

Sorbonne Université

École doctorale Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement (ED 398)

UMR 7619 METIS

Développement d'une approche « time-lapse » des méthodes sismiques pour l'hydrogéophysique et la compréhension de la dynamique des hydrosystèmes

Par Marine Dangeard

Thèse de doctorat d'hydrogéophysique

Dirigée par Roger Guérin et Ludovic Bodet

Soutenue le 23 janvier 2019 devant un jury composé de :

Présidente	Valérie Plagnes	Sorbonne Université (Paris)
Rapporteure	Nathalie Dörfliger	BRGM (Orléans)
Rapporteure	Donatienne Leparoux	IFSTTAR (Nantes)
Examineur	Jean-Raynald de Dreuzy	Université Rennes 1
Examinatrice	Stéphanie Gautier	Université de Montpellier
Examineur	Jean-Luc Mari	IFP School (Rueil-Malmaison)
Directeur	Roger Guérin	Sorbonne Université (Paris)
Encadrant	Ludovic Bodet	Sorbonne Université (Paris)



Except where otherwise noted, this work is licensed under

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/>

Résumé

La caractérisation et la compréhension des hydrosystèmes font partie intégrante de l'étude de la « Zone Critique » (ZC). Elles représentent un enjeu important pour la gestion et la protection des ressources en eaux de surface et en eaux souterraines. La géophysique et l'hydrogéophysique font partie des outils d'étude de cette fraction de la ZC et des processus qu'elle refferme. Les méthodes sismiques de subsurface sont proposées afin de l'imager pour en définir la géométrie et la nature de ses compartiments. Comme la sismique repose sur les paramètres mécaniques du milieu, le signal mesuré est également influencé par la teneur en eau : son analyse permet donc d'en décrire la variation spatiale. L'application « time-lapse » de cette approche est proposée ici afin de suivre les variations temporelles de contenu en eau des hydrosystèmes étudiés. Une chaîne de traitements basée sur une étude statistique est développée afin de s'assurer de la significativité des variations temporelles des données par rapport aux erreurs de mesures. On démontre que lorsque les variations « time-lapse » sont supérieures aux erreurs estimées, elles reflètent les comportements hydrologiques des structures identifiées et apportent de nouvelles informations sur leur dynamique. Quantifier ces résultats par inversion des données sismiques acquises à chaque pas de temps n'est cependant pas évident, même en connaissance des erreurs de mesures, notamment par manque d'information *a priori*. Dans ces cas, les incertitudes *a posteriori* peuvent s'avérer trop élevées pour pouvoir comparer les variations temporelles des paramètres inversés. Toutefois, lorsque la zone d'étude est particulièrement bien contrainte, une inversion méticuleuse à chaque pas de temps des données estimées comme significatives par notre approche, est possible. Dans ce cas, on propose une méthode d'interpolation de la profondeur de la zone saturée au voisinage de niveaux piézométriques connus, à partir des images sismiques. Ces informations peuvent ensuite être utilisées afin de contraindre la modélisation hydrodynamique en proposant : (i) une définition « haute résolution » de la géométrie des compartiments hydrogéologiques et de leur faciès et (ii) de nouvelles conditions aux bords et initiales.

Mots clés : hydrogéophysique, sismique active, temps d'arrivées des ondes P, dispersion des ondes de surface, variations significatives des données, dynamique des hydrosystèmes.

Abstract

The characterization and understanding of hydrosystems is part of the "Critical Zone" (CZ) study. They consist in an important issue for the management and protection of surface water and groundwater resources. Geophysics and hydrogeophysics are among the tools for studying this fraction of the CZ and its processes. The near-surface seismic methods are suggested for the imaging of the CZ in order to describe its geometry and the nature of its compartments. Since seismic methods are based on the mechanical properties of the medium, the measured signal is also influenced by the water content: its analysis therefore makes it possible to describe its spatial variation. The time-lapse application of this approach is proposed here in order to follow the temporal variations in the water content of the hydrosystems. A processing workflow based on a statistical study is developed to ensure the significance of the temporal variations in the data with respect to measurement errors. It is shown that when the time-lapse variations are greater than the estimated errors, they reflect the hydrological behaviors of the structures identified and provide new information on their dynamics. Quantifying these results by inverting the seismic data recorded at each time step is however not obvious, even in the knowledge of measurement errors, in particular due to a lack of prior information. In these cases, the posterior uncertainties may be too high to compare the temporal variations of the inverted parameters. However, when the study area is particularly constrained, a thorough inversion at each time step of the data estimated as significant by our approach is possible. In this case, we suggest a method of interpolation of the depth of the saturated zone in the vicinity of known water table levels, from the seismic images. This information can then be used to constrain the hydrodynamic modeling by proposing: (i) a "high resolution" definition of the geometry of the hydrogeological compartments and their facies and (ii) new boundary and initial conditions.

Keywords: hydrogeophysics, active seismics, P-wave first arrival times, surface-wave dispersion, significant data variations, hydrosystem dynamics.

Remerciements

Et nous y voilà... Trois années se sont écoulées. Par où et comment commencer ? Tirillée entre « bon concentre toi c'est ici qu'il ne faut oublier personne » et « non mais c'est beaucoup trop perso pour être rendu public » ... En voici donc une version courte.

Il faut certainement commencer par les personnes à l'origine de cette expérience : *Ludovic Bodet* et *Roger Guérin*. Merci pour votre confiance et votre soutien sans faille. J'ai beaucoup appris grâce à vous sur le plan scientifique mais pas seulement ! Bon j'avoue avoir réfléchi mais je n'ai pas trouvé comment placer le mot « otage » dans ce manuscrit ou lors de la soutenance...

Je tiens aussi à remercier les membres du jury (par ordre alphabétique) : *Jean-Raynald de-Dreuzy*, *Nathalie Dörfliger*, *Stéphanie Gautier*, *Donatienne Leparoux*, *Jean-Luc Mari* et *Valérie Plagnes*. Merci pour vos remarques, questions et conseils. Je pense avoir suffisamment « pointé » durant ces 3 ans pour dire que je fais de la géophysique.

Ces travaux font l'objet de nombreuses collaborations. Je souhaite donc remercier tout particulièrement (en vrac) :

- *Agnès* pour son soutien et ses encouragements depuis de nombreuses années ;
- *Laurent*, grand défenseur du « V_p/V_s » et de l'apéro sur la plage de Fort Bloqué ;
- *Marie*, *Julien*, *Eric*, *Antoine* pour ces heures sur le terrain sous les pluies cévenoles (détail non négligeable) et leur séance de « balayage de la Sapine » (retirer les feuilles mortes sous couvert forestier n'est pas forcément évident !)
- *Bruno*, *Gaghik*, *Fayçal*, *Kostas*, *Roland*, *Hocine*, *Rémi*, *Solenne*, *Loris*, *Maxime*, et sûrement d'autres ☺ .

Cette thèse, c'est aussi beaucoup de terrain : un grand merci à ces *36 jours* pendant lesquels je me suis « bien amusée » et aux *9 359 coups de marteau* en 3 ans, défouloir qui m'a évité ses moments de déprime enfermée dans mon bureau devant mon écran d'ordinateur.

Merci à tous les collègues de l'UMR METIS pour leur gentillesse et leur accueil. Merci à vous, doctorants ou ex-doctorants, pour votre soutien et toutes ses discussions toutes aussi improbables les unes que les autres : *Amin*, *Feras*, *Dimitri*, *Tatiana*, *Ana*, *Franck*, *Alexandre*, *Luis*, *Cécile*, *Lara*, *Aida*, *Flore*, *Kawtar*, *Karim*, et les suivants... « La vie, la vie, la vie ... »

Pour finir, merci à ma famille, ma belle-famille... *Mes parents* qui n'ont toujours pas compris ce que je faisais de ma vie « pourquoi t'es toujours à l'Ecole ?! », « pas lomprikess, c'est un peu lonkem...¹ ». *C.* je ne te remercierai jamais assez pour ton soutien depuis plus de 10 ans maintenant. *Lola...*

Bonne lecture...

¹ « largomuche du louchébem »

« *Lola*
J'suis qu'un fantôme quand tu vas où j'suis pas
Tu sais ma même
Que j'suis Morgane de toi... »

Renaud, « Morgane de toi », album « Morgane de toi », composée par Franck Langolff, 1983

Table des matières

Résumé.....	ii
Abstract	iv
Remerciements	vi
Table des matières	x
Chapitre 1 : Introduction	1
1.1. Caractérisation de la ressource en eau.....	2
1.1.a. Approche multi-domaines nécessaire pour la description de la zone critique (ZC). 2	
1.1.b. Exemple d'un observatoire de la ZC : la zone humide de Guidel.....	4
1.2. Imagerie des variations latérales de lithologie	6
1.2.a. Par observations directes d'échantillons de sol et sondages géotechniques.....	6
1.2.b. Interpolation des données éparses par tomographie de résistivité électrique.....	7
1.2.c. Utilisation des méthodes sismiques pour imager la ZC	9
1.3. Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique	11
1.3.a. Limites des informations fournies par les données piézométriques	11
1.3.b. Interpolation des données éparses d'hydrogéologie par sismiques actives.....	12
1.4. Approche « time-lapse » sismique nécessaire pour l'observation de la dynamique des hydrosystèmes	14
1.4.a. Définition du « time-lapse » et utilisation de l'approche en hydrogéophysique	14
1.4.b. Faisabilité de l'approche « time-lapse » en sismique.....	15
1.5. Organisation du manuscrit.....	16
1.6. Outils et cadre de la thèse.....	18
Chapitre 2 : Estimer les erreurs de pointé pour l'analyse « time-lapse » de la dispersion des ondes de surface et des temps d'arrivées des ondes de compression.....	19
2.1. Résumé	19
2.2. Abstract	22
2.3. Introduction	22
2.4. Experimental set-ups and time-lapse data	25
2.4.a. Site description	25
2.4.b. Seismic acquisition set-ups	26
2.4.c. Time-lapse data.....	29
2.5. Picking errors calculation and uncertainties estimation.....	32

2.5.a. Statistical workflow	32
2.5.b. Point-by-point time-lapse differences	36
2.6. Discussion	38
2.7. Conclusions	40
2.8. Apport à la compréhension de la dynamique de l'hydrosystème et perspectives	40
Chapitre 3 : Acquisition et interprétation de données sismiques « time-lapse » pour la modélisation hydrodynamique	43
3.1. Introduction	44
3.2. Site d'application : le bassin versant des Avenelles	45
3.3. Caractérisation des hétérogénéités par méthodes ERT et sondages géotechniques	48
3.4. Acquisitions sismiques « time-lapse » et extraction des données	51
3.4.a. Dispositif d'acquisitions sismiques	52
3.4.b. Temps de premières arrivées	52
3.4.c. Extraction de la dispersion des ondes de surface	55
3.4.d. Estimation de l'erreur de pointé	57
3.4.e Variations spatiales et temporelles des données sismiques	57
3.4.f. Interprétation qualitative des variations observées	60
3.5. Estimation de la profondeur de la zone saturée.....	62
3.5.a. Estimation des vitesses des ondes P et S par inversion et conversion en coefficient de Poisson.....	62
3.5.b. Estimation de la profondeur de la zone saturée.....	64
3.5.c. Conclusions sur la dynamique du battement de la surface piézométrique	65
3.6. Perspectives de recherche : intégration des informations géophysique à la modélisation hydrogéologique.....	66
3.6.a. Domaine du modèle.....	67
3.6.b. Définition des lithofaciès	67
3.6.c. Conditions aux limites du modèle	68
3.6.d. Calibration et validation du modèle	68
3.7. Perspectives opérationnelles	69
Chapitre 4 : « Time-lapse » sismique comme aide à la compréhension des hydrosystèmes naturels	73
4.1. Introduction	74
4.2. Description du site étudié : un hydrosystème granitique naturel	76
4.3. Utilisation de la géophysique pour la caractérisation des hétérogénéités lithologiques	

d'un versant de la Sapine	78
4.3.a. Tomographie de résistivités électriques.....	78
4.3.b. Sismique active	81
4.3.c. Sondages géotechniques	85
4.3.e. Interprétation en termes de géométrie de l'hydrosystème.....	86
4.4. Compréhension de la dynamique de l'hydrosystème granitique	87
4.4.a. Apport de l'étude « time-lapse » des données sismiques	87
4.4.b. Variation des données sismiques en périodes de hautes-eaux et basses-eaux.....	87
4.4.c. Variation des données sismiques lors d'un événement pluvieux extrême.....	89
4.4.d. Conclusions sur la dynamique de l'hydrosystème	90
4.5. Perspectives de recherche, apports de la modélisation hydrologique	92
4.6. Perspectives opérationnelles	93
Chapitre 5 : Conclusions et perspectives.....	95
5.1. Développement d'une méthodologie d'étude « time-lapse » des données sismiques...	95
5.2. Application de la méthodologie sur différents hydrosystèmes.....	96
5.2.a. Cas d'un hydrosystème sédimentaire connu avec un pas d'acquisition de 2 mois	96
5.2.b. Cas d'un hydrosystème cristallin peu connu avec un pas d'acquisition de 24 h ...	97
5.3. Apport de la sismique à la modélisation hydrodynamique	97
5.4. Nécessité d'améliorer les d'inversions.....	98
Bibliographie.....	101
Annexe 1 : Acquisition et interprétation de données sismiques « time-lapse » pour la modélisation hydrodynamique	115
A1.1. Acquisition des données sismiques	116
A1.1.a. Dispositif d'acquisition.....	116
A1.1.b. Données enregistrées.....	117
A1.2. Estimation des vitesses des ondes de compression par tomographie des temps d'arrivées.....	117
A1.2.a. Pointé des temps des premières arrivées des ondes P	117
A1.2.b. Inversion des temps d'arrivées des ondes P et estimation du modèle de V_P	119
A1.3. Estimation des vitesses des ondes S par analyse de la dispersion des ondes de surface	122
A1.3.a. Extraction de la dispersion des ondes de surface	122
A1.3.b. Inversion des courbes de dispersion et estimation du pseudo-profil de V_S	125
A1.4. Figures récapitulatives pour chaque acquisition sismique	128

A1.4.a. Sismogrammes enregistrés	128
A1.4.b. Pointé des temps d'arrivées des ondes P et de la dispersion des ondes de surface	130
A1.4.c. Estimation des vitesses des ondes P par inversion tomographique des temps d'arrivées	130
A1.4.d. Estimation des vitesses des ondes S par inversion 1D de la dispersion des ondes de surface.....	138
Annexe 2 : « Time-lapse » sismique comme aide à la compréhension des hydrosystèmes naturels	143
A2.1. Acquisition des données sismiques	144
A2.1.a. Dispositif d'acquisition.....	144
A2.1.b. Données enregistrées	144
A2.2. Estimation des vitesses des ondes de compression par tomographie des temps d'arrivées	145
A2.2.a. Pointé des temps des premières arrivées des ondes P	145
A2.2.b. Inversion des temps d'arrivées et estimation du modèle de V_P	146
A2.3. Estimation des vitesses des ondes S par analyse de la dispersion des ondes de surface	147
A2.3.a. Extraction de la dispersion des ondes de surface	147
A2.3.b. Inversion des courbes de dispersion et estimation du pseudo-profil de V_S	149
Liste des figures et des tables.....	153

Chapitre 1 : Introduction

Mise en évidence de l'intérêt de l'approche « time-lapse » des méthodes sismiques actives à la compréhension de la dynamique des hydrosystèmes

1.1. Caractérisation de la ressource en eau.....	2
1.1.a. Approche multi-domaines nécessaire pour la description de la zone critique (ZC). 2	
1.1.b. Exemple d'un observatoire de la ZC : la zone humide de Guidel.....	4
1.2. Imagerie des variations latérales de lithologie	6
1.2.a. Par observations directes d'échantillons de sol et sondages géotechniques.....	6
1.2.b. Interpolation des données éparses par tomographie de résistivité électrique.....	7
1.2.c. Utilisation des méthodes sismiques pour imager la ZC	9
1.3. Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique	11
1.3.a. Limites des informations fournies par les données piézométriques	11
1.3.b. Interpolation des données éparses d'hydrogéologie par sismiques actives.....	12
Intérêt des méthodes sismiques pour l'étude des systèmes aquifères	12
Calcul du coefficient de Poisson	13
1.4. Approche « time-lapse » sismique nécessaire pour l'observation de la dynamique des hydrosystèmes	14
1.4.a. Définition du « time-lapse » et utilisation de l'approche en hydrogéophysique	14
1.4.b. Faisabilité de l'approche « time-lapse » en sismique.....	15
Intérêt de l'utilisation de la sismique active.....	15
Approche « time-lapse » des méthodes sismiques actives	16
1.5. Organisation du manuscrit.....	16
1.6. Outils et cadre de la thèse.....	18

1.1. Caractérisation de la ressource en eau

1.1.a. Approche multi-domaines nécessaire pour la description de la zone critique (ZC)

Le terme « Zone Critique » (noté ZC) est pour la première fois utilisé par Ashley (1998) afin de désigner la surface terrestre où ont lieu les processus physiques, chimiques et biologiques. Cette définition est reprise en 2001 par le National Research Council qui la définit comme un environnement hétérogène à la surface de la Terre dont l'architecture et les ressources sont gouvernées par de complexes interactions entre la roche, le sol, l'eau, l'air et les organismes vivants. Bratley *et al.* (2007) donne une description de la ZC largement reprise par la communauté scientifique : il s'agit de la fine pellicule de la Terre comprise entre le haut de la végétation et la limite basse de la circulation des eaux souterraines. Elle est donc le siège de réactions chimiques et biologiques (Figure 1²). Le terme « critique » fait état de son importance mais aussi de sa fragilité. En effet, cette couche concentre l'ensemble de l'activité humaine et est donc soumise à ses impacts. La ZC est alors un sujet d'étude pour de nombreux chercheurs de domaines divers (histoire, écologie, biologie, hydrologie, géophysique, etc., voir Figure 1). Toutefois, la caractérisation et la compréhension de ce système restent complexes et nécessitent une mutualisation des connaissances et outils scientifiques et donc une approche multi-domaines dont la mise en place reste parfois délicate. Brooklet (2017) rapporte les principales questions qui surgissent au sujet de la ZC : qu'est-ce qui contrôle ses propriétés et processus ? quelle est la réponse du système face au changement climatique ou face à une augmentation de la pression anthropique ? comment les connaissances de la ZC permettraient de restaurer et protéger les fonctionnalités des écosystèmes ? comment transmettre l'approche particulière liée à l'étude de la ZC aux communautés scientifiques actuelles et futures, aux politiques et aux autres personnes influentes ?

² La plupart des figures présentées dans ce manuscrit font parties d'articles soumis ou en préparation. Dans un souci d'homogénéité, elles sont donc préparées et présentées en anglais.

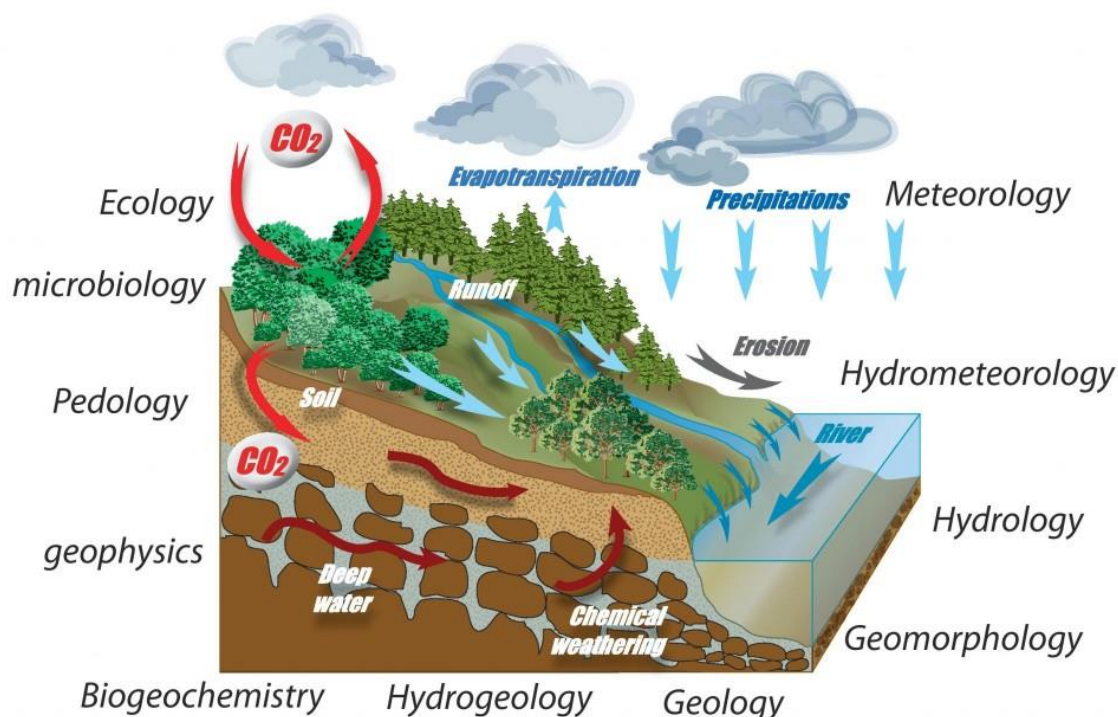


Figure 1. Représentation schématisque de la zone critique. Les principaux processus mis en jeu ainsi que les domaines permettant de les observer sont représentés. Figure disponible sur [<https://www.critex.fr/what-is-critex/la-zone-critique-en/>].

La ressource en eau fait partie intégrante du questionnement. En effet, cet élément est source de vie : il intervient dans le transport d'énergie (*e.g.*, température) et de matière (*e.g.*, nutriments, pollution), il altère la roche, etc (*e.g.*, Stanford et Ward (1993) ; Lansdown *et al.* (2015)). De plus, les écoulements sont largement impactés par les changements climatiques et l'occupation du sol induits par l'activité humaine. La caractérisation et la compréhension du fonctionnement des systèmes hydriques représentent donc un enjeu important pour la gestion et la protection des ressources en eaux de surface et en eaux souterraines. Ainsi, dans ces travaux, on cherche à mieux (i) définir la structure de la ZC, (ii) comprendre les écoulements d'eau souterraine au sein de ce milieu très hétérogène et (iii) décrire leurs connexions avec les systèmes de surface (*e.g.*, écosystème, cours d'eau).

L'EQUIPEX CRITEX³ est un projet de recherche français dont le but est d'équiper les laboratoires et de développer des instruments innovants répondant aux problématiques de la ZC. Dans ce cadre, la sismique CRITEX⁴ (correspondant au workpackage 6, tâche 1 de

³ [<https://www.critex.fr/lang=fr>]. CRITEX fait partie des projets d'EQUIPement d'EXcellence (EQUIPEX) financé par le grand emprunt et destinés à améliorer l'équipement scientifique français

⁴ Les outils fournis par CRITEX utilisés pour ces travaux sont présentés à l'adresse suivante

l'EQUIPEX et dont l'UMR 7619 METIS, Sorbonne Université, à la charge) a initialement été développée afin de décrire les hétérogénéités spatiales de lithologie et de la teneur en eau dans la ZC. Un cas d'étude est donné ici en guise d'introduction à la méthodologie proposée pour ces travaux.

N.B. : dans la suite de ce chapitre 1, l'intérêt de la méthodologie d'étude sismique de la ZC développée au sein de l'EQUIPEX CRITEX est illustré par son application à l'hydrosystème de Guidel (Morbihan, en collaboration avec Laurent Longuevergne – Université de Rennes 1). Dans un souci de lisibilité de la démonstration, aucun détail n'est fourni concernant les inversions. Plus d'information concernant les méthodes utilisées sont disponibles dans Valois (2011) et Pasquet (2014). Les démarches sont cependant décrites en détails en annexes, pour d'autres cas traités dans cette thèse.

1.1.b. Exemple d'un observatoire de la ZC : la zone humide de Guidel

Le Massif Armoricaïn a longtemps été considéré comme un massif ancien pauvre en ressources en eaux souterraines. En effet, les roches cristallines qui le composent sont de porosités *a priori* très faibles et peu perméables. L'hydrogéologie de ce type de système est principalement gouvernée par la présence de réseaux de fractures qui, dans certains cas, participent au transport d'importantes quantités d'eau (Lachassagne *et al.*, 2015 ; Roques *et al.*, 2016).

Le site de Guidel (associé au site de Plœmeur, lui-même intégré dans le SNO⁵ H+⁶, Figure 2) est situé à quelques kilomètres à l'ouest de Lorient. Il s'agit d'une zone humide qui se situe à l'intersection entre des granites et des micaschistes séparés par une faille subverticale. Guidel est un parfait exemple d'hydrosystème cristallin dont le fonctionnement repose sur un ensemble de structures très perméables (fractures).

[<https://www.critex.fr/critex-tools/wp6-subsurface-exploration/task-6-1-seismic-methods/>] : (1) un enregistreur sismique à 96 canaux (4 modules Geometrics-GEODE de 24 canaux) dont chaque module dispose d'une largeur de bande de 20 kHz (échantillonnage de 8 à 0,02 ms) permettant d'obtenir jusqu'à 65 536 échantillons ; (2) des flûtes sismiques autorisant de 1 à 5 m d'espacement entre géophones et ; (3) 96 géophones 14 Hz à composante verticale.

⁵ Service National des Observations

⁶ Réseau National de sites Hydrogéologiques [<http://www.ore.fr/>]

Actuellement en fonctionnement naturel, des eaux riches en fer et relativement chaudes remontent en surface et alimentent un écosystème unique. Ce site va prochainement subir un changement soudain puisqu'il va être mis en pompage pour la production d'eau potable. Les conséquences éventuelles d'un tel changement sont non négligeables : augmentation de la profondeur de la zone saturée, assèchement de la zone humide et par conséquent, disparition de l'écosystème associé. Dans le but de mieux comprendre le fonctionnement naturel de cette partie de la ZC et de mieux appréhender les effets d'une telle intervention anthropique, une approche multi-domaines est mise en place. En ce sens, une campagne de mesures a été réalisée en juillet 2017. Elle consiste en des mesures géotechniques (résistances de pointe, prélèvement d'échantillons de sol), géophysiques (sismiques, résistivités électriques) et hydrologiques (niveaux piézométriques).

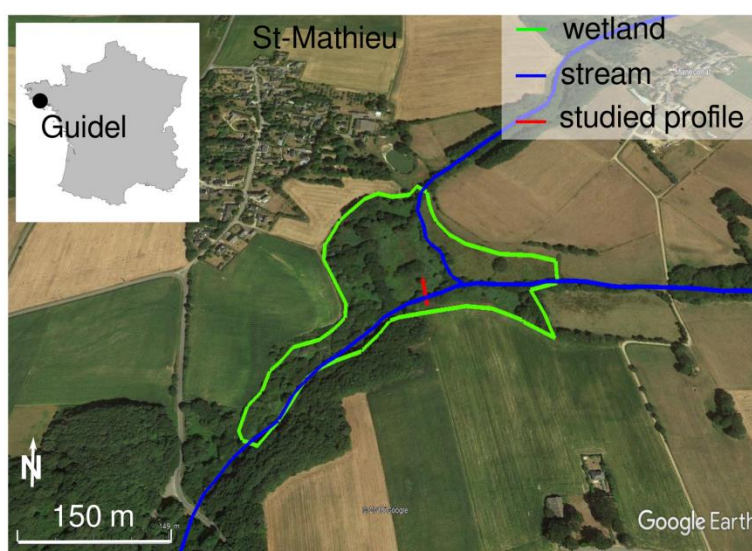


Figure 2. Localisation du site de Guidel. Les traits verts délimitent la zone humide. Le cours d'eau est représenté en bleu et le profil étudié est en rouge

Le profil étudié (représenté en rouge sur la Figure 2), globalement orienté N-S, est perpendiculaire au cours d'eau. Au sud, se trouve une zone sèche et cultivée où le sous-sol est constitué des micaschistes plus ou moins altérés et donc argileux. Le nord du profil est caractérisé par ses marécages avec la présence de roseaux et de chênes sur un sol tourbeux.

1.2. Imagerie des variations latérales de lithologie

1.2.a. Par observations directes d'échantillons de sol et sondages géotechniques

La caractérisation de la ZC repose principalement sur des informations éparses telles que les observations en surface, les essais géotechniques ou les forages. Une caractérisation fine des systèmes aquifères est délicate mais nécessaire pour la modélisation hydrodynamique et donc la compréhension du fonctionnement de la zone. En ce sens, des essais au pénétromètre dynamique et des prélèvements d'échantillons de sols à la tarière ont été réalisés dans la zone humide de Guidel.

Six essais au pénétromètre dynamique PANDA2⁷ (Benz-Navarrete, 2009) espacés de 10 m ont été réalisés le long du profil. Leur position est présentée sur la Figure 3 par des ronds gris. Les profondeurs d'enfoncement maximales sont comprises entre 1,2 m et 2,7 m. Elles dépendent de la disponibilité du matériel (pour les essais à 0 ; 10 ; 30 et 50 m) et de la profondeur de refus (définie comme l'absence d'enfoncement de la tige détectée après 5 battages - pour les essais à 20 et 40 m). Pour chacune des positions, les données ne semblent pas indiquer de variation de la résistance de pointe en fonction de la lithologie mais des changements plutôt liés à la compaction des matériaux.

Des observations directes d'échantillons de sol prélevés le long de la ligne tous les 10 m entre les positions 10 m et 50 m incluses ont été effectuées. Sur la partie nord, les échantillons sont tourbeux avec la présence d'argiles issues de l'altération des micaschistes à partir de 10 cm de profondeur pour les points situés à proximité de la rivière, et jusqu'à 30 cm de profondeur pour le tronçon le plus au nord. Les échantillons prélevés au sud du cours d'eau, indiquent la présence de terre végétale jusqu'à 40 cm de profondeur puis des argiles d'altération des micaschistes contenant des morceaux de roche de taille de plus en plus importante avec la profondeur.

⁷ L'essai au pénétromètre dynamique PANDA2 [Sol Solution] consiste à enfoncer dans le sol, par battage manuel à l'aide d'un marteau standardisé, une pointe fixée à un train de tige. L'énergie de battage (énergie cinétique fournie lors de la frappe) est donc variable. Pour chaque coup donné, cette dernière est déterminée à l'aide de capteurs qui mesurent la vitesse du marteau au moment de l'impact sur un piston. D'autres capteurs mesurent l'enfoncement de la pointe dans le sol. Un calculateur intégré permet de déterminer en temps réel la résistance de pointe à l'aide de la formule des Hollandais. Les résultats sont présentés sous forme de pénétrogrammes représentant la résistance de pointe en fonction de la profondeur pour chaque essai (Benz-Navarrete, 2009).

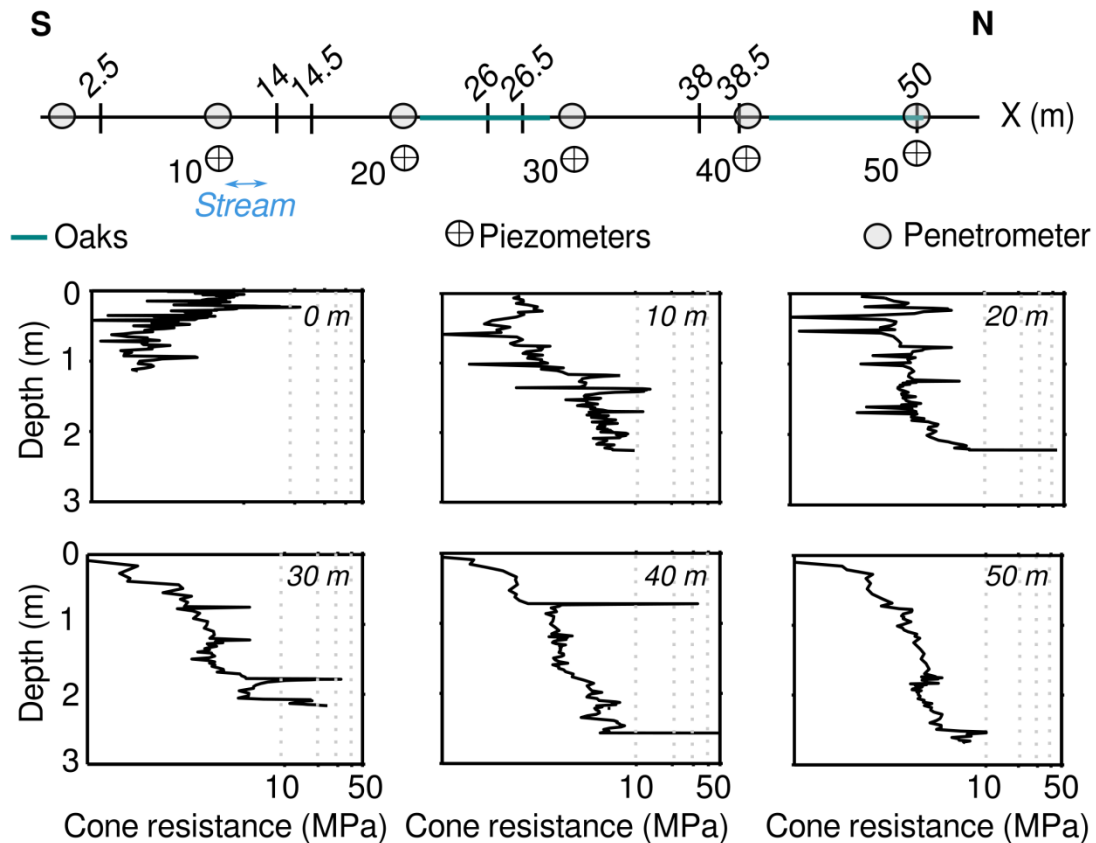


Figure 3. Pénétrogrammes bruts obtenus avec le pénétrömètre dynamique PANDA2 le long de la ligne N-S perpendiculaire au cours d'eau. Sur chaque graphique, la résistance de pointe est représentée (avec une échelle logarithmique) en fonction de la profondeur et de la position de l'essai (en italique sur les diagrammes et représentées par des ronds gris sur le schéma de localisation). Les ronds contenant une croix représentent la position des piézomètres, les valeurs en abscisses indiquent les positions des premiers et dernier géophones de chaque flûte sismique. Les traits verts reprennent l'étendue des chênes le long de la ligne.

Les informations issues de ces méthodes d'exploration donnent des propriétés du milieu à l'échelle du point de mesure. Elles sont donc insuffisantes pour en décrire la naturelle complexité à l'échelle d'un profil. Toutefois, elles peuvent être interpolées à l'aide des méthodes « classiques » de reconnaissance géophysique. Complétées par les résultats des sondages géotechniques, ces images des propriétés de la subsurface vont permettre d'identifier les faciès et la continuité des compartiments de l'hydrosystème et leur connectivité.

1.2.b. Interpolation des données éparses par tomographie de résistivité électrique

Historiquement, les méthodes électriques et électromagnétiques sont les plus utilisées. L'ERT (Electrical Resistivity Tomography) est une méthode qui vise à caractériser la

résistivité électrique, notée ρ , des différents compartiments présents dans le sous-sol. Elle exprime la capacité des matériaux à s'opposer au passage d'un courant électrique. L'acquisition ERT consiste à injecter un courant électrique entre deux électrodes (dites « électrodes d'injection ») et à mesurer une différence de potentiels entre deux autres électrodes (dites « électrodes de mesures »). Afin de réaliser un profil, sous forme de coupe géoélectrique, les mesures sont répétées le long de la ligne d'acquisition : les points d'injection et de mesure sont successivement décalés, avec des écartements différents.

Sur le site de Guidel, un profil ERT⁸ a été déployé selon la ligne d'orientation N-S. Il est composé de 36 électrodes espacées de 1 m, des abscisses 14 à 50 m, et pour une longueur totale de 35 m. Le dispositif utilisé est un Wenner-alpha (bâtonnets noirs sur la Figure 4). L'intensité du courant injecté est de 20 mA.

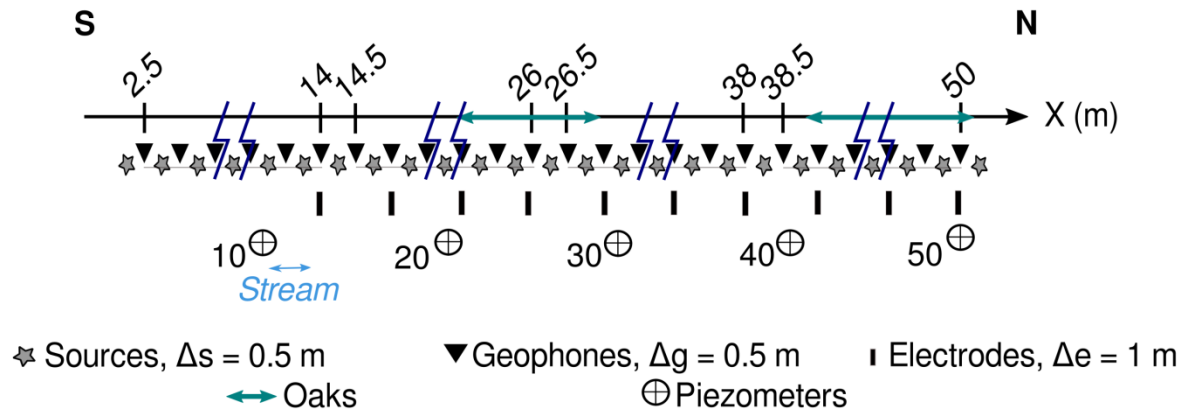


Figure 4. Représentation schématique du dispositif d'acquisition des données géophysiques le long d'une ligne perpendiculaire au cours d'eau (en bleu). Les triangles représentent les géophones à composante verticale espacés de 50 cm, les étoiles correspondent aux positions des tirs. Les rectangles représentent la position des électrodes espacées de 1 m et le long de la même ligne que le dispositif sismique.

L'acquisition ERT permet d'obtenir des données de résistivités apparentes. Elles sont affectées à un point et intègrent les propriétés de l'ensemble du volume traversé par le courant électrique. Elles sont donc difficiles à interpréter. Par inversion⁹ (Loke et Barker, 1996) des données, un modèle de résistivités interprétées qui explique les mesures de terrain est établi. La Figure 5 représente un modèle de résistivités obtenu.

⁸ Données acquises et fournies par F. Nicollin (Université de Rennes 1)

⁹ Dans ce manuscrit, nous utiliserons le terme « inversion » même lorsque le problème n'est pas linéaire. Dans ce cas, il serait plus juste de dire « estimer un modèle des paramètres du milieu à partir des données ».

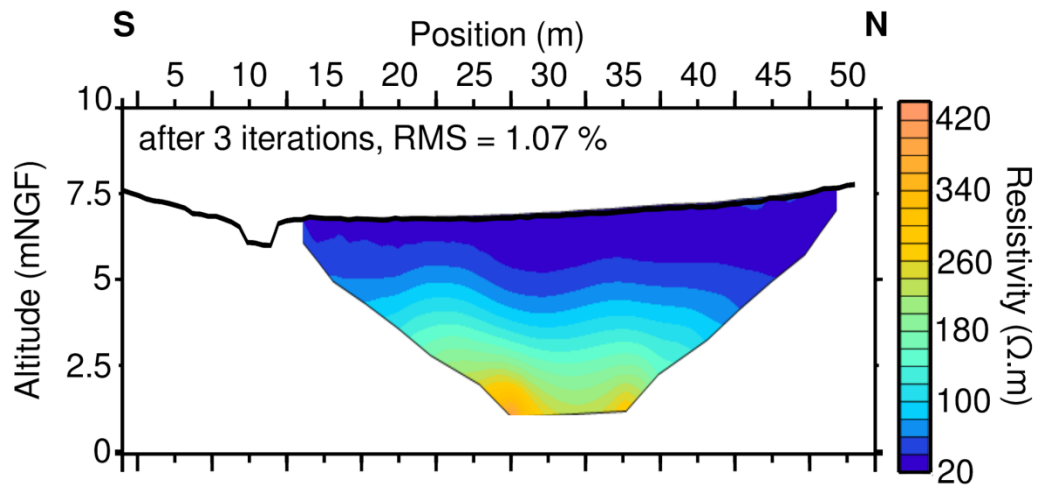


Figure 5. Modèle de résistivité électrique obtenu après 3 itérations.

