 s

FIGURE 1.10 – Section sismique de l'ensemble des corrélations, orientées de sorte à ce que la partie causale corresponde aux sources situées à 300° d'azimut puis rassemblées par bins de 1 km et normalisées par leur maximum (a), filtrées entre 3 s et 30 s (b) à courte distance, filtrées entre 30 s et 80 s (c). L'asymétrie due aux sources de bruit est surtout visible à courte période et à courte distance.

l'amplitude des ondes de surface avec la distance. Cependant, les corrélations à courte distance ont quasiment toutes un SNR supérieur à 10, quelle que soit l'orientation. En comparant avec la figure 1.11(a), on s'attendrait à ce que même à courte distance, approximativement un quart des corrélations aient un SNR inférieur à 10, correspondant aux corrélations d'azimut autour de 120° . Ce n'est manifestement pas le cas. Cette dif-

férence s'explique de trois façons : D'abord, la répartition des stations (en particulier les stations situées en Grèce et dans le nord de l'Europe) fait que le pic du nombre de corrélations observé en figure 1.11(a) pour des azimuts entre 300° et 360° (et son symétrique autour de 120°) correspond à des distances interstation plus importantes. Ensuite, si le SNR reste meilleur pour les traces 'bien' orientées, à courte distance, on obtient un SNR supérieur à 10 indépendamment de l'azimut, tandis qu'à longue distance, ce n'est le cas seulement pour les corrélations 'bien' orientées. Enfin, le nombre de jours utilisés pour calculer la corrélation joue également sur la qualité de la corrélation. Comme visible en figure 1.7, les stations italiennes ont une disponibilité très sporadique, ce qui fait que pour les corrélations impliquant des stations italiennes, le nombre de jours utilisés pour les corrélations est assez faible (moins de 200 jours), ce qui fait que les corrélations correspondantes sont de moins bonne qualité.

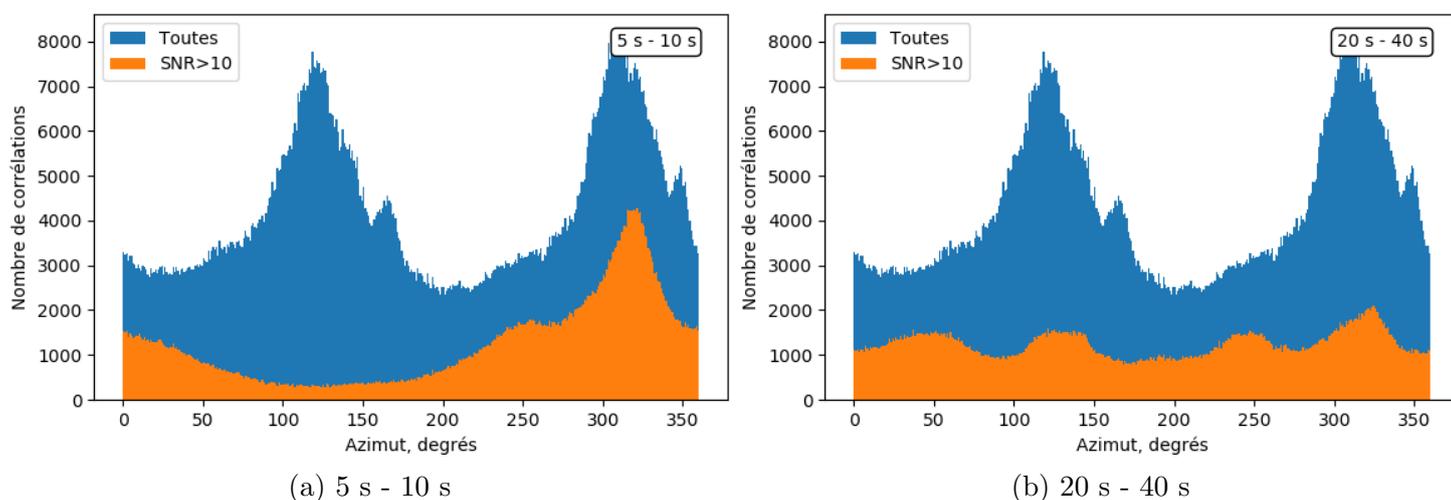


FIGURE 1.11 – Histogramme de l'azimut pour toutes les corrélations (bleu) et toutes les corrélations avec un SNR supérieur à 10 entre 5 s et 10 s de période (a) et 20 s et 40 s de période (b). La variation du SNR avec l'azimut est ici bien visible à courte période, mais beaucoup plus faible à plus longue période. Pour cette figure comme pour les suivantes, le SNR est calculé indépendamment pour la partie causale et anticausale.

À plus longue période (figure 1.11(b)) la répartition azimutale des corrélations à bon SNR est moins influencée par l'azimut : la répartition des azimuts pour les traces ayant un bon SNR reflète la répartition des azimuts de l'ensemble des traces et ce quel que ce soit l'azimut. Cela dit, même en se restreignant aux corrélations ayant un bon SNR, la couverture azimutale, bien que non uniforme, reste bonne (voir figure 1.11). De ce fait, à longue période, on obtient également un SNR supérieur à 10 dans toutes les directions.

1.3.5 Conclusion

Nous avons donc à notre disposition un jeu de données de corrélations couvrant les Alpes de façon dense en utilisant un réseau d'une étendue et densité jamais vue dans

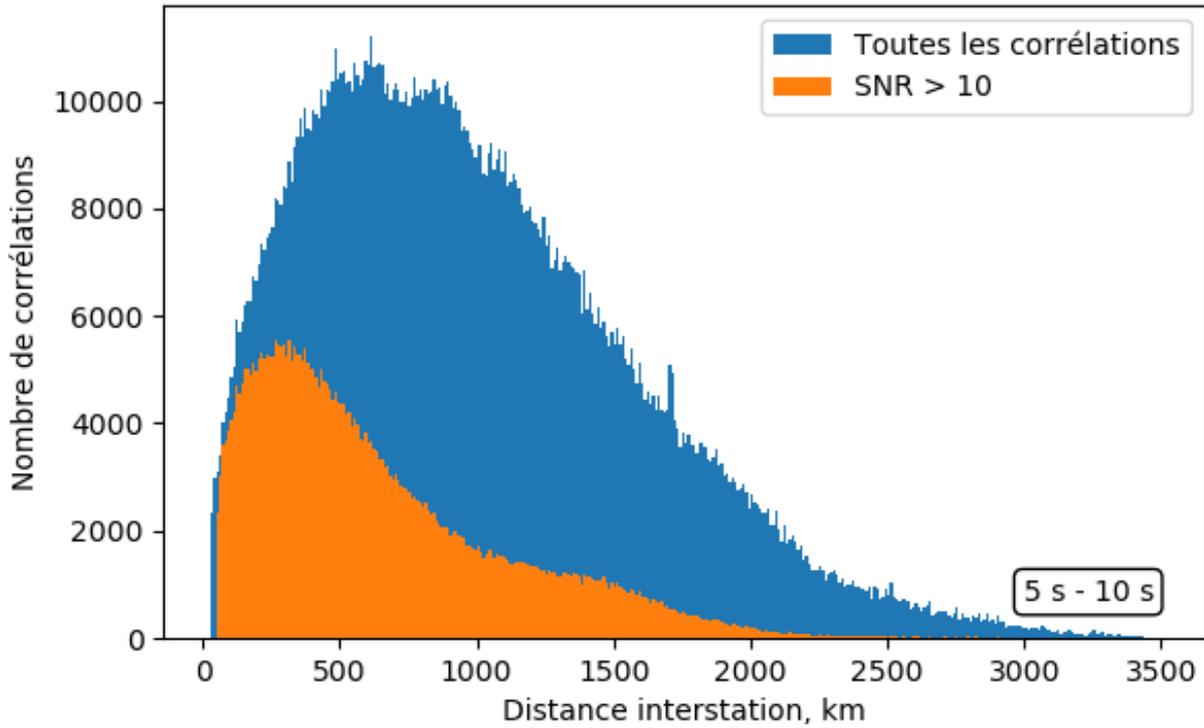


FIGURE 1.12 – Histogramme de la distance interstation pour toutes les corrélations (bleu) et toutes les corrélations avec un SNR supérieur à 10 (orange) entre 5 s et 10 s de période (orange).

cette zone, avec une gamme de distance allant de 30 km à plus de 2000 km, avec une bonne couverture azimutale sur la zone alpine, y compris si nous nous restreignons aux données avec un SNR supérieur à 10. Les arrivées d'ondes de surface sont bien visibles dans une large gamme de périodes. Ce jeu de données de presque 300 000 corrélations va nous permettre d'explorer la zone alpine, en commençant par nous intéresser aux propriétés de la coda de ces corrélations.

Chapitre 2

Coda de corrélations

2.1 Introduction

Pour pouvoir calculer efficacement les C3, nous avons commencé par étudier la coda des corrélations, en attendant que le calcul des corrélations se termine. Au cours de cette étude, nous avons constaté, comme déjà montré par Sens-Schönfelder et Wegler (2006), que les corrélations de bruit ont une coda visible, avec sa décroissance quasi-exponentielle caractéristique. De premiers essais ont montré que le facteur de qualité de la coda des corrélations varie géographiquement. Suite à des échanges avec Ludovic Margerin (IRAP Toulouse), nous avons constaté l'absence d'études sur la répartition géographique du facteur de qualité de la coda à des périodes supérieures à 1 s. De plus, les difficultés de l'interprétation des amplitudes des corrélations de bruit font que les études sur l'atténuation sismique en utilisant les corrélations de bruit sont difficiles. L'utilisation de la coda sismique nous a paru un bon moyen pour surmonter ces difficultés, mais pose de nouveaux problèmes liés à l'interprétation du facteur de qualité de la coda.

Pour cette étude, un jeu de données réduit a été utilisé, composé d'une année de données (de juillet 2016 à juin 2017), la liste des réseaux utilisés dans cet étude est visible en fin de chapitre. Le résultat de cette étude a été publié sous la forme d'un article (Soergel *et al.*, 2020), qui est ici retranscrit dans son intégralité.

2.2 Coda-Q in the 2.5 s - 20 s period band from seismic noise - Application to the greater Alpine area

Abstract

Coda-Q is used to estimate the attenuation and scattering properties of the Earth (Aki et Chouet, 1975). So far focus has been on earthquake data at frequencies above 1 Hz, as the high noise level in the first and second microseismic peak, and possibly lower

scattering coefficient, hinder stable measurements at lower frequencies. In this work, we measure and map coda-Q in the period bands 2.5 s - 5 s, 5 s - 10 s and 10 s - 20 s in the greater Alpine region using noise cross-correlations between station pairs, based on data from permanent seismic stations and from the temporary AlpArray experiment. The observed coda-Q for short interstation distances is independent of azimuth so there is no indication of influence of the directivity of the incoming noise field on our measurements. In the 2.5 s - 5 s and 5 s - 10 s period bands, our measurements are self-consistent, and we observe stable geographic patterns of low and high coda-Q in the period bands 2.5 s - 5 s and 5 s - 10 s. In the period band 10 s - 20 s, the dispersion of our measurements increases and geographic patterns become speculative. The coda-Q maps show that major features are observed with high resolution, with a very good geographical resolution of for example low coda-Q in the Po Plain. There is a sharp contrast between the Po Plain and the Alps and Apennines where coda-Q is high, with the exception a small area in the Swiss Alps which may be contaminated by the low coda-Q of the Po Plain. The coda of the correlations is too short to make independent measurements at different times within the coda, so we cannot distinguish between intrinsic and scattering Q. Measurements on more severely selected datasets and longer timeseries result in identical geographical patterns but lower numerical values. Therefore, high coda-Q values may be overestimated, but the geographic distribution between high and low coda-Q areas is respected. Our results demonstrate that noise correlations are a promising tool for extending coda-Q measurements to frequencies lower than those analysed with earthquake data.

2.2.1 Introduction

Since its inception by Aki et Chouet (1975), the coda quality factor Q_c has arguably become one if not the most employed measure of seismic attenuation around the world (see Herraiz et Espinosa (1987); Fehler *et al.* (1992); Mikesell *et al.* (2012) for reviews). In their seminal publication, Aki et Chouet (1975) demonstrate conclusively that, at sufficiently long lapse-time t after the energy release at the source, the energy envelope $E(f, t)$ of late seismic arrivals (known as coda waves) observed in a narrow frequency band $f \pm \Delta f$ follows an algebro-exponential decay of the form :

$$E(f, t) = S(f)e^{-\frac{2\pi t f}{Q(f)}t^{-\alpha}} \quad (2.1)$$

where the exponent α typically varies between 1 and 2 depending on the type of waves (surface waves or body waves) and scattering model (single-scattering or diffusion). The coda wavefield itself can be shown to obey Gaussian statistics with very good accuracy (Anache-Menier *et al.*, 2009; Obermann *et al.*, 2014). This statistical property follows logically from the physical interpretation of the coda as a superposition of a large number of scattered waves with random phase, by application of the central limit theorem. Using the Gaussian hypothesis, it is straightforward to demonstrate that the energy envelope obeys an exponential distribution, which explains quantitatively the large fluctuations of the coda intensity observed in the data. A practical implication of these fluctuations is

that the parameter α cannot be determined unambiguously from the data alone, but has to be fixed in advance based on a physical model. Aki et Chouet (1975) proposed several simple scattering scenarios underpinning formula 2.1. In the single scattering model, α equals 1 or 2 depending on the type of waves that dominate the coda : surface waves for the former, body waves for the latter. Single scattering also implies the relation :

$$\frac{1}{Q_c} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_{sc}} \quad (2.2)$$

suggesting that Q_c is a measure of total attenuation. In sharp contrast with single scattering, formula 2.1 may also be explained by a diffusion model where a large number of scattering events occur between source and detection. In the diffusion regime, α depends on the dimensionality of the medium. In half-space geometry, $\alpha = 3/2$ whereas in waveguide geometry $\alpha = 1$. Furthermore the diffusion model implies :

$$\frac{1}{Q_c} = \frac{1}{Q_i} \quad (2.3)$$

suggesting that in this regime Q_c is a measure of absorption in the medium. After Aki and Chouet's discovery, it has long been considered that single scattering was the most appropriate model for the coda on Earth. This situation changed radically in the mid-nineties with the introduction of quantitative methods of measurement of scattering and absorption properties in the framework of radiative transfer theory (Wu et Aki, 1988; Fehler *et al.*, 1992). It became clear that multiple scattering plays a fundamental role in the generation of coda waves and also that the interpretation of Q_c is not univocal. On the one hand extensive data analyses in Japan by Carcole et Sato (2010) show very good coincidence between Q_c and Q_i in agreement with the predictions of the diffusion model. On the other hand, Calvet et Margerin (2013) show on a data set from the Pyrenees that Q_c agrees well with Q_i only when scattering is not too strongly anisotropic and the coda window is chosen at sufficiently long lapse time. Independently of its physical interpretation, Q_c remains an interesting proxy for the mapping of spatial variations of attenuation. In earthquake seismology, Q_c is generally observed in the 1 - 20 Hz frequency band, but imaging attenuation at longer periods is of crucial importance for seismic hazard calculations, as the resonance frequencies of tall buildings can lie below 1 Hz. It also gives important insights on the attenuating and scattering properties of rocks. The detection of the coda at longer period is hampered by the fact that the scattering coefficient decreases rapidly with T (as shown by theoretical studies in random media, e. g. Stanke et Kino (1984)) and by the strong permanent excitation of ambient noise by swell and oceanic wave interactions between 5 s and 15 s period. In fact, this period band represents an observational gap for the seismic Q, which makes it difficult to pinpoint the dominant physical mechanisms at the origin of seismic attenuation. Seismic interferometry (Campillo et Paul, 2003; Shapiro et Campillo, 2004) offers an attractive alternative to study the attenuation of seismic waves, particularly in the period band of ocean-generated microseismic noise. While most efforts so far have focused on the determination of attenuation based on the propagation properties of ballistic waves (e. g. Prieto et Beroza

(2008), Cupillard et Capdeville (2010), Denolle *et al.* (2013), Liu *et al.* (2015), Stehly et Boue (2017)), it is clear that cross and auto-correlations of the ambient noise wavefields also possess a coda that could fruitfully complement the standard analyses. This coda has in fact been exploited for more than a decade in monitoring techniques such as passive image interferometry (Sens-Schönfelder et Wegler, 2006). In spite of the success of seismic interferometry and passive image interferometry, not much attention has been paid to the decay properties of the coda of ambient noise correlograms. It is the purpose of this paper to bridge this gap and to demonstrate that spatially coherent variations of coda attenuation may be extracted from ambient noise data thanks to appropriate data selection and processing procedures.

2.2.2 Data and data processing

2.2.2.1 Data

We use continuous data (vertical component) recorded over twelve months, between July 2016 and June 2017. During this period, a large part of the AlpArray temporary seismic experiment was installed and running, hence the high station density in the Alpine region. A total of 736 stations, located in the area (2°E-20°E, 35°N-55°N), are used, with 542 permanent and 194 temporary AlpArray stations. The AlpArray seismic network is the combination of ~ 350 permanent broadband stations and ~ 280 temporary broadband stations that span over the greater alpine area from Massif Central in the west to Pannonian Basin in the east, and Corsica in the south to north of the Czech Republic (Hetényi *et al.*, 2018). The temporary array was designed to obtain a homogeneous coverage with station spacing 52 km. Because of its homogeneous distribution, regular spacing and long residence time (2 to 3 years) the AlpArray seismic network is well suited for seismic noise interferometry. Note that a larger number of stations is processed, but the 736 stations are those for which we can extract signal from correlations. We additionally use four years of data from a subset of permanent seismic stations to study convergence of observed coda-Q (see Section 2.2.4.2). The data are distributed by EIDA (European Integrated Data Archive), a service of ORFEUS (www.orfeus-eu.org). Figure 2.1 shows the station distribution.

2.2.2.2 Preprocessing and noise correlations

Before computing the correlations, we preprocess the noise recorded by each station in two main steps. First, each daily record is detrended, low-pass filtered (0.45 Hz corner frequency), decimated to 1 Hz and corrected for instrument response. This reduced data set is stored to disk. One specific difficulty of noise correlations is that they require handling of transient high amplitude signals such as earthquakes or storms. After tests, we choose a preprocessing that we will refer to as ‘comb filter preprocessing’: the signal is filtered into several period bands (3 - 5, 5 - 10, 10 - 20, 20 - 40, 40 - 80 and 80 - 200 seconds), each of the filtered signals is normalized by its envelope, and the six filtered

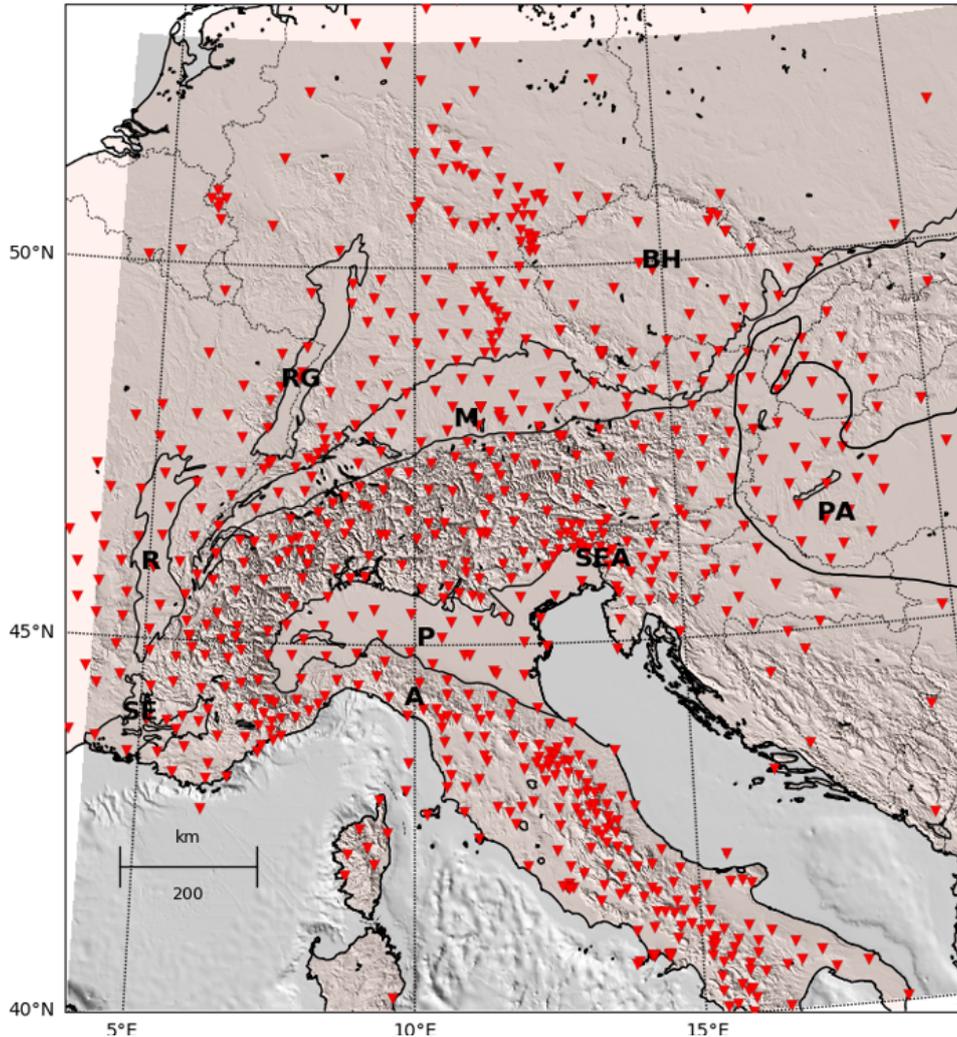


FIGURE 2.1 – Map of stations used in this study. The network is composed of permanent stations as well as temporary stations of AlpArray (AlpArray Seismic Network, 2015; Hetényi *et al.*, 2018). The references to the datasets can be found in Section 6. Geographic locations mentioned in the text are : the Po Plain (P) and the South-Eastern Alps (SEA), the Bohemian Massif (BH), the South-East France Basin (SE), the Rhone Valley (R), the Rhine Graben (RG), the Molasse Basin (M), the Pannonian Basin (PA) and the Apennines (A). The outlines of the Bohemian Massif to the west and north correspond roughly to the frontiers of the Czech Republic (national boundaries shown as thin dotted lines).

and normalized signals are finally stacked. This preprocessing was chosen specifically since it achieves broadband signals that do not have dominating transients, therefore well adapted to obtain broadband correlations for Green’s function estimation. It has been demonstrated that convergence of the correlations is faster in shorter time windows as compared to daily time windows (e.g. Poli *et al.* (2012)). The window length must

remain large as compared to the maximum lag time used, in our case we use lag times of up to ± 3000 s. We therefore calculate cross-correlations between each pair of stations using 4h windows, normalize and stack them, to obtain one correlation trace for each station pair. We thus obtain $\sim 500\,000$ correlations, where for each one we keep track of the total number of days stacked. Figure 2.2 shows the seismic section of correlations in the three frequency bands we use in this study. It is known that the Rayleigh wave component of the seismic noise in northern Europe is dominated by waves emitted by sources in the North Atlantic Ocean during the winter season, and more widely distributed if the whole year is considered (e. g. Friedrich *et al.* (1998), Stehly *et al.* (2006), Pedersen *et al.* (2007), Kedar *et al.* (2008), Landès *et al.* (2010), Hillers *et al.* (2012), Retailleau *et al.* (2017)). The correlations are therefore oriented so that the causal signal (positive times) corresponds to seismic waves propagating away from 300° azimuth, i.e. from the half space which contains the main noise source area. As expected, the Rayleigh wave emerges very clearly in the causal part and less so in the anticausal part, especially at longer interstation distances.

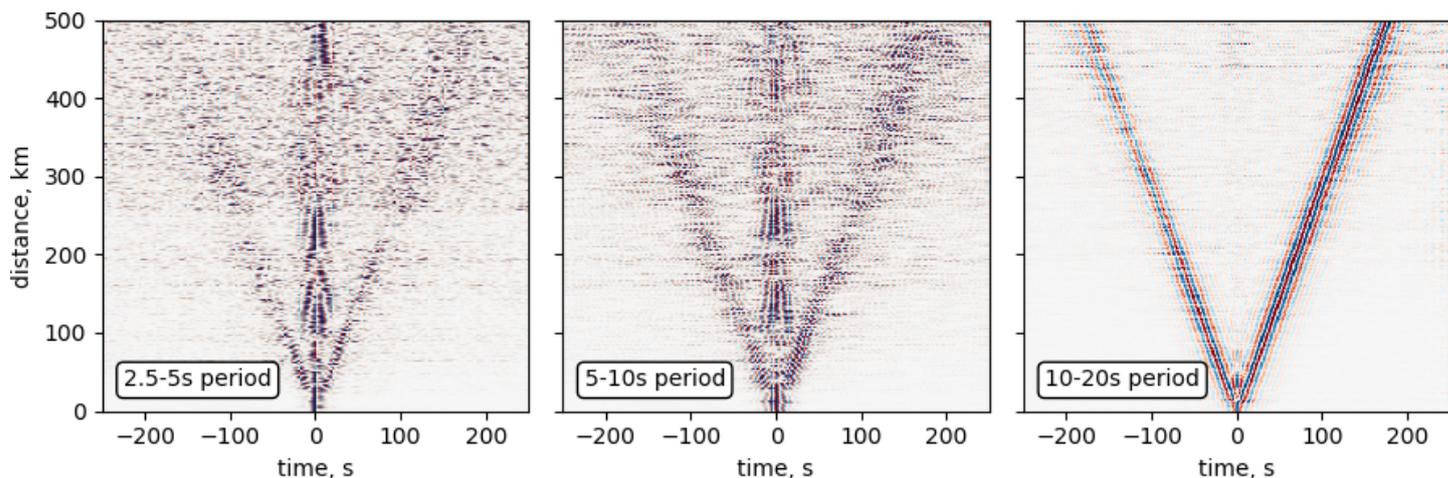


FIGURE 2.2 – Seismic section of correlations in the 2.5 s – 5 s (left), 5 s – 10 s (center) and 10 s – 20 s (right) period bands. The traces are stacked in bins of 1 km and normalized by their maximum. All correlations have been oriented so that the causal part points away from 300° of azimuth; i.e. the direction which approximately corresponds to the dominant direction of the noise sources. We clearly see the dispersive Rayleigh waves. As expected, the amplitude of the causal part is higher than the anticausal part, especially for longer distances. The plot of seismic sections for the selected dataset (see Section 2.2.2.3) is shown as supplementary material A.1.

2.2.2.3 Coda-Q measurements

The coda-Q measurement is carried out independently in three period bands within the first (10 s - 20 s) and second (2.5 s - 5 s, 5 s - 10 s) microseismic peaks. The processing

and our observations are exemplified for the 5 s - 10 s frequency band, where the measurement of coda-Q is of highest quality. We analyze the correlations independently for the positive and negative times, so in the following, the term 'trace' refers to either the positive or the time-reversed negative correlation. Unless otherwise stated, we present examples and results on traces that are bandpass filtered between 5 s and 10 s period. We have a total of $\sim 1\,000\,000$ such traces. Figure 2.3 shows the different steps of the coda-Q measurement for a single trace.

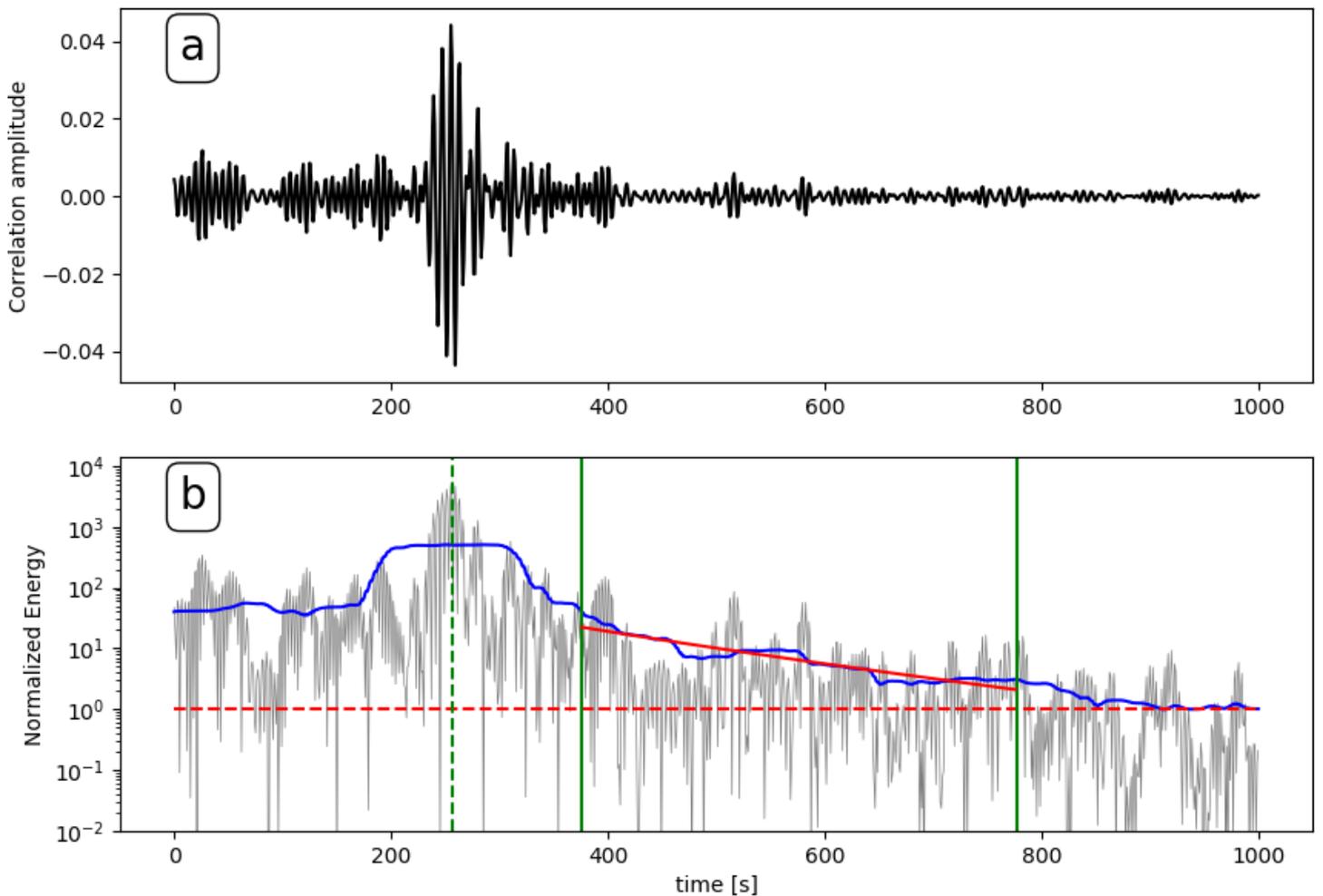


FIGURE 2.3 – Example of processed trace (station couple CH.BERGE - Z3.A263A, interstation distance 703 km). a) Correlation filtered between 5 and 10 seconds. b) Same trace squared (grey) and smoothed (blue). The red line corresponds to the modeled coda decay after inversion for coda-Q. The green lines mark the borders of the interval in which the coda is fitted. Green dashed line : main arrival. Red dashed line : noise level (normalized to 1). Note the logarithmic vertical scale in the bottom plot.

For each trace, the arrival time of the direct Rayleigh wave is estimated, within a window corresponding to a propagation velocity of 1.5 to 5 km/s, as the time where the

envelope of the trace is maximum (green dashed line in Figure 2.3(b)). The energy as a function of time (grey line in Figure 2.3(b)) is calculated as the square of the trace, normalized by the average energy in the last quarter (2250 - 3000 s) which is stable over this interval. After normalization, the average energy in the last quarter of the signal is 1 (dashed red line in Figure 2.3(b)). The normalized energy is then smoothed (blue line in Figure 2.3(b)) with a time window which has a length of 16 times the dominant period (after filtering, as stated above). In the following the signal-to-noise ratio (SNR) is defined as the value of the smoothed energy at the arrival time of the direct Rayleigh wave, after normalization. Figure 2.4 shows plots of trace density of correlations in the Gräfenberg area (11°E-12°E, 49°N-50°N) for different frequency bands, using only correlations with station distances between 50 and 200 km which passed all selection criteria detailed later in this paragraph. We observe three different regimes of the smoothed energy, as already pointed out in Sens-Schönfelder et Wegler (2006) : the main arrival (the ~ 200 s duration of this peak is created by the smoothing), followed by a gentle slope, corresponding to the coda, over a few hundred seconds, and finally followed by a smooth transition into the background noise.

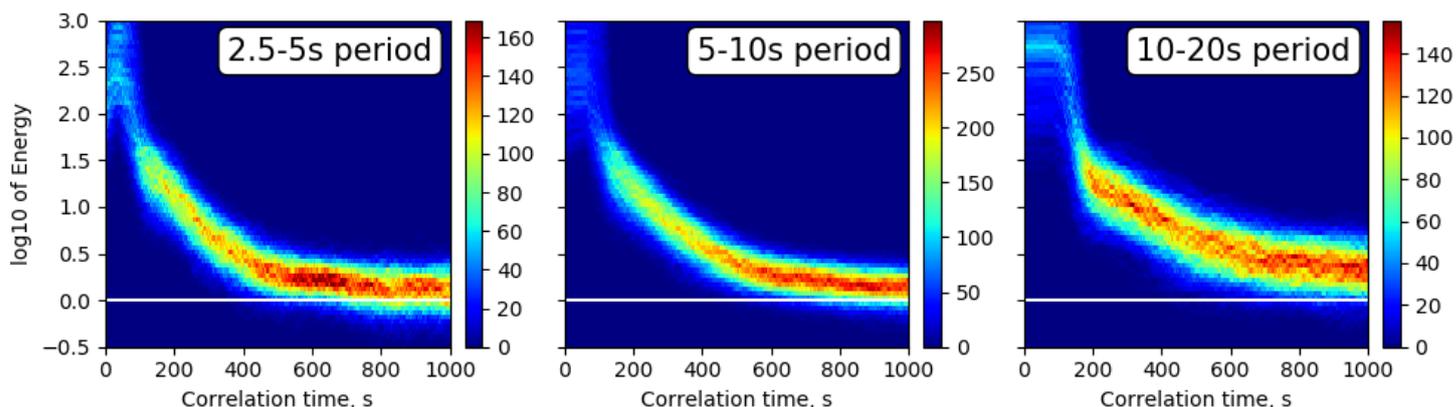


FIGURE 2.4 – Smoothed energy (log scale) as a function of time (correlation time) for correlations for which one of the stations is located in the Gräfenberg area (11°E-12°E, 49°N-50°N) and the interstation distance is between 50 km and 200 km. This plot uses only traces for which the trace is above the noise level in the coda window and where the measured coda-Q is in the acceptable coda-Q range. The traces are shown in the form of trace density where the colour of each pixel indicates the number of traces crossing it. The white line corresponds to the noise level.

To estimate coda-Q, we define the beginning of the coda window as 120 s (vertical green line in Figure 2.3(b)) after the main arrival. This choice, checked by visual inspection on a large number of traces and trace density plots such as those shown in Figure 2.4, is motivated by the need of avoiding strong influence of the main peak. It also corresponds to 16 times the central period of the 5 s - 10 s period band (which is the smoothing length). The window length is 400 s (600 seconds for 10 s -20 s period band), chosen as the longest possible window length while staying above the noise level. These window lengths correspond to a lower limit of 40 periods in the 5 s - 10 s band and of 30 periods

in the 10 s - 20 s band. In comparison, Mayor *et al.* (2016), who used earthquake data, used an observation window of 50 s in a frequency band between 1 Hz and 32 Hz that corresponds to 50 and 1600 periods. Within the defined coda window, we measure coda-Q following the classical procedure of Aki et Chouet (1975). It models the coda energy decay with the equation $E(f, t) = S(f)e^{-\frac{2\pi f}{Q(f)}t^{-\alpha}}$ (Equation 2.1) where E here is the normalized energy, $S(f)$ is a constant which depends on source magnitude, site effects and frequency, t is the time since the event, f is the frequency of the signal, Q is coda-Q and α is an algebraic coefficient (Aki et Chouet, 1975) that depends on the type of waves (surface waves or body waves) and scattering model (single-scattering or diffusion). Since we are using noise cross-correlations instead of earthquake measurements, the time since the event is replaced by the correlation time. Coda-Q for the trace is obtained by least-squares fit of the logarithm of $E(f, t)t^\alpha$. We use $\alpha = 1$ (corresponding to single-scattering of surface waves) since we expect surface waves to be dominant and since our coda window is close to the Rayleigh-wave arrival. At this stage, we exclude from further analysis a subset of correlations, using three criteria. First, as we will only use short interstation distances in the mapping we exclude traces that correspond to distances of more than 3000 km. Second, we exclude traces for which the coda energy (smoothed over a 40 period long window), falls below the noise level within the analysis window. Third, we also reject all coda-Q measurements with coda-Q values smaller than 10 or bigger than 2000 (4000 in the 2.5 s - 5 s period band). This selection reduces the original dataset of $\sim 1\,000\,000$ traces by $\sim 87\%$ (2.5 s - 5 s), 56% (5 s - 10 s) and 51% (10 s - 20 s). These rejection rates can be compared with those of Mayor *et al.* (2016) who chose a subset of 50% of their earthquake coda dataset for the mapping of coda-Q, decreasing the number of coda measurements from $\sim 40\,000$ to $\sim 20\,000$. The seismic sections after this selection are shown in Supplementary material A.1. As the fit to the energy depends both on the term $t^{-\alpha}$ and on coda-Q, it is at this stage relevant to discuss the choice of $\alpha = 1$. Figure 2.5 shows the equivalent to Figure 2.4 (5 s - 10 s periods) within the 400 s long coda window, but this time corrected for the term t^{-1} . The remaining decay shows a clear linear decrease with time, which validates our choice for α . However, the spread of the data means that α cannot be constrained very strictly. Choice of for example $\alpha = 1.5$ (diffusion regime) implies an overall increase of the estimated coda-Q for all traces and an increase of the curvature upwards on Figure 2.5, which does not seem appropriate.

Figure 2.6 (left) shows the distribution of coda-Q (5 s - 10 s period) after data selection. In contrast with earthquake studies, we need to verify that coda-Q is independent of azimuth, due to the systematic directional dependence of incoming energy. Considering the 50 km - 200 km distance range (in blue), coda-Q is indeed independent of azimuth as shown in Figure 2.6 (center). This demonstrates that secondary observables such as coda-Q can be independent of azimuth even though the main arrival is not. At longer distances, there is a visible dependence of coda-Q with azimuth. This dependence corresponds to the distribution of noise sources : at longer distances, there is a bias towards lower coda-Q for azimuths corresponding to the main noise sources, and a bias towards higher coda-Q in the opposite direction. For short distances, the azimuthal coverage is very homogeneous over the whole area, whereas for longer distances the station

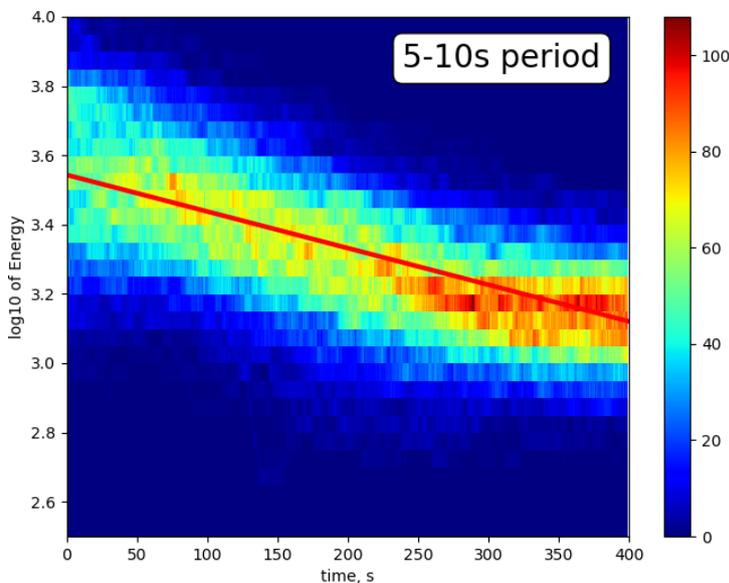


FIGURE 2.5 – Smoothed energy (log scale) as a function of time (lag time after main arrival), after correction for the $t^{-\alpha}$ term, for the same traces as in Figure 2.4, and for the 5 s – 10 s period band. The traces are shown in the form of trace density where the colour of each pixel indicates the number of traces crossing it. The red line corresponds to the (geometrical) average of coda-Q observed on the same traces.

distribution leads to uneven azimuthal coverage. For example, there are no long SW-NE oriented profiles that sample large parts of the Italian peninsula while many NW-SE profiles sample that same area. In addition, the azimuth distribution is poor for stations close to the edge of the array, and this effect increases if we use longer interstation distances. Therefore, the azimuth dependence at distances longer than 200 km may reflect that different azimuths do not sample exactly the same regions. The independence of coda-Q with azimuth in the 50 km - 200 km distance range demonstrates that, at least in our case, the distribution of noise sources does not influence the value of coda-Q. Based on these observations, we restrict ourselves to interstation distances of 50 km - 200 km for analyzing geographical variations in coda-Q; this selection corresponds to 18 433 coda-Q measurements in the 2.5 s - 5 s period band, 40 699 in the 5 s - 10 s period band and 31 524 in the 10 s - 20 s period band. The observed independence of coda-Q with azimuth is in agreement with Colombi *et al.* (2014) who used both numerical simulations and field data to show that the coda of correlations is very stable in terms of waveforms with respect to source distribution. Figure 2.6 (right) shows that for short interstation distances, used for mapping (50 km - 200 km, shown with green lines), coda-Q (average in red, standard deviation in blue) is slightly increasing with distance. Consequently, we will have a (small) systematic bias in regions with long interstation distances towards higher coda-Q values. However, our station distribution is dense enough to avoid this problem, except on the edges of the array. As the coda is composed mainly of surface waves at the periods we are considering, leakage of coda into the mantle as described in

Margerin *et al.* (1999) should not be a significant factor. Indeed, the depth penetration of the surface waves is much smaller than Moho depth.

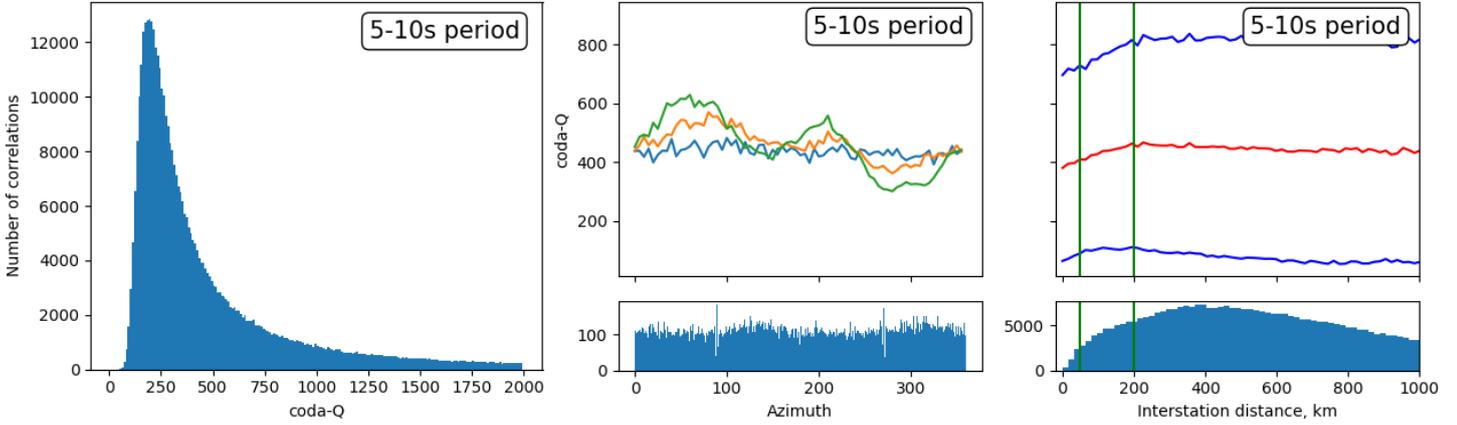


FIGURE 2.6 – Left : Histogram of coda-Q. Center : coda-Q as a function of azimuth in the distance bands 50 km – 200 km, 200 km – 400 km and 400 km – 800 km, and histogram of azimuth (in the distance range 50 km – 200 km). For longer distances, azimuths corresponding to the main noise sources have lower coda-Q values, whereas azimuths opposed have higher ones. This is most likely due to the difference in signal-to-noise ratio, as if the coda window is dominated at least partly by noise the measured coda-Q will be higher. As compared to Figure 2.2, the anticausal part corresponds to the data for azimuth between 30° and 210° whereas the causal part corresponds to data for azimuths between 210° and 360° and between 0° and 30°. Right : coda-Q as a function of distance, and histogram of distances (green lines show the 50-200 km range). The red line corresponds to the average coda-Q and the blue lines corresponds to the average \pm one standard deviation.

2.2.3 Mapping of Coda-Q

The main difficulty for transforming coda-Q measurements into a geographic distribution is that the area sampled by the coda is dependent on scattering regime. The additional propagation distance with respect to the great circle distance corresponds at the beginning of the coda wave window (120 s after the main arrival) to ~ 360 km and at the end of the coda window (520 s after the main arrival) to ~ 1560 km. It can therefore be expected that the beginning and the end of the coda are not in the same scattering regime. Additionally, we know that the typical estimation of the mean free time in the crust is of the order of tens of seconds at 1 s period. Although the scattering coefficient decreases at longer periods, we do not expect single scattering (e.g. (Xie et Mitchell, 1990)) to be the dominant mechanism at long lapse time in our data. Furthermore, we know from the work of Mayor *et al.* (2014) that the slope of intensity decay (hence coda-Q) is more sensitive to absorption than scattering, if scattering is isotropic. Usually scattering anisotropy manifests itself in the data at much shorter periods, hence

the assumption of at least partial dominance of absorption over scattering appears a fortiori valid for the ambient noise coda. The pattern of spatial sensitivity to absorption shown by Mayor *et al.* (2014) is dominated by singularities located at the source and receiver and local maxima located on the direct ray connecting the source to the station. Although our measurements are very likely influenced by the scattering properties, it is not unreasonable to expect a single coda-Q (Q_c) measurement to be more sensitive to the attenuation structure in a (broad) region encompassing the source and the receiver. In any event, we know that the sensitivity is not uniform in the single-scattering ellipse but rather concentrated around specific locations. However, before mapping, we made sure that there are discernible geographic patterns of the individual coda-Q measurements. This is illustrated by Figure 2.7 which shows the geographic distribution of observed coda-Q. We plot the rays joining each couple of stations, colouring them according to the corresponding coda-Q value. For this figure, as for all the following, we use only correlations over distances between 50 and 200 km. In the 2.5 s - 5 s and 5 s - 10 s period bands, in spite of some scatter, we clearly identify regions of high and low coda-Q values. On the contrary, the scatter in the 10 s - 20 s period band is too high to reveal geographic tendencies with this type of plot.

An alternative visualization, shown in Figure 2.8, is to plot the mean coda-Q per station : to each station we attribute the geometric mean of coda-Q ($10^{\frac{\sum \log(\text{coda-Q})}{N}}$, i.e. averaging over the logarithm of coda-Q) of all correlations that involve this station. We choose this mean because of its lower sensitivity to outliers and because of the exponential nature of coda-Q. We plot results only for stations with more than 5 coda-Q measurements. As expected, the pattern is very similar to that of Figure 2.7, but geographic patterns are more easily identified. A first result is that the contrasts in coda-Q decrease with period. This is expected if the coda is dominated by surface waves, as both lateral variations in intrinsic Q and variations in seismic velocities, leading to scattering, are relatively high within the uppermost part of the crust. We also observe that at long period (10 s - 20 s) there is less geographic coherency between neighbouring stations, coherent with Figure 2.7. This means that poor measurement quality (resulting in large uncertainty of coda-Q values) results in geographic dispersion of results which will not map into coherent geographic patterns. On the contrary, in the 2.5 s - 5 s and 5 s - 10 s period bands, we observe clear geographic patterns, which are relatively similar. In both period bands, we observe the lowest coda-Q in northern Italy (Po Plain). We also observe areas of high coda-Q in the eastern Alps and in the south-westernmost part of the study area. There are also some differences between the two period bands. The most striking part is that the northwestern part of the study area is dominated by low coda-Q between 5 s and 10 s, but less so between 2.5 s and 5 s.