Les couleurs bleues représentent des résistivités électriques plus faibles que celles en orange. Le modèle montre une augmentation de ces valeurs avec la profondeur et elles sont plus faibles sur la partie nord du profil. En comparant cette section avec les informations issues du pénétromètre et des échantillons de sol, on suppose que les faibles résistivités correspondent à la tourbe saturée en eau.

Les méthodes électriques et électromagnétiques ont largement montré leur efficacité dans de nombreux domaines d'application (Descloîtres *et al.*, 2003 ; Singha *et al.*, 2015 ; Jougnot *et al.*, 2015). Toutefois, ces méthodes se sont montrées inefficaces pour répondre à certaines questions : lorsque le milieu est très conducteur en surface, les structures sous-jacentes sont masquées, s'il est très résistant, les mesures sont difficiles à réaliser en raison d'un mauvais contact avec le sol. De plus, dans certains cas, il est difficile de distinguer l'effet de l'eau de celui de milieux très conducteurs (*e.g.*, argiles). Pour pallier ces limitations, les méthodes sismiques et l'étude des propriétés des ondes P et des ondes de surface en subsurface sont proposées comme complément de ces méthodes classiques (Bergamo *et al.*, 2016a & b ; Dangeard *et al.*, 2016 ; Pasquet *et al.*, 2016a).

1.2.c. Utilisation des méthodes sismiques pour imager la ZC

Des mesures sismiques ont été réalisées le long de la ligne N-S (Figure 4). Elles consistent en l'acquisition simultanée¹⁰ des ondes P (ondes de compression) et des ondes de

¹⁰ En réalité, ce ne sont pas les ondes qui sont enregistrées mais le déplacement des particules du sol lors du passage de l'onde sismique

surface¹¹ à l'aide d'un dispositif unique (Konstantaki *et al.*, 2013 ; Pasquet *et al.*, 2015a). L'étude des ondes de compression fournit un modèle de vitesses¹² des ondes P (V_P) par inversion tomographique. L'étude des ondes de surface permet d'estimer une pseudo-section de vitesse (V_S) des ondes S (ondes de cisaillement), obtenue à partir de l'enregistrement des ondes de surface et inversions 1D successives.

Le dispositif de mesure est composé de 96 géophones verticaux de fréquence de coupure 14 Hz, espacés de 0,5 m, pour aboutir à un profil d'une longueur de 47,5 m (Figure 4). La source utilisée consiste en une plaque métallique frappée verticalement à l'aide d'une masse de 5 kg entre chaque géophone et à une demie-intertrace des premiers et derniers capteurs. A chaque position, 6 tirs ont été sommés dans le domaine temporel afin d'augmenter le rapport signal sur bruit. Un taux d'échantillonnage de 0,5 ms, une durée d'enregistrement de 2 s et un délai de -0,02 s avant le début de chaque enregistrement permettent d'observer l'intégralité du champ d'onde.

Après inversion des temps d'arrivées des ondes P (Schuster et Quintus-Bosz, 1993 ; Sheehan *et al.*, 2005 ; Rohdewald, 2011), le modèle de V_P présenté Figure 6a est obtenu. Les vitesses représentées en jaunes sont très élevées et sont plus faibles lorsqu'elles sont représentées en bleu. Le modèle indique une augmentation de V_P avec la profondeur. La Figure 6b, reprend le modèle de V_P re-discrétisé selon la définition de V_S (avec une échelle de couleur différente quantitativement de la Figure 6a afin de mettre en évidence les hétérogénéités des propriétés mécaniques de proche surface). Si on considère uniquement les cinq premiers mètres de profondeur, les vitesses des ondes sont comprises entre 200 et 800 m/s. Elles sont plus élevées sur la partie sud et décroissent vers le nord.

L'inversion de la dispersion des ondes de surface permet d'estimer en 1D la vitesse des ondes S (Pasquet et Bodet, 2017). La pseudo-section¹³ de V_S présentée Figure 6c correspond à la succession des modèles moyens 1D le long du profil sismique. Le modèle indique qu'elles sont généralement inférieures à 250 m/s et plutôt comprises entre 50 et 100 m/s.

¹¹ De nombreux ouvrages scientifiques décrivent la théorie de la propagation des ondes sismiques et leurs caractéristiques ; parmi lesquels : Richart *et al.* (1970) ; Aki et Richards (1980) ; Sheriff et Geldart (1995).

¹² Le terme « vitesse » (lorsqu'il est utilisé en sismique) est associé à la vitesse de propagation des ondes sismiques. Cet abus de langage est utilisé tout au long de ce manuscrit afin d'alléger le texte.

¹³ Le terme pseudo-section est utilisé car c'est la juxtaposition de modèles 1D qui définissent un « profil » 2D.

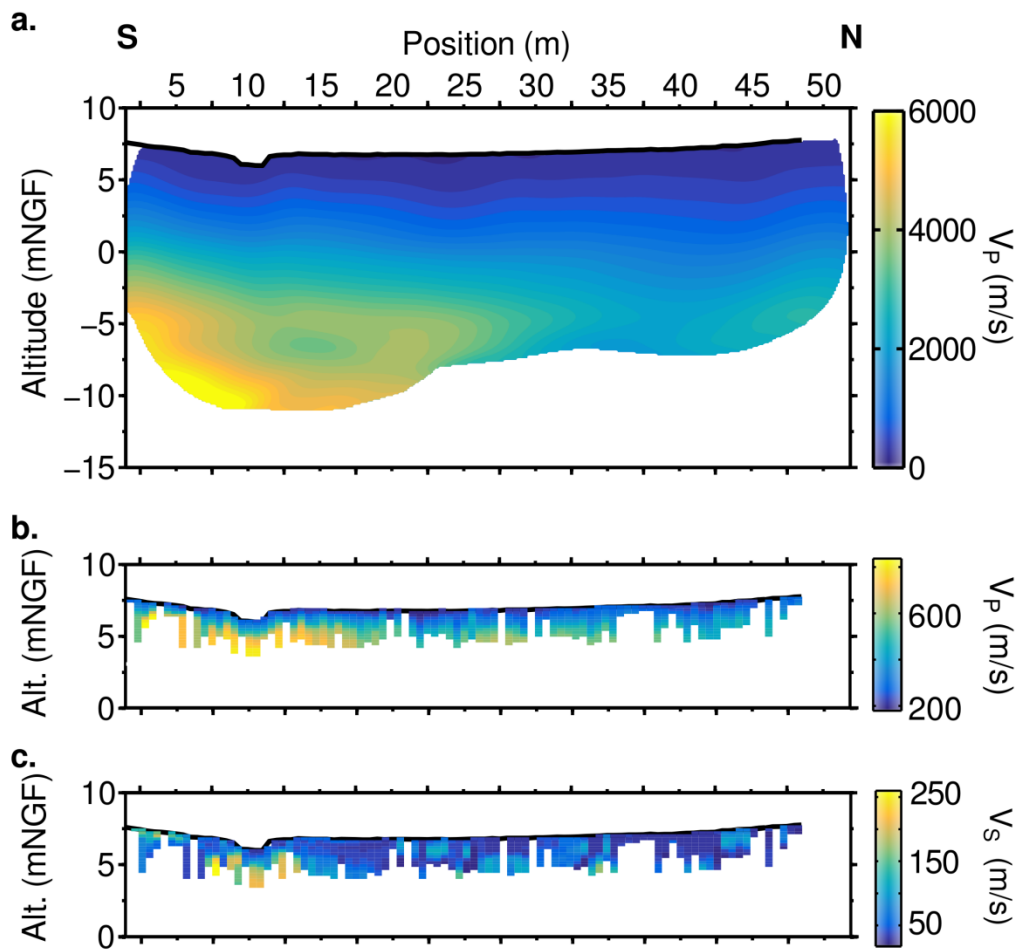


Figure 6. (a) Modèle de vitesses des ondes P obtenu par inversion tomographique des temps des premières arrivées des ondes P après 10 itérations. (b) Modèle de vitesses des ondes P tronqué et re-discrétisé en fonction des modèles 1D de V_s . (c) Pseudo-modèle de vitesse des ondes S obtenu par juxtaposition des modèles 1D issus de l'inversion de la dispersion des ondes de surface.

Les mesures sismiques complétées par les observations directes et des échantillons de sol indiquent la présence de micaschistes dont les quantités diminuent vers le nord. De plus, malgré les faibles variations latérales de vitesses, deux zones se distinguent par des valeurs plus élevées : en surface et plus en profondeur à proximité de la rivière.

1.3. Caractérisation du fonctionnement hydrogéologique

1.3.a. Limites des informations fournies par les données piézométriques

Les relevés piézométriques correspondent à la mesure de la profondeur du toit de la zone saturée. Ils rendent compte de la dynamique de l'aquifère sous-jacent et peuvent être directement intégrés dans les modèles hydrodynamiques pour les simulations. A Guidel, des

piézométriques ont été creusés à la tarière tous les 10 m le long du profil (trous nus¹⁴). Des mesures de profondeur de la zone saturée y ont été effectuées en juillet et octobre 2017 (Figure 4). Les données sont présentées Figure 7 en fonction de la position du point de mesure. Sur cette période, la profondeur de la zone saturée varie entre 53 cm (au point de mesure 10 m en juillet 2017, basses-eaux) et 10 cm (au point de mesure 40 m en octobre 2017, hautes-eaux). Il s'agit d'un hydrosystème dynamique avec une alimentation de la rivière par les eaux souterraines.

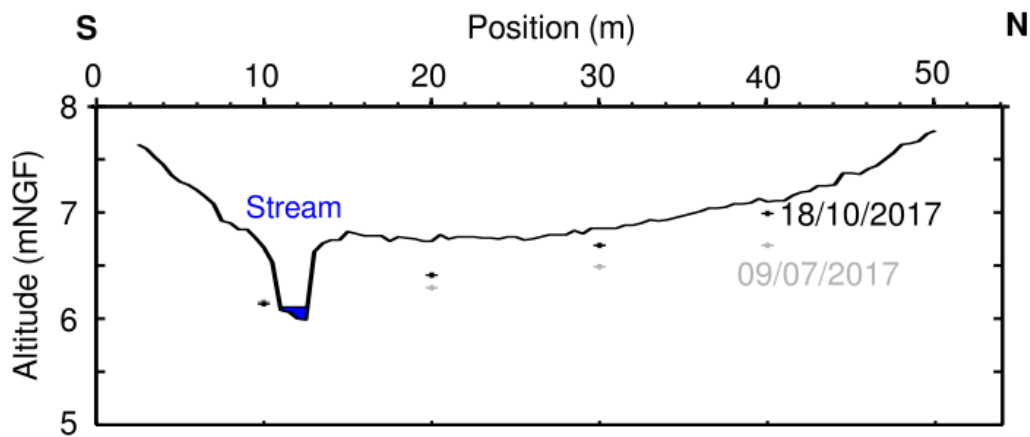


Figure 7. Niveaux piézométriques mesurés manuellement le long du profil étudié le 7 juillet 2017 (croix grises) et le 18 octobre 2017 (croix noires). Le cours d'eau est indiqué en bleu et la topographie est en noir. L'échelle verticale est exagérée.

Toutefois ces données sont très éparées et caractéristiques du point de mesure, il est donc difficile d'interpoler les valeurs obtenues notamment si le milieu est très hétérogène. Les méthodes sismiques, et plus précisément le calcul du coefficient de Poisson, sont proposés afin de combler ces lacunes.

1.3.b. Interpolation des données éparées d'hydrogéologie par sismiques actives

Intérêt des méthodes sismiques pour l'étude des systèmes aquifères

D'un point de vue théorique, l'estimation de V_P et de V_S est un point clef pour l'étude des hydrosystèmes (Pride, 2005). Le comportement partiellement découplé des ondes P et S en présence d'eau (Biot, 1956a & b ; Wyllie *et al.*, 1956 ; Bachrach et Nur, 1998 ; Cho et Santamarina, 2001) rend évident le choix des méthodes sismiques pour la caractérisation des systèmes aquifères. Par définition, les ondes S ne se propagent pas en dans les fluides,

¹⁴ Depuis ces mesures, 6 piézomètres ont été tubés le long de cette ligne de 50 m.

contrairement aux ondes P. D'un point de vue pratique, le rapport V_P/V_S et les paramètres associés tels que le coefficient de Poisson, sont sensibles à la saturation en eau (Murphy, 1982). Ils sont largement utilisés dans différents domaines tels que la sismologie (Aki et Richards, 1980) ou l'exploration pétrolière (Tatham et Stoffa, 1976 ; Tatham, 1982) afin d'observer la présence d'eau, de gaz ou de pétrole. De récents travaux montrent l'intérêt du calcul de ces paramètres pour l'étude des systèmes aquifères (Grelle et Guadagno, 2009 ; Mota et Monteiro Santos, 2010, Pasquet *et al.*, 2015a & b).

Dans la suite du manuscrit, l'accent sera mis sur l'étude du coefficient de Poisson. Noté ν , ce paramètre est représentatif de la saturation en eau d'un milieu considéré. Il est généralement compris entre 0,1 et 0,5 pour des matériaux de type sol, sa valeur est élevée et comprise entre 0,48-0,5 lorsque celui-ci est saturé en eau (Uyanik, 2011). D'après les méthodes d'estimation des vitesses des ondes P et S, ν^{15} est d'abord calculé en 1D en utilisant les modèles 1D de V_S et en reconstituant des modèles 1D de V_P (à partir de la tomographie). Puis, en 2D par juxtaposition de ces derniers le long de la ligne.

Calcul du coefficient de Poisson

Les coefficients de Poisson sont calculés pour le site de Guidel. Trois modèles 1D représentatifs des comportements observés le long de la ligne sont présentés Figure 8. D'après ses valeurs, sur la partie sud, les matériaux sont secs en surface puis de plus en plus humides jusqu'à atteindre la saturation complète en eau (Figure 8a). Puis, dans la partie nord, on retrouve la zone humide avec sa tourbe saturée en eau (Figure 8b et Figure 8c, compte tenu de la résolution de la méthode) comme le prédisent les relevés piézométriques. L'ensemble des modèles sont juxtaposés et la pseudo-section obtenue est présentée Figure 8d. Les valeurs de ν sont globalement comprises entre 0,35 (en jaune), caractéristiques des milieux secs non consolidés, et 0,5 (en bleu), correspondant à un milieu saturé non consolidé. Sur la partie nord, le milieu est saturé en eau (compte tenu de la résolution de la méthode) hormis sur deux tronçons situés entre 20 et 28 m et à partir de 44 m environ où le coefficient de Poisson est plus faible. Ceci pourrait correspondre à une diminution de la saturation en eau liée au pompage des chênes localisés en ces positions et/ou à la présence de leurs racines qui

¹⁵ En réalité, ici, il faudrait plutôt parler de « pseudo-coefficient de Poisson » compte tenu de sa définition. En effet, il est d'abord calculé en 1D à partir des modèles 1D de V_S (issus de l'inversion 1D de la dispersion des ondes de surface) et de la re-discrétisation du modèle 2D de V_P (issu de l'inversion tomographique). Puis, un profil est obtenu par leur juxtaposition.

modifient localement les propriétés mécaniques du sol (l'ampleur latérale de ces arbres est présentée en vert sur la Figure 8d).

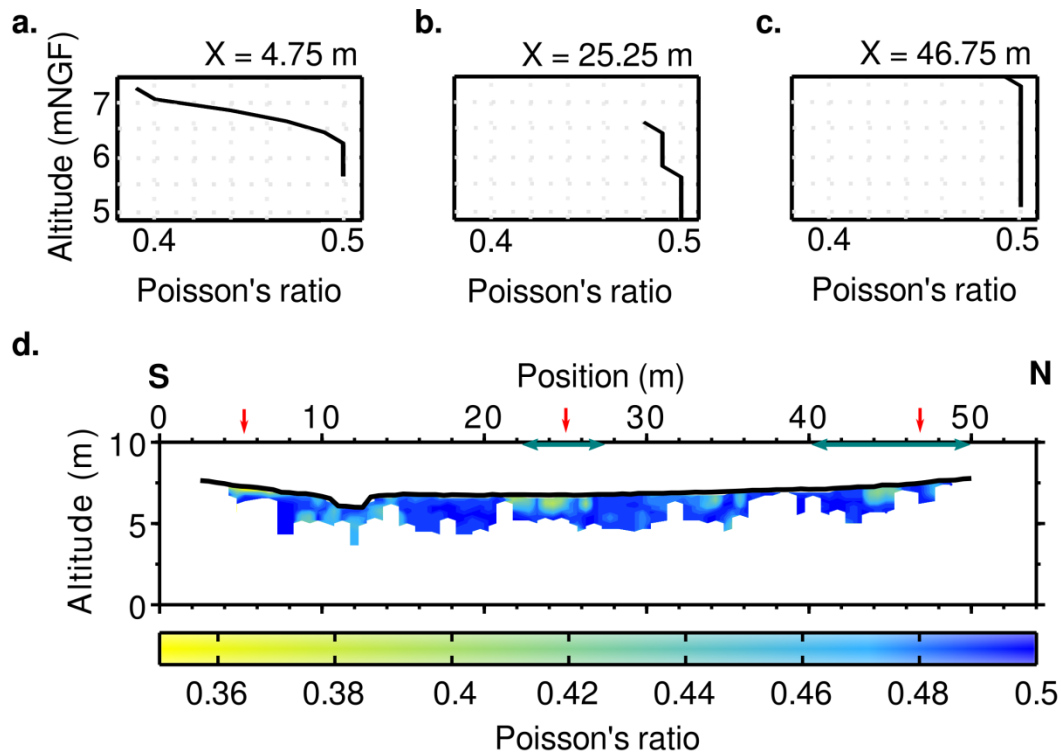


Figure 8. Coefficients de Poisson 1D calculés pour les positions 4,75 m (a), 25,25 m (b) et 46,75 m (c) le long du profil sismique en fonction de l'altitude. (d) Pseudo-section de coefficient de Poisson obtenu par juxtaposition des modèles 1D le long de la ligne. Les flèches rouges indiquent l'emplacement des modèles 1D le long de la ligne. Les flèches vertes représentent l'ampleur des chênes.

Grâce aux méthodes sismiques, il est donc possible de déterminer les hétérogénéités spatiales de la lithologie et des propriétés hydrogéologiques en un temps donné. Toutefois, les niveaux piézométriques mesurés indiquent clairement une dynamique importante du système qui n'est pas visible avec les méthodes ainsi utilisées. Il est donc nécessaire d'acquérir des données sismiques de manière répétée au cours du temps et de développer une approche « time-lapse » de la méthode.

1.4. Approche « time-lapse » sismique nécessaire pour l'observation de la dynamique des hydrosystèmes

1.4.a. Définition du « time-lapse » et utilisation de l'approche en hydrogéophysique

L'approche « time-lapse » ou « suivi temporel », en géophysique, consiste à répéter

des mesures exactement au même endroit et avec les mêmes paramètres d'acquisition afin de suivre, de manière temporelle, un événement. La durée entre deux mesures successives dépend de la vitesse à laquelle se déroule l'événement d'intérêt.

L'étude de la ZC pose la question du fonctionnement de la proche surface. En effet, ce milieu très complexe et hétérogène admet une dynamique difficile à appréhender à l'aide des méthodes « classiques » ponctuelles. Le « time-lapse » en hydrogéophysique fournit des informations sur les processus en subsurface, permettant de mieux contraindre les modèles hydro(géo)logiques et surveiller la production, le stockage et la qualité des eaux souterraines (Binley *et al.*, 2010). Tandis que les méthodes électriques et électromagnétiques ont largement été développées dans ce sens (*e.g.*, Day-Lewis *et al.*, 2003 ; Deiana *et al.*, 2007 ; Miller *et al.*, 2008 ; Cassiani *et al.*, 2009 ; Audebert, 2015 ; Watlet *et al.*, 2018), les méthodes sismiques ont, jusqu'à présent, principalement été développées pour l'imagerie des structures de la ZC (*e.g.*, Haeni, 1986 ; Uhlemann *et al.*, 2017).

1.4.b. Faisabilité de l'approche « time-lapse » en sismique

Intérêt de l'utilisation de la sismique active

Dans le cas de la sismique active de subsurface, la durée d'acquisition et le repositionnement précis du matériel rendent cette méthode longue à mettre en place, et le coût des acquisitions reste non négligeable. La sismique passive correspond à l'enregistrement et l'étude d'un signal sismique continu ou bruit ambiant. Elle n'utilise donc pas de source artificielle. Ainsi, la sismique passive pourrait permettre des acquisitions rapides, avec des intervalles entre les mesures plus courts et un coût d'acquisition plus faible. Cette méthode montre de forts potentiels dans l'étude de la subsurface (*e.g.*, Sens-Schönfelder et Wegler, 2006 ; Gassenmeier *et al.*, 2014 ; Fores, 2016 ; Ikeda *et al.*, 2017).

Cependant, quelques incertitudes subsistent. Les enregistrements continus s'effectuent avec des dispositifs différents de ceux proposés en sismique active. Les capteurs doivent avoir une fréquence de coupure très basse (allant jusqu'à 0,5-1 Hz) afin d'enregistrer une large gamme de fréquences. Le réseau de capteurs doit être installé selon un plan et non une ligne (comme pour un profil de sismique active). Le nombre de géophones et leur écartement dépend de la longueur d'onde souhaitée (plus l'écartement est élevé, plus les longueurs d'ondes observées le seront aussi). La source doit être homogène dans toutes les directions de l'espace. Enfin, il s'agit d'une méthode intégrative puisque les courbes de dispersion des

ondes de surface sont reconstruites à partir de fenêtres d'écoute extraites des enregistrements.

Approche « time-lapse » des méthodes sismiques actives

La sismique « time-lapse », aussi appelée sismique 4D (où la quatrième dimension est le temps) correspond à l'acquisition répétée de données sismiques 2D ou 3D au même endroit, avec les mêmes paramètres d'acquisition mais à différents pas de temps (Vedanti *et al.*, 2009). Cette méthode permet d'observer les variations spatiales des propriétés géophysiques face à un changement de saturation en fluide. Principalement développée dans le milieu pétrolier elle permet, dans ce cas, de suivre la répartition de l'huile et des gaz et d'observer sa dynamique au sein des réservoirs d'hydrocarbures (Landro *et al.*, 1999 & 2001 ; Lumley, 2001).

Ici, on propose de déployer les méthodes sismiques actives en « time-lapse » sur différents observatoires de la ZC afin d'enregistrer les modifications du signal géophysique liées aux changements de teneur en eau au cours du temps. Une attention particulière est donnée à la compréhension des variations temporelles des données sismiques (temps d'arrivées des ondes P et dispersion des ondes de surface) et leurs significations. Une méthodologie est développée afin de rendre compte de l'importance des données et leur traduction en termes de variations de saturation en eau. Pour cela, des données acquises sur l'hydrosystème granitique de Ploemeur (Morbihan) sont utilisées. Puis, cette méthodologie est appliquée et complétée par des inversions des données afin de contraindre les modèles hydrodynamiques. Pour cela, des données sont acquises sur l'hydrosystème sédimentaire et contrôlé de l'Orgeval. Enfin, les méthodes sont appliquées sur l'hydrosystème granitique inconnu de la Sapine afin d'en améliorer la compréhension.

1.5. Organisation du manuscrit

L'objectif principal de la thèse est de proposer les méthodes sismiques actives comme complément aux données d'hydro(géo)logie, de géotechnique et de géochimie pour aider à la compréhension de la dynamique des hydrosystèmes. Pour cela, une méthodologie d'étude « time-lapse » est d'abord développée sur un site contrôlé puis appliquée sur des sites d'intérêt de natures distinctes et à des pas de temps différents.

Le **chapitre 2** de cette thèse porte sur la conception et la mise en place de la méthodologie « time-lapse » sismique. Dans cette partie, un intérêt particulier est donné à

l'étude des données sismiques (temps des premières arrivées des ondes P et courbes de dispersion des ondes de surface) et de leurs évolutions spatiales et temporelles. En effet, une telle approche permet de s'affranchir des éventuelles erreurs *a posteriori* liées à l'inversion. Toutefois, le pointé manuel des données pose le problème de sa subjectivité et des erreurs associées. Une chaîne de traitement est alors proposée afin d'estimer les variations significatives des données sismiques. La méthode développée est ensuite appliquée sur l'hydrosystème cristallin de Ploemeur. Sur ce site, des données sismiques sont disponibles en période de hautes-eaux et de basses-eaux. Les résultats obtenus sont ensuite confrontés aux connaissances hydrologiques et montrent un accord avec les *a priori* du système.

Mots clés : méthodologie « time-lapse », temps des premières arrivées des ondes P, dispersion des ondes de surface, erreur de pointé, pas de temps de 6 mois.

Le **chapitre 3** traite la question de l'application de la méthodologie développée précédemment sur un autre site connu (ici, l'hydrosystème sédimentaire de l'Orgeval) et avec un pas de temps d'acquisition plus court. Après avoir défini avec précision la géométrie de la zone, des expériences sismiques sont répétées avec un pas de temps de 2 mois. La variabilité au sein des données récoltées, étudiée selon la méthodologie citée *supra*, montre des résultats cohérents avec les connaissances *a priori* du système. Les conditions de terrain, la bonne connaissance du site et la présence de variations significatives des données sismiques permettent une inversion méticuleuse des données sismiques et de calculer les coefficients de Poisson (ν) associés à chaque pas de temps. A partir de ν , une estimation de la profondeur de l'interface zone non-saturée/zone saturée et de ses variations temporelles est proposée. Ces valeurs sont ensuite intégrées à la modélisation hydrogéologique et définissent un nouveau domaine de modélisation et de nouvelles conditions initiale et aux limites.

Mots clés : hydrosystème multicouches sédimentaire connu, géophysique « haute résolution », pas de temps d'acquisition de 2 mois, coefficient de Poisson, modélisation hydrogéologique.

Dans le **chapitre 4**, la méthodologie « time-lapse » est utilisée pour explorer le bassin versant naturel et non caractérisé de la Sapine. La géométrie du site est d'abord définie par imagerie « classique ». Puis, les méthodes sismiques sont déployées en périodes de hautes-eaux et de basses-eaux (pas de temps de 6 mois) mais aussi lors d'événements pluvieux de fortes intensités (pas de temps de 24 h). Les variations des données sismiques sont étudiées et

complétées d'informations géochimiques afin de formuler des hypothèses sur la dynamique de ce bassin granitique. Ces dernières seront par la suite validées à l'aide d'une modélisation hydrologique à l'échelle du bassin versant.

Mots clés : hydrosystème cristallin naturel non caractérisé, variabilité des données sismiques, pas de temps d'acquisition de 24 h, géochimie, modélisation hydrologique.

1.6. Outils et cadre de la thèse

Ces travaux de thèse sont soutenus en partie par le projet ANR CRITEX ANR-11-EQPX-0011, le programme PIREN-Seine¹⁶, le SNO-H+, le RBV¹⁷, l'OHMCV¹⁸ et le réseau OZCAR¹⁹. Le pointé des courbes de dispersion des ondes de surface a été réalisé à l'aide du paquet open-source SWIP disponible sur [<https://github.com/SWIPdev/SWIP/releases>] et du logiciel open-source Seismic-Unix disponible sur [<http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/>]. L'inversion de la dispersion des ondes de surface a été réalisée à l'aide du logiciel Dinver de Geopsy [www.geopsy.org]. Le pointé des temps d'arrivées des ondes P et l'inversion tomographique ont été réalisés à l'aide du logiciel commercial Rayfract [<http://www.rayfract.com/>]. L'inversion des résistivités apparentes a été effectuée à l'aide du logiciel RES2DINV [<https://www.geotomosoft.com/>].

¹⁶ Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'eau et l'environnement du bassin de la Seine [<https://www.piren-seine.fr/>]

¹⁷ Réseau des Bassins Versants [<http://portailrbv.sedoo.fr/>]. Un projet co-porté avec M. Kuessner (doctorante à l'IPGP, programme européen ISONOSE) a en partie financé les travaux présentés au chapitre 4 [The influence of groundwater fluctuations on river chemistry – When Li isotopes meet geophysics].

¹⁸ Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivaraïs [<http://ohmcv.osug.fr/>]

¹⁹ Observatoires de la Zone Critique Applications et Recherches [<http://www.ozcar-ri.org/?lang=fr>]

Chapitre 2 : Estimer les erreurs de pointé pour l'analyse « time-lapse » de la dispersion des ondes de surface et des temps d'arrivées des ondes de compression

*Définir les gammes significatives de variations de données pour
décrire la dynamique d'un hydrosystème*

2.1. Résumé	19
2.2. Abstract	22
2.3. Introduction	22
2.4. Experimental set-ups and time-lapse data	25
2.4.a. Site description	25
2.4.b. Seismic acquisition set-ups	26
2.4.c. Time-lapse data.....	29
2.5. Picking errors calculation and uncertainties estimation.....	32
2.5.a. Statistical workflow	32
2.5.b. Point-by-point time-lapse differences	36
2.6. Discussion	38
2.7. Conclusions	40
2.8. Apport à la compréhension de la dynamique de l'hydrosystème et perspectives	40

*N.B. : ce chapitre reproduit dans son intégralité le texte de Dangeard et al. (2018a) à
Near Surface Geophysics.*

2.1. Résumé

L'application « time-lapse » des méthodes sismiques en subsurface a récemment été
proposée dans le but d'observer les variations des propriétés hydrologiques liées aux

changements de climat, de niveaux piézométriques ou liées à la fonte du permafrost, par exemple. Cependant, lorsqu'il s'agit d'inverser les temps des premières arrivées des ondes P et la dispersion des ondes de surface, il est important de considérer la subjectivité du pointé manuel et les potentielles erreurs associées avant de procéder à une inversion « time-lapse ». Dans ce chapitre 2, une méthode d'estimation des erreurs de pointées liées à la subjectivité à partir d'une étude statistique fondée sur la répétition de pointés est proposée. Pour cela, 2 jeux de données enregistrées selon un même profil mais sous conditions hydrologiques distinctes, sur le contact granite-micaschiste à l'observatoire hydrologique de Ploemeur (Morbihan, France), sont utilisés. Les données sont collectées en utilisant le même équipement et les mêmes paramètres d'acquisition pour chaque mesure. Une étude statistique est développée et appliquée à une partie des données recueillies afin d'estimer l'erreur de pointé, avec un indice de confiance de 99 %, pour les temps de premières arrivées des ondes P et pour les vitesses des ondes de surface. Selon la chaîne de traitement établie, 33 % des variations des temps d'arrivées et 16 % des variations des vitesses de phase sont considérées comme significatives (*i.e.*, non incluses dans l'erreur de pointé) et interprétables en « time-lapse ». La différence « point-par-point » des données sismiques met en évidence des variations liées aux propriétés hydrologiques rencontrées en subsurface. Ces variations indiquent de forts contrastes et des comportements très distincts le long de la ligne, offrant de nouvelles perspectives pour la modélisation de la dynamique des hydrosystèmes.

Estimating picking errors in near-surface seismic data to enable their time-lapse interpretation on hydrosystems

M. Dangeard¹, L. Bodet¹, S. Pasquet², J. Thiesson¹, R. Guérin¹, D. Jougnot¹ and
L. Longuevergne³

¹ Sorbonne Université[†], CNRS, EPHE, UMR 7619 METIS, 4 place Jussieu, 75252 Paris 05, France

² Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, UMR 7154, 1 rue Jussieu, 75252 Paris 05, France

³ Univ Rennes, CNRS, Geosciences Rennes - UMR 6118, F-35000 Rennes, France

[†] Formerly Université Pierre et Marie Curie-Paris 6

2.2. Abstract

Time-lapse applications of seismic methods have been recently suggested at the near-surface scale to track hydrological properties variations due to climate, water level changes or permafrost thaw for instance. But when it comes to traveltimes tomography or surface-wave dispersion inversion, a careful estimation of the data variability associated to the picking process must be considered prior to any time-lapse interpretation. In this study, we propose to estimate picking errors that are due to the inherent subjectivity of human operators using statistical analysis based on picking repeatability. Two seismic datasets were collected along the same profile under distinct hydrological conditions, across a granite-micaschist contact at the Ploemeur hydrological observatory (France). Both datasets were recorded using identical equipment and acquisition parameters. A thorough statistical analysis is conducted to estimate picking uncertainties, at the 99 % confidence level, for both Pressure (P) wave first arrival time and surface-wave phase velocity. With the suggested workflow, we are able to identify 33 % of the P-wave traveltimes and 16 % of the surface-wave dispersion data that can be considered significant enough for time-lapse interpretations. In this selected portion of the data, point-by-point differences are highlighting important variations linked to different hydrogeological properties of the subsurface. These variations show strong contrasts with a non-monotonous behaviour along the line, offering new insights to better constrain the dynamics of this hydrosystem

2.3. Introduction

Surface water and groundwater are not isolated structures (Alley *et al.*, 2002; McLachlan *et al.*, 2017). They form a continuum which controls aquatic ecosystem along with water quality and quantity. The vadose zone, corresponding to the unsaturated area connecting the atmosphere to groundwater reservoirs, is part of this continuum and governs energy and solute transport (*e.g.*, nutrients, pollutants) between the surface and the saturated zone. The vadose zone is a highly dynamic and heterogeneous structure (Grayson *et al.*, 1997), responding to anthropogenic, biotic and climatic boundary conditions (*e.g.*, precipitation, evaporation, groundwater upflow) (Taylor *et al.*, 2013).

The understanding of a hydrosystem mainly relies on sparse information that are usually not sufficient to fully describe its complexity and variability in space and time. Fortunately,

hydrogeophysical methods provide appropriate tools to image spatial heterogeneities in the vadose zone and capture the subsurface state (Guérin, 2005; Hubbard and Linde, 2011; Binley *et al.*, 2015). A time-lapse approach of these methods enables the monitoring of geophysical signals and properties linked to water content (Descloitres *et al.*, 2003; Jougnot *et al.*, 2015; Lumley *et al.*, 2015; Singha *et al.*, 2015, Uhlemann *et al.*, 2017). In such context, electrical and electromagnetic techniques have been widely developed and have shown their efficiency. However, they can be ineffective in very electrically conductive (*e.g.*, ground penetrating radar over loess or clays) or resistive environments (*e.g.*, electrical resistivity tomography and electromagnetic induction over massive or fractured rocks – *cf.* discussions in Hubbard and Linde, 2011). To overcome these limitations, seismic methods have been recently suggested as a complement to describe the complexity of the vadose zone (Mari and Porel, 2008; Grelle and Guadagno, 2009; Falgàs *et al.*, 2011; Konstantaki *et al.*, 2013; Pasquet *et al.*, 2015a and 2016b; Uhlemann *et al.*, 2016; Mari and Porel, 2016; Suzuki *et al.*, 2017).

Time-lapse approaches for seismics have been recently used for a wide range of applications and at different scales to track changes of seismic signal and mechanical properties associated with climatic variabilities (Bergamo *et al.*, 2016a and b; Ikeda *et al.*, 2017), water level changes (Lu, 2014; Pasquet *et al.*, 2015b and 2016a), permafrost thaw (Ajo-Franklin *et al.*, 2017) or deep fluid storage (Arts *et al.*, 2004; Chadwick *et al.*, 2010). In the meantime, passive seismics have also been developed and recently proved to be efficient in the continuous auscultation of subsurface layers at the 0.01 % level (Lecocq *et al.*, 2017). As for active seismic methods, Lu (2014) and Bergamo *et al.* (2016a and b) more specifically observe temporal changes in Pressure- (P-) wave first arrival times or surface-wave dispersion due to varying hydrological conditions. Pasquet *et al.* (2016a) use a similar approach to track water level changes at the laboratory scale in a well-characterised unconsolidated granular material. Point-by-point data differences show inflection points at specific transition zones corresponding to the water and capillary fringe levels. Such approach thus provides attractive perspectives for studying soil water content variations at the field scale in a qualitative manner.

Pasquet *et al.* (2015a) combine the use of P-wave velocity (V_P) and Shear- (S-) wave velocity (V_S) which behave differently in the presence of water (Biot, 1956a and b) to estimate the depth of the saturated zone. On a methodological point of view, V_P is retrieved by a tomographic inversion of first arrival times (Schuster and Quintus-Bosz, 1993; Bauer *et al.*,

2003, 2010; Uhlemann *et al.*, 2017) whereas V_S is indirectly estimated by the inversion of surface-wave dispersion, (e.g., Jongmans and Demanet, 1993; O'Neill *et al.*, 2003; Socco and Strobba, 2004; Socco *et al.*, 2010; Ezersky *et al.*, 2013; Pasquet and Bodet, 2017). This kind of inversion yet uses a discrete number of layers that cannot properly describe the continuous variations of the subsurface hydrological properties, bringing the need to use petrophysical models to build alternative forward models and improve inversion processes prior to a time-lapse application. To achieve such goals, it is important to first perform a thorough analysis defining the content of valuable information carried by the seismic data of interest. As a first step, it is critical to estimate errors associated with the picking processes.

Traditionally, both P-wave traveltimes and surface-wave dispersion data are manually extracted from the recorded wavefields by human operators (in active seismic as presented in the literature cited *supra*, or in passive seismic as in the Microtremor Array Measurement processing described by Garofalo *et al.*, 2016 for instance). Di Stefano *et al.* (2006) compare picking errors produced by a human operator and by an automated picking algorithm (Aldersons, 2004). Their results show that manual picking makes it possible to identify complex events when the signal-to-noise ratio is too low or irregular for an automatic process to be efficient. However, strong discrepancies can appear in the picked data and so in the result of the inversion. Indeed, extracted data can vary from one operator to another because of the subjective nature of manual picking (Jiao and Moon, 2000; Saragiotis *et al.*, 2002). The same analyst's picks may also differ because of physiological and psychological factors such as tiredness and boredom (Saragiotis *et al.*, 2002). Eventually, field conditions (e.g., variability in near-surface structures, source type and depth, geophone coupling and signal-to-noise ratio) are also obvious sources of variability within time-lapse measurements (O'Neill, 2003; Sabbione and Velis, 2010; Senkaya and Karsh, 2014). This variability has to be estimated when strict reproducibility cannot be ensured as in controlled experiments (Bergamo *et al.*, 2016a and b; Pasquet *et al.*, 2016a).

Because of the aforementioned reasons, picking errors are difficult to estimate in a systematic manner though they are crucial for the inversion processes and need to be carefully considered. To tackle such issue, Bauer *et al.* (2010) perform repeated picking of P-wave first arrivals so as to estimate data uncertainty and improve tomographic inversions. O'Neill (2003) shows that surface-wave dispersion curve errors can be empirically estimated with a combination of Gaussian and Lorentzian distributions at high and low frequencies,

respectively, thus significantly helping to constrain the depth of investigation of *a posteriori* models.

We propose here to estimate the picking errors on P-wave first arrivals and surface-wave dispersion curve by repeating the data extraction processes. We suggest performing a statistical analysis, in order to discriminate significant variations with time from the ones due to mispicking (*i.e.*, by defining a threshold value for data variation significance). For this purpose, we target an experiment on the Ploemeur hydrological observatory (already studied with seismic methods by Pasquet *et al.*, 2015a) involving two seismic acquisitions performed along the same line, under distinct hydrological conditions. Once the statistical analysis is performed, the calculated absolute differences of traveltimes and phase velocities between the two datasets should highlight areas with significant variations essentially due to changes in hydrological conditions.

2.4. Experimental set-ups and time-lapse data

2.4.a. Site description

The Ploemeur hydrogeological observatory is located in the south coast of Brittany in a 2.5 km² catchment characterised by a fractured contact zone between the Ploemeur granite and the Pouldu micaschists (Le Borgne *et al.*, 2007, Figure 9). Both geological units involve a weathering layer limited to a few meters in depth over the granite and down to 30 m over the micaschists.

This lithological heterogeneity is clearly illustrated by Pasquet *et al.* (2015b) in electromagnetic induction (Figure 10a) and Electrical Resistivity Tomography (ERT) (Figure 10b) results. Despite the low porosities and permeabilities characterising these lithologies (Tarits *et al.*, 2006), pumping wells drilled in the contact zone have been supplying drinking water at a rate of 10⁶ m³/year since 1991 (Touchard, 1999). In this hydrogeological context, three main units have been identified (Jiménez-Martínez *et al.*, 2013): (i) the contact zone (pumping site), (ii) the micaschists, including less permeable fractures, overlaid by clays and, (iii) the weathered granite forming shallow aquifers. One of the challenges on this site is to understand recharge processes in this heterogeneous hydrosystem. Therefore, it is monitored by additional wells implanted around the fractured contact zone and studied thanks to several hydro-geophysical experiments (Touchard 1999; Le Borgne *et al.*, 2007; Ruelleu *et al.*, 2010; Jiménez-Martínez *et al.*, 2013; Pasquet *et al.*, 2015b). Such an observatory and associated

hydrogeological heterogeneities offers a suitable context for the methodological design and implementation of time-lapse seismic acquisitions.