To perform mapping, we choose the approach by Mayor *et al.* (2016), who map coda-Q onto the rays between the stations. In this method, the study area is divided into cells and to each cell we attribute the mean value (geometric mean) of the coda-Q of the rays crossing the cell. In each cell, values higher or lower than three times the standard deviation (calculated independently for each cell) are excluded. We implemented an adaptive grid based on Schaefer *et al.* (2011). Rather than merging cells, we start with a

single cell. At each iteration, we subdivide any cell into four if it a) is crossed by at least ten rays and b) has at least three rays in at least three of the azimuth intervals 0° - 45° , 45° - 90° , 90° - 135° and 135° - 180° . If three of the four resulting subcells satisfy the same criteria, we keep this finer grid. The process is iterated for each cell until no subdivision is possible using the above criteria, or if the sub-cells become smaller than one wavelength. With this approach we ensure a good azimuthal coverage within each cell, to avoid any potential bias. This is a conservative procedure, as we already check for the absence of coda-Q dependency on azimuth (see Figure 2.6). The results of the mapping are shown in Figure 2.9. As standard deviations in each cell are calculated using the logarithm of coda-Q, we cannot map the standard deviations in a meaningful way. The map of $\log_{10}(\text{coda}-Q)$ and associated standard deviations are shown in Supplementary Material A.2. Note that the standard deviations show that in the frequency bands 2.5 s - 5 s and 5 s - 10 s, the geographic pattern of high and low coda-Q is resolved but interpretation of small-scale variations of coda-Q needs to be associated with stability tests. For 10 s - 20 s the standard deviations are such that the apparent geographic patterns in Figure 2.9 are barely resolved, but our results hint that it may be possible to obtain coda-Q information also in this period interval. Figure 2.9 confirms the previous observation that the amplitude of the variations is larger at short period than at long periods. This observation is coherent with the strong heterogeneities in the uppermost crust, notably the deep sedimentary basins.

To understand the geographic pattern of the coda-Q observations, Figure 2.10 shows the map of coda-Q between 2.5 s and 5 s period overlaying the topographic map and the map of sedimentary basins (see Figure 2.1). The maps show an excellent definition of the Po Plain as a low coda-Q area (~ 400 - 600) while the Alps and the Apennines are characterized by high coda-Q (>800). This is in overall agreement with Mayor *et al.* (2016), but with our data providing a better resolution. Note that the area of Lg blockage in the Western Alps (Campillo *et al.*, 1993) is known to be very small so can not be resolved. There is a small part of the Swiss Alps, NW of the Po Plain, where coda-Q is of the order of 700. In the Swiss Alps it is likely that the combination of narrow lateral extension, nearby low coda-Q and orientation in the direction of the dominant noise source direction is the cause of the artificially low coda-Q. We tentatively estimated the severity of potential smearing from the Po Plain in a 1° longitude x 0.5° latitude grid, where in each grid point we estimated the variations of coda-Q with azimuth. This analysis showed that smearing may be a problem in this area, and along the northern edge of the Po Plain. Similar problems occur in isolated spots along the edge of the array. Other observations are moderately low coda-Q in the wider part of the Molasse Basin, while the narrowest part (SW part) does not have particularly low coda-Q. We infer from this pattern that this part of the basin is too narrow to be resolved. The same is the case for the Rhine Graben and the Rhone Valley. The Pannonian Basin, on the edge of the resolved area, is characterized by low coda-Q in the 2.5 s - 5 s period band, less so in the 5 s - 10 s period band. Two observations are surprising : the first one is that the Bohemian Massif shows low coda-Q, in contradiction to Gaebler *et al.* (2015). However, as can be seen in Figure 2.1], the station density in this area is lower than the rest of the study area, and as a consequence the ray coverage is relatively poor, as

can be seen on the ray density (Figure 2.7) and plotting grid (Figure 2.9). Second, we observe, in contrast with the results of Mayor *et al.* (2016), that the South East French Basin, shown as a sedimentary basin in the south westernmost part of the resolved area, has high coda-Q. The equivalent map for 5 s - 10 s period (Supplementary material A.3) overall has the same features as Figure 2.10.

2.2 Coda-Q in the 2.5 s - 20 s period band from seismic noise - Application to the greater Alpine area

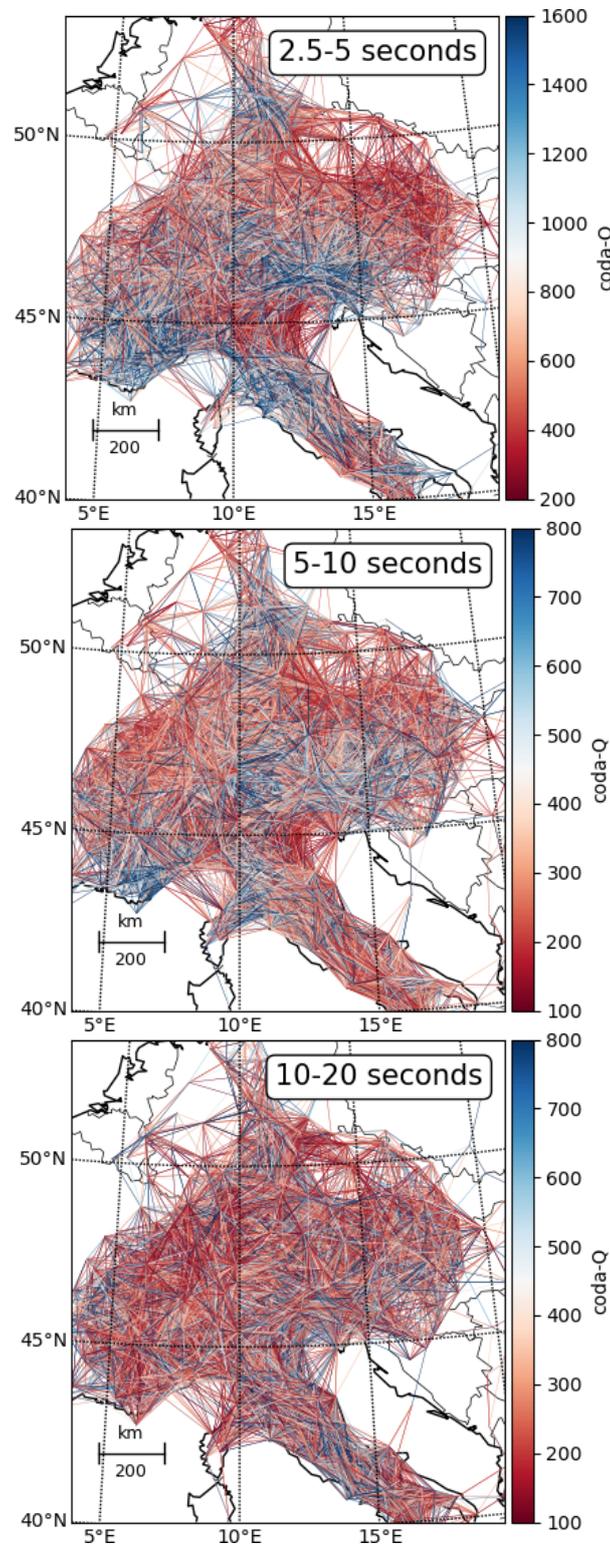


FIGURE 2.7 – Maps of coda-Q measured for each station pair. Each path between pairs of stations is coloured according to the observed coda-Q (note the difference of colour scale in different period intervals). Only correlations with interstation distances comprised between 50 and 200 km are used. Note that between 25% and 40% of all correlation pass all selection criteria for both the causal and anticausal parts and will therefore not show on these kind of plots, as one covers the other. A geographic pattern clearly emerges in the two period bands 2.5 s – 5 s and 5 s – 10 s, whereas geographic patterns remain speculative in the 10 s - 20 s period band.

CODA DE CORRÉLATIONS

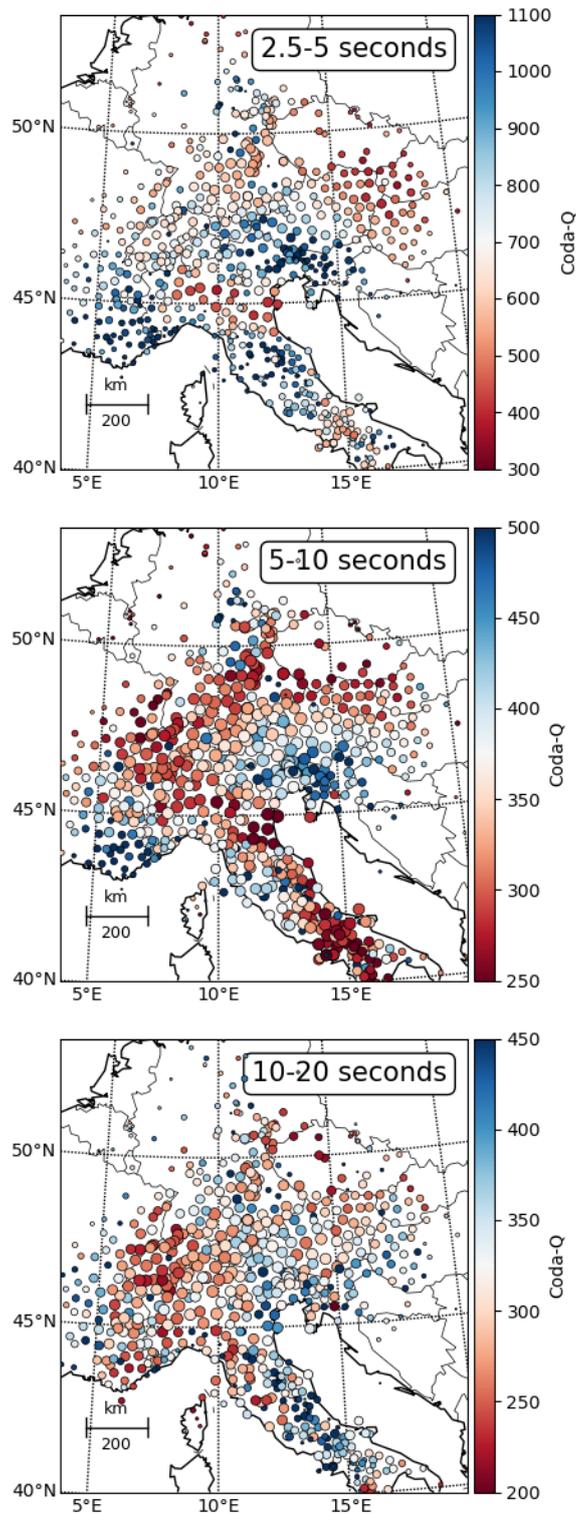


FIGURE 2.8 – Average coda-Q (colour scale) per station (circles). For each station that has more than five measurements of coda-Q, the average has been calculated by calculating the mean of $\log_{10}(\text{coda} - Q)$ excluding all measurements further than 2 standard deviations away from the average and calculating the power of 10 of the resulting mean. The size of the circle indicates the number of correlations used in the average. Only pairs with interstation distances between 50 and 200 km are used. As in Figure 2.7, we see a clear pattern in the two first period bands, while the results in the 10 s – 20 s period band are more randomly distributed.

2.2 Coda-Q in the 2.5 s - 20 s period band from seismic noise - Application to the greater Alpine area

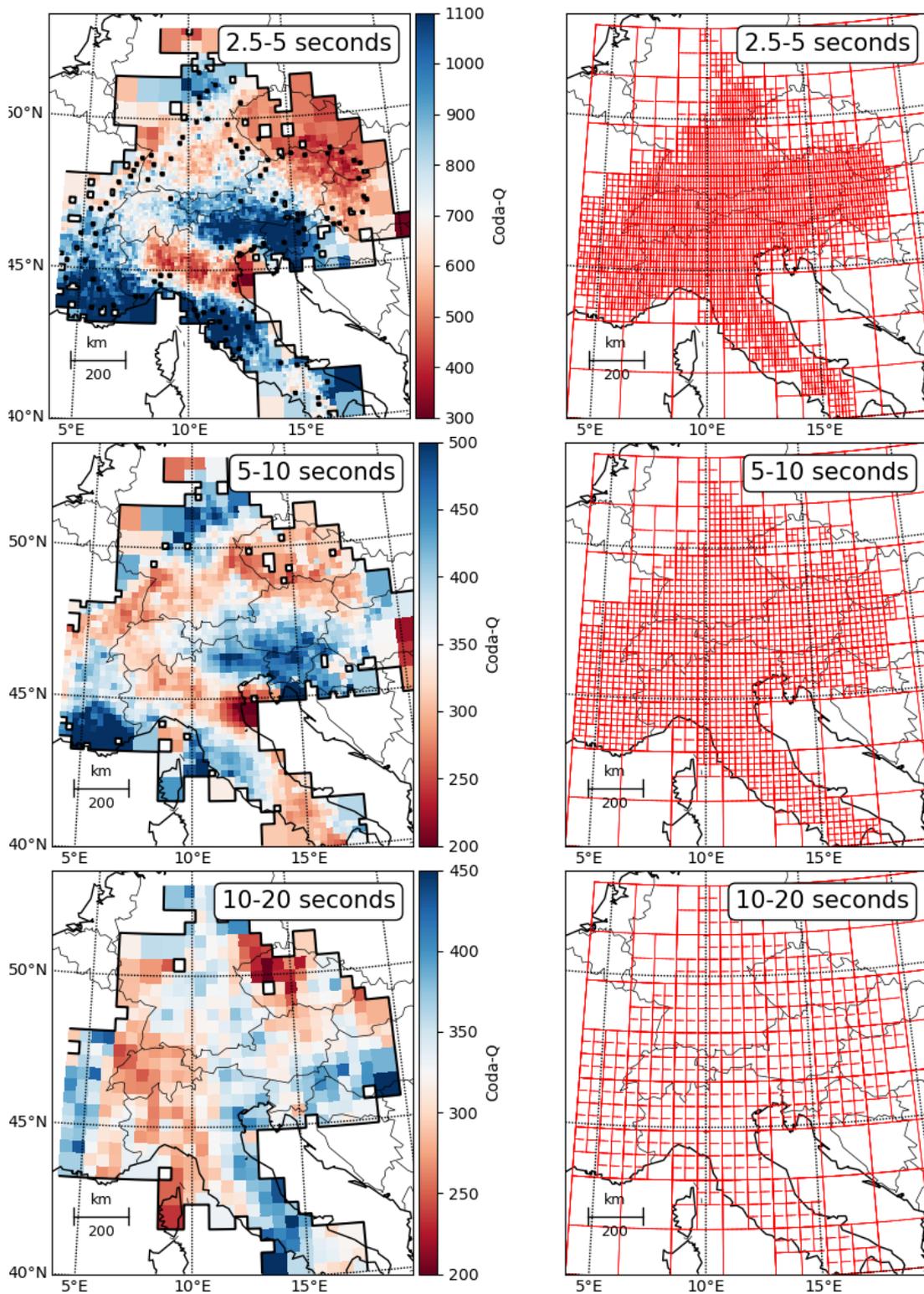


FIGURE 2.9 – Left : Maps of coda-Q. Right : adaptive grid. Note that the colour scale is not the same in all period bands. Rays are not drawn in the adaptive grid because of the very high ray density in most of the region.

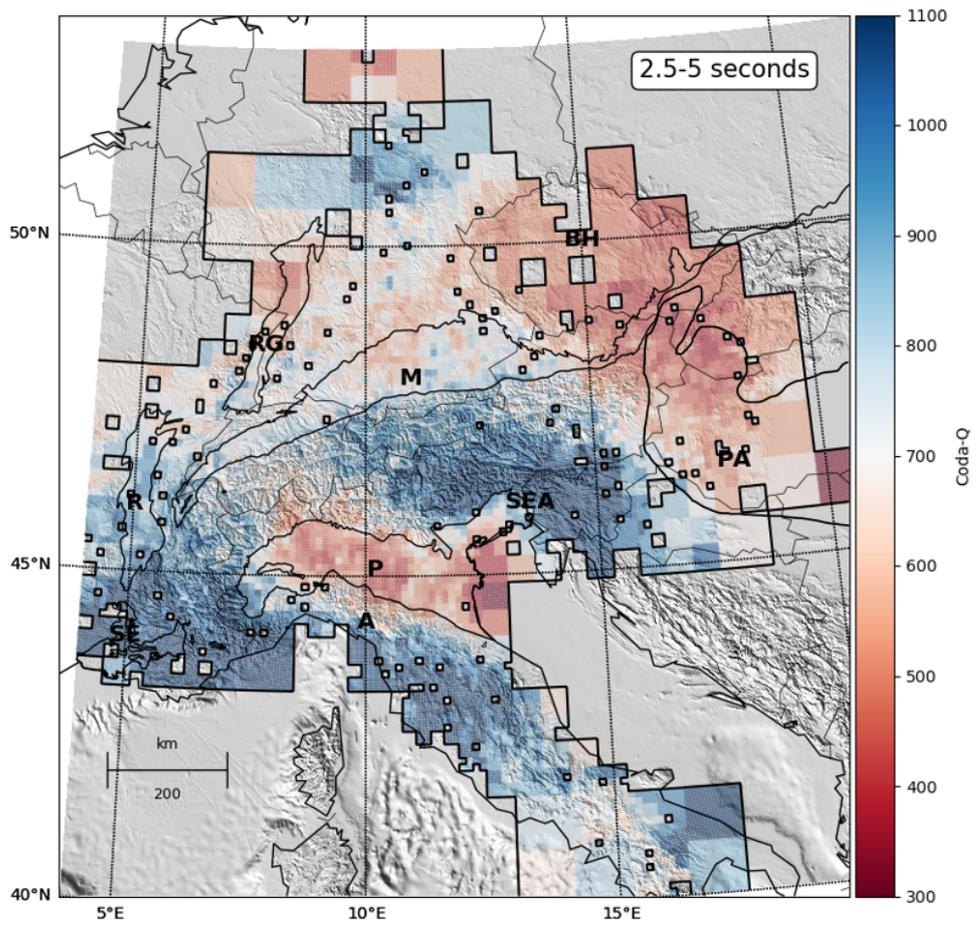


FIGURE 2.10 – Map of coda-Q overlain onto the topography and main sedimentary basins (see Figure 2.1, and caption to Figure 2.1).

2.2.4 Impact of data quality and time series length

2.2.4.1 Effect of further data selection

One specific concern about coda-Q obtained from noise correlations is the influence of data quality on the coda-Q values and maps. To evaluate the impact of data selection on observed coda-Q, we compare our results to those of a further reduced data set obtained by applying additional selection criteria. The thresholds for data rejection are adapted in each period band to ensure sufficient data for the mapping. The following selection criteria and associated thresholds are applied :

1. Reject all traces with SNR below 500 (300 for period band 2.5 s - 5 s).
2. Reject all unstable coda-Q measurements. To estimate the stability of observed coda-Q, we perform a second measurement with a different coda window length (300 s instead of 400 s for period bands 2.5 s - 5 s and 5 s - 10 s; 400 s instead of 600 s for period band 10 s - 20 s) and compare it to the initial measurement. If $Q_{400\text{ s}}/Q_{300\text{ s}}$ ($Q_{600\text{ s}}/Q_{400\text{ s}}$ for the period band 10 s - 20 s) is outside a defined range $[1/R; R]$, the measurement is rejected. R had to be adapted as the threshold for rejecting almost all measurements is different in the three period bands. We choose it as $R= 3$ (2.5 s - 5 s), $R= 2$ (5 s - 10 s) and $R= 1.25$ (10 s - 20 s).
3. Reject all correlations that are stacked over less than 200 days. This criteria is related to the convergence rate of coda-Q, specifically discussed in Section 2.2.4.2.

After application of these criteria, the remaining number of traces is 6 572 (2.5 s - 5 s), 8 466 (5 s - 10 s) and 3 314 (10 s - 20 s) which represent approximately 0.5% of the initial dataset. On this reduced dataset coda-Q is independent of azimuth and distance in the 50 km - 200 km distance range, as opposed to the bias towards higher coda-Q on longer distances on the initial dataset. The map based on this reduced dataset is shown in Figure 2.11. This map has a significantly poorer lateral resolution (increased cell size) than the one of Figure 2.9, but overall the geographic pattern remains identical and the standard deviation on $\log(\text{coda-Q})$ is significantly smaller. The stricter data selection does however show one systematic difference : coda-Q has overall decreased, mostly in areas with high coda-Q. Therefore, care should be taken on the absolute values of coda-Q measured on noise correlations.

2.2.4.2 Convergence of Coda-Q

It is generally agreed that correlating one year (or sometimes much less) of ambient-noise data is sufficient to obtain a stable main arrival (e. g. (Sabra *et al.*, 2005)) but the convergence of coda-Q observed on noise correlations is not well known. Figure 2.12 shows the density distribution of $Q(t)/Q_4$ and $Q(t)/Q_1$ for selected station pairs. Q_4 and Q_1 are coda-Q measured for four years of data (January 2014 - October 2018, Figure 2.12(a) and for one year of data (July 2016 to June 2017, Figure 2.12(b)). The selected station pairs are those of permanent stations, for which the correlations are accepted in the hyper-reduced dataset used in Figure 2.11. $Q(t)$ is coda-Q made on stacks of t

days of data. Note that when a station pair does not have four (or one) year of data, Q_4 and Q_1 use the maximum number of days available, and the station pair is not counted beyond the last day. Figure 2.12 shows two main phenomena. The first one is that convergence is slow, and that at least 200 days are necessary for convergence. We verified that convergence is independent of both azimuth and distance. The second observation is that convergence is systematically from higher coda-Q towards lower coda-Q. This means that coda-Q will decrease over time until convergence is reached and bias will be systematically towards higher coda-Q. This is expected as noise (in the sense of true noise) has stable amplitude with time, hence a poor coda/noise level should lead to higher coda-Q. The faster convergence of coda-Q for lower coda-Q values is a natural consequence of the measurement stability of a steep slope.

Figure 2.13(a) shows the distribution of Q_1/Q_4 . By plotting Q_1/Q_4 separately for $100 < Q_1 < 150$ and $400 < Q_1 < 1000$, we confirm that the bias is stronger for high coda-Q values. It is possible to map this bias by plotting Q_1 as a function of Q_4 , using the median value of Q_1 and Q_4 for data in different intervals of Q_1 (Figure 2.13(c), see caption for details). We confirm that high coda-Q values are likely to be overestimated when we use the AlpArray dataset, for which we use one year of data. On the other hand, geographic distribution of high and low coda-Q regions is not affected.

2.2 Coda-Q in the 2.5 s - 20 s period band from seismic noise - Application to the greater Alpine area

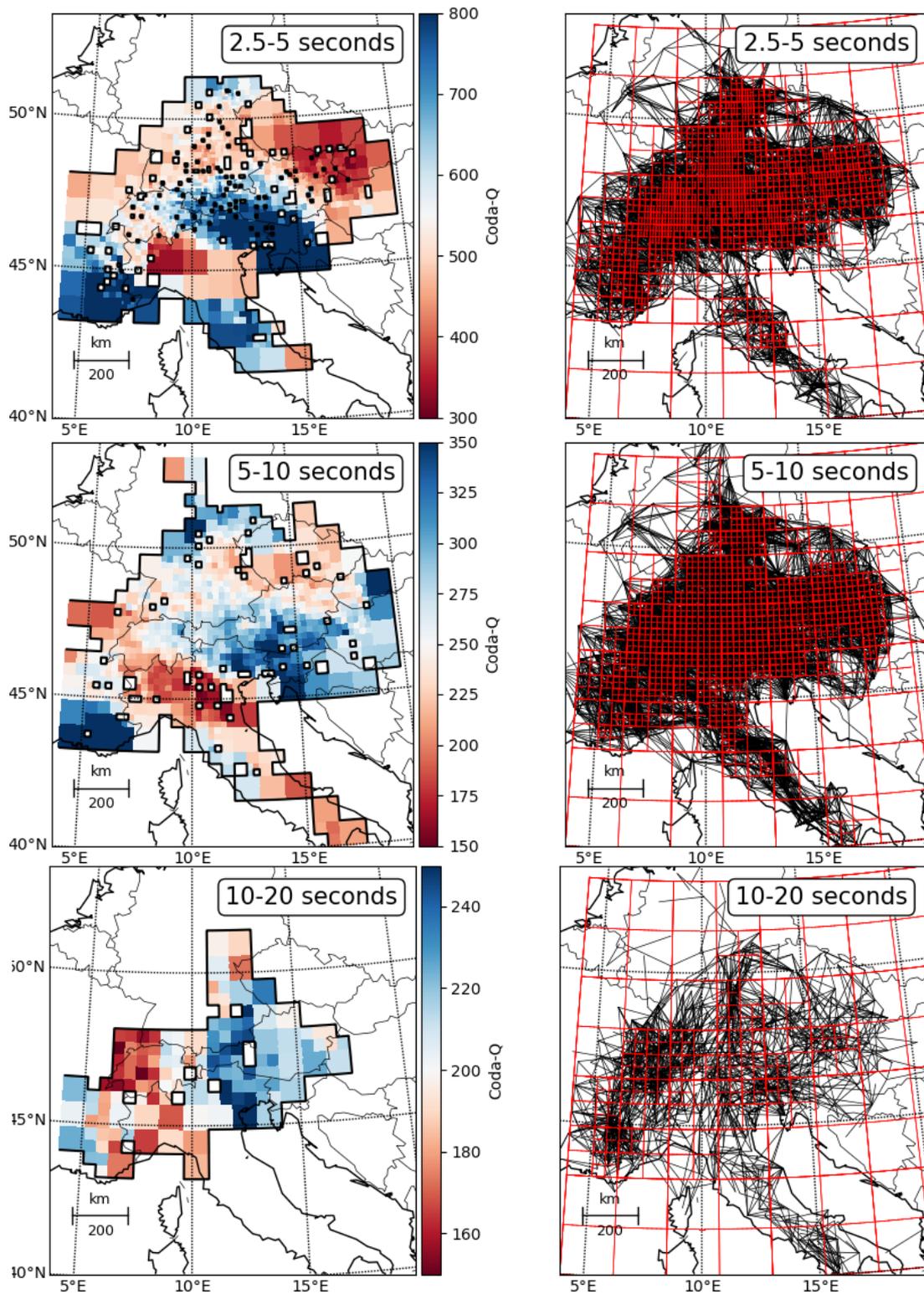


FIGURE 2.11 – Left : Maps of coda-Q using the further reduced dataset (see section 4.1 for selection criteria). Right : path coverage and adaptive grid. Note that the colour scale is not the same in all period bands.

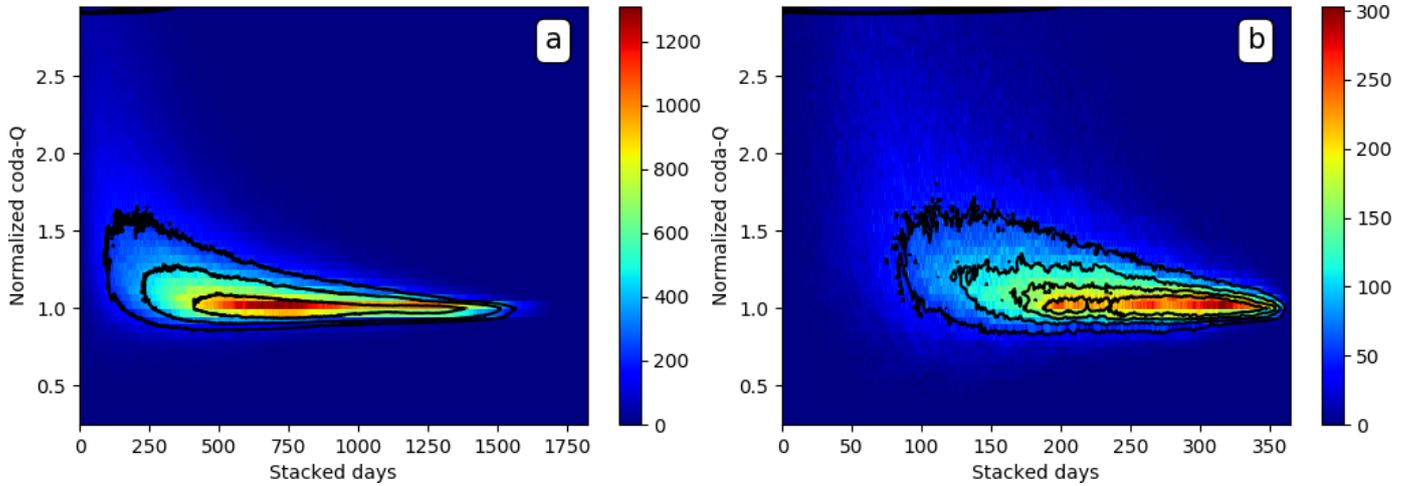


FIGURE 2.12 – Coda-Q convergence as a function of the number of days stacked using a) the four-year dataset and b) the one-year dataset (station pairs for which less than 200 days are available are not shown) in the 5 s – 10 s period band. For each station pair we calculate coda-Q using an increasing number of days in the stack, and normalized with the coda-Q obtained using all days available for the station pair. Note that the four-year dataset has on average three years of daily correlations with coda-Q measurements for any given station pair. This Figure shows a systematic bias towards high coda-Q when averaging is insufficient.

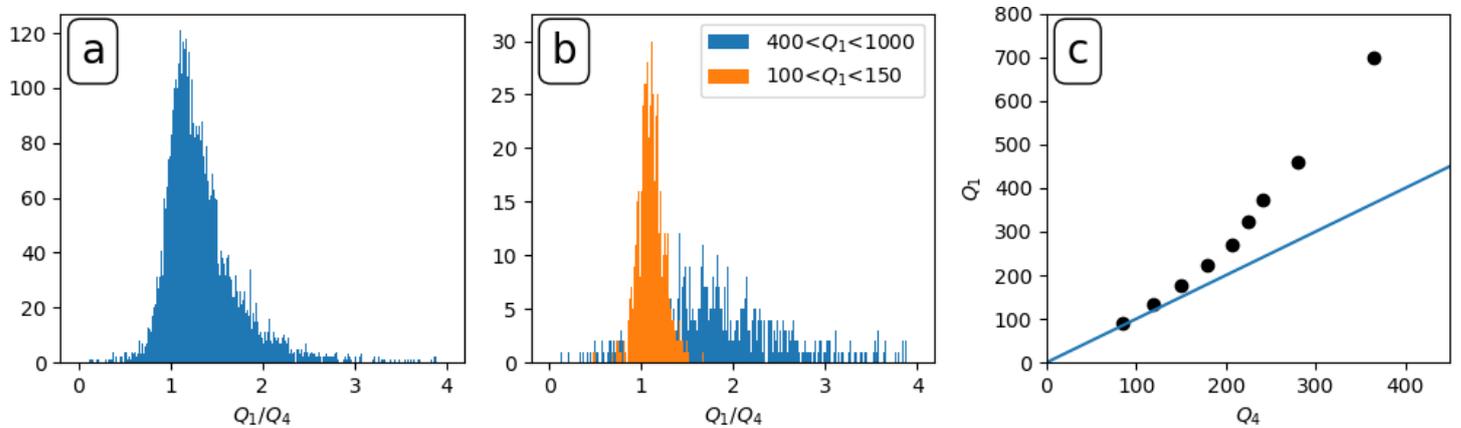


FIGURE 2.13 – Coda-Q bias with time series length. a) Histograms of the ratio of coda-Q calculated with the one-year (Q_1) and the four-year (Q_4) dataset for identical station pairs. b) Same plot but using only data with low Q_1 (orange) or high Q_1 (blue). c) Based on separation into Q_1 intervals (one year results, bins 0-100, 100-150, 150-200, 200-250, 300-350, 350-400, 400-600 and 600-1000), plot of the median of Q_1 as a function of the median of Q_4 using the same station pairs. The blue line corresponds equal Q_1 and Q_4 . With the simple increase as a function of Q_4 we consider that high values of coda-Q may be overestimated, but that our results reflect contrasts between high coda-Q and low coda-Q.

2.2.5 Discussion and conclusions

In the present article, we use the correlations of ambient noise to extract coda-Q in the period range 2.5 s - 20 s. No such measures have been made in this period band previously because of the high amplitude of the seismic noise that makes measures on earthquake coda very difficult. This difficulty transforms into a strength in the case of noise correlations, due to a particular high signal to noise ratio of the correlations in this period band. We are able to obtain a stable geographic pattern of high and low coda-Q across the greater Alpine region, independently of whether we apply data selection criteria where 15% or 1% of the data are used for the mapping. This result is confirmed in the 2.5 - 5 s and 5 s - 10 s period bands while our results in the 10 s - 20 s period band remain speculative. Another strength of the noise correlations is that a dense seismic network will yield a high resolution image of coda-Q. In our case, the high resolution is achieved by combining data from permanent seismic broadband stations in the greater Alpine area with temporary AlpArray stations. One of the potential difficulties that we had to consider was whether the strong heterogeneity of the incoming noise field, and in particular the high energy influx from the north-west (Atlantic Ocean noise sources) would bias the measurements. Our results demonstrate that at shorter distances (50 km - 200 km), coda-Q is independent of azimuth while there were systematic variations of coda-Q with azimuth at longer distances. This type of test should be systematically applied to all coda-Q measurements using noise correlations. The influence of the Po Plain on coda-Q in the Swiss Alps, and the uncertainty on the low coda-Q in the Bohemian Massif also shows that we need to develop further tools to better understand the conditions under which coda-Q is well constrained. While the geographic pattern is very stable, the numerical values of coda-Q strongly depend on data selection and the duration of the timeseries used for the correlations. In particular, severe data selection (e. g. in terms of SNR) results in a decrease of coda-Q. Further studies on longer timeseries show that low coda-Q values tend to stabilize faster than high coda-Q values, but a minimum of 200 days of continuous recording is still required. Consequently, the numerical values of coda-Q in the high coda-Q areas may be overestimated. Another consequence is that longer time series must be used to test the possibility of stable measurements in the 10 s - 20 s period range, where there is an observed coda in the correlations. At periods longer than 20 s, we did not observe any coda, but time series spanning over several years might achieve a sufficient signal to noise ratio to observe a stable coda at longer periods (20 s - 40 s). At very long periods, it is known from earthquake studies that the Rayleigh wave coda is small. Whilst caution should be taken as to the numerical values of coda-Q, we do observe that coda-Q decreases with period (~ 750 at 2.5 s - 5 s period, ~ 350 at 5 s - 10 s period, ~ 330 at 10 s to 20 s period). This decrease is coherent with observations from other studies (Aki et Chouet, 1975; Mayor *et al.*, 2016), but our observations do not extrapolate to meet those of Mayor *et al.* (2016) who observe earthquake data coda-Q of ~ 200 at 1 Hz - 2 Hz in the area. While the geographic distribution of high and low coda-Q is in overall agreement with Mayor *et al.* (2016), there are also differences for example in SE France basin. A possible explanation is the difference in the characteristics of the noise field (containing predominantly surface waves) compared to the short-period

earthquake wavefield (containing predominantly body waves) so that the two studies may be sampling different depths in the medium. Additionally, the propagation regime of ambient noise coda is probably different from the one of earthquake coda as we expect scattering at longer period to be weaker than at high frequency. More work remains to better characterize the physical meaning of the observations. Regardless of the avenues to further explore, this work demonstrates that noise cross-correlations can provide a new type of observation for seismic imaging.

2.2.6 Origin of Data

Waveform data used in this paper belong to the permanent networks with codes AC (Institute Of Geosciences, Energy, Water And Environment, 2002), BE (Royal Observatory Of Belgium, 1985), BW (Department Of Earth And Environmental Sciences, Geophysical Observatory, University Of München, 2001), CA (Institut Cartogràfic I Geològic De Catalunya - Institut D'Estudis Catalans, 1984), CH (Swiss Seismological Service (SED) At ETH Zurich, 1983), CR (University Of Zagreb, 2001), CZ (Institute Of Geophysics Of The Academy Of Sciences Of The Czech Republic , 1973), ES (Instituto Geografico Nacional, Spain, 1999), FR (Instituto Geografico Nacional, Spain, 1999), G (Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) et Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg (EOST), 1982), GE (GEOFON Data Centre, 1993), GR (Federal Institute for Geosciences et Natural Resources (BGR), 1976), GU (University Of Genova, 1967), II (Scripps Institution Of Oceanography, 1986), IV (INGV Seismological Data Centre, 2006), IX, MN (MedNet Project Partner Institutions, 1990), NI (OGS (Istituto Nazionale Di Oceanografia E Di Geofisica Sperimentale) et University Of Trieste, 2002), NL (KNMI, 1993), OE (ZAMG-Zentralanstalt Für Meteorologie Und Geodynamik, 1987), OT (University Of Bari "Aldo Moro", 2013), OX (OGS (Istituto Nazionale Di Oceanografia E Di Geofisica Sperimentale), 2016), RD (RESIF, 2018), RF (University Of Trieste, 1993), SI, SJ, SK (ESI SAS (Earth Science Institute Of The Slovak Academy Of Sciences), 2004), SL (Slovenian Environment Agency, 2001), ST (Geological Survey-Provincia Autonoma Di Trento, 1981), SX (Leipzig University, 2001), TH (Friedrich Schiller University, Jena, 2009), TT, WM (San Fernando Royal Naval Observatory (ROA) *et al.*, 1996). We also used data of the temporary AlpArray network (network code Z3 2015 ; AlpArray Seismic Network (2015)).

Acknowledgments

We gratefully thank the operators of the European permanent seismic networks who make their data available through EIDA (<http://www.orfeus-eu.org/eida>). The Z3 network is operated by the AlpArray Seismic Network Team : György Hetényi, Rafael Abreu, Ivo Allegretti, Maria-Theresia Apoloner, Coralie Aubert, Maxime Bes De Berc, Götz Bokelmann, Didier Brunel, Marco Capello, Martina Cârman, Adriano Cavaliere, Jérôme Chèze, Claudio Chiarabba, John Clinton, Glenn Cougoulat, Wayne Crawford,

Luigia Cristiano, Tibor Czifra, Ezio D’Alema, Stefania Danesi, Romuald Daniel, Iva Dasović, Anne Deschamps, Jean-Xavier Dessa, Cécile Doubre, Sven Egdorf, ETHZ-SED Electronics Lab, Tomislav Fiket, Kasper Fischer, Wolfgang Friederich, Florian Fuchs, Sigward Funke, Domenico Giardini, Aladino Govoni, Zoltán Gráczer, Gidera Gröschl, Stefan Heimers, Ben Heit, Davorka Herak, Marijan Herak, Johann Huber, Dejan Jarić, Petr Jedlička, Yan Jia, Hélène Jund, Edi Kissling, Stefan Klingen, Bernhard Klotz, Petr Kolínský, Michael Korn, Josef Kotek, Lothar Kühne, Krešo Kuk, Jürgen Loos, Deny Malengros, Lucia Margheriti, Christophe Maron, Xavier Martin, Marco Massa, Francesco Mazzarini, Thomas Meier, Laurent Métral, Irene Molinari, Milena Moretti, Helena Munzarová, Anna Nardi, Jurij Pahor, Anne Paul, Catherine Péquegnat, Damiano Pesaresi, Davide Piccinini, Claudia Piromallo, Thomas Plenefisch, Jaroslava Plomerová, Silvia Pondrelli, Snježan Prevolnik, Roman Racine, Marc Régnier, Miriam Reiss, Joachim Ritter, Georg Rümpker, Simone Salimbeni, Detlef Schulte-Kortnack, Werner Scherer, Sven Schippkus, Vesna Šipka, Daniele Spallarossa, Kathrin Spieker, Josip Stipčević, Angelo Strollo, Bálint Süle, Gyöngyvér Szanyi, Eszter Szücs, Christine Thomas, Frederik Tilmann, Stefan Ueding, Massimiliano Vallocchia, Luděk Vecsey, René Voigt, Joachim Wassermann, Zoltán Wéber, Christian Weidle, Viktor Wesztergom, Gauthier Weyland, Stefan Wiemer, David Wołyniec, Thomas Zieke and Mladen Živvić. All data processing is carried out with python software, and the community software Obspy (Krischer et al. 2015) is used for many of the operations. We also thank Pierre Boué for his valuable help in the calculation of the correlations and his insight in the physical meaning of cross-correlations. We also thank Ulrich Wegler and an anonymous reviewer for their helpful comments. This manuscript was greatly improved thanks to their constructive feedback. This work is part of the project AlpArray-FR funded by Agence Nationale de la Recherche (contract ANR-15-CE31-0015), Labex OSUG@2020 (Investissement d’Avenir, ANR-10-LABX-56) and by the European Research Council under the European Union Horizon 2020 research and innovation program (grant agreement 742335 - F-IMAGE).

Chapitre 3

Corrélation de coda de corrélations

3.1 Introduction

Nous avons vu que le jeu de données utilisé offre une excellente couverture sur la zone alpine, que ce soit en terme de nombre de rais ou en termes de couverture azimutale. Cependant, la répartition très inhomogène des sources de bruit sismique peut induire des biais dans la mesure des vitesses de phase ou de groupe (Froment *et al.*, 2010; Yao et van der Hilst, 2009), avec potentiellement une forte influence sur la mesure de l'anisotropie azimutale. Pour vérifier et estimer ces biais, nous allons donc nous intéresser à des données qui ont la flexibilité des corrélations de bruit mais permettent un contrôle des sources de bruit : les corrélations de coda de corrélations.

3.1.1 Principe des C3

Nous avons vu dans les chapitres précédents qu'en corrélant le signal en deux stations sur de longues séries temporelles nous pouvons obtenir la fonction de Green entre deux stations, à condition que le champ d'ondes soit diffus et épartitionné (Lobkis et Weaver, 2001). Ce résultat est utilisé depuis une quinzaine d'années en sismologie pour obtenir des signaux analogues à des enregistrements de séismes en corrélant de longues séries temporelles de bruit de fond sismique (Shapiro et Campillo, 2004). Cela permet d'obtenir des données équivalentes à des enregistrements de séismes, mais de façon entièrement passive, sans dépendre de la distribution hétérogène et imprévisible des séismes.

Le premier champ d'application en sismologie des propriétés des champs diffus a été la corrélation de coda (Campillo et Paul, 2003). Comme déjà présenté au chapitre 1, la coda sismique est constituée d'ondes n'ayant pas effectué le trajet direct entre la source et le récepteur (les ondes dites balistiques) mais ont été diffusées et diffractées par les hétérogénéités du sous-sol. Ce processus de diffusion et diffraction crée un champ diffus et épartitionné (Hennino *et al.*, 2001), qui peut être corrélé pour obtenir l'équivalent de la fonction de Green.

Du fait de l'équivalence entre la fonction de Green obtenue par corrélation de bruit de fond sismique et celle obtenue par des enregistrements de séismes, le résultat de Campillo et Paul (2003) s'applique également aux corrélations de bruit : en corrélant la coda des corrélations de bruit, nous pouvons obtenir une fonction de Green. Cela a été effectué par Stehly *et al.* (2008) qui ont montré que la corrélation de coda de corrélations (que nous appelleront C3 par la suite) converge vers un signal cohérent. Ce signal est similaire à celui d'une corrélation de bruit (que nous appelleront C1 par la suite) avec sur la C3 des paquets d'ondes bien visibles dont les temps d'arrivée correspondent à ceux observés sur la C1. De plus, Garnier et Papanicolaou (2011) ont également démontré la validité de cette méthode et confirmé que les C3 peuvent améliorer la qualité des mesures de temps de trajet dans le cas d'une distribution anisotrope des sources de bruit sismique.

3.1.2 Calcul des C3

Pour obtenir une C3, on procède par analogie avec les corrélations de coda de Campillo et Paul (2003) : pour un couple de stations A et B ainsi qu'une source S, on corréle la coda du signal entre S et A avec la coda du signal entre S et B. Dans le cas de Campillo et Paul (2003), la source est un séisme, dans le cas de Stehly *et al.* (2008) la source est une station (que nous appelleront donc source virtuelle) et le signal est la C1 entre S et A d'une part et entre S et B d'autre part. La particularité de la C1 par rapport à un enregistrement de séisme est qu'elle donne deux versions de la fonction de Green : une dans les temps positifs et une dans les temps négatifs. Par convention, les C1 entre S et A sont orientées de sorte à ce que les temps positifs correspondent à un flux d'énergie de S vers A (respectivement B) et les temps négatifs à un flux d'énergie de A (respectivement B) vers S. Nous avons maintenant un choix : quelle coda corréler ? Nous pouvons corréler la coda des parties causales (que nous appellerons C3-PP par la suite), la coda des parties anticausales (que nous appellerons C3-NN par la suite), corréler la coda de la partie causale de la C1 entre S et A avec la coda de partie anticausale de la C1 entre S et B (que nous appelleront C3-PN) ou l'inverse (que nous appelleront C3-NP). L'expérience montre que les C3-PN et C3-NP ont de très bas SNR (Stehly *et al.*, 2008) et c'est également le cas pour nos données. Nous n'allons donc pas les utiliser. Le processus est schématisé en figure 3.1. Froment *et al.* (2011) a validé l'interprétation de la C3 en termes de sources virtuelles en analysant le sens de propagation de l'énergie dans les C3 en fonction de la distribution des sources virtuelles et comparé au sens de propagation de l'énergie dans les C1 correspondantes.

En conditions réelles, la C1 ne converge pas vers la fonction de Green complète du milieu car le bruit sismique ne constitue pas un champ parfaitement diffus et équipartitionné (voir chapitre 1). Les fluctuations observées avant l'arrivée des ondes balistiques peuvent être interprétées comme des arrivées d'ondes avec un azimuth différent de celui entre les deux stations. Les fluctuations observées après l'arrivée des ondes balistiques peuvent être liées à des sources qui se répètent dans le temps. Ces deux signaux ne correspondent pas à de la coda sismique, ne constituent pas un champ diffus et nuisent donc à la reconstitution de la fonction de Green. Pour y remédier, les C3 sont calculées

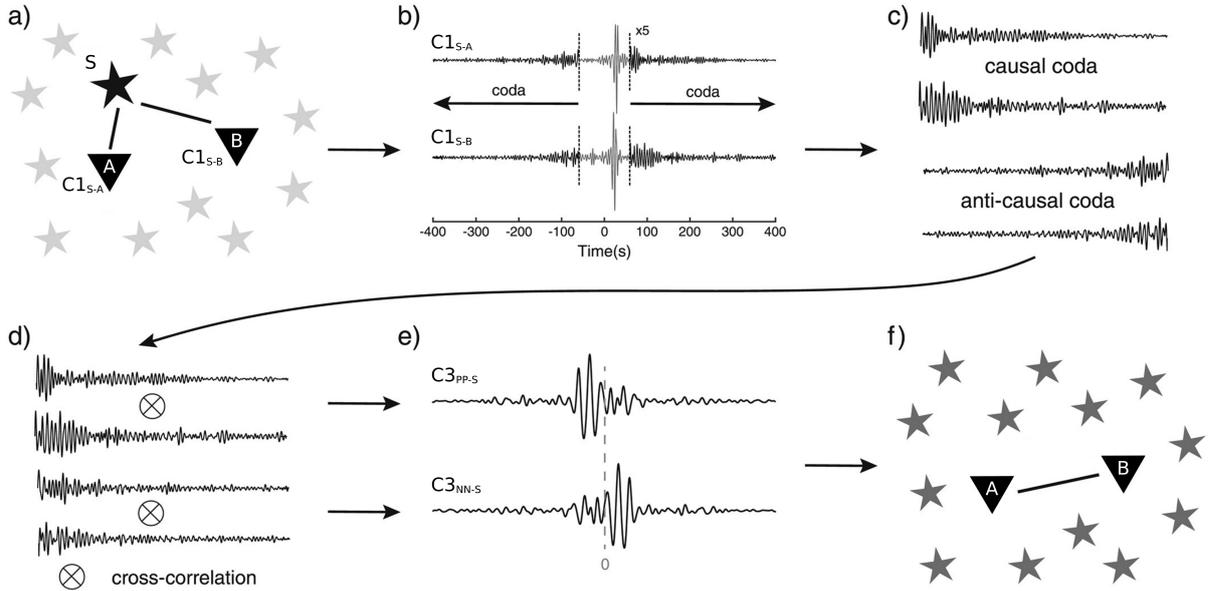


FIGURE 3.1 – Étapes du calcul des C3 entre A et B : a) Pour chaque source virtuelle S, calculer la C1 entre S et a et la C1 entre S et B. b) Extraire la coda des deux C1. d) Effectuer la cross-corrélation entre les codas obtenues. f) Répéter l'opération pour toutes les sources virtuelles. D'après Sheng *et al.* (2018)

sur de nombreuses sources virtuelles et les C3 élémentaires obtenues pour chaque source virtuelle sont ensuite sommées. Souvent, les C3-PP et C3-NN sont additionnées ensuite. Nous appellerons cette somme C3 par la suite.

Une fois que nous avons obtenu des C3, nous pouvons répéter l'opération : pour une source virtuelle S et deux stations A et B, corrélater la coda de la C3 entre S et A avec celle entre S et B. Par analogie, la corrélation résultant de cette opération est appelée C5. Froment *et al.* (2011) a montré que la C5 ainsi obtenue est similaire à la C3 au même titre que la C3 est similaire à la C1. De même, on peut obtenir une C7, C9 etc. Cependant, à chaque recorrélation, la qualité de données disponible diminue, le SNR baisse et leur utilité devient donc moindre. De plus, chaque recorrélation modifie le spectre du signal. En effet, lors d'une cross-corrélation, les spectres des deux signaux sont multipliés et le contenu spectral de la C5 est donc différent de la C3 comme celui de la C3 est différent de la C1. Froment *et al.* (2011) contourne ce problème en effectuant un blanchiment spectral sur la coda avant de la recorrélater. Pour notre part, nous allons seulement nous intéresser aux C1 et aux C3.

3.1.3 Propriétés et applications des C3

3.1.3.1 Avantages et inconvénients des C3

Comparées aux C1, les C3 possèdent des avantages et des inconvénients. Tout d’abord, la C3 est plus symétrique que la C1 : le rapport entre le SNR de la partie causale de la C1 et de la partie anticausale de la C1 est moins bon que le même rapport pour la C3 (Stehly *et al.*, 2008). Ce point est délicat : Stehly *et al.* (2008) utilise la somme de la C3-PP et de la C3-NN et comme visible dans Stehly *et al.* (2008) puis mis en évidence par (Sheng *et al.*, 2018), la symétrie de la C3 dépend des conventions de signe utilisées pour le calcul de la C3-PP et la C3-NN (chacune prise individuellement n’est pas particulièrement symétrique, comme nous allons le voir). Nous détaillons nos conventions de signe en section 3.3.1. En ce qui concerne les biais de vitesse liés à la distribution de sources, ils ne sont pas liés à la symétrie des corrélations.

Par contre, et plus significatif pour aborder la question des biais de vitesse, les C3 offrent un contrôle sur la distribution des sources virtuelles, alors que les C1 n’ont aucun contrôle sur les sources de bruit. De ce fait, les C3 permettent d’adapter la répartition des sources virtuelles, par exemple pour avoir une bonne distribution azimutale de sources virtuelles (Sheng *et al.*, 2017). Par contre, les C3 ont un SNR nettement inférieur aux C1 (Stehly *et al.*, 2008). Ceci n’est pas surprenant car la quantité de données pour calculer une C3 est très inférieure à celle utilisée pour une C1 : pour une C1, on utilise de l’ordre de plusieurs mois de données continues, tandis que pour une C3 on utilise de l’ordre de 1000 secondes par source virtuelle. Par conséquent, elles nécessitent des réseaux plus étendus : en effet, là où il suffit de 2 stations pour calculer une C1, il en faut nettement plus pour une C3 pour avoir un nombre suffisant de sources virtuelles. Une dernière limitation est que les C3 sont difficiles à calculer pour des périodes au-delà de 60 secondes, car les C1 n’ont que peu ou pas de coda au-delà (Spica *et al.*, 2016).

Les C3 permettent notamment d’obtenir une fonction de Green entre deux stations qui n’ont pas été actives au même moment : en effet, à partir du moment où on a une coda entre une source virtuelle et deux stations, la question de savoir si ces deux stations étaient actives simultanément ne se pose pas (Ma et Beroza, 2012). Ces corrélations sont dites asynchrones. Ces corrélations asynchrones nécessitent suffisamment de sources virtuelles actives en même temps que chacune des stations. Une façon d’obtenir des corrélations asynchrones est par exemple d’avoir un réseau permanent et un réseau mobile que l’on déplace successivement. De ce fait, on peut avec les C3 asynchrones obtenir les fonctions de Green entre les stations du réseau temporaire à différents instants. Cela est par exemple possible dans la distribution schématisée en figure 3.2 : elle est constituée d’un premier réseau (en rouge) qui reste immobile pendant tout le temps de déploiement et de deux déploiements temporaires le long de deux lignes (bleu et noir). Les C3 asynchrones peuvent, en utilisant les stations du premier réseau comme sources virtuelles, être utilisées pour obtenir les fonctions de Green entre les stations des deux profils successifs. Cela ne serait pas possible avec des C1, car elles nécessitent de corrélérer du bruit sismique enregistré simultanément sur les stations des deux profils successifs. Ce type de déploiement a été effectué dans les Pyrénées dans le cadre des réseaux PYROPE

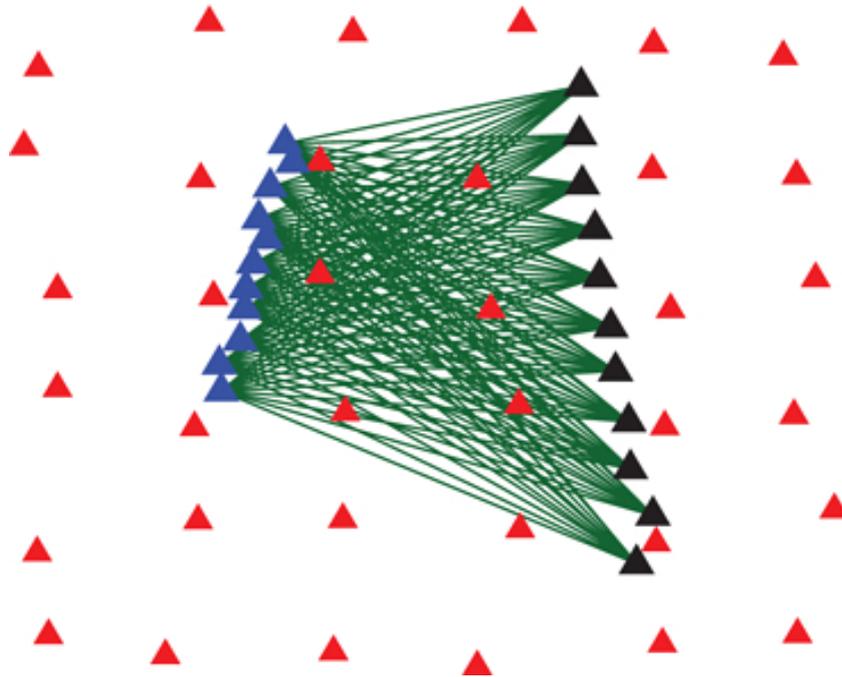


FIGURE 3.2 – Schéma de calcul des C3 asynchrones. Les triangles rouges représentent des stations actives durant toute la période. Des stations sont ensuite installées successivement aux positions des triangles bleus puis aux positions des triangles noirs. En corrélant la coda entre les stations rouges et les stations bleues et noires respectivement, on obtient des fonctions de Green entre des stations qui n'ont pas été présentes simultanément. Tiré de Ma et Beroza (2012)

et IBERARRAY (Chevrot *et al.*, 2014; Institute Earth Sciences "Jaume Almera" CSIC (ICTJA Spain), 2007).

Les C3 ont notamment été utilisées par Spica *et al.* (2016) pour améliorer la couverture par rapport aux seules C1 dans le sud des États-Unis et le nord du Mexique, en particulier par l'apport de corrélations asynchrones entre les différents segments du réseau mobile USArray. Dans cette étude, les C3 apportent une plus-value significative en termes de couverture, comme montré par les tests en échiquier (figure 3.3), et cela même alors que pour la plupart des C3, pas plus de 70 sources virtuelles ont été utilisées. Les cartes de vitesse de groupe montrent que si la répartition des zones de forte ou faible vitesse de groupe ne change pas, les valeurs numériques changent d'un facteur allant jusqu'à 3 % en intégrant les C3 au jeu de données.

Les C3 ont également été utilisées pour observer les trains d'ondes ScS (ondes de cisaillement réfléchies à la limite manteau-noyau), montrant au passage que les C3 peuvent être utilisées pour observer des ondes de volume (Spica *et al.*, 2017). De par la distribution plus homogènes de sources par rapport à la C1, les C3 se sont également avérées plus stables et fiables pour les mesures d'atténuation de l'onde de surface, comme montré par Zhang et Yang (2013).

CORRÉLATION DE CODA DE CORRÉLATIONS

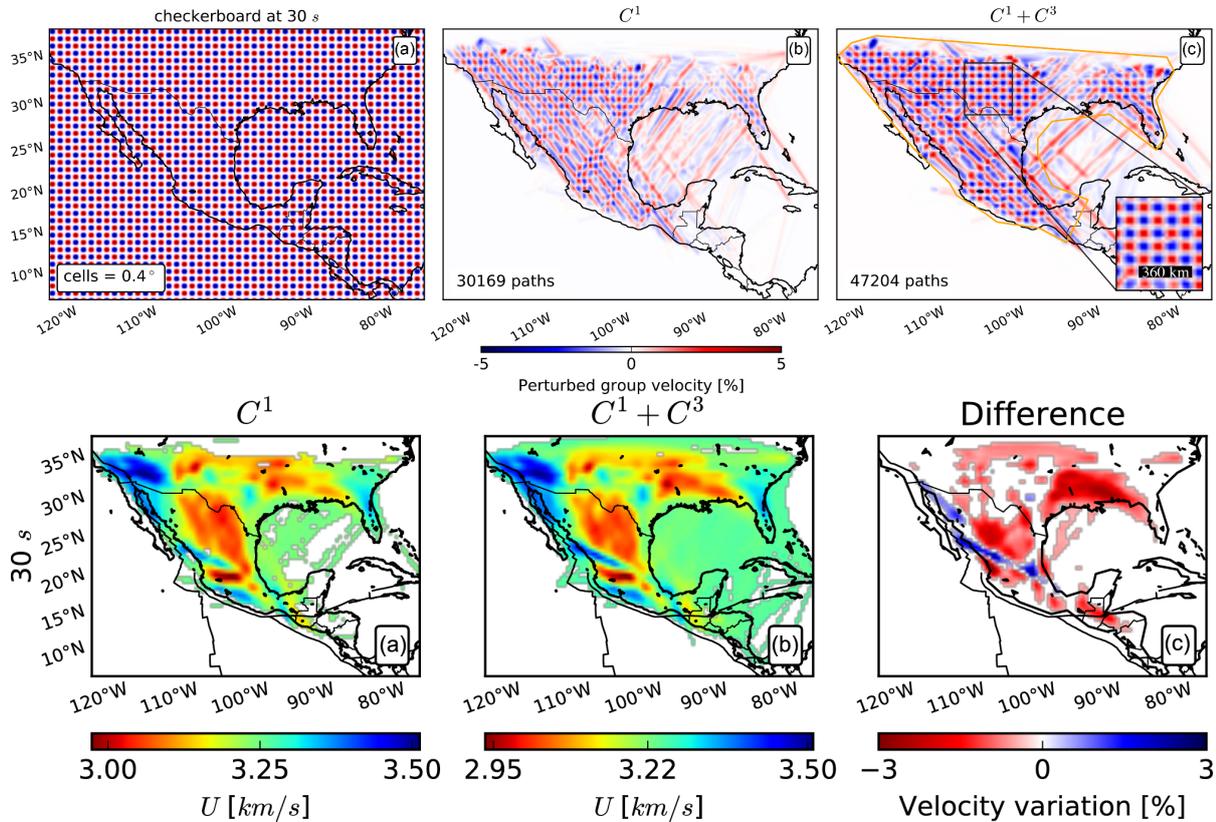


FIGURE 3.3 – Haut : Test en échiquier (checkerboard test) de vitesse de groupe à 30 s de période effectué sur le sud des États-Unis et le Mexique, échiquier initial (gauche), restitution en utilisant uniquement les C1 (centre) et en utilisant les C1 et les C3 (droite). Le changement en couverture et en résolution bien visible sur ces tests se traduit également en changements dans les résultats (bas) : carte des vitesses de groupe d’ondes de Rayleigh en utilisant uniquement les C1 (gauche), les C1 et les C3 (centre) et la différence entre les deux (droite). Tiré de Spica *et al.* (2016)

3.2 C3 et anisotropie azimutale

3.2.1 Intérêt des C1 pour l’anisotropie azimutale

L’anisotropie azimutale, i. e. la variation de la vitesse des ondes sismique avec l’azimut, est une mesure difficile, car elle demande de mesurer les vitesses en chaque point dans des différentes directions. Les C1 semblent répondre à ce problème, car la couverture en données ne dépend que de la répartition des stations et pas de la sismicité locale. De plus, les C1 sont bien adaptées pour exploiter le potentiel de grands réseaux comme AlpArray ou USArray.

Le problème principal posé par les C1 est leur dépendance de la bonne distribution des sources de bruit sismique. Si les sources de bruit sont anisotropes, comme en Europe où le

bruit sismique a une direction prépondérante, les C1 de couples alignés sur cette direction vont être très asymétriques et les couples perpendiculaires à cette direction vont avoir un SNR plus bas. De plus, la mauvaise distribution des sources de bruit sismique pose un problème plus fondamental : en effet, une mauvaise distribution des sources de bruit peut induire des biais dans les mesures de temps de trajet, aussi bien de vitesse de phase que de vitesse de groupe, comme mis en évidence par Weaver *et al.* (2009) et Froment *et al.* (2010), qui montrent sur des simulations numériques et des expériences sur des couples isolés que les erreurs de temps de trajet de l'onde balistique peuvent aller jusqu'à 2% si les sources les plus énergétiques sont orientées perpendiculairement au couple. Cela peut paraître acceptable dans le cadre d'une tomographie isotrope, par contre c'est l'ordre de grandeur de l'anisotropie azimutale à des périodes de 20-30 s (Ritzwoller *et al.*, 2011). De plus, l'erreur sur les temps de trajet dépend de l'orientation du couple par rapport aux sources de bruit, induisant une anisotropie apparente uniquement liée à la distribution des sources de bruit.

Les C3 offrent du potentiel pour fournir des informations complémentaires aux C1. Les C3, en permettant de choisir les sources de bruit, permettent une meilleure homogénéité des sources de bruit et donc une meilleure couverture azimutale. De plus, plusieurs études ont montré que la coda des C1 est indépendante de la distribution azimutale des sources de bruit, par exemple Colombi *et al.* (2014) pour les amplitudes, Froment *et al.* (2010) pour les temps de trajet et Soergel *et al.* (2020) (voir chapitre 2) pour le facteur de qualité de la coda (pour des distances inférieures à 200 km). Stehly *et al.* (2008) montre que le SNR des C3 est nettement plus isotrope que celui des C1 (voir figure 3.4). Cependant, comme le SNR des C3 est globalement plus faible, il n'est pas évident que cela corresponde à une amélioration de la couverture azimutale ou à un nivellement du SNR par le bas.

Malgré tout, la couverture azimutale plus homogène des C3 en fait une méthode de choix pour effectuer des mesures d'anisotropie azimutale, qui dépendent justement de la qualité de la couverture azimutale, ou pour tester un éventuel biais de vitesse des C1.

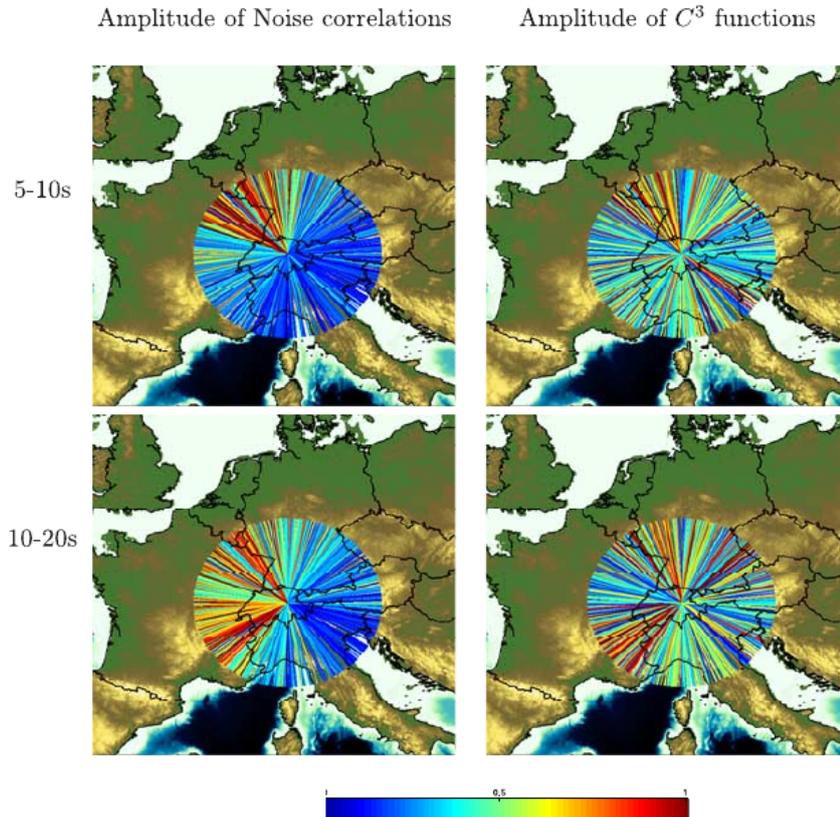


FIGURE 3.4 – Amplitude normalisée de l’onde de Rayleigh obtenue sur la C1 et la C3 en fonction de l’azimut. On observe une meilleure distribution azimutale pour les C3. Cependant, l’échelle n’étant pas la même pour chaque figure, il est possible que cela corresponde à des amplitudes globalement plus faibles sur les C3. Tiré de Stehly *et al.* (2008)

3.3 Calcul des C3

3.3.1 Processing détaillé

Le calcul des C3 nécessite de fixer un grand nombre de paramètres : Le mode de calcul des C1 (préprocessing, normalisation, stacking, voir chapitre 1), le choix de la coda (longueur, position) et la recorrélation (préprocessing, normalisation, stacking, choix des composantes) présentent tous de nombreuses variations possibles. Je me suis basé sur l’expérience de l’équipe Ondes du laboratoire ISTerre pour ces choix avec toutefois de nombreux tests, dont en particulier le choix de la durée de la coda dans la zone d’étude.

Pour le calcul des C3, un paramètre important est le choix de la fenêtre de coda utilisée. Suite aux travaux de Calvet et Margerin (2013) sur la dépendance des propriétés de la coda en fonction du choix de fenêtre ainsi que mes résultats sur la coda des C1 m’ont amené à choisir une fenêtre à une distance fixe de l’arrivée des ondes balistiques,

contrairement à Stehly *et al.* (2008) qui choisissent une fenêtre débutant à un temps correspondant à deux fois le temps de trajet de l'onde balistique. De plus, les ondes de Rayleigh étant dispersives, leur temps d'arrivée dépend de la période considérée. Notre étude sur la coda des corrélations (chapitre 2) a montré que la coda des corrélations est visible à moins de 20 secondes de période et particulièrement entre 5 s et 10 s de période, nous avons donc choisi cette bande de période pour déterminer la fenêtre de coda utilisée pour les C3.

Le mode de calcul des C3 que j'ai choisi est le suivant :

1. Mesure du temps d'arrivée des ondes de Rayleigh : pour cela, j'ai choisi le maximum de l'amplitude de la corrélation dans une fenêtre correspondant à une vitesse de propagation entre 1 et 5 km/s
2. Choix de la fenêtre : pour cela, le signal est filtré entre 5 s et 10 s de période et la fenêtre est choisie comme débutant 100 secondes (10 périodes) après l'arrivée des ondes de Rayleigh à cette période et avec une longueur de 1000 secondes
3. Pour tous les couples de stations et toutes les sources virtuelles, les codas respectives sont normalisées puis corrélées
4. Les corrélations résultantes sont normalisées puis sommées sur toutes les sources virtuelles. fichiers

Les conventions de signe concernant le sens des C3 sont fixées en utilisant un couple avec une seule source virtuelle, les trois stations orientés dans le sens des sources de bruit principales (300 degrés d'azimut). Pour ce couple, nous avons corrélé l'onde de surface et orienté les corrélations obtenues avec pour but d'obtenir la distribution présentée en figure 3.5. De fait, cela correspond à orienter la corrélation de sorte à ce que pour une source de bruit et une source virtuelle, le sens de propagation de l'énergie sur la C3 corresponde au sens de propagation du bruit (et non au sens de propagation du signal de la source virtuelle). Ces conventions ont pour conséquence de perdre la symétrie obtenue par Stehly *et al.* (2008). Pour ce test, j'ai choisi les stations CH.GIMEL et Z3.A288A, qui sont alignées avec les sources de bruit principales à 300 degrés d'azimut et comme sources virtuelles les stations Z3.A168A et IV.ZONE qui sont alignées avec le couple précédent et situées de part et d'autre des stations CH.GIMEL et Z3.A288A (voir figure 3.5).

3.3.2 Jeu de données utilisé pour tester les C3

Afin de tester les C3 et à cause des temps de calcul longs, j'ai utilisé un sous-ensemble des couples de stations à ma disposition. J'ai pris deux stations centrales (Z3.A061A et CH.NALPS), j'ai calculé les C3 de ces deux stations avec toutes les stations entre 50 km et 300 km d'une des deux stations en utilisant toutes les stations entre 50 km et 1000 km comme sources virtuelles. J'obtiens ainsi 563 C3 (ainsi que les C3-PP et C3-NN correspondantes). Ce choix est motivé par le temps de calcul important des C3, en particulier si, comme c'est le cas ici pour les tests, les C3 obtenues pour chaque source virtuelle (que nous appellerons plus tard les C3 élémentaires) sont conservées. Les couples

CORRÉLATION DE CODA DE CORRÉLATIONS

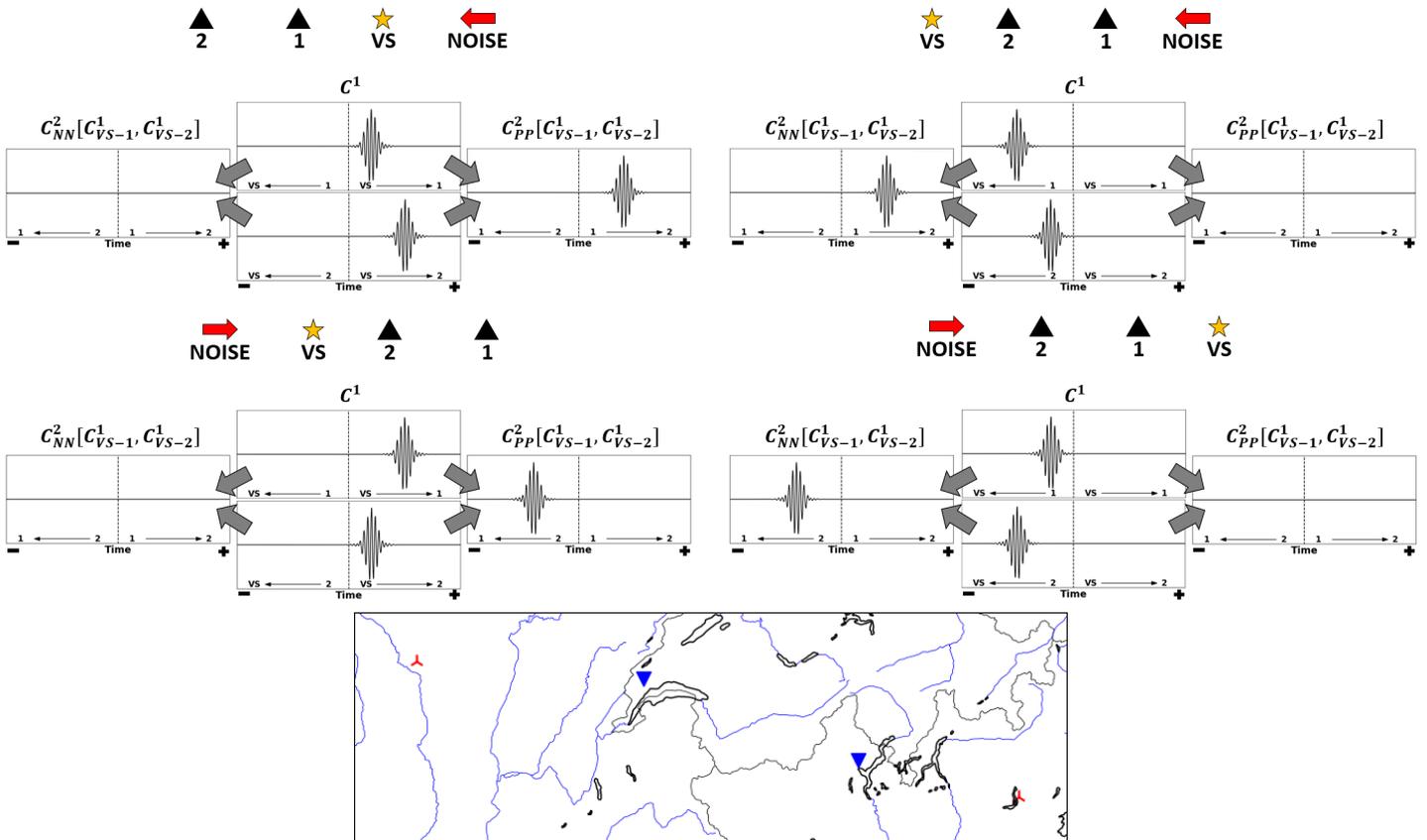


FIGURE 3.5 – Orientation attendue des corrélations d'onde de surface (C2) pour différentes répartitions de la source virtuelle, des deux stations et des sources de bruit. Les tests ont été effectués sur les stations (voir carte en bas) CH.GIMEL et Z3.A288A (bleu) avec les stations Z3.A168A et IV.ZONE (rouge) utilisés comme sources virtuelles.

utilisés sont tous au cœur de la zone alpine. La carte des stations utilisées est visible en figure 3.6, sur laquelle la répartition non-homogène des sources virtuelles est bien visible. En particulier, avec des sources de bruit sismique situées dans l'Atlantique nord, il y a beaucoup moins de sources virtuelles situées du côté des sources de bruit que du côté opposé. Pour la plupart de mon étude et à moins que cela ne soit précisé autrement, les C1 et C3 considérées sont filtrées entre 5 et 10 secondes de période.

À titre d'exemple, trois C3 sont visibles en figures 3.7, 3.8 et 3.9. Toutes représentent une carte des stations et sources utilisées (à droite), ainsi que des graphiques de la C1 superposée respectivement à la C3, la C3-PP et la C3-NN (à gauche). La première (figure 3.7) correspond à un couple aligné avec les sources de bruit, la deuxième (figure 3.8) à un couple dont une des deux stations est située en bordure de réseau et la troisième (figure 3.9) à un couple orienté perpendiculairement aux sources de bruit. Ces exemples montrent que les C3 sont en phase avec la C1 et que les vitesses de groupe sont similaires, que ce soit la C3-PP, la C3-NN ou la C3. La qualité des C3 dépend de l'azimut de la

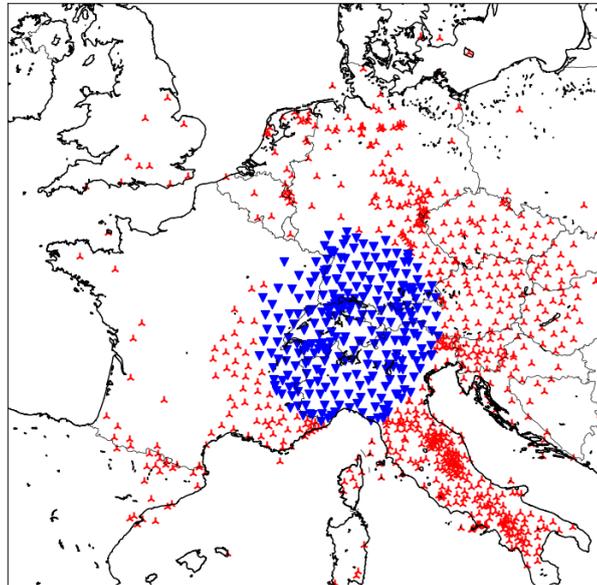


FIGURE 3.6 – Carte des stations utilisées pour tester les C3. Les stations sont en bleu, les sources virtuelles en rouge. Les stations servent également de sources virtuelles aux autres couples.

même façon que la qualité des C1 : des couples orientés en direction des sources de bruit donnent des C3 de meilleure qualité que les couples orientés perpendiculairement aux sources de bruit, à sources virtuelles égales. De plus, du fait des conventions de signe adoptées (voir figure 3.5), les rapports entre flux d'énergie entre causal et anticausal sont les mêmes (i. e. si la partie causale domine la C1, c'est également le cas sur la C3). Le positionnement en bordure de réseau du couple en figure 3.8 n'influe pas sur la qualité de la C3, ce qui est excellent pour notre étude, car cela augmente grandement le nombre de couples sur lesquels la C3 peut être utilisée. Le cas de la figure 3.9 correspond à un couple orienté perpendiculairement aux sources de bruit, et la C1 est de ce fait de mauvaise qualité. Or, il s'avère que la C3, que ce soit la C3-PP ou la C3-NN, n'offrent pas d'amélioration notable de la qualité par rapport à la C1. C'est justement ces cas où la distribution des sources de bruit pour la C1 est défavorable alors que celle des sources virtuelles pour la C3 est plus homogène que l'on espérait un apport de la C3. On observe également une différence entre la C3-PP et la C3-NN : la C3-PP un SNR nettement inférieur à la C3-NN, tandis que la somme des deux a un SNR intermédiaire. Cela peut être expliqué par la répartition des sources virtuelles par rapport aux sources de bruit sismique de l'Atlantique nord : un grand nombre de sources virtuelles sont situées de telle façon que étant donné la localisation des sources de bruit sismique, on s'attend à ce que la partie anticausale des C1 soit de meilleure qualité que la partie causale et de ce fait que la C3-NN donne de meilleurs résultats que la C3-PP.

Sur les sections sismiques, visibles en figure 3.10, les résultats des figures précédentes sont confirmés sur l'ensemble des corrélations utilisées. Ces sections sont orientées de

CORRÉLATION DE CODA DE CORRÉLATIONS

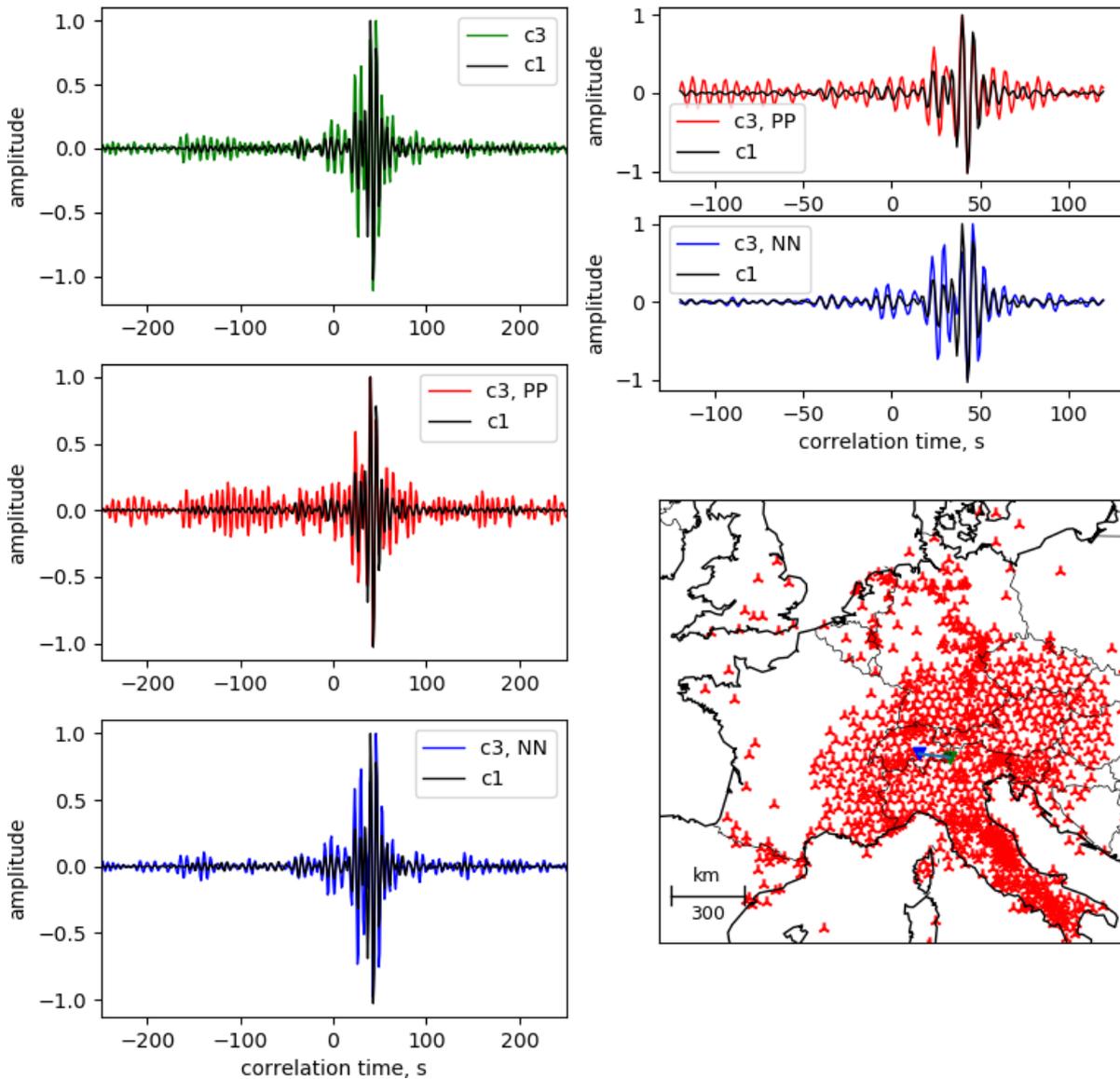


FIGURE 3.7 – Exemple de C3 d'un couple orienté dans le sens des sources de bruit entre les stations CH.NALPS (bleu) et IV.BRMO (vert, sources virtuelles en rouge). Sur la gauche sont superposées la C1 (noir) et les C3 : en haut, la C3, au centre, la C3-PP et en bas la C3-NN. Toutes ont été normalisées par leur maximum. Sur le zoom à droite l'accord de phase entre C1 et C3 est visible.

sorte à ce que la partie causale corresponde à la direction des sources dominantes de bruit sismique (300°) puis en sommant les C3 dans des intervalles de distance de 1 km. Pour la C3 aussi bien que pour la C3-PP et la C3-NN, l'arrivée des ondes de surface est bien visible, mais plus bruitée que sur la C1. La différence entre C3-PP et C3-NN y est nettement visible : la C3-PP est plus bruitée mais aussi plus symétrique que la C3-NN, par contre la C3 et la C3-NN sont très similaires du fait de l'amplitude moindre de la

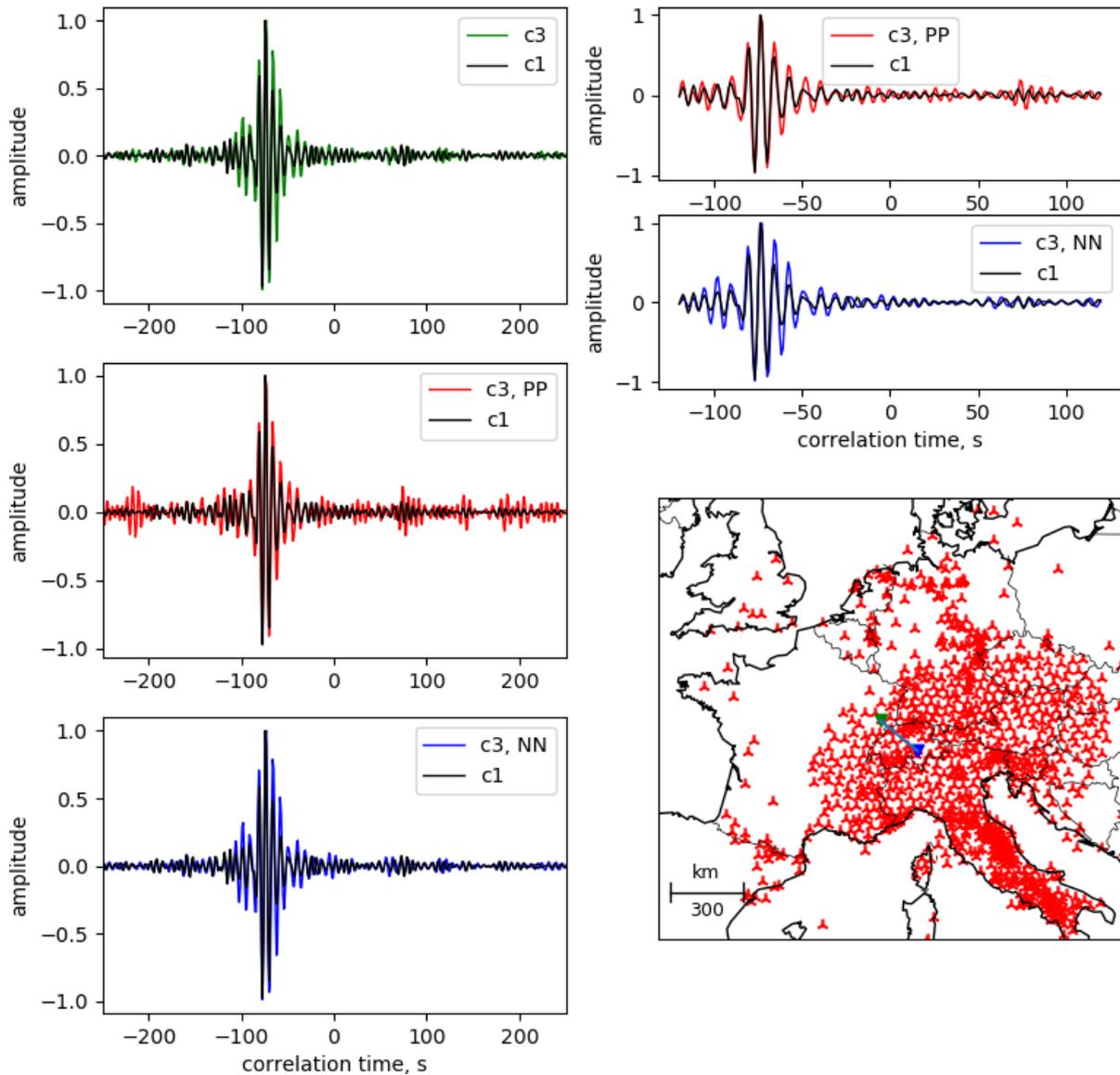


FIGURE 3.8 – Exemple de C3 avec une station en bordure de réseau entre les stations CH.NALPS (bleu) et FR.RONF (vert, sources virtuelles en rouge). Sur la gauche sont superposées la C1 (noir) et les C3 : en haut, la C3, au centre, la C3-PP et en bas la C3-NN. Toutes ont été normalisées par leur maximum. Sur le zoom à droite l'accord de phase entre C1 et C3 est visible.

C3-PP. Cependant, la C1 reste moins bruitée que chacune des C3.

Cette observation est également confirmée par les histogrammes de SNR figure 3.11(a) qui confirment la différence de SNR entre C1, C3-PP et C3-NN. Pour ces histogrammes, nous avons pris le SNR le plus élevé entre le SNR de la partie causale et anticausale du signal. La symétrie plus grande de la C3-PP par rapport à la C1 est visible en figure 3.11(b), qui représente le rapport entre le SNR causal et anticausale en fonction de

CORRÉLATION DE CODA DE CORRÉLATIONS

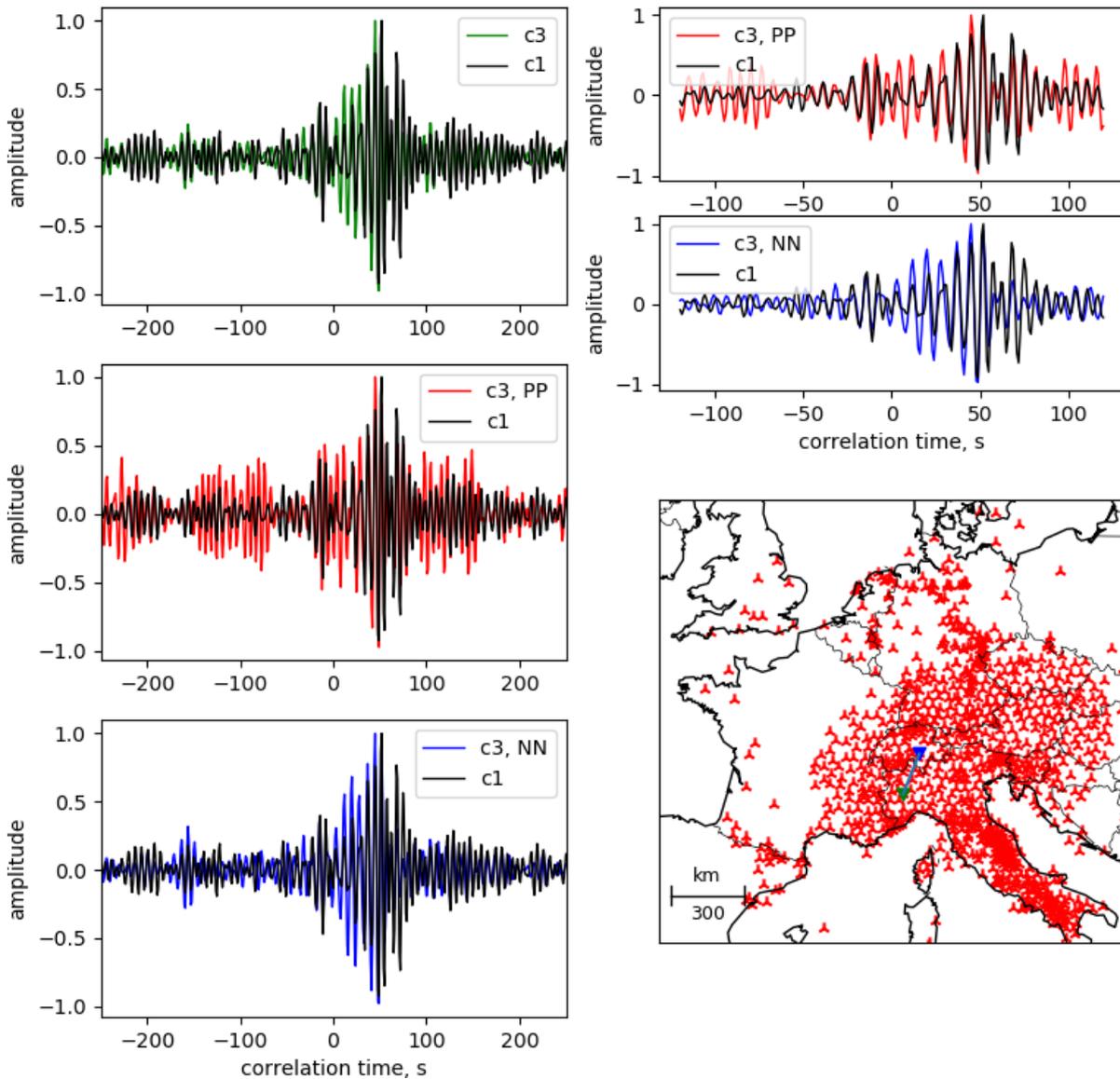


FIGURE 3.9 – Exemple de C3 d'un couple orienté perpendiculairement aux sources de bruit entre les stations CH.NALPS (bleu) et IV.MONC (vert, sources virtuelles en rouge). Sur la gauche sont superposées la C1 (noir) et les C3 : en haut, la C3, au centre, la C3-PP et en bas la C3-NN. Toutes ont été normalisées par leur maximum. Sur le zoom à droite l'accord de phase entre C1 et C3 est visible.

l'azimut (en échelle logarithmique) et montre donc la symétrie des corrélations. On y observe que la symétrie de la C3-NN (bleu) ou de la C3 (vert) n'est pas meilleure que celle de la C1 (noir), malgré l'amélioration de couverture de sources virtuelles par rapport aux sources de bruit, et ce pour un cas très favorable, avec une distribution de sources virtuelles ayant une très bonne couverture azimutale. La principale faiblesse des C1, leur dépendance azimutale en termes de qualité, n'est donc pas corrigée en utilisant les C3.

Cela vient en apparence contredire les résultats de Stehly *et al.* (2008), qui obtiennent une meilleure symétrie pour les C3 que pour les C1. Cela s'explique d'une part par la qualité moindre des C3, qui symétrise les C3 par un nivellement par le bas, et d'autre part par le choix des conventions de signe pour le calcul des C3.

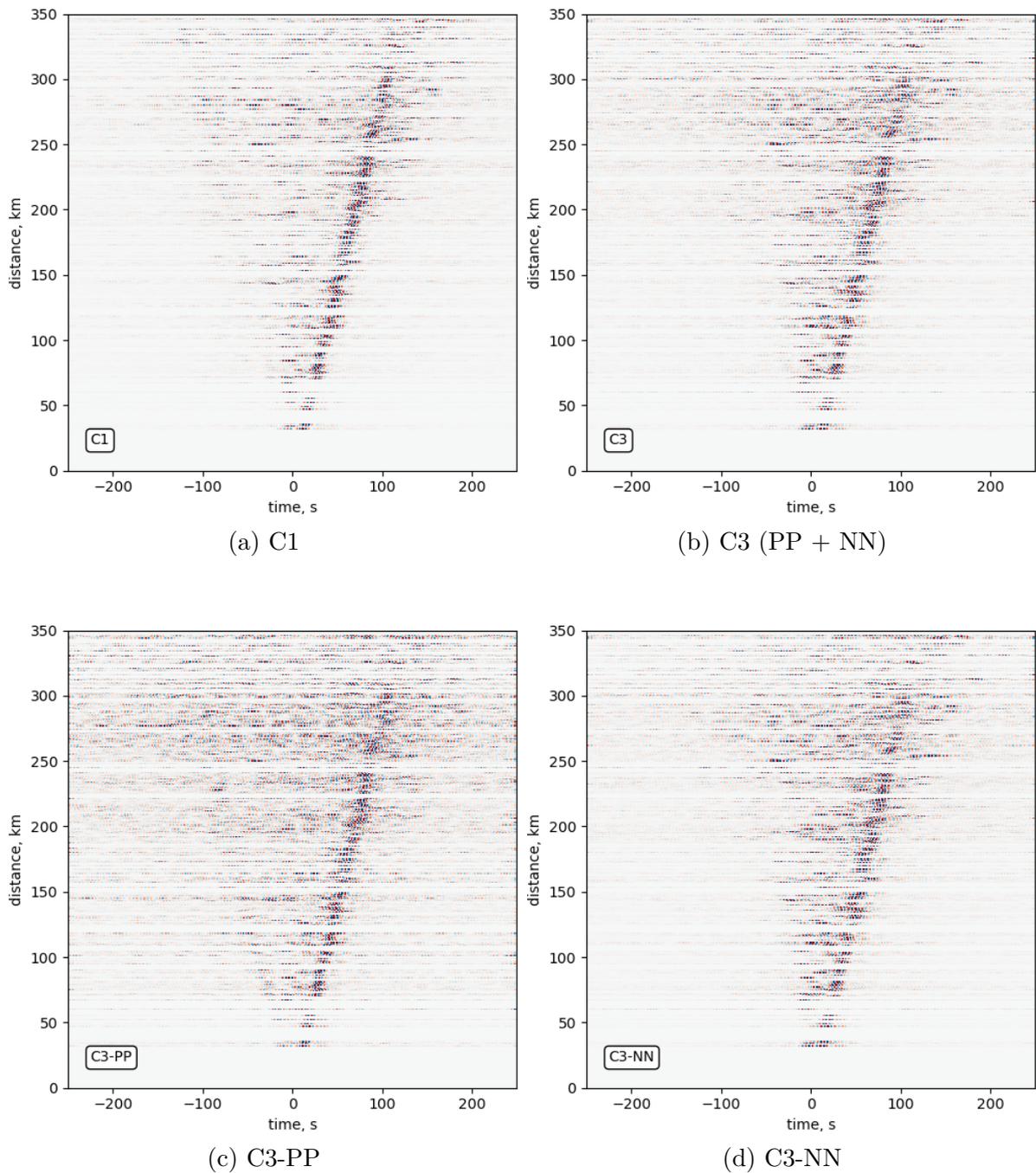


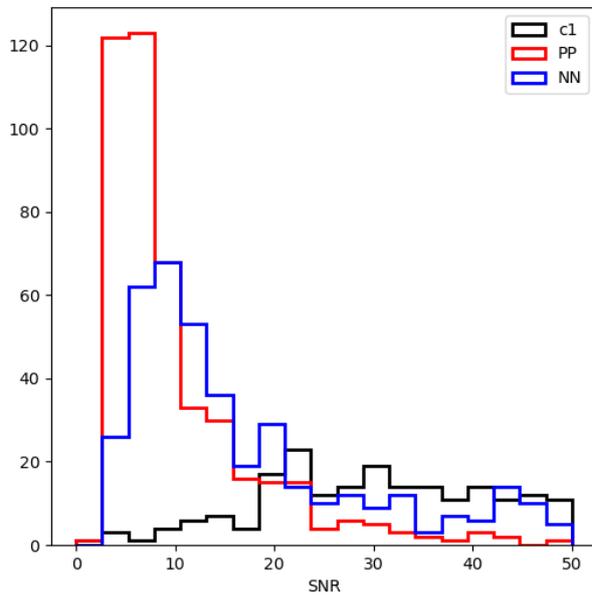
FIGURE 3.10 – Section sismique de la C1 (a), C3 (b), C3-PP (c) et C3-NN (d), entre 5 et 10 secondes de période.

Le faible nombre de C3 ayant un SNR supérieur à 10 dans un sens ou dans l'autre, montré en figure 3.11(c), comparé au nombre de C1 (qui ont toutes un SNR supérieur à 10) n'est pas de bon augure pour leur utilisation en complément des C1, par contre, pour les corrélations ayant un bon SNR, les C3-NN ont une couverture plus homogène. Il est à noter que pour la figure 3.11(c) la gamme d'azimuts est restreinte à 180° , car le SNR calculé est le maximum du SNR causal et anticausal.