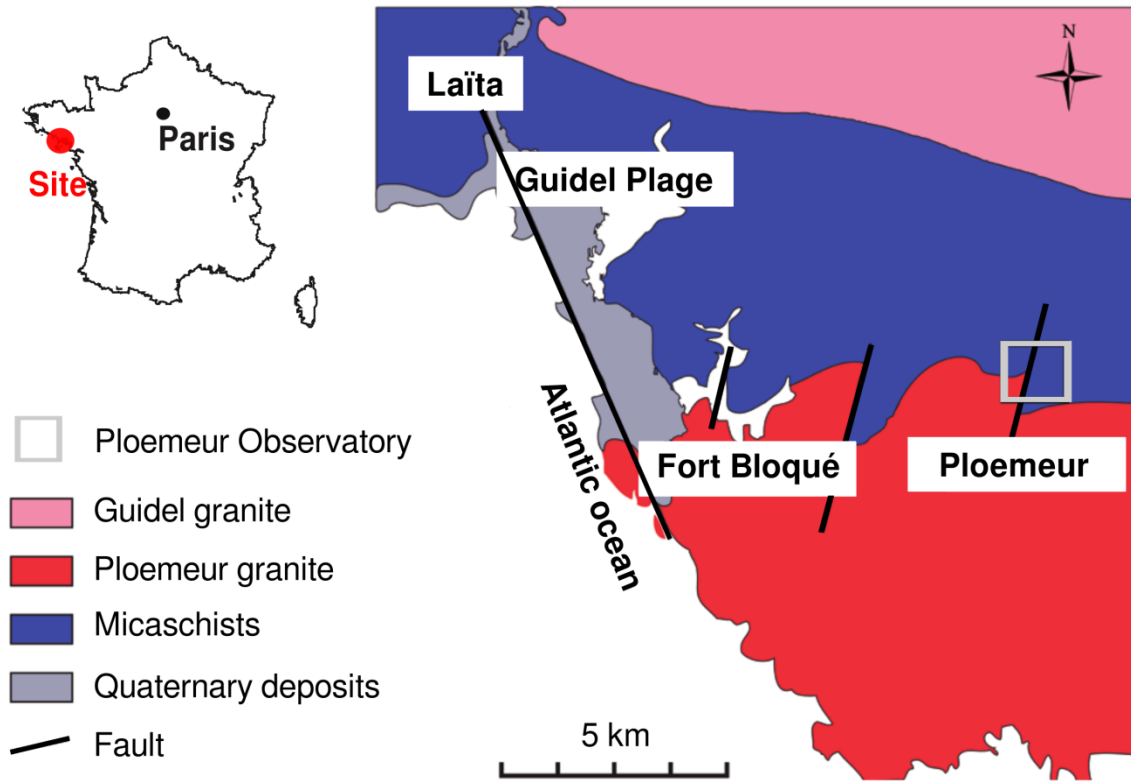


Figure 9. Geological map of the studied area and location of the Ploemeur hydrological observatory (after Pasquet et al., 2015b).

2.4.b. Seismic acquisition set-ups

Two seismic acquisitions are performed perpendicularly to the contact zone, on the same line as the ERT section presented in Figure 10b. They are carried out in two distinct hydrogeological conditions: in October 2011, at a low water level, and in May 2012, at a nearly high water level (see Table 1). A 72-channel seismic recorder with 14 Hz vertical component geophones are used with 4-m spacing and 2 roll-alongs (Figure 11). The source consists of a metal plate hit vertically by a 5-kg sledgehammer. At each shot position, we record and stack 6 seismograms in the time-domain to increase the signal-to-noise ratio. The sampling rate is 0.25 ms and the record length is 2 s to include the full surface-wave trains and detect possible background noise. An automatic triggering system is adopted with a delay of -0.02 s before the beginning of each record to prevent early triggering issues and ensure accurate traveltimes comparisons.

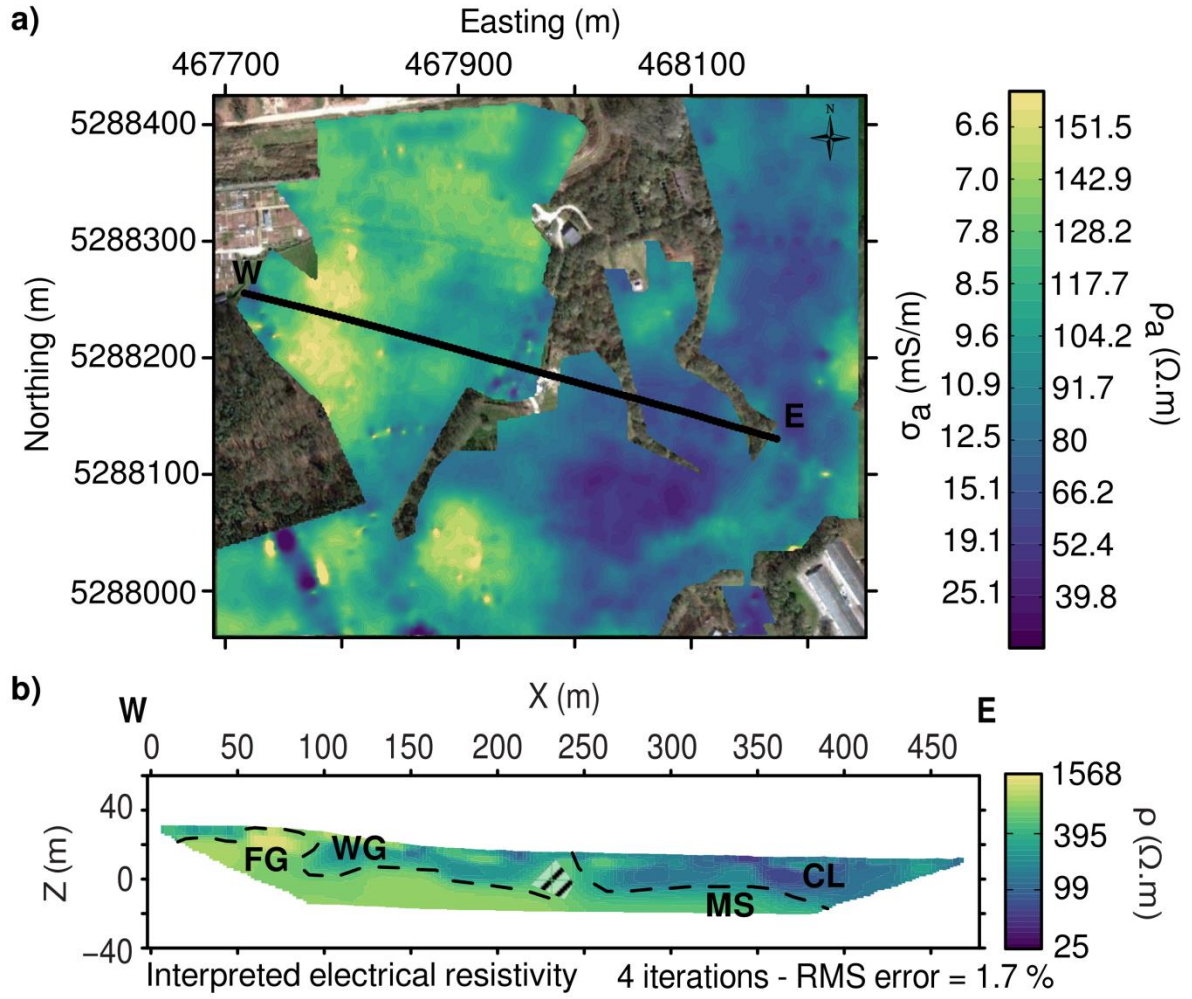


Figure 10. after Pasquet *et al.* (2015b): (a) Apparent electrical conductivity (σ_a) and resistivity (ρ_a) values obtained from slingram electrical conductivity mapping in vertical dipole configuration and location of the W-E acquisition line (black dots) for Electrical Resistivity Tomography (ERT) and seismic measurements. (b) Electrical resistivity values (ρ) interpreted from ERT carried out along the W-E line. Five main structures are delineated: fresh granite (FG), weathered granite (WG), micaschists (MS) overlaid by clays (CL) and the contact zone (hashed area) due to a fault network striking N 20° (Touchard, 1999; Schuite *et al.*, 2015).

Table 1. Water level variations between October 2011 and May 2012 in monitoring wells located in the vicinity of the seismic line. Positions are projected along the line. A detailed map is presented in Pasquet *et al.* (2015b). F36 and MF2 are located in the clay overlaying micaschists and SC39 and MF1 are located in the fractured contact zone.

Well	Projected positions [m]	Altitude [m]	Level 2011/10 [m]	Level 2012/05 [m]	Depth 2011/10 [m]	Depth 2012/05 [m]	Difference [m]
F36	433	19.95	5.98	8.05	13.97	11.90	+2.07
MF2	359	20.61	9.54	12.17	11.07	8.44	+2.63
MF1	273	22.21	2.94	5.32	19.27	16.89	+2.49
SC39	251	23.32	3.43	5.30	19.94	18.07	+1.87

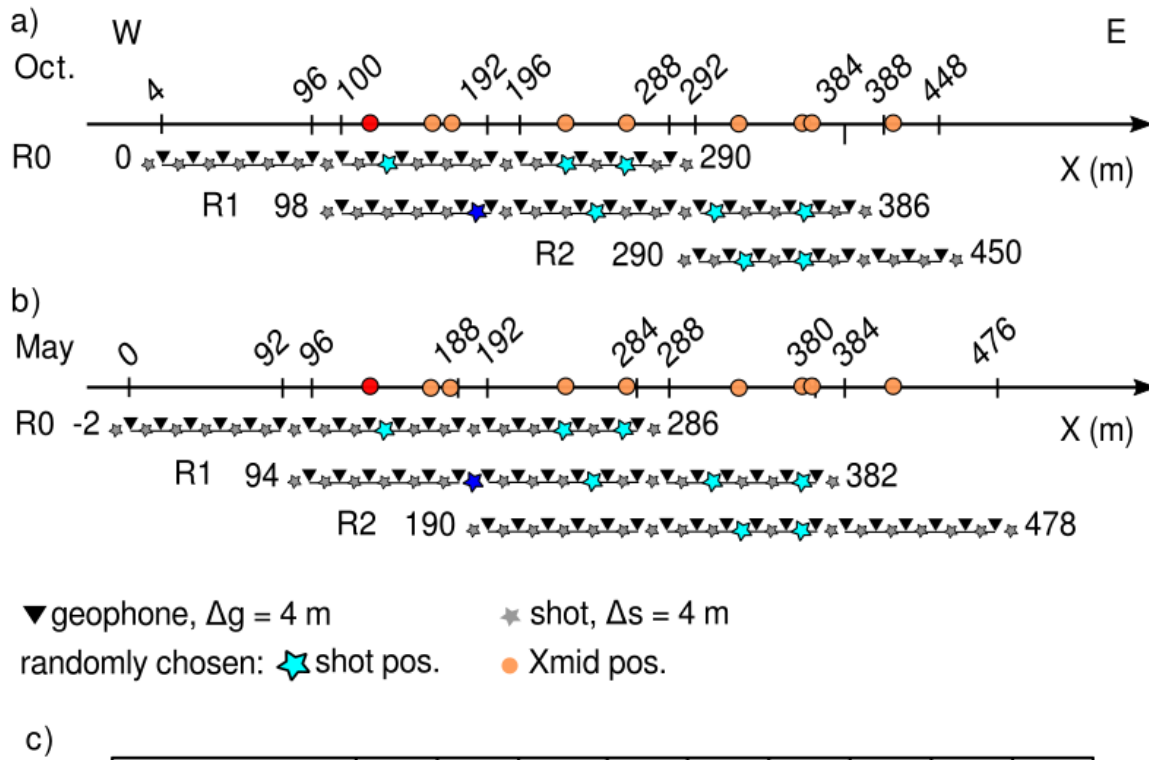


Figure 11. Seismic acquisition setups used for combined P- and surface-wave surveys in October 2011 (a) and in May 2012 (b). Light blue stars and orange dots represent the position of the randomly selected shots and midpoints, as detailed in (c). Dark blue stars and red dots correspond to the examples shown in the Figure 12.

Both acquisitions involve identical source, recording equipment and acquisition parameters. However, the geometries of the two setups are slightly different due to equipment availability. In October 2011, the first 72-trace roll is shifted by 48 traces while the second is shifted by 24 traces, leading to a 450-m long profile (Figure 11a). In May 2012, two 72-trace roll-alongs are shifted by 48 traces to obtain a 476-long profile (Figure 11b). These differences, of importance if data inversion is considered, are not an issue for the aim of the present study since only coincident shots are considered for the time-lapse comparison.

Typical observed signals are illustrated at both periods with two seismograms recorded with a shot located at 190 m in Figure 12a and Figure 12c. The recorded wavefields show coherent events (direct and refracted P waves as well as surface waves) depicting lateral variations due to topography and geological heterogeneities. A significant noise level appears on several traces, linked to pumping wells and military airplanes (see Pasquet *et al.*, 2015b for more details).

2.4.c. Time-lapse data

Despite a significant noise level at far offsets, P waves can be easily identified. Their associated first arrivals, considered here as the first significant departure of the seismic pulse, are manually picked (see blue lines as examples for both periods on Figure 12a and Figure 12c). 5086 and 5876 first arrival times are extracted for October 2011 and May 2012, respectively, and are represented in offset-shot position diagrams in Figure 13a and Figure 13c. They show the distribution of traveltimes for each offset-source position pair in order to check data lateral consistency. In addition, such diagrams allow for a preliminary interpretation of subsurface apparent velocities (and associated lateral heterogeneities along the line). These qualitative interpretations have to be considered with care since traveltimes recorded at positive and negative offsets for a single shot position are influenced by different parts (laterally and at depth) of the probed medium. Nevertheless, both diagrams show global lateral variations that are consistent with previous observations from ERT data (Figure 10, see also Pasquet *et al.*, 2015a).

As for surface-wave data, phase velocities are extracted using windowing and dispersion stacking techniques, following the workflow designed by O'Neill *et al.* (2003) and recently implemented by Pasquet and Bodet (2017). A good trade-off between lateral resolution and investigation depth was found for this site by Pasquet *et al.* (2015a) with a 20-m wide window and six reverse and six direct shots to stack the wavefields in the ‘frequency-

phase velocity' domain (Mokhtar *et al.*, 1988). The window is then shifted along the line each 4 m (receiver spacing) to provide a set of dispersion images at the centre of each window (X_{mid}). A total of 107 and 115 dispersion images are finally collected along the profiles for October 2011 and May 2012, respectively. Examples of dispersion images are presented at $X_{mid} = 121$ m in Figure 12b and Figure 12c. As recommended by Bodet *et al.* (2005) and Bodet *et al.* (2009), dispersion curves are limited down to frequencies (F_{lim}) where the spectral amplitude of the seismogram becomes too low ($F_{lim} = 11$ Hz in in Figure 12b and Figure 12c for both dispersion images). Up to four propagation modes can be observed and identified as fundamental, first, second and third higher modes (Pasquet *et al.* 2015a). The analysis presented here focusses only on the fundamental mode assumed as a reference in previous time-lapse studies (Bergamo *et al.* 2016a; Pasquet *et al.* 2016a). Picked phase velocities are finally represented as a function of frequency and X_{mid} position of each extraction window (Figure 13b and Figure 13d). These pseudo-sections also allow for checking the lateral consistency of picked dispersion data highlighting lateral variations due to the lithology as observed with P-wave first arrivals.

For the data interpretation, three main areas are delineated: (i) from 0 to 125 m, high phase velocity, but short traveltimes are consistent with the presence of shallow granite, (ii) from 125 to 275 m, when the line crosses the fractured contact zone, the data show a slight decrease of phase velocities and an increase of arrival times, (iii) from 275 m up to the end of the profile, lower phase velocities and longer traveltimes are consistent with the presence of clays on Figure 10b. Traveltimes and phase velocity variations from October 2011 to May 2012 are difficult to identify from these diagrams. Since the seismic acquisition parameters are identical for both acquisitions and the quality of data is fairly high, a point-by-point approach can be adopted to extract time-lapse variations of both kinds of seismic data (Bergamo *et al.*, 2016a and b).

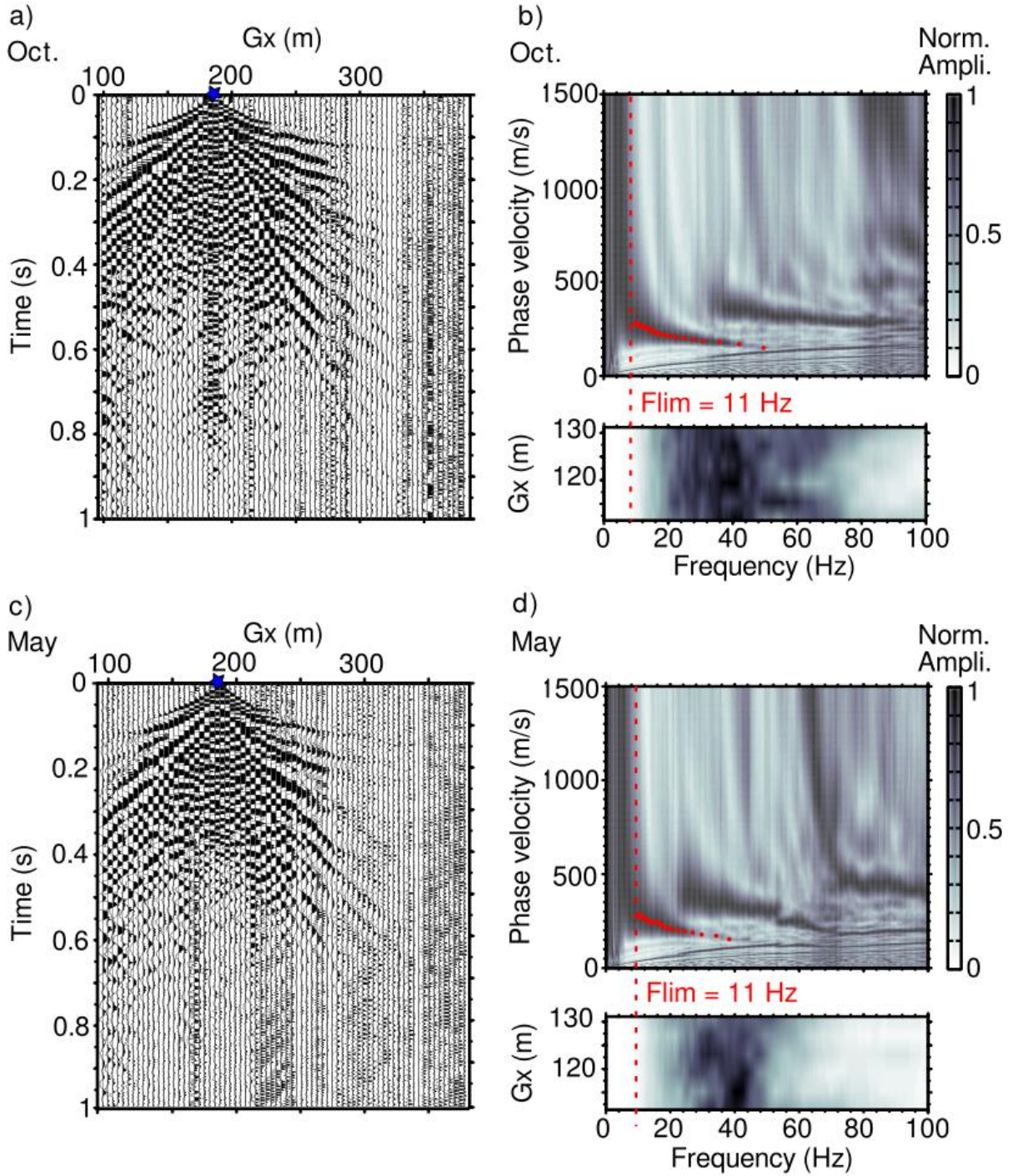


Figure 12. Seismograms recorded for a source location at 190 m in (a) October 2011 and (c) May 2012 (dark blue stars in Figure 11). Blue lines indicate manually picked P-wave first arrival times. Stacked dispersion images extracted at $X_{mid} = 121$ m and corresponding spectrograms for data acquired in (b) October 2011 and (d) May 2012 (red dots in Figure 11). Red dots correspond to the manually picked dispersion curves of the fundamental mode. Dispersion curves were limited down to the frequency (F_{lim}) where the spectral amplitude of the seismogram became too low (dashed red line).

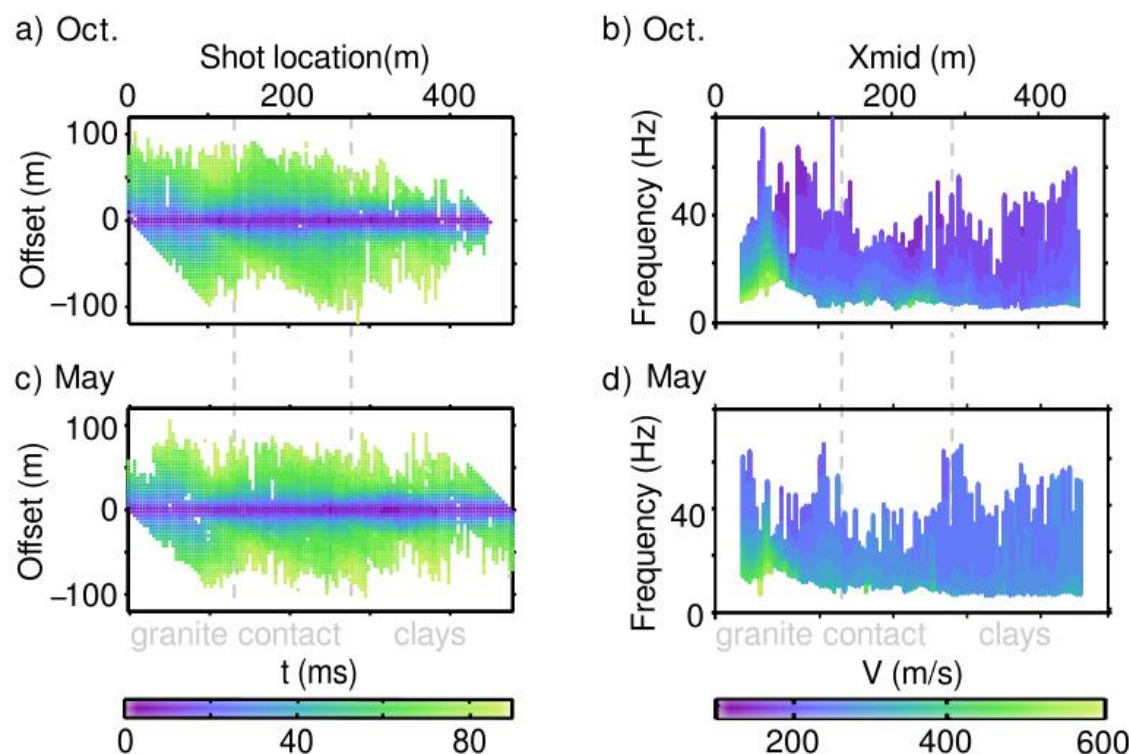


Figure 13. Seismic data extracted from October 2011 (a and b) and May 2012 (c and d) measurements. P-wave picked first arrival times (a and c) are represented as a function of source positions and offsets. Surface-wave fundamental mode phase velocities (b and d) are represented as a function of the frequency and the spread mid-point.

2.5. Picking errors calculation and uncertainties estimation

2.5.a. Statistical workflow

A complete statistical workflow is suggested on Figure 14 to estimate P-wave traveltimes and surface-wave phase velocities manual picking errors, to then be able to define their significant variations. 9 Xmid and 9 source positions are randomly selected along both seismic lines (Figure 11c). For each period, the selected seismograms and dispersion images are picked 30 times (for both first arrivals and phase velocities) in a random order and at different times of the day by the same operator. As soon as 30 values are available for each offset (considering traveltime data) and each frequency (considering phase velocities), standard deviations (STD) are calculated to estimate population dispersions. All traveltime and phase velocity STD values are then plotted as a function of the STD population.

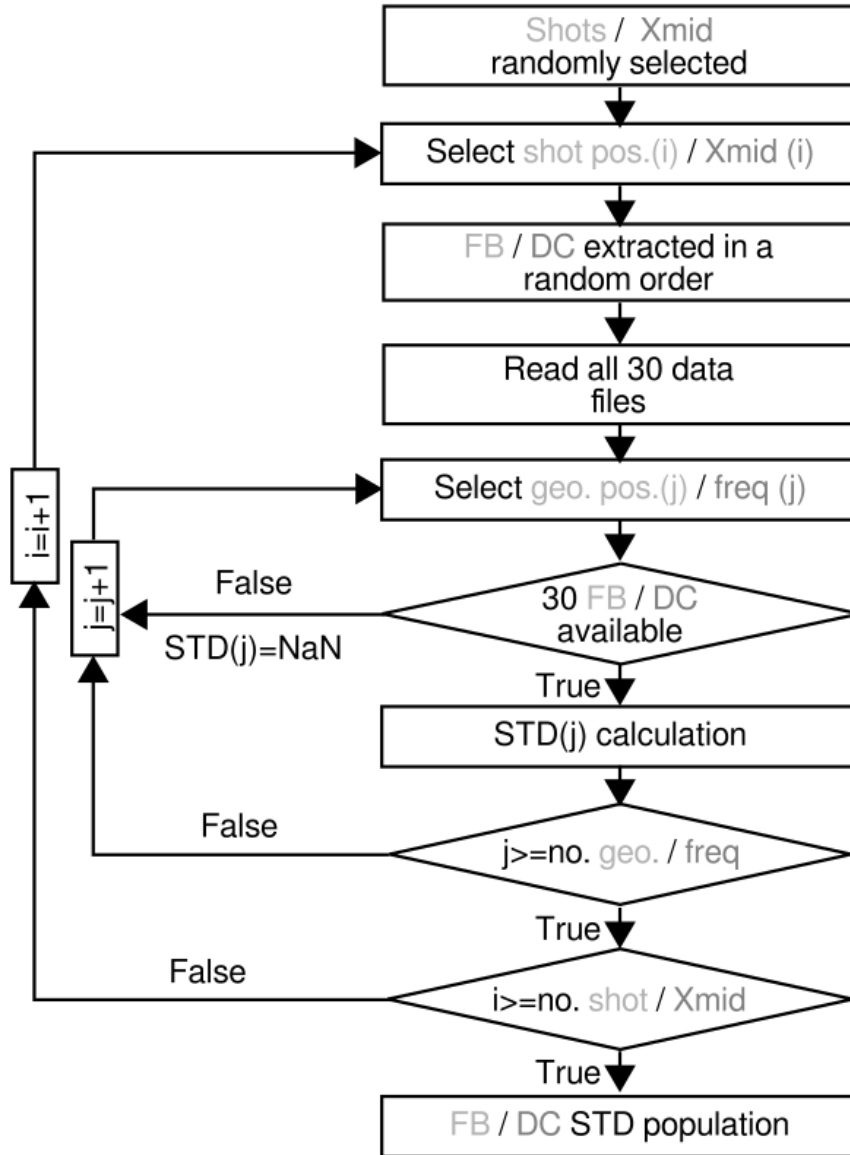


Figure 14. Flowchart of the seismic data uncertainty estimation procedure. Light grey comments refer to the first arrival times picking errors estimation while dark grey parts describe the dispersion curves picking errors estimation. FB corresponds to first arrival times, DC means dispersion curves and STD stands for standard deviation.

Figure 15 shows the population of STD values for the first arrival times acquired in October 2011 (Figure 15a) and May 2012 (Figure 15b). STD populations are calculated considering all STD values (black lines) or only considering common offsets STD values (grey lines). Sets of 147 STD values are available for October 2011 and 179 for May 2012. Most of the STD values (more than 89 % for October 2011 and 76 % for May 2012) are below 1 ms. Picking errors, defined in a very constraining way as the 99-quantile, are about 1.5 ms for October 2011 and 2.2 ms for May 2012. Two insets show the evolution of STD as a function of the number of first arrival values used for the calculation for two specific source-

geophone couples (shot at 134 m and -34 m offset for the upper one; shot at 254 m and 14 m offset for the lower one). For each of these positions, the evolution of STD values is calculated taking 30 traveltimes values in a random order. It shows that at least 15 to 20 first arrival values should be used to determine a relevant STD value. Figure 15c presents the population of STD values taking into account both October 2011 and May 2012 datasets. The maximum 99-quantile is observed for May 2012's datasets. As we focus on time-lapse variations, we define the global uncertainty as the double of maximum calculated picking error. In this case, it is about 4.4 ms. Thus, traveltimes variations included between -4.4 and 4.4 ms are considered insignificant and cannot be differentiated from manual picking errors.

A similar workflow is applied to phase velocities extracted from both datasets. Figure 16 represents the population of STD values for the phase velocities extracted from data acquired in October 2011 (Figure 16a) and May 2012 (Figure 16b). Sets of 164 STD values are available for October 2011 and 169 for May 2012. Most of the STD values (more than 94 % for October 2011 and 95 % for May 2012) are below 6 m/s. Errors are about 7.5 m/s for October 2011 and 8.5 m/s for May 2012. The two insets ($X_{mid} = 121$ m and $f = 26$ Hz for the upper one; $X_{mid} = 176$ m and $f = 10$ Hz for the lower one) show that at least 15 to 20 phase velocity values are necessary to determine a relevant STD value. Figure 16c presents the population of STD values taking into account both October 2011 and May 2012 datasets. The maximum error value is 8.5 m/s and is observed for May 2012's datasets. Therefore, phase velocity uncertainty is about 17 m/s. Phase velocity variations included between -17 and 17 m/s are thus considered as insignificant and cannot be differentiated from manual picking errors.

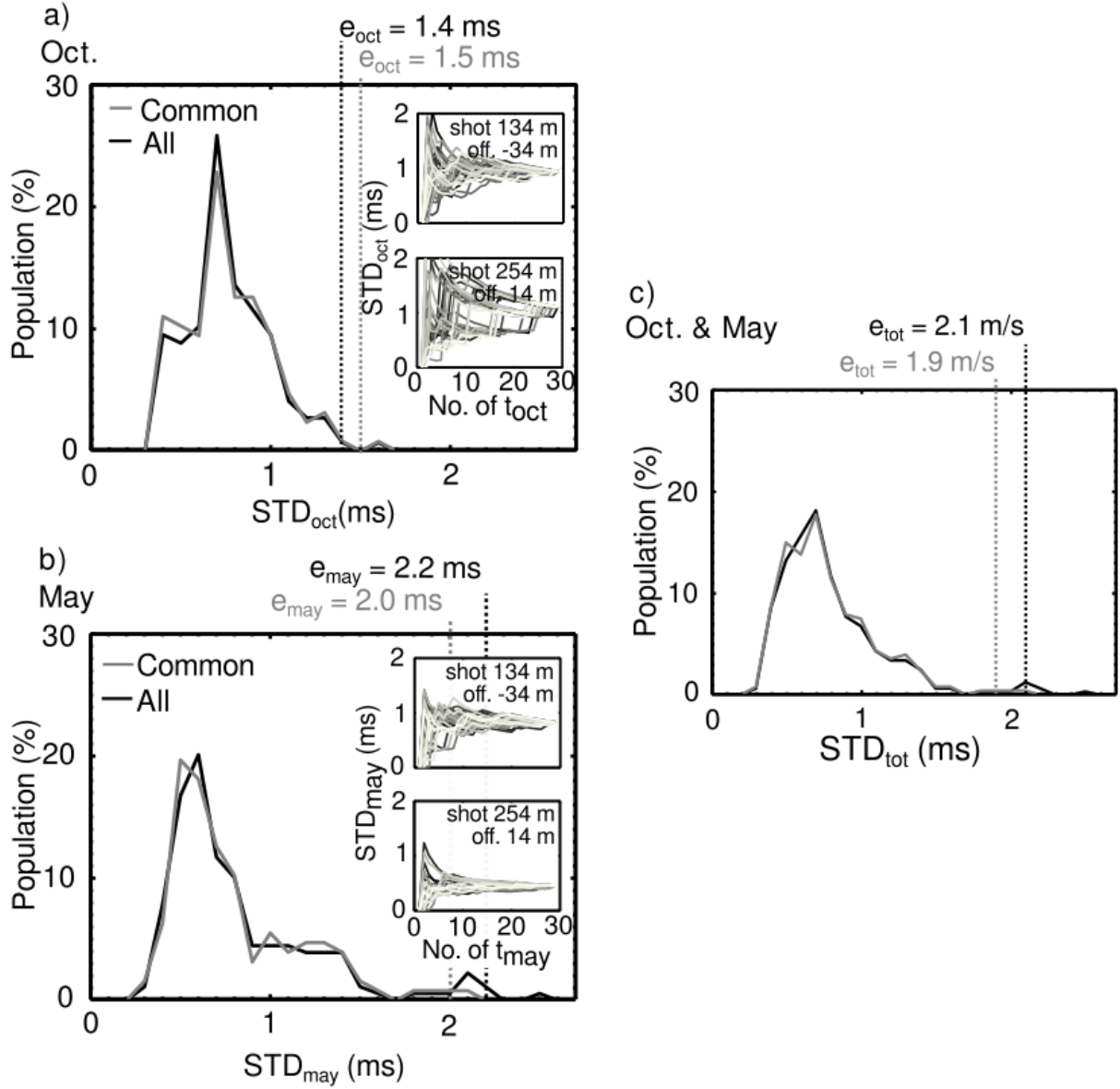


Figure 15. Standard deviation (STD) population calculated for picked first arrivals extracted in (a) October 2011 and (b) May 2012 and for both periods put together (c). Black curves correspond to STD population calculated with all STD values while grey lines correspond to offsets that are picked at both periods. Dashed lines indicate the picking errors defined as the 99-percentile. Insets in (a) and (b) show the evolution of the STD values with the number of first arrivals used for the calculation, for two different source locations (top: 134 m, offset -34 m; bottom: 254 m, offset 14 m). The greyscale depicts the 30 sequences of first arrival times randomly selected. e_{may} and e_{oct} correspond to the estimated picking errors for datasets recorded in May 2012 and October 2011, respectively. e_{tot} is the estimated picking errors considering the whole dataset.

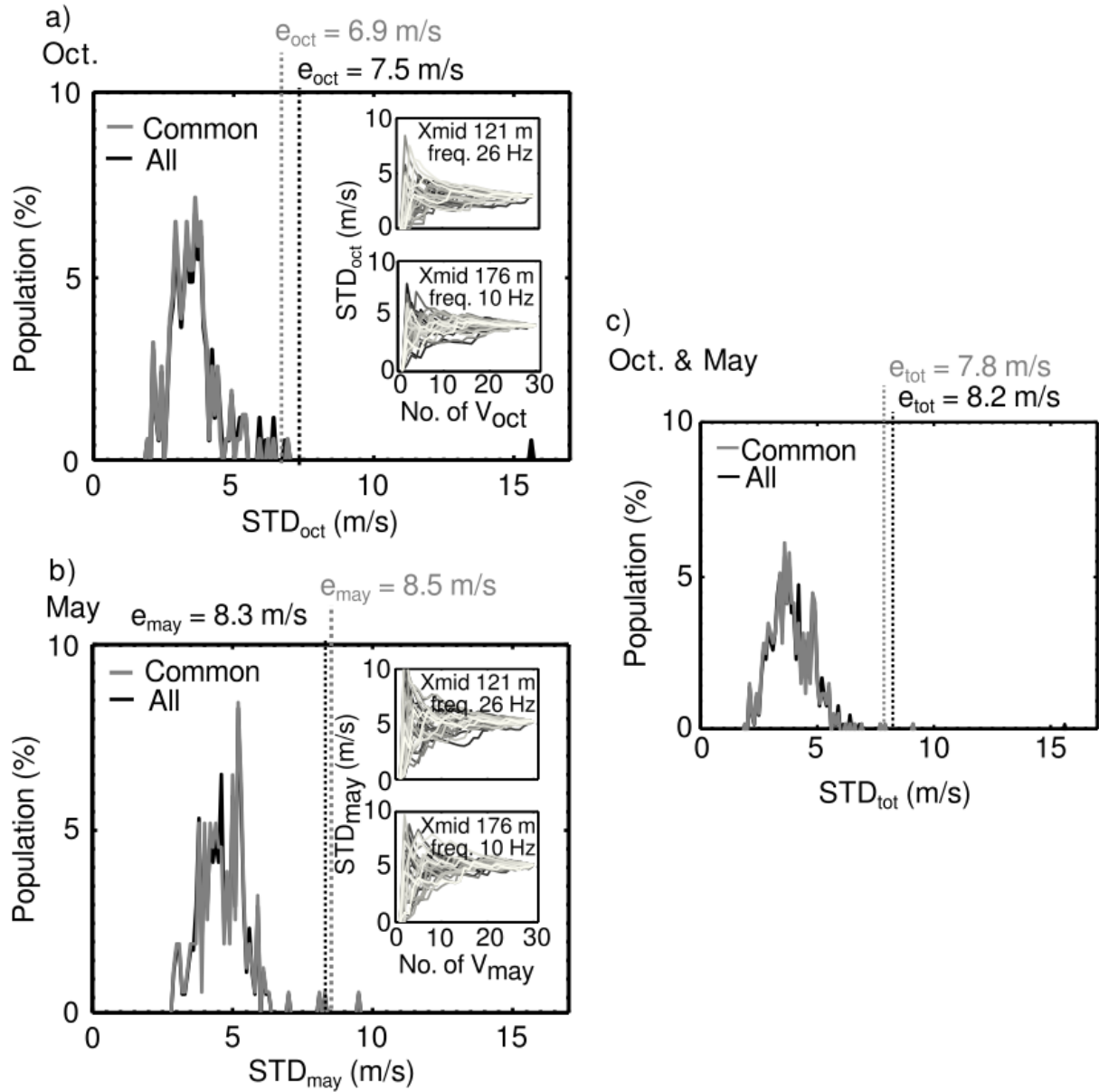


Figure 16. Standard deviation (STD) population calculated for dispersion curves picked for (a) October 2011 and (b) May 2012 and for both periods put together (c). Black curves correspond to STD population calculated with all STD values while grey lines correspond to Xmid that are picked at both periods. The dashed lines indicate the picking errors defined as the 99-percentile. Insets in (a) and (b) show the evolution of the STD values with the number of phase velocity values used for the calculation, for two Xmid locations (top: 121 m, frequency of 26 Hz; bottom: 176 m, frequency of 10 Hz). The greyscale depicts the 30 sequences of phase velocity values randomly selected. e_{may} and e_{oct} correspond to the estimated picking errors for datasets recorded in May 2012 and October 2011, respectively. e_{tot} is the estimated picking errors considering the whole dataset.

2.5.b. Point-by-point time-lapse differences

Point-by-point data differences are calculated between May 2012 and October 2011 (Figure 17). Positive differences are in blue while negative ones are in orange. Traveltime

differences (Figure 17a) are globally positive except in a specific location in the eastern part, at a source position around 300 m. Phase velocity differences (Figure 17b) are mostly negative. Those observations are in agreement with an increase in the water content from October 2011 (low water level) to May 2012 (high water level) (Pasquet *et al.*, 2016a; Bergamo *et al.*, 2016a and b).