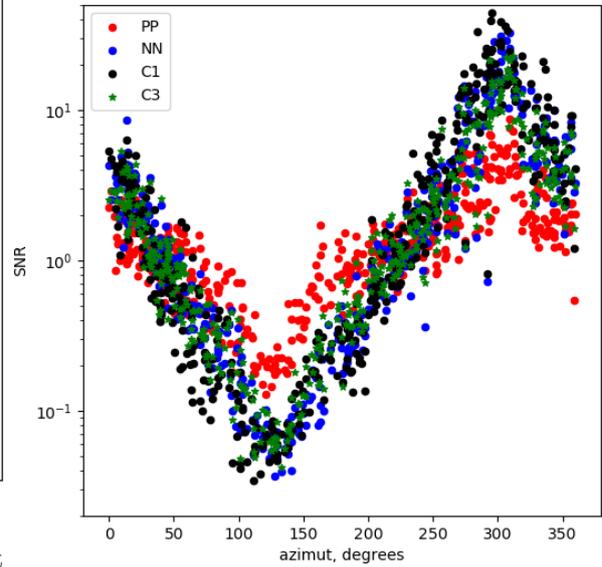
La comparaison des vitesses des C1 et des C3 est une information particulièrement intéressante pour estimer le biais azimutal des C1. La figure 3.11(d) montre cette différence pour la C3-PP, la C3-NN et la C3 (en mesurant le temps d'arrivée sur la partie ayant le meilleur SNR, ce SNR devant être supérieur à 10). Les vitesses de groupe obtenues en utilisant les C3-PP sont très proches des vitesses de groupe obtenues en utilisant les C1, alors que les C3-NN ont des différences de vitesse de groupe pouvant dépasser les 40%. Si les mesures de vitesse de groupe utilisant les C1 ne sont pas parfaites, des erreurs de 40% semblent très peu probables et tendent à montrer que bien qu'ayant un meilleur SNR, les C3-NN ne peuvent pas apporter d'informations supplémentaires fiables, même en se restreignant aux C3-NN ayant un bon SNR. Si l'on exclut ces points aberrants, la différence de vitesse de groupe mesurée sur la C1 et la vitesse de groupe mesurée sur la C3-PP ou la C3-NN est faible et ne dépend pas de l'azimut, comme visible en figure 3.12. Dans l'ensemble, les vitesses mesurées sur les C3 sont plus faibles, cela pourrait par une période dominante différente sur les C3 que sur les C1 à cause de la multiplication de spectre associée à la corrélation, mais l'amplitude de la différence (un pou cent) semble trop importante.

Étant donné que de par leur construction, les C3 sont moins affectées par les biais de mesure liés à la distribution des sources de bruit sismique, cela montre que le biais azimutal des C1 est faible et que les C1 peuvent être utilisées pour les mesures d'anisotropie.

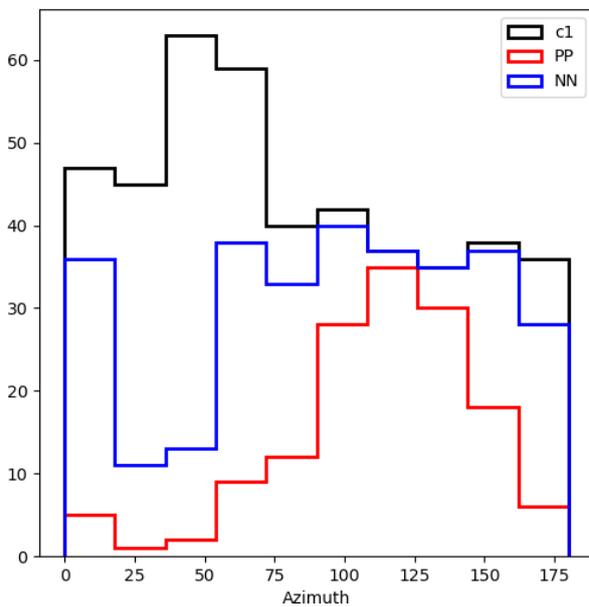
Par contre, les C3 sont donc de qualité moindre aux C1 et n'ajoute donc pas *a priori* de trajets supplémentaires par rapport aux C1. Tout gain de symétrie se fait aux dépens de la qualité de la mesure. L'apport en termes de couverture azimutale ne semble donc pas se matérialiser. À noter que les différences entre C3-PP et C3-NN sont le résultat combiné de la géométrie de réseau, la directivité des sources de bruit sismique et nos conventions de calcul.



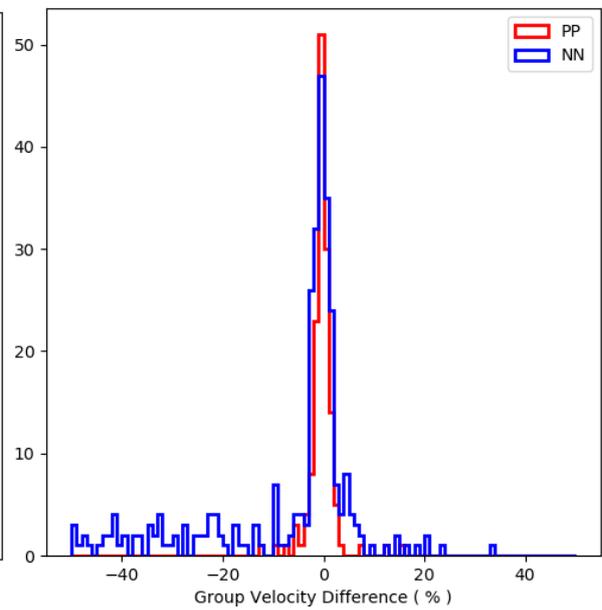
(a) Histogramme du SNR des C1, C3-PP et C3-NN



(b) Symétrie du SNR des C1 et C3



(c) Histogramme de l'azimut



(d) Différence de vitesse C3 vs C1

FIGURE 3.11 – a : Histogramme du SNR des C1, C3-PP et C3-NN. b : Symétrie du SNR des C1 et C3 (rapport entre le SNR de la partie causale et de la partie anticausale). c : Histogramme de l'azimut des C1, C3-PP et C3-NN (uniquement pour un SNR supérieur à 10). d : Histogramme de la déviation de vitesse de groupe par rapport aux C1 pour les C3-PP et C3-NN (uniquement pour un SNR supérieur à 10).

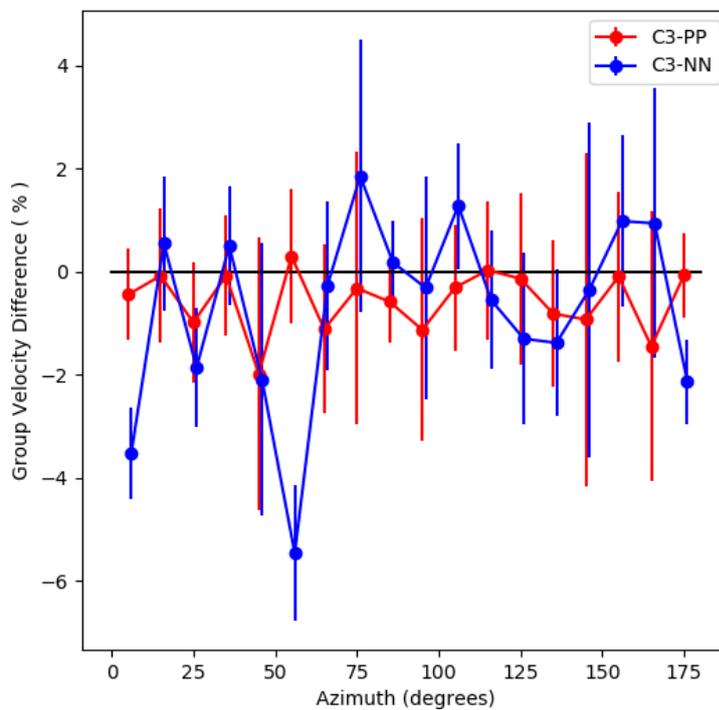


FIGURE 3.12 – Différence de vitesse entre la C1 et la C3 en fonction de l'azimut pour toutes les corrélations de $\text{SNR} > 10$. Dans chaque gamme d'azimut, la moyenne (points) et la déviation standard (barres d'erreur) de la différence relative de vitesse entre la C1 et la C3 sont affichés.

3.4 Sélection des sources

3.4.1 Introduction

Une particularité des C3 est qu'elles permettent de choisir les sources virtuelles. Jusque-là, nous avons utilisé toutes les sources possibles car comme pour les C1, plus les séries temporelles utilisées sont longues, mieux la corrélation converge. Si les C1 sont contraintes d'utiliser le bruit disponible et ne permettent pas de distinguer et de sélectionner certaines sources de bruit sismique, les C3 de par leur construction permettent de choisir quelles stations sont utilisées comme sources virtuelles. Une étude de la contribution des sources virtuelles pourrait donc permettre de choisir celles qui contribuent de manière positive (dans un sens restant à définir) à la C3 finale et ainsi améliorer la qualité des C3, pour pouvoir obtenir plus de données de bonne qualité et compléter les C1. Dans la suite de cette étude, nous allons donc étudier la contribution des sources virtuelles aux C3. Pour cela, nous nous sommes intéressés à ce que j'appelle les C3 élémentaires, c'est-à-dire les C3 calculées en n'utilisant qu'une source virtuelle.

Dépendance azimutale des contributions

Les C1 variant principalement en fonction de l'azimut, une première piste évidente est d'étudier la dépendance des C3 élémentaires de l'azimut de la source virtuelle. En figure 3.13 nous pouvons voir une 'section azimutale' : de façon analogue à une section sismique classique, les C3 élémentaires sont rangées par azimut, sommées dans des bandes d'azimut, la somme étant ensuite normalisée par son maximum. Cela donne la contribution (normalisée) de toutes les sources situées dans une bande d'azimut à la C3 totale. C'est fait pour la C3-PP (3.13(a)) et la C3-NN (3.13(b)) pour un couple orienté dans la direction des sources dominantes de bruit sismique. Les bandes verticales noires mettent en valeur la zone dans laquelle l'onde de surface directe est observée sur la C1. Ces sections azimutales, pour un couple de stations, visibles en figure 3.13, montrent deux différences marquantes entre les C3-PP et les C3-NN : Pour la C3-NN (à droite), quel que soit l'azimut, toutes les C3 élémentaires ont des contributions plus importantes dans la partie causale du signal que dans la partie anticausale, à tel point qu'il est impossible de distinguer une arrivée d'onde de surface dans la partie anticausale des C3 élémentaires. A contrario, pour la C3-PP (à gauche), la domination de la partie causale sur la partie anticausale est beaucoup moins marquée et dépend de l'azimut. De plus, le SNR des C3 élémentaires est nettement meilleur pour la C3-NN que pour la C3-PP. Sur la C3-PP comme sur la C3-NN, dans chaque bande d'azimut il y a une contribution à la C3 totale, il n'y a pas de bande d'azimut qui ne contribue pas soit du côté causal soit du côté anticausal. C'est particulièrement visible dans le cas de la C3-NN, mais c'est également le cas pour la C3-PP, même si c'est masqué par le plus faible SNR des C3 élémentaires. De plus, le côté qui domine les C3 élémentaires de la C3-PP est corrélé au nombre de sources virtuelles utilisé pour un azimut donné. De façon générale, les azimuts où la partie causale domine tendent à être ceux où il y a un plus grand nombre de sources virtuelles.

Il faut noter que sur certains couples, on peut observer une dépendance azimutale des C3-NN élémentaires.

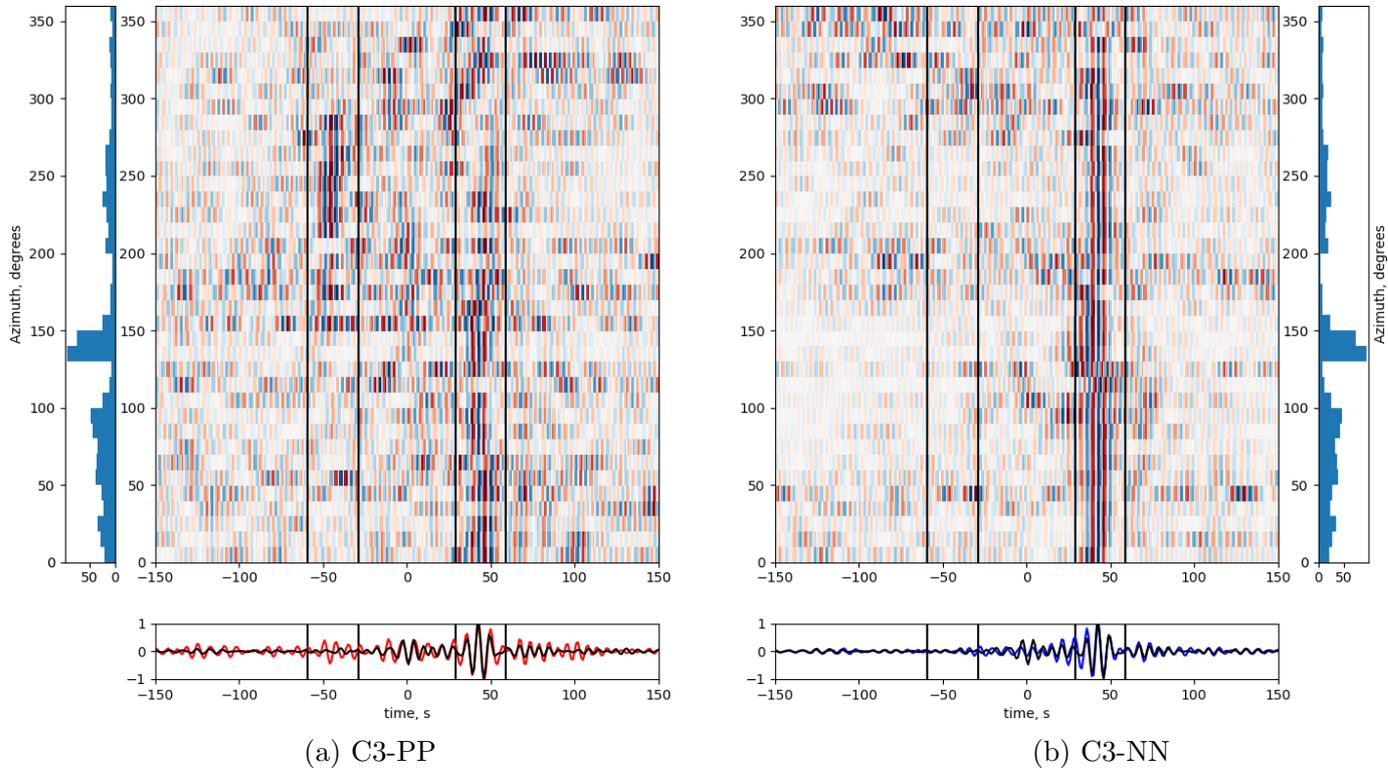


FIGURE 3.13 – Sections azimutales pour les C3 du couple Z3.A061A - CH.MUGIO. Sous les sections, les C1 (en noir) et C3 correspondantes (en rouge et bleu). Les bandes noires correspondent à la fenêtre utilisée ensuite pour estimer la contribution de chaque source virtuelle. À gauche et à droite, les histogrammes de l’azimut des sources virtuelles.

Méthodes de calcul de la contribution d’une source virtuelle

Pour aller plus avant, il faut pouvoir quantifier la contribution d’une source virtuelle. La possibilité la plus simple serait d’utiliser le SNR des C3 élémentaires comme indicateur de qualité et de ne sélectionner que les C3 élémentaires dont le SNR dépasserait un certain seuil. Une autre possibilité est de choisir les C3 élémentaires en fonction de leur contribution à l’onde de surface de la C3. Pour cela, nous choisissons la fenêtre correspondant à l’arrivée d’ondes de surface sur la C1 ainsi que la fenêtre correspondante sur la C3 élémentaire, nous filtrons les deux entre 5 s et 10 s et nous calculons le coefficient de corrélation entre les deux sur cette fenêtre. Pour choisir la fenêtre, il faut une bonne mesure du temps d’arrivée des ondes de surface. J’effectue cette mesure sur la C1 pliée (c’est-à-dire la somme de la partie causale de la C1 et de la partie anticausale de la C1 retournée temporellement) en prenant le temps où l’enveloppe est maximale (sur un fenêtre temporelle correspondant à une vitesse de propagation entre 1 et 5 km/s). Une fois ce temps d’arrivée obtenu, nous prenons une fenêtre d’une période de part et

d'autre du temps d'arrivée sur la C1 et nous calculons le coefficient de corrélation avec la fenêtre correspondante sur la C3 élémentaire. Le coefficient de corrélation permet de voir la différence entre deux signaux, une valeur de 1 représentant un signal identique (à une constante près). À titre d'exemple, cette fenêtre correspond aux lignes noires sur la figure 3.13. Cela correspond effectivement à choisir les C3 élémentaires en fonction de leur déphasage avec la C1 pliée au niveau de l'arrivée des ondes de surface. Pour compenser les différences de spectre entre C1 et C3 dues à la corrélation supplémentaire que ces dernières ont subi, sur les fenêtres à corrélérer, nous multiplions les amplitudes des spectres entre eux. Plus exactement, nous calculons le spectre de la C1 et de la C3 avec une transformée de Fourier, nous multiplions le spectre de la C3 par l'amplitude du spectre de la C1 et vice-versa. Ensuite nous effectuons une transformée de Fourier inverse sur les spectres ainsi obtenus, que nous corrélons sur la fenêtre correspondant au temps d'arrivée des C1.

Pour les deux seuils, j'obtiens ainsi quatre coefficients : un pour la partie causale de la C3-PP élémentaire, un pour la partie anticausale de la C3-PP élémentaire et de même pour la C3-NN élémentaire. La répartition géographique du coefficient de corrélation pour la composante C3-NN causale est présentée à titre d'exemple sur le couple Z3.A061A - CH.MUGIO (figure 3.14(a)). Sur cette figure, chaque étoile représente une source virtuelle et la couleur de chaque étoile représente le coefficient de corrélation entre fenêtre d'arrivée de l'onde de surface sur la C1 pliée et la fenêtre correspondante sur la C3 élémentaire correspondant à la source virtuelle.

La répartition géographique des stations contribuant plus ou moins est en apparence aléatoire, en particulier la contribution d'une source virtuelle ne dépend ni de la distance ni de l'azimut. De ce fait, nous ne pouvons pas sélectionner les sources virtuelles sur la base de leur position géographique, nous devons les choisir en fonction des propriétés des C3 élémentaires. De plus, la répartition des stations contribuant plus ou moins dépend de la bande de période : la répartition dans la bande de période entre 10 et 20 secondes est différente (figure 3.14(b)). Les autres composantes (C3-PP causal et anticausal, C3-NN anticausal) se comportent de façon similaire. Quantifier la qualité des C3 élémentaires en utilisant leur SNR comme indicateur de qualité donne des résultats analogues.

3.4.2 Choix du seuil de sélection

Nous allons donc essayer, en choisissant les sources virtuelles, d'améliorer les C3 pour essayer d'obtenir une qualité suffisante pour les utiliser en complément des C1 pour les mesures d'anisotropie. Comme nous l'avons vu en figure 3.14, le choix des sources virtuelles dépend de la bande de période, nous allons donc nous concentrer sur la bande de période entre 5 s et 10 s de période, pour laquelle nous savons que la coda est bien reconstruite par les C1.

Maintenant que nous avons deux critères possibles (la contribution de la C3 élémentaire et le SNR de la C3 élémentaire), il faut déterminer lequel est le plus adapté pour améliorer le SNR des C3 et quel est le seuil optimal. Nous avons donc recalculé les C3

CORRÉLATION DE CODA DE CORRÉLATIONS

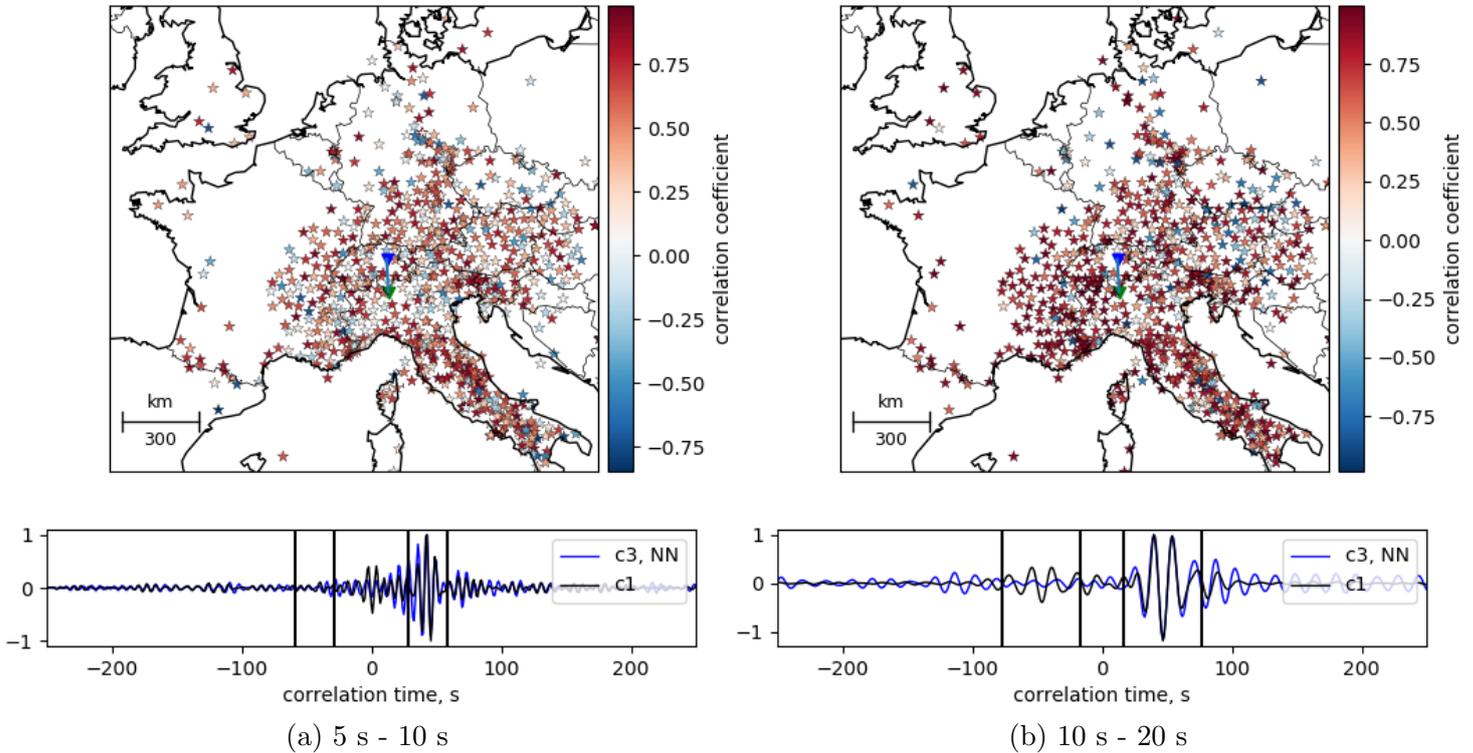
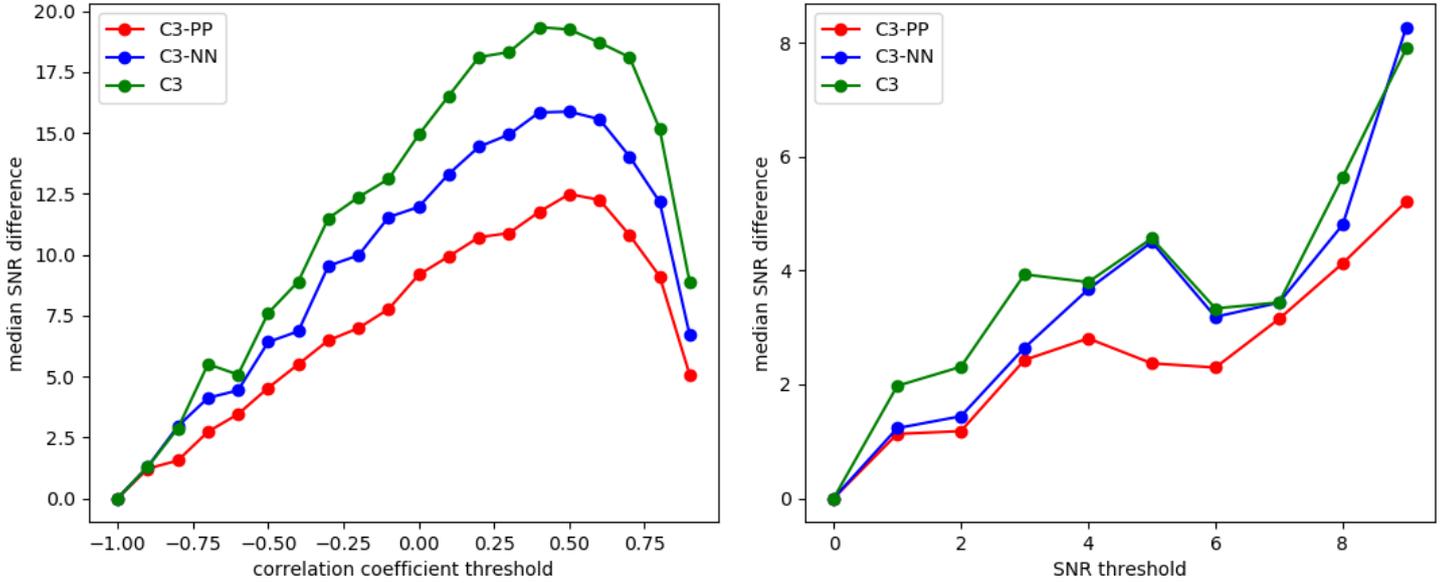


FIGURE 3.14 – Carte des contributions pour les C3 du couple Z3.A061A - CH.MUGIO pour la composante NN causale. a : entre 5 s et 10 s de période, b : entre 10 s et 20 s de période, ainsi que les corrélations correspondantes : la C1 en noir, la C3-NN en bleu et la fenêtre d'arrivée des ondes de surface délimitée par les barres noires.

de la façon suivante pour tous les couples : Nous calculons toutes les C3-PP et C3-NN élémentaires pour chacune des sources virtuelles. Ensuite, nous séparons la partie causale et anticausale des C3 élémentaires et nous retournons la partie anticausale. Celles-ci sont ensuite traitées indépendamment. Toutes les parties vérifiant le critère et le seuil choisi sont sommées pour obtenir la C3-PP (respectivement C3-NN). Ainsi, le signal obtenu mélange les parties causales et anticausales des C3 élémentaires et n'a lui-même pas de partie causale ou anticausale, comme une corrélation pliée.

Le gain de SNR obtenu en choisissant les C3 élémentaires est visible en figure 3.15, qui représente le gain de SNR médian pour toutes les C3, les C3-PP et les C3-NN. En figure 3.15(a) nous pouvons voir la variation pour une sélection en fonction de la contribution de la C3 élémentaire, en figure 3.15(b) en fonction du SNR de la C3 élémentaire. Il est clairement visible que le gain de SNR en utilisant comme critère le SNR des C3 élémentaires est plus faible, avec une augmentation du SNR médian inférieure à 10. De plus, le nombre de C3 qu'il est possible de calculer en utilisant le SNR de la C3 élémentaire comme critère de sélection décroît très rapidement, car les SNR des C3 élémentaires sont généralement très bas. Nous n'allons donc pas nous intéresser plus à ce critère.

Le gain de SNR en utilisant la contribution de la C3 élémentaire comme critère de sélection est beaucoup plus important. Cela dit, l'amélioration du SNR médian n'est



(a) Coefficient de corrélation de la C3 élémentaire

(b) SNR de la C3 élémentaire

FIGURE 3.15 – Gain médian de SNR en fonction du seuil utilisé pour choisir les C3 élémentaires. Critère de sélection : a : Coefficient de corrélation de la C3 élémentaire, b : SNR de la C3 élémentaire

pas la même pour toutes les composantes des C3, avec un gain plus important pour la C3-NN.

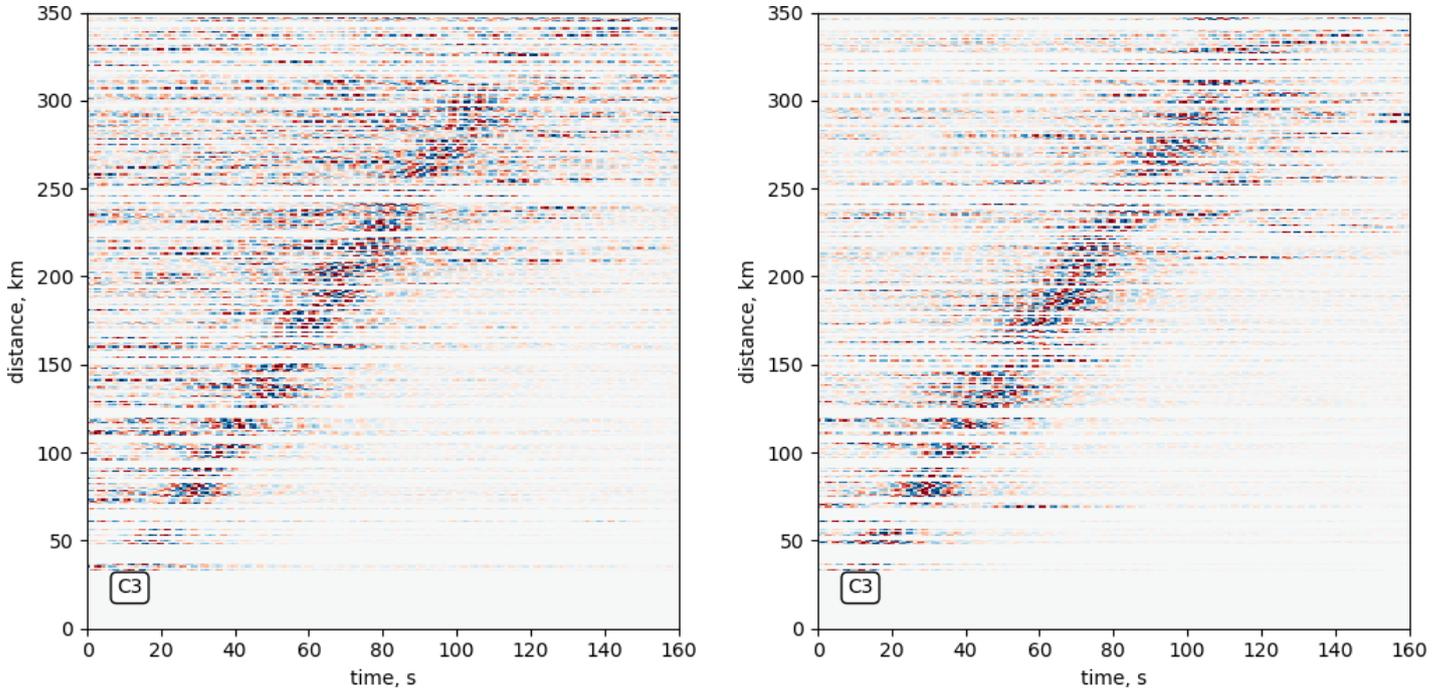
La section visible en figure 3.16 montre que les C3 obtenues en sélectionnant les sources virtuelles sont effectivement moins bruitées et ont une arrivée d'ondes de surface bien visible.

Dépendance du nombre de sources virtuelles

Le gain en SNR est également dépendant du nombre total de sources virtuelles utilisées. En figure 3.17 nous pouvons voir la même figure que 3.15(a), mais cette fois les C3 ont été obtenues en choisissant 100 sources au hasard parmi les ~ 1000 disponibles. Lorsque le même processus de choix des sources virtuelles est effectué sur ce jeu de données restreint, d'une part le gain de SNR est beaucoup plus faible mais d'autre part le niveau optimal est similaire. Ce résultat est intéressant, on s'attendrait à ce que le niveau optimal soit plus faible car l'équilibre entre qualité des C3 élémentaires et nombre de C3 élémentaires est a priori dépendant du nombre de sources virtuelles utilisées.

Si nous analysons plus précisément les C3 obtenues en sélectionnant les sources virtuelles, plusieurs résultats intéressants émergent. Tout d'abord, l'amélioration en SNR est particulièrement sensible pour les SNR faibles : la figure 3.18(a) est l'équivalent de la figure 3.11(a) en utilisant nos nouvelles C3 et représente l'histogramme du SNR des C3. L'amélioration du SNR est bien visible, pour la C3-PP comme pour la C3-NN, quasiment toutes les C3 ont désormais un SNR supérieur à 10. Cela signifie en particulier que les C3

CORRÉLATION DE CODA DE CORRÉLATIONS



(a) Section sismique avant sélection

(b) Section sismique après sélection

FIGURE 3.16 – Section sismique des C3 pliées avant (a) et après sélection des sources (b) avec un seuil de 0.4.

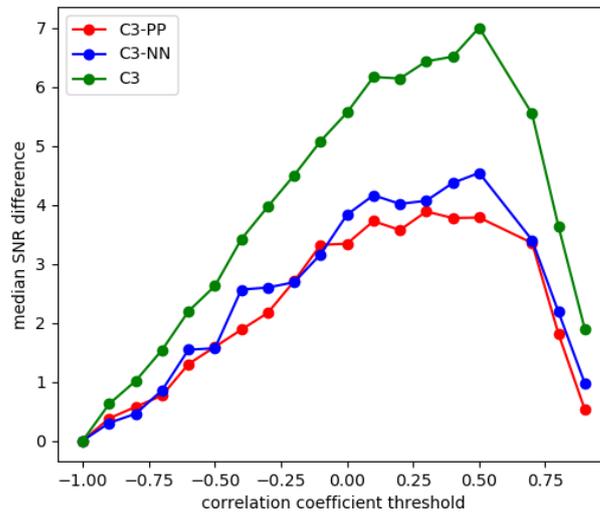


FIGURE 3.17 – Gain médian de SNR en fonction du seuil utilisé en n'utilisant que 100 sources tirées aléatoirement.

ayant un SNR bas ont vu leur SNR augmenter significativement, ce qui signifie que les gains de SNR ne sont pas concentrés sur les C3 ayant un bon SNR de toute façon mais permettent d'augmenter le nombre de C3 avec un bon SNR et augmente globalement la

qualité des C3.

Mesures de vitesse de groupe et de SNR sur les C3 avec sélection

Si nous choisissons les C3 élémentaires en fonction de leur contribution à la C3, ce qui revient à les choisir en fonction de leur déphasage par rapport à la C1, il paraît peu surprenant que le SNR des C3 ainsi obtenues soit meilleur, puisque nous sommes des signaux que nous avons choisi pour qu'ils soient en phase et qu'ils aient donc une interférence constructive. Nous nous attendons à ce que les vitesses de phase et de groupe soient très proche de celles des C1. Comme visible en figure 3.18(b), la concordance est effectivement meilleure, avec moins de corrélations ayant des vitesses de groupe aberrantes. La figure 3.18(b) est l'équivalent de la figure 3.11(d) en utilisant nos nouvelles C3 et représente l'histogramme de la différence de vitesse de groupe mesurée sur les C3-PP et C3-NN par rapport aux C1 pour les C3 ayant un SNR supérieur à 10. Le nombre de mesures aberrantes (une différence de vitesse supérieure à 10%) est maintenant très faible et on n'observe pas d'erreur systématique sur les vitesses avec l'azimut. Hormis ces mesures aberrantes, l'accord entre C1 et C3 est identique, la plupart des différences de vitesses ne dépassent pas les 2.5%, comme auparavant, ce qui est surprenant étant donné ce que nous avons exposé plus haut. À nouveau, les C3-PP ont des vitesses plus proches des C1 que les C3-NN. La dépendance de la différence de vitesses avec l'azimut n'est pas modifiée, il n'y a toujours pas de biais visible.

Comme nous l'avons vu précédemment en figure 3.14, la contribution d'une source virtuelle n'est pas la même selon la période. Jusqu'ici, nous avons sélectionné les sources selon leur SNR ou leur contribution entre 5 s et 10 s de période, mais rien ne nous garantit que cette sélection est également optimale dans les autres bandes de période. Nous pouvons voir en figure 3.19 l'amélioration du SNR médian entre 10 s et 20 s (alors que les C3 élémentaires ont été sélectionnées à partir de leur contribution entre 5 s et 10 s de période). Nous pouvons voir que les gains de SNR médian sont quasi inexistantes. Les C3 calculées en sélectionnant les sources virtuelles de la façon dont nous l'avons fait offrent donc de plus-value uniquement dans la bande de période dans laquelle la sélection a été effectuée. Cela signifie que pour effectuer des mesures dans plusieurs bandes de période, nous devrions recalculer les C3 dans chaque bande de période, ce qui entraîne des temps de calculs et des masses de données beaucoup plus importantes.

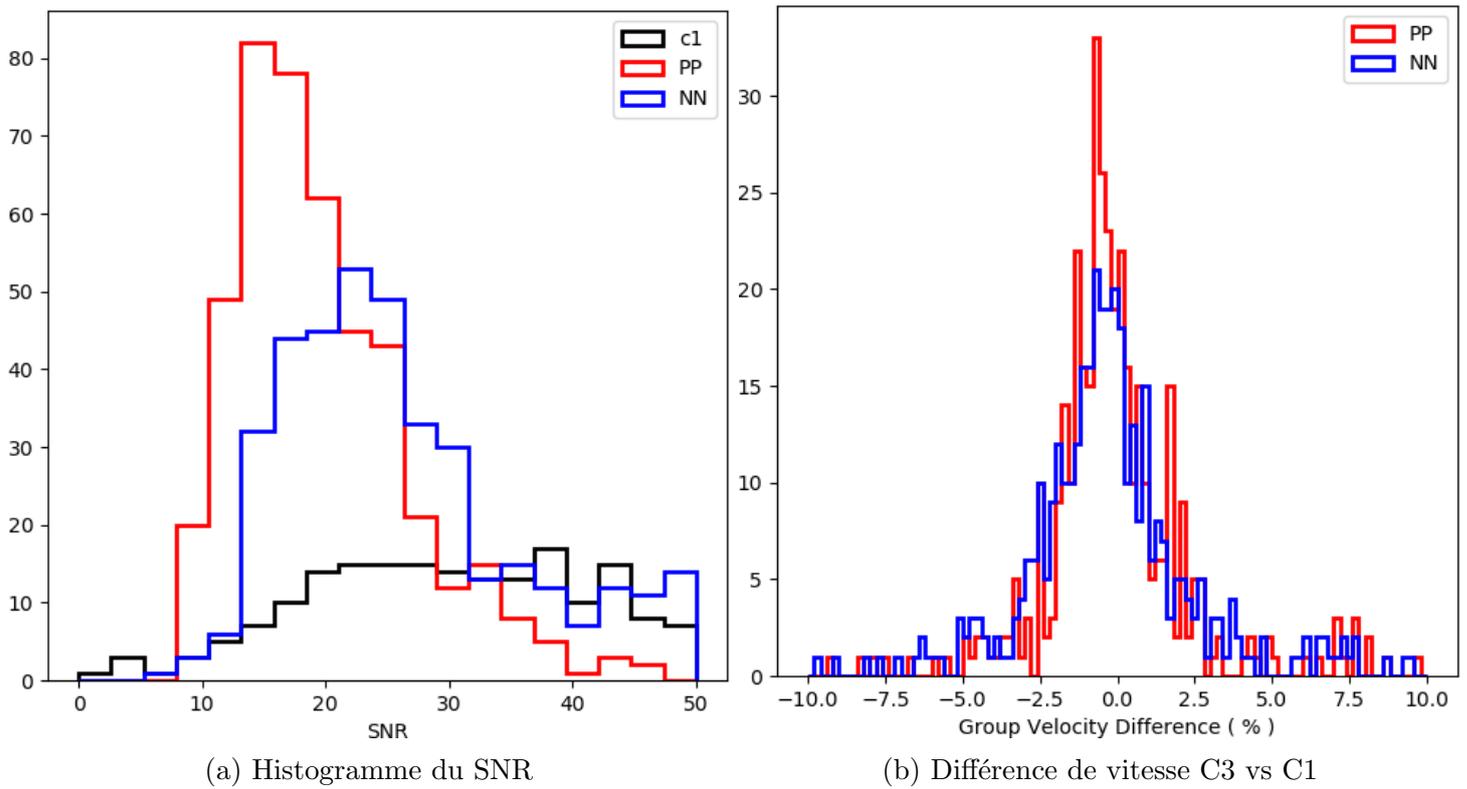


FIGURE 3.18 – a : Histogramme de l'azimut pour toutes les corrélations de $\text{SNR} > 10$, b : Différence de vitesse de groupe mesurée sur la C1 et la C3-PP et C3-NN pour toutes les corrélations de $\text{SNR} > 10$. En (a), le nombre de C1 est en apparence inférieur au nombre de C3, c'est du au fait que beaucoup de C1 ont un SNR supérieur à 50. Noter la différence d'échelle entre (b) et 3.11(d).

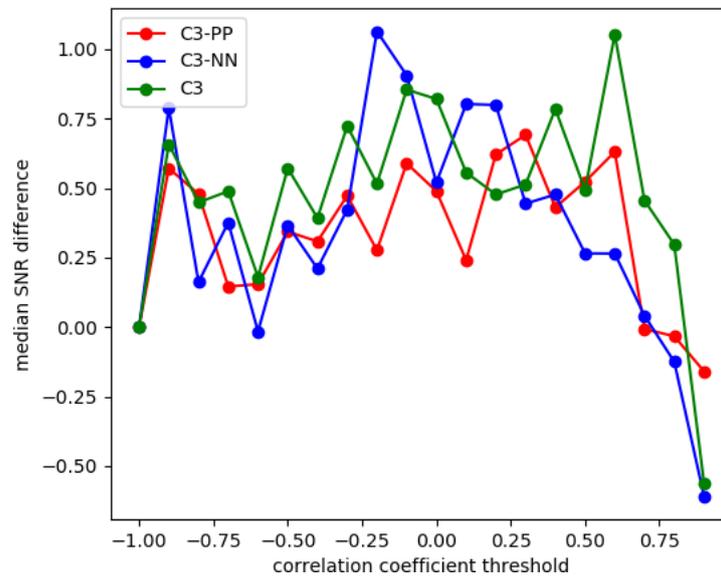


FIGURE 3.19 – Gain médian de SNR entre 10 s et 20 s de période en fonction du seuil en sélectionnant les sources virtuelles selon leur contribution entre 5 s et 10 s de période.

3.5 Conclusion

Les corrélations de coda de corrélations sont une évolution des corrélations de bruit qui promettent un meilleur contrôle des sources, une meilleure symétrie et une meilleure couverture azimutale. Elles sont donc en apparence plus adaptées à l'étude des variations azimutales de vitesse. Cependant, leur mode de calcul et les données qu'elles utilisent contraignent son efficacité et la qualité des C3 est inférieure à celle des C1. Nos tentatives d'utiliser la flexibilité apportée par le contrôle des sources de coda pour pallier à ces inconvénients conduisent à une amélioration des signaux obtenus, visibles notamment par l'amélioration du SNR et de la couverture azimutale en corrélations de bonne qualité. Par contre, la sélection des sources de coda est très peu flexible, car pour être efficace elle nécessite de recalculer les C3 pour chaque bande de période d'intérêt. La source du problème n'est pas dans la quantité de sources virtuelles, nous en avons tellement que la longueur totale de la coda de corrélations utilisée pour calculer une C3 est de l'ordre de l'année, une longueur suffisante au calcul des C1. Le caractère diffus du champ de coda fait qu'une simple sélection des sources virtuelles sur la base de critères géographique n'est pas appropriée. Par contre, des critères basés sur la ressemblance entre les C1 et les C3 permettent une amélioration significative du SNR des C3 dans une bande de période choisie. Les deux critères retenus dans cette étude apparaissent comme non pertinents pour la sélection des sources virtuelles dans le but d'obtenir une amélioration de la qualité des C3 à large bande. Une meilleure compréhension des mécanismes en jeu pour les C3 pourrait permettre de trouver des critères plus pertinents. Pour ces raisons, nous n'allons pas utiliser les C3 dans le reste de cette étude.

Cependant, les C3 peuvent être utilisées comme jeu de données test pour estimer la qualité des mesures effectuées sur les C1, en particulier pour estimer le biais éventuel des C1 en fonction de l'azimut. Cette étude a mis en évidence l'absence d'un tel biais, les C1 peuvent donc être utilisées pour effectuer des mesures d'anisotropie.

Chapitre 4

Imagerie de l'Anisotropie par les corrélations de bruit

4.1 L'Anisotropie

4.1.1 Introduction

L'anisotropie sismique désigne le fait que la vitesse des ondes sismiques dépend de la direction. Cette dépendance peut avoir deux sources : d'une part, l'anisotropie peut être liée à la nature du matériau. La croûte et le manteau sont constituées de grains cristallins qui peuvent être sismiquement anisotropes. Si ces grains sont organisés de certaines façons (par exemple alignés), l'anisotropie des grains cristallins peut se manifester à l'échelle du matériau. Nous parlons alors d'anisotropie minérale (Lattice preferred orientation, LPO en anglais). D'autre part, l'anisotropie peut venir de la structuration du matériau, même lorsque les minéraux constitutifs sont isotropes sismiquement. On parle alors d'anisotropie d'origine structurale ou plus simplement anisotropie structurale). Il est mathématiquement impossible de distinguer l'anisotropie minérale de l'anisotropie structurale (Levshin et Ratnikova, 1984).

Le manteau terrestre est constitué en majeure partie d'olivine (Stixrude et Jeanloz, 2015), dont l'anisotropie peut dépasser les 20 % pour les ondes P et S (Kumazawa et Anderson, 1969). De plus, lorsque la roche est soumise à des déformations importantes, les cristaux d'olivine s'alignent les uns par rapport aux autres, créant de l'anisotropie minérale. L'alignement des cristaux dépend du type de déformation, des conditions de température et de pression, de la composition chimique etc. (Kaminski et Ribe, 2001; Jung et Karato, 2001), l'anisotropie ne permet donc pas d'obtenir directement les flux dans le manteau. Dans la croûte, certains minéraux (comme le mica) peuvent également être sources d'anisotropie minérale dans les roches ayant subi des déformations comme le gneiss (Almqvist et Mainprice, 2017). De plus, dans la croûte, les structures telles que les réseaux de fissures (Anderson *et al.*, 1974), la foliation des roches ou la présence

de couches de composition différente peuvent être des sources d'anisotropie structurale (Postma, 1955).

L'anisotropie telle qu'observée par les sismologues est généralement divisée en anisotropie radiale et anisotropie azimutale. L'anisotropie radiale désigne la différence de vitesse horizontales et verticales, tandis que l'anisotropie azimutale désigne la variation de la vitesse des ondes sismiques en fonction de l'azimut. Ces deux types d'anisotropie nécessitent des méthodes différentes pour être mesurés.

4.1.2 Comment mesurer l'anisotropie ?

De nombreuses méthodes sont aujourd'hui utilisées pour obtenir des mesures d'anisotropie à l'échelle de la croûte et du manteau supérieur, voici un tour d'horizon des plus populaires.

La méthode principale pour mesurer l'anisotropie radiale repose sur la mesure de vitesse de phase des différents types d'ondes de surface, les ondes de Love et les ondes de Rayleigh. Elle s'appuie sur le fait que la vitesse des ondes de Rayleigh est principalement sensible à V_{SV} , la vitesse des ondes S polarisées verticalement, là où la vitesse des ondes de Love est principalement sensible à V_{SH} , la vitesse des ondes S polarisées horizontalement. La comparaison des deux vitesses permet de mesurer l'anisotropie radiale (Anderson, 1961). Cette méthode a été appliquée avec succès dans diverses régions du monde, que ce soit avec des données de séismes ou avec des corrélations de bruit (par exemple Montagner et Tanimoto, 1991; Xie *et al.*, 2013).

Une méthode bien établie pour la mesure de l'anisotropie azimutale, dite 'SKS splitting', repose sur la biréfringence des matériaux anisotropes. En effet, une onde traversant un milieu anisotrope va se diviser en deux ondes, polarisées dans les directions dominantes d'anisotropie. Ces deux ondes se propagent à vitesse différente et si on peut identifier ces deux ondes sur un sismogramme, on peut à partir de la différence de temps de trajet et la polarisation des ondes en déduire l'amplitude et la direction de la polarisation du milieu (Aki et Richards, 2002). Cette méthode est généralement appliquée en utilisant les ondes SKS (d'où le nom), ou plus généralement des ondes P converties en ondes S à la limite entre le noyau et le manteau terrestre. En choisissant ces ondes, on est sûr que toute différence de temps de trajet entre les deux ondes causées par la polarisation du milieu est due à l'anisotropie du milieu situé entre le point d'entrée dans le manteau et la station de mesure. Un schéma illustrant le principe est visible en figure 4.1. Il est très difficile d'obtenir une information sur la répartition exacte de l'anisotropie avec la profondeur par cette méthode, toutefois, étant donné le comportement des minéraux avec la profondeur, cette anisotropie est généralement attribuée au manteau supérieur. Cette méthode est appliquée avec succès depuis une trentaine d'années (Liu *et al.*, 1995; Civello et Margheriti, 2004). Un analogue de cette méthode utilise les fonctions récepteur, des ondes converties à des interfaces dans le manteau supérieur ou la croûte (Bianchi *et al.*, 2010; Link *et al.*, 2020). D'autres méthodes utilisant les ondes de volume existent, notamment les tomographies par ondes Pn et Sn : celles-ci s'appuient sur les mesures

de temps de trajet des ondes Pn et Sn, qui sont des ondes de volume qui se propagent le long du Moho, pour obtenir l'anisotropie azimutale dans le manteau, juste sous les Moho. Cette méthode a été appliquée avec succès aux États-Unis et l'Europe (Hearn, 1996, 1999).

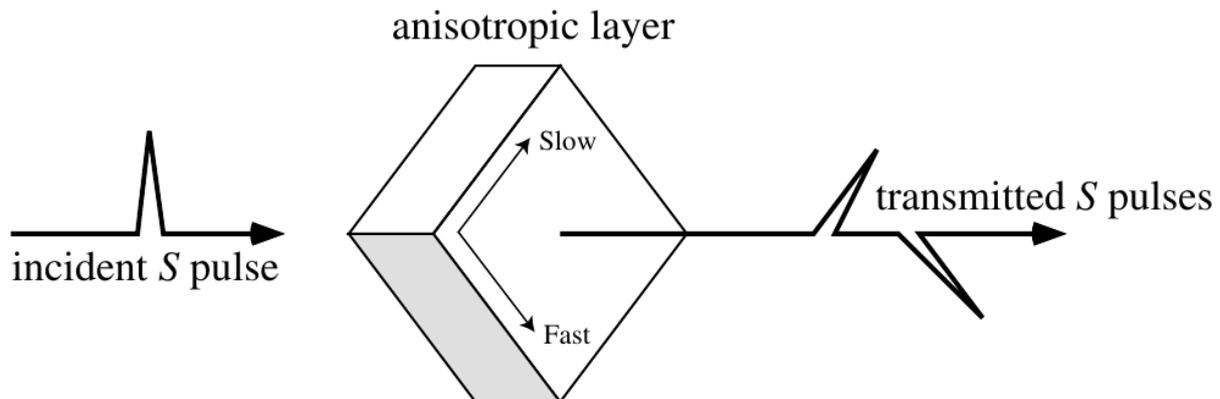


FIGURE 4.1 – Principe de base des mesures d'anisotropie par ondes SKS. Figure tirée de Shearer (2009)

Différentes méthodes reposent sur l'utilisation d'ondes de surface se propageant dans des directions différentes, dont la comparaison des mesures de la vitesse permet d'obtenir l'anisotropie azimutale. Ces méthodes sont souvent associées à des inversions, où l'anisotropie représente un paramètre supplémentaire. Généralement, l'anisotropie est mesurée en utilisant les vitesses de phase, mais les vitesses de groupe peuvent également être utilisées (Smith et Dahlen, 1973). Pour les mesures utilisant les séismes, les méthodes utilisées sont généralement soit des mesures sur des couples de stations (2-station method) (par exemple Meier *et al.*, 2004) ou entre un séisme et une station. Le développement des réseaux sismiques permet d'utiliser des mesures basées sur des petits sous-réseaux de stations (Pedersen *et al.*, 2006). Ces méthodes sont dépendantes de la répartition azimutale des séismes, ce qui limite leur utilisation.

Les corrélations de bruit, qui permettent d'utiliser les stations d'un réseau comme sources virtuelles, permettent une meilleure exploitation du potentiel des réseaux tels qu'AlpArray, que ce soit par des tomographies eikonales (Lin *et al.*, 2009) ou par des mesures de sous-réseau. La tomographie eikonale est celle qui se rapproche le plus des mesures de sous-réseau que nous allons utiliser. Le principe d'une tomographie eikonale est de suivre la propagation d'un front d'onde à travers un réseau, ce qui donne la vitesse et la direction de propagation en chaque point du réseau (après lissage). En utilisant plusieurs sources localisées à différents endroits, on obtient la vitesse de phase en chaque point du réseau pour différentes directions, ce qui permet d'obtenir l'anisotropie. Le schéma d'interpolation et sa stabilité selon la disposition des réseaux peut fortement influencer les résultats localement si le réseau n'est pas suffisamment dense partout. De par la nécessité d'un grand nombre de sources, quasiment toutes les tomographies eikonales utilisent les corrélations de bruit. De par la nécessité d'un réseau très régulier

et stable dans le temps pour la tomographie eikonale, le réseau AlpArray n'est pas le plus adapté pour effectuer une tomographie eikonale, nous allons donc nous concentrer sur les mesures par petits sous-réseaux.

4.1.3 Mesures de l'anisotropie dans les Alpes

La plupart des méthodes précédemment mentionnées ont été utilisées ou sont en cours d'utilisation pour imager les Alpes à grande échelle. L'anisotropie radiale dans la croûte est mesurée par Chloé Alder dans le cadre de sa thèse soutenue le 26 juillet 2020 sous la direction de Eric Debayle et Thomas Bodin sur un jeu de données similaire au mien (Alder *et al.*, 2020, soumis). Cette étude note une forte anisotropie radiale d'origine minérale (Lattice Preferred Orientation) dans les Apennins dans la croûte inférieure, visible en figure 4.2. C'est une tomographie bayésienne, le résultat nous indique donc la probabilité de présence d'anisotropie (bas) ainsi que la médiane de l'amplitude de l'anisotropie (haut). Le résultat le plus notable est la présence d'une forte anisotropie radiale dans les Apennins à 32 km de profondeur, qui n'est pas présente à 8 km ni aux profondeurs supérieures.

L'anisotropie a également été mesurée en utilisant les SKS dans les Alpes, citons notamment Wüstefeld *et al.* (2009), Barruol *et al.* (2011), Bokelmann *et al.* (2013) Qorbani *et al.* (2015) (visible en figure 4.3) et Salimbeni *et al.* (2018) entre autres. Suite à l'installation du réseau AlpArray à partir de 2015, plusieurs équipes sont en train d'appliquer la même méthode sur ce nouveau jeu de données, notamment les groupes de Götz Bokelmann à Vienne et de Jaroslava Plomerová à Prague. Les résultats de ces études donnent des directions d'anisotropie parallèles à la chaîne dans les Alpes et les Apennins. Cette anisotropie est généralement attribuée à la déformation du manteau supérieur et à l'alignement des cristaux d'olivine dans celui-ci. Les travaux sur les fonctions récepteur de l'équipe autour de Georg Rümpker à Francfort dans le cadre de la thèse de Frederik Link donnent des résultats préliminaires analogues dans le manteau, mais estiment que les contributions de la croûte sur les mesures par SKS sont négligeables. Les mesures d'anisotropie azimutale en utilisant les ondes Pn et Sn, effectuées par Díaz *et al.* (2013) et visibles en figure 4.4, montrent également de l'anisotropie parallèle aux chaînes des Alpes et des Apennins.

Fry *et al.* (2010) ont utilisé les ondes de surface extraites par corrélation de bruit dans une zone réduite des Alpes, correspondant à la Suisse. Leur résultats sont montrés en figure 4.5. Ils obtiennent une anisotropie parallèle à la chaîne à courte période (moins de 20 secondes de période) puis une orientation Nord-Sud à plus longue période (20 secondes à 40 secondes). L'équipe autour de Emmanuel Kästle à Berlin travaille sur une tomographie eikonale des Alpes (Kästle *et al.*, 2020), également en utilisant les corrélations de bruit, et obtiennent dans leurs résultats préliminaires des directions d'anisotropie parallèles à la chaîne alpine entre 8 et 30 secondes de période, ainsi que des amplitudes d'anisotropie faibles à l'intérieur de la chaîne alpine. Cependant, le déploiement échelonné du réseau fait que la carte de stations dans les Alpes n'est pas stable dans le temps. Cela ainsi que

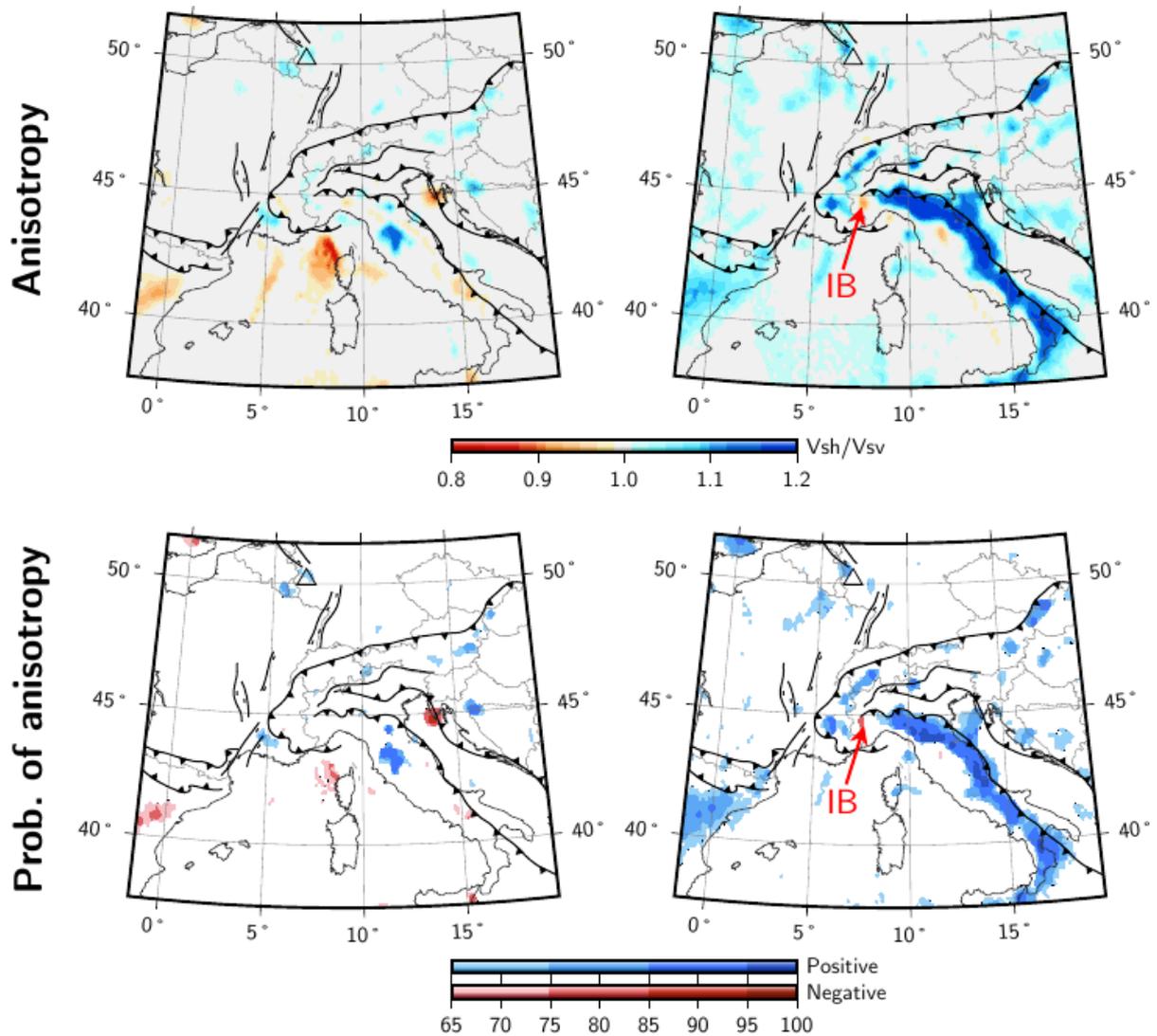


FIGURE 4.2 – Carte d’anisotropie radiale à 8 km (gauche) et 32 km (droite) de profondeur mesurée par Alder *et al.* (2020, soumis). En haut : anisotropie médiane, en bas : probabilité de présence d’anisotropie.

la répartition irrégulière des stations cause des difficultés pour effectuer une tomographie eikonale.

Nous n’avons pas connaissance de mesures par sous-réseau d’anisotropie azimutale sur les données AlpArray ou dans les Alpes en général. En effet, la complexité de la structure de vitesse fait que des mesures par sous-réseau utilisant des données de télé-séismes sont très difficiles à effectuer et la sismicité locale ne permet pas d’avoir une couverture azimutale suffisante. De plus, aux périodes auxquelles nous travaillons (entre 10 et 100 s de période), les hétérogénéités de la croûte rendent difficile les mesures par sous-réseau utilisant les télé-séismes, l’utilisation de corrélations de bruit est donc une

IMAGERIE DE L'ANISOTROPIE PAR LES CORRÉLATIONS DE BRUIT

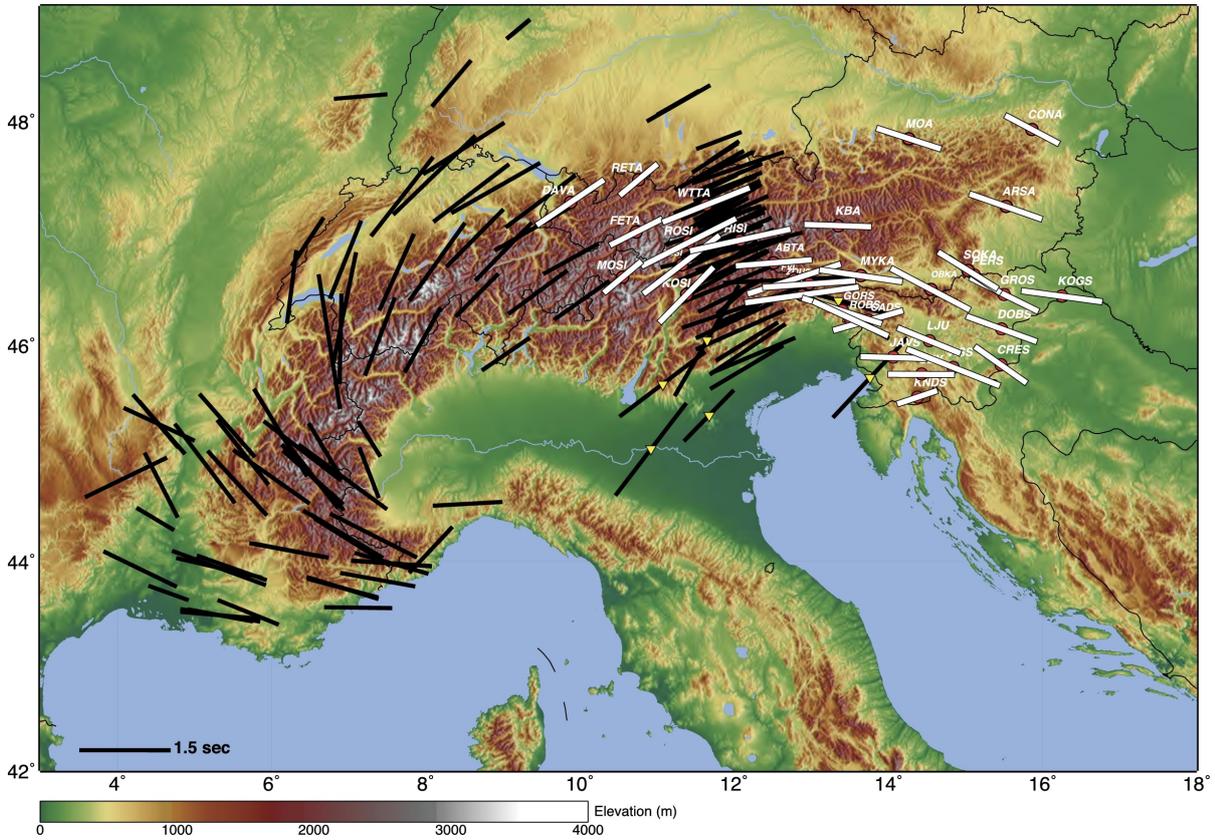


FIGURE 4.3 – Carte d'anisotropie mesurée par SKS en utilisant les données de Bokelmann *et al.* (2013) et Qorbani *et al.* (2015) (blanc) ainsi que Kummerow et Kind (2006), Barruol *et al.* (2011) et Salimbeni *et al.* (2013) (noir). Figure tirée de Qorbani *et al.* (2015)

piste à explorer, ce que nous allons faire par la suite.

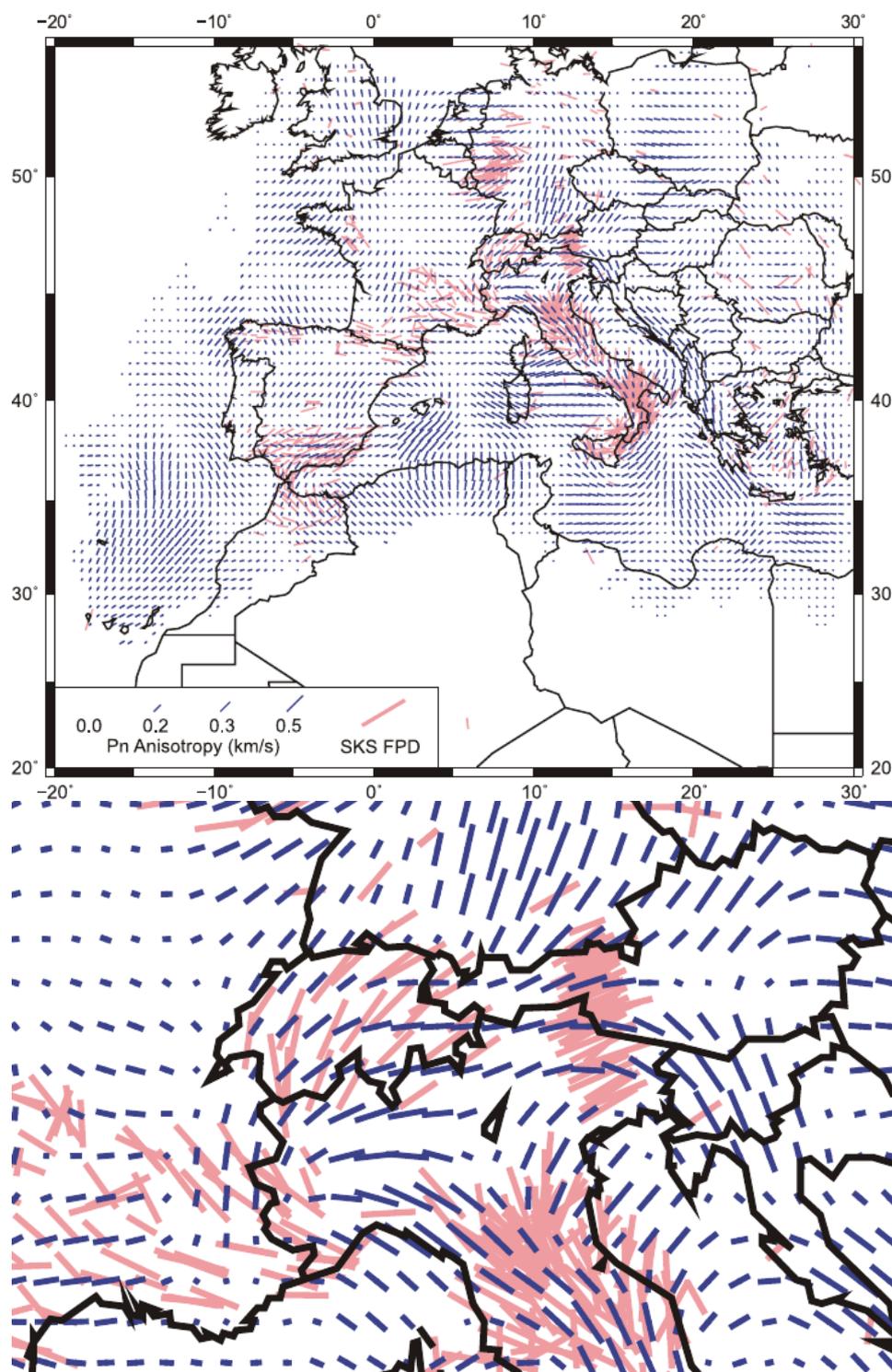


FIGURE 4.4 – Carte d'anisotropie azimutale de Díaz *et al.* (2013), obtenue à partir de temps de trajet d'ondes Pn et Sn, superposée à des mesures d'anisotropie par SKS tirées de Wüstefeld *et al.* (2009). En bas, la même carte recoupée sur notre zone d'étude.

IMAGERIE DE L'ANISOTROPIE PAR LES CORRÉLATIONS DE BRUIT

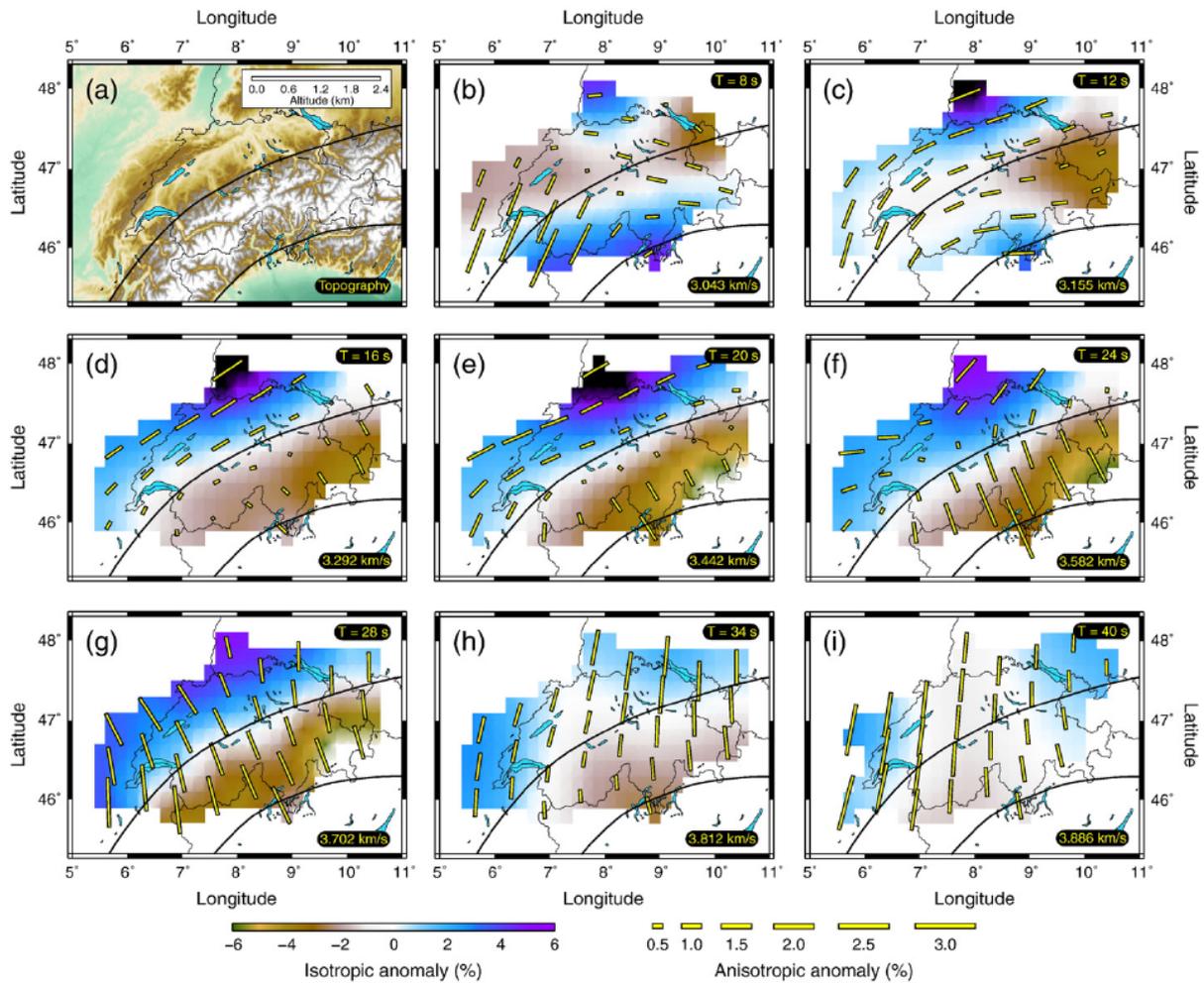


FIGURE 4.5 – Carte d’anisotropie azimutale de Fry *et al.* (2010), obtenue à partir de temps de trajets d’ondes de Rayleigh issues de corrélations de bruit. La zone d’étude est plus petite que dans notre étude.

4.1.4 Difficultés à surmonter dans l'analyse par sous-réseau des corrélations de bruit

Les mesures de vitesse de phase et en particulier d'anisotropie azimutale en utilisant les ondes de surface peuvent être affectés par des biais liés à l'hétérogénéité latérale de la vitesse isotrope du milieu. Pour la tomographie eikonale, Ritzwoller *et al.* (2011) notent que dans certains cas, la dépendance de la vitesse avec l'azimut a une composante en $\cos(\theta)$, θ étant l'azimut, qui est une composante incompatible avec la réversibilité de la propagation des ondes sismiques. Cette dépendance est associée à la présence de contrastes de vitesse importants, comme visible en figure 4.6 (haut). Pour les mesures par sous-réseau, Bodin et Maupin (2008) montrent qu'une perturbation de vitesse peut provoquer des biais de mesure d'anisotropie à proximité de la perturbation pour des mesures par sous-réseau similaires à celles que nous effectuons. Ces biais se traduisent par une variation de vitesse avec l'azimut dont la composante principale varie avec le $\cos(\theta)$, θ étant l'azimut, et qu'il est de ce fait possible de distinguer de l'anisotropie qui varie en $\cos(2\theta)$ et $\cos(4\theta)$. Le biais dépend de la taille du sous-réseau par rapport à la longueur d'onde et de sa position par rapport à la perturbation, comme visible en figure 4.6 (bas). Cette figure montre la variation de la vitesse de phase mesurée par sous-réseau en fonction de l'azimut sur des simulations comportant une perturbation (en gris). Selon la position du sous-réseau (agglomérats de triangles) par rapport à la perturbation, on peut observer une anisotropie apparente qui se manifeste particulièrement pour un sous-réseau proche de la perturbation et dans les composantes $\cos(\theta)$, mais également dans la composante $\cos(2\theta)$ et $\cos(4\theta)$. Selon la taille du sous-réseau, de la perturbation et de la longueur d'onde, cet effet peut être plus ou moins prononcé. Le terme en $\cos(\theta)$ peut être utilisé comme indicateur de biais, si ce terme est élevé cela nous indique que nos mesures d'anisotropie sont affectées par ce biais. Cet effet est connu mais sa prise en compte est difficile pour les tomographies à grande échelle. Dans cette étude, nous avons quantifié ce biais pour pouvoir le prendre en compte dans l'interprétation des résultats.

De plus, les mesures d'anisotropie azimutale en utilisant des corrélations de bruit sont notoirement délicates, car la répartition inégale des sources de bruit sismique peuvent générer une anisotropie effective (Froment *et al.*, 2010; Yao et van der Hilst, 2009). Il est de ce fait important de s'assurer que l'anisotropie observée n'est pas le fait d'une distribution inégale des sources de bruit sismique (l'atlantique nord étant une source dominante, particulièrement à courte période) ou le cas échéant d'appliquer une correction aux mesures, comme effectué par Yao et van der Hilst (2009). Cependant, la plupart des mesures d'anisotropie azimutale utilisant des corrélations de bruit ont été effectuées en utilisant non pas des méthodes de sous-réseau mais des méthodes utilisant des couples de stations (Yao et van der Hilst, 2009), (Fry *et al.*, 2010) et (Ritzwoller *et al.*, 2011). Ces méthodes sont biaisées dans le cas de répartition des sources de bruit inadaptées. Yao et van der Hilst (2009) proposent une méthode pour corriger ce biais et obtiennent des corrections faibles présentées en figure 4.7. Sur cette figure, on observe les résultats des mesures de vitesse de phase et d'anisotropie effectuées par Yao et van der Hilst (2009) au Tibet. On y voit en particulier en haut à droite les mesures de vitesse de phase et

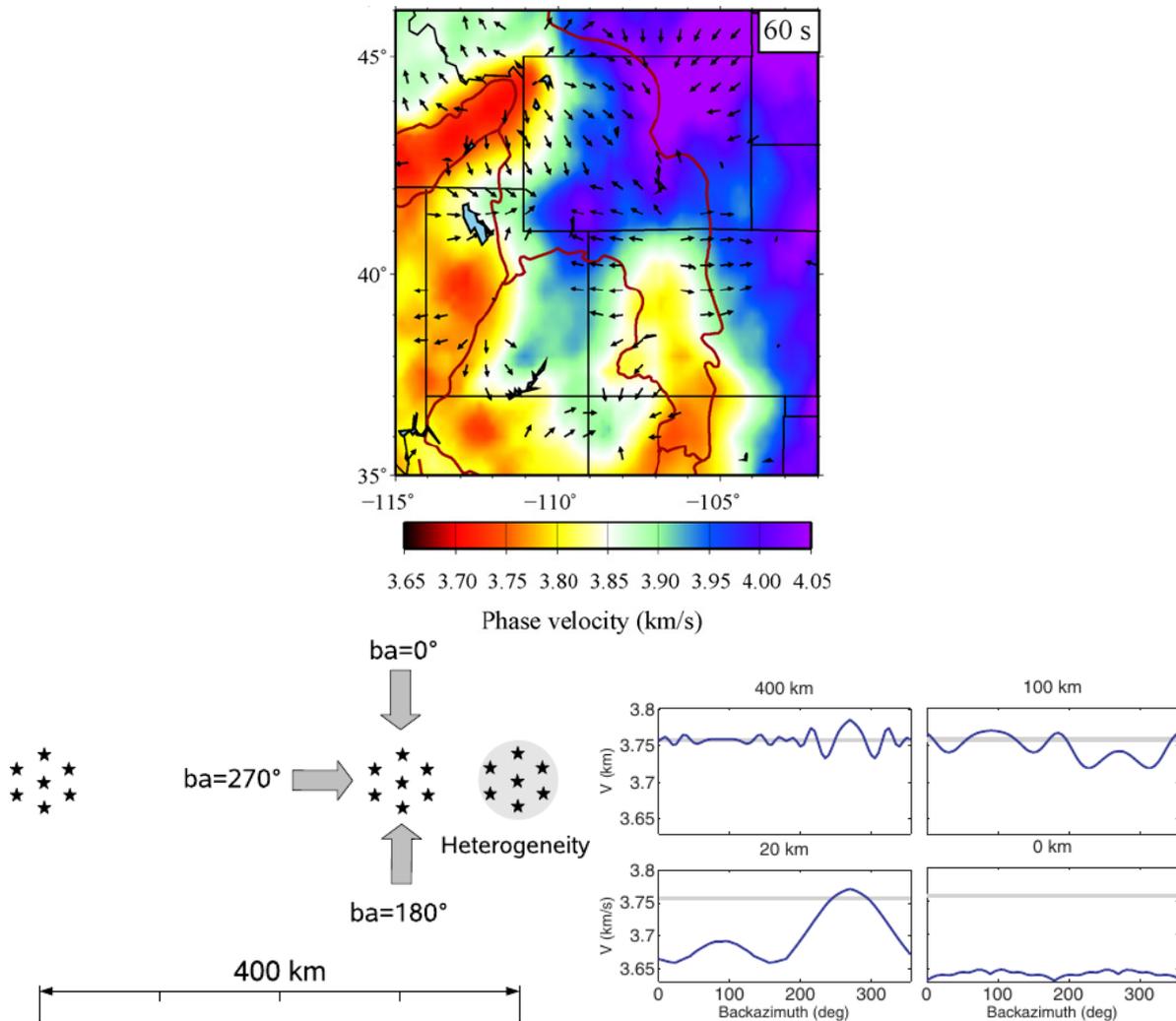


FIGURE 4.6 – Haut : mesures d’anisotropie par tomographie eikonale effectuées par Ritzwoller *et al.* (2011) à 60 secondes de période. En couleur : vitesse de phase, flèches : amplitude de la composante $\cos(\theta)$ de l’anisotropie observée. Bas : Simulations de biais de mesures de vitesse de phase par sous-réseau en présence d’une perturbation de vitesse. À gauche, un schéma représentant différentes positions de sous-réseaux (agglomérats de triangles) par rapport à une perturbation (cercle gris). À droite, la variation de la vitesse de phase avec l’azimut pour des sous-réseaux situés à distance variable à l’ouest de la perturbation obtenue par simulation numérique. À part pour la perturbation, la distribution de vitesses est uniforme et isotrope, les variations de vitesse avec l’azimut sont donc uniquement dues à la perturbation. Figures tirées de Bodin et Maupin (2008)

d’anisotropie sans correction, en bas à gauche les mesures avec correction et en bas à droite la différence entre les deux. Les différences, tant en termes de vitesse de phase qu’en termes d’anisotropie, sont faibles. Les mesures que nous avons effectuées sur les C3 (chapitre 3) montrent que dans notre cas, il n’y a pas de biais de vitesse de groupe

sur les C1.

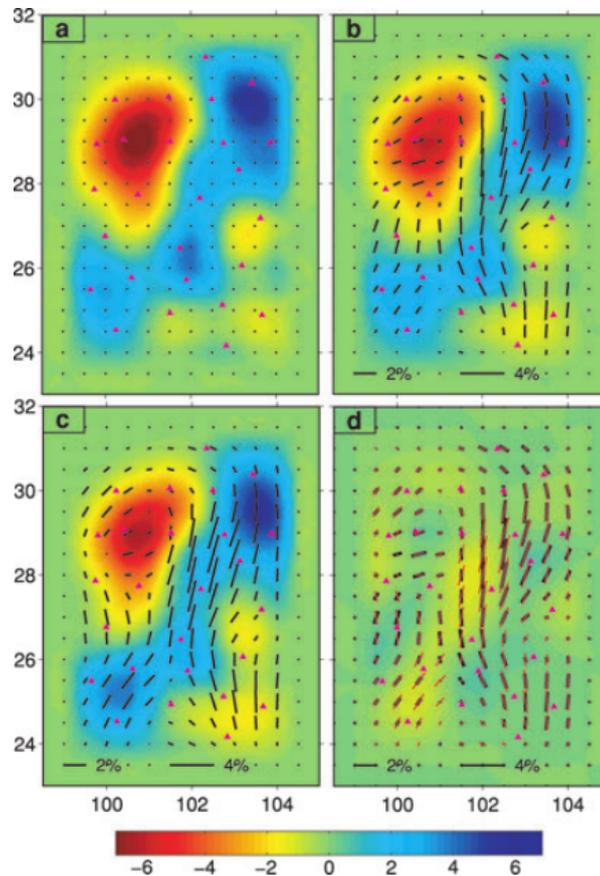


FIGURE 4.7 – Mesures de vitesse de phase effectuées par Yao et Van der Hilst au Tibet. En haut à gauche : carte de vitesse isotrope, en haut à droite : carte de vitesse et d’anisotropie sans correction, en bas à gauche : carte de vitesse et d’anisotropie en incluant une correction liée à la distribution de bruit sismique, en bas à droite : différence des deux cartes précédentes, l’anisotropie avec correction correspond aux lignes rouges, celle sans correction aux lignes noires. Les vitesses (couleurs) sont exprimées en déviation en pour cent de la vitesse moyenne et l’amplitude de l’anisotropie (lignes noires) est exprimée en pour cent de la vitesse. La correction imposée par la répartition non isotrope des sources de bruit sismique est faible. Tiré de Yao et van der Hilst (2009)

4.2 Principe des Mesures par sous-réseau

L’anisotropie est généralement calculée à partir de mesures de la vitesse de phase. En effet, s’il est possible de mesurer l’anisotropie azimutale de la vitesse de groupe, l’interprétation de celle-ci en termes de propriétés mécaniques est plus complexe (Smith et Dahlen, 1973) que celle de la vitesse de phase. Pour mesurer la vitesse de phase, étant

donné le réseau sur lequel je travaille, les méthodes par sous-réseau s'imposent, car elles permettent de tirer le meilleur parti de la couverture et de la densité du réseau AlpArray.

Par la suite, nous allons confondre les termes 'réseau', qui désigne l'ensemble des stations que j'utilise, et le terme 'sous-réseau'. Nous considérons que le contexte suffit à clarifier de quelle entité nous parlons.

Les méthodes de mesure par réseau partent toutes du même postulat : au sein du réseau, la forme d'onde pour une phase et une période donnée est la même pour toutes les stations, décalée en fonction de la lenteur de phase sous le réseau et de l'azimut de l'onde incidente. Par conséquent, à l'inverse, si l'on connaît la vitesse et l'azimut de l'onde pour cette phase et à cette période, on peut compenser ce décalage et dans ce cas, les signaux seront en phase, vont interférer constructivement et la somme des signaux va avoir une grande amplitude. A l'inverse, si l'on décale les sismogrammes selon un azimut et une lenteur, une interférence constructive signifie qu'il y a une phase qui a cette lenteur et cet azimut. Ce postulat est évidemment à nuancer, la forme d'onde pouvant changer d'une station à l'autre en fonction des effets locaux et des différences entre vitesse de groupe et vitesse de phase (effets de dispersion), mais pour de petits réseaux ces effets sont faibles. Ce principe est illustré par la figure 4.8, tirée de Rost et Thomas (2002).

Le traitement des sismogrammes est donc de la forme :

$$d(t, \mathbf{u}) = \sum_{\text{stations}}^i a_i(t + dt(\mathbf{u}, \mathbf{r}_i)) \quad (4.1)$$

avec $a_i(t)$ désignant le sismogramme i situé à la position \mathbf{r}_i par rapport au centre du réseau. Le terme $dt(\mathbf{u}, \mathbf{r}_i)$ désigne le décalage imposé à une station en \mathbf{r}_i pour une onde de lenteur \mathbf{u} par rapport à une station située au centre du réseau (\mathbf{u} est ici un vecteur dont la direction donne l'azimut θ et la longueur donne la lenteur u). Cela correspond à la distance supplémentaire parcourue par les ondes sismique pour l'azimut choisi par rapport au centre du réseau multiplié par la lenteur choisie. Pour de très longues distances entre source et réseau, en négligeant la courbure de la Terre au niveau du réseau et en considérant une source infiniment éloignée, ce décalage peut être approximé par $\mathbf{u} \cdot \mathbf{r}_i$, comme présenté en figure 4.9 . $d(t, \mathbf{u})$ donne pour un temps donné, la valeur de la somme des sismogrammes décalés en fonction de la lenteur \mathbf{u} . Lorsque pour un \mathbf{u} donné, $d(t, \mathbf{u})$ a une grande amplitude, cela correspond à des interférences constructives et indique qu'à l'instant t , une onde cohérente à l'échelle du réseau arrive avec une lenteur \mathbf{u} . Un exemple d'une telle interférence constructive est présenté en figure 4.8.

Ce principe de base peut être appliqué de différentes manières. Pour les besoins de cette étude, nous voulons obtenir l'azimut et la lenteur avec laquelle se propage le plus d'énergie. Pour cela, nous utilisons l'énergie pour une lenteur et un azimut donnés :

$$E(\mathbf{u}) = \sum_t d(t, \mathbf{u})^2 \quad (4.2)$$

La somme correspond à un signal discrétisé comme c'est le cas pour tous les enregistrements sismiques, si l'on disposait d'un signal continu on lui substituerait une intégrale.

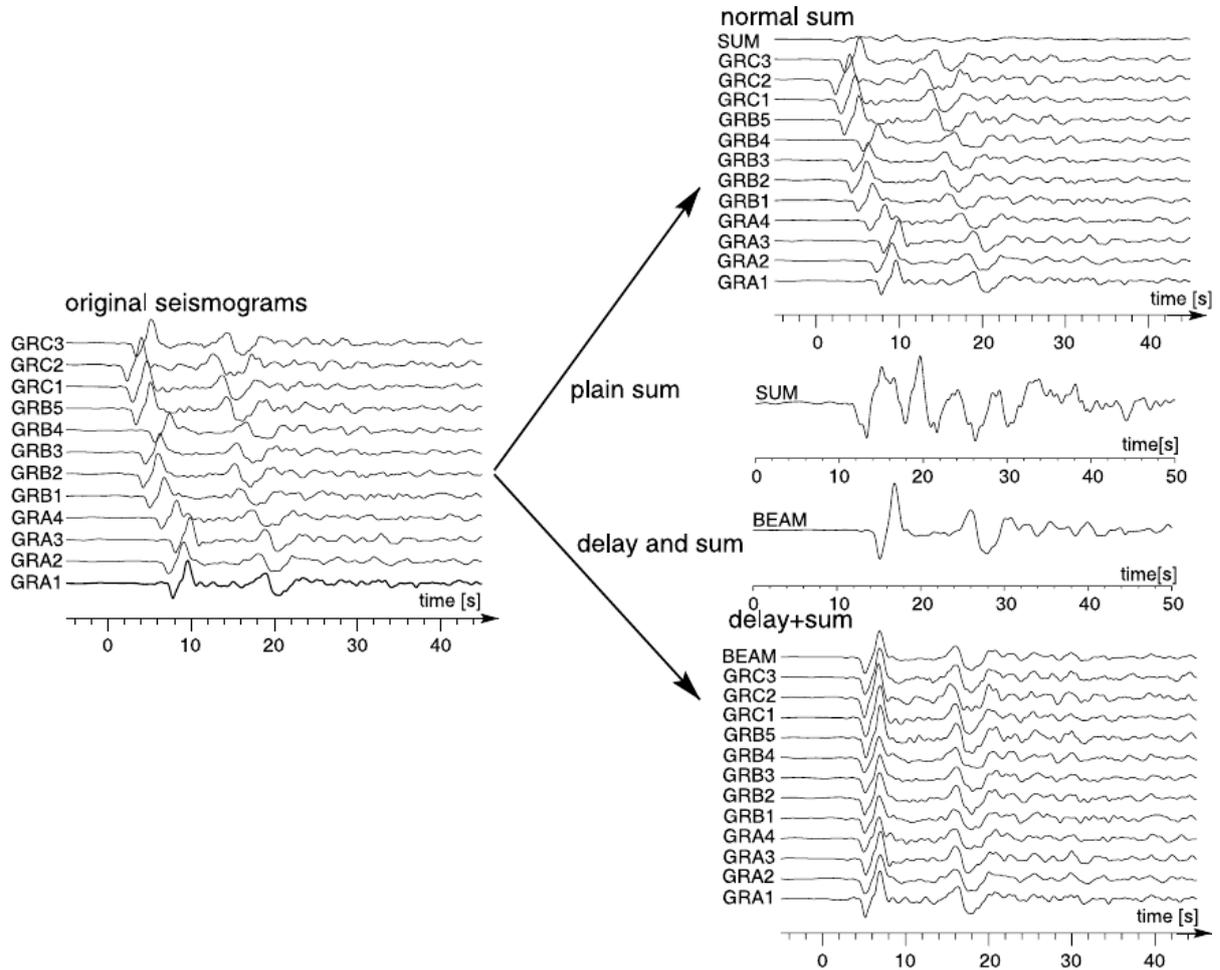


FIGURE 4.8 – Exemple de somme de signaux d’un séisme en Afrique centrale mesurés en Allemagne : non décalés (normal sum, en haut) et décalés selon l’azimut et la lenteur des ondes, ici des ondes de volume (delay + sum, en bas) à partir des données brutes (original seismograms, à gauche). Figure tirée de Rost et Thomas (2002)

L’azimut et la lenteur pour lesquels E est maximal correspondent à l’azimut de l’onde de surface et à sa lenteur sous le réseau.

Le beamforming a l’avantage supplémentaire d’accommoder des déviations du trajet des ondes par rapport au grand cercle. C’est nécessaire autant pour les données de séismes que pour les données de corrélations de bruit : Pour des grandes distances épacentrales, le trajet des ondes sismiques peut dévier de façon significative du grand cercle à cause des hétérogénéités rencontrées sur le chemin (Alsina *et al.*, 1993; Maupin, 2011). Pour les données de corrélations de bruit, plusieurs études ont montré que les mesures de vitesse de groupe (Froment *et al.*, 2010) et des vitesses de phase (Yao et van der Hilst, 2009) peuvent être biaisées si la distribution de sources est elle-même anisotrope. En particulier, Yao et van der Hilst (2009) attribue cette erreur à la prévalence de certains trains d’ondes plus énergétiques et non alignés avec le couple de stations, qui ont des vitesses de phase

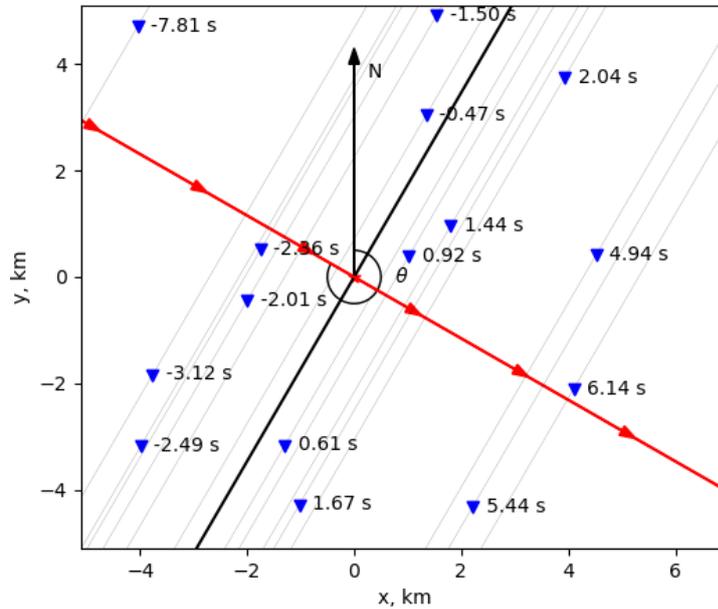


FIGURE 4.9 – Exemple de calcul de décalage pour une onde venant du Nord-Ouest (flèche rouge). Dans l’approximation d’une source très éloignée par rapport à la taille du réseau, les fronts d’onde (lignes noires) sont des droites parallèles. Pour une onde d’azimut θ et de vitesse de phase de 3 km/s, les décalages indiqués à côté de chaque station (indiquée par un triangle bleu) indiquent les décalages à imposer pour que les signaux mesurés aux stations soient en phase.

apparentes plus importantes du fait de l’angle avec lesquels ils arrivent. Cependant, en prenant en compte des propagations déviant du grand cercle, nous pouvons corriger ces biais présents sur les mesures sur des couples de stations (Cotte *et al.*, 2000; Pedersen *et al.*, 2015). Sur la zone couverte par AlpArray, (Kolínský *et al.*, 2020) ont mis en évidence des déviations du grand cercle sur des ondes de surface issues d’évènements télesismiques.

Dans la suite de ce manuscrit, nous appelleront cette méthode ’beamforming’, mais elle est parfois appelée ’semblance’ en anglais.

4.3 Mesures par réseau : Implémentation

4.3.1 Algorithme

Nous effectuons des mesures de beamforming sur des corrélations de bruit, les sources que nous utilisons sont donc des stations (des sources virtuelles) et les réseaux des groupes de stations (correspondant à une zone géographique). Le processus de traitement de données est le suivant, pour une source virtuelle, un réseau et une période données :

1. Pour chaque station du réseau, mesurer le temps de trajet de l'onde de surface entre la source et la station. C'est fait en suréchantillonnant le signal puis en cherchant le maximum de l'enveloppe du signal dans une fenêtre de vitesses réaliste (généralement entre 1 et 5 km/s).
2. Calculer la vitesse de groupe moyenne entre la source et le réseau.
3. Pour chaque vitesse de phase et azimut :
 - (a) Pour chaque station du réseau, calculer le décalage temporel entre la station et le centre du réseau pour la vitesse de phase et l'azimut choisi.
 - (b) Pour chaque station, choisir une fenêtre centrée sur le temps d'arrivée de l'onde de surface au centre du réseau (calculé en utilisant la vitesse de groupe moyenne) décalée de la valeur du décalage temporel obtenue à l'étape précédente. Pour plus de précision, les données sont à nouveau suréchantillonnées.
 - (c) Normaliser puis sommer les fenêtres obtenues à l'étape précédente. On obtient ainsi le signal moyen.
 - (d) Sommer le carré du signal moyen. On obtient ainsi une énergie correspondant à la vitesse de phase et à l'azimut choisis.
4. Extraire la vitesse de phase, l'azimut, la somme des traces ($d(t, \mathbf{u})$) normalisée ainsi que son maximum d_{max} correspondant au maximum de l'énergie E_{max}

À la fin de ce processus, on obtient une énergie E_{max} , une vitesse de phase $\|u_{max}\|$ et une azimut θ_{max} ainsi que la somme des traces optimale $d(t, \mathbf{u}_{max})$ et son maximum d_{max} (compris entre 0 et 1 à cause de la normalisation).

Un exemple de mesure de vitesse de phase suivant ce plan de travail est présenté en figure 4.10, qui représente en haut la fonction $E(\mathbf{u})$ en fonction de la lenteur (l'inverse de la vitesse) et de l'azimut en coordonnées polaires. Sur cet exemple, nous avons choisi une gamme très large de vitesses et d'azimuts, que nous allons restreindre ensuite. On voit également sur cette figure une tache autour du maximum (point bleu). La largeur de cette tache est déterminée par la réponse du réseau, visible en haut à droite de la figure 4.10. En effet, la disposition des stations au sein du réseau a une influence sur le résultat du beamforming. Cependant, la position du maximum n'est pas modifiée, comme visible sur cet exemple. Nous avons donc choisi de ne pas appliquer de correction pour la réponse du réseau, car elle ne ferait qu'ajouter une étape supplémentaire dans le traitement des données sans modifier la position du maximum. La partie basse de la figure représente les traces correspondant à la source virtuelle et au réseau, décalées selon l'azimut et la vitesse correspondant au maximum de $E(\mathbf{u})$. Cela dit, la largeur de la tache induit une certaine incertitude sur la mesure. Pour obtenir des mesures fiables, nous avons donc besoin d'effectuer ce calcul avec un grand nombre de sources.