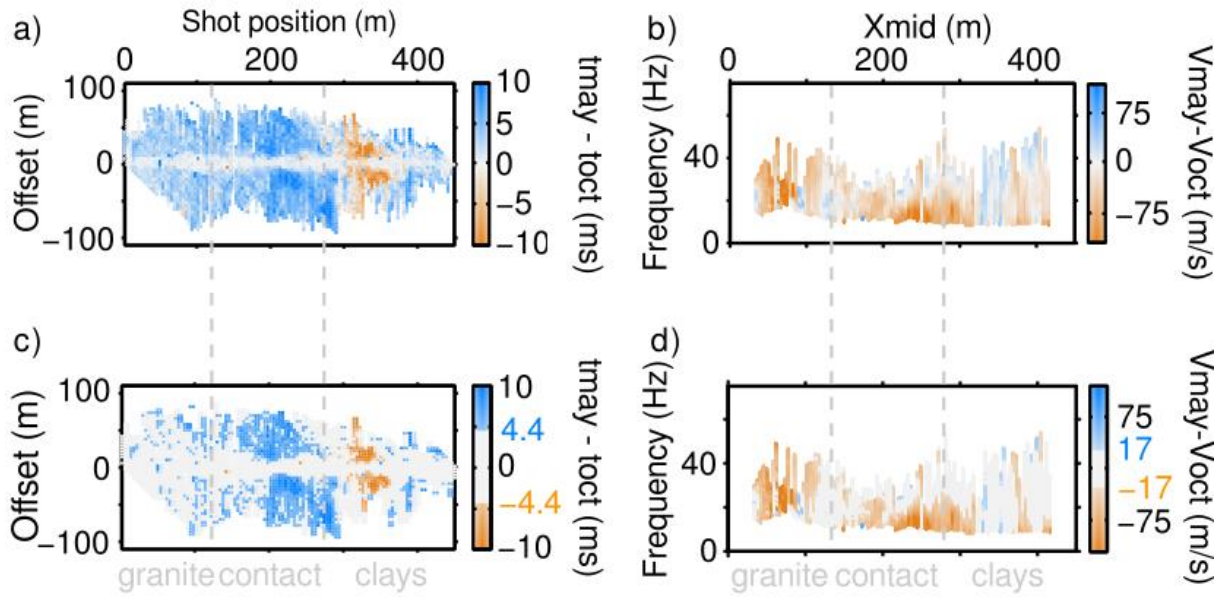


Figure 17. Absolute changes calculated between seismic data recorded in May 2012 and October 2011. Traveltime differences (a and c) are represented as a function of offset and shot position. Dispersion curve differences (b and d) are represented as a function of frequency and spread mid-point. In (c) and (d), the shaded grey area corresponds to non-significant data variations with time according to the statistical analysis.

Uncertainties estimated in the previous section are then used to create a specific colour-scale which only shows significant seismic data variations. According to that, insignificant differences of first arrival and phase velocity appear in grey in Figure 17c and Figure 17d, respectively. With our approach, 33 % of the first arrival differences and 16 % of phase velocity differences can finally be considered significant. Three main areas can thus be delineated: (i) from 0 to 125 m, time-lapse data show a decrease in phase-velocity at every frequencies, with no evident variations of traveltimes, (ii) from 125 to 275 m, first arrival times increase at every offsets when phase velocities decrease mainly at low frequencies, (iii) from 300 to 350 m, a decrease in arrival times is observed, for short offsets mainly, in a restricted area with no significant phase velocity variations. These variations in time are summarized in Table 2, to be compared to the contrasts of mechanical properties which control the complex hydrogeological behaviour of the Ploemeur hydrosystem.

Table 2. Main differences observed the time-lapse study between October 2011 and May 2012. Positives differences are marked with “+” and negative difference with “-”. “=” indicates no significant differences observed.

<i>Area [with positions along the line and lithology/description]</i>	<i>Granite outcrops and weathered granite [0-125 m]</i>	<i>Weathered granite to contact zone [125-275 m]</i>	<i>Clays overlaying micaschists [275-450 m]</i>	<i>Shallow artificial drain [300-350m]</i>
<i>P-wave traveltime difference</i> $t_{may}-t_{oct}$	=	+	=	-
<i>Surface-wave phase vel. difference</i> $v_{may}-v_{oct}$	-	-	=	=
<i>Impacted offset and frequency range</i>	every frequencies	every offsets / low freq.		short offsets

2.6. Discussion

For this study, we use the 99-quantile of STD population to calculate the errors and set the uncertainties as the double of the maximum error. Moreover, as these values mainly depend on the operator and the field data, they have to be calculated for each analyst and for any new survey. We use 9 common Xmid/source positions that are picked 30 times. The number of values adopted for the error calculations is then 270 multiplied by the number of frequencies or offsets picked. Such estimation of the uncertainties is very time consuming, considering the multiplication of picking, but remains required to accurately estimate methodological uncertainties on time-lapse approaches. Though, we show that uncertainties become significant after 15 to 20 pickings. In addition, the amount of Xmid and source positions can be decreased to target specific locations along the line with different noise levels. It corresponds to a possible next step for the determination of significant data variations with time.

As mentioned *supra*, the picking uncertainties are estimated in a very constraining way also because of the strong variations in data quality observed along the line. These variations are due to: (1) the lithological heterogeneities which generate lateral changes in the waveform and more particularly in attenuation of the signal. This is associated to strong variations in sensitivity to noise along the profile; (2) the noise level itself, which also varies in time because of a military airport localized in the eastern part of the profile and constant take-off/landing exercises at several periods of the day. The line is close to several pumping

wells (in the fractured contact zone) which are successively active at different times as well. In addition, it remains impossible to have the exact same source signature and both source and geophone coupling can vary from one acquisition to another. The issue is however less important as far as surface-wave dispersion is concerned. The technique indeed involves multiple windowing and stacking techniques, which mitigate the sources and receivers influences and provide an integrated measurement along a large window (see O'Neill (2003), Ezersky *et al.* (2013) or Pasquet and Bodet (2017) for more details). The effects are different as soon as P-wave first arrival times are considered. This is actually not only an issue for time-lapse measurements but also for standard surveys. The coupling obviously changes from one geophone to another and from one shot to another within the same acquisition (which partly explains why the estimation of uncertainties in P-wave traveltime tomography is poorly documented in the literature). Even with an automatic mechanical source for instance, practitioners cannot guarantee its reproducibility in terms of orientation, energy and frequency content. Then the reproducibility of the first arrival shape can neither be guaranteed. Triggering issues empirically corrected by practitioners is also a standard source of errors in travel time picking. The variations in geophone coupling and orientation will also generate variations in amplitude, in waveform, in sensitivity to noise. All these issues consist in a “background error” which is difficult to estimate (except by repeating each survey a high number of times to perform statistics). We then consider that, using the same equipment, the same operators and being at the same site, located at the same positions, this “background error” would be similar from one survey to another.

Finally, because of these quite typical restrictions, only 33 % of the first arrival differences and 16 % of the phase velocity changes are considered as significant. Even if these numbers are relatively low, the remaining observed variations allow the assumption of variable hydrological behaviours across the line. Table 1 presents water level variations between October 2011 and May 2012 in monitoring wells located in the vicinity of the seismic line. The values show a global increase of water table levels at depth, between the two acquisitions times, with no apparent strong lateral variations when the results of the present study show that the time-lapse seismic response strongly depends on the lithology (as summarized in Table 2). It is first worth considering that, as the measurements performed remain of shallow depths of investigation, the vadose zone has a stronger impact on the wavefield than the saturated zone. Then, both lateral and vertical lithology contrasts have to be considered along the line. Observed data variations integrate properties from the surface

layers to deeper units (along the wave fronts path, depending on considered offsets and frequency ranges) and can be interpreted in a qualitative way only. For instance, the variations of seismic traveltimes or velocities with saturation will be different if they are observed in clays, in the fractured contact zone, in granites or in the weathered layer presenting a consolidation gradient. In addition, more data about the fluid state, the saturation of the medium and information about the adapted petrophysical models are needed prior to any further quantitative interpretation.

2.7. Conclusions

In this study, we describe a processing workflow to estimate picking errors that are due to the inherent subjectivity of human operators using statistical analysis based on picking repeatability. We apply the 99 % confidence level, for both P-wave first arrival time and surface-wave phase velocity extraction from classical near-surface seismic acquisitions, in order to consider their time-lapse application. On the Ploemeur hydrogeological observatory, a rough estimate of apparent seismic velocity variations between October 2011 and May 2012 would be 15-20 % (even if it is not possible to provide actual relative changes because of the data dependence on offset and frequency). In addition, these variations are strikingly not homogeneously distributed. On a hydrological point of view, the ability to describe such spatial heterogeneity and its control on water fluxes is of major importance. The methodology we propose helps defining meaningful traveltime and phase velocity changes which are surely linked to saturation changes in the subsurface. The interpretation of seismic information as saturation variations at field scale, though, remains an open question and calls for further work on appropriate petrophysical relationships. Passive seismic methods have been developing quickly over the last 10 years and recently proved their usefulness to such issues. It is expected that active methods have a major role to play to complement and reference continuous observations.

2.8. Apport à la compréhension de la dynamique de l'hydrosystème et perspectives

Malgré la faible proportion de variations significatives des données sismiques, des hypothèses concernant la dynamique de l'hydrosystème le long de la ligne sont établies en utilisant les connaissances hydrologiques et géologiques *a priori* :

- (i) entre 0 et 125 m dans les granites altérés, la variation des données sismiques peut être liée au drainage d'un aquifère superficiel ou être le résultat de faibles porosités au sein de la couche cristalline ;
- (ii) dans la zone argileuse, à partir de 275 m, la pression capillaire est probablement très élevée et la variation de teneur en eau très faible. Ainsi, la variation des données sismiques est très faible ;
- (iii) entre 300 et 350 m, les différences importantes sont corrélées avec la position d'un drain mis en place dans le but de protéger des instruments de mesure présents en subsurface et dont le comportement hydrologique *a priori* est inconnu ;
- (iv) entre 125 et 275 m, la zone fracturée, située entre les granites et les micaschistes, est une zone très productive. Sa teneur en eau dépend principalement de la météorologie, les débits de pompage sont constants au cours du temps. Les différences négatives de temps d'arrivées et les variations négatives de vitesses de phase indiquent une augmentation des teneurs en eau entre octobre 2011 et mai 2012.

L'interprétation des variations des données sismiques est réalisée de manière qualitative selon les études de Bachrach et Nur (1998) et Cho et Santamarina (2001) qui spécifient les variations des vitesses des ondes P et S selon la saturation en eau en milieu non consolidé. Afin de valider ces hypothèses, un travail de recherche de modèles pétrophysiques reliant les variations de saturation en eau et celles des données sismiques est nécessaire. La plupart d'entre eux fournissent des relations entre les paramètres hydrodynamiques des roches et les propriétés sismiques fondées sur les théories de la poroélasticité (Pride, 2005). Cependant, une grande partie des observatoires de la CZ et des hydrosystèmes associés ne sont pas constitués uniquement de roches mais aussi de matériaux non consolidés partiellement saturés. Il est donc nécessaire de développer des modèles pétrophysiques spécifiques (Cho et Santamarina, 2001 ; Sawangsuriya *et al.*, 2008 & 2009 ; Heitor *et al.*, 2012).

La méthodologie d'étude « time-lapse » des données sismiques met en évidence leurs variations significatives liées à la dynamique de l'hydrosystème étudié pour en proposer une interprétation lorsque le rapport signal-sur-bruit le permet. Pasquet *et al.* (2015a) propose une inversion méticuleuse des données acquises en mai 2012 avec un nombre de couches élevé

afin de rendre compte du gradient d'altération du granite. Toutefois, si on en considère un nombre plus restreint le long de la ligne (en lien avec la lithologie observée dans les forages), l'incertitude *a posteriori* est trop élevée pour pouvoir comparer les paramètres inversés. Le chapitre 3 propose l'application de la méthodologie d'étude « time-lapse » des données sismiques sur un autre site expérimental latéralement moins hétérogène, très contraint et avec des pas de temps d'acquisition plus courts. Une connaissance approfondie du site par l'utilisation de multiples méthodes (ERT, pénétromètre dynamique, échantillonnages de sol et autres connaissances *a priori* de la zone), la très bonne qualité des données et la présence de variations significatives des données sismiques rendent possible l'inversion méticuleuse des données sismiques à chaque pas de temps et l'interprétation des paramètres inversés.

Chapitre 3 : Acquisition et interprétation de données sismiques « time-lapse » pour la modélisation hydrodynamique

Acquisition sur le bassin versant expérimental de l'Orgeval (Seine- et-Marne) avec un pas de temps bimensuel pour la compréhension des échanges nappe-rivière

3.1. Introduction	44
3.2. Site d'application : le bassin versant des Avenelles	45
3.3. Caractérisation des hétérogénéités par méthodes ERT et sondages géotechniques	48
3.4. Acquisitions sismiques « time-lapse » et extraction des données	51
3.4.a. Dispositif d'acquisitions sismiques	52
3.4.b. Temps de premières arrivées	52
3.4.c. Extraction de la dispersion des ondes de surface	55
3.4.d. Estimation de l'erreur de pointé	57
3.4.e Variations spatiales et temporelles des données sismiques	57
3.4.f. Interprétation qualitative des variations observées	60
3.5. Estimation de la profondeur de la zone saturée.....	62
3.5.a. Estimation des vitesses des ondes P et S par inversion et conversion en coefficient de Poisson.....	62
3.5.b. Estimation de la profondeur de la zone saturée.....	64
3.5.c. Conclusions sur la dynamique du battement de la surface piézométrique	65
3.6. Perspectives de recherche : intégration des informations géophysique à la modélisation hydrogéologique.....	66
3.6.a. Domaine du modèle.....	67
3.6.b. Définition des lithofaciès	67
3.6.c. Conditions aux limites du modèle	68

3.6.d. Calibration et validation du modèle	68
3.7. Perspectives opérationnelles	69

N.B. : ce chapitre reproduit en partie le rapport de Dangeard et al. (2017) et fait l'objet d'une publication en préparation. Un récapitulatif complet des traitements et inversions des données sismiques est présenté en annexe 1. Ces travaux sont réalisés avec la coopération d'Agnès Rivière (Mines ParisTech) et d'Alexis Mainault. (Sorbonne Université) et avec l'encadrement du stage de Master 2 de Solenne Schneider (Université de Rennes).

3.1. Introduction

La caractérisation et la quantification des impacts des changements globaux sur le fonctionnement des hydrosystèmes continentaux, en termes d'écoulement notamment, sont aujourd'hui au cœur des préoccupations des gestionnaires de l'eau et des milieux aquatiques. L'une des questions centrales auxquelles il est nécessaire de répondre est celle de l'évolution spatio-temporelle des flux à l'interface entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Les processus physiques et biogéochimiques se déroulant au sein de cette ZC (Brantley *et al.*, 2007) contrôlent l'état des milieux aquatiques et de leurs écosystèmes (Boulton *et al.*, 1998 ; Brunke et Gonser, 1997 ; Krause *et al.*, 2009). Les flux les plus importants se situent au sein des interfaces entre les surfaces d'eau libre (lac, zone humide) et les rivières (Harvey *et al.*, 1996, Winter, 1998). Ils sont principalement contrôlés par les propriétés des hydrofaciès rencontrés, la géométrie de l'interface nappe-rivière et le gradient hydraulique (Flipo *et al.*, 2014). De nombreuses méthodes d'investigation permettent d'estimer les flux d'échanges nappe-rivière avec, dans certains cas, l'aide de modèles numériques.

Dans ce cas, la définition des conditions aux limites repose sur des hypothèses qui contraignent fortement l'estimation des échanges. La forme de la nappe est notamment imposée par le gradient hydraulique et les hétérogénéités des faciès. Au voisinage d'une rivière, par exemple, les écoulements ne sont pas horizontaux mais, en l'absence d'informations sur la forme de la nappe, les modèles sont contraints par une condition de Dirichlet de charge hydrostatique provenant de mesures au sein d'un piézomètre. Une des solutions proposée par Morel-Seytoux (2009) est d'éloigner de la rivière la condition de

charge imposée par l'aquifère (afin de rendre valide l'hypothèse de Dupuit-Forcheimer). Cette solution est limitante car elle suppose l'extrapolation des niveaux piézométriques connus ou l'implantation de nouveaux piézomètres. La variabilité des processus hydro-sédimentaires (*e.g.*, dynamique fluviale, régimes climatiques fluctuants) est à l'origine des hétérogénéités spatio-temporelles des propriétés de l'interface nappe-rivière. Cependant, les méthodes d'estimations des flux ne permettent pas toujours de les prendre en compte (Binley *et al.*, 2010 ; Binley *et al.*, 2015 ; McLachlan *et al.*, 2017).

Ces travaux proposent de combler ces lacunes à l'aide d'une approche multi-méthodes afin de contraindre un modèle hydrogéologique d'estimation des échanges nappe-rivière. Il s'agit de combiner caractérisations géotechniques, imageries géophysiques à « haute résolution » et approches hydrogéophysiques « time-lapse » pour : (1) fournir une distribution des faciès et propriétés hydrodynamiques associées ; (2) définir les conditions initiales et aux limites grâce à une description de la dynamique spatiale et temporelle du continuum zone saturée/zone non-saturée. Cette étude est conduite sur un site expérimental dont le contexte hydrogéologique à l'échelle du bassin est étudié depuis plusieurs décennies (Mouhri *et al.*, 2013). Ce site comprend un dispositif de mesure de hauteur d'eau en rivière et deux piézomètres équipés alignés selon un profil perpendiculaire au cours d'eau. Six mois de campagnes de mesures ont impliqués : (1) des tomographies de résistivités électriques hautes résolutions couplées à des sondages à la tarière et des essais au pénétromètre dynamique, afin de décrire les hétérogénéités spatiales du milieu poreux le long du dispositif ; (2) des acquisitions sismiques « time-lapse » avec un pas de temps de 2 mois afin de capturer la dynamique de la nappe selon les approches proposées par (Pasquet *et al.*, 2015a & b ; Bergamo *et al.* 2016a & b et Dangeard *et al.*, 2018a).

3.2. Site d'application : le bassin versant des Avenelles

Le site d'étude est situé sur le bassin versant de l'Orgeval, d'une superficie de 104 km², localisé à 70 km à l'est de Paris en Seine-et-Marne (France). Le ru des Avenelles y draine un sous-bassin versant de 46 km² (Figure 18). Ce dernier est un observatoire expérimental instrumenté depuis les années 60, notamment pour des études sur le drainage et les épisodes de crues par IRSTEA²⁰. Les variables hydrologiques y sont suivies depuis 1962

²⁰ Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture
[<http://www.irstea.fr/accueil>]

et disponibles sur la BDOH²¹ (Tallec *et al.*, 2015). Le sous-bassin des Avenelles profite des soutiens du PIREN Seine et de l'EQUIPEX CRITEX qui ont permis de continuer d'alimenter la banque de données et d'implanter de nouveaux instruments dont un suivi des échanges nappe-rivière (station dites LOMOS, pour Local Monitoring Stations ; Mouhri *et al.* (2013)).

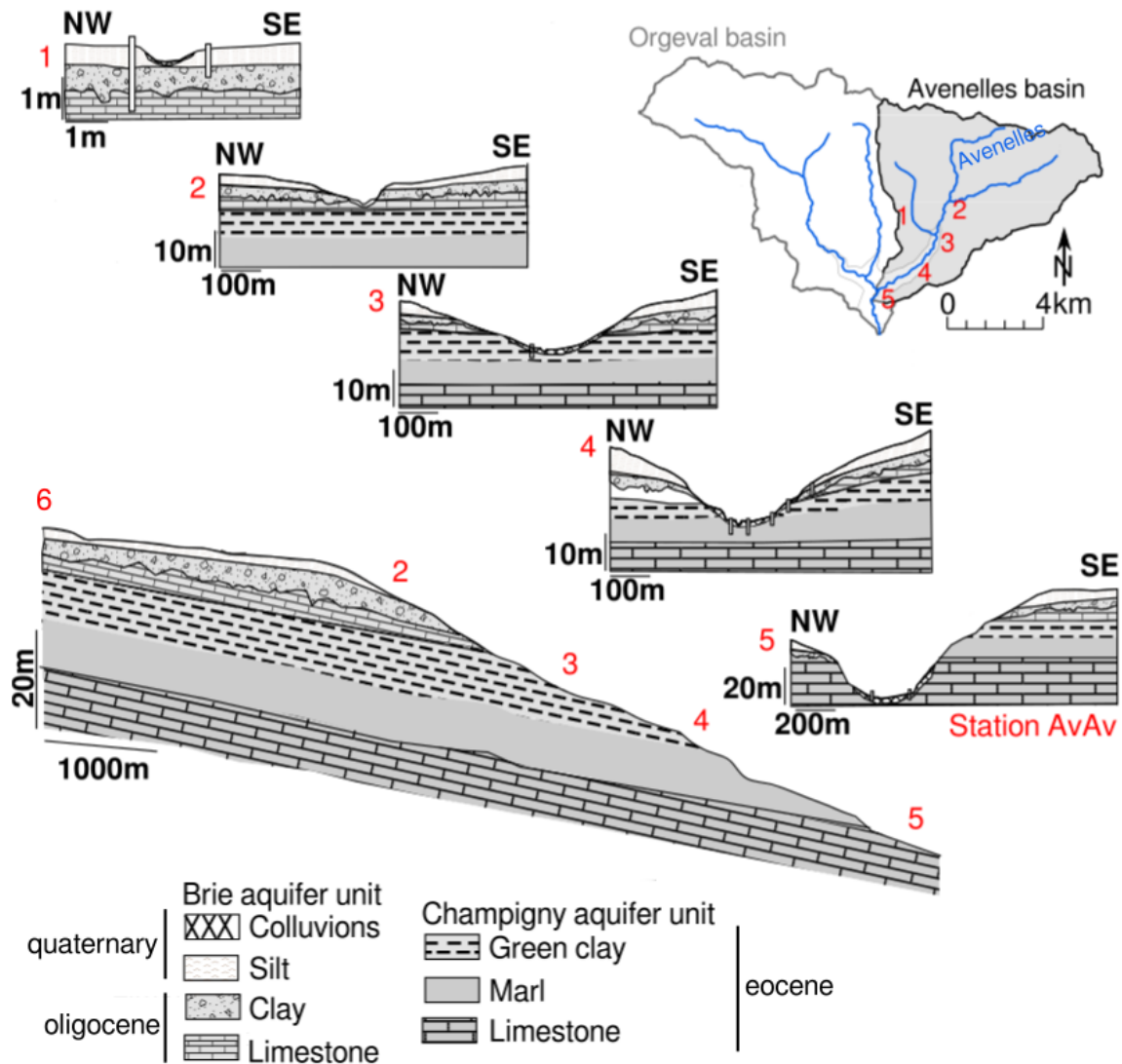


Figure 18. Localisation du bassin versant des Avenelles (contours noirs) et coupes géologiques perpendiculaires à l'axe des cours d'eau (coupes 1 à 5) et le long du ru des Avenelles (coupe 6, selon la direction NNE-SSO), d'après Mourhi *et al.* (2013). La station 5 « AvAv » (Aval Avenelles) a fait l'objet de la présente étude. Sur cette section, des dispositifs de mesures géophysiques et hydrogéologiques ont été mis en place

Le bassin versant de l'Orgeval est représentatif des têtes de bassins de l'hydrosystème Seine, caractérisés par une couverture agricole importante (80 % des terres, Loumagne et Tallec (2013)). L'hydrogéologie est influencée par un système aquifère multi-couches

²¹ Base de Données des Observatoires en Hydrologie [<https://bdoh.irstea.fr/ORACLE>]

composé de 2 principales formations géologiques, datant de l'Oligocène (nappe du calcaire de Brie) et de l'Éocène (nappe du calcaire du Champigny), séparées par un aquitard argileux (argiles vertes et marnes supragypseuses) (Mouhri *et al.* (2013), Figure 18). La surface du bassin est recouverte de dépôts éoliens quaternaires (sables et limons peu perméables) sur une épaisseur pouvant atteindre 5 m localement. Sa géométrie a été identifiée à large échelle par Mouhri *et al.* (2013) grâce à plusieurs études géologiques et géophysiques ainsi que 39 carottages. A partir de ces résultats, des zones d'intérêts particuliers ont été mises en évidence le long du cours d'eau. Ces dernières font l'objet d'un suivi à haute fréquence des paramètres hydrogéologiques (température, charge hydraulique) via des stations LOMOS mené par Mouhri *et al.* (2013) (Figure 19). A la station ciblée par cette étude, appelée « AvAv » (pour AVal AVenelles), le cours d'eau semble être en contact direct avec le calcaire du Champigny (Figure 18).

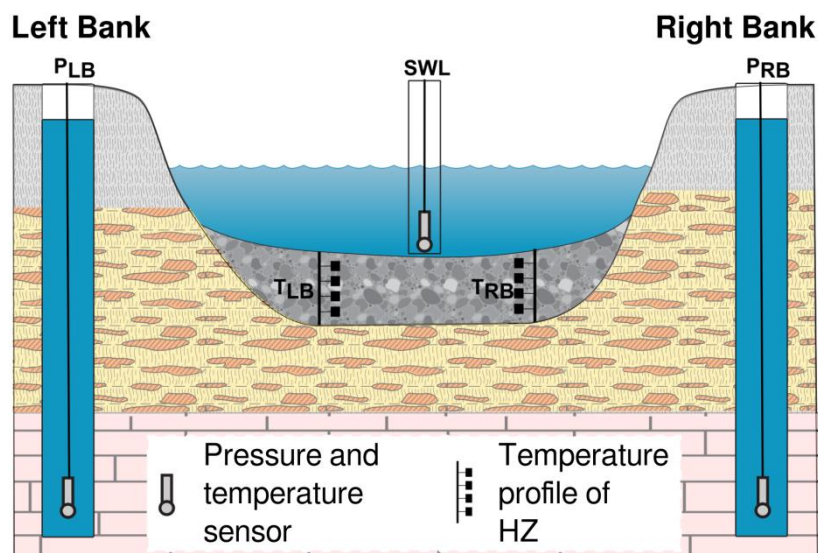


Figure 19. Schéma type d'une instrumentation hautes-fréquences de type LOMOS. Pour une station, sont mesurées : (1) la hauteur d'eau dans le ru (SWL), les charges hydrauliques dans les piézomètres de chaque berge (PLB, PRB), la température dans la zone hyporhéique à proximité des rives (TLB, TRB) et la température de l'eau dans les piézomètres (PLB, PRB). Modifié d'après Mouhri *et al.* (2013).

L'été 2017 a été particulièrement humide avec des événements orageux de fortes intensités (Figure 20a et Figure 20b). Les précipitations maximales sont enregistrées en août 2017 et atteignent 25,6 mm/h. La Figure 20c présente les mesures de charges hydrauliques réalisées à la station AvAv à l'aide du dispositif LOMOS sur la période d'étude. Le système aquifère est très réactif aux précipitations : les charges et les pluies évoluent dans le même sens avec très peu de retard. Les fortes précipitations d'août 2017 ont entraîné une

augmentation des niveaux d'eau dans la rivière et l'aquifère. Les chroniques montrent que le cours d'eau alimente l'aquifère pendant la majorité de l'année sauf pendant les périodes de hautes eaux où les niveaux s'équilibrent. Pendant ces périodes, la rivière déborde jusqu'à la position du piézomètre de la rive gauche. Le piézomètre de la rive gauche a une dynamique très proche de celle de la rivière, contrairement à la rive droite.

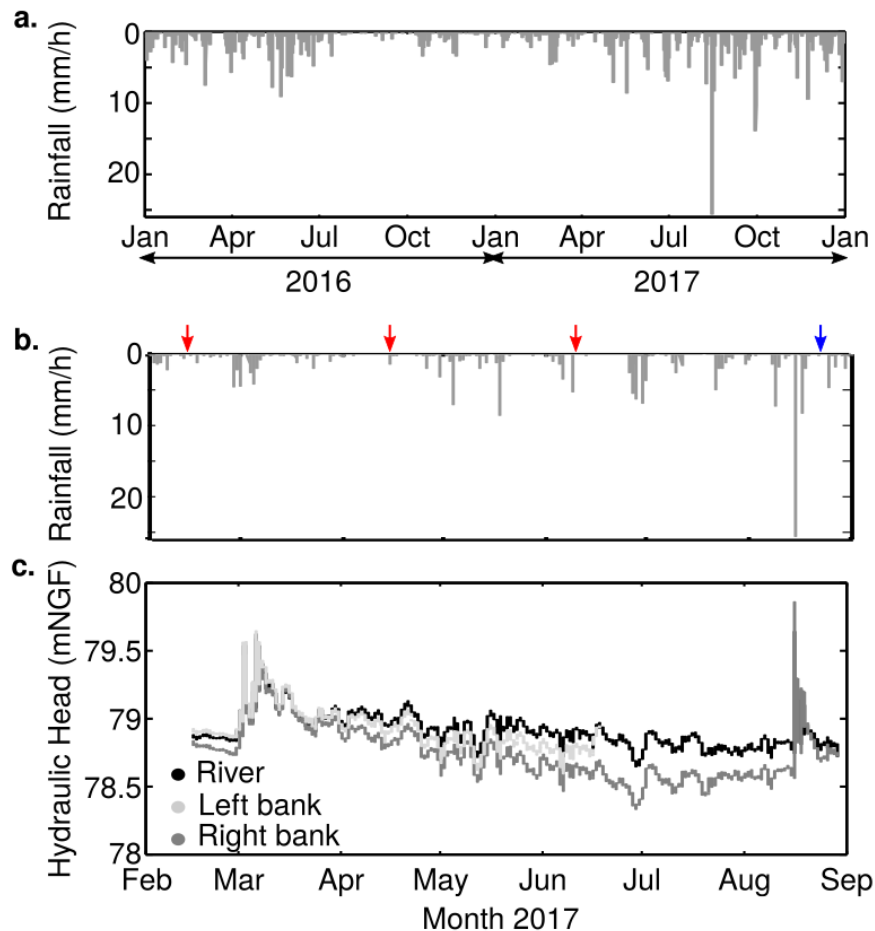


Figure 20. (a) Précipitations mesurées à la station météorologique de Boissy-le-Châtel entre le 1^{er} janvier 2016 et le 1^{er} janvier 2018. (b) Précipitations mesurées à la station météorologique de Boissy-le-Châtel entre le 14 février 2017 et le 28 août 2017. (dates de la première et de la dernière acquisition sismique) (c) Charges mesurées entre le 14 février 2017 et le 28 août 2017 à la station AvAv (Figure 18) dans la rivière (noir) et sur les piézomètres en rive droite (gris foncé) et rive gauche (gris clair). Les flèches représentent les dates auxquelles ont été effectuées les acquisitions sismiques et la flèche bleue indiquent celle des mesures électriques et sismiques.

3.3. Caractérisation des hétérogénéités par méthodes ERT et sondages géotechniques

Une description de la distribution latérale des différents faciès du milieu a été réalisée

grâce à un profil ERT²² perpendiculaire au ru des Avenelles en août 2017 (Figure 21²³). En effet, le paramètre physique ciblé (la résistivité électrique) est l'un des plus discriminants dans un contexte argileux/limoneux très conducteur. 48 électrodes espacées de 0,50 m ont été mises en place et 2 roll-alongs ont été effectués avec un dispositif dipôle-dipôle (Figure 21a). La Figure 22 présente une image de résistivités électriques apparentes mesurées (Figure 22a) et de résistivités interprétées (Figure 22b) après inversion (Loke et Barker, 1996). La section obtenue est marquée par une dissymétrie entre les deux rives (2 acquisitions réalisées séparément sur chaque rive en février 2017 montrent la même dissymétrie et les mêmes ordres de grandeurs en termes de résistivité). L'identification des faciès est réalisée en comparant les variations de résistivités électriques avec :

- les logs géologiques présentés par Mouhri *et al.* (2013) ;
- 13 essais au pénétromètre dynamique PANDA2 (repérés en rouge sur la Figure 22b) ;
- 4 prélèvements de sol à la tarière, sur 1 m de profondeur environ (indiqués par des rectangles de couleurs sur la Figure 22b).

Cinq principales structures sont alors mises en évidence (voir Figure 22c ; Dangeard et al. (2018b)) : (1) la terre agricole labourée d'une épaisseur d'environ 50 cm (épaisseur classique de terre labourée) visible sur la rive droite (90 $\Omega.m$), (2) les limons en surface (50-60 $\Omega.m$), (3) l'argile à meulière (> 80 $\Omega.m$) qui surmonte (4) les marnes supra-gypseuses (40 $\Omega.m$) sur la rive gauche et enfin, sur la rive droite (5) l'argile verte. Les hétérogénéités du milieu en rive gauche sont liées aux laisses de crues (Figure 21b) et d'éventuels remaniements anthropiques (pour le passage à gué d'engins agricoles). Cette rive est située dans l'intérieur du méandre. Lors des périodes de hautes eaux, la rivière déborde et recouvre ce piézomètre et lors de la décrue, des sédiments sont déposés sur cette rive. Au contraire, la lithologie de la rive droite est plus homogène et plus argileuse (Figure 21b). Cette succession de faciès est *a priori* contradictoire avec la description du bassin versant faite par Mouhri *et al.* (2013) mais il faut souligner la différence de résolutions auxquelles sont faites les mesures : à l'échelle du bassin versant pour Mouhri *et al.* (2013) et à l'échelle de la station dans le cas présent. Aux vues de ces propriétés, la dynamique du battement de la nappe est supposée plus rapide sur la rive droite que sur la rive gauche. Le signal de la rivière se diffuse plus rapidement dans la rive gauche que la rive droite. Ceci est confirmé par les mesures de charges hydrauliques au

²² Données fournies par R. Clément et H. Hénine (IRSTEA)

²³ Dans un souci de compréhension, nous parlerons, dans ce manuscrit, de « rive gauche » et de « rive droite ». Au sein des figures, la rive gauche est représentée à gauche et la rive droite est positionnée à droite.

sein des piézomètres de berge (Figure 20b).

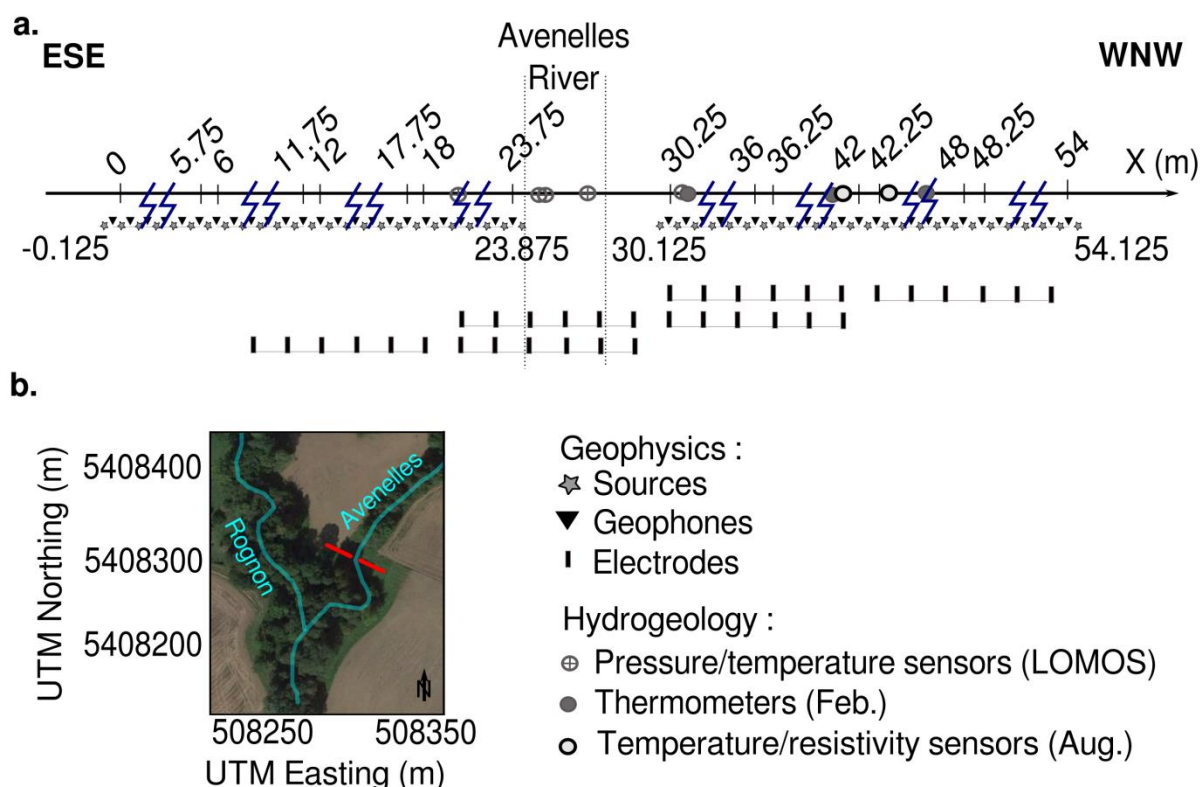


Figure 21. (a) Représentation schématique du dispositif d'acquisition multi-méthodes haute-résolution. Un système de suivi haute fréquence, appelé LOMOS (Local Monitoring Station – croix encadrées), permet de suivre la variation des paramètres hydrologiques au cours du temps. Un système de suivi des températures dans la zone non-saturée a été mis en place en février 2017 (ronds gris) et en août 2017 (couplé avec des mesures de résistivités électriques – ronds blancs). Un ensemble de 48 électrodes (bâtons noirs) espacées de 0,5 m a été déployées sur 2 rolls afin d'obtenir un profil de résistivité électrique de 47,5 m de long. Un dispositif dipôle-dipôle a été utilisé. Deux profils sismiques de parts et d'autres de la rivière permettent un suivi « time-lapse » des propriétés mécaniques. Ils sont constitués de 96 géophones (triangles) espacés de 0,25 m pour des profils de 23,75 m chacun. La source (étoile) est constituée d'une plaque métallique heurtée par une massette de 1,250 kg. Les sources sont localisées entre chaque géophone et à une demie intertrace des premiers et derniers capteurs. (b) Localisation des profils sismiques et électriques. Dans un souci de lisibilité de la figure, toutes les positions des capteurs et des sources n'ont pas été illustrées.

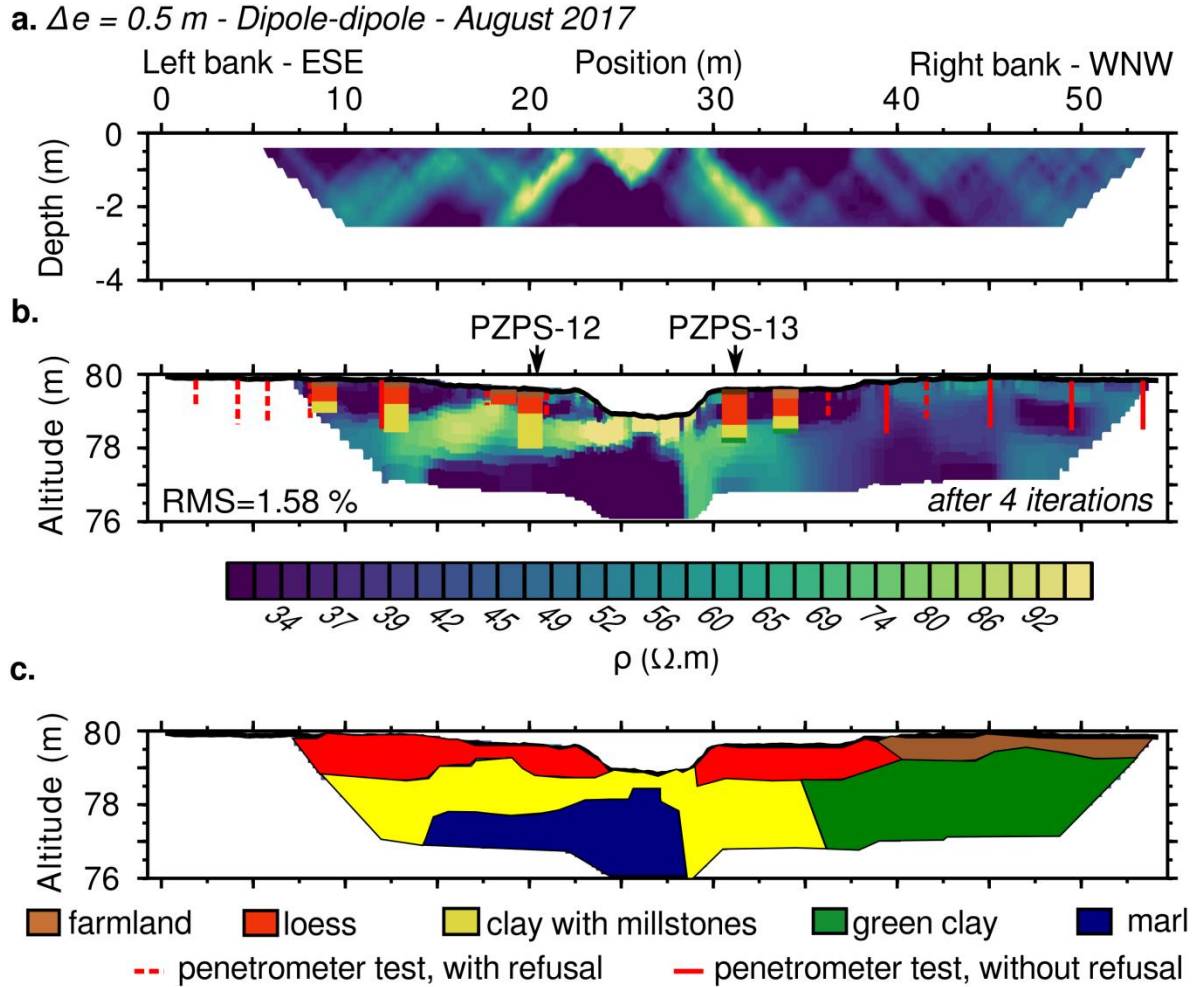


Figure 22. Résultats de la tomographie de résistivité électrique réalisée le long d'une ligne ESE-WNW de 47,5 m à travers le ru des Avenelles à l'aide de 48 électrodes espacées de 0,50 m et 2 roll-alongs et un dispositif dipôle-dipôle. (a) Résistivités apparentes et (b) résistivités interprétées après inversion (4 itérations). Les lignes rouges représentent la localisation des essais pénétrométriques au PANDA2. En trait plein les essais sans refus (profondeur maximale de 1,25 m) et en pointillé les essais avec refus. Les résultats d'échantillonnages à la tarière sont présentés sous forme de log. (c) Interprétation en compartiments de la section.