4.3.2 Choix des paramètres

Le choix des vitesses de phase et des azimuts correspond à des gammes attendues : pour l'azimut, nous avons essayé tous les azimuts à $\pm 30^\circ$ de l'azimut du grand cercle entre

IMAGERIE DE L'ANISOTROPIE PAR LES CORRÉLATIONS DE BRUIT

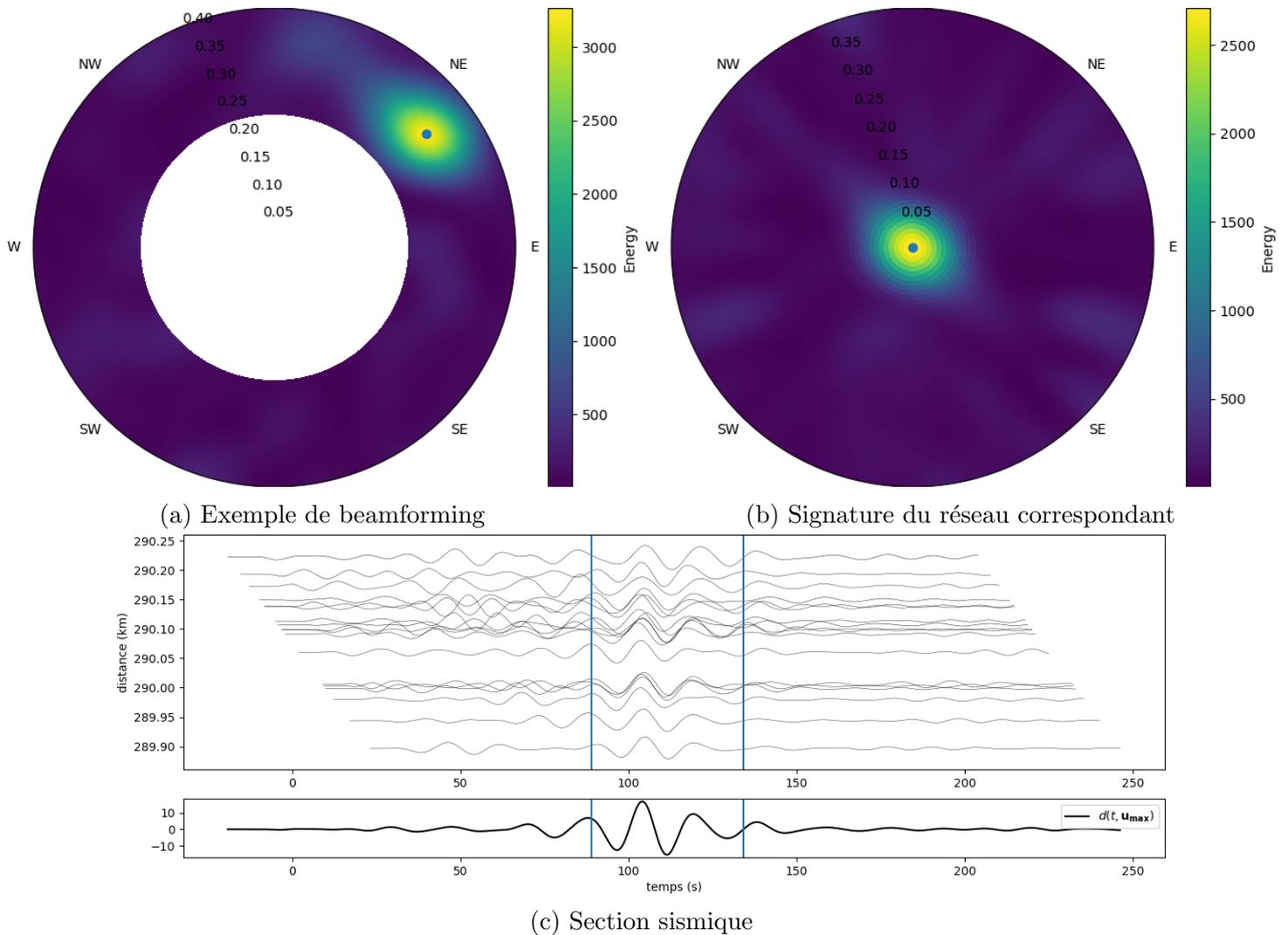


FIGURE 4.10 – Exemple de résultat de beamforming (a) et réponse du réseau correspondant (b). L'angle correspond à l'azimut, le rayon à la longueur d'onde et la couleur à l'énergie correspondant à l'azimut et la longueur d'onde choisie. La section sismique correspondant à la longueur d'onde et l'azimut optimal est présentée en (c), ainsi que la somme des signaux $d(t, \mathbf{u}_{\max})$. Les barres bleues correspondent à la fenêtre utilisée pour le beamforming.

la source et le centre du réseau. Pour les vitesses de phase, nous avons essayé toutes les vitesses entre 3 et 4.5 km/s avec un pas de 0.008km/s.

La longueur de fenêtre a été fixée à trois fois la période moyenne du signal. Ce choix constitue un bon compromis entre une fenêtre utilisant le moins possible de signal hors du train d'ondes des ondes de Rayleigh et un décalage suffisamment grand comparé au décalages au sein du réseau.

Ces choix sont basés sur des tests effectués sur deux zones : d'une part la zone située au point de coordonnées (46.5 N, 8 E) située au centre des Alpes et qui bénéficie d'une

bonne répartition des autres stations en termes de couverture azimutale en particulier et d'autre part la zone située au point de coordonnées (48 N, 11 E) située au nord des Alpes dans une zone où la géologie est moins complexe.

4.3.3 Adaptation aux sources proches

Le cas le plus simple de beamforming est celui considérant la source comme très éloignée du réseau (par rapport à la taille du réseau) et le réseau de petite taille par rapport à la Terre. Dans ce cas, nous pouvons considérer les ondes incidentes comme des ondes planes, les rais comme parallèles et la Terre comme étant plate. Le décalage temporel entre une station par rapport au centre du réseau se calcule alors simplement avec la formule suivante : $u \cdot d \cdot \cos(\alpha - \theta)$ avec u la vitesse de phase choisie, θ l'azimut choisi et α l'azimut de la station par rapport au centre du réseau. Si l'approximation de la Terre plate est justifiée pour les réseaux que nous utilisons, l'hypothèse de source très éloignée du réseau n'est pas valide pour les données de corrélations de bruit. À titre d'exemple, la figure 4.11 montre un exemple de réseau avec une source relativement proche, pour lesquels les rais ne sont visiblement pas parallèles.

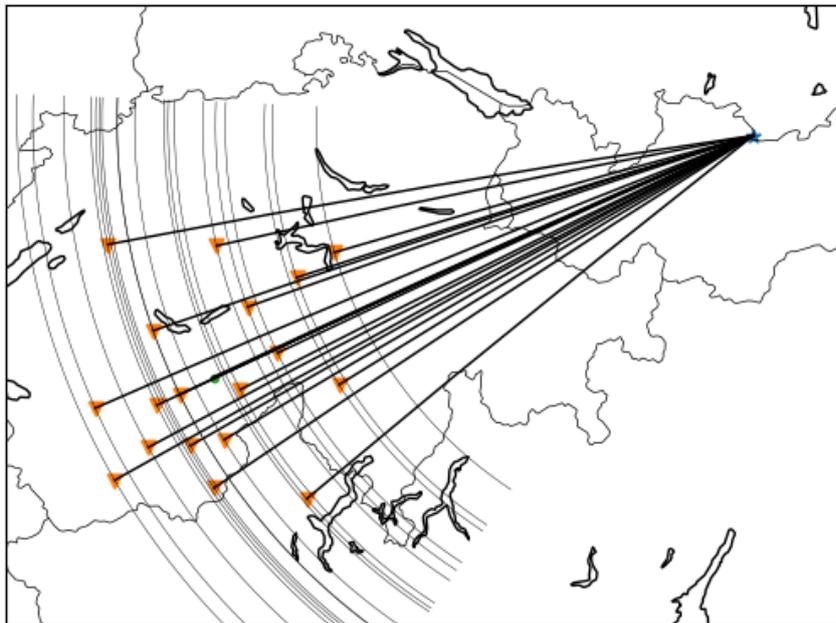


FIGURE 4.11 – Carte des stations pour un exemple de réseau et une source proche. Au lieu de front d'onde plans comme en figure 4.9, les fronts d'onde sont circulaires.

Nous utilisons donc une méthode différente pour calculer le décalage temporel, inspirée de Maupin (2011) : Pour un azimut choisi, nous calculons les coordonnées du point à cet azimut du centre du réseau et à la même distance que la source. Nous calculons ensuite la distance de ce point à chaque station du réseau. La différence entre la distance à la station et la distance au centre du réseau multipliée par la vitesse choisie donne le

décalage temporel pour cette station, cet azimuth et cette longueur. De ce fait, nous prenons en compte la rotondité de la Terre et la circularité des fronts d'onde.

4.3.4 Choix du réseau

La taille du réseau est également déterminante : Un réseau plus petit permet une résolution plus élevée, mais l'incertitude sur la mesure est également plus élevée à cause des décalages temporels plus courts.

Les réseaux choisis sont constitués des stations situées à l'intérieur d'un carré délimité par deux méridiens et deux parallèles. Comme expliqué précédemment, nous utilisons le centre de gravité du réseau comme point de référence pour calculer les décalages. À chaque période, la taille de réseau a été choisie de sorte à ce que le réseau comporte un nombre minimum de 6 stations. De plus, la répartition des stations a également été prise en compte de la façon suivante :

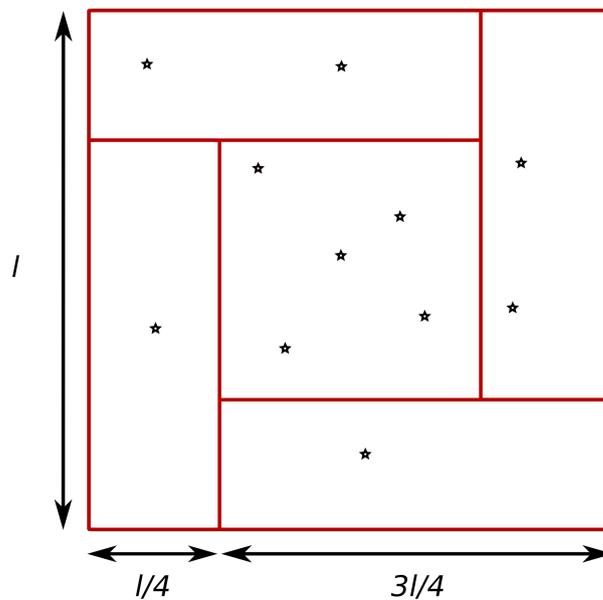


FIGURE 4.12 – Schéma de la procédure de choix de réseau. Pour un centre et une taille de zone donné, si chacun des rectangles rouges contient au moins une station, le réseau est accepté, sinon les dimensions de la zone sont augmentées de 10%.

Le carré délimitant le réseau est divisé en cinq parties : un carré central de côté moitié du carré initial et quatre rectangles, un sur chaque côté comme montré en figure 4.12. Nous exigeons qu'au moins une station soit présente dans chacun des rectangles, sinon la taille du carré est augmentée de 10% et le processus est réitéré. Cela assure que la taille du carré reflète la taille réelle du réseau. Ce choix de réseau carré plutôt qu'une autre forme n'est dicté par aucune autre considération que la simplicité et la vitesse de calcul. La taille minimale dépend de la période et est choisie de sorte à avoir la plus petite taille possible tout en minimisant le terme en $\cos(\theta)$, voir section 4.6.

4.4 Résultats du beamforming

Lorsque les mesures sont effectuées sur un grand nombre de corrélations, certains comportements ont attiré notre attention : Notre estimateur de qualité de mesure (d_{max}) n'a pas de comportement particulier en fonction de la position de la source, sauf pour les sources très proches ou très lointaines, pour lesquelles la qualité est moins bonne. En particulier, la qualité de la mesure ne dépend que peu de l'azimut de la source par rapport au réseau, ce qui est bon signe : si la qualité de la mesure dépend de l'azimut, il est difficile d'effectuer des mesures d'anisotropie azimutale car celles-ci nécessitent de bonnes mesures dans une gamme d'azimuts la plus large possible. Par ailleurs, cela pourrait suggérer que les mesures sont biaisées avec l'azimut, ce qui rendrait la mesure de l'anisotropie azimutale plus difficile. La répartition de la qualité de la mesure est présentée en figure 4.13, qui présente les résultats pour un réseau (point bleu au centre) et la qualité du beamforming pour chaque source (points colorés). Sur cette figure, nous voyons bien que bien qu'il n'y a pas de dépendance directe de d_{max} avec la distance ou l'azimut. Par contre, il y a des variations géographiques. Tout d'abord, sur une large part de l'Europe, d_{max} est proche de 1.0. Ensuite, quelques zones ont des valeurs de d_{max} plus faibles, en particulier l'Italie, la Grèce et le sud de la France. Enfin, les stations situées aux Pays-Bas ont un d_{max} particulièrement faible (nous allons d'ailleurs les exclure pour toutes les considérations ultérieures).

La figure 4.14 montre les déviations azimutales (la différence entre l'azimut d'arrivée mesuré et l'azimut de la source) pour un réseau. Pour que la figure soit plus lisible, nous avons retiré toutes les sources pour lesquelles d_{max} est inférieur à 0.9. On observe que la déviation est fortement corrélée à l'azimut de la source. En particulier, on observe bien la déviation azimutale vers le nord au nord des Alpes et vers le sud au sud des Alpes, à l'exception de certaines stations italiennes qui ont une déviation azimutale vers le nord probablement due à la présence des Apennins. Cela s'explique par la présence des chaînes de montagnes (les Alpes et les Apennins en particulier) qui constituent des hétérogénéités crustales importantes et qui peuvent donc faire dévier les rais qui tendent à les contourner, ce qui cause les déviations azimutales observées en figure 4.14. Les zones correspondant à des changements brusques de l'azimut correspondent aux zones où d_{max} est faible visibles en figure 4.13 (en particulier les Apennins et le sud de la France), ce qui montre que les problèmes de qualité sont probablement dus à des déformations importantes des fronts d'onde. En Grèce, la valeur de la déviation azimutale pour les stations restantes est instable, ce qui laisse à penser que les hétérogénéités de la croûte dans la région sont également la source des faibles valeurs de d_{max} . Dans les Pays-Bas, les faibles valeurs de d_{max} sont plus probablement dues à des problèmes de données ou de stations.

Les mesures de vitesse telles que présentées en figure 4.15 montrent une dispersion importante (de l'ordre de 3% de la vitesse moyenne) et illustrent la difficulté d'effectuer de bonnes mesures d'anisotropie, même si les mesures sont cohérentes spatialement. Nous observons également que les vitesses sont plus importantes au nord-nord-ouest qu'au sud-sud-est, ce qui correspond à de l'anisotropie en $\cos(\theta)$. Nous observons également

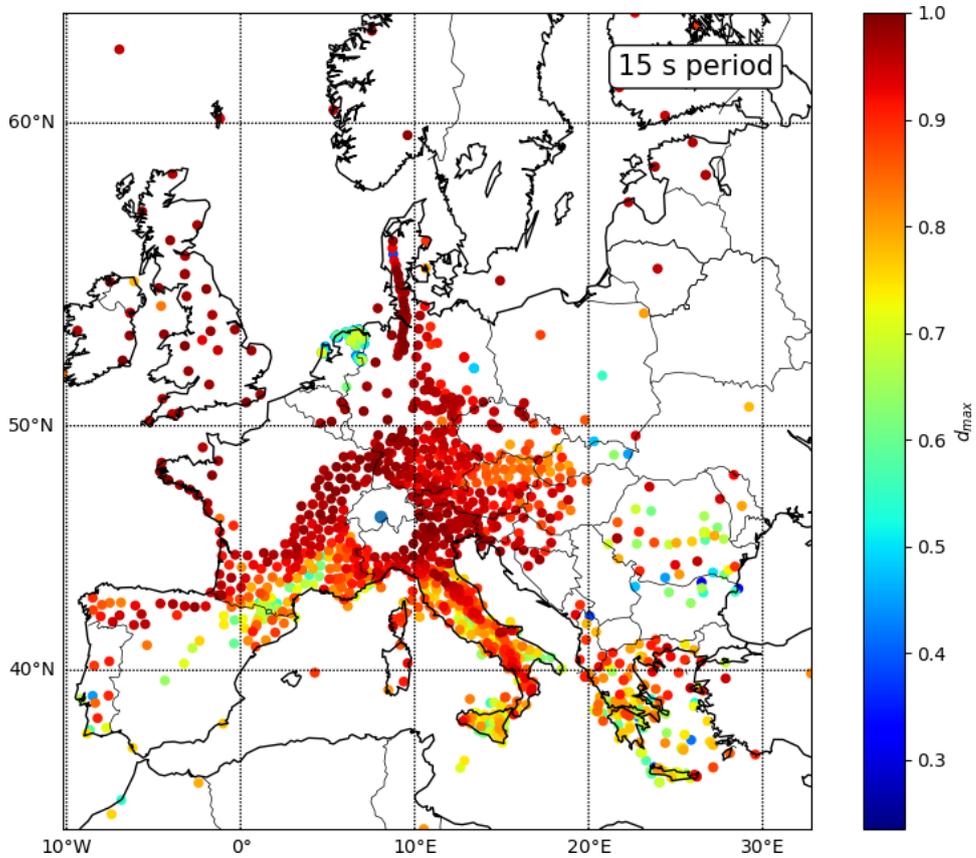


FIGURE 4.13 – Mesures de la qualité du beamforming pour chaque source et un réseau (point bleu) à 15 secondes de période.

une composante en $\cos(2\theta)$, avec deux directions opposées rapides au nord-nord-est et sud-ouest ainsi que deux directions lentes au sud-est et nord-ouest. Cependant, bien qu'identifiables, nous ne pouvons pas voir à l'œil nu la direction exacte de l'anisotropie. Il est nécessaire de stabiliser la mesure et pour cela nous allons devoir décider d'un modèle pour l'anisotropie et trouver les paramètres de ce modèle qui correspondent le mieux aux données, c'est ce que nous allons faire par la suite.

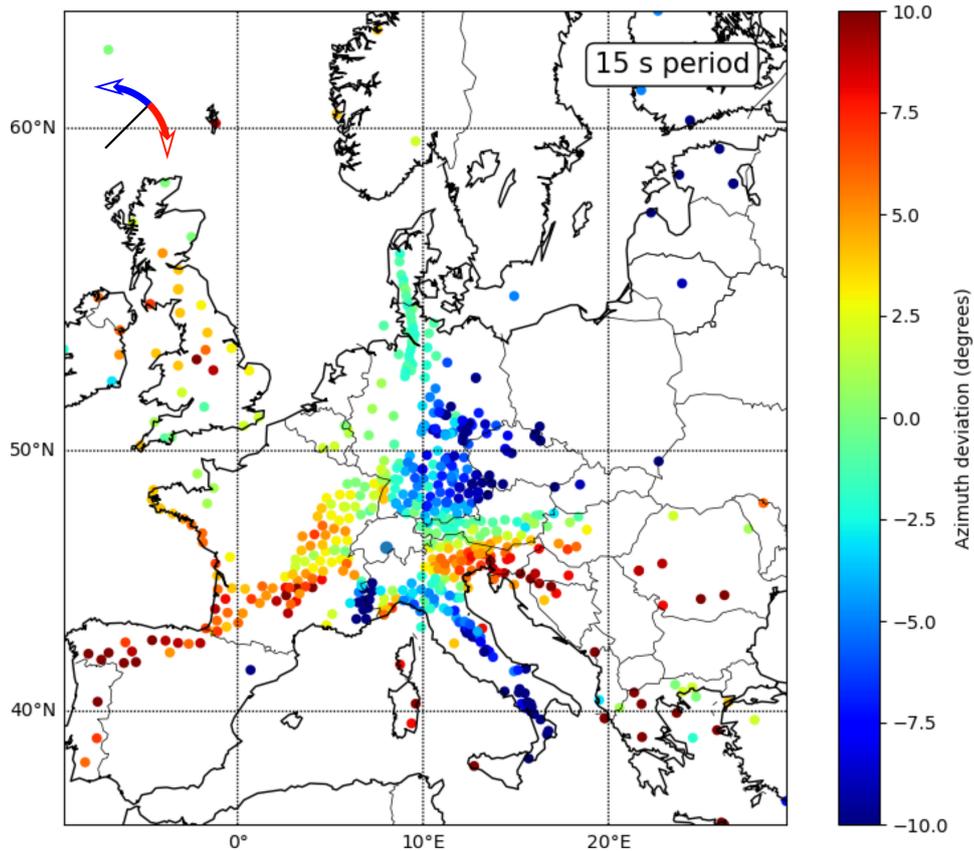


FIGURE 4.14 – Mesures des déviations d’azimut observées à 15 secondes de période. Pour chaque source, la couleur indique la déviation azimutale des ondes de surface se propageant de cette source à un réseau (point bleu au centre). Une déviation négative correspond à un azimut mesuré inférieur à l’azimut de la source. Pour des stations situées à l’est du réseau, cela correspond à un azimut déviant vers le nord, pour des stations à l’ouest du réseau, cela correspond à un azimut déviant vers le sud. Pour rendre la figure plus lisible, uniquement les sources dont la mesure est de bonne qualité ont été utilisées.

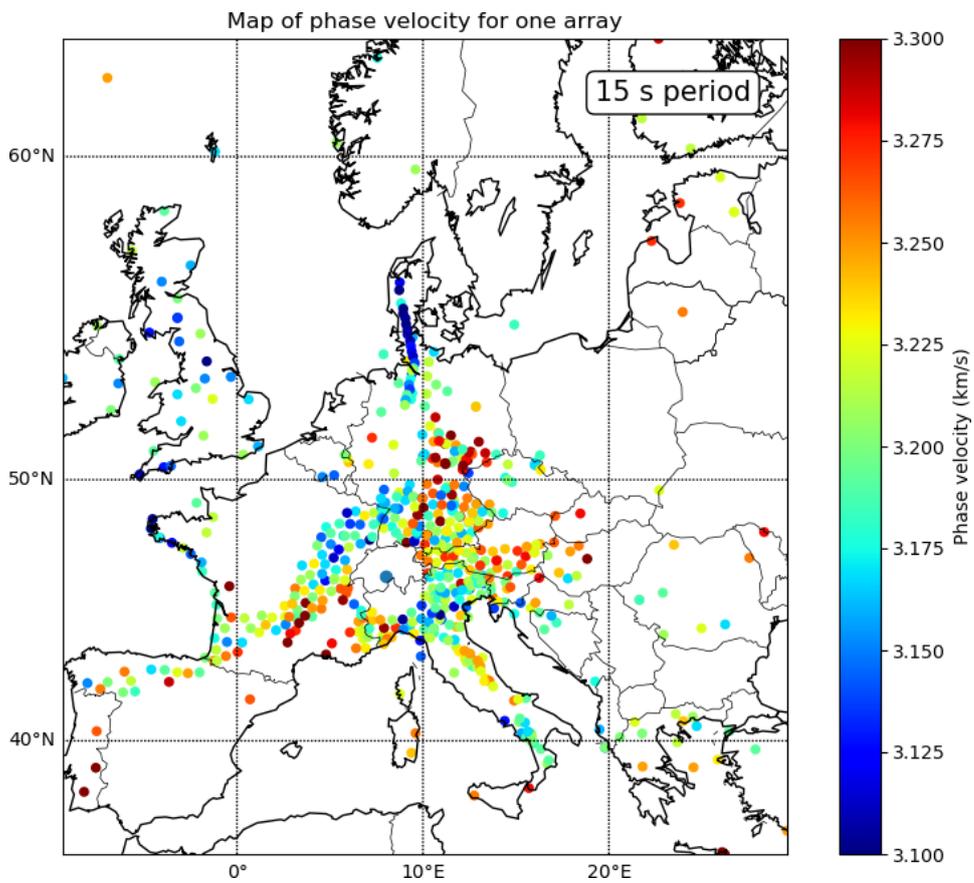


FIGURE 4.15 – Mesures de vitesse de phase (en km/s) pour un réseau donné à 15 secondes de période pour le réseau situé au point bleu. Pour rendre la figure plus lisible, uniquement les sources dont la mesure est de bonne qualité ont été utilisées.

4.5 Mesure d'anisotropie

Pour assurer une bonne qualité de données sur une gamme d'azimuts la plus large possible, nous avons décidé d'utiliser la somme de la partie causale et anticausale (cette dernière étant retournée temporellement), que nous appelleront la 'corrélacion pliée'. Cela signifie que nous utilisons indistinctement l'énergie se propageant de la source vers le réseau et du réseau vers la source. De ce fait, la gamme d'azimuts pour lesquels des mesures de bonne qualité sont disponibles est beaucoup plus importante et permet une bonne mesure des variations de vitesse de phase avec l'azimut et en particulier de ses composantes en $\cos(\theta)$ et en $\cos(2\theta)$.

Une fois obtenues les mesures pour chaque source, pour mesurer l'anisotropie, nous regardons la variation de la vitesse de phase avec l'azimut. Pour une anisotropie faible, la variation de la vitesse de phase avec l'azimut des ondes de surface peut être écrite sous la forme $v(\theta) = v_0 + A_2 \cos(2(\theta - \phi_2)) + A_4 \cos(4(\theta - \phi_4))$ (Smith et Dahlen, 1973), avec v_0 correspondant à la vitesse moyenne, θ correspondant à l'azimut et A_2 , A_4 , ϕ_2 et ϕ_4 correspondant à des constantes dont l'expression dépend des composantes du tenseur d'élasticité. Les angles ϕ_2 et ϕ_4 sont définis de sorte à ce qu'ils correspondent au maximum de leur composantes respectives et donne la direction composantes correspondantes de l'anisotropie. Les termes A_2 et A_4 correspondent à l'amplitude des composantes de l'anisotropie. Cette forme peut être simplifiée, Montagner et Nataf (1986) montrent que pour les ondes de Rayleigh, le terme en $\cos(4\theta)$ est négligeable par rapport au terme en $\cos(2\theta)$. A l'inverse, pour les ondes de Love, c'est le terme en $\cos(4\theta)$ qui domine le terme en $\cos(2\theta)$. Cette affirmation a été depuis relativisée par Montagner et Tanimoto (1991) et Trampert et Woodhouse (2003), mais pour les ondes de Rayleigh, les seules qui nous intéressent ici, la composante en 2θ est plus forte que la composante 4θ et nous n'allons pas nous intéresser à cette dernière.

Nous exprimons la vitesse de phase des ondes de Rayleigh sous la forme suivante :

$$v(\theta) = v_0 + A_1 \cos(\theta - \phi_1) + A_2 \cos(2(\theta - \phi_2)) \quad (4.3)$$

Le terme $A_1 \cos(\theta - \phi_1)$ peut apparaître notamment dans le cas de perturbations de vitesse de phase comme détaillé dans Bodin et Maupin (2008) (voir figure 4.6) et est indicateur d'un biais de la mesure.

Pour obtenir l'anisotropie, il faut donc obtenir les coefficients A_1 , A_2 , ϕ_1 et ϕ_2 qui correspondent le mieux aux mesures de vitesse de phase.

Pour déterminer la valeur des coefficients v_0 , A_1 , A_2 , ϕ_1 et ϕ_2 , plusieurs possibilités ont été étudiées, soit de considérer toutes les mesures comme égales et d'effectuer une simple régression, soit de sélectionner les mesures en fonction de leur qualité, soit de calculer des moyennes sur des bandes d'azimut (des bins) et d'effectuer la régression sur ces moyennes ou encore des combinaisons de ces possibilités. Les résultats de ces différentes méthodes sont sensiblement les mêmes, mais diffèrent notamment dans leur adaptabilité à des valeurs aberrantes. Nous avons choisi d'effectuer une régression en considérant toutes les mesures comme indépendantes (pas de bandes d'azimut) mais en

pondérant chaque mesure par d_{max} . Pour déterminer les coefficients, nous cherchons donc à minimiser la quantité suivante, qui correspond à une régression aux moindres carrés :

$$\sum_{sources}^i (d_{max,i}(v_i - (a + b \cos(\theta_i) + c \sin(\theta_i) + d \cos(2\theta_i) + e \sin(2\theta_i))))^2 \quad (4.4)$$

avec v_i la vitesse de phase mesurée pour la source i , θ_i l'azimut mesuré pour la source i et $d_{max,i}$ notre indicateur de qualité de mesure pour la source i . Cela nous donne une forme quadratique en cinq dimensions dont les valeurs sont toujours strictement positives et dont le minimum est simple à calculer. La solution est ensuite transformée pour obtenir les valeurs de v_0 , A_1 , A_2 , ϕ_1 et ϕ_2 , avec ϕ_2 compris entre 0° et 180° pour correspondre à la forme présentée en équation 4.3. Le résultat de cette régression pour les deux réseaux que nous utilisons pour tester l'algorithme est visible en figure 4.16. La courbe orange représente le fit, les mesures de vitesse sont rassemblées dans des bandes d'azimut de 5 degrés de large. La moyenne de chaque bin est représentée par un point bleu tandis que la déviation standard est représentée par une ligne verticale bleue. Sous la courbe se trouve un histogramme des azimuts. Nous pouvons voir que nous obtenons un très bon accord avec les données, avec un bon contrôle des valeurs aberrantes et malgré une distribution hétérogène des azimuts (visibles dans l'histogramme sous les courbes). Le premier exemple correspond à un réseau au cœur des Alpes, où nous allons voir que l'anisotropie est plus faible. Les valeurs de A_1 (θ Amplitude) et de A_2 (2θ Amplitude) sont similaires. Sur le deuxième exemple, la valeur de A_2 est nettement plus importante et nous pouvons voir que l'amplitude de l'anisotropie est supérieure aux incertitudes (barres d'erreur dans chaque bande d'azimut), ce qui montre que les valeurs obtenues sont crédibles. Il est à noter que la régression est effectuée avec les données brutes avec des poids différents selon la qualité des données mais le résultat correspond très bien aux données rangées par bandes d'azimut sans considération pour la qualité des données individuelles. Cela illustre la similarité entre les différentes méthodes pour calculer les paramètres d'anisotropie, cela dit, d'après nos tests, la méthode choisie est moins sensible aux valeurs aberrantes.

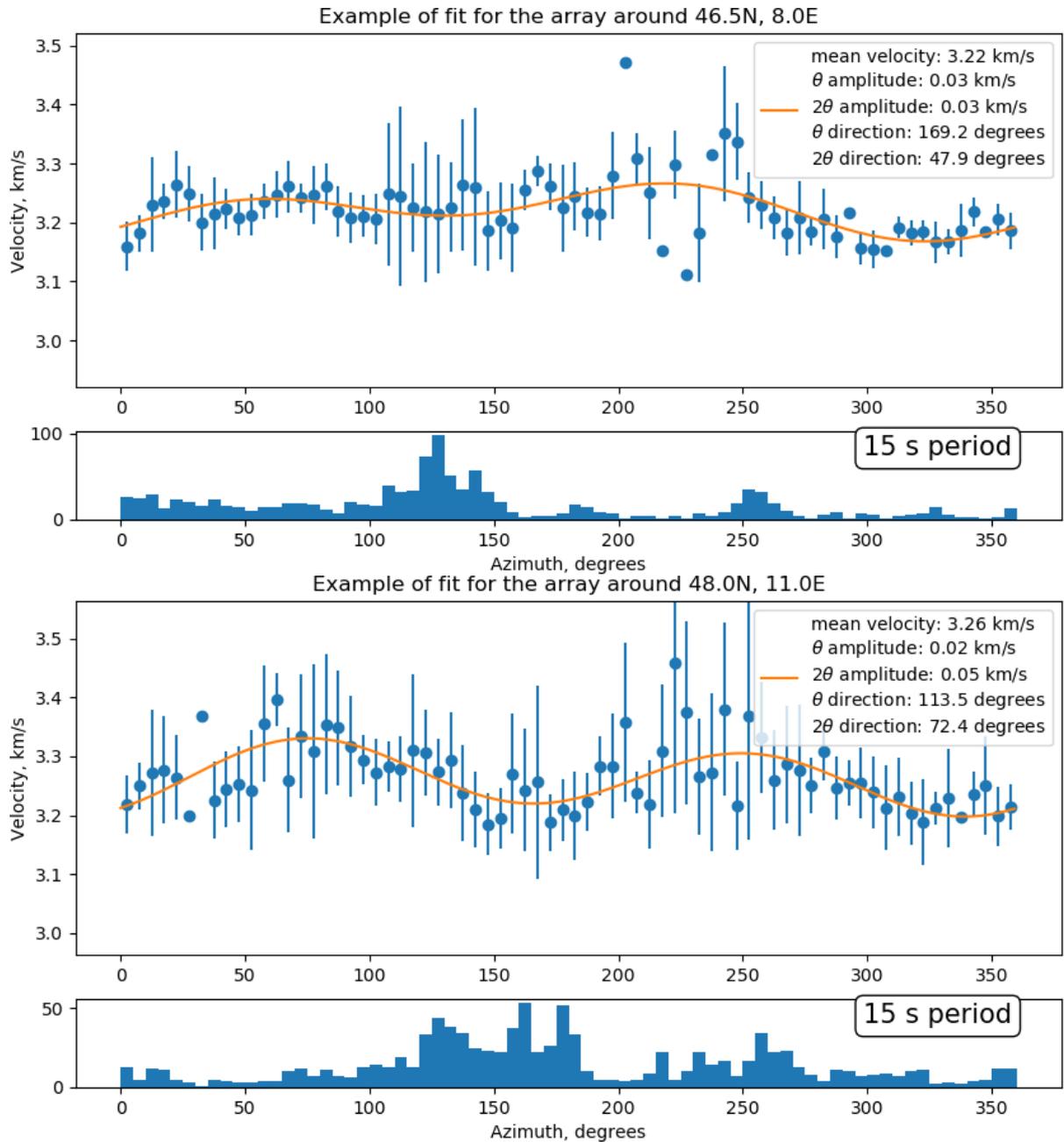


FIGURE 4.16 – Exemple de mesure d'anisotropie sur les deux réseaux utilisés pour tester le traitement des données à 15 secondes de période. Les données ont été rangées dans des bandes d'azimut de 5 degrés de large, pour chaque bande nous avons calculé la vitesse moyenne (point) et sa déviation standard (barre bleue). La courbe correspondante obtenue par notre régression (équation 4.4) est en orange. L'histogramme de l'azimut des points utilisés est visible en-dessous.

4.6 Cartes d'anisotropie

Le processus de régression pour obtenir les coefficients d'anisotropie a été effectué en utilisant toutes les sources disponibles et sur des réseaux couvrant toute la zone alpine dans les bandes de période 10 s - 20 s, 25 s - 35 s, 35 s - 45 s, 45 s - 55 s, 55 s - 65 s et 65 s - 75 s. Les tailles de réseaux s'adaptent à la répartition des stations comme expliqué en section 4.3.4, avec une taille minimale qui dépend du réseau : 100 km pour la bande de période 10 s - 20 s, quatre fois la longueur d'onde (avec une vitesse de 3 km/s) pour les bandes de période 25 s - 35 s et 35 s - 45 s puis deux fois la longueur d'onde pour les bandes de période 45 s - 55 s, 55 s - 65 s et trois fois la longueur d'onde pour la bande de période 65 s - 75 s. À cause de la taille croissante des réseaux, nous choisissons d'effectuer une mesure centrée sur chaque demi-degré de latitude et de longitude à 15, 30 et 40 secondes de période et une mesure centrée sur chaque degré de latitude à 50, 60 et 70 secondes de période.

Ces tailles de réseaux sont dictées par la nécessité d'un réseau le plus petit possible, pour une résolution optimale, tout en le gardant suffisamment grand pour diminuer l'amplitude de l'anisotropie en $\cos(\theta)$. En bordure de réseau, les réseaux sont plus grands que la taille minimale à cause de l'utilisation de réseaux adaptatifs et parce que la densité en stations sismiques est plus faible, mais à l'intérieur de la zone couverte par AlpArray, aucune adaptation n'est nécessaire. Pour chaque réseau, nous obtenons une valeur de v_0 , A_1 , ϕ_1 (liés à l'anisotropie en $\cos(\theta)$), A_2 et ϕ_2 (liés à l'anisotropie en $\cos(2\theta)$). Pour estimer la stabilité des résultats, pour chaque réseau, nous avons effectué des mesures avec rééchantillonnage ('bootstrap' en anglais) : Pour un réseau donné, nous avons un grand nombre de mesures de vitesse de phase et d'azimut. Nous effectuons un tirage aléatoire avec remise sur ces mesures jusqu'à obtenir un nouveau jeu de données de même taille que le jeu de données initial (mais constitué de mesures qui peuvent potentiellement se répéter). Nous effectuons une régression aux moindres carrés sur ce nouveau jeu de données, ce qui nous donne une nouvelle valeur de vitesse de phase et d'azimut. Nous réitérons cette procédure 1000 fois pour obtenir un grand nombre de mesures des cinq paramètres (la vitesse moyenne et les quatre paramètres d'anisotropie). La répartition de ces résultats nous renseigne sur les incertitudes sur la mesure des paramètres d'anisotropie. Nous utilisons en particulier la déviation standard des paramètres A_2 et ϕ_2 .

4.6.1 Description des cartes d'anisotropie en $\cos(\theta)$

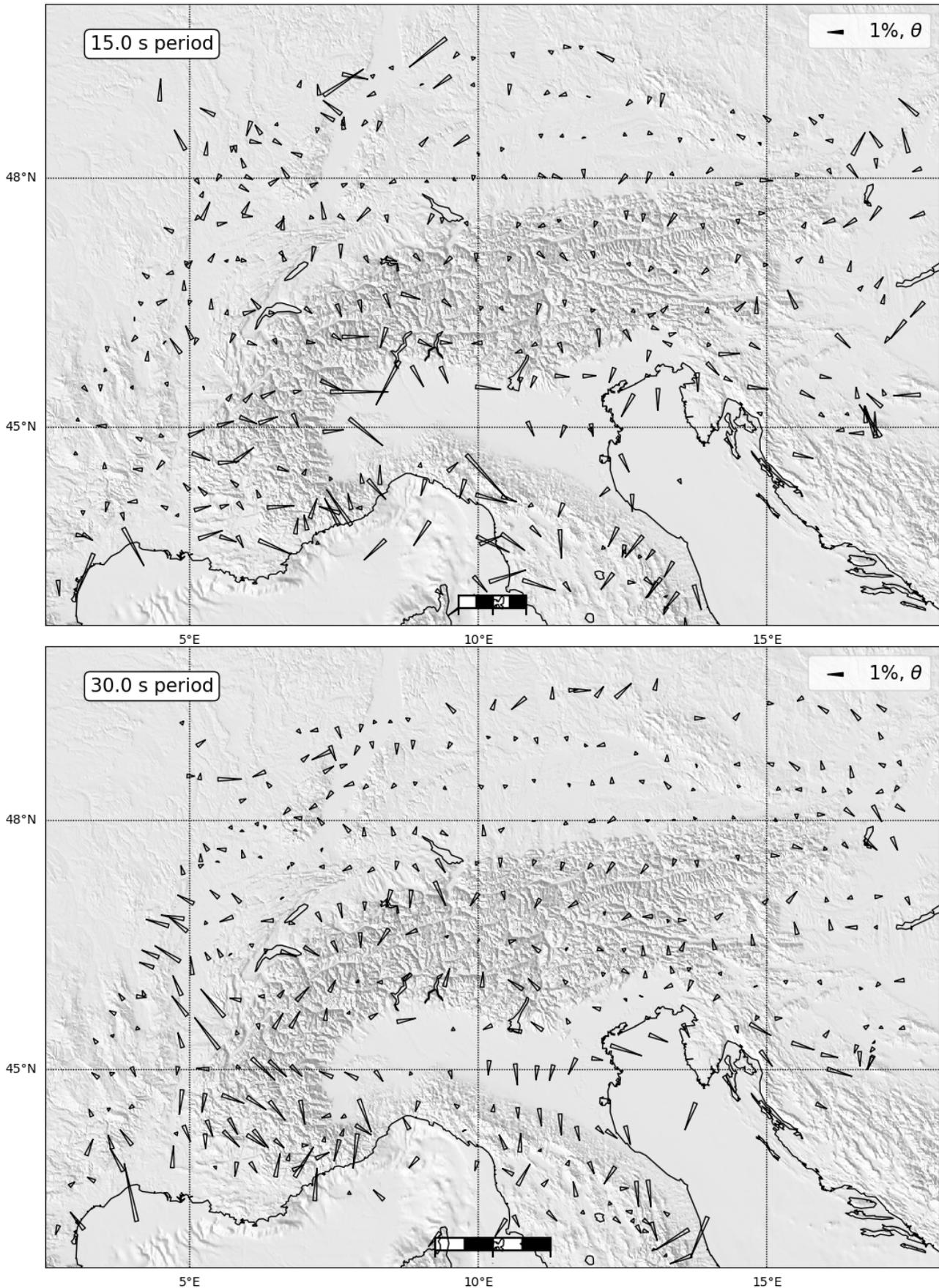
La répartition de l'anisotropie en $\cos(\theta)$ est visible en figures 4.17, 4.18 et 4.19. Sur ces figures, la composante $\cos(\theta)$ est représentée sous forme de flèches, la longueur de la flèche correspond à la valeur de A_1 et sa direction à ϕ_1 .

La répartition de l'anisotropie en $\cos(\theta)$ varie fortement selon la période : à courte période (15 secondes et 30 secondes de période), l'amplitude du terme en $\cos(\theta)$ est plus faible qu'à longue période. De plus, en passant de 15 secondes à 30 secondes puis à 40 secondes, on observe que d'une part l'amplitude du terme en $\cos(\theta)$ augmente de

façon générale et que les directions et amplitudes sont de plus en plus cohérentes géographiquement. À 40 secondes de période particulièrement, l'organisation à grande échelle des amplitudes et directions de l'anisotropie en $\cos(\theta)$ est frappante. Cette cohérence croissante s'explique en partie par la croissance des réseaux utilisés, qui se recourent de plus en plus, mais également par la longueur d'onde elle-même, qui rend les mesures de moins en moins sensibles à des perturbations de petite taille et de plus en plus sensible aux variations à grande échelle. Cependant, à plus longue période, 50 secondes et 60 secondes, cette cohérence semble se perdre, même si l'amplitude du terme en $\cos(\theta)$ continue à augmenter. À 70 secondes de période, on observe à nouveau une grande cohérence géographique tant en termes d'amplitudes (avec une amplitude nettement plus forte à l'ouest de la zone) et en termes de directions.

En suivant Ritzwoller *et al.* (2011), nous interprétons l'anisotropie en $\cos(\theta)$ comme étant due à des biais liés à l'hétérogénéité des structures. Nous pouvons expliquer une partie de l'anisotropie en $\cos(\theta)$ par les variations de profondeur de Moho, en particulier dans les Alpes, ce qui est cohérent avec des grandes valeurs de A_1 à 40 s de période. Les valeurs de A_1 et ϕ_1 , représentées comme précédemment, sont superposées à la carte de Moho, approximée par la surface d'iso-vitesse de V_s à 4.1 km/s obtenue par Lu *et al.* (2018), en figure 4.20. Dans les Alpes en particulier, l'anisotropie semble pointer vers les zones où le Moho est profond. Cela dit, ce n'explique pas toutes les données présentes, en particulier, l'anisotropie en $\cos(\theta)$ au nord et à l'ouest de la zone d'étude n'est pas expliquée par la topographie du Moho.

IMAGERIE DE L'ANISOTROPIE PAR LES CORRÉLATIONS DE BRUIT



112
FIGURE 4.17 – Carte d’anisotropie à 15 et 30 secondes de période. Les barres indiquent la composante en $\cos(2\theta)$, le flèches la composante en $\cos(\theta)$. La couleur indique la qualité de la mesure d’anisotropie, la barre indique la taille médiane des réseaux utilisés.

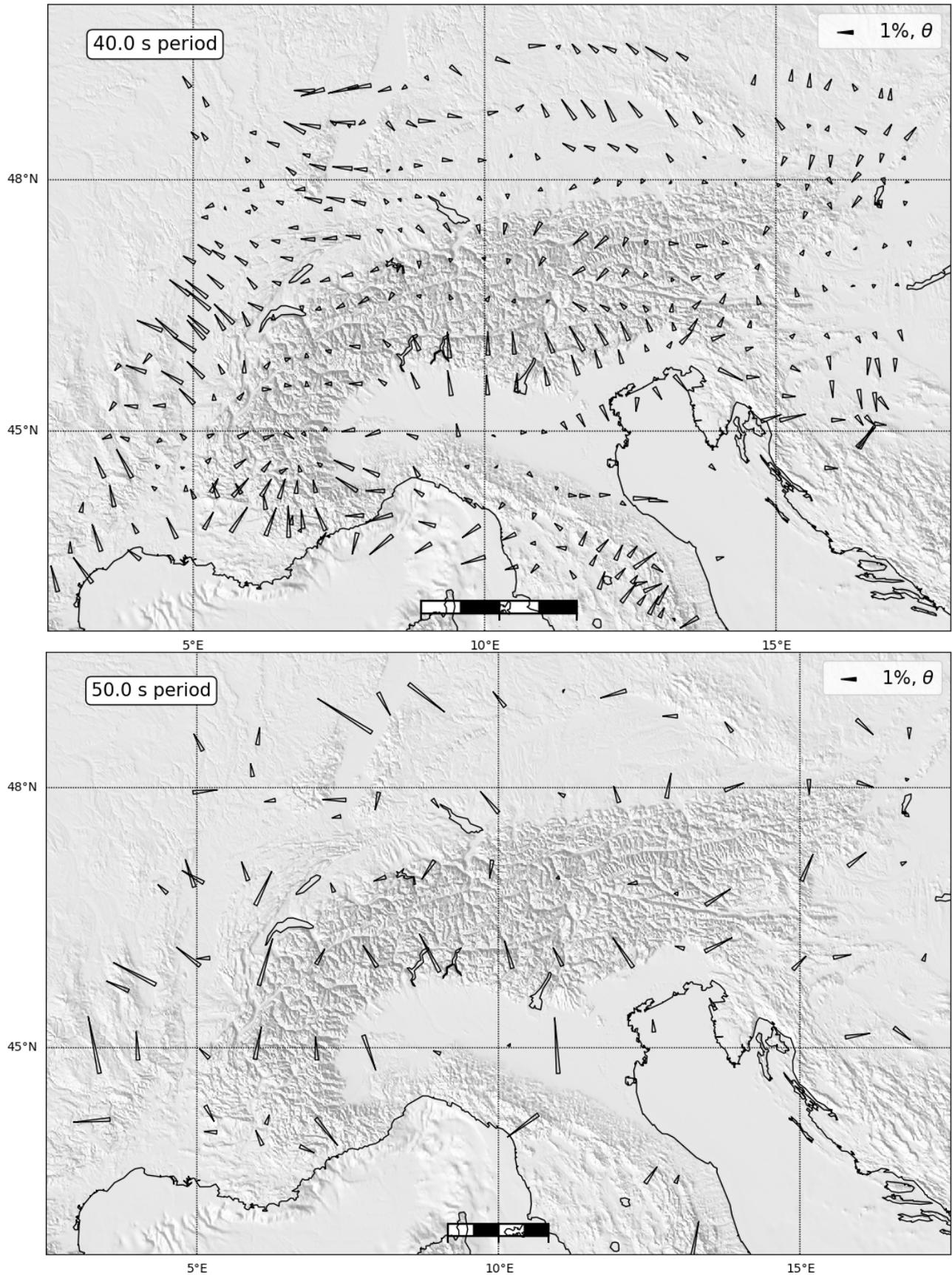


FIGURE 4.18 – Carte d'anisotropie à 40 et 50 secondes de période. Les barres indiquent la composante en $\cos(2\theta)$, les flèches la composante en $\cos(\theta)$. La couleur indique la qualité de la mesure d'anisotropie, la barre indique la taille médiane des réseaux utilisés.