3.4. Acquisitions sismiques « time-lapse » et extraction des données

Les méthodes sismiques actives sont couramment utilisées pour caractériser l'hétérogénéité de la proche surface et de la ZC, grâce à l'estimation conjointe des vitesses des ondes P et des ondes S. Les propriétés mécaniques permettent également de suivre la saturation en eau de la ZC et plus particulièrement les propriétés du continuum sol/aquifère. L'un des principaux intérêts de ces méthodes est leur capacité à capturer les variations latérales du stock d'eau en une seule acquisition, permettant ainsi de spatialiser certaines observations ponctuelles (Konstantaki *et al.*, 2013 ; Pasquet *et al.*, 2015a & b). Des

applications « time-lapse » de cette approche ont récemment été proposées dans plusieurs contextes (ingénierie géotechnique, hydrogéologie, risques naturels) afin d'observer la dynamique saisonnière à court terme des flux de la CZ, notamment à partir des variations spatiales et temporelles des temps d'arrivées des ondes P et de la dispersion des ondes de surface (Bergamo *et al.*, 2016a & b ; Dangeard *et al.*, 2018a).

3.4.a. Dispositif d'acquisitions sismiques

Des acquisitions sismiques ont été déployées de février à août 2017, selon la même ligne que le profil ERT (Figure 21), avec un pas de temps d'acquisition de 2 mois. Lors de chaque acquisition, le même équipement, la même géométrie et les mêmes paramètres d'acquisition ont été utilisés. Afin d'assurer un positionnement optimal du dispositif au cours du temps, un système de marquage permanent a été mis en place sur le terrain. Sur chaque rive, 96 géophones verticaux de fréquence de coupure 14 Hz espacés de 0,25 m ont été déployés sur une longueur de 23,75 m (l'acquisition pour ces deux profils a été effectuée en deux temps). La source utilisée consiste en une plaque métallique frappée verticalement à l'aide d'une massette de 1,250 kg entre chaque géophone et à une demie-intertrace des premiers et derniers capteurs. A chaque position, 6 tirs ont été sommés dans le domaine temporel afin d'augmenter le rapport signal sur bruit. Un taux d'échantillonnage de 0,5 ms et une durée d'enregistrement de 2 s (comprenant un délai de pré-déclenchement de -0,02 s) permettent d'observer l'intégralité du champ d'onde (ondes P et ondes de surface, voir annexe 1 pour une présentation plus détaillées des données).

3.4.b. Temps de premières arrivées

Des pointés manuels permettent d'extraire les temps des premières arrivées des ondes P à partir des sismogrammes acquis pour chaque tir (*e.g.*, Figure 23a et Figure 23b). L'ensemble des temps pointés est répertorié (via l'échelle de couleur) sur la Figure 24 pour chaque couple source-géophone. Ces diagrammes donnent un premier aperçu de la distribution des vitesses apparentes des ondes P en subsurface et des hétérogénéités associées (Dangeard *et al.*, 2018a). La diagonale correspond aux temps d'arrivées aux offsets nuls. Les données représentées sous la diagonale sont influencées par les structures rencontrées à l'amont du géophone tandis qu'au-dessus de la diagonale, elles sont influencées par les structures situées à l'aval. Plus la distance source-récepteur est élevée, plus les temps d'arrivées pointés sont affectés par des hétérogénéités localisées en profondeur. Les données

indiquent une augmentation de la vitesse globale avec la profondeur et ne présentent pas de contraste marqué le long de la ligne en dehors d'effets liés à la topographie (notamment en rive gauche, à proximité de la berge, avec des temps d'arrivées plus faibles alors la distance aux géophones augmente).

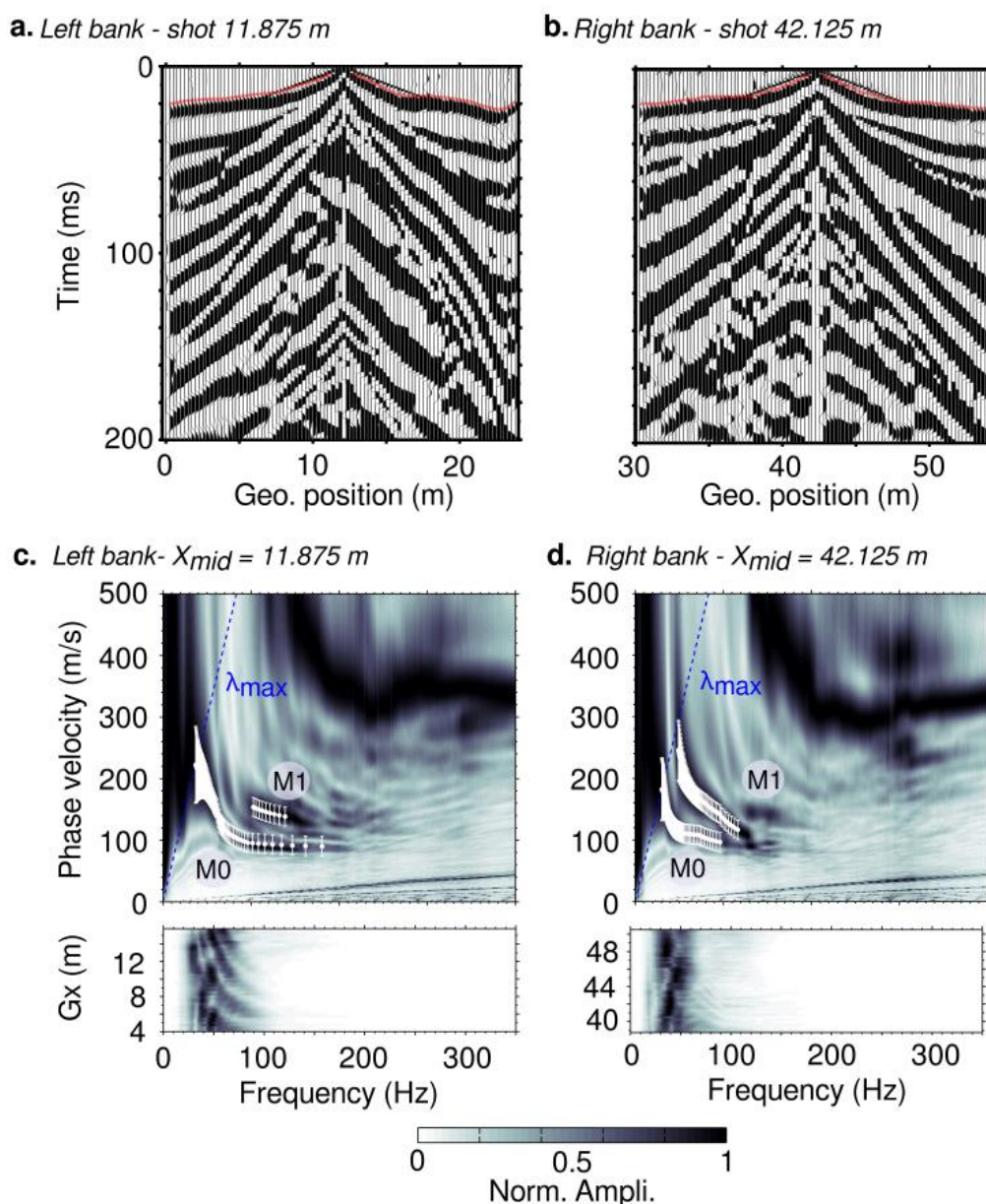


Figure 23. (a) et (b) Sismogrammes enregistrés pour les tirs localisés à 11,875 m (a) et 42,125 m (b) pour les acquisitions de février 2017. Les lignes verticales représentent les enregistrements pour chaque capteur (position le long du profil sur l'axe des abscisses) au cours du temps (axe des ordonnées). Les lignes rouges représentent les valeurs de temps d'arrivées pointés manuellement. (c) et (d) Images de dispersion (haut) et spectrogrammes (bas) calculées aux positions 11,875 m (c) et 42,125 m (d) pour les acquisitions de février 2017. Les points blancs correspondent au mode fondamental (M0) et le premier mode supérieur (M1) pointés manuellement. Les barres blanches verticales représentent l'erreur associée définie par O'Neill (2003).

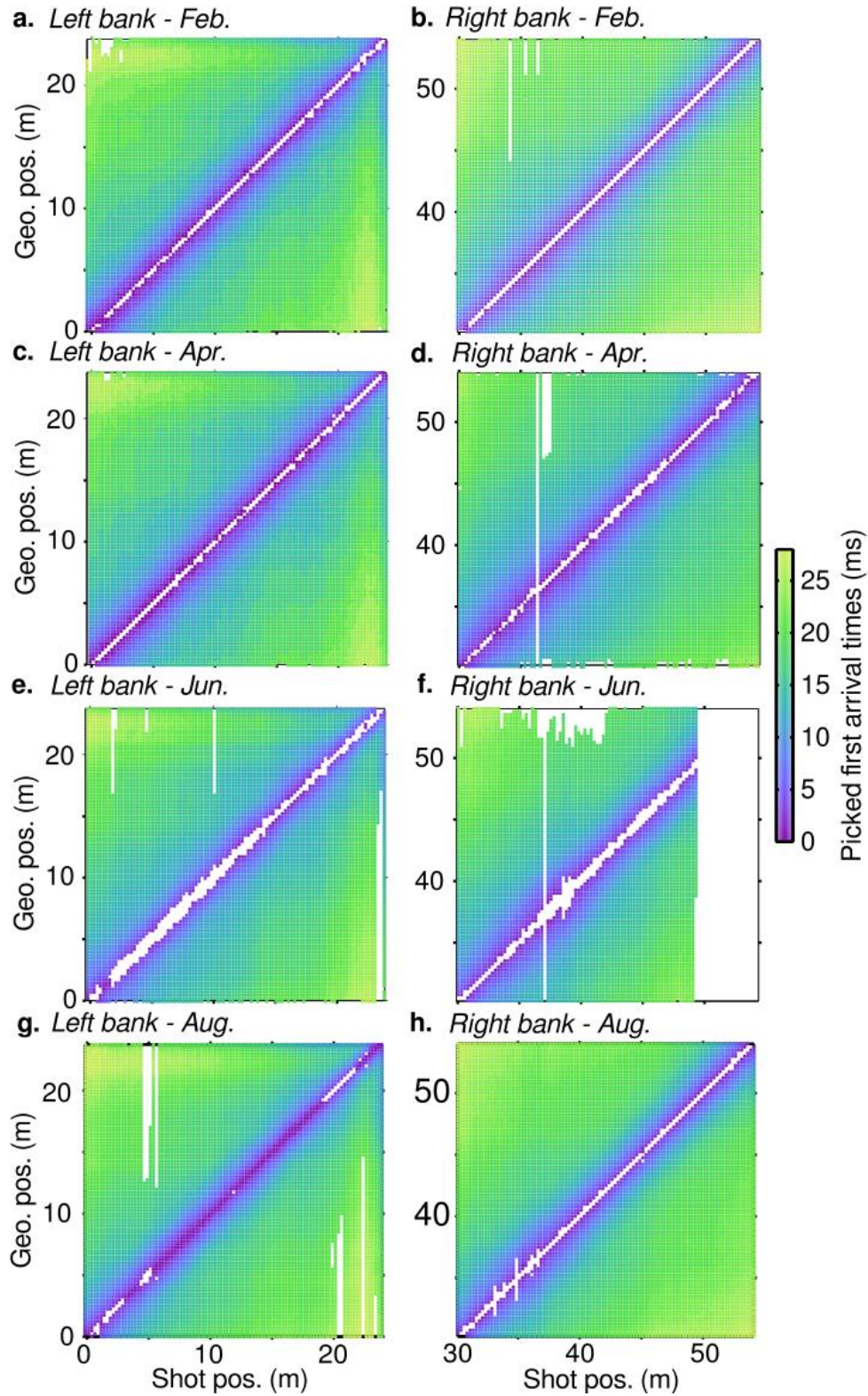


Figure 24. Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone représentés pour les rives gauche (a, c, e et g) et droite (b, d, f et h) des acquisitions de février (a & b), avril (c & d), juin (e & f) et août (g & h) 2017. Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés. La diagonale représente les offsets (distances source-géophone) nuls.

3.4.c. Extraction de la dispersion des ondes de surface

Dans un milieu hétérogène, les ondes de surface voient leurs vitesses de phase dépendre de leurs fréquences de propagation et sont multimodales (Park *et al.*, 1999). Cette relation de dispersion est observable à travers les maxima du champ d'onde une fois transformé vers le domaine « fréquence–vitesse de phase » (Mokthar *et al.*, 1988). Ces maxima sont pointés pour chaque mode de propagation (qui présente suffisamment d'énergie pour être identifié) selon la chaîne de traitement par fenêtre glissante proposée par O'Neill (2003) et implémentée par Pasquet et Bodet (2017). Une fenêtre de 11,75 m, soit 48 géophones, est sélectionnée par analyse des tirs le long de la ligne (voir annexe 1, Dangeard *et al.*, (2017) et Schneider (2017) pour plus de détails). Pour cette taille de fenêtre, à chaque position (nommées ici Xmid), les géophones sélectionnés sont illuminés par 8 tirs directs et 8 tirs inverses (respectivement à l'amont et l'aval de la fenêtre de géophones). Les premières et dernières fenêtres sont centrées à 5,875 m et 17,875 m en rive gauche et 36,125 m et 48,125 m en rive droite. Les courbes de dispersion sont extraites manuellement (*e.g.*, Figure 23c et Figure 23d) et sont tronquées aux basses fréquences (en excluant les longueurs d'onde supérieures à 12 m, Bodet *et al.* (2009)). Elles sont juxtaposées pour chaque Xmid et représentées sous forme de pseudo-sections de vitesses de phase en fonction de la fréquence et de la position du centre de la fenêtre d'extraction (Figure 25). Seul le mode fondamental est utilisé ici comme référence (Bergamo *et al.*, 2016a & b ; Pasquet *et al.*, 2016b ; Dangeard *et al.*, 2018a) mais les modes supérieurs sont utilisés lors des inversions (voir annexe 1). Les vitesses de phase sont globalement plus élevées sur la rive gauche que sur la rive droite. Ceci met en évidence l'hétérogénéité structurale du site observée avec l'ERT. De plus, ces vitesses augmentent entre février (hautes-eaux) et juin (basses-eaux) 2017 puis diminuent à nouveau en août 2017

Afin de mettre en évidence des zones préférentielles de variations des propriétés mécaniques, une comparaison point par point des données sismiques est proposée (Bergamo *et al.*, 2016a & b ; Dangeard *et al.*, 2018a).

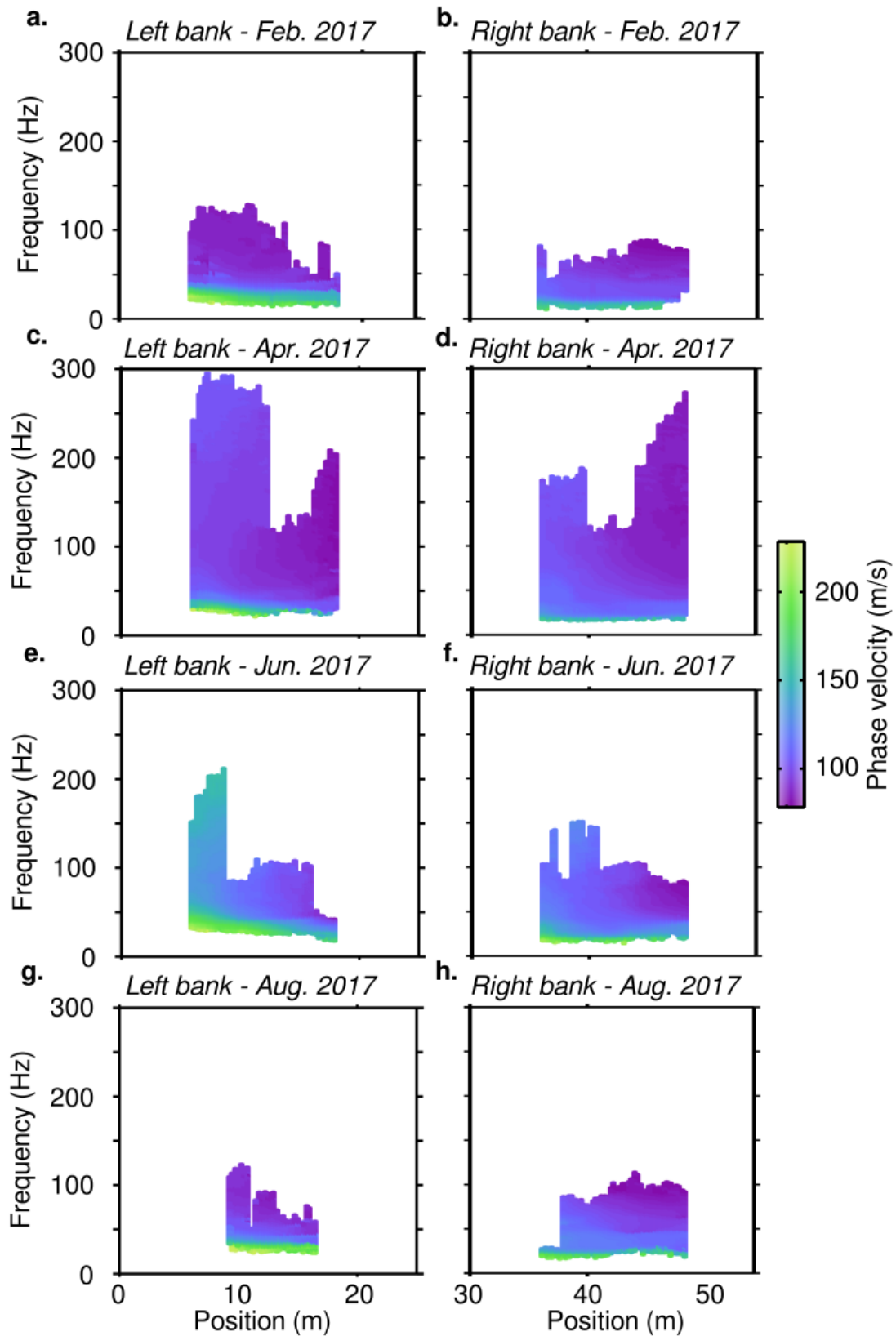


Figure 25. Dispersion des ondes de surface pointée manuellement pour les acquisitions de février (a, b), avril (c, d), juin (e, f) et août (g, h) 2017 pour la rive gauche (a, c, e, g) et la rive droite (b, d, f, h). L'axe des ordonnées correspond à la position du milieu de la fenêtre d'extraction des courbes de dispersion et les ordonnées correspondent aux fréquences. Plus la fréquence est élevée, plus elle est influencée par les propriétés des matériaux en surface.

3.4.d. Estimation de l'erreur de pointé

Afin d'être en mesure de comparer les données sismiques et de procéder à leur inversion pour estimer des modèles de vitesses, l'erreur de pointé est estimée à partir de la chaîne de traitement et des recommandations proposées par Dangeard *et al.* (2018a) (voir chapitre 2). Pour cela, 5 positions de tirs (pour les temps d'arrivées) et de centres de fenêtre (pour la dispersion des ondes de surface) sont sélectionnées et les données sont re-pointées manuellement dans un ordre aléatoire pour chaque pas de temps de février à août 2017. Lorsque 15 valeurs de pointés par position sont disponibles, l'écart-type (noté STD par la suite) est calculé pour chaque offset et chaque fréquence. Ces valeurs sont ensuite exprimées en fonction de leur population afin d'en déterminer le 99^{ème} quantile correspondant à l'erreur de pointé pour le pas de temps considéré. L'incertitude globale sur la différence entre les données de deux pas de temps est ensuite définie comme la somme des erreurs établies pour chacun d'eux. Les valeurs obtenues sont présentées dans la Table 3

Table 3. Erreurs estimées sur le pointé des temps d'arrivées et des courbes de dispersion à chaque acquisition de février à août 2017.

<i>Months (2017)</i>	<i>P-wave traveltimes</i>		<i>Surface-wave phase velocity</i>	
	<i>STD (ms)</i>	<i>No. of value</i>	<i>STD (m/s)</i>	<i>No. of value</i>
<i>February</i>	0.56	345	7.1	197
<i>April</i>	0.59	373	4.3	734
<i>June</i>	0.63	442	2.3	515
<i>August</i>	0.73	435	5.3	167

3.4.e Variations spatiales et temporelles des données sismiques

Les différences point-par-point des données sismiques sont récapitulées dans la Table 4.

La Figure 26 présente les différences point-par-point des temps d'arrivées calculées entre avril et février (Figure 26a et Figure 26b), juin et avril (Figure 26c et Figure 26d) et août et juin (Figure 26e et Figure 26f). Les variations de données considérées comme non-significatives, *i.e.*, incluses dans l'incertitude, d'après les erreurs calculées précédemment, sont

représentées en gris tandis que les différences significatives sont données en couleurs. Les variations de temps sont négatives entre avril et février (Figure 26a et Figure 26b) sur les deux rives. Entre juin et avril (Figure 26c et Figure 26d), les différences sont globalement positives et comprises dans l'incertitude. Entre août et juin (Figure 26e et Figure 26f), les variations de temps d'arrivées sont positives. Sur la rive droite (Figure 26b, Figure 26d et Figure 26f), une zone comporte des différences comprises dans l'incertitude ou bien très élevées, pour des géophones et des tirs localisés entre 35 et 40 m. Un mauvais couplage des géophones et des sources à cet endroit peut expliquer ces différences car elles sont systématiques.

Les différences point-par-point des courbes de dispersion calculées entre avril et février (Figure 27a et Figure 27b), juin et avril (Figure 27c et Figure 27d) et août et juin (Figure 27e et Figure 27f) sont données suivant la même logique. Les différences positives et négatives considérées comme significatives suite à l'analyse d'erreur sont représentées en couleurs, tandis que le gris est choisi pour les variations comprises dans l'incertitude. Les variations de vitesse de phase sont positives entre avril et février (Figure 8a et Figure 8b) et entre juin et avril (Figure 8c et Figure 8d) sur les deux rives. Entre août et juin (Figure 8e et Figure 8f), les différences de vitesses de phase sont négatives.

Table 4. Récapitulatif des variations globales observées dans les temps d'arrivées des ondes P et des vitesses de phase des ondes de surface et des interprétations réalisées en terme de saturation en eau d'après Bachrach et Nur (1998) et Cho et Santamarina (2001)

	<i>April → February</i>	<i>June → April</i>	<i>August → June</i>
<i>Traveltime differences</i>	-	+	+
<i>Phase velocity difference (surface)</i>	+	+	-
<i>Phase velocity difference (depth)</i>	?	-	+
<i>Water saturation</i>	↓	↓ →	↑

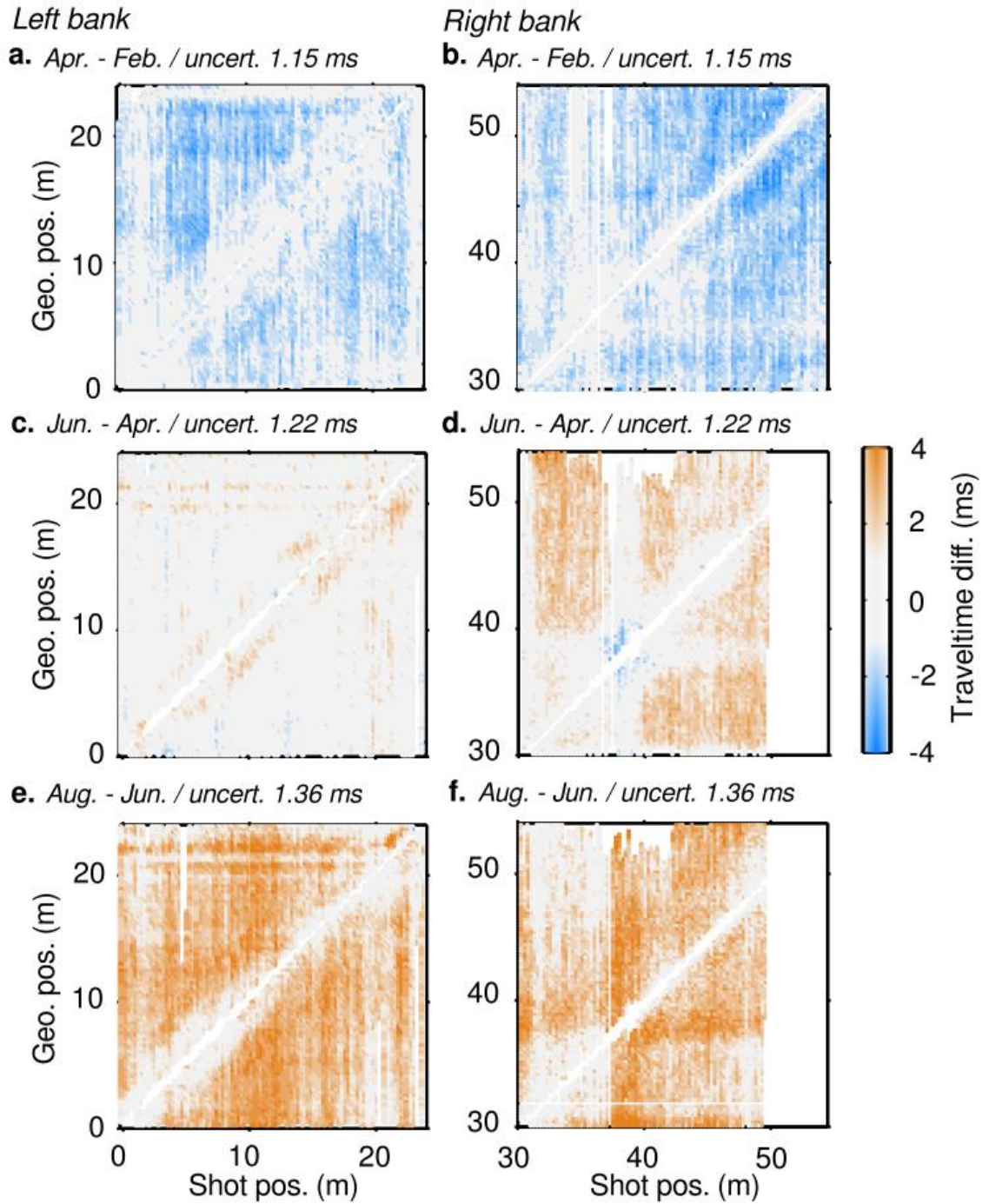


Figure 26. Différences absolues calculées entre les pointés des temps d'arrivées de avril et février (a, b), juin et avril (c, d) et août et juin (e, f) 2017. Les différences sont représentées en fonction de la position des tirs et des géophones. L'échelle de couleur tient compte de l'incertitude sur le pointé (en gris), déterminée par l'étude statistique.

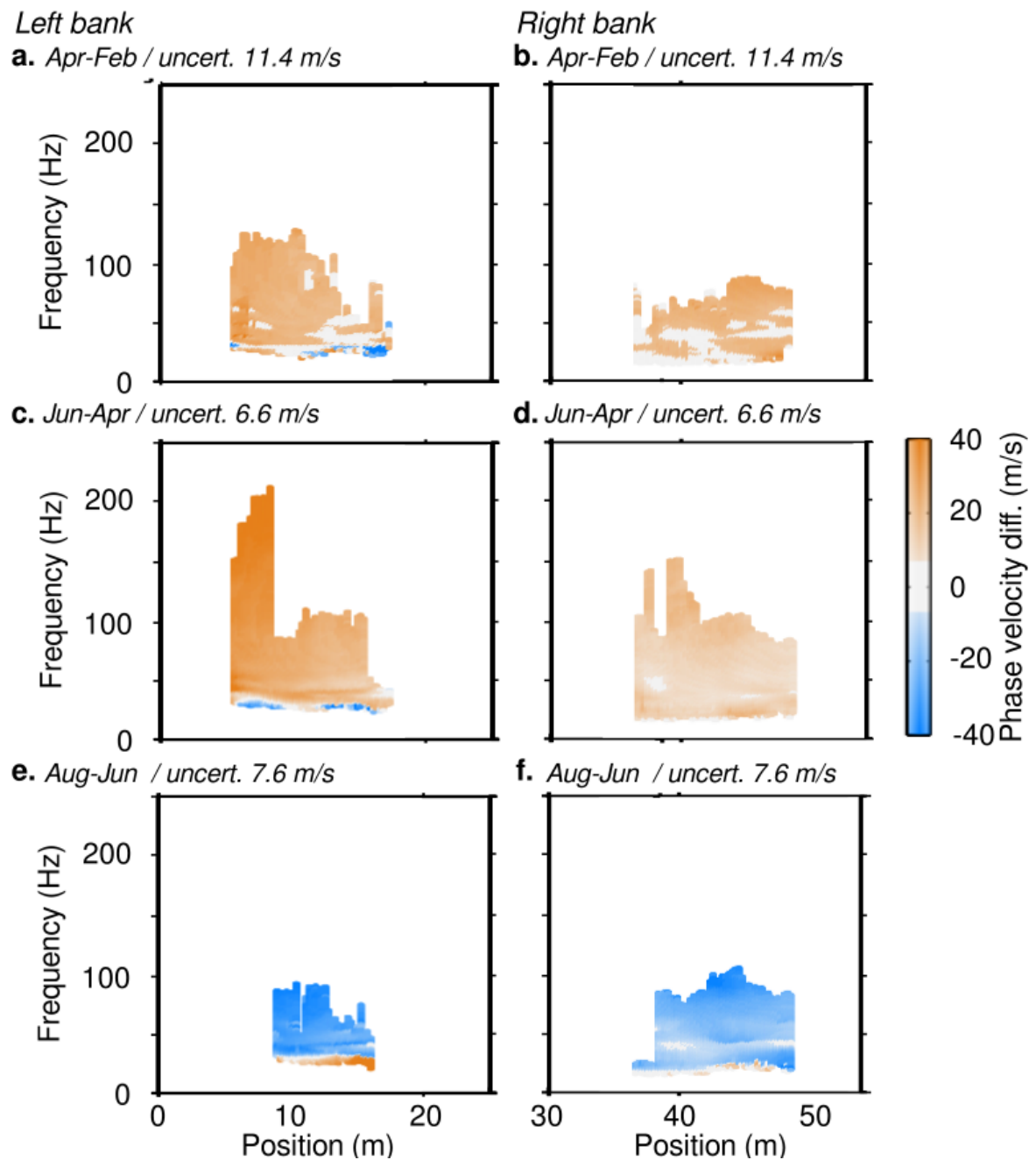


Figure 27. Différences absolues calculées entre les pointés de la dispersion des ondes de surface d'avril et février (a, b), juin et avril (c, d) et août et juin (e, f) 2017. Les différences sont représentées en fonction de la position du centre de la fenêtre sous laquelle sont calculées les images de dispersion et de la fréquence. L'échelle de couleur tient compte de l'incertitude sur le pointé (en gris), déterminée par l'étude statistique.

3.4.f. Interprétation qualitative des variations observées

A l'aide des différences calculées entre les données sismiques, il est possible de déterminer de manière qualitative les variations de teneur en eau (Table 4). Dans les milieux non consolidés, V_P à saturation en eau partielle est plus faible que V_P à sec. Ceci est lié à l'augmentation de la densité (dans les pores, l'eau remplace l'air moins dense). Puis à partir

d'une valeur seuil de l'ordre de 90-95 % (selon le milieu) elle augmente largement jusqu'à ce que la saturation complète soit atteinte (le milieu est plus difficile à comprimer, d'après Bachrach et Nur, (1998)). Les ondes S sont très sensibles aux faibles changements de saturation en eau lorsque celle-ci est proche de 0 % et tend à augmenter V_S (et donc la vitesse de phase des ondes de surface)²⁴. Puis, lorsque l'air est remplacé par l'eau dans le milieu poreux, V_S tend à diminuer (effet lié à une hausse de la densité, d'après Cho et Santamarina, (2001)). Ces comportements définis de manière empirique sont représentés sur des diagrammes « vitesse – saturation en eau » en utilisant les relations établies dans des milieux granulaires par Bachrach et Nur (1998) pour les ondes P (Figure 28a) et Cho et Santamarina (2001) pour les ondes S (Figure 28b). Les états du sol aux différentes dates sont indiqués sur ces diagrammes (Figure 28). Les variations des données sismiques indiquent qu'en février, la saturation en eau est globalement plus élevée. Ceci est cohérent avec l'altitude élevée de la surface piézométrique et une saturation en eau en surface observée proche de 100 % (période de hautes-eaux). En avril et juin, la saturation globale semble peu varier malgré des niveaux piézométriques distincts et un terrain totalement sec en surface au début des acquisitions en juin. Ceci peut être expliqué par plusieurs événements orageux d'intensité allant jusqu'à 6,3 mm/h lors de l'acquisition du mois de juin 2017. Enfin, en août 2017, le bassin versant était en état de crue (Figure 20b et Figure 20c). Ainsi, les teneurs en eau globales et les niveaux piézométriques sont assez élevés : plus élevés qu'en juin mais plus faibles qu'en avril et février 2017.

L'étude des variations temporelles des données sismiques permet de formuler, de manière empirique, des hypothèses sur la dynamique de battement de nappe le long du profil de mesure. Toutefois, ces informations qualitatives ne peuvent être intégrées directement aux modèles hydrogéologiques. Nous proposons dans ce qui suit d'estimer V_P et V_S par inversion des données pour ensuite calculer le coefficient de Poisson et enfin d'estimer la profondeur de la zone saturée. Ces inversions méticuleuses sont possibles à chaque pas de temps grâce à la qualité des données, aux erreurs de pointé estimées et aux contraintes *a priori* sur le site fournies par les autres approches citées *supra*. Les variations significatives observées dans les données confirment la sensibilité du milieu aux changements hydrologiques. La section suivante s'attache à vérifier si ces variations spatio-temporelles sont correctement transportées vers les modèles de vitesse.

²⁴ En effet, la relation suivante est vérifiée : $0,9V_S < V_R < 0,95V_S$ où V_R correspond à la vitesse des ondes de Rayleigh

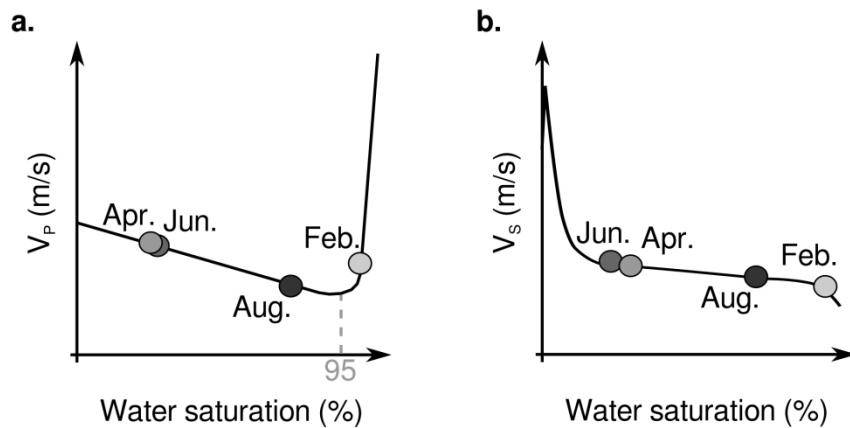


Figure 28. Evolution qualitative de la saturation en eau en fonction de l'évolution des vitesses des ondes P (a) et S (b) pour chaque pas de temps, estimée à partir des variations des données sismiques (Figure 26, d'après Bachrach et Nur, 1998 et Figure 27, d'après Cho et Santamarina, 2001).

3.5. Estimation de la profondeur de la zone saturée

3.5.a. Estimation des vitesses des ondes P et S par inversion et conversion en coefficient de Poisson

N.B. : les étapes de traitement et d'inversion des données sont capitales pour une utilisation optimale des résultats. En effet, seules des inversions méticuleuses permettent une comparaison « time-lapse » des paramètres inversés. Toutefois, dans un souci de clarté, elles sont présentées en annexe 1.

La vitesse des ondes P est estimée par inversion tomographique des temps d'arrivées (Schuster et Quintus-Bosz, 1993 ; Sheehan *et al.*, 2005 ; Rohdewald, 2011). L'inversion tomographique est initialisée avec un modèle de type gradient créé en prolongeant latéralement un modèle 1D issu de la moyenne des pointés des temps d'arrivées et en supposant un milieu tabulaire (Gibson *et al.*, 1979). Lors de l'inversion, l'équation eikonale est résolue par itérations successives arrêtées lorsque la variation des vitesses, l'erreur RMS globale et le maximum des résidus normalisés atteignent une valeur minimum et ne varient plus (voir annexe 1) (une comparaison des fonctions coûts (misfits) obtenues est présentée en annexe 1, Figure 63). La vitesse des ondes S est estimée par inversion 1D de la dispersion des ondes de surface (Pasquet et Bodet 2017). Pour cela : (i) 5 couches sur un espace semi-infini d'une épaisseur variant entre 0,125 et 2 m ont été utilisées ; (ii) la vitesse des ondes P est imposée par les résultats issus de la tomographie ; (iii) le coefficient de Poisson peut varier

entre 0,1 et 0,5. Une pseudo-section de la vitesse des ondes S est obtenue par juxtaposition des modèles 1D obtenus (une comparaison des coûts (misfits) obtenus est présentée en annexe 1, Figure 67). La profondeur d'investigation pour chaque Xmid est définie à partir de l'écart-type *a posteriori* des vitesses des modèles. Dans notre cas, un écart-type de 150 m/s est choisi. La profondeur d'investigation déterminée reste supérieure à celle de la zone-saturée (environ 2 m, voir annexe 1).

Le coefficient de Poisson, noté ν , est calculé à partir des vitesses des ondes P et S. La Figure 29a représente des exemples de ν calculé en 1D sur la rive gauche (à gauche, à une position de 9,875 m) et sur la rive droite (à droite, à une position de 44,625 m) aux différents pas de temps (février en rose, avril en bleu, juin en vert et août en orange). Les valeurs de coefficient de Poisson sont représentatives des milieux non consolidés non-saturés et saturés (proche de 0,5). Dans chaque cas, une augmentation de la valeur de ν avec la profondeur est constatée avec un accroissement de la saturation en eau. L'ensemble des coefficients de Poisson 1D sont juxtaposés afin de construire une pseudo-section pour chaque pas de temps, Figure 29b. Les valeurs de ν élevées (en bleu) indiquent un milieu saturé, au contraire des valeurs faibles (en jaune) représentent un milieu non-saturé en eau. Cette représentation met en évidence les évolutions spatiales et temporelles de l'état de saturation du milieu. Le comportement des deux rives est très différent. La complexité en termes de lithologie et donc de paramètres hydrodynamiques de la rive gauche est clairement mise en évidence. En effet, il est difficile de suivre une ligne d'isovaleurs de coefficient de Poisson. Ceci est expliqué par l'hétérogénéité du milieu et la présence de blocs de meulière pouvant atteindre plusieurs décamètres. La frange capillaire est définie comme la zone saturée située au-dessus de la nappe et dans laquelle le potentiel de succion est négatif. Son épaisseur dépend de la porosité des compartiments (Bear, 1972) : plus elle est élevée, plus la frange capillaire sera épaisse. Cette interface saturée en eau et la « nappe » sous-jacente ne sont donc pas distinguées par la méthode décrite *supra*.

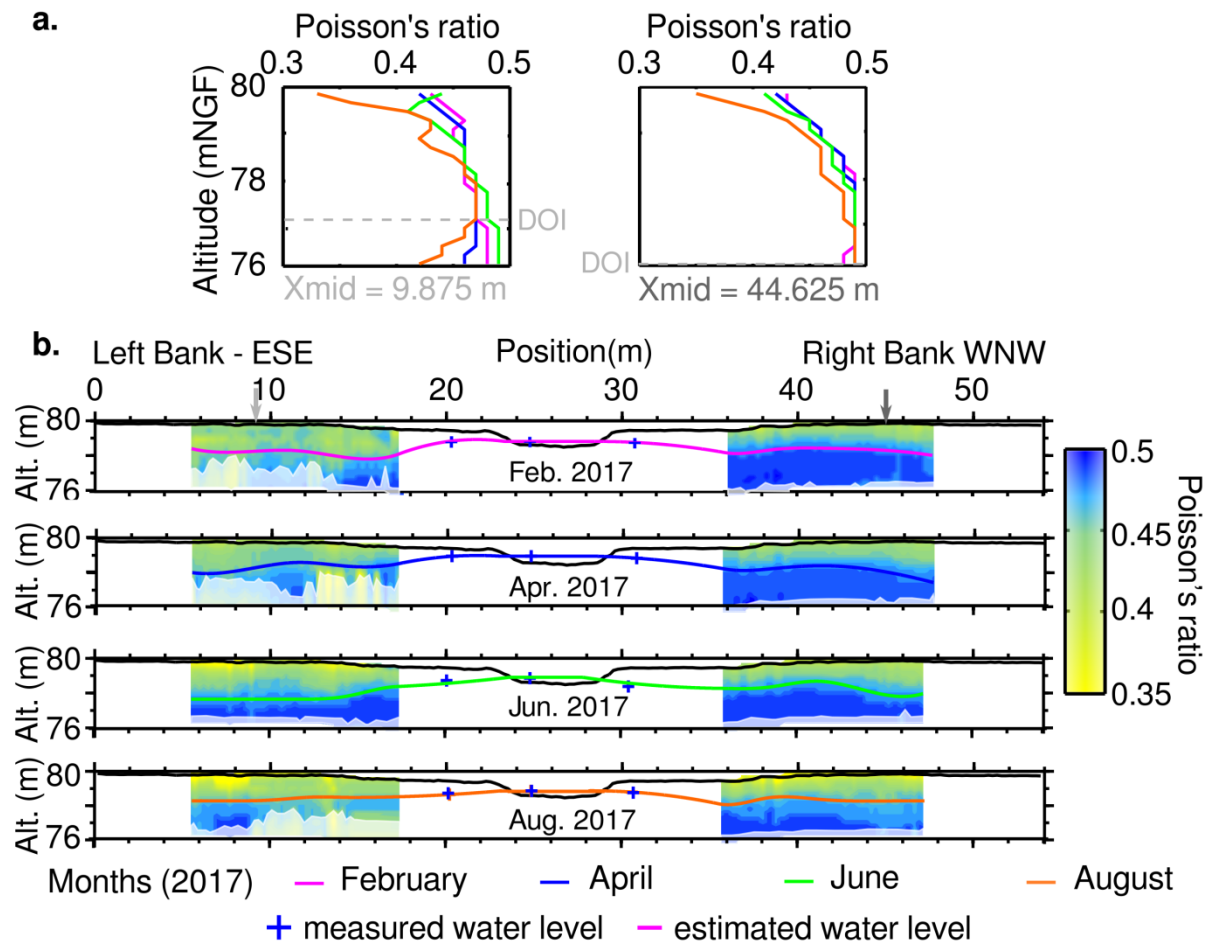


Figure 29. (a) Coefficients de Poisson 1D calculés sur la rive droite (à 9,875 m) et sur la rive droite (à 44,625 m) pour chaque pas de temps : février (rose), avril (bleu), juin (vert) et août (orange) 2017. La ligne grise en tirets correspond à la profondeur maximale d'investigation de la méthode (DOI). (b) Pseudo-sections de coefficients de Poisson pour chaque pas de temps. Les lignes roses (février), bleues (avril), vertes (juin) et oranges (août) correspondent aux niveaux piézométriques estimés à partir des valeurs du coefficient de Poisson et après lissage de ces informations à l'aide de l'algorithme du recuit-simulé proposé par Maineult (2016). Les croix bleues indiquent la profondeur mesurée des niveaux d'eau dans la rivière et dans les piézomètres de berge. Un masque blanc occulte les valeurs de coefficients de Poisson calculées pour des profondeurs supérieures à la profondeur d'investigation maximale (DOI).

3.5.b. Estimation de la profondeur de la zone saturée

Le coefficient de Poisson rend compte de l'état de saturation des matériaux et permet donc d'estimer la profondeur de la zone saturée. Pasquet *et al.* (2015b) montrent que lorsque sa profondeur est atteinte, le coefficient de Poisson est élevé, proche de 0,5, et ne varie plus. Pour chaque pas de temps, la dérivée de v par rapport à la profondeur est donc calculée. Lorsque v atteint un seuil de 0,48 et que sa dérivée est nulle, on suppose que le milieu est totalement saturé en eau et la profondeur correspondante est stockée. Toutefois, les méthodes d'inversion utilisées pour estimer les modèles de vitesse sismiques impliquent un nombre très

limité de couches et ne permettent pas de décrire les variations continues de la saturation (il apparaît de plus que cette manière de calculer le coefficient de Poisson a tendance à sous-estimer la profondeur de la zone saturée, Pasquet *et al.* (2015b & 2016). Les valeurs stockées sont ainsi interpolées afin de mieux correspondre aux variations continues de cette propriété dans le milieu naturel. Pour cela, l'algorithme du recuit-simulé selon le formalisme de Aarts et Van Laarhoven (1985) et implémenté par Maineult (2016) sans prendre en compte le critère de monotonie est utilisé en imposant les charges mesurées dans la rivière et dans les piézomètres comme contraintes (ainsi que des conditions sur la forme hyperbolique de la nappe à proximité du cours d'eau). La Figure 29b reprend les pseudos-sections avec la ligne de transition zone saturée/zone non-saturée obtenue pour chaque pas de temps. La profondeur de la transition est, de manière générale, plus variable sur la rive gauche que sur la rive droite. Ceci est lié aux fortes hétérogénéités lithologiques et aux éventuels effets d'écoulement 3D que présente la rive gauche par rapport à la rive droite (Figure 22). Globalement, la profondeur de la zone saturée augmente de février/avril 2017 à août 2017 puis juin 2017.

3.5.c. Conclusions sur la dynamique du battement de la surface piézométrique

Les niveaux piézométriques estimés pour chaque pas de temps sont présentés sur la Figure 30a et les variations de la charge estimées sont données sur les Figure 30b et Figure 30c. Les surfaces piézométriques obtenues reflètent le fonctionnement général de cette station. Le niveau de la nappe est inférieur à la hauteur d'eau dans la rivière : le cours d'eau alimente donc l'aquifère. Les battements de nappe obtenus grâce aux mesures sismiques sont de l'ordre de 1 m, ce qui est en accord avec la dynamique observée au sein des piézomètres de berges et dans la rivière (Figure 20b).

La forme de la surface piézométrique en rive gauche reflète l'hétérogénéité spatiale des propriétés hydrodynamiques des faciès mis en évidence par l'ERT (Figure 30a). Par exemple, en rive droite, une remontée de la charge est visible vers la position 40 m, liée à un contraste de perméabilité entre les argiles vertes et les terres agricoles. Il est important de rappeler ici que la méthode d'estimation de la profondeur de la zone saturée ne permet pas de distinguer la frange capillaire de la nappe sous-jacente. Cette zone de transition peut être d'épaisseur importante en présence de matériaux argileux comme sur AvAv et donc source d'erreurs sur l'estimation de la forme de la surface piézométrique.

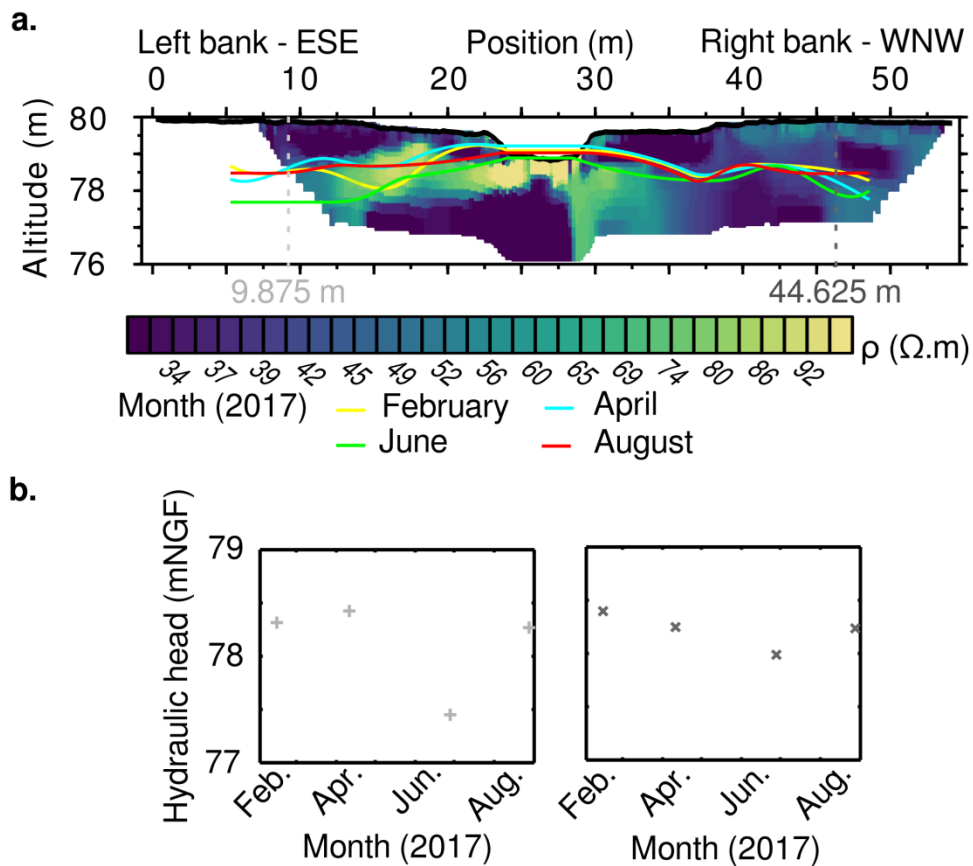


Figure 30. (a) Estimation de la profondeur de la transition zone saturée/zone non-saturée, à partir des coefficients de Poisson, sur la section perpendiculaire au ru des Avenelles pour chaque pas de temps (février en rose, avril en bleu, juin en vert et août en orange). La ligne noire représente la surface topographique. (b) Evolution de la profondeur de la transition zone saturée/zone non-saturée à deux positions le long du profil : en rive gauche, à 9,875 m (diagramme de gauche) et ; en rive droite, à 44,625 m (diagramme de droite).

3.6. Perspectives de recherche : intégration des informations géophysique à la modélisation hydrogéologique

Cette partie présente l'étude préliminaire et les perspectives de l'utilisation des données acquises dans un modèle hydrogéologique. La description des faciès grâce au profil de résistivités électriques et aux sondages géotechniques (section 3.3) permettent d'attribuer les zones sur lesquelles les paramètres hydrodynamiques sont callés. Grâce aux méthodes sismiques, les charges hydrauliques observées sont extrapolées (section 3.5).

Le but de cette étude est de reproduire les charges mesurées dans les piézomètres ainsi que la surface piézométrique interprétée à la fin de la période. Le modèle utilisée appelé Ginette a été développé par Rivière *et al.*, (2014, 2018). Il couple l'équation d'écoulement en

milieu saturé et non-saturé et l'équation du transport de chaleur. Les équations sont discrétisées selon un schéma numérique en volumes finis sur un maillage rectangulaire.

3.6.a. Domaine du modèle

Le domaine retenu pour la modélisation est présenté dans la Figure 31. Sa longueur correspond à celle du profil sismique. Une profondeur de 3 m est choisie afin de s'assurer que la surface piézométrique soit au-dessus de l'altitude de la base du modèle. Les battements de la nappe aux piézomètres de berges est au maximum de 2,5 m (charge minimale : 78,4 m) sur toutes leurs chroniques de mesures (2013-2017). Les discrétisations verticale et horizontale tiennent compte de la proximité de la rivière ainsi que de la résolution du profil ERT. La discrétisation verticale suit donc une loi géométrique de raison $q = 1,1$. La discrétisation horizontale est de 3 cm à proximité de la rivière afin de décrire la complexité des échanges nappe-rivière puis elle est constante et égale à la résolution de l'ERT (25 cm). Au final, le domaine comporte 2 936 mailles (Figure 31).

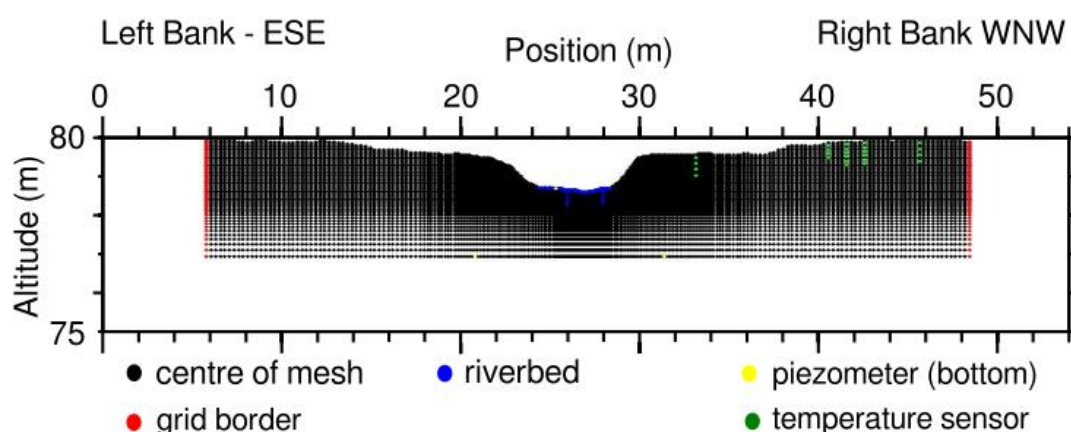


Figure 31. Maillage utilisé pour la modélisation hydrodynamique sur le bassin versant des Avenelles. Les ronds noirs représentent le centre de chaque maille. Les mailles rivières sont représentées par les ronds bleus. Les ronds verts et jaunes indiquent la position des instruments de mesure (sondes de température et limites basses des piézomètres, respectivement).

3.6.b. Définition des lithofaciès

Les interprétations obtenues grâce au profil ERT et aux sondages géotechniques (Figure 22c) permettent de délimiter les différentes zones de même faciès. Chacune d'entre elles est considérée comme homogène et isotrope. Leurs propriétés sont répertoriées dans la Table 5.

Table 5. Gammes de valeurs utilisées pour l'exploration des paramètres hydrodynamiques (perméabilité et porosité) pour chaque hydrofaciès.

	<i>Permeability ($m.s^{-1}$)</i>	<i>Porosity (%)</i>
<i>Zone 1</i> <i>loess</i>	1.10^{-9} - 2.10^{-5}	30 – 60
<i>Zone 2</i> <i>Clay and millstones</i>	10^{-13} - 10^{-9}	30 – 60
<i>Zone 3</i> <i>Marl</i>	1.10^{-11} - 6.10^{-8}	40
<i>Zone 4</i> <i>Farmland – flood marks</i>	10^{-13} - 10^{-4}	1 – 60
<i>Zone 5</i> <i>Green clay</i>	10^{-13} - 10^{-9}	30 – 60

3.6.c. Conditions aux limites du modèle

Les conditions aux limites sont les suivantes :

- à la surface des mailles rivière : la chronique de la charge hydraulique mesurée dans la rivière ;
- à la surface du sol : un flux correspondant à la chronique de la pluie efficace est imposé. Cette dernière est calculée en supposant un ruissellement nul et en faisant la différence entre les chroniques de précipitations et d'évapotranspiration ;
- à la base du modèle : un flux nul qui se justifie par la très faible perméabilité de la formation sous-jacente (calcaire de Champigny, Figure 18) ;
- sur les bords : une charge issue de l'interpolation linéaire dans le temps des profondeurs de la zone saturée estimées grâce aux coefficients de Poisson est imposée.

3.6.d. Calibration et validation du modèle

La calibration s'effectue en comparant les chroniques piézométriques et la surface piézométrique simulées avec les observations. Le calage des paramètres est mené en priorité sur la première période (de février à avril 2017). Quatre critères sont utilisés pour évaluer quantitativement la performance du modèle : le coefficient de corrélation, l'erreur moyenne absolue (Mean Absolute Error ; MAE), l'erreur moyenne quadratique (Root Mean Square Error ; RMSE) et le KGE (Kling-Gupta Efficiency, Gupta *et al.* (2009)).

Lors de la calibration, les deux critères RMSE et MAE doivent tendre vers zéro. Le KGE est une modification du critère de Nash et Sutcliffe (1970). Il est basé sur le biais, le rapport des variances, et le coefficient de corrélation entre les variables observées et les variables simulées. Il repose sur la minimisation de la distance euclidienne des différentes composantes à leurs valeurs optimales. Cela revient à maximiser le critère KGE. La validation de la calibration sera réalisée sur l'ensemble de la période d'étude.

Le coefficient de corrélation est défini comme :

$$r = \frac{1}{n} \sum \frac{(V_{obs}(t) - \overline{V_{obs}(t)})(V_{sim}(t) - \overline{V_{sim}(t)})}{\sigma_{obs}\sigma_{sim}}$$

avec, les variables simulées (V_{sim}) et observées (V_{obs}), n le nombre d'échantillon et σ_{obs} et σ_{sim} les écarts-types.

Le MAE s'écrit alors :

$$MAE = \frac{1}{n} \sum (V_{obs}(t) - V_{sim}(t))$$

Et le KGE :

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2}$$

avec, α le rapport des écarts types $\alpha = \sqrt{\frac{\sigma_{sim}^2}{\sigma_{obs}^2}}$ et β le biais $\beta = \frac{\overline{V_{sim}(t)}}{\overline{V_{obs}(t)}}$

3.7. Perspectives opérationnelles

La géophysique « hautes-résolutions » complétée par des informations hydrologiques, géotechniques et des observations de terrain est proposées afin de mieux contraindre la modélisation hydrodynamique et augmenter le domaine de modélisation grâce à une :

- définition fine de la géométrie des hydrofaciès et de leur nature et ;
- estimation des variations spatiales et temporelles de la profondeur du continuum zone-saturée/zone non-saturée.

La géophysique « classique », complétée par les informations issues des échantillons

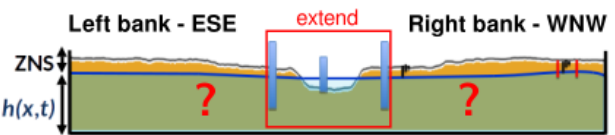
de sol, des essais pénétrométriques et des *a priori* géologiques, fournit une image des hétérogénéités lithologiques. Des zones aux propriétés hydrodynamiques distinctes sont délimitées et intégrées au nouveau maillage.

Des acquisitions sismiques sont déployées en « time-lapse » sur une période d'intérêt. Une bonne connaissance *a priori* du terrain, la qualité des enregistrements et la présence de variations significatives dans les données sismiques autorisent une inversion méticuleuse et le calcul du coefficient de Poisson (à partir de V_p et V_s). Les variations spatio-temporelles de ses valeurs définissent les fluctuations du continuum zone saturée/zone non-saturée. De nouvelles conditions initiales et aux limites sont fournies par les résultats de la sismique « time-lapse » avec l'estimation de la profondeur du continuum zone saturée/zone non-saturée aux bords des modèles et de ses variations spatiales à chaque acquisition.

Un récapitulatif de la stratégie mise en place est présenté Figure 32.

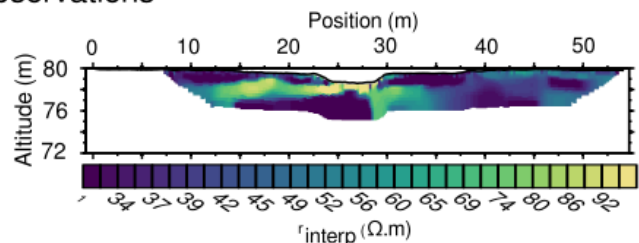
Preliminary hydrological model

- boundary conditions:
 - > hydraulic head vs. time (piezometer)
 - > shape of the saturated/unsaturated zone transition



Geophysics + geotechnics + surface observations

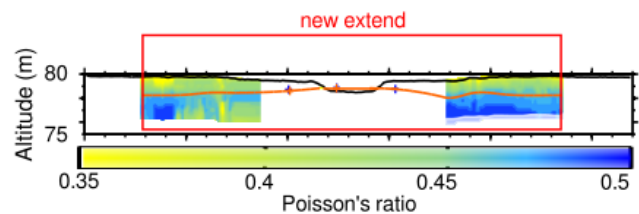
- lithological heterogeneities
 - > structure
 - > facies
- hydrological properties *a priori*



- > delineate "zones"

Time-lapse seismics

- spatial and temporal variations of the saturated zone depth
- interpolation of sparse informations



- > new boundary conditions

Hydrogeological modelling

- between 2 acquisitions: saturated zone parameters calibration (intrinsic permeability/porosity)
- validation over the whole period of interest
- unsaturated zone parameters calibration

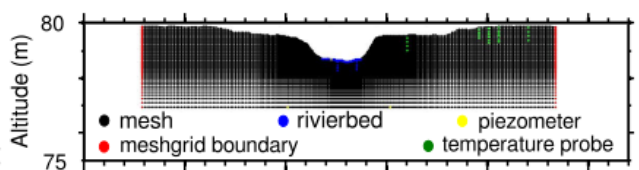


Figure 32. Stratégie proposée pour l'intégration de la géophysique à la modélisation hydrodynamique.

Chapitre 4 : « Time-lapse » sismique comme aide à la compréhension des hydrosystèmes naturels

Acquisition sur le bassin versant de la Sapine (Cévennes) avec un pas de temps horaire lors d'événements pluvieux extrêmes

4.1. Introduction	74
4.2. Description du site étudié : un hydrosystème granitique naturel	76
4.3. Utilisation de la géophysique pour la caractérisation des hétérogénéités lithologiques d'un versant de la Sapine	78
4.3.a. Tomographie de résistivités électriques.....	78
4.3.b. Sismique active	81
Tomographie des temps d'arrivées.....	82
Analyse de la dispersion des ondes de surface.....	84
4.3.c. Sondages géotechniques.....	85
4.3.e. Interprétation en termes de géométrie de l'hydrosystème.....	86
4.4. Compréhension de la dynamique de l'hydrosystème granitique	87
4.4.a. Apport de l'étude « time-lapse » des données sismiques	87
4.4.b. Variation des données sismiques en périodes de hautes-eaux et basses-eaux.....	87
4.4.c. Variation des données sismiques lors d'un événement pluvieux extrême.....	89
4.4.d. Conclusions sur la dynamique de l'hydrosystème	90
Hypothèses sur la dynamique hautes-eaux/basses-eaux	90
Hypothèse sur l'effet d'un événement cévenol	90
4.5. Perspectives de recherche, apports de la modélisation hydrologique	92
4.6. Perspectives opérationnelles	93

Les conditions sur le bassin versant de l'Orgeval (chapitre 3) permettent de réaliser des acquisitions sismiques bimensuelles avec une résolution spatiale fine (de 0,25 m). De plus, de

nombreuses données complémentaires acquises à l'échelle de la station sont utilisées en complément des informations *a priori* offertes par des mesures à l'échelle du bassin versant. Cependant, les conditions d'accès ne sont pas toujours aussi idéales et la dynamique de certains hydrosystèmes peut dépendre de climats beaucoup plus variables qu'en Seine-et-Marne. Ce chapitre 4 propose l'application de l'approche « time-lapse » de la sismique de subsurface sur un terrain présentant des difficultés d'accès (relief montagneux, site non accessible par véhicule, parc naturel protégé) et avec un pas de temps d'acquisition court de l'ordre de 24 h. La méthodologie développée par Dangeard *et al.* (2018a) est alors appliquée aux données enregistrées.

N.B. : L'introduction ci-après (section 4.1.) reprend des généralités déjà évoquées aux chapitres précédents. Le lecteur pourra trouver la présentation de l'étude et des résultats associés à partir de la section 4.2. Un récapitulatif complet de l'inversion des données sismiques est présenté en annexe 2. Les travaux présentés ci-après font l'objet d'un projet de recherches en coopération avec Marie Kuessner (Institut de Physique du Globe), Julien Bouchez (Institut de Physique du Globe), Julien Thiesson (Sorbonne Université) et Ludovic Oudin (Sorbonne Université) et l'encadrement du stage de niveau Master 1 de Kadir Abdillahi-Robleh (Sorbonne Université).

4.1. Introduction

Les roches cristallines recouvrent près de 20 % de la surface de la Terre. Elles sont *a priori* peu poreuses (porosité primaire) et leur conductivité hydraulique est aussi très faible (Lachassagne *et al.*, 2014). Leurs propriétés hydrodynamiques sont, en effet, principalement liées à la fracturation et à l'altération associée (porosité secondaire) (Lachassagne *et al.*, 2011). Ces milieux très hétérogènes sont largement étudiés car ils constituent une ressource en eau non négligeable mais difficile à atteindre. En effet, il est nécessaire de connaître la position des fractures dans lesquelles l'eau circule et de connaître la pérennité de cette ressource. Une attention particulière est donc portée sur l'imagerie de cette ZC, étape nécessaire à la compréhension de la dynamique de l'hydrosystème : détermination de l'épaisseur de zone altérée et de la présence de fractures (*e.g.*, Courtois *et al.* (2009) ; Maréchal *et al.* (2014) ; Soro *et al.* (2017)). Le comportement hydrogéologique de ce type de système est porté par des aquifères (i) de surface généralement présents au sein des saprolites

et où les écoulements sont largement influencés par la recharge et ; (ii) plus profond où les eaux sont plus anciennes et plus minéralisées (Lachassagne *et al.*, 2014).

La concentration en éléments chimiques et les compositions isotopiques des eaux de rivière sont donc le reflet des processus hydrogéologiques et des interactions entre l'eau et la roche. Cependant, les informations fournies par l'étude de la chimie des eaux de surface ne donnent que des indices sur le comportement global de l'hydrosystème. Au contraire, les données d'investigation hydrologiques « classiques » (piézométrie, lysimètre, ...) sont limitées par leur caractère parfois épars.

L'utilisation de l'hydrogéophysique est alors proposée pour (i) imager la structure de la subsurface de l'hydrosystème (épaisseur de matériaux non consolidés) ; (ii) observer, grâce à une approche « time-lapse », la dynamique du système (Guérin, 2005 ; Binley *et al.*, 2015 ; McLachlan *et al.*, 2017 ; Dangeard *et al.*, 2018a). Le but est donc de combiner l'utilisation (i) de l'hydrologie (données et modélisation), (ii) des méthodes hydrogéophysiques et (iii) des mesures géochimiques des eaux de surface afin d'améliorer la compréhension de la dynamique d'un hydrosystème cristallin naturel. Le bassin versant granitique de la Sapine (Mont-Lozère, Parc National des Cévennes) est étudié en ce sens.

Affecté par des événements météorologiques brutaux et de fortes intensités, du fait de ses influences climatiques, il a une localisation idéale pour l'étude d'extrêmes hydrologiques. Ce site naturel fait état d'un suivi hautes fréquences des niveaux d'eau dans la rivière, de la pluviométrie et de la chimie des eaux de pluie et de la rivière depuis plusieurs années. Toutefois, la structure de la ZC et la dynamique des processus qu'elle renferme ne sont encore que très peu connues. Nous proposons alors d'utiliser les méthodes électriques et sismiques actives dans le but de comprendre la structure de la subsurface du bassin versant (Portal *et al.*, 2017 ; Miller *et al.*, 1999). Puis, d'utiliser une approche « time-lapse » des méthodes sismiques lors de deux périodes représentatives : (i) sur un cycle basses-eaux/hautes-eaux et (ii) lors d'événements pluvieux de types cévenols afin de formuler des hypothèses sur la dynamique de la zone saturée. Ces résultats seront couplés avec les informations chimiques et hydrologiques (modélisation) afin de mieux comprendre la dynamique de ce bassin cristallin naturel.

4.2. Description du site étudié : un hydrosystème granitique naturel

D'une superficie de 0,54 km², le bassin versant de la Sapine est localisé au sein du complexe granitique hercynien du Mont Lozère, au sud-est du Massif Central (Figure 33). Le site est étudié depuis 1981 afin de comprendre l'impact de l'activité anthropique sur des environnements quasi-naturels (Cognard-Plancq *et al.*, 2001). Pour cela, un réseau d'équipement a été mis en place comprenant (Figure 33) : 1 station de jaugeage et 1 pluviomètre à clapet localisés à l'aval, 1 station météorologique située à 5 km du bassin versant, 1 dispositif d'échantillonnage automatique de l'eau de la rivière, 5 piézomètres alignés perpendiculairement au cours d'eau dont les profondeurs varient entre 0,6 et 1,2 m.

Talbot *et al.* (2004) donne une description de la géologie globale du bassin versant. L'hydrosystème est formé de granite de type porphyrique et dit « du Pont de Montvert », caractérisé par ses phénocristaux de feldspaths potassiques en « dent de cheval ». La profondeur du granite fracturé est supposée inférieure à 10 m et l'épaisseur de régolithe est supérieure à 1 m. La surface du bassin est recouverte de litière très organique dont l'épaisseur est comprise entre 40 et 70 cm et présente des blocs de granite, de taille pluri-centimétriques à métrique, issus de l'altération. L'hydrologie est gouvernée par un climat montagnard aux influences méditerranéennes et océaniques. Les saisons sont alors marquées par des périodes de sécheresses intenses et d'événements cévenols. Ces conditions sont à l'origine d'extrêmes hydrologiques (Figure 34) :

- la fin de la période de hautes-eaux est caractérisée par des crues rapides liées aux pluies de fortes intensités et de longues durées sur des sols humides et une diminution de l'évapotranspiration (due à la baisse des températures). Par exemple, le 22 septembre 1992, le débit de la Sapine à l'exutoire est passé de 0,35 à 2700 L/s en seulement 3 h (Hanchi, 1994) et ;
- la période de basses-eaux est sujette à des épisodes de sécheresses extrêmes avec une diminution de la lame d'eau liée à la vidange des eaux gravitaires et accentuée par des prélèvements des arbres dans l'aquifère. Lors de la sécheresse de la période 1989-1992, le débit du cours d'eau à l'exutoire était de l'ordre de 0,03 L/s (Hanchi, 1994).

Afin de pallier le manque d'information concernant sa géométrie et sa dynamique, le bassin versant de la Sapine est prospecté par méthodes géophysiques. La zone d'étude est

réduite à un profil perpendiculaire à la Sapine et suit la ligne de piézomètres (répertoriée sur la Figure 33 avec le trait rouge).

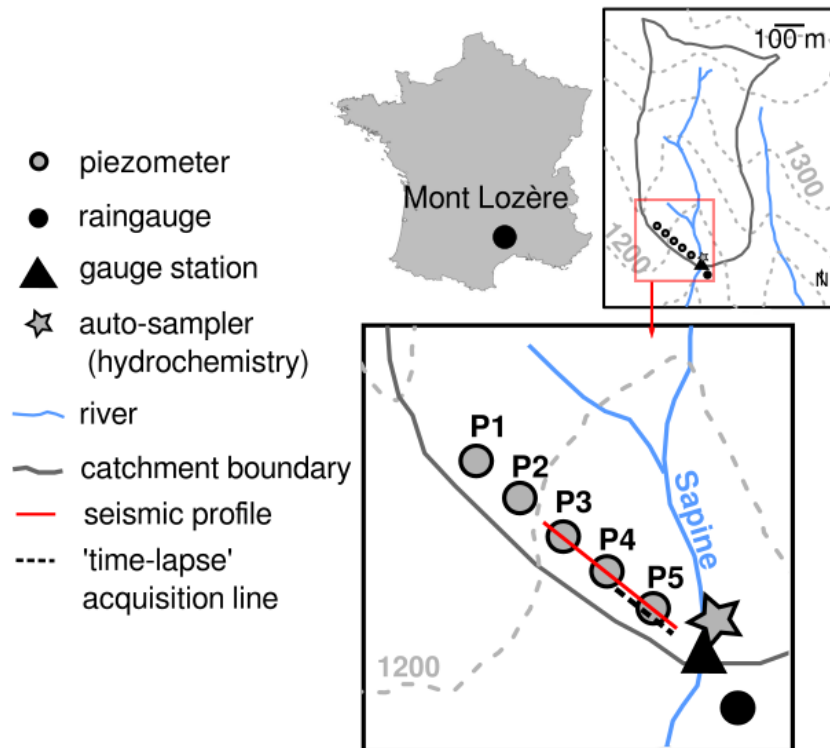


Figure 33. Localisation du bassin versant de la Sapine et de l'ensemble des équipements disponibles. Les contours du bassin sont présentés en gris et les cours d'eau en bleu. Sur ce site, sont installés : 5 piézomètres alignés perpendiculairement au lit de la rivière (ronds gris), 1 pluviomètre à clapet (rond noir) et 1 station lysimétrique (triangle noir). Un premier profil sismique a été réalisé selon la ligne définie par les 3 piézomètres les plus proches de la Sapine (trait rouge jusqu'au piézomètre P3) et l'acquisition en « time-lapse » suit la ligne discontinue noire, jusqu'au piézomètre P5 environ.

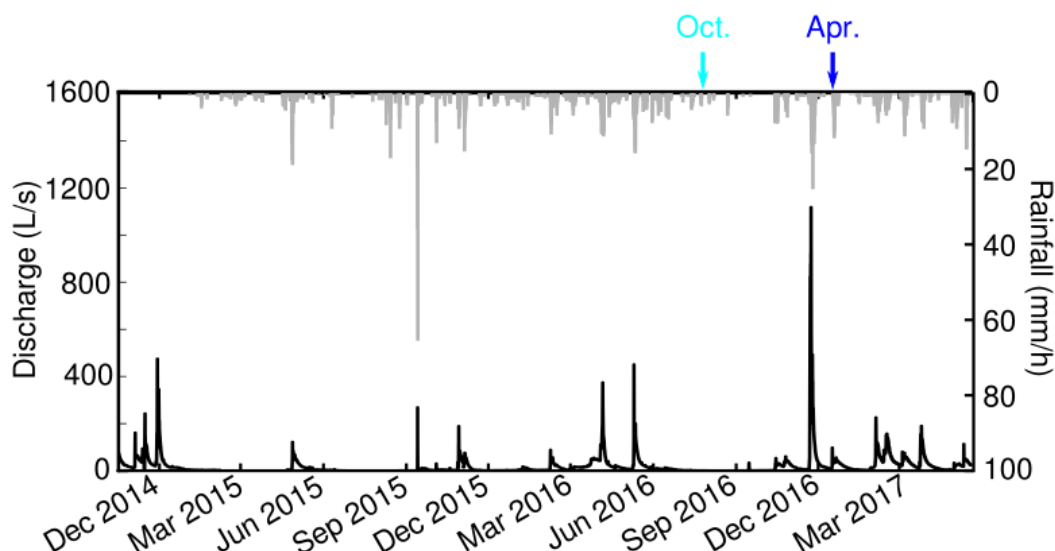


Figure 34. En gris, précipitations enregistrées à la station à proximité du bassin versant de la Sapine. En noir, débit du cours d'eau mesuré à la station lysimétrique localisée à l'aval du bassin (triangle noir sur la Figure 33). Les flèches bleues représentent les dates auxquelles ont été effectuées les acquisitions sismiques en « time-lapse » (octobre 2016 et avril 2017).

4.3. Utilisation de la géophysique pour la caractérisation des hétérogénéités lithologiques d'un versant de la Sapine

La compréhension des hydrosystèmes repose sur la connaissance des hydrofaciès mis en jeu et de leurs connectivités. Dans le cas présent, le but est de définir l'épaisseur du profil d'altération à mettre en relation avec les observations géochimiques. Les méthodes d'imagerie géophysiques ont été déployées selon un axe SE-NO (Figure 35).

4.3.a. Tomographie de résistivités électriques

Les figures d'altération du granite sont clairement définies et identifiables sur des profils ERT (Yamakawa *et al.*, 2012 ; Portal *et al.*, 2017 ; Belle *et al.*, 2017).

Les mesures ERT ont été réalisées à l'aide de 72 électrodes espacées de 1 m, avec un dispositif Schlumberger réciproque, menant à un profil de 71 m de long. Des tensions de 200 et 400 V ont été testées. La Figure 36 représente la position des points pour lesquels un courant électrique a pu être injecté en subsurface (en rouge) en fonction de la position des électrodes, de la profondeur et de la tension injectée (200 V, Figure 36a et 400 V, Figure 36b). On constate que les zones d'injection sont très localisées le long de la ligne et forment des structures principalement verticales. Leur faible nombre (244 valeurs de résistivité apparente

pour une tension de 200 V et 972 valeurs pour une tension de 400 V, le nombre total de point est de 2 352) est dû aux fortes résistivités des structures en présence (Figure 37) (les résistances de contact observées sur le terrain étaient de valeurs convenables sur l'ensemble de la ligne). L'utilisation d'un appareil d'induction électromagnétique (EMI) à faible nombre d'induction (McNeill, 1980) de type CMD explorer mini sur ce même terrain confirme les fortes résistivités observées, l'appareil des valeurs de conductivités nulles sur la totalité du profil. Elles sont liées à la présence d'une litière (riche en matière organique, en oxygène et très sèche) sur une structure granitique peu altérée et à l'absence de précipitation durant la période précédant l'acquisition (Figure 34). Malheureusement, le faible nombre de mesures ne permet pas de fournir une image des hétérogénéités du sous-sol. Les méthodes sismiques actives sont donc proposées pour compléter ces informations.

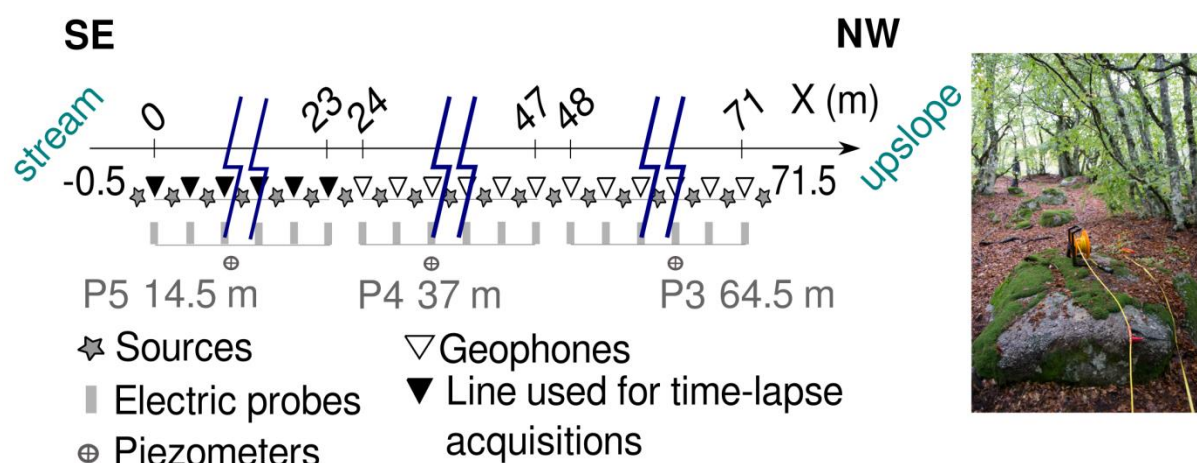


Figure 35. Représentation schématique du dispositif d'acquisition des données géophysiques le long d'une ligne SE-NO perpendiculaire à la Sapine (en rouge sur Figure 33). Pour l'acquisition sismique, un ensemble de 72 géophones à composante verticale espacés de 1 m (triangles) est utilisé. Les tirs sont localisés tous les 1 m, entre chaque géophone et à une demie intertrace des premier et dernier capteurs (étoiles grises). Les triangles noirs représentent la portion de ligne utilisée pour le « time-lapse ». Selon la même ligne, un dispositif ERT est déployé avec un ensemble de 72 électrodes espacées de 1 m. Dans un souci de lisibilité de la figure, toutes les positions de tir et de géophone ne sont pas représentées.