IMAGERIE DE L'ANISOTROPIE PAR LES CORRÉLATIONS DE BRUIT

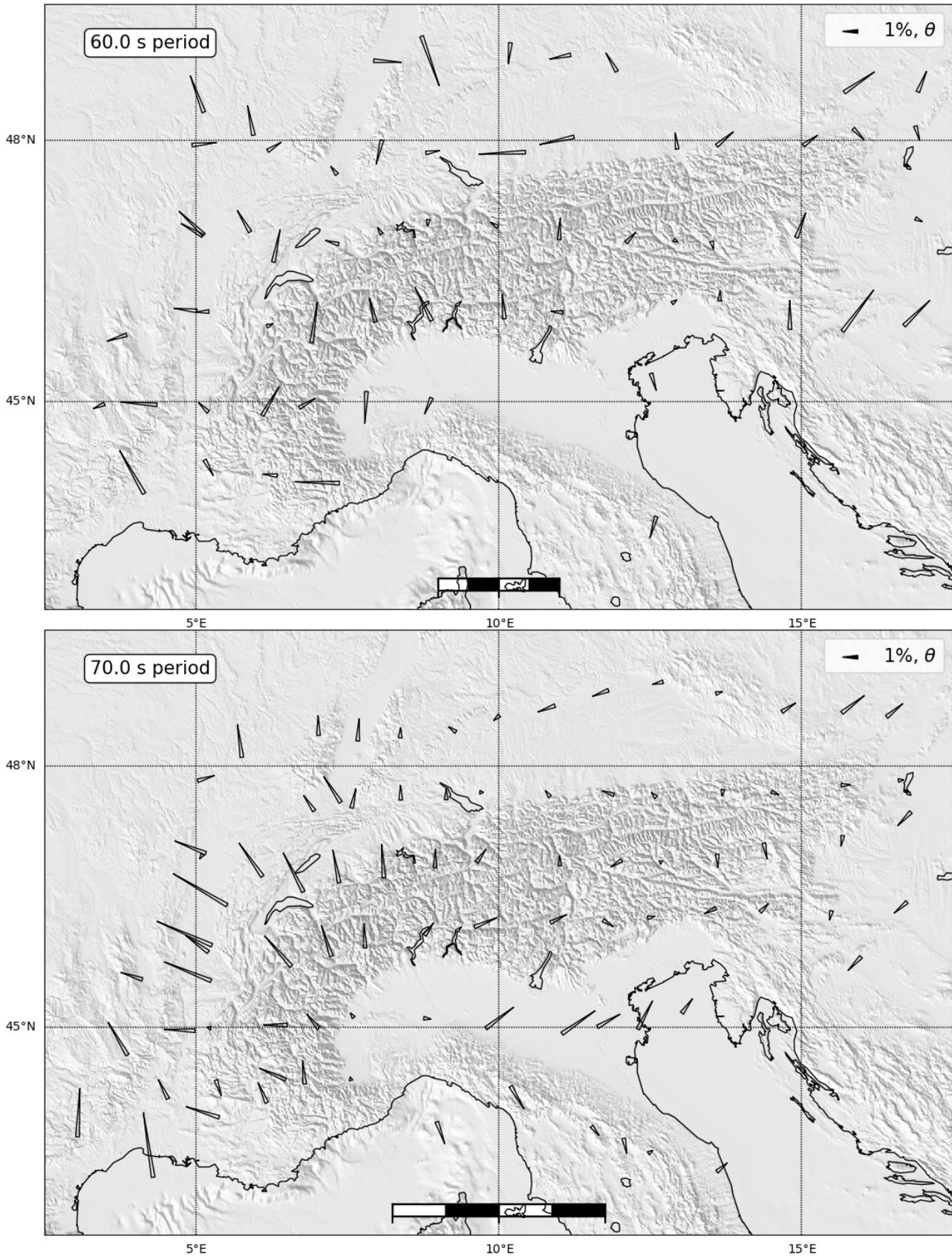


FIGURE 4.19 – Carte d’anisotropie à 60 et 70 secondes de période. Les barres indiquent la composante en $\cos(2\theta)$, les flèches la composante en $\cos(\theta)$. La couleur indique la qualité de la mesure d’anisotropie, la barre indique la taille médiane des réseaux utilisés.

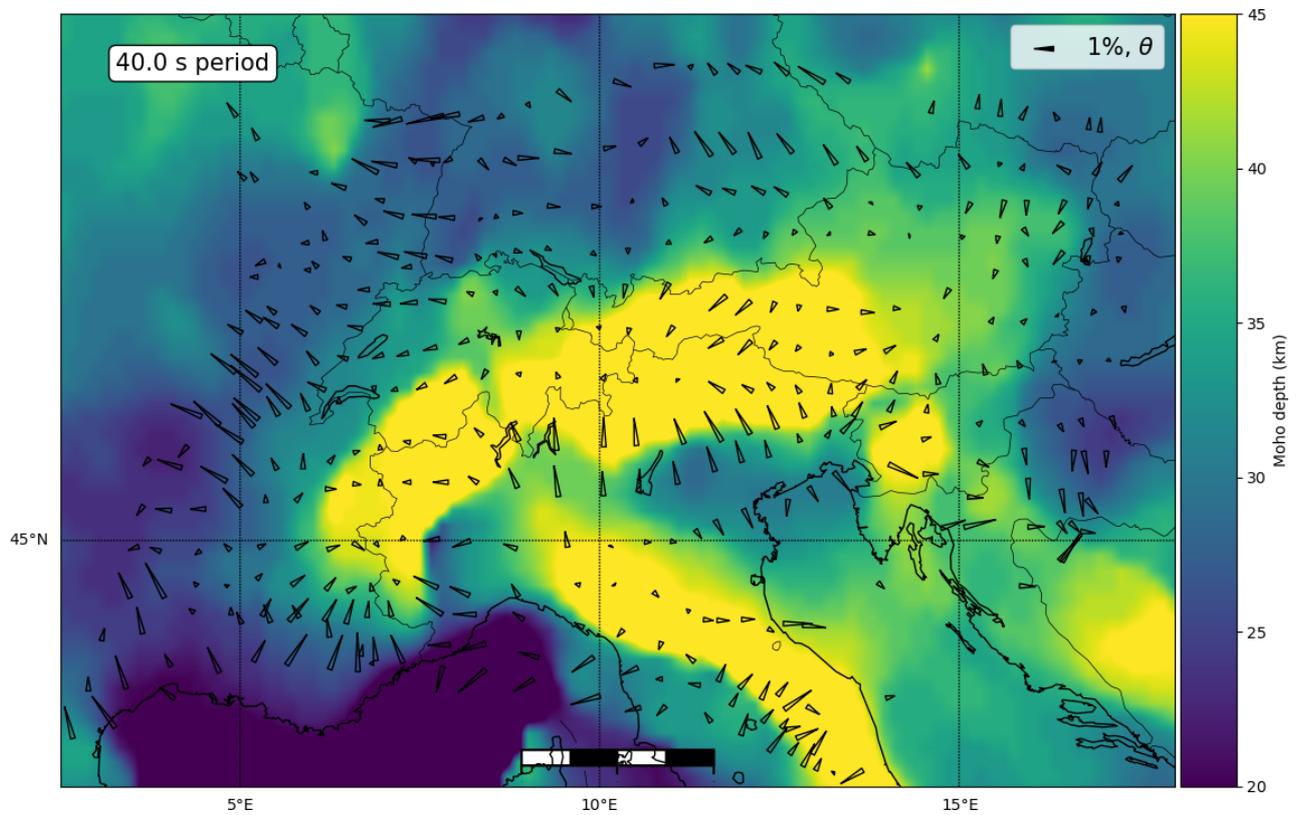


FIGURE 4.20 – Carte de la composante $\cos(\theta)$ à 40 secondes de période superposée à une carte de profondeur de Moho issue de Lu *et al.* (2018) (surface d'iso-vitesse de V_s à 4.1 km/s)

4.6.2 Établissement des cartes d'anisotropie en $\cos(2\theta)$

Une fois la régression effectuée sur tous les réseaux à plusieurs périodes, nous obtenons les cartes visibles en figures 4.21, 4.22 et 4.23 à différentes périodes.

Comme nous l'avons vu précédemment, une amplitude importante du facteur A_1 est indicative d'un biais lié aux hétérogénéités de vitesse et indiquent que les mesures d'anisotropie peuvent être biaisées. Pour cette raison, sur les figures 4.21, 4.22 et 4.23, nous avons choisi de ne pas montrer les mesures d'anisotropie pour lesquelles la valeur du paramètre A_1 est supérieur à 70% de celle du paramètre A_2 . De plus, nous rejetons également les mesures instables, c'est-à-dire toutes celles pour lesquelles la déviation standard de A_2 est supérieure à 20% de la valeur de A_2 ainsi que les mesures aberrantes, pour lesquelles la valeur de A_2 est supérieure à 200 m/s. Toutefois, pour les points avec la valeur de A_1 faible (A_1 inférieur à 0.5% de la vitesse de groupe isotrope v_0) sont montrés sur la carte quelle que soit la valeur de A_2 associée car dans ce cas, le biais lié au terme en $\cos(\theta)$ est très faible.

Dans les cartes visibles en figures 4.21, 4.22 et 4.23, les valeurs de A_1 et ϕ_1 sont représentées par les flèches noires comme précédemment. Les valeurs de A_2 et ϕ_2 sont représentées par les barres colorées, avec à nouveau la longueur de la barre correspondant à la valeur de A_2 (exprimée en pourcentage de la vitesse isotrope v_0) et sa direction à la valeur de ϕ_2 (qui correspond à la direction la plus rapide). La couleur des barres représente la déviation standard du paramètre A_2 , indicative de l'incertitude sur la mesure, exprimée en pourcentage de la valeur de A_2 . Les barres ne sont pas parfaitement rectangulaires, leur largeur augmente aux extrémités, correspondant à la déviation standard du paramètre ϕ_2 , indicative de l'incertitude sur la direction de l'anisotropie. Les symboles sont disposés au centre de masse du réseau correspondant. La taille médiane des réseaux utilisés est représentée par la barre en bas de chaque figure. Cette taille de réseau donne une indication quant à la résolution spatiale des mesures d'anisotropie. Les réseaux sont initialement choisis de sorte à être répartis uniformément sur la zone, mais la répartition inhomogène des stations (en particulier en bordure de réseau) fait que les centres de masse ne sont pas répartis uniformément et les tailles de réseau sont plus grandes en bordure.

4.6.3 Résultats et Discussion

Nous obtenons des mesures d'anisotropie sur toute la zone alpine à toutes les périodes choisies. Le nombre de mesures fiables dépend de la bande de période choisie, avec un nombre particulièrement important à 15 s et 30 s de période et un nombre plus faible à plus longue période à cause des critères de qualité que nous imposons. Les incertitudes sur la direction de l'anisotropie sont faibles, à part aux endroits où l'anisotropie est faible.

À 15 secondes de période

À 15 secondes, nous observons une forte amplitude avec une direction rapide vers le nord-est dans la zone au nord-ouest des Alpes (entre Stuttgart et Bourg-en-Bresse). Plus à l'est, en Bavière et dans le nord de l'Autriche, la direction rapide est orientée en direction est-nord-est et l'amplitude est plus faible. À l'est des Alpes et dans les Dinarides, nous obtenons une direction rapide toujours orientée en direction nord-nord-est, mais l'amplitude est très variable. Dans les Alpes elle-mêmes, nous avons peu de mesures, ce qui est compréhensible étant donné que les mesures sont de mauvaise qualité en présence de forts contrastes latéraux, mais les amplitudes que nous avons dans les Alpes bavaroises et autrichiennes sont faibles et les directions rapides globalement orientées parallèlement à la chaîne. La direction rapide dans les Alpes françaises est également globalement parallèle à la chaîne, mais les mesures sont instables à la pointe sud des Alpes et dans les Alpes-Maritimes. Dans les Alpes italiennes, à la frontière avec la Suisse, l'Autriche ou la Slovénie, les directions rapides sont à nouveau orientées en direction est-ouest. Dans les Apennins et la plaine du Pô, les mesures sont instables, surtout en termes de direction, et les incertitudes sont importantes.

À 30 secondes de période

À 30 secondes, les mesures sont globalement d'amplitude plus faible et plus cohérentes géographiquement, cela peut être dû à la plus grande taille des réseaux ou à la plus grande longueur d'onde. L'essentiel des motifs observés à 15 secondes sont toujours présents à 30 secondes, avec une amplitude forte et bien contrainte au nord-ouest des Alpes. L'amplitude dans les Alpes est faible aux endroits où elle peut être contrainte. Le nord de la Bavière se distingue par une direction rapide orientée nord-nord-est de forte amplitude, tandis que le sud de la Bavière a des amplitudes faibles ou des directions rapides parallèles à la chaîne alpine. En Autriche, l'amplitude est nettement plus faible et la direction rapide est orientée est-ouest, contre est-nord-est à 15 secondes. L'est de l'Autriche a à cette période une direction rapide orientée vers le nord, tandis que la direction rapide dans les Dinarides est orientée est-ouest, perpendiculairement à la chaîne. Dans les Alpes françaises, nous avons moins de mesures fiables, mais celles-ci montrent que l'amplitude est également faible dans la chaîne elle-même et la direction rapide est parallèle à la chaîne à l'ouest des Alpes, avant d'épouser la pointe sud des Alpes vers l'Italie. En Italie, nous observons quelques directions rapides perpendiculaire à la chaîne alpine à la frontière entre l'Italie et la Suisse ou l'Italie et la France. Nous observons également des directions rapides en direction est-ouest dans la plaine du Pô ainsi que dans les Apennins, où la direction rapide est perpendiculaire à la chaîne comme dans les Dinarides. Les Alpes italiennes à la frontière avec la Slovénie et l'Autriche on obtient des amplitudes très faibles, très différentes des fortes amplitudes mesurées à 15 secondes.

À 40 secondes de période

À 40 secondes de période, l'amplitude générale de l'anisotropie décroît encore. De plus, étant donné les valeurs élevées de A_1 , visibles en figure 4.20, le nombre de mesures fiables est plus faible qu'aux périodes plus courtes. Cependant, nous pouvons identifier plusieurs zones bien résolues et avec un motif d'anisotropie cohérent géographiquement. En particulier, en Bade-Wurtemberg et en Suisse alémanique, nous observons des directions rapides orientées est-ouest et qui tournent vers le est-nord-est au nord de la zone d'étude. Les amplitudes au nord de la chaîne alpine sont très faibles et les directions rapides parallèles à la chaîne. La chaîne elle-même compte toujours peu de mesures fiables, mais celles que nous avons indiquent que l'amplitude est très faible à l'intérieur de la chaîne. La zone nord-ouest, qui se distingue par des amplitudes particulièrement fortes à 15 et 30 secondes n'a que peu de mesures fiables et celles-ci montrent que l'amplitude y est nettement plus faible, mais la direction rapide est toujours orientée dans la même direction. Dans les Alpes de haute-provence, les Alpes maritimes et le nord-ouest de l'Italie, la direction rapide est perpendiculaire à la pointe sud de la chaîne avant de continuer parallèlement à la chaîne des Apennins. L'est de la zone d'étude a également une amplitude faible. La seule zone dont l'amplitude est forte est la chaîne des Dinarides, dont l'amplitude est forte et la direction rapide parallèle à la chaîne.

À plus longue période

À 50 secondes de période, l'amplitude est nettement plus forte qu'à 40 secondes. L'amplitude reste toutefois plus faible dans la chaîne alpine qu'aux abords et la direction rapide est globalement parallèle aux Alpes partout ailleurs, à part dans les Dinarides. Nous n'avons pas de mesures dans les Apennins. À 60 secondes de période, les résultats sont quasiment identiques à ceux à 50 secondes. L'amplitude décroît ensuite à 70 secondes de période. À cette période, la direction rapide est orientée est-ouest sur toute les Alpes orientales et les Alpes maritimes, cependant, nous ne disposons pas de suffisamment de mesures à l'ouest de la zone d'étude pour pouvoir voir si la direction rapide reste parallèle à la chaîne alpine ou si la direction rapide est orientée est-ouest sur toute la zone.

Dans les Apennins, nous observons un comportement intéressant, avec une direction rapide parallèle à la chaîne à partir de 40 secondes de période, compatible avec les mesures de SKS généralement associées au manteau supérieur, et une direction rapide perpendiculaire à la chaîne à 30 secondes de période, qui pourrait correspondre à l'anisotropie radiale mesurée dans la croûte à 30 km de profondeur par Alder *et al.* (2020, soumis), visibles en figure 4.2. Cette observation indépendante montre que l'évolution de l'anisotropie avec la période est certes approximative mais contient toutefois de l'information importante quant à la distribution l'anisotropie avec la profondeur. Avec cette approche, et en soulignant que cette approche doit être approfondie avec des inversions pour obtenir des contraintes quantifiés, nous pouvons dans un premier temps associer les mesures à 15 secondes et 30 secondes de période à la croûte, les mesures à 40 secondes de période à la limite croûte-manteau et les mesures aux plus grandes périodes au manteau.

Nous pouvons alors en tirer des conclusions intéressantes : selon cette interprétation, les directions rapides perpendiculaires à la chaîne observées à 30 secondes de période dans les Dinarides seraient situées dans la croûte, tout comme les amplitudes et directions au nord-ouest de la zone d'étude. De même, les mesures d'amplitude faible dans la chaîne elle-même sont visibles surtout à courte période, alors que les mesures à longue période ne montrent pas un contraste aussi fort. Toujours en suivant cette interprétation, les mesures d'amplitude forte à l'est de la zone d'étude, à Trieste et le long de la frontière orientale de l'Autriche, qui sont uniquement visible à 15 secondes de période, seraient situées à faible profondeur, dans la croûte supérieure, car elles ne sont pas observées aux plus longues périodes.

Comparaisons avec la littérature

Mis à part l'anisotropie particulièrement forte à 15 s de période au nord-ouest des Alpes, les directions parallèles avec l'axe de la chaîne alpine ont des valeurs d'amplitude croissantes avec la période, ce qui implique que cette direction rapide a son origine dans le manteau supérieur. Cette interprétation est confortée par la comparaison de nos mesures avec les résultats obtenus par SKS par Wüstefeld *et al.* (2009), Barruol *et al.* (2011) et Salimbeni *et al.* (2018), visibles en figure 4.24 en vert et bleu superposés aux mesures que nous obtenons à 30 secondes de période. Sur cette figure, nous voyons la différence de comportement entre les SKS et nos mesures dans les Apennins et les Dinarides. À l'est des Alpes les mesures par SKS sont perpendiculaires à nos mesures et à la pointe sud des Alpes nos mesures d'anisotropie 'tournent' plus fortement que celles obtenues par SKS. De plus, les SKS n'obtiennent pas les fortes mesures d'anisotropie que nous observons au nord-ouest des Alpes, indiquant une nouvelle fois que cette anisotropie est probablement située dans la croûte. Par contre, la forme générale est très similaire dans toute la zone alpine elle-même.

Les mesures d'anisotropie par ondes de volume obtenues par Díaz *et al.* (2013) dans la zone méditerranéenne, visibles en figure 4.4, sont en bon accord avec nos mesures pour ce qui est de la direction de l'anisotropie, par contre Díaz *et al.* (2013) obtiennent une anisotropie plus importante dans la chaîne elle-même, alors que nous y obtenons une anisotropie très faible. À l'inverse, ils n'obtiennent pas les fortes anisotropies que nous observons au nord-ouest de la zone d'étude. Cela est probablement dû à la profondeur de cette anisotropie, surtout visible à courte période et certainement à faible profondeur, là où les mesures par Pn et Sn de Díaz *et al.* (2013) imagent surtout la limite croûte-manteau. Le même mécanisme est probablement derrière la différence visible dans les Apennins, Díaz *et al.* (2013) obtiennent une anisotropie parallèle à la chaîne là où nous obtenons une anisotropie perpendiculaire à courte période.

Les mesures d'anisotropie de Fry *et al.* (2010), visibles en figure 4.5 utilisent également des ondes de surface issues de corrélations de bruit dans la zone alpine, mais avec un réseau beaucoup plus petit (36 stations) et sur une zone plus restreinte. Cependant, à 15 secondes, sur la zone d'étude, nous obtenons des mesures d'anisotropie similaires autant en amplitude qu'en direction. À plus longue période (30 s et 40 s), par contre, Fry *et al.*

(2010) obtiennent des directions d'anisotropie nord-sud qui ne suivent pas la courbure des Alpes, contrairement à nos résultats. Probablement que le faible nombre de mesures de la part de Fry *et al.* (2010) d'une part et la mauvaise résolution de nos cartes dans la zone d'autre part (la taille médiane des sous-réseaux à 40 s est presque aussi grande que l'ensemble de la zone d'étude de Fry *et al.* (2010)) se conjuguent pour causer ce désaccord.

L'anisotropie mesurée à 15 s à l'est de la zone d'étude dont nous avons déjà parlé correspond dans sa direction à l'anisotropie mesurée par Schippkus *et al.* (2019) en utilisant les résidus d'une tomographie isotrope avec des données de corrélations de bruit dans la même zone avec un réseau beaucoup plus dense, et le motif est également mis en évidence à 5 secondes de période par Schippkus *et al.* (2019). Cela conforte l'interprétation selon laquelle l'anisotropie observée à 15 secondes dans cette zone est effectivement de l'anisotropie crustale.

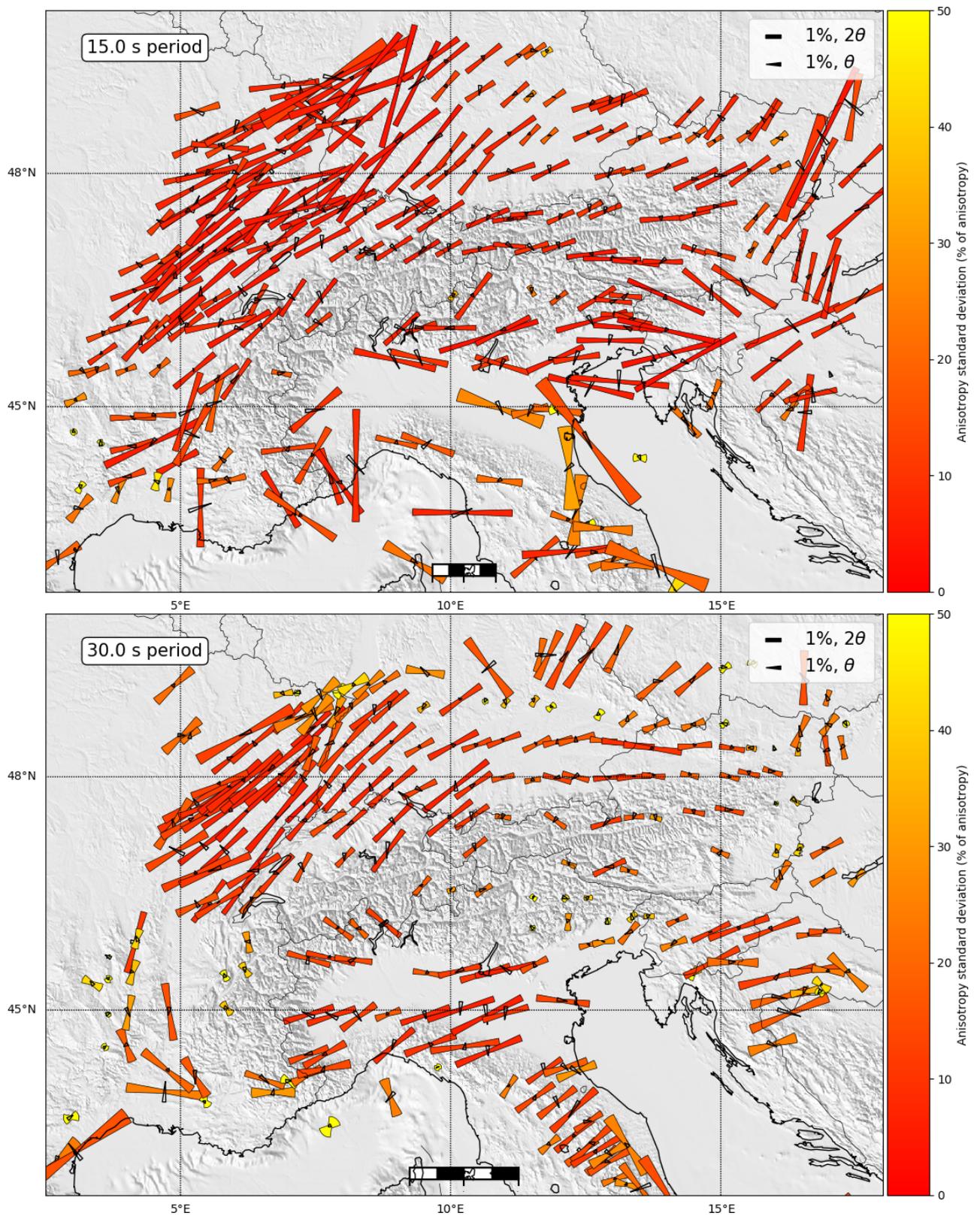


FIGURE 4.21 – Carte d'anisotropie à 15 et 30 secondes de période. Les barres indiquent la composante en $\cos(2\theta)$, le flèches la composante en $\cos(\theta)$. La couleur indique la qualité de la mesure d'anisotropie, la barre indique la taille médiane des réseaux utilisés.

IMAGERIE DE L'ANISOTROPIE PAR LES CORRÉLATIONS DE BRUIT

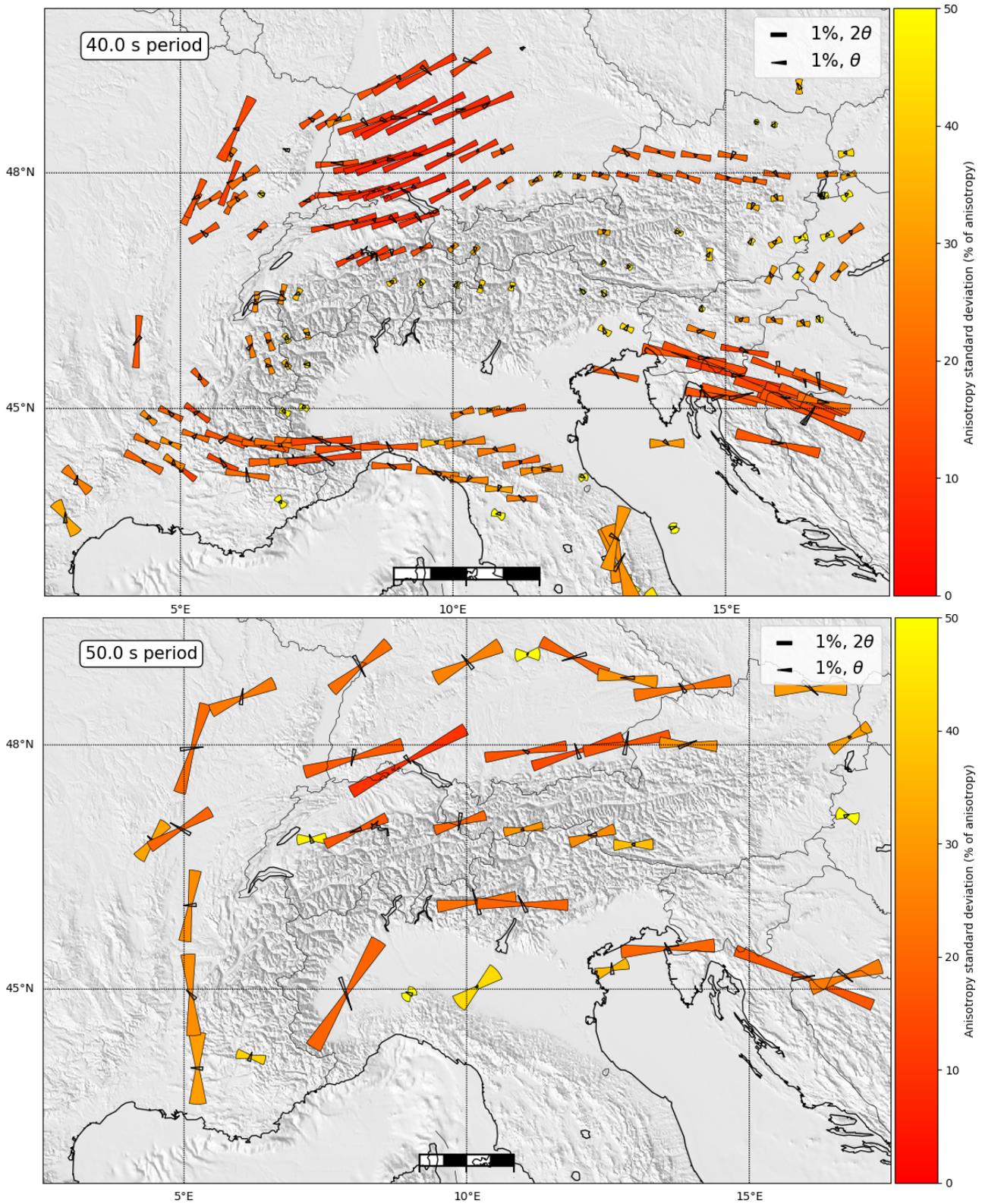


FIGURE 4.22 – Carte d’anisotropie à 40 et 50 secondes de période. Les barres indiquent la composante en $\cos(2\theta)$, le flèches la composante en $\cos(\theta)$. La couleur indique la qualité de la mesure d’anisotropie, la barre indique la taille médiane des réseaux utilisés.

4.6 Cartes d'anisotropie

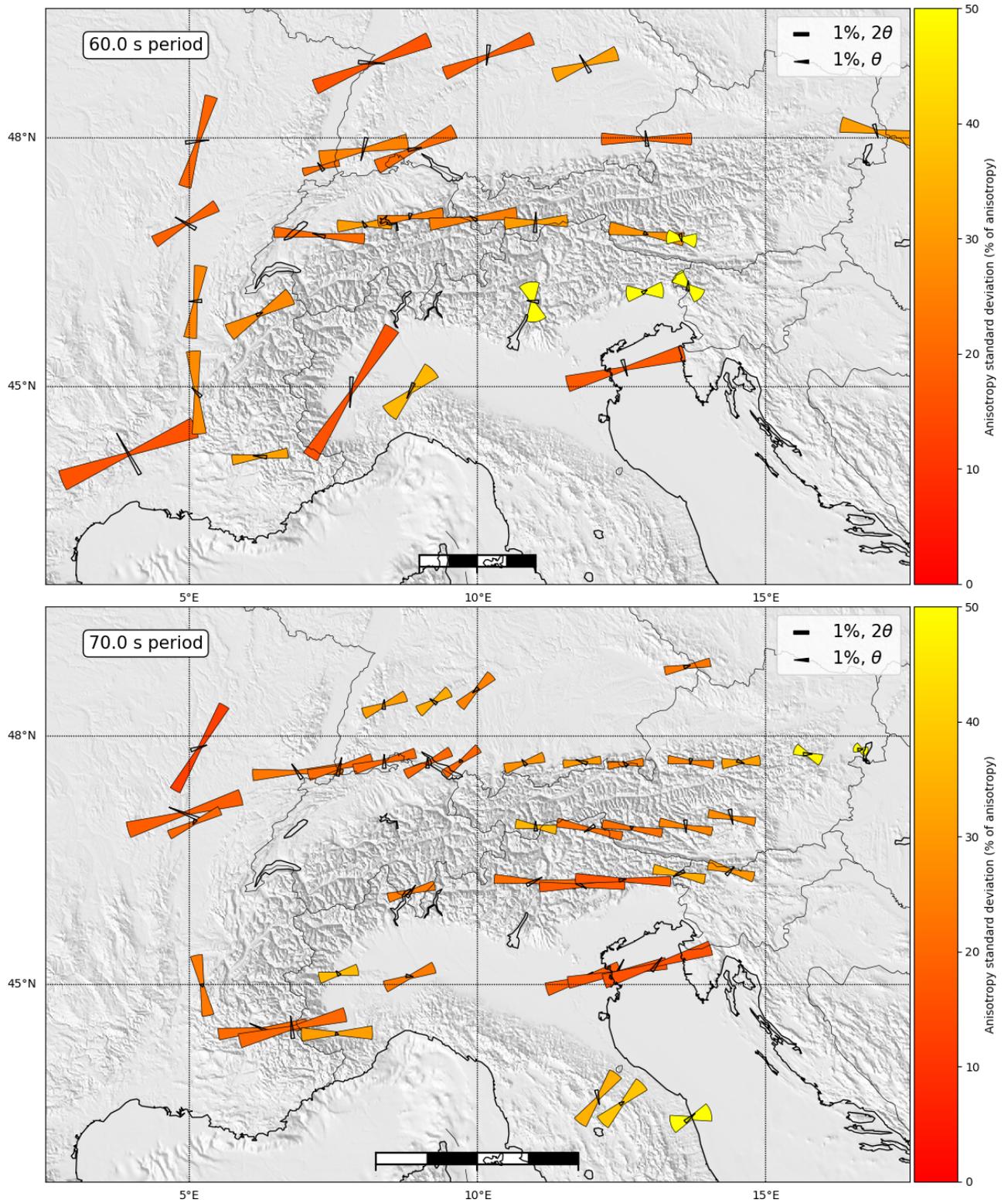


FIGURE 4.23 – Carte d'anisotropie à 40 et 50 secondes de période. Les barres indiquent la composante en $\cos(2\theta)$, le flèches la composante en $\cos(\theta)$. La couleur indique la qualité de la mesure d'anisotropie, la barre indique la taille médiane des réseaux utilisés.

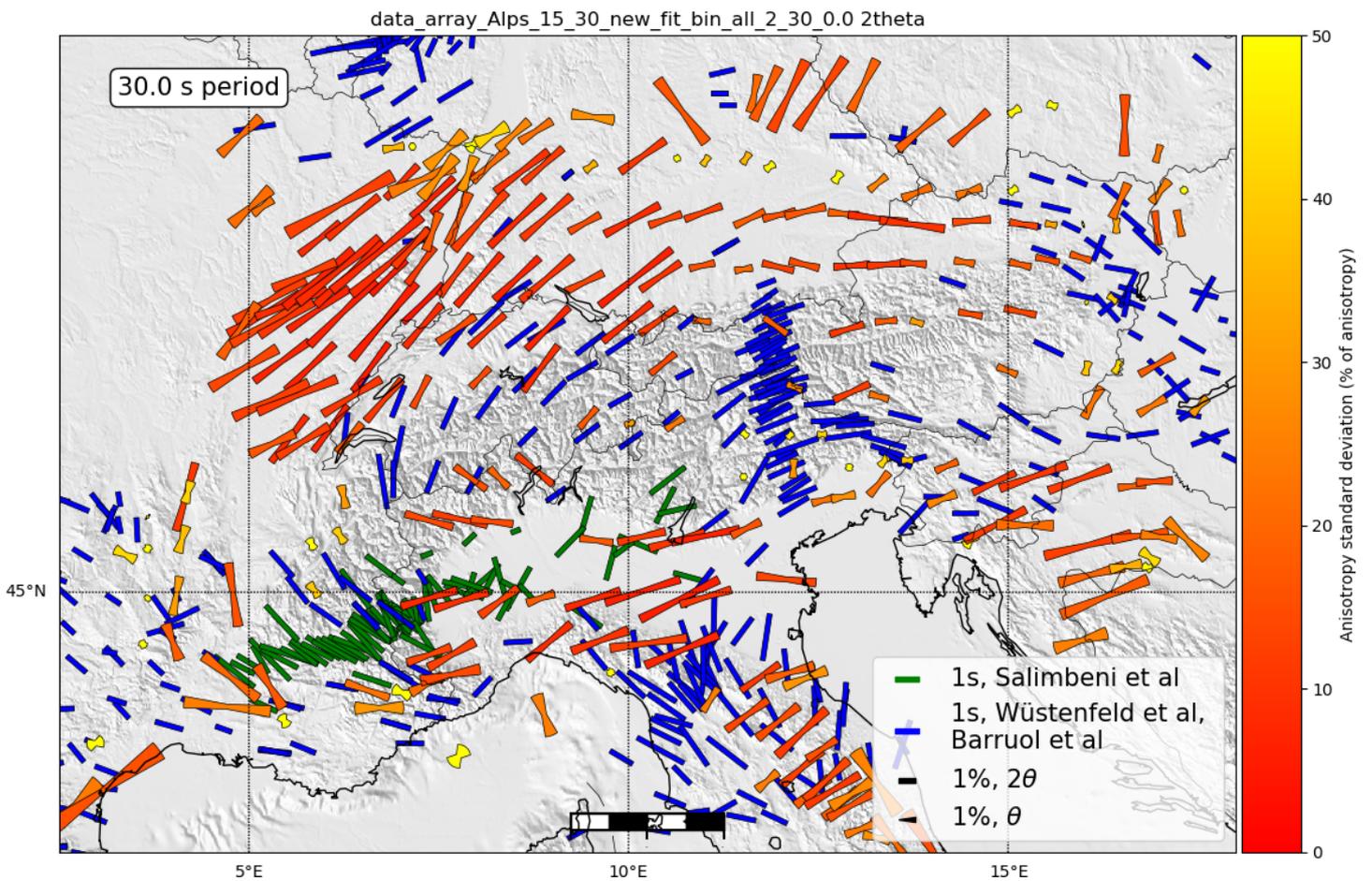


FIGURE 4.24 – Carte d’anisotropie à 30 secondes de période superposées aux mesures par SKS de Wüstenfeld *et al.* (2009) et Barruol *et al.* (2011) (bleu) et Salimbeni *et al.* (2018) (vert).

4.7 Conclusion

En utilisant le beamforming ainsi que la densité et l'étendue d'AlpArray, nous parvenons à obtenir des cartes d'anisotropie fiables à plusieurs périodes, sur toute la zone alpine et dont les biais et instabilités sont identifiés et quantifiés. La méthode du beamforming nous permet de contourner les problèmes habituels des mesures de vitesse de phase sur les corrélations de bruit malgré la distribution non-homogène des sources de bruit sismique. Les cartes d'anisotropie résultant de cette étude offrent une nouvelle perspective sur l'anisotropie dans les Alpes, elles correspondent dans les grandes lignes aux résultats existant obtenus par différentes méthodes comme les SKS, avec une anisotropie généralement parallèle à la chaîne alpine. Cependant, dans certaines zones, nous obtenons des résultats différents de ceux obtenus précédemment, notamment les Apennins, les Dinarides et le nord-ouest des Alpes. En particulier l'anomalie dans les Apennins est probablement colocalisée avec une zone de forte anisotropie radiale dans la croûte, c'est-à-dire l'axe rapide qui se trouve dans le plan horizontal n'est pas aléatoire dans ce plan, mais orienté en direction perpendiculaire à la chaîne. L'évolution de l'anisotropie avec la période permet d'identifier les endroits où nos observations sont en désaccord avec les observations d'anisotropie des SKS. Dans ces localités, nos observations sont compatibles avec une anisotropie azimutale significative dans la croûte. Pour pouvoir identifier avec plus de certitudes la profondeur de l'anisotropie mesurée, la prochaine étape logique serait d'utiliser un modèle de vitesse comme celui de Lu *et al.* (2018) pour en déduire un modèle d'anisotropie en fonction de la profondeur.

Conclusions et perspectives

Nous avons réussi à adapter aux corrélations de bruit d'une part une méthode de mesure de coda-Q et d'autre part une méthode de mesure de l'anisotropie azimutale, deux méthodes bien connu pour les enregistrements de séismes. Dans les deux cas un soin particulier a du être apporté à la vérification des influences potentielles de la distribution non uniforme des sources, et, dans le cas de coda-Q, la méthode a du être adaptée pour éviter les biais azimutales. Cependant, des biais restent possibles sur les études utilisant les corrélations de bruit et nécessitent une étude préalable pour pouvoir être exclus. Une autre spécificité des corrélations de bruit, du moins dans le cadre de AlpArray, est que dans certaines directions le rapport signal sur bruit est bas, effet qui est contrebalancé par le très grand nombre de couples de stations, donc de sources virtuelles. La deuxième adaptation des méthodes est donc d'identifier, pour chaque méthode, des indicateurs de qualité adéquates.

Mesure du facteur de qualité de la coda

Pour mesurer coda-Q dans le coda des corrélations nous avons adapté une méthode classique de régression linéaire sur l'enveloppe lissé du signal.

Les corrélations de bruit nous permettent de calculer le facteur de qualité de la coda pour des périodes plus longues (au-delà de 1 s de période) que pour les enregistrements de séismes. La coda est également plus courte en termes de nombre de périodes (de l'ordre de 40 périodes), ce qui conjugué à la période plus longue, fait que la fenêtre de coda utilisable pour obtenir le facteur de qualité est très courte et ne permet pas de calculer le facteur de qualité sur plusieurs fenêtres, une technique utilisée pour séparer les contributions respectives de l'atténuation et de la diffusion du milieu. Pour s'adapter aux spécificités des corrélations de bruit, nous avons dû effectuer plusieurs adaptations : Tout d'abord, nous avons mesuré le facteur de qualité dans les périodes correspondant aux

pics microsismiques (entre 2 et 40 secondes de période). Ensuite, nous avons uniquement utilisé les corrélations sur des distances interstation courtes, car pour des distances plus longues nous observons des biais de mesures liés à l'azimut du couple de stations. Pour finir, nous avons vérifié que le signal de la coda est au-dessus du niveau de bruit sur l'ensemble de la coda que nous mesurons. Nous montrons que le facteur de qualité de la coda converge lentement, surtout pour les facteurs de qualité élevés. Si la coda n'a pas suffisamment convergé, nous surestimons la valeur du facteur de qualité. Pour nos données, nous observons une stabilisation du facteur de qualité au-delà de 200 jours de corrélation. Cela dit, même en utilisant moins de 200 jours, la distribution géographique des régions à haut et bas facteur de qualité ne change pas. Nous observons une cohérence géographique des mesures entre 2.5 s et 5 s et entre 5 s et 10 s de période, par contre entre 10 s et 20 s de période les mesures sont nettement plus dispersées. Nous observons des facteurs de qualité bas dans la plaine du Pô et des facteurs de qualité élevés dans les Alpes et les Apennins, avec une exception dans les Alpes suisses, où les facteurs de qualité sont plus bas que dans le reste des Alpes.

Cette étude montre bien qu'il est possible d'obtenir sinon des valeurs fiables alors au moins une répartition géographique des zones à faible ou fort facteur de qualité. De plus, à la gamme de période que nous utilisons, les mesures sur des signaux de séismes sont très difficiles. L'étude du facteur de qualité de la coda sur les corrélations de bruit offre donc un complément utile aux études sur les séismes.

Corrélations de coda

La méthode de corrélation de coda de corrélations (C3) est utilisée depuis une petite dizaine d'années. Dans cette étude, nous nous en servons d'une part pour contrôler la qualité des corrélations de bruit (C1) et montrons l'absence de biais azimutal des corrélations de bruit aux périodes correspondant aux pics microsismiques, en tout cas par rapport aux C3.

Le problème principal des corrélations de bruit est la distribution des sources de bruit sismique. Les C3 ont l'avantage de permettre de sélectionner les sources (virtuelles) utilisées dans le calcul. Nous avons donc cherché un moyen de sélectionner les sources virtuelles de façon à maximiser le rapport signal sur bruit (SNR) des C3. Nous avons montré que pour atteindre ce but, le SNR des C3 élémentaires n'est pas un bon choix, car il réduit rapidement le nombre de C3 utilisables et n'améliore que peu le SNR des

C3. Par contre, en sélectionnant les sources virtuelles selon la corrélation entre la C1 et la C3 élémentaire sur une fenêtre correspondant à l'arrivée des ondes de Rayleigh, nous pouvons améliorer significativement le SNR des C3. Cependant, cette amélioration reste confinée à la bande de période dans laquelle la corrélation a été effectuée et n'améliore pas le SNR dans les autres bandes de période. Cela restreint le champ d'utilisation de cette méthode, car le calcul des C3 demande plus de puissance de calcul et de les recalculer dans chaque bande de période entraîne des temps de calcul prohibitifs.

Cette étude montre que si la solution que nous avons trouvée pour améliorer le SNR des C3 n'est pas idéale, cette approche est prometteuse puisqu'elle démontre qu'avec un critère de choix des sources virtuelles bien choisi, il est possible d'améliorer grandement le SNR des C3.

Mesures d'anisotropie par sous-réseaux

Dans cette étude, nous avons montré que la méthode de mesure de vitesse de phase par sous-réseaux que nous avons utilisée, le beamforming, s'adapte remarquablement bien aux spécificités des corrélations de bruit. En combinant l'information sur la qualité du beamforming pour chaque source virtuelle et une approche de bootstrap nous surmontons des problèmes individuelles de mesure tout en utilisant l'avantage du très grand nombre de sismogrammes à notre disposition. Nous observons que les déviations azimutales par rapport au grand cercle sont corrélées à la présence des chaînes des Alpes et de Apennins et que le changement de signe de ces déviations est la principale cause des faibles amplitudes de beam stack pour certaines sources virtuelles. Les biais liés à l'hétérogénéité latérale des structures isotropes sont rarement pris en compte dans les études d'anisotropie azimutale basées sur les ondes de surface. Or, le grand nombre de sources virtuelles permettent d'estimer simultanément ce biais (en supposant qu'il s'écrit sous la forme $\cos(\theta)$) et les paramètres de l'anisotropie azimutale. Cette composante en $\cos(\theta)$ a une stabilité spatiale à certaines périodes, notamment à 40 s de période où il semble avoir une relation entre l'amplitude du terme $\cos(\theta)$ et les variations d'épaisseur de croûte. À courte période (15 s, 30 s et 40 s) nous observons une faible anisotropie dans la chaîne alpine, une anisotropie avec l'axe rapide perpendiculaire à la chaîne des Apennins et une forte anisotropie avec l'axe rapide globalement orienté nord-est au nord-est des Alpes. À ces périodes ainsi qu'à plus longue période (50 s, 60 s et 70 s) nous observons une anisotropie avec l'axe rapide globalement parallèle à la chaîne Alpine. Ces mesures offrent

un bon complément aux mesures par biréfringence des ondes SKS, car donne un premier aperçu des origines crustales versus mantellique de l'anisotropie.

Cette étude montre que les mesures par sous-réseaux en utilisant les corrélations de bruit sont possibles et apportent de nouvelles informations supplémentaires par rapport aux études par télé-séismes, pour lesquels l'anisotropie à courte période est très difficile de mesurer, ou par rapport aux observations par SKS qui ont une résolution latérale excellente, mais pas ou peu de résolution verticale. A noter également que la méthode proposée a l'avantage par rapport à la méthode de tomographie eikonale de permettre un contrôle explicite des mesures, plus difficile à mettre en œuvre avec les approches d'interpolation de la méthode de tomographie eikonale.

Perspectives

Chacun des sujets que nous avons abordé est riche et offre des avenues pour progresser.

Nous n'avons pas pu obtenir des cartes fiables de facteur de qualité de la coda des corrélations à longue période, puisque au-delà de 20 secondes de période la coda des corrélations est quasi inexistante. Par contre, entre 10 secondes et 20 secondes de période nous obtenons une coda bien visible, mais les résultats que nous obtenons à ces périodes sont très bruités. L'utilisation de corrélations avec de plus longs temps d'installation pourrait permettre une meilleure restitution de la coda à ces longues périodes, que ce soit en utilisant le réseau AlpArray sur la totalité de sa période d'installation ou en utilisant des réseaux permanents sur lesquels des séries temporelles beaucoup plus longues sont disponibles. Deux autres régions comprennent des réseaux denses installés depuis au moins une décennie, la Californie et le Japon. La comparaison entre les mesures de coda-Q sur des corrélations avec un très long temps d'installation (plus de 10 années) dans trois régions aussi différentes pourrait nous permettre de mieux comprendre les facteurs déterminants dans la reconstruction de la coda des corrélations.

Une meilleure compréhension des propriétés de la coda des corrélations, par exemple en termes de convergence ou de dépendance azimutale devrait également nous permettre de mieux comprendre le fonctionnement des C3 qui s'appuient dessus. En particulier, la longueur et la qualité de la reconstruction de la coda jouent probablement un rôle important dans la qualité des C3.

L'étude de l'anisotropie par beamforming dans les Alpes donne des résultats très prometteurs qui restent encore à être pleinement exploités en termes de tectonique et

de géodynamique. Une prochaine étape évidente serait de localiser l'anisotropie en fonction de la profondeur par des processus d'inversion adéquat. De plus, il pourrait être intéressant de combiner ces mesures avec d'autres mesures d'anisotropie, par exemple la tomographie eikonale de Ritzwoller *et al.* (2011). De plus, à longue période, les mesures sont plus difficiles, à cause de la taille croissante des sous-réseaux et de la distance trop courte des sources virtuelles. Dans ces conditions, les mesures par sous-réseau sur des séismes pourraient compléter avantageusement le dataset. Des mesures d'anisotropie sur les mesures de vitesse de groupe, par exemple en utilisant les résidus de Lu *et al.* (2018) inversés similairement à ce qui a déjà été fait dans le bassin de Vienne par Schippkus *et al.* (2019) pourraient compléter ces mesures. Ainsi, il pourrait être possible d'obtenir un modèle unifié d'anisotropie azimutale dans les Alpes.

Bibliographie

AKI, K. et CHOUET, B. (1975). Origin of coda waves : Source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80(23):3322–3342.

AKI, K. et RICHARDS, P. G. (2002). *Quantitative seismology, theory and methods, second edition*. University Science Books, Sausalito, California.

ALBUQUERQUE SEISMOLOGICAL LABORATORY (ASL)/USGS (1988). Global seismograph network (GSN - IRIS/USGS). Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.

ALDER, C., DEBAYLE, E., BODIN, T., PAUL, A., STEHLY, L. et PEDERSEN, H. (2020). Evidence for radial anisotropy in the lower crust of the apennines from bayesian ambient noise tomography in europe. *Geophysical Journal International*. in preparation.

ALMQVIST, B. S. G. et MAINPRICE, D. (2017). Seismic properties and anisotropy of the continental crust : Predictions based on mineral texture and rock microstructure. *Reviews of Geophysics*, 55(2):367–433.

ALPARRAY SEISMIC NETWORK (2015). AlpArray seismic network (AASN) temporary component. Publisher : AlpArray Working Group.

ALSINA, D., SNIEDER, R. et MAUPIN, V. (1993). A test of the great-circle approximation in the analysis of surface-waves. *Geophysical Research Letters*, 20(10):915–918. WOS :A1993LE44800010.

ANACHE-MENIER, D., van TIGGELEN, B. A. et MARGERIN, L. (2009). Phase statistics of seismic coda waves. *Physical Review Letters*, 102(24):248501. WOS :000267197900072.

ANDERSON, D. L. (1961). Elastic wave propagation in layered anisotropic media. *Journal of Geophysical Research*, 66(9):2953–2963.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSON, D. L., MINSTER, B. et COLE, D. (1974). The effect of oriented cracks on seismic velocities. *Journal of Geophysical Research*, 79(26):4011–4015.
- ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI SEISMOLOGICAL NETWORK (1981). Permanent regional seismological network operated by the aristotle university of thessaloniki. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- BARRUOL, G., BONNIN, M., PEDERSEN, H., BOKELMANN, G. H. et TIBERI, C. (2011). Belt-parallel mantle flow beneath a halted continental collision : The western alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3):429–438.
- BENSEN, G. D., RITZWOLLER, M. H., BARMIN, M. P., LEVSHIN, A. L., LIN, F., MOSCHETTI, M. P., SHAPIRO, N. M. et YANG, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3):1239–1260.
- BEYREUTHER, M., BARSCH, R., KRISCHER, L., MEGIES, T., BEHR, Y. et WASSERMANN, J. (2010). Obspy : A python toolbox for seismology. *Seismological Research Letters*, 81(3):530–533.
- BIANCHI, I., PARK, J., AGOSTINETTI, N. P. et LEVIN, V. (2010). Mapping seismic anisotropy using harmonic decomposition of receiver functions : An application to northern apennines, italy. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2009JB007061>.
- BODIN, T. et MAUPIN, V. (2008). Resolution potential of surface wave phase velocity measurements at small arrays. *Geophysical Journal International*, 172(2):698–706.
- BOGAZICI UNIVERSITY KANDILLI OBSERVATORY AND EARTHQUAKE RESEARCH INSTITUTE (2001). Bogazici university kandilli observatory and earthquake research institute. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- BOKELMANN, G., QORBANI, E. et BIANCHI, I. (2013). Seismic anisotropy and large-scale deformation of the eastern alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 383:1–6.
- BONNEFOY-CLAUDET, S., COTTON, F. et BARD, P.-Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies - a literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3):205–227.

- CALVET, M. et MARGERIN, L. (2013). Lapse-time dependence of coda q : Anisotropic multiple-scattering models and application to the pyrenees. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(3):1993–2010.
- CAMPILLO, M., FEIGNIER, B., BOUCHON, M. et BÉTHOUX, N. (1993). Attenuation of crustal waves across the alpine range. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 98:1987–1996.
- CAMPILLO, M. et PAUL, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299(5606):547–549.
- CARCOLE, E. et SATO, H. (2010). Spatial distribution of scattering loss and intrinsic absorption of short-period s waves in the lithosphere of japan on the basis of the multiple lapse time window analysis of hi-net data. *Geophysical Journal International*, 180(1):268–290. WOS :000272885200020.
- CHEVROT, S., SYLVANDER, M. et RESIF (2017). Seismic network x7 :PYROPE PY-Renean observational portable experiment (RESIF-SISMOB). Publisher : RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- CHEVROT, S., VILLASEÑOR, A., SYLVANDER, M., BENAHMED, S., BEUCLER, E., COUGOULAT, G., DELMAS, P., BLANQUAT, M., DIAZ, J., GALLART, J., GRIMAUD, F., LAGABRIELLE, Y., MANATSCHAL, G., MOCQUET, A., PAUCHET, H., PAUL, A., PÉQUEGNAT, C., QUILLARD, O., ROUSSEL, S., RUIZ, M. et WOLYNIEC, D. (2014). High-resolution imaging of the pyrenees and massif central from the data of the pyrope and iberarray portable array deployments. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(8):6399–6420.
- CIVELLO, S. et MARGHERITI, L. (2004). Toroidal mantle flow around the calabrian slab (italy) from sks splitting : Toroidal flow around the calabrian slab. *Geophysical Research Letters*, 31(10):n/a–n/a.
- COLOMBI, A., CHAPUT, J., BRENGUIER, F., HILLERS, G., ROUX, P. et CAMPILLO, M. (2014). On the temporal stability of the coda of ambient noise correlations. *Comptes Rendus Geoscience*, 346(11-12):307–316.
- COOPER, R. I. B., LONGUET-HIGGINS, M. S. et STONELEY, R. (1951). An experimental study of the pressure variations in standing water waves. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 206(1086):424–435. Publisher : Royal Society.

BIBLIOGRAPHIE

- CORINTH RIFT LABORATORY TEAM et RESIF DATACENTER (2013). CL - corinth rift laboratory seismological network (CRLNET). Publisher : RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- COTTE, N., PEDERSEN, H. A., CAMPILLO, M., FARRA, V. et CANSI, Y. (2000). Off-great-circle propagation of intermediate-period surface waves observed on a dense array in the french alps. *Geophysical Journal International*, 142(3):825–840.
- CUPILLARD, P. et CAPDEVILLE, Y. (2010). On the amplitude of surface waves obtained by noise correlation and the capability to recover the attenuation : a numerical approach. *Geophysical Journal International*, 181(3):1687–1700. WOS :000277716400035.
- DENOLLE, M. A., DUNHAM, E. M., PRIETO, G. A. et BEROZA, G. C. (2013). Ground motion prediction of realistic earthquake sources using the ambient seismic field. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 118(5):2102–2118. WOS :000327299800053.
- DEPARTMENT OF EARTH AND ENVIRONMENTAL SCIENCES, GEOPHYSICAL OBSERVATORY, UNIVERSITY OF MÜNCHEN (2001). BayernNetz. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- DESCHAMPS, A. et BEUCLER, E. (2016). POSA experiment. Publisher : RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- DIAS, N., SILVEIRA, G. et HABERLAND, C. (2010). Data of the temporary seismic WILAS network. Publisher : GFZ Data Services.
- DUVALL, T., JEFFERIES, S., HARVEY, J. et POMERANTZ, M. (1993). Time-distance helioseismology. *Nature*, 362(6419):430–432. WOS :A1993KV42400076.
- DZIEWONSKI, A. M., CHOU, T.-A. et WOODHOUSE, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 86:2825–2852. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/JB086iB04p02825>.
- DÍAZ, J., GIL, A. et GALLART, J. (2013). Uppermost mantle seismic velocity and anisotropy in the euro-mediterranean region from pn and sn tomography. *Geophysical Journal International*, 192(1):310–325.
- EBELING, C. W. (2012). Chapter one - inferring ocean storm characteristics from ambient seismic noise : A historical perspective. In DMOWSKA, R., éditeur : *Advances in Geophysics*, volume 53 de *Advances in Geophysics*, pages 1–33. Elsevier.

- ESI SAS (EARTH SCIENCE INSTITUTE OF THE SLOVAK ACADEMY OF SCIENCES) (2004). National network of seismic stations of slovakia. Publisher : Deutsches Geoforschungszentrum GFZ.
- ESSEN, H.-H., KRÜGER, F., DAHM, T. et GREVEMEYER, I. (2003). On the generation of secondary microseisms observed in northern and central europe. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108.
- FEDERAL INSTITUTE FOR GEOSCIENCES et NATURAL RESOURCES (BGR) (1976). German regional seismic network (GRSN). Publisher : Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR).
- FEHLER, M., HOSHIBA, M., SATO, H. et OBARA, K. (1992). Separation of scattering and intrinsic attenuation for the kanto-tokai region, japan, using measurements of S -wave energy versus hypocentral distance. *Geophysical Journal International*, 108(3):787–800.
- FRENCH LANDSLIDE OBSERVATORY – SEISMOLOGICAL DATACENTER / RESIF (2006). Observatoire multi-disciplinaire des instabilités de versants (OMIV). Publisher : RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- FRIEDRICH, A., KRÜGER, F. et KLINGE, K. (1998). Ocean-generated microseismic noise located with the gräfenberg array. *Journal of Seismology*, 2(1):47–64.
- FRIEDRICH SCHILLER UNIVERSITY, JENA (2009). Thüringer seismologisches netz (TSN). Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- FROMENT, B., CAMPILLO, M. et ROUX, P. (2011). Reconstructing the green's function through iteration of correlations. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8-9):623–632.
- FROMENT, B., CAMPILLO, M., ROUX, P., GOUEDARD, P., VERDEL, A. et WEAVER, R. L. (2010). Estimation of the effect of nonisotropically distributed energy on the apparent arrival time in correlations. *Geophysics*, 75(5):SA85–SA93. WOS :000284254400030.
- FRY, B., DESCHAMPS, F., KISSLING, E., STEHLY, L. et GIARDINI, D. (2010). Layered azimuthal anisotropy of rayleigh wave phase velocities in the european alpine lithosphere inferred from ambient noise. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1):95–102.

BIBLIOGRAPHIE

- FUCHS, F., SCHNEIDER, F. M., KOLÍNSKÝ, P., SERAFIN, S. et BOKELMANN, G. (2019). Rich observations of local and regional infrasound phases made by the AlpArray seismic network after refinery explosion. *Scientific Reports*, 9(1):13027. Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group.
- GAEBLER, P. J., EULENFELD, T. et WEGLER, U. (2015). Seismic scattering and absorption parameters in the W-Bohemia/Vogtland region from elastic and acoustic radiative transfer theory. *Geophysical Journal International*, 203(3):1471–1481. Publisher : Oxford Academic.
- GARNIER, J. et PAPANICOLAOU, G. (2011). Fluctuation theory of ambient noise imaging. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8-9):502–511.
- GEODESY NATIONAL INSTITUTE OF GEOPHYSICS (1980). National seismic network of bulgaria. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- GEOFON DATA CENTRE (1993). GEOFON seismic network. Publisher : Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- GEOLOGICAL AND SEISMOLOGICAL INSTITUTE OF MOLDOVA (2007). Moldova digital seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- GEOLOGICAL SURVEY-PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO (1981). Trentino seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- GUÉGUEN, P., COUTANT, O., LANGLAIS, M. et RESIF (2017). Maurienne seismic swarm 2017-2018. Publisher : RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- HASELMANN, K. (1963). A statistical analysis of the generation of micro-seisms. *Reviews of Geophysics*, 1(2):177–210. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/RG001i002p00177>.
- HEARN, T. M. (1996). Anisotropic P_n tomography in the western united states. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 101:8403–8414.
- HEARN, T. M. (1999). Uppermost mantle velocities and anisotropy beneath europe. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104:15123–15139.
- HENNINO, R., TRÉGOURÈS, N., SHAPIRO, N. M., MARGERIN, L., CAMPILLO, M., van TIGGELEN, B. A. et WEAVER, R. L. (2001). Observation of equipartition of seismic waves. *Physical Review Letters*, 86(15):3447–3450.

- HERRAIZ, M. et ESPINOSA, A. F. (1987). Coda waves : A review. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 125(4):499–577.
- HETÉNYI, G., MOLINARI, I., CLINTON, J., BOKELMANN, G., BONDÁR, I., CRAWFORD, W. C., DESSA, J.-X., DOUBRE, C., FRIEDERICH, W., FUCHS, F., GIARDINI, D., GRÁCZER, Z., HANDY, M. R., HERAK, M., JIA, Y., KISSLING, E., KOPP, H., KORN, M., MARGHERITI, L., MEIER, T., MUCCIARELLI, M., PAUL, A., PESARESI, D., PIROMALLO, C., PLENEFISCH, T., PLOMEROVÁ, J., RITTER, J., RÜMPKER, G., ŠÍPKA, V., SPALLAROSSA, D., THOMAS, C., TILMANN, F., WASSERMANN, J., WEBER, M., WÉBER, Z., WESZTERGOM, V., ŽIVČIĆ, M., ALPARRAY WORKING GROUP, ALPARRAY SEISMIC NETWORK TEAM et ALPARRAY OBS CRUISE CREW (2018). The alpararray seismic network : A large-scale european experiment to image the alpine orogen. *Surveys in Geophysics*, 39(5):1009–1033.
- HILLERS, G., GRAHAM, N., CAMPILLO, M., KEDAR, S., LANDÈS, M. et SHAPIRO, N. (2012). Global oceanic microseism sources as seen by seismic arrays and predicted by wave action models : Global oceanic microseism sources. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(1):n/a–n/a.
- INGV SEISMOLOGICAL DATA CENTRE (2006). Rete sismica nazionale (RSN). Publisher : Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Italy.
- INSN (1993). Irish national seismic network, operated by the dublin institute for advanced studies and supported by the geological survey ireland. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- INSTITUT CARTOGRÀFIC I GEOLÒGIC DE CATALUNYA - INSTITUT D'ESTUDIS CATALANS (1984). Catalan seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS (IPGP) et ECOLE ET OBSERVATOIRE DES SCIENCES DE LA TERRE DE STRASBOURG (EOST) (1982). Geoscope, french global network of broad band seismic stations. Publisher : Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP).
- INSTITUTE EARTH SCIENCES "JAUME ALMERA" CSIC (ICTJA SPAIN) (2007). IberArray. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.

BIBLIOGRAPHIE

INSTITUTE OF GEOPHYSICS OF THE ACADEMY OF SCIENCES OF THE CZECH REPUBLIC (1973). Czech regional seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.

INSTITUTE OF GEOSCIENCES, ENERGY, WATER AND ENVIRONMENT (2002). Albanian seismological network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.

INSTITUTE OF SEISMOLOGY, UNIVERSITY OF HELSINKI (1980). The finnish national seismic network. Publisher : GFZ Data Services.

INSTITUTO DOM LUIZ (IDL)-FACULDADE DE CIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE DE LISBOA (2003). University of lisbon seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.

INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL, SPAIN (1999). Spanish digital seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.

INSTITUTO PORTUGUÊS DO MAR E DA ATMOSFERA, I.P. (2006). Portuguese national seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.

JUNG, H. et KARATO, S.-i. (2001). Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, 293(5534):1460–1463.

KAMINSKI, E. et RIBE, N. M. (2001). A kinematic model for recrystallization and texture development in olivine polycrystals. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(3):253–267.

KEDAR, S., LONGUET-HIGGINS, M., WEBB, F., GRAHAM, N., CLAYTON, R. et JONES, C. (2008). The origin of deep ocean microseisms in the north atlantic ocean. *Proceedings of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 464(2091):777–793.

KNMI (1993). Netherlands seismic and acoustic network. Publisher : Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI).

KOLÍNSKÝ, P., SCHNEIDER, F. M. et BOKELMANN, G. (2020). Surface wave diffraction pattern recorded on AlpArray : Cameroon volcanic line case study. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 125(7):e2019JB019102. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019JB019102>.

- KUMAZAWA, M. et ANDERSON, O. L. (1969). Elastic moduli, pressure derivatives, and temperature derivatives of single-crystal olivine and single-crystal forsterite. *Journal of Geophysical Research*, 74(25):5961–&.
- KUMMEROW, J. et KIND, R. (2006). Shear wave splitting in the Eastern Alps observed at the TRANSALP network. *Tectonophysics*, 414(1):117–125.
- KÄSTLE, E., MOLINARI, I., BOSCHI, L. et ALPARRAY WORKING GROUP (2020). Azimuthally anisotropic ambient-noise tomography using the alparray seismic network.
- KÖVESLIGETHY RADÓ SEISMOLOGICAL OBSERVATORY (GEODETIC AND GEOPHYSICAL INSTITUTE, RESEARCH CENTRE FOR ASTRONOMY AND EARTH SCIENCES, HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES (MTA CSFK GGI KRSZO)) (1992). Hungarian national seismological network. Publisher : Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- LABORATORIO SUBTERRANEO DE CANFRANC (2011). LSC (laboratorio subterraneo canfranc). Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- LANDÈS, M., HUBANS, F., SHAPIRO, N. M., PAUL, A. et CAMPILLO, M. (2010). Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 115(B5).
- LEIPZIG UNIVERSITY (2001). SXNET saxon seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- LEVSHIN, A. et RATNIKOVA, L. (1984). Apparent anisotropy in inhomogeneous media. *Geophysical Journal International*, 76(1):65–69.
- LIN, F.-C., RITZWOLLER, M. H. et SNIEDER, R. (2009). Eikonal tomography : surface wave tomography by phase front tracking across a regional broad-band seismic array. *Geophysical Journal International*, 177(3):1091–1110.
- LINK, F., RÜMPKER, G. et KAVIANI, A. (2020). Simultaneous inversion for crustal thickness and anisotropy by multi-phase splitting analysis of receiver functions. *Geophysical Journal International*.
- LIU, H., DAVIS, P. M. et GAO, S. (1995). SKS splitting beneath southern california. *Geophysical Research Letters*, 22(7):767–770.

BIBLIOGRAPHIE

- LIU, X., BEN-ZION, Y. et ZIGONE, D. (2015). Extracting seismic attenuation coefficients from cross-correlations of ambient noise at linear triplets of stations. *Geophysical Journal International*, 203(2):1149–1163. WOS :000366897100030.
- LOBKIS, O. I. et WEAVER, R. L. (2001). On the emergence of the green's function in the correlations of a diffuse field. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 110(6):3011–3017.
- LONGUET-HIGGINS, M. S. et JEFFREYS, H. (1950). A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 243(857):1–35. Publisher : Royal Society.
- LONGUET-HIGGINS, M. S. et URSELL, F. (1948). Sea waves and microseisms. *Nature*, 162(4122):700–700. Number : 4122 Publisher : Nature Publishing Group.
- LU, Y., STEHLY, L., BROSSIER, R. et PAUL, A. (2020). Imaging alpine crust using ambient noise wave-equation tomography. *Geophysical Journal International*, 222(1): 69–85.
- LU, Y., STEHLY, L., PAUL, A. et ALPARRAY WORKING GROUP (2018). High-resolution surface wave tomography of the European crust and uppermost mantle from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 214(2):1136–1150.
- MA, S. et BEROZA, G. C. (2012). Ambient-field green's functions from asynchronous seismic observations : Asynchronous green's functions. *Geophysical Research Letters*, 39(6):n/a–n/a.
- MARGERIN, L., CAMPILLO, M., SHAPIRO, N. M. et van TIGGELEN, B. (1999). Residence time of diffuse waves in the crust as a physical interpretation of coda Q : application to seismograms recorded in mexico. *Geophysical Journal International*, 138(2):343–352.
- MAUPIN, V. (2011). Upper-mantle structure in southern Norway from beamforming of Rayleigh wave data presenting multipathing. *Geophysical Journal International*, 185(2):985–1002. WOS :000289475400028.
- MAYOR, J., CALVET, M., MARGERIN, L., VANDERHAEGHE, O. et TRAVERSA, P. (2016). Crustal structure of the Alps as seen by attenuation tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 439:71–80.

- MAYOR, J., MARGERIN, L. et CALVET, M. (2014). Sensitivity of coda waves to spatial variations of absorption and scattering : radiative transfer theory and 2-d examples. *Geophysical Journal International*, 197(2):1117–1137.
- MEDNET PROJECT PARTNER INSTITUTIONS (1990). Mediterranean very broadband seismographic network (MedNet). Publisher : Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).
- MEIER, T., DIETRICH, K., STÖCKHERT, B. et HARJES, H.-P. (2004). One-dimensional models of shear wave velocity for the eastern mediterranean obtained from the inversion of rayleigh wave phase velocities and tectonic implications. *Geophysical Journal International*, 156(1):45–58.
- MIKESELL, T. D., van WIJK, K., BLUM, T. E., SNIEDER, R. et SATO, H. (2012). Analyzing the coda from correlating scattered surface waves. *Journal of the Acoustical Society of America*, 131(3):EL275–EL281. WOS :000301719200013.
- MONTAGNER, J. et NATAF, H. (1986). A simple method for inverting the azimuthal anisotropy of surface-waves. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 91:511–520. WOS :A1986AXS6800009.
- MONTAGNER, J.-P. et TANIMOTO, T. (1991). Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 96:20337–20351. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/91JB01890>.
- NATIONAL INSTITUTE FOR EARTH PHYSICS (NIEP ROMANIA) (1994). Romanian seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- NATIONAL OBSERVATORY OF ATHENS, INSTITUTE OF GEODYNAMICS (1997). National observatory of athens seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- OBERMANN, A., LAROSE, E., MARGERIN, L. et ROSSETTO, V. (2014). Measuring the scattering mean free path of rayleigh waves on a volcano from spatial phase decoherence. *Geophysical Journal International*, 197(1):435–442.
- OGS (ISTITUTO NAZIONALE DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE) (2016). North-east italy seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.

BIBLIOGRAPHIE

- OGS (ISTITUTO NAZIONALE DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE) et UNIVERSITY OF TRIESTE (2002). North-east italy broadband network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- PAUL, A., CAMPILLO, M., MARGERIN, L. et LAROSE, E. (2005). Empirical synthesis of time-asymmetrical green functions from the correlation of coda waves. *Journal of Geophysical Research*, 110(B8).
- PEDERSEN, H., BOUÉ, P., POLI, P. et COLOMBI, A. (2015). Arrival angle anomalies of rayleigh waves observed at a broadband array : a systematic study based on earthquake data, full waveform simulations and noise correlations. *Geophysical Journal International*, 203(3):1626–1641.
- PEDERSEN, H. A., BRUNETON, M. et MAUPIN, V. (2006). Lithospheric and sublithospheric anisotropy beneath the baltic shield from surface-wave array analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(3-4):590–605.
- PEDERSEN, H. A., KRÜGER, F. et THE SVEKALAPKO SEISMIC TOMOGRAPHY WORKING GROUP (2007). Influence of the seismic noise characteristics on noise correlations in the Baltic shield. *Geophysical Journal International*, 168(1):197–210.
- POLI, P., PEDERSEN, H. A., CAMPILLO, M. et THE POLENET/LAPNET WORKING GROUP (2012). Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise. *Geophysical Journal International*, 188(2):549–558.
- POLI, P., THOMAS, C., CAMPILLO, M. et PEDERSEN, H. A. (2015). Imaging the d ” reflector with noise correlations. *Geophysical Research Letters*, 42(1):60–65.
- POSTMA, G. W. (1955). Wave propagation in a standart medium. *Geophysics*, 20(4):780–806.
- POUPINET, G., ELLSWORTH, W. L. et FRECHET, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : An application to the calaveras fault, california. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89:5719–5731.
- PRIETO, G. A. et BEROZA, G. C. (2008). Earthquake ground motion prediction using the ambient seismic field. *Geophysical Research Letters*, 35(14):L14304. WOS :000257995500005.

- QORBANI, E., BIANCHI, I. et BOKELMANN, G. (2015). Slab detachment under the eastern alps seen by seismic anisotropy. *Earth and Planetary Science Letters*, 409:96–108.
- RESIF (1995). RESIF-RLBP french broad-band network, RESIF-RAP strong motion network and other seismic stations in metropolitan france. Publisher : RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- RESIF (2018). CEA/DASE broad-band permanent network in metropolitan france. Publisher : RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français.
- RETAILLEAU, L., BOUÉ, P., LI, L. et CAMPILLO, M. (2020). Ambient seismic noise imaging of the lowermost mantle beneath the north atlantic ocean. *Geophysical Journal International*, 222(2):1339–1351.
- RETAILLEAU, L., BOUÉ, P., STEHLY, L. et CAMPILLO, M. (2017). Locating microseism sources using spurious arrivals in intercontinental noise correlations. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(10):8107–8120.
- RHIE, J. et ROMANOWICZ, B. (2006). A study of the relation between ocean storms and the earth’s hum. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(10):n/a–n/a.
- RITZWOLLER, M. H., LIN, F.-C. et SHEN, W. (2011). Ambient noise tomography with a large seismic array. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(8-9):558–570.
- ROST, S. et THOMAS, C. (2002). Array seismology : Methods and applications. *Reviews of Geophysics*, 40(3):2–1–2–27.
- ROUX, P., SABRA, K. G., GERSTOFT, P., KUPERMAN, W. A. et FEHLER, M. C. (2005). P-waves from cross-correlation of seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32(19): L19303.
- ROYAL OBSERVATORY OF BELGIUM (1985). Belgian seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- SABRA, K. G., GERSTOFT, P., ROUX, P., KUPERMAN, W. A. et FEHLER, M. C. (2005). Surface wave tomography from microseisms in southern california. *Geophysical Research Letters*, 32(14):n/a–n/a.
- SALIMBENI, S., MALUSÀ, M. G., ZHAO, L., GUILLOT, S., PONDRELLI, S., MARGHERITI, L., PAUL, A., SOLARINO, S., AUBERT, C., DUMONT, T., SCHWARTZ, S., WANG, Q.,

BIBLIOGRAPHIE

- XU, X., ZHENG, T. et ZHU, R. (2018). Active and fossil mantle flows in the western alpine region unravelled by seismic anisotropy analysis and high-resolution p wave tomography. *Tectonophysics*, 731-732:35–47.
- SALIMBENI, S., PONDRELLI, S. et MARGHERITI, L. (2013). Hints on the deformation penetration induced by subductions and collision processes : Seismic anisotropy beneath the Adria region (Central Mediterranean). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(11):5814–5826. _eprint : [https ://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2013JB010253](https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2013JB010253).
- SAN FERNANDO ROYAL NAVAL OBSERVATORY (ROA), UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID (UCM), HELMHOLTZ-ZENTRUM POTSDAM DEUTSCHES GEOFORSCHUNGSZENTRUM (GFZ), UNIVERSIDADE DE EVORA (UEVORA PORTUGAL) et INSTITUTE SCIENTIFIQUE OF RABAT (ISRABAT MOROCCO) (1996). The western mediterranean BB seismic network. Publisher : Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.
- SCHAEFER, J. F., BOSCHI, L. et KISSLING, E. (2011). Adaptively parametrized surface wave tomography : methodology and a new model of the european upper mantle : Adaptively parametrized surface wave tomography. *Geophysical Journal International*, 186(3):1431–1453.
- SCHIPPKUS, S., ZIGONE, D., BOKELMANN, G., ALPARRAY WORKING GROUP et ETHZ-SED ELECTRONICS LAB (2019). Azimuthal anisotropy in the wider vienna basin region : a proxy for the present-day stress field and deformation. *Geophysical Journal International*, 220(3):2056–2067.
- SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY (1986). IRIS/IDA seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- SECTOR FOR SEISMOLOGY, INSTITUTE OF HYDROMETEOROLOGY (1982). Montenegrin seismic network. Publisher : Sector for Seismology, Institute of Hydrometeorology and Seismology of Montenegro.
- SEGOU, M., MCCLOSKEY, J., BAPTIE, B. et HAWTHORN, D. (2016). Armatrice sequence international. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- SENS-SCHÖNFELDER, C. et DELATRE, M. (2011). Ketzin seismic monitoring network. Publisher : GFZ Data Services.

- SENS-SCHÖNFELDER, C. et WEGLER, U. (2006). Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 33(21).
- SHAPIRO, N. M. et CAMPILLO, M. (2004). Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7):L07614. WOS :000220915300007.
- SHAPIRO, N. M., CAMPILLO, M., STEHLY, L. et RITZWOLLER, M. H. (2005). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715): 1615–1618.
- SHEARER, P. M. (2009). *Introduction to Seismology, Second Edition*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- SHENG, Y., DENOLLE, M. A. et BEROZA, G. C. (2017). Multicomponent c3 green's functions for improved long-period ground-motion prediction. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(6):2836–2845.
- SHENG, Y., NAKATA, N. et BEROZA, G. C. (2018). On the nature of higher-order ambient seismic field correlations. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123(9):7969–7982.
- SLOVENIAN ENVIRONMENT AGENCY (2001). Seismic network of the republic of slovenia. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- SMITH, M. L. et DAHLEN, F. A. (1973). The azimuthal dependence of love and rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium. *Journal of Geophysical Research*, 78(17):3321–3333.
- SOERGEL, D., PEDERSEN, H. A., STEHLY, L., MARGERIN, L., PAUL, A. et ALPARRAY WORKING GROUP (2020). Coda-Q in the 2.5 s - 20 s period band from seismic noise - Application to the greater Alpine area. *Geophysical Journal International*. ggz443.
- SPICA, Z., PERTON, M. et BEROZA, G. C. (2017). Lateral heterogeneity imaged by small-aperture *ScS* retrieval from the ambient seismic field : LATERAL HETEROGENEITY AND *ScS*. *Geophysical Research Letters*, 44(16):8276–8284.
- SPICA, Z., PERTON, M., CALÒ, M., LEGRAND, D., CÓRDOBA-MONTIEL, F. et IGLESIAS, A. (2016). 3-d shear wave velocity model of mexico and south us : bridging seismic

BIBLIOGRAPHIE

- networks with ambient noise cross-correlations (C^1) and correlation of coda of correlations (C^3). *Geophysical Journal International*, 206(3):1795–1813.
- STANKE, F. E. et KINO, G. S. (1984). A unified theory for elastic wave propagation in polycrystalline materials. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 75(3):665–681.
- STEHLY, L. et BOUE, P. (2017). On the interpretation of the amplitude decay of noise correlations computed along a line of receivers. *Geophysical Journal International*, 209(1):358–372. WOS :000396820600024.
- STEHLY, L., CAMPILLO, M., FROMENT, B. et WEAVER, R. L. (2008). Reconstructing green's function by correlation of the coda of the correlation (C^3) of ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research*, 113(B11).
- STEHLY, L., CAMPILLO, M. et SHAPIRO, N. M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research*, 111(B10).
- STIXRUDE, L. et JEANLOZ, R. (2015). 1.26 - constraints on seismic models from other disciplines - constraints from mineral physics on seismological models. In SCHUBERT, G., éditeur : *Treatise on Geophysics (Second Edition)*, pages 829 – 852. Elsevier, second edition édition.
- SWISS SEISMOLOGICAL SERVICE (SED) AT ETH ZURICH (1983). National seismic networks of switzerland. Publisher : ETH Zürich.
- SÁNCHEZ-SESMA, F. J., PÉREZ-RUIZ, J. A., CAMPILLO, M. et LUZÓN, F. (2006). Elastodynamic 2d green function retrieval from cross-correlation : Canonical inclusion problem. *Geophysical Research Letters*, 33(13):L13305.
- TECHNOLOGICAL EDUCATIONAL INSTITUTE OF CRETE (2006). Seismological network of crete. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- TRAMPERT, J. et WOODHOUSE, J. H. (2003). Global anisotropic phase velocity maps for fundamental mode surface waves between 40 and 150 s. *Geophysical Journal International*, 154(1):154–165. Place : Oxford Publisher : Oxford Univ Press WOS :000183524500013.
- UNIVERSITY OF ATHENS (2008). University of athens, seismological laboratory. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.

- UNIVERSITY OF BARI "ALDO MORO" (2013). OTRIONS, seismic networks of gargano area (italy). Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- UNIVERSITY OF GENOVA (1967). Regional seismic network of north western italy. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- UNIVERSITY OF PATRAS, GEOLOGY DEPARTMENT (2000). PSLNET, permanent seismic network operated by the university of patras, greece. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- UNIVERSITY OF TRIESTE (1993). Friuli venezia giulia accelerometric network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- UNIVERSITY OF ZAGREB (2001). Croatian seismograph network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- von REUBER-PASCHWITZ, E. (1889). The earthquake of Tokio, april 18, 1889. *Nature*, pages 294–295.
- WEAVER, R., FROMENT, B. et CAMPILLO, M. (2009). On the correlation of non-isotropically distributed ballistic scalar diffuse waves. *Journal of the Acoustical Society of America*, 126(4):1817–1826. WOS :000270778600018.
- WU, R.-S. et AKI, K. (1988). Multiple-scattering and energy-transfer of seismic-waves - separation of scattering effect from intrinsic attenuation 2. application of the theory to hindu kush region. *Pure and Applied Geophysics*, 128(1-2):49–80. WOS :A1988Q781000004.
- WÜSTEFELD, A., BOKELMANN, G., BARRUOL, G. et MONTAGNER, J.-P. (2009). Identifying global seismic anisotropy patterns by correlating shear-wave splitting and surface-wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176(3):198–212.
- XIE, J. et MITCHELL, B. J. (1990). A back-projection method for imaging large-scale lateral variations of lg coda q with application to continental africa. *Geophysical Journal International*, 100(2):161–181.
- XIE, J., RITZWOLLER, M. H., SHEN, W., YANG, Y., ZHENG, Y. et ZHOU, L. (2013). Crustal radial anisotropy across eastern tibet and the western yangtze craton. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(8):4226–4252. _eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/jgrb.50296>.

BIBLIOGRAPHIE

- YAO, H. et van der HILST, R. D. (2009). Analysis of ambient noise energy distribution and phase velocity bias in ambient noise tomography, with application to SE tibet. *Geophysical Journal International*, 179(2):1113–1132.
- ZAMG-ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK (1987). Austrian seismic network. Publisher : International Federation of Digital Seismograph Networks.
- ZHAN, Z., NI, S., HELMBERGER, D. V. et CLAYTON, R. W. (2010). Retrieval of moho-reflected shear wave arrivals from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 182(1):408–420.
- ZHANG, J. et YANG, X. (2013). Extracting surface wave attenuation from seismic noise using correlation of the coda of correlation. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 118(5):2191–2205. WOS :000327299800012.
- ZIANE, D. et HADZIOANNOU, C. (2019). The contribution of multiple scattering to love wave generation in the secondary microseism. *Geophysical Journal International*, 217(2):1108–1122.

Annexe A

Annexes

A.1 Liste des réseaux utilisés

- 4C : NERA-JRA1-A
- 6G : Ketzin Seismic Monitoring Network (Sens-Schönfelder et Delatre, 2011)
- 8A : West Iberia Lithosphere and Asthenosphere Structure (Dias *et al.*, 2010)
- AC : Albanian Seismological Network (Institute Of Geosciences, Energy, Water And Environment, 2002)
- BA : UniBAS
- BE : Belgian Seismic Network (Royal Observatory Of Belgium, 1985)
- BS : National Seismic Network of Bulgaria (Geodesy National Institute Of Geophysics, 1980)
- BW : BayernNetz (Department Of Earth And Environmental Sciences, Geophysical Observatory, University Of München, 2001)
- C4 : CERN Seismic Network
- CA : Catalan Seismic Network (Institut Cartogràfic I Geològic De Catalunya - Institut D'Estudis Catalans, 1984)
- CH : Switzerland Seismological Network (Swiss Seismological Service (SED) At ETH Zurich, 1983)
- CL : Corinth Riff Laboratory (Corinth Rift Laboratory Team et RESIF Datacenter, 2013)
- CR : Croatian Seismograph Network (University Of Zagreb, 2001)

- CZ : Czech Regional Seismic Network (Institute Of Geophysics Of The Academy Of Sciences Of The Czech Republic , 1973)
- DK : Danish Seismological Network
- EE : Estonian Seismic Network
- EI : Irish National Seismic Network (INSN, 1993)
- ES : Spanish Digital Seismic Network (Instituto Geografico Nacional, Spain, 1999)
- FR : RESIF and other broad-band and accelerometric permanent networks in metropolitan France (RESIF, 1995)
- G : GEOSCOPE (Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) et Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de Strasbourg (EOST), 1982)
- GB : Great Britain Seismograph Network
- GE : GEOFON (GEOFON Data Centre, 1993)
- GR : German Regional Seismic Network (Federal Institute for Geosciences et Natural Resources (BGR), 1976)
- GU : Regional Seismic Network of North Western Italy (University Of Genova, 1967)
- HA : Hellenic Seismological Network, University of Athens, Seismological Laboratory (University Of Athens, 2008)
- HC : Seismological Network of Crete (Technological Educational Institute Of Crete, 2006)
- HE : Finnish National Seismic Network (Institute Of Seismology, University Of Helsinki, 1980)
- HL : National Observatory of Athens Seismic Network (National Observatory Of Athens, Institute Of Geodynamics, 1997)
- HP : University of Patras, Seismological Laboratory (University Of Patras, Geology Department, 2000)
- HT : Aristotle University of Thessaloniki Seismological Network (Aristotle University Of Thessaloniki Seismological Network, 1981)
- HU : Hungarian National Seismological Network (Kövesligethy Radó Seismological Observatory (Geodetic And Geophysical Institute, Research Centre For Astronomy And Earth Sciences, Hungarian Academy Of Sciences (MTA CSFK GGI KRSZO)), 1992)

-
- II : Global Seismograph Network - IRIS/IDA (Scripps Institution Of Oceanography, 1986)
 - IU : Global Seismograph Network - IRIS/USGS (Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS, 1988)
 - IV : Italian National Seismic Network (INGV Seismological Data Centre, 2006)
 - IX : Irpinia Seismic Network
 - KO : Bogazici University Kandilli Observatory And Earthquake Research Institute (Bogazici University Kandilli Observatory And Earthquake Research Institute, 2001)
 - LC : LSC (Laboratorio Subterraneo Canfranc) (Laboratorio Subterraneo De Canfranc, 2011)
 - LX : University of Lisbon Seismic Network (Instituto Dom Luiz (IDL)-Faculdade De Ciências Da Universidade De Lisboa, 2003)
 - MD : Moldova Digital Seismic Network (Geological And Seismological Institute Of Moldova, 2007)
 - ME : Montenegrin Seismic Network (Sector For Seismology, Institute Of Hydro-meteorology, 1982)
 - MN : Mediterranean Very Broadband Seismographic Network (MedNet Project Partner Institutions, 1990)
 - MT : French Landslide Observatory / OMIV : Permanent seismological records on unstable slopes (French Landslide Observatory – Seismological Datacenter / RESIF, 2006)
 - NI : North-East Italy Broadband Network (OGS (Istituto Nazionale Di Oceanografia E Di Geofisica Sperimentale) et University Of Trieste, 2002)
 - NL : Netherlands Seismic and Acoustic Network (KNMI, 1993)
 - NS : Norwegian National Seismic Network
 - OE : Austrian Seismic Network (ZAMG-Zentralanstalt Für Meteorologie Und Geodynamik, 1987)
 - OT : OTRIONS (University Of Bari "Aldo Moro", 2013)
 - OX : North-East Italy Seismic Network (OGS (Istituto Nazionale Di Oceanografia E Di Geofisica Sperimentale), 2016)
 - PL : Polish Seismological Network

- PM : Portuguese National Seismic Network (Instituto Português Do Mar E Da Atmosfera, I.P., 2006)
- RD : CEA/DASE Seismic Network (RESIF, 2018)
- RF : Friuli Venezia Giulia Accelerometric Network (University Of Trieste, 1993)
- RO : Romanian Seismic Network (National Institute For Earth Physics (NIEP Romania), 1994)
- SI : Province Südtirol
- SJ : Serbian Seismological Network
- SK : Slovak National Seismic Network (ESI SAS (Earth Science Institute Of The Slovak Academy Of Sciences), 2004)
- SL : Seismic Network of the Republic of Slovenia (Slovenian Environment Agency, 2001)
- ST : Trentino Seismic Network (Geological Survey-Provincia Autonoma Di Trento, 1981)
- SX : SXNET Saxon Seismic Network (Leipzig University, 2001)
- TH : Thüringer Seismologisches Netz (Friedrich Schiller University, Jena, 2009)
- TT : Seismic Network of Tunisia
- TV : INGV experiments network
- UK : UK Schools Seismic Network
- WM : Western Mediterranean Seismic Network (San Fernando Royal Naval Observatory (ROA) *et al.*, 1996)
- X7 : PYRenean Observational Portable Experiment (Chevrot *et al.*, 2017)
- YR : Armatrice Sequence International (Segou *et al.*, 2016)
- YW : Earthquake swarm Maurienne 2017- (French Alps) (Guéguen *et al.*, 2017)
- Z3 : AlpArray (AlpArray Seismic Network, 2015)
- ZH : POSA (Deschamps et Beucler, 2016)
- ZW : JULS

A.2 Supplementary materials for the paper 'Coda-Q in the 2.5 s - 20 s period band from seismic noise - Application to the greater Alpine area'

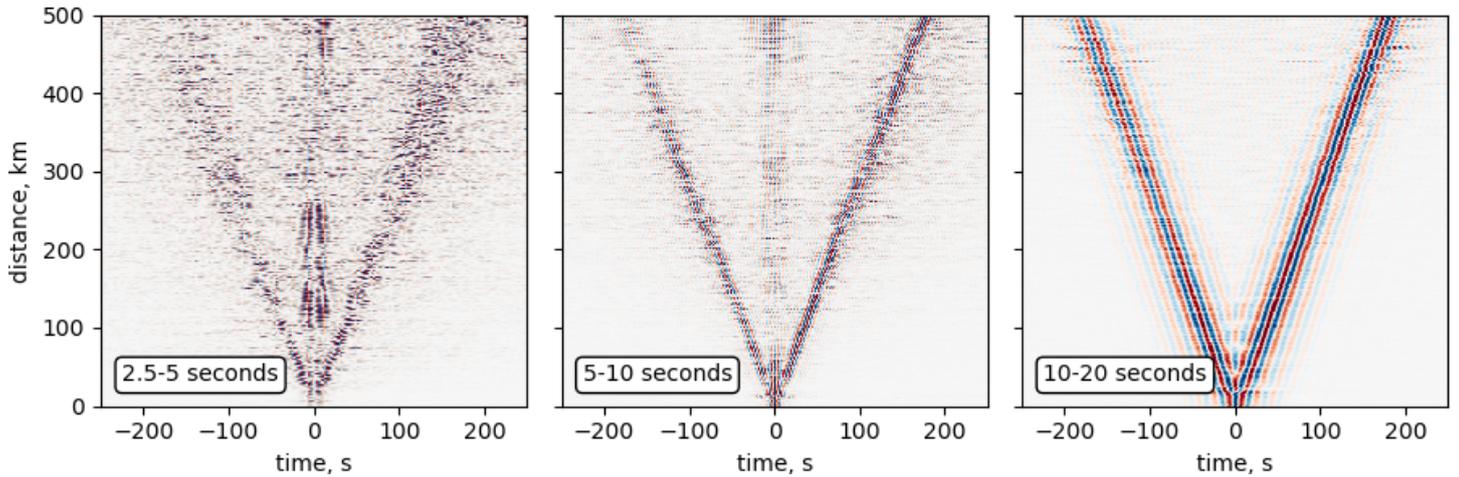


FIGURE A.1 – Seismic section of correlations in the 2.5 s – 5 s (left), 5 s – 10 s (center) and 10 s – 20 s (right) period bands, for the selected dataset (see Section 2.2.2.3). The traces are stacked in bins of 1 km and normalized by their maximum. All correlations have been oriented so that the causal part points away from 300° of azimuth; i.e. the direction which approximately corresponds to the dominant direction of the noise sources.

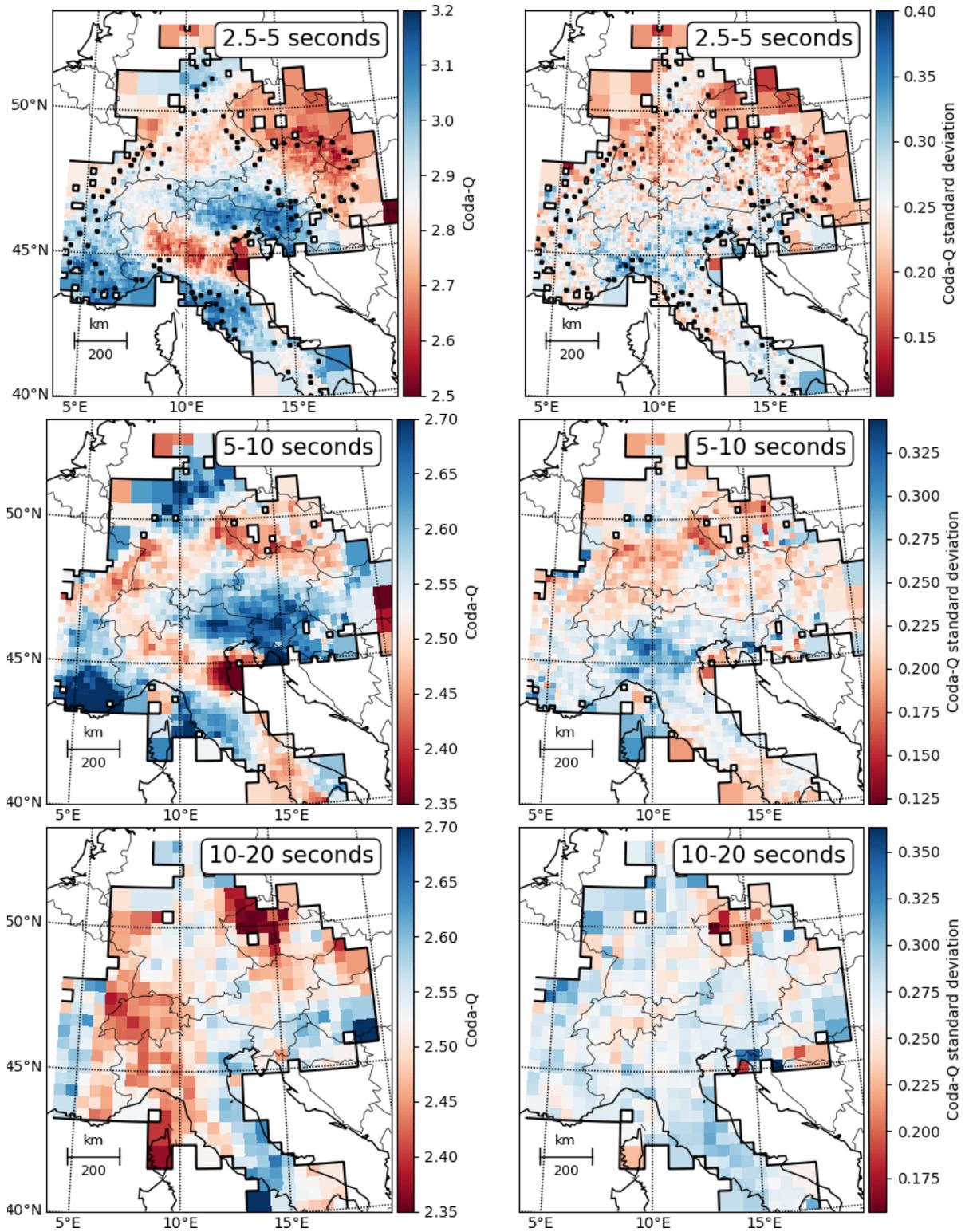


FIGURE A.2 – Map of log₁₀ of coda-Q (left) and its standard deviation in each cell (right). As the distribution of log₁₀(coda – Q) is not Gaussian in the cells, the standard deviation only has indicative value.

A.2 Supplementary materials for the paper 'Coda-Q in the 2.5 s - 20 s period band from seismic noise - Application to the greater Alpine area'

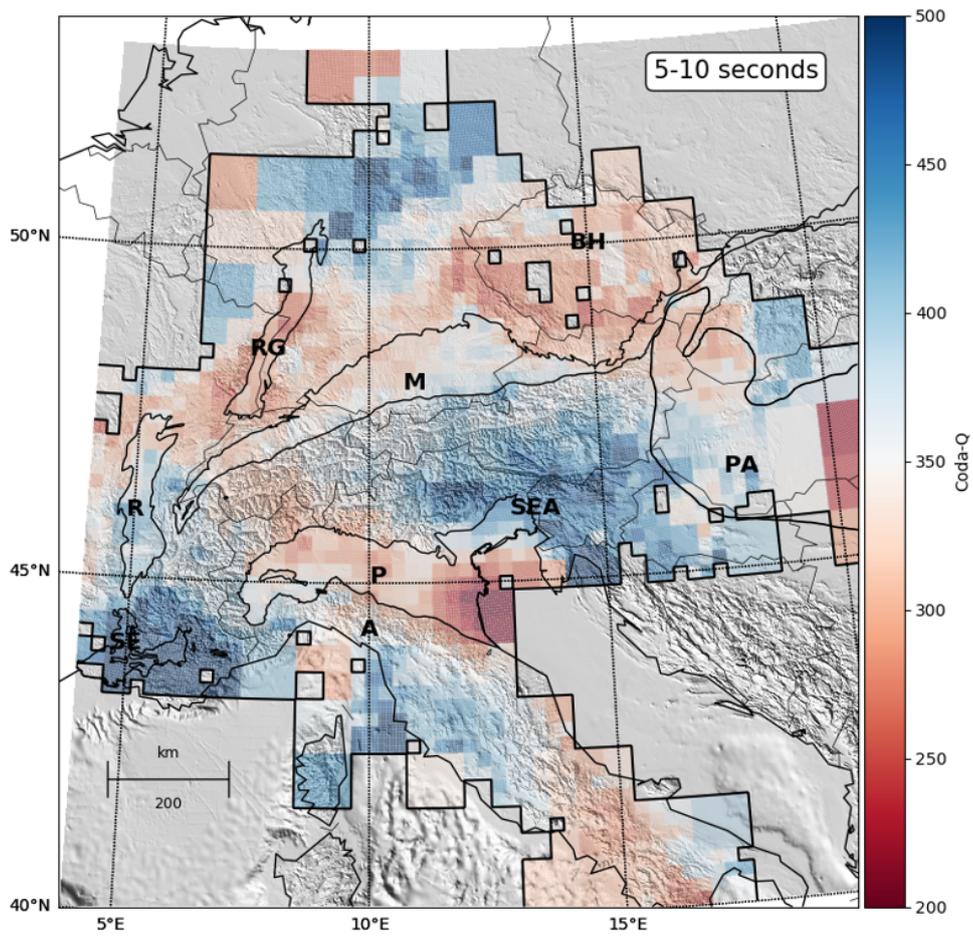


FIGURE A.3 – Map of coda-Q superposed to topography and main sedimentary basins.