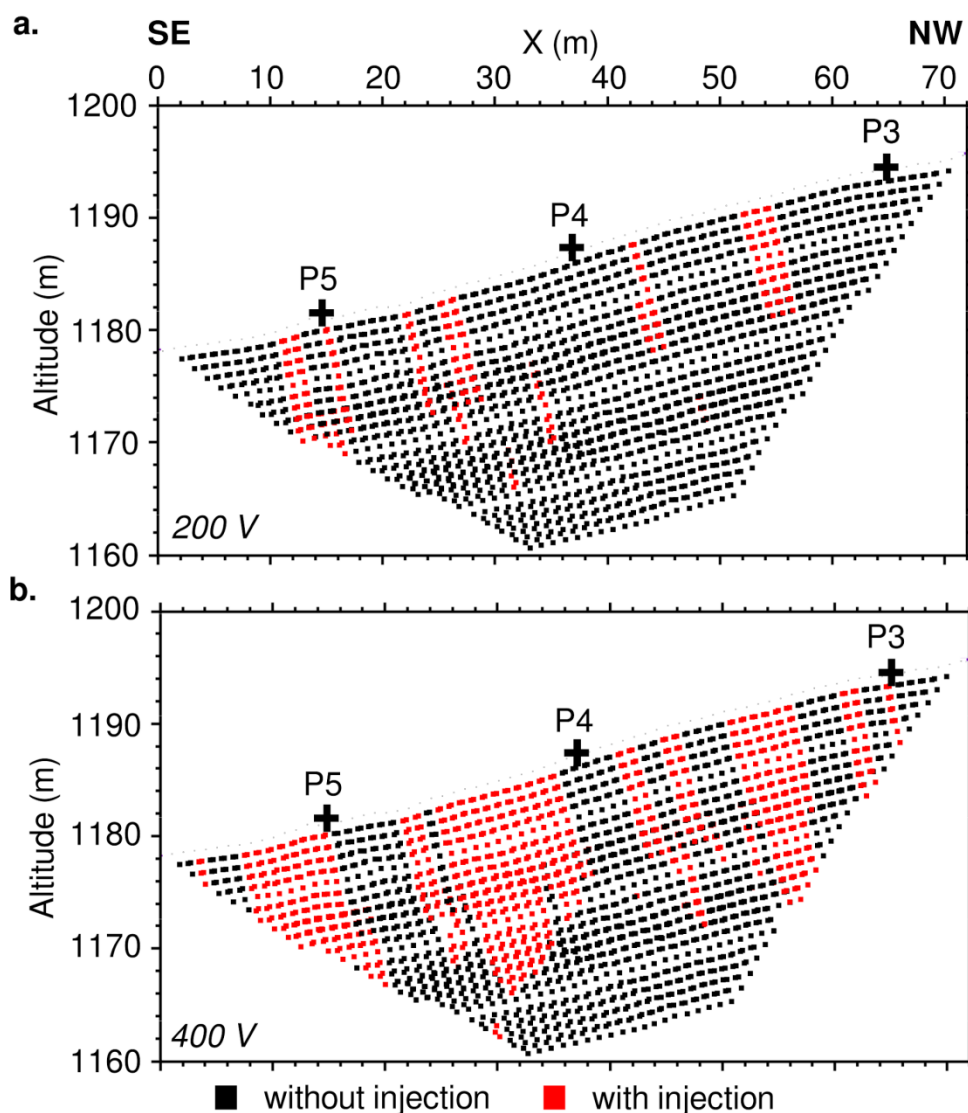


Figure 36. Position des points en subsurface pour lesquels un courant électrique a pu être injecté le long du profil ERT pour des tensions de 200 V (a) et 400 V (b). La position des points est estimée à partir du minimum des distances entre chaque couple émission-réception (en z) et du barycentre entre ces mêmes couples (en x). Les croix nommées P3, P4 et P5 rappellent le positionnement des piézomètres le long du profil (Figure 33 et Figure 35). Les carrés rouges indiquent les points pour lesquels du courant a été injecté et les carrés noirs indiquent ceux qui n'ont pas reçu de courant électrique.

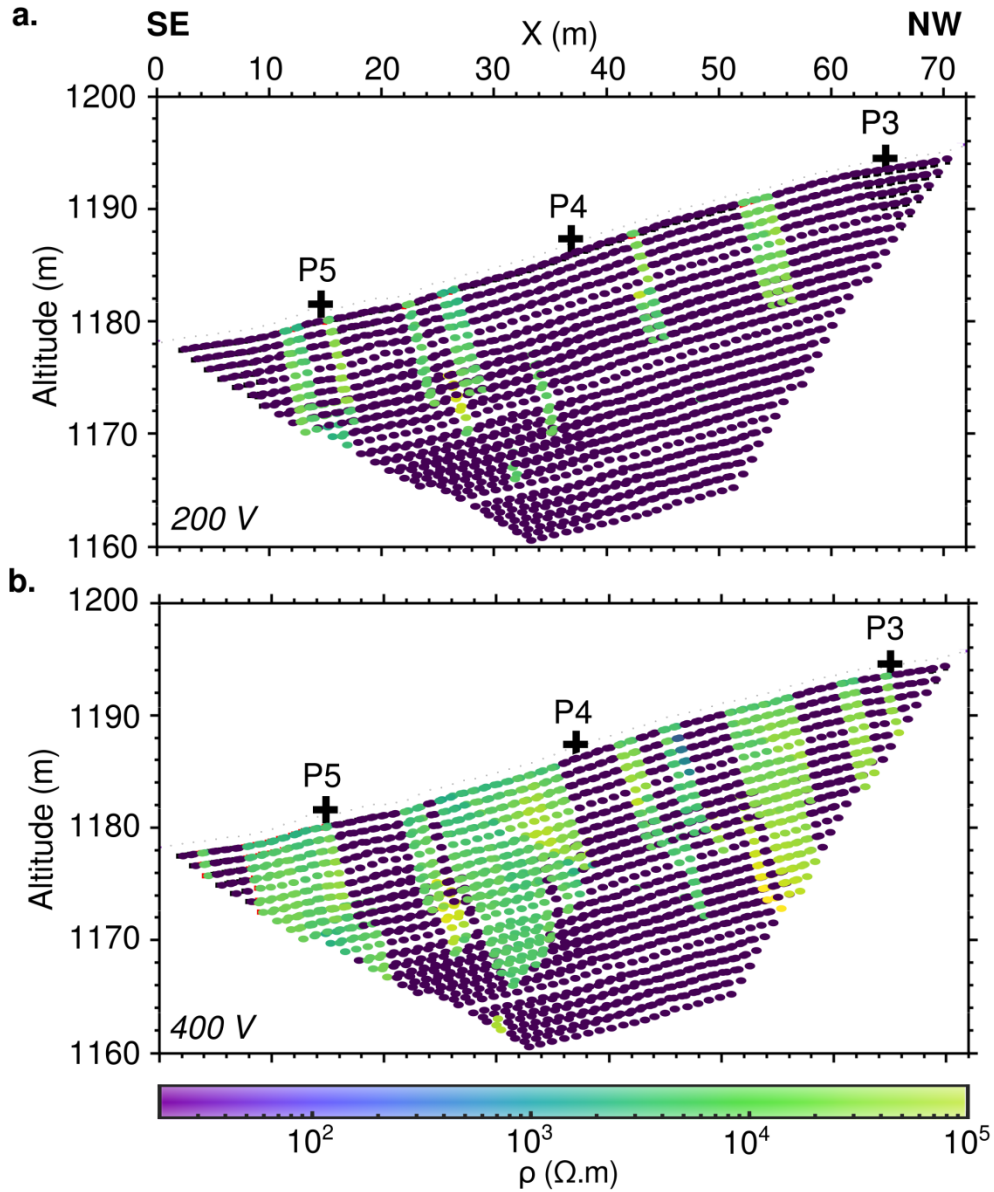


Figure 37. Section de résistivités apparentes pour des tensions de 200 V (a) et 400 V (b). La position des points est estimée à partir du minimum des distances entre chaque couple émission-réception (en z) et du barycentre entre ces mêmes couples (en x). Les croix nommées P3, P4 et P5 rappellent le positionnement des piézomètres le long du profil (Figure 33 et Figure 35).

4.3.b. Sismique active

N.B. : les étapes de pointés des temps d'arrivées des ondes P et de la dispersion des ondes de surface ainsi que leurs inversions sont décrites en détails en annexe 2.

Des mesures sismiques ont été réalisées selon cette même ligne (Figure 35, Dangeard *et al.*, 2017). 72 géophones verticaux, ayant une fréquence de coupure 14 Hz, espacés de 1 m, pour un profil d'une longueur de 71 m, ont été utilisés. La source consiste en une plaque

métallique frappée verticalement à l'aide d'une masse de 5 kg entre chaque géophone et à une demie-intertrace (0,5 m) des premiers et derniers capteurs. A chaque position, 6 tirs ont été sommés dans le domaine temporel afin d'augmenter le rapport signal sur bruit. Un taux d'échantillonnage de 0,250 ms, une durée d'enregistrement de 2 s et un délai d'enregistrement de -0,02 s permettent d'observer l'intégralité du champ d'onde.

Tomographie des temps d'arrivées

Les données enregistrées à chaque tir sismique sont représentées sous forme d'un sismogramme. Il représente les enregistrements de chaque géophone (dont la position est répertoriée sur l'axe des abscisses) en fonction du temps (axe des ordonnées). La Figure 38 montre deux exemples pour les tirs localisés à 22,5 m (Figure 38a) et 61,5 m (Figure 38b). Les données indiquent des événements liées aux changements de lithologie en subsurface et aux effets topographiques. Malgré le niveau de bruit important, l'identification et le pointé des premières arrivées des ondes P restent possibles. Le haut niveau de bruit présent sur les enregistrements et les différences de lithologie impliquent une forte disparité du nombre de pointé par sismogramme qui peut engendrer des problèmes lors de l'inversion des données. Ainsi, seuls les temps d'arrivées pointés dont la valeur absolue de l'offset est inférieure à 21 m (zone dans laquelle la quantité de données est homogène. Ceci permet aussi d'avoir une profondeur d'investigation suffisante pour décrire la subsurface) sont conservés pour la suite de l'étude. L'ensemble des pointés est répertorié pour chaque couple source-géophone sur la Figure 38c. Les données indiquent une augmentation globale de V_P avec la profondeur. De plus, à partir de la position 50 m, les temps d'arrivées sont plus longs et indiquent des valeurs de vitesses plus faibles, en lien avec une épaisseur supposée plus importante du profil d'altération.

La vitesse des ondes P est estimée par inversion tomographique des temps d'arrivées (Schuster et Quintus-Bosz, 1993 ; Sheehan *et al.*, 2005 ; Rohdewald, 2011). Elle est initialisée avec un modèle de type gradient créé en prolongeant latéralement un modèle 1D issu de la moyenne des pointés des temps d'arrivées et en supposant un milieu tabulaire (Gibson *et al.*, 1979). Lors de l'inversion, l'équation eikonale est résolue. L'inversion est arrêtée lorsque la variation des vitesses, l'erreur RMS globale et le maximum des résidus normalisés atteignent une valeur minimum et ne varient plus au cours des itérations (voir annexe 2). Le modèle obtenu (Figure 39a) indique une augmentation de la vitesse des ondes P avec la profondeur en lien avec une augmentation de la compaction des matériaux et une diminution du taux

d'altération des granites (Yamakawa *et al.*, 2012). Le profil indique de faibles variations latérales de V_p (ce type d'inversion lisse naturellement les variations latérales de vitesse). Toutefois, on retrouve des formes caractéristiques « en vague » correspondant à l'altération en boule des granites. Par exemple, à partir de la position 50 m, on remarque une diminution de V_p liée à une profondeur du profil d'altération probablement plus importante : l'épaisseur de matériaux non consolidés est plus élevée et le granite sain/fracturé est atteint plus en profondeur. La sismique réfraction met en évidence une épaisseur faible de saprolite, inférieure à 5 m (vitesses inférieures à 500 m/s représentées en violet foncé sur la Figure 39a, Yamakawa *et al.*, (2012)).

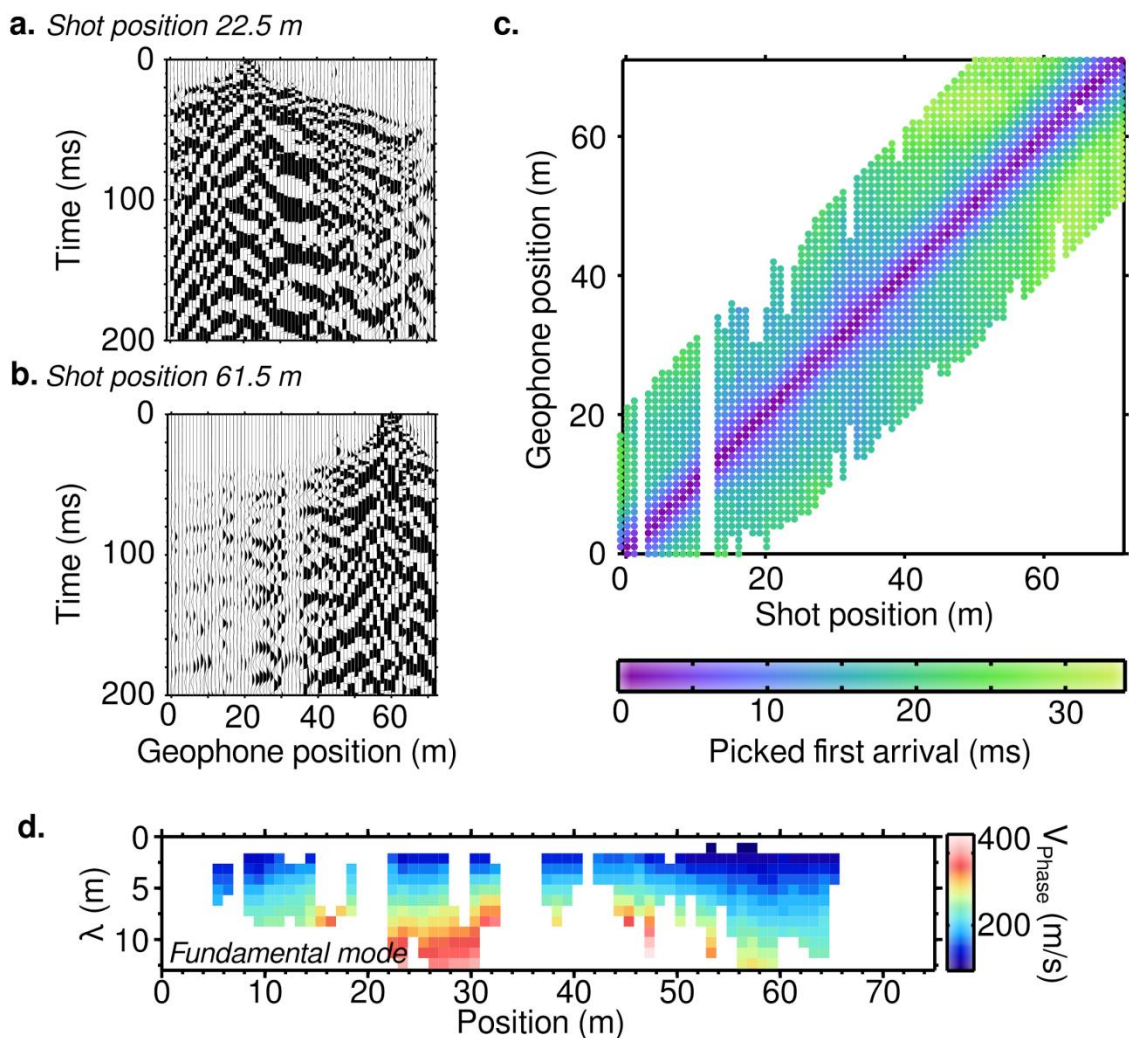


Figure 38. Sismogrammes enregistrés pour des tirs situés à 22,5 m (a) et 61,5 m (b) le long du profil sismique (Figure 33 et Figure 35). L'axe horizontal représente la position des 72 géophones le long de la ligne et l'axe vertical indique le temps. L'ensemble des pointés des temps d'arrivées est représenté sous forme d'un diagramme en fonction de la position des géophones et des sources. L'échelle de couleur correspond au temps des premières arrivées des ondes P (c). Après transformation du champ d'onde, la dispersion des ondes de surface est pointée pour chaque mode de propagation distinct. Les courbes de dispersion pointées pour le

mode fondamental sont représentées sous forme d'une pseudo-section en fonction de la position d'extraction et de la longueur d'onde λ (d).

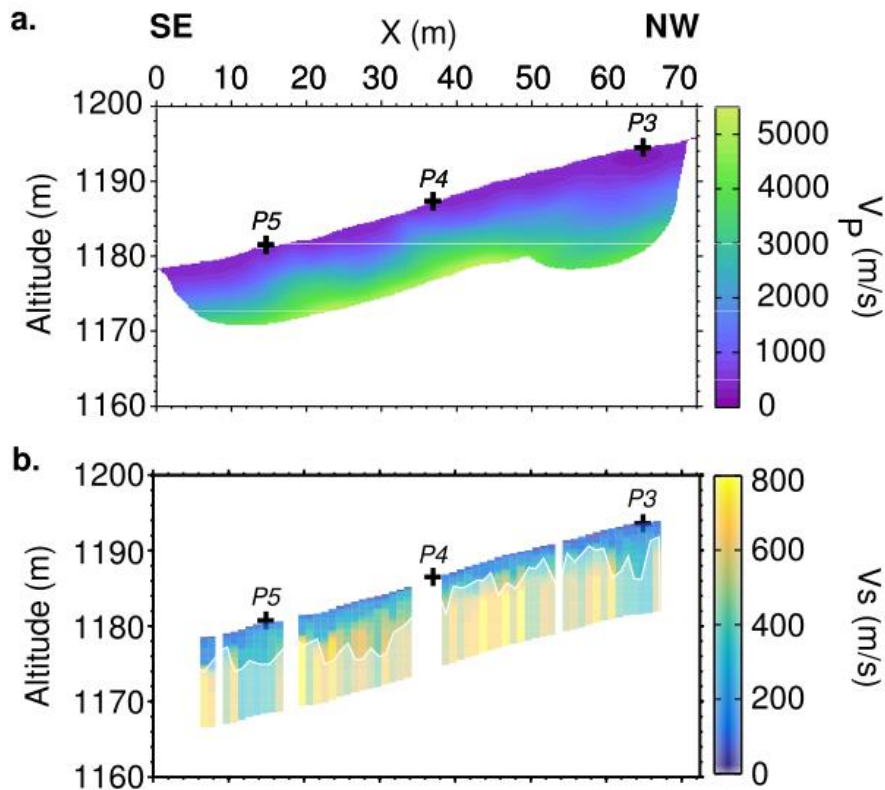


Figure 39. (a) Modèle de vitesses des ondes P estimé par inversion tomographique après 5 itérations. (b) Pseudo-section de vitesses des ondes S issue de l'inversion de la dispersion des ondes de surface et juxtaposition des multiples modèles 1D. Les croix P3 à P5 indiquent la position des différents piézomètres rencontrés le long de la ligne (Figure 33 et Figure 35). Le masque blanc transparent indique la profondeur maximale d'investigation de la méthode.

Analyse de la dispersion des ondes de surface

Dans un milieu hétérogène, les ondes de surface voient leurs vitesses de phase dépendre de la fréquence de propagation et sont multimodales (Park *et al.*, 1999). Cette relation de dispersion est observable à travers les maxima du champ d'onde une fois transformé vers le domaine « fréquence–vitesse de phase » (Mokthar *et al.*, 1988). Ces maxima sont pointés pour chaque mode de propagation (qui présente suffisamment d'énergie pour être identifié) selon la chaîne de traitement par fenêtre glissante proposée par O'Neill (2003) et implémentée par Pasquet et Bodet (2017). Un bon compromis est trouvé pour une fenêtre de 11 m (soit 12 géophones) pour calculer les images de dispersion. Les géophones sélectionnés sont illuminés par 2 tirs directs et 2 tirs inverses. Les premières et dernières fenêtres sont centrées aux positions 5,5 et 65,5 m. Les maxima d'énergie associés aux différents modes de propagation sont pointés manuellement pour chaque image de dispersion

le long du profil. Au total, jusqu'à deux modes de propagation sont identifiés et correspondent au mode fondamental (M0) et au premier mode supérieur (M1). Seul le mode fondamental est utilisé ici comme référence (Figure 38d, Bergamo *et al.* (2016a & b) ; Pasquet *et al.* (2016b) ; Dangeard *et al.*, (2018a)) mais les modes supérieurs sont utilisés lors des inversions (voir annexe 2). Il met en évidence l'hétérogénéité spatiale des vitesses de phase des ondes de surface le long du profil associée à différents taux d'altération du granite. Par exemple, à partir de l'abscisse 50 m, la vitesse des ondes de surface est plus faible ce qui indique un taux d'altération du granite plus élevé.

L'inversion des courbes de dispersion est réalisée en supposant un milieu 1D tabulaire à l'aplomb du Xmid. Pour cela, 5 couches sur un espace semi-infini sont choisies. L'épaisseur de chacune d'entre elles peut varier entre 0,2 m et 2,5 m en supposant une profondeur maximale du demi-espace de 10 m (soit environ la longueur d'onde maximale). La V_p est imposée par la tomographie des temps d'arrivées (Figure 39a) et V_s est supposée varier entre 10 et 1000 m/s. Le coefficient de Poisson est compris entre 0,1 et 0,5. La masse volumique est supposée constante et égale à $1\,800\text{ kg.m}^{-3}$. Les paramètres de l'algorithme de voisinage utilisés permettent de générer un total de 250 500 modèles. A la fin de l'inversion, les modèles inclus dans les barres d'erreur sont sélectionnés, comme le préconise Endrun *et al.* (2008), et définissent un modèle moyen pondéré par la fonction coût qui est affecté à la position correspondante. La juxtaposition de ces modèles 1D décrit un pseudo-profil de V_s présenté Figure 39b. Il indique une augmentation de V_s avec la profondeur. Contrairement au profil issu de la tomographie des temps d'arrivées, l'inversion de la dispersion des ondes de surface montre plus de variations latérales (en accord avec Yamakawa *et al.*, 2012) et met en évidence l'hétérogénéité latérale des propriétés et la variabilité des taux d'altération en boule du granite le long de la ligne. L'épaisseur de saprolite (V_s inférieures à 200 m/s représentées en bleues sur la Figure 39b, Yamakawa *et al.*, 2012) est de l'ordre de quelques mètres.

4.3.c. Sondages géotechniques

Des essais pénétrométriques à l'aide du PANDA2 (Benz-Navarrete, 2009) ont été réalisés le long du profil afin de mettre en évidence l'hétérogénéité du milieu en subsurface (Figure 40). Les données sont présentées sous forme de pénétrogrammes. L'enfoncement maximal de la tige est de 1,07 m (à la position 65 m) et l'enfoncement minimal est de 3,2 cm (à la position 20 m). Les sondages montrent clairement l'hétérogénéité du milieu. Par exemple, 2 essais ont été réalisés à l'abscisse 2,5 m décalés de quelques centimètres vers

l'amont ou vers l'aval. L'un présente un refus à 89,4 cm et l'autre à 7,4 cm. Toutefois, nous ne pouvons pas distinguer si un refus est lié à la présence d'un bloc de granite de taille centimétrique ou pluri-décamétriques. Des prélèvements à la tarière montrent une épaisseur de litière très faible (entre 20 et 40 cm) suivie d'un horizon sablo-argileux voire caillouteux.

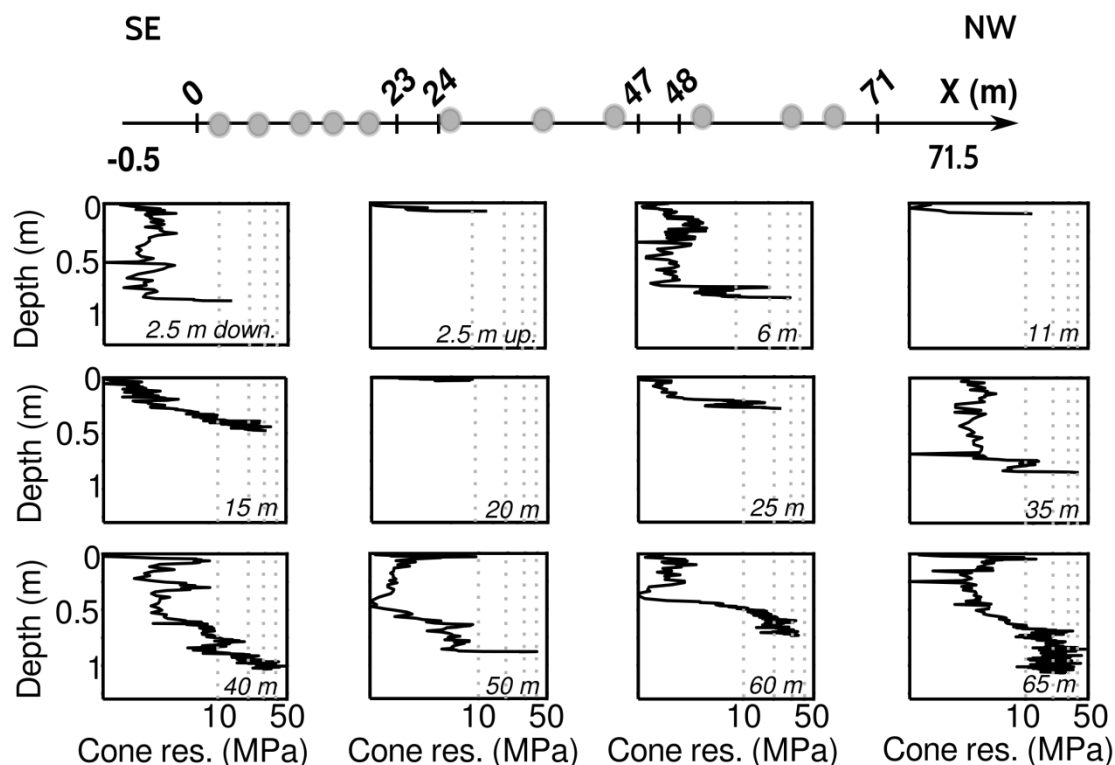


Figure 40. Localisation des essais au pénétromètre dynamique PANDA2 et pénétrogrammes obtenus le long de la ligne SE-NO (en rouge sur la Figure 33). Une pointe de 2 cm² a été utilisée. La fin de l'essai est considérée après 5 battages manuels consécutifs sans avancement. « up. » signifie que la mesure est effectuée du côté amont de la ligne et « down » indique qu'elle est réalisée du côté aval.

4.3.e. Interprétation en termes de géométrie de l'hydrosystème

Les profils de V_p et V_s donnent une première image des propriétés mécaniques du sous-sol en lien avec la nature des matériaux traversés. On remarque une diminution du taux d'altération des granites avec la profondeur et lorsque l'altitude diminue (en cohérence avec ce que proposent Rempe et Dietrich (2014) sur la morphologie des bassins cristallins). En surface, une couche avec des vitesses de propagation et une épaisseur très faible se distingue et correspond à l'interface horizon lessivé/horizon fissuré. La couche de saprolite est donc d'épaisseur très faible, inférieure à 5 m, comme le confirme les essais pénétrométriques. Ceci est en accord avec les mesures géochimiques de Kuessner *et al.* (2017)²⁵ indiquant un milieu

²⁵ Elles consistent en des relevées de concentrations en ions majeurs et des fractions d'isotopes du lithium dans

très fracturé et peu argileux.

4.4. Compréhension de la dynamique de l'hydrosystème granitique

4.4.a. Apport de l'étude « time-lapse » des données sismiques

Dans le but d'observer la dynamique de l'hydrosystème, la sismique réfraction est déployée en « time-lapse » sur une portion réduite de 23 m à proximité de la Sapine (Figure 33 et Figure 35). Deux échelles de temps sont étudiées :

- (i) une période de 7 mois, sur un cycle hautes-eaux/basses-eaux. Une première acquisition a été réalisée en octobre 2016 (basses-eaux) et une seconde en avril 2017 (hautes-eaux) et ;
- (ii) une période de 24 h environ, lors d'événements pluvieux intenses en basses-eaux et hautes-eaux.

Pour chaque acquisition sismique, le même équipement et les mêmes paramètres d'acquisition ont été utilisés. Afin d'assurer un repositionnement du dispositif au cours du temps, un système de marquage permanent a été mis en place le long du profil étudié. Une attention particulière est portée à l'étude de la variation des temps d'arrivées des ondes P au cours du temps selon la méthodologie présentée au chapitre 2 (Dangeard *et al.*, 2018a). La dispersion des ondes de surface est difficile à extraire à partir de ces jeux de données qui ne permettent que peu de sommations (voir images de dispersion en annexe 2).

4.4.b. Variation des données sismiques en périodes de hautes-eaux et basses-eaux.

Les premières arrivées des ondes P sont pointés pour les enregistrements d'octobre 2016 et avril 2017 puis, les différences absolues en temps sont calculées en considérant les événements pré- et post-événements pluvieux séparément. Les Figure 41a et Figure 41b représentent ces valeurs sous forme de diagrammes pour chaque couple source-géophone. Les différences négatives sont représentées en bleu et les positives sont en orange. L'indice « W » indique des valeurs post-événement pluvieux et l'indice « D » celles qui sont pré-événement pluvieux. Avant l'événement pluvieux, les variations sont d'assez faibles amplitudes (Figure 41a). Elles sont majoritairement positives (56 % des valeurs), avec un maximum de l'ordre de 4 ms, une moyenne de 0,08 ms et une médiane de 0,18 ms. Suite à

l'eau de la rivière Sapine à intervalles de temps réguliers.

l'événement pluvieux (Figure 41b), les variations sont de plus grandes amplitudes. Elles sont majoritairement négatives (70 % des valeurs), avec un maximum de l'ordre de -7 ms, une moyenne de -1,4 ms et une médiane de -1 ms. Deux zones semblent se distinguer : aux offsets courts, les différences sont plutôt positives alors qu'elles sont négatives aux offsets longs. Ces résultats sont récapitulés dans la Table 6.

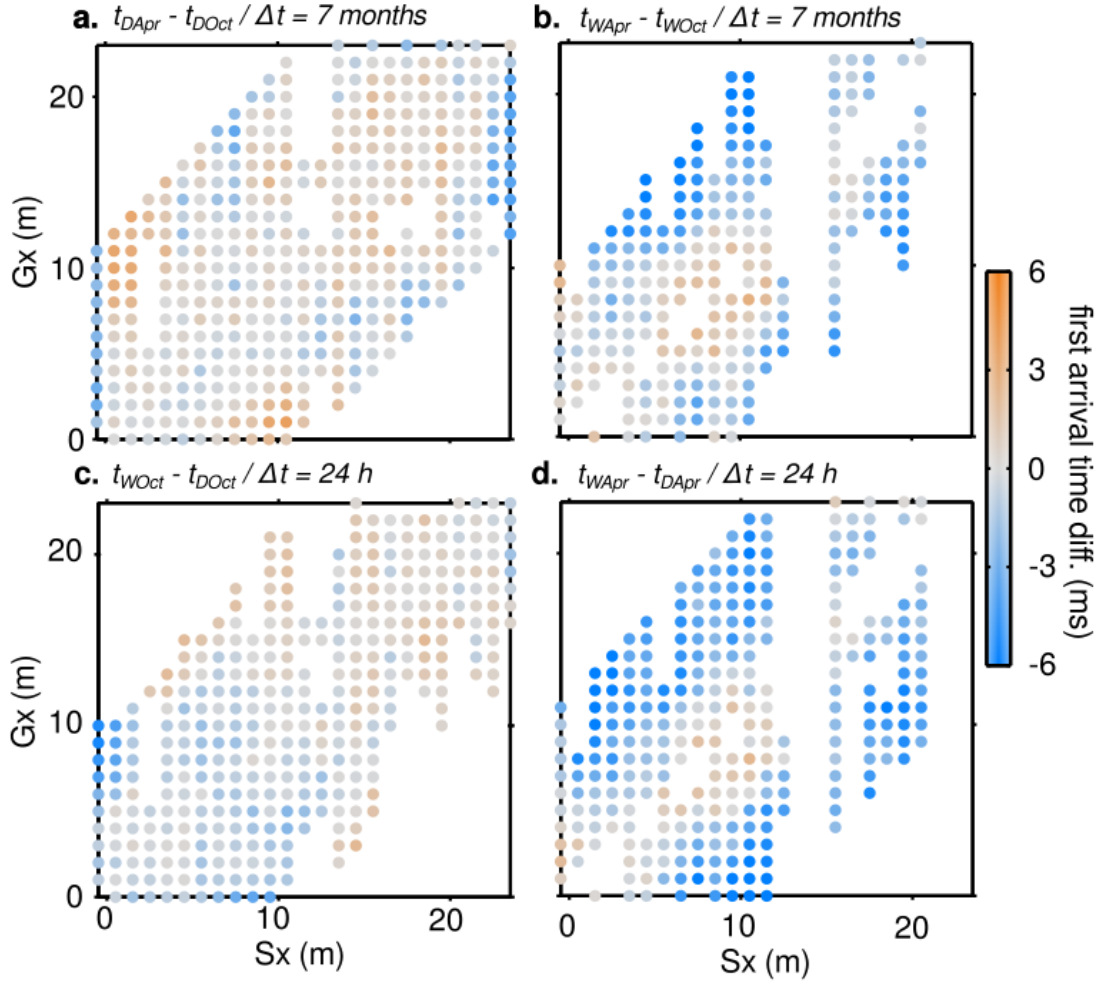


Figure 41. Diagrammes de différences absolues des temps d'arrivées pointés (i) en période de basses et hautes-eaux avant (a) et après (b) l'événement cévenol (pas de temps long de 7 mois) ; (ii) lors des événements pluvieux en période de basses-eaux (c) et hautes-eaux (d) (pas de temps courts de 24 h environ). Les variations sont représentées pour tous les couples géophone-récepteur de chaque tir. L'indice « W » indique des valeurs post-événement pluvieux et l'indice « D » celles qui sont pré-événement pluvieux.

Table 6. Récapitulatif des variations globales observées dans les temps d'arrivées des ondes P.

	$\Delta t = 7$ months		$\Delta t = 24$ hours	
	<i>Dry Apr -> Oct</i>	<i>Wet Apr -> Oct</i>	<i>Oct Wet -> Dry</i>	<i>Apr Wet -> Dry</i>
<i>Surface - river</i>	+	+	-	+
<i>Surface – upslope</i>	+	+	+	+
<i>Depth – river</i>	+	-	-	-
<i>Depth - upslope</i>	+	-	+	-

4.4.c. Variation des données sismiques lors d'un événement pluvieux extrême

Les événements pluvieux de types cévenols entraînent de fortes perturbations des conditions hydrogéologiques du milieu compte-tenu de leurs intensités. Les différences absolues des temps d'arrivées des ondes P sont maintenant observées pour une même période après et avant un événement extrême. Les Figure 41c et Figure 41d représentent ces valeurs pour chaque couple source-géophone.

Au cours de l'événement en basses-eaux, les variations sont d'assez faibles amplitudes (Figure 41c). Elles sont au maximum de l'ordre de -5 ms et de -0,22 ms en moyenne, avec une médiane à -0,15 ms. Deux types de comportement sont mis en évidence le long du profil. Lorsque les géophones sont localisés entre 0 et 12 m (au plus proche de la rivière), les différences sont négatives. Elles sont positives pour les capteurs positionnés au-delà de 12 m (plus éloignés de la rivière).

Au cours de l'événement en hautes-eaux, les variations sont de plus fortes amplitudes (Figure 41d). Elles sont au maximum de l'ordre de -8 ms et de -2,3 ms en moyenne, avec une médiane de -2,2 ms. Dans ce cas aussi, deux comportements sont mis en évidence : les différences sont majoritairement négatives (83 % des valeurs) aux offsets longs (*i.e.*, lorsque le signal est influencé par les propriétés des matériaux en profondeur) et positives à offsets courts (*i.e.*, lorsque le signal est influencé par les propriétés des matériaux en surface). Ces résultats sont récapitulés dans la Table 6.

4.4.d. Conclusions sur la dynamique de l'hydrosystème

Les conclusions apportées dans ce chapitre 4 concernant la dynamique de l'hydrosystème à partir des données sismiques sont fondées sur les mêmes principes qualitatifs qu'au chapitre 2 (Dangeard *et al.*, 2018a) et sont donc à considérer avec prudence. Dans les milieux non consolidés, la vitesse des ondes P diminue lorsque la saturation augmente jusqu'à ce qu'elle atteigne une valeur pallier d'environ 90-95 %. Ceci est lié à l'augmentation de la densité (l'eau remplace l'air moins dense). Puis, V_P augmente jusqu'à ce que la saturation en eau soit complète (le milieu saturé est plus difficile à comprimer, Bachrach et Nur (1998)). Les ondes S sont très sensibles aux faibles changements de saturation en eau lorsque celle-ci est proche de 0 % et tend à augmenter V_S . Puis, lorsque l'eau remplace l'air dans le milieu poreux, V_S tend à diminuer (effet lié à une hausse de la densité, Cho et Santamarina (2001)).

Hypothèses sur la dynamique hautes-eaux/basses-eaux

Les variations négatives post-événements pluvieux peuvent être liées à la quasi-saturation du milieu en profondeur en période de hautes-eaux et une infiltration de l'eau en surface (mise en saturation progressive impliquant des différences positives). Au contraire, les différences positives avant les précipitations mettent en évidence une augmentation de la saturation entre les basses-eaux et les hautes-eaux. Ces observations sont cohérentes avec le contexte hydrologique de la zone.

Ceci est aussi en accord avec des mesures géochimiques réalisées lors des expériences sismiques par Kuessner *et al.* (2017). Les résultats montrent qu'en période de basses-eaux, les eaux mises en contribution sont anciennes et indiquent une dissolution de la roche ainsi que des interactions avec les argiles. Au contraire, en période de hautes-eaux, l'eau est plus récente et provient de couches plus en surface avec une nette influence du ruissellement. Ceci semble cohérent avec le modèle conceptuel hydrogéologique des milieux fracturés proposé Lachassagne *et al.*, (2014).

Hypothèse sur l'effet d'un événement cévenol

Lors d'un événement pluvieux en période de basses-eaux, deux zones se distinguent : une première à proximité de la rivière, jusqu'à 12 m environ puis une seconde au-delà de cette distance. Initialement, la charge est faible en raison de l'absence d'événement pluvieux

pendant plusieurs jours précédents les mesures. Les précipitations sont infiltrées dans des zones préférentielles et ruissèlent en surface selon la pente. Ainsi, à proximité de la rivière la zone-saturée est plus proche de la surface et donc la teneur en eau plus élevée. En période de hautes-eaux, le milieu est déjà partiellement saturé. Lorsqu'il pleut, l'eau s'infiltré en surface et une partie atteint la zone-saturée plus en profondeur. Ainsi, la teneur en eau en surface est plus faible qu'en profondeur.

Un schéma d'évolutions possibles des charges piézométriques au cours des différentes périodes étudiées est représenté Figure 42.

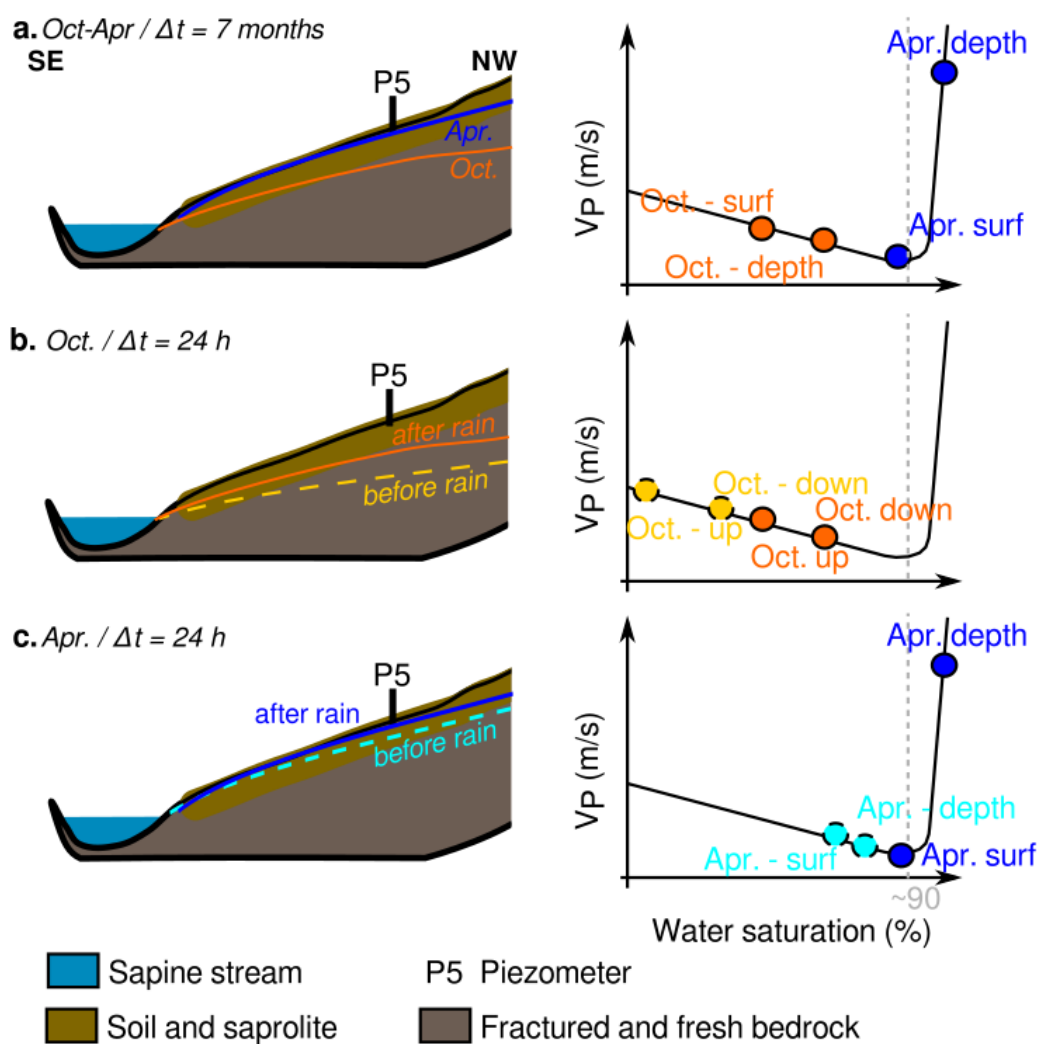


Figure 42. Hypothèses d'évolution du niveau piézométrique en périodes de basses-eaux (tons orangés) et hautes-eaux (tons bleus) (a), lors d'un événement pluvieux en basses-eaux (b) et en hautes-eaux (c). La ligne en tirets clairs représente la période de basses-eaux (« Low Water Level ») et la ligne en trait plein foncée correspond au niveau piézométrique possible en hautes-eaux (« High Water Level »). P5 indique la position du piézomètre situé à proximité de la rivière sur la Figure 33

4.5. Perspectives de recherche, apports de la modélisation hydrologique

Dans le but de valider les hypothèses sur la dynamique de l'hydrosystème précédemment avancées, l'utilisation d'un modèle hydrologique est suggérée. Compte-tenu des données disponibles : chroniques de précipitations, d'évapotranspiration potentielle et de débits à l'exutoire entre 2015 à 2017 (Figure 34), un modèle pluie-débit à l'échelle du bassin versant est proposé.

L'utilisation d'un modèle de type Génie Rural (GR, Perrin *et al.*, 2003), à 4 paramètres de calage et avec un pas de temps horaire (modèle GR4H), développé par Mathevet (2005), est suggérée (Abdillahi Robelh, 2018). Celui-ci fait intervenir un système à 2 réservoirs :

- le réservoir de routage de capacité X1 dont le niveau S dépend principalement des quantités d'eau infiltrées, de l'évapotranspiration nette et des taux d'infiltration. Un intérêt particulier est donné à l'étude de ce réservoir. En première approximation, S est représentatif de la saturation de la zone non-saturée et ;
- le réservoir de production de capacité X3 dont les variations de niveau traduisent la dynamique de l'aquifère profond.

A partir des 4 paramètres de calage (X1 ; X2 : coefficient d'échange souterrain ; X3 et ; X4 : temps de base de routage pour l'hydrogramme unitaire), on cherchera à simuler les débits observés à l'exutoire à partir des données de précipitation.

Le modèle étant global, les variables d'état lors de la simulation traduisent la dynamique du bassin versant dans son ensemble. Une discrétisation spatiale de l'état de saturation du bassin nécessite de redistribuer spatialement cet état sur la surface du bassin versant. Ceci sera réalisé par l'intermédiaire du calcul de l'indice topographique (Beven et Kirkby, 1979) à partir d'un Modèle Numérique de Terrain à 5 m de résolution. La ligne sismique sur laquelle les acquisitions « time-lapse » sont disponibles représente donc 5 mailles environ.

Le calage des paramètres hydrologiques sera réalisé sur la période de disponibilité des données. La qualité des résultats obtenus par la modélisation sera vérifiée à l'aide du critère de qualité de Nash et Sutcliffe (1970) (noté NSE) en considérant un critère sur les racines carrées des débits. Lorsque les paramètres de calages optimaux seront trouvés, le modèle permettra de simuler les écoulements ainsi que les niveaux dans les réservoirs du modèle sur l'ensemble des périodes.

Les résultats obtenus aux dates d'acquisitions sismiques seront extraits le long de l'étendu du profil sismique. Puis, les variations de niveau du réservoir de production seront comparées aux variations des temps d'arrivées des ondes P (et les hypothèses sur la dynamique du bassin associées).

Le choix d'une telle modélisation porte quelques questionnements. La forte topographie du bassin est à considérer dans la modélisation. Elle peut, en effet, avoir des effets sur les processus d'infiltration de l'eau. De plus, les variations des données sismiques donnent, de manière empirique, des informations qualitatives sur la dynamique du bassin qui sont comparées à des variations de saturation quantitatives. Aucune profondeur ou valeur de saturation en eau n'est directement disponible par l'analyse des données sismiques ainsi proposées.

4.6. Perspectives opérationnelles

La géophysique, complétée par des sondages géotechniques et des observations de terrain, est proposée afin de fournir une image de la structure d'un hydrosystème peu connu.

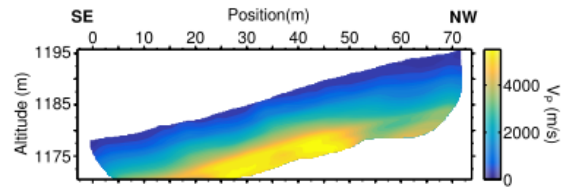
Des acquisitions sismiques ont été déployées en « time-lapse » sur une période d'intérêt avec des pas de temps d'acquisition de 24 h et 7 mois. Les variations spatio-temporelles des données sismiques fournissent des hypothèses à propos de la dynamique de l'hydrosystème. Ces dernières pourront être validées à l'aide de la modélisation hydrologique.

Un récapitulatif de la stratégie mise en place est présenté Figure 43.

1. Structure of the hydrosystem

Geophysics + geotechnics +
surface observations

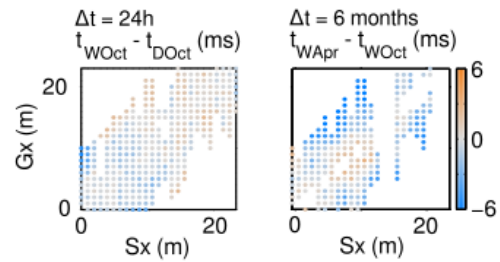
- image of the lateral heterogeneities of the critical zone



2. Dynamic of the hydrosystem

Time-lapse seismics

- traveltimes differences calculated for $\Delta t = 24$ h (flood event) and $\Delta t = 6$ months (low and high water level)
- qualitative interpretation
- hypothesis about the dynamic of the hydrosystem



Hypothesis validation

- hydrological modelling: GR4H
 - > modelling at the basin scale
 - > meshgrid: digital elevation model
 - > inputs: rainfall, actual evapo-transpiration
 - > model calibration, output: discharge
- > estimation of the saturation of the subsurface
- > extraction of the saturation values along the seismic profile
- > comparison with the hypothesis about the dynamics (seismics)

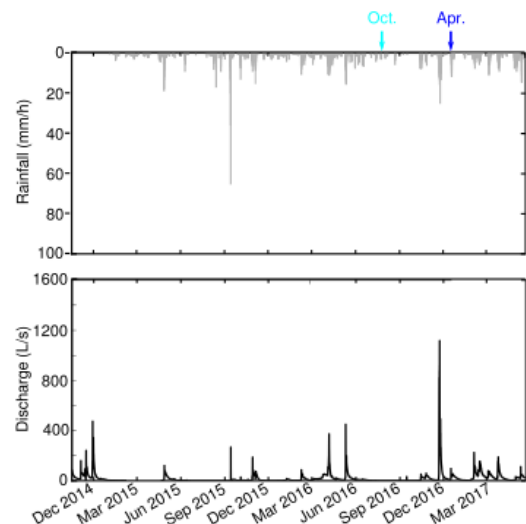


Figure 43. Stratégie de comparaison de la dynamique observée par la sismique et celle obtenue par la modélisation hydrologique

Chapitre 5 : Conclusions et perspectives

5.1. Développement d'une méthodologie d'étude « time-lapse » des données sismiques...	95
5.2. Application de la méthodologie sur différents hydrosystèmes.....	96
5.2.a. Cas d'un hydrosystème sédimentaire connu avec un pas d'acquisition de 2 mois	96
5.2.b. Cas d'un hydrosystème cristallin peu connu avec un pas d'acquisition de 24 h ...	97
5.3. Apport de la sismique à la modélisation hydrodynamique	97
5.4. Nécessité d'améliorer les d'inversions.....	98

La compréhension de la structure et de la dynamique de la ZC nécessite une approche multi-domaine afin d'en décrire la naturelle complexité. Dans ce manuscrit, l'accent est mis sur l'apport des méthodes sismiques actives en « time-lapse » à la compréhension de la dynamique des hydrosystèmes. Tandis que les méthodes hydrogéophysiques sont en plein essor, elles sont encore peu appliquées pour l'étude de la subsurface. Pourtant, de récentes recherches mettent en évidence leur potentiel pour l'étude des propriétés mécaniques de la ZC influencées par la teneur en eau, grâce à l'estimation conjointe des vitesses des ondes P et S.

5.1. Développement d'une méthodologie d'étude « time-lapse » des données sismiques

Une méthodologie d'étude de la significativité des variations temporelles des données sismiques (temps des premières arrivées des ondes P et dispersion des ondes de surface) en lien avec les changements des conditions hydrologiques est proposée. Une chaîne de traitement basée sur une étude statistique permet de mettre en évidence ces variations tout en prenant en compte l'erreur liée au pointé manuel des données. Elle se compose de 5 principales étapes, voir chapitre 2 :

- sélection de manière aléatoire d'une portion des données : au total 9 positions de centre de fenêtre (pour la dispersion des ondes de surface) ou de tir (pour les temps d'arrivées) ;
- pointé des données sismiques selon un ordre aléatoire, au total 30 pointés par

position ;

- tri des données pointées par fréquence (dans le cas de la dispersion des ondes de surface) ou par offset (dans le cas des temps d'arrivées des ondes P) ;
- calcul de l'écart-type et du 99^{ème} quantile (qui correspond à l'erreur de pointé pour le pas de temps considéré) ;
- reproduire les étapes précédentes pour les jeux de données à comparer et calculer l'incertitude de pointé en multipliant par 2 l'erreur maximale.

La méthodologie ainsi proposée est malheureusement contraignante en termes de seuil et est longue à mettre en place. Dans ce cas, il est possible d'avoir un aperçu des variations de données en considérant :

- 5 positions de centre de fenêtre (pour la dispersion des ondes de surface) ou de tirs (pour les temps d'arrivées) et 15 pointés par position, pour un gain de temps ;
- l'incertitude définie comme la somme des erreurs de pointée calculées pour chaque pas de temps ou le 95^{ème} quantile, afin d'avoir un seuil moins contraignant.

Après validation sur un hydrosystème connu (voir chapitre 2 et Dangeard *et al.* (2018a)), la chaîne de traitement est appliquée sur des bassins versants de natures diverses. Avec des pas de temps d'acquisition différents, la méthode permet de mettre en évidence la dynamique des hydrosystèmes et aide à la mise en place de modèles hydrogéologiques.

5.2. Application de la méthodologie sur différents hydrosystèmes

5.2.a. Cas d'un hydrosystème sédimentaire connu avec un pas d'acquisition de 2 mois

Dans un premier temps, la méthodologie est appliquée au système continu multi-couches des Avenelles, voir chapitre 3. Sur ce site, les conditions d'acquisition sont idéales : la zone est accessible en véhicule motorisé (jusqu'à 500 m du site), totalement dégagée, sans contrainte topographique et ne fait pas l'objet d'une réglementation spécifique (*e.g.*, parc national). De plus, l'hydrosystème a fait l'objet d'un grand nombre d'études hydro(géo)logiques, géochimiques, géophysiques, etc, donnant de forts *a priori*, complétés par de nouvelles mesures sur le terrain. Une acquisition « time-lapse » a été réalisée avec un pas de temps de 2 mois sur une section perpendiculaire au cours d'eau, de février à août 2017. Les mesures ont été réalisées avec une résolution spatiale fine (25 cm) de parts et d'autres du ru des Avenelles. L'étude conjointe des variations temps d'arrivées des ondes P et de la dispersion des ondes de surface montrent une dynamique très contrastée. En février, la

saturation en eau apparaît globalement plus élevée (période de hautes-eaux). En avril et juin, la saturation globale semble peu varier malgré des niveaux piézométriques plus bas et un terrain totalement sec en surface au début des acquisitions en juin. Ceci peut être expliqué par plusieurs événements orageux lors de l'acquisition du mois de juin 2017. Enfin, en août 2017, le bassin versant était en état de crue et les teneurs en eau globales sont assez élevées : plus élevés qu'en juin mais plus faibles qu'en avril et février 2017.

5.2.b. Cas d'un hydrosystème cristallin peu connu avec un pas d'acquisition de 24 h

Dans un second temps, la méthodologie d'étude des données sismiques est appliquée au bassin versant de la Sapine, voir chapitre 4. Sur ce site, les conditions d'acquisition sont difficiles : la zone est protégée (inclue au parc national des Cévennes), son relief montagneux et sa forêt rendent impossible son accès par voie motorisée. La structure et la dynamique de l'hydrosystème sont très peu connues. Des acquisitions sismiques actives ont été réalisées lors d'événements pluvieux dits « cévenols » (pas de temps très courts de 24 h) à la fois en période de basses-eaux et en période de hautes-eaux sur un tronçon perpendiculaire au cours d'eau. Compte-tenu de l'intervalle de temps compris entre 2 mesures, une résolution spatiale moyenne a été utilisée afin de couvrir un linéaire plus important en une courte durée. Quelques mesures complémentaires permettent de formuler des hypothèses sur la structure de la zone étudiée. L'étude des variations significatives des données sismiques montre une dynamique contrastée et une contribution des systèmes aquifères variable au cours du temps. En période de hautes-eaux, la partie superficielle de l'hydrosystème est mise à contribution. La subsurface partiellement saturée devient, suite à l'événement pluvieux, quasiment saturée en eau. En période de basses-eaux, les eaux plus profondes sont sollicitées. Après les pluies, la saturation en eau augmente sur l'ensemble de la zone et plus particulièrement à proximité de la Sapine.

5.3. Apport de la sismique à la modélisation hydrodynamique

La sismique peut, dans un premier temps, être utilisée en complément de méthodes d'imagerie géophysique « classiques » pour contraindre la géométrie des compartiments hydrogéologiques et pour fournir des *a priori* sur leurs propriétés hydrodynamiques. Lorsque la qualité des mesures géophysiques et les connaissances *a priori* sur le milieu sont suffisantes, et que les données sismiques indiquent des variations spatio-temporelles significatives, une inversion méticuleuse des données sismiques pour chaque pas de temps est

proposée (voir chapitre 3). A partir des paramètres inversés, le coefficient de Poisson est calculé. L'utilisation de v et de sa dérivée spatiale, coefficients sensibles au contenu en eau, est suggérée afin d'estimer la forme de la transition zone saturée/zone non-saturée et ses variations temporelles. Les résultats sont utilisés pour interpoler dans le temps et l'espace les données éparses d'hydrogéologie (*i.e.*, charge hydraulique dans les piézomètres). Sur le site de l'Orgeval (chapitre 3), cette approche met en évidence la dynamique très contrastée des deux rives. En effet, la rive droite est latéralement homogène et argileuse. La profondeur de la transition zone saturée/zone non-saturée est clairement identifiable et ne présente pas de fortes variations le long de la ligne. Au contraire, la rive gauche est très hétérogène. La présence de blocs de meulière, les remaniements anthropiques et les laisses de crue rendent la profondeur de la transition plus variable dans le temps mais aussi dans l'espace. La forme de ce continuum et ses fluctuations sont utilisées pour fournir de nouvelles conditions aux limites et initiales à la modélisation hydrogéologique et pour étendre le domaine de modélisation.

5.4. Nécessité d'améliorer les d'inversions

L'utilisation du coefficient de Poisson et l'étude des données sismiques semblent être des alternatives prometteuses pour l'étude des variations spatiales et temporelles des teneurs en eau de la ZC à l'échelle décamétrique.

Le coefficient de Poisson est calculé à partir des vitesses des ondes P et S estimées par inversion tomographique (2D) des temps d'arrivées et par inversion 1D de la dispersion des ondes de surface. L'inversion 1D suppose un nombre fini de couche (en général inférieur à 10) qui ne permet pas de décrire les variations continues des propriétés du sol naturel.

L'interprétation des variations spatio-temporelles des données sismiques est par ailleurs réalisée de manière qualitative et ne permet pas de fournir des informations quantitatives sur la teneur en eau de la subsurface, par exemple.

D'autres alternatives telles que l'inversion du champ d'onde (FWI pour Full Waveform Inversion) sont à envisager. Cette méthode utilise l'intégralité des informations contenues dans les sismogrammes et permet, à partir d'un dispositif unique, d'obtenir V_P et V_S en 2D (Groos *et al.*, 2017 ; Athanasopoulos et Bohlen, 2017). Qualifiée de « haute-résolution », la FWI semble prometteuse pour la reconstruction des petites variations de propriétés mécaniques du sous-sol, d'autant plus qu'une approche multi-domaines fournit les

informations *a priori* nécessaires (Asnaashari, 2006).

D'autres propriétés du champ d'onde telles que l'atténuation des ondes sont influencées par la présence d'eau et ne sont pas étudiées dans ce manuscrit. Il serait donc intéressant de considérer l'applicabilité de nombreuses études numériques en cours. Par exemple, Rubino *et al.* (2017) montre la complexité du rôle des fractures, omniprésentes en proche surface. Lorsque celles-ci sont hydrauliquement reliées non seulement, elles induisent une dissipation de l'énergie liée à circulation du fluide mais elles affectent aussi les propriétés effectives des ondes P à l'échelle de la mesure.

L'étude « time-lapse » des variations significatives des données donne de manière empirique des *a priori* qualitatifs sur la dynamique des hydrosystèmes. De plus, le coefficient de Poisson ne permet pas de définir, de manière quantitative, une valeur de saturation en eau. Certains modèles existants permettent de relier les paramètres hydrodynamiques (saturation et porosité) des roches avec les propriétés sismiques (Pride, 2005 ; Holbrook *et al.*, 2014 ; Pasquet *et al.*, 2016b). La difficulté repose sur le fait que la majeure partie des hydrosystèmes étudiés au sein des observatoires de la ZC n'implique pas seulement des roches mais aussi les milieux non consolidés. Des modèles pétrophysiques spécifiques doivent donc être utilisés (Cho et Santamarina, 2001 ; Sawangsuriya *et al.*, 2008 & 2009 ; Heitor *et al.*, 2012 ; Blazevic *et al.*, 2018).

Bibliographie

- Aarts, E. H. L., Van Laarhoven, P. J. M., 1985. Statistical cooling : a general approach to combinatorial optimization problems. *Philips Journal of Research*, Vol. 40(4), p.193-226.
- Abdillahi Robleh, K., 2018. Calage d'un modèle hydrologique sur les données d'un bassin versant pristine. Comparaison avec les résultats de prospection hydrogéophysique. Rapport de stage de Master 1, Sorbonne Université, Paris, France.
- Ajo-Franklin, J., Dou, S., Lindsey, N., Daley, T. M., Freifeld, B., Martin, E. R., Robertson, M., Ulrich, C., Wood, T., Eckblaw, I., Wagner, A., 2017. Timelapse surface wave monitoring of permafrost thaw using distributed acoustic sensing and a permanent automated seismic sources. Dans : SEG International Exposition and 87th Annual Meeting, Huston, Texas, Etats-Unis.
- Aki, K., Richards, P. G., 1980. Quantitativ seismology: theory and methods, vol. 1. W. H. Freeman and company, Etats-Unis.
- Aldersons, F., 2004. Toward three-dimensional crustal structure of the Dead Sea region from local earthquake tomography. Thèse de doctorat, Tel Aviv University, Israel.
- Alley, W. M., Healy, R. W., LaBaugh, J. W., Reilly, T. E., 2002. Flow and storage in groundwater systems. *Science*, Vol. 296(5575), p. 1985-1990.
- Arts, I. R., Eiken, O., Chadwick, A., Weigel, P. Z., van der Meer, L., Zinszner, B., 2004. Monitoring of CO₂ injected at Sleipner using time-lapse seismic data. *Energy*, Vol. 29, p. 1383-1392.
- Ashley, G.M., 1998. Where are we headed? "Soft" rock research into the new millennium. *Geological Society of America Abstract/Program*, Vol. 30, p. A-148.
- Asnaashari, A., 2006. Quantitative 4D seismic imaging in complex media using 2D full waveform inversion. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, Grenoble, France.
- Athanasopoulos, N., Bohlen, T., 2017. Field Data Application of Sequential Full-Waveform Inversion of Refracted and Rayleigh Waves. Dans : 79th EAGE Conference & Exhibition 2017, Paris, France.
- Audebert, M., 2015. Développement d'une méthode de contrainte des modèles hydrodynamiques par une stratégie d'analyse des données géophysiques ERT : Application aux écoulements de lixiviat dans les massifs de déchets. Thèse de doctorat, Université de Grenoble Alpes, Grenoble, France.
- Bachrach, R., Nur, A., 1998. High-resolution shallow-seismic experiments in sand, Part I: Watertable, fluid flow, and saturation. *Geophysics*, Vol. 63(4), p. 1225-1233.

- Bauer, K., Moeck, I., Norden, B., Schulze, A., Weber, M., Wirth, H., 2010. Tomographic P wave velocity and vertical velocity gradient structure across the geothermal site Groß Schönebeck (NE German Basin): Relationship to lithology, salt tectonics, and thermal regime. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 115(B8), p. B08312.
- Bauer, K., Schulze, A., Ryberg, T., Sobolev, S. V., Weber, M. H., 2003. Classification of lithology from seismic tomography: a case study from the Messum igneous complex, Namibia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 108(B3), p.2152-2167.
- Bear, J., 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. Elsevier, New York.
- Belle, P., Lachassagne, P., Mathieu, F., Barbet, C., Brisset, N., 2017. Characterization and location of the laminated layer within hard rock weathering profiles from electrical resistivity tomography. Application for water well siting. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 479.
- Benz-Navarrete, M. A., 2009. Mesures dynamiques lors du battage du pénétromètre PANDA 2. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal – Clermont II, France.
- Bergamo, P., Dashwood, B., Uhlemann, S., Swift, R., Chambers, J. E., Gunn, D. A., Donohue, S., 2016a. Time-lapse monitoring of climate effects on earthworks using surface waves. *Geophysics* Vol. 81(2), p. EN1-EN15.
- Bergamo, P., Dashwood, B., Uhlemann, S., Swift, R., Chambers, J. E., Gunn, D. A., Donohue, S., 2016b. Time-lapse monitoring of fluid-induced geophysical property variations within an unstable earthwork using P-wave refraction. *Geophysics*, Vol. 81(4), p. EN17-EN27.
- Beven, K. J., Kirkby, M. J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin*, Vol.24 (1), p. 43–69.
- Berrhouma, A., Rivière, A., Cucchi, K., Goblet, P., Flipo, N., 2016. Estimation des flux d'énergie à l'interface nappe-rivière des Avenelles. Rapport d'activité 2016 phase 7 du PIREN-Seine.
- Binley, A., Hubbard, S. S., Huisman, J. A., Révil, A., Robinson, D. A., Singha, K., Slater, L. D., 2015. The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resource Research*, Vol. 51(6), p. 3837-3866.
- Binley, A., Cassiani, G., Deiana, R., 2010. Hydrogeophysics: opportunities and challenges. *Bolletino di Geofisica Teorica et Applicata*, Vol. 51(4), p. 267-284.
- Biot, M. A. 1956a. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low frequency range. *Journal of Acoustical Society of America*, Vol. 28(2), p. 168-178.
- Biot, M. A. 1956b. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. *Journal of Acoustical Society of America*, Vol. 28(2), p. 179-191.
- Blazevic, L. A., Bodet, L., Jougnot, D., Longuevergne, L., 2018. Finding appropriate rocks physics

- models to interpret seismic data in hydrogeophysics applications. Dans : AGU Fall Meeting, Washington D.C., Etats-Unis.
- Bodet, L., Dhemaied, A., Pasquet, S., Rejiba, F., Guérin, R., 2014. Caractérisation mécanique de la plateforme ferroviaire par méthodes géophysiques : estimation des vitesses de cisaillement par « ondes de surface ». Rapport interne, SNCF
- Bodet, L., Abraham, O., Clorennec, D., 2009. Near-surface effect on Rayleigh-wave dispersion measurements: physical modeling. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 68(1), p. 95-103.
- Bodet, L., van Wijk, K., Bitri, A., Abraham, O., Côte, Ph., Grandjean G., Leparoux, D., 2005. Surface-wave dispersion inversion limitations from laser-Doppler experiments. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, Vol. 10(2), p. 151-162.
- Boulton, A. J., Findlay, S., Marmonier, P., Stanley, E. H., Valett, H. M., 1998. The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. *Annual Review of Ecology and Systematics*, Vol. 29(1), p. 59-81.
- Bowling, J. C., Harry, D. L., Rodriguez, A. B., Zheng, C., 2007. Integrated geophysical and geological investigation of a heterogeneous fluvial aquifer in Columbus Mississippi. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 62(1), p. 58-73.
- Brantley, S. L., Goldhaber, M. B., Ragnarsdottir, K. V., 2007. Crossing disciplines and scales to understand the critical zone. *Elements*, Vol 3 (5), p.307-314.
- Brooklet, W. 2017. New opportunities for critical zone science. Dans : 2017 CZO Arlington Meeting, Arlington, Virginia, Etats-Unis.
- Brunke, M., Gonser, T. O. M., 1997. The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater biology*, Vol. 37(1), p. 1-33.
- Carrière, S. D., Chalikakis, K., Sénéchal, G., Danquigny, C., Emblanch, C., 2013. Combining electrical resistivity tomography and ground penetrating radar to study geological structuring of karst unsaturated zone. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 94, p. 31-41.
- Cassiani, G., Godio, A., Stocco, S., Villa, A., Deiana, R., Frattini, P., Rossi M., 2009. Monitoring the hydrologic behaviour of steep slopes via time-lapse electrical resistivity tomography. *Near Surface Geophysics*, Vol. 7(5-6), p. 475-486.
- Chadwick, A., Williams, G., Delepine, N., Clochard, V., Labat, K., Sturton, S., Buddensiek, M.-L., Dillen, M., Nickel, M., Lima, A. L., Arts, R., Neele, F., Rossi, G., 2010. Quantitative analysis of time-lapse seismic monitoring data at the Sleipner CO₂ storage operation. *The Leading Edge*, Vol. 29(2), p. 170-177.
- Cho, G. C., Santamarina, J. C., 2001. Unsaturated particulate materials - particle-level studies. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol 127(1), 84–96.

- Ciocca, F., Bodet, L., Simon, N., Karaulanov, R., Clarke, A., Abesser, C., Krause, S.; Chalari, A., Mondanos, M., 2017. Towards the Wetness Characterization of Soil Subsurface Using Fibre Optic Distributed Acoustic Sensing. Dans : AGU Fall Meeting, Nouvelle-Orléans, Etats-Unis.
- Cognard-Plancq, A.-L., Marc, V., Didon-Lescot, J.-F., Normand, M., 2001. The role of forest cover on streamflow down sub-Mediterranean mountain watersheds: a modelling approach. *Journal of Hydrology*, Vol. 154, p. 229-243.
- Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F. D., Somé, S., Tapsoba, A., 2010. Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. *Groundwater*, Vol. 48(2), p. 269-283.
- Dangeard, M., Bodet, L., Pasquet, S., Thiesson, J., Guérin, R., Jougnot, D., Longuevergne, L., 2018a. Estimating picking errors in near-surface seismic data to enable their time-lapse interpretation on hydrosystems. *Near Surface Geophysics*, Vol. 16(6), p. 613-625.
- Dangeard, M., Bodet, L., Rivière, A., Schneider, S., Guérin, R., 2018b. Time-lapse seismic experiments to constrain hydrodynamic parameters at the stream-aquifer interface. Dans : EGU General Assembly, Vienne, Autriche.
- Dangeard, M., Schneider, S., Bodet, L., Rivière, A., Guérin, R., Réjiba, F., Hovhannissian, G., 2017a. Vers une interpolation des données hydrogéophysique des propriétés hydrodynamiques de la subsurface : apport du “time-lapse” sismique. Rapport d’activité 2017, PIREN-Seine phase VII.
- Dangeard, M., Bodet, L., Kuessner, M., Bouchez, J., Thiesson, J., Lucas, A., Gayer, E., Frick, D. A., 2017b. A multidisciplinary investigation of groundwater fluctuations and their control on river chemistry – Insights from time-lapse seismic experiments during flood events. Dans : AGU fall meeting 2018, Nouvelle-Orléans, Louisiane, Etats-Unis.
- Dangeard, M., Pasquet, S., Bodet, L., Guérin, R., Longuevergne, L., Thiesson, J., 2016. Temporal variations of near-surface seismic data at the Ploemeur (France) hydrogeological observatory. Dans : Near Surface Geoscience 2016 – 22nd European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics. EAGE, Barcelone, Espagne.
- Day-Lewis, F. D., Lane, J. W., Harris Jr, J. M., Gorelick, S. M., 2003. Time-lapse imaging of saline-tracer transport in fractured rock using difference-attenuation radar tomography. *Water Resource Research*, Vol. 39(10), p.1290-1303.
- Deiana, R., Cassiani, G., Kemna, A., Villa, A., Bruno, V., Bagliani A, 2007. An experiment of non-invasive characterization of the vadose zone via water injection and cross-hole time-lapse geophysical monitoring. *Near Surface Geophysics*, Vol.5(3), p. 183-194.
- Descloîtres, M., Ribolzi, O., Le Troquer, Y., Thiebaut, J. P., 2003. Study of infiltration in a Sahelian

- gully erosion area using time-lapse resistivity mapping. *Journal of Applied Geophysics* Vol. 53(3), p. 229-253.
- Di Stefano, R., Aldersons, F., Kissling, E., Baccheschi, P., Chiarabba, C., Giardini, D., 2006. Automatic seismic phase picking and consistent observation error assessment: application to the Italian seismicity. *Geophysical Journal International*, Vol. 165(1), p. 121-134.
- Endrun, B., Meier, T., Lebedev, S., Bohnhoff, M., Stavrakakis, G., Harjes, H.-P., 2008. S velocity structure and radial anisotropy in the Aegean region from surface wave dispersion. *Geophysical Journal International*, Vol. 174(2), p. 593-616.
- Ezersky, M. G., Bodet, L., Akawwi, E., Al-Zoubi, A. S., Camerlynck, C., Dhemaied, A., Galibert, P. Y., 2013. Seismic surface-wave prospecting methods for sinkhole hazard assessment along the Dead Sea shoreline. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, Vol. 18(4), p. 233-253.
- Falgàs, E., Ledo, J., Benjumea, B., Queralt, P., Marcuello, A., Teixidó, T., Martí, A., 2011. Integrating hydrogeological and geophysical methods for the characterization of a deltaic aquifer system. *Surveys in Geophysics*, Vol. 32(6), p. 857-873.
- Flipo, N., Mouhri, A., Labarthe, B., Biancamaria, S., Rivière, A., Weill, P., 2014. Continental hydrosystem modelling: the concept of nested stream-aquifer interfaces. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 18, p. 3121-3149.
- Fores, B., 2016. Gravimétrie et surveillance sismique pour la modélisation hydrologique en milieu karstique : application au bassin du Durzon (Larzac, France). Thèse de doctorat, Université de Montpellier, France.
- Foti, S., Strobbia, C. L., 2002. Some notes on model parameters for surface wave data inversion. Dans : *Proceedings of SAGEEP*. Las Vegas, Californie, Etats-Unis.
- Gassenmeier, M., Sens-Schonfelder, C., Delatre, M., Korn, M., 2014. Monitoring of environmental influences on seismic velocity at the geological storage site for CO₂ in Ketzin (Germany) with ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, Vol. 200(1), p. 524–533.
- Garofalo, F., Foti, S., Hollender, F., Bard, P. Y., Cornou, C., Cox, B. R., Ohrnberger, M., Sicilia, D., Asten, M., Di Giulio, G., Forbriger, T., Guillier, B., Hayashi, K., Martin, A., Matsushima, S., Mercerat, D., Poggi, V., Yamanaka, H., 2016. InterPACIFIC project: Comparison of invasive and non-invasive methods for seismic site characterization. Part I: Intra-comparison of surface wave methods. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 82, p. 222-240.
- Gibson, B. S., Odegard, M. E., Sutton, G. H., 1979. Nonlinear least-squares inversion of traveltimes data for a linear velocity-depth relationship. *Geophysics*, Vol. 44(2), p. 185-194.
- Grayson, R. B., Western, A. W., Chiew, F. H. S., Blöschl, G., 1997. Preferred states in spatial soil

- moisture patterns: local and nonlocal controles. *Water Ressources Research*, Vol. 33(12), p. 2897-2908.
- Grelle, G., Guadagno, F. M., 2009. Seismic refraction methodology for groundwater level determination : "water seismic index". *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 68(3), p. 301-320.
- Groos, L., Schäfer, M., Forbriger, T., Bohlen, T., 2017. Application of a complete workflow for 2D elastic full-waveform inversion to recorded shallow-seismic Rayleigh waves. *Geophysics*, Vol. 82(2), p. R109–R117.
- Guérin, R. 2005. Borehole and surface-based hydrogeophysics. *Hydrogeology Journal*, Vol. 13(1), p. 251-254.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., Martinez, G. F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, Vol. 377(1-2), p. 80-91.
- Haeni, F. P., 1986. Application of seismic refracton methods in groundwater modeling studies in New England. *Geophysics*, Vol. 51(2), p. 236-249.
- Hanchi, A., 1994. Cycle de l'eau et des éléments biogènes dans un bassin versant forestier : cas d'une hetraie au Mont-Lozère. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, France.
- Harvey, J. W., Wagner, B. J., Bencala, K. E., 1996. Evaluating the reliability of the stream tracer approach to characterize stream–subsurface water exchange. *Water Resource Research*, Vol. 32(8), p. 2441–2451.
- Heitor, A., Indraratna, B., Rujikiatkamjorn, C., Golaszewski, R., 2012. Characterising compacted fills at Penrith Lakes development site using shear wave velocity and matric suction. Dans : 11th Australia–New Zealand Conference on Geomechanics: Ground Engineering in a Changing World, Melbourne, Australie.
- Holbrook, W. S., Riebe, C. S., Elaseif, M., Hayes, J. L., Basler-Reeder, K., Harry, D. L., Malazian, A., Dosseto, A., Hartsough, P. C., Hopmans, J. W., 2014. Geophysical constraints on deep weathering and water storage potential in the Southern Sierra Critical Zone Observatory. *Earth surface processes and landforms*, Vol. 39(3), p. 366 – 380.
- Hubbard, S. S., Linde, N., 2011. Hydrogeophysics. *Treatise on Water Science*. Elsevier, p. 401-434.
- Ikeda, T., Tsuji, T., Takanashi, M., Kurosawa, I., Nakatsukasa, M., Kato, A., Worth, K., White, D., Roberts, B., 2017. Temporal variation of the shallow subsurface at the Aquistore CO₂ storage site associated with environmental influences using a continuous and controlled seismic source. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 122(4), p. 2859-2872.
- Jiao, L., Moon, W. M., 2000. Detection of seismic refraction signals using a variance fractal dimension technique. *Geophysics*, Vol. 65(1), p. 286-292.

- Jiménez-Martínez, J., Longuevergne, L., Le Borgne, T., Davy, P., Russian, A., Bour, O., 2013. Temporal and spatial scaling of hydraulic response to recharge in fractured aquifers: Insights from a frequency domain analysis. *Water Resources Research*, Vol. 49(5), p. 3007–3023.
- Jongmans, D., Demanet, D., 1993. The importance of surface waves in vibration study and the use of Rayleigh waves for estimating the dynamic characteristics of soils. *Engineering Geology*, Vol. 34(1-2), p. 105-113.
- Jougnot, D., Linde, N., Haarder, E. B., Looms, M. C., 2015. Monitoring of saline tracer movement with vertically distributed self-potential measurements at the HOBE agricultural test site, Voulund, Denmark. *Journal of Hydrology* Vol. 521, p. 314-327.
- Konstantaki, L., Carpentier, S., Garofalo, F., Bergamo, P., Socco L. V., 2013. Determining hydrological and soil mechanical parameters from multichannel surface-wave analysis across the Alpine Fault at Inchbonnie, New Zealand. *Near Surface Geophysics*, Vol. 11(4), p. 435-448.
- Krause, S., Heathwaite, L., Binley, A., Keenan, P., 2009. Nitrate concentration changes at the groundwater-surface water interface of a small Cumbrian river. *Hydrological Processes: An International Journal*, Vol. 23(15), p. 2195-2211.
- Kuessner, M., Bouchez, J., Dangeard, M., Bodet, L., Thiesson, J., Didon-Lescot, J.-F., Frick, D. A., Grard, N., Guérin, R., Domergue, J.-M., Gaillardet, J., 2017. A multidisciplinary investigation of groundwater fluctuations and their control on river chemistry – Insights from river dissolved concentrations and Li isotopes during flood events. Dans : AGU meeting fall 2017, Nouvelles-Orléans, Louisianne, Etats-Unis.
- Lachassagne, P., Dewandel, B., Wyns, R., 2014. The conceptual model of weathered hard rock aquifers and its practical applications. Dans : *Fractured Rock Hydrogeology*, N°20 International Association of Hydrogeologists Selected Papers, Editor J. M. Sharp, Jr, CRC Press, Taylor and Francis Group, pp. 13-46.
- Lachassagne P, Wyns R, Dewandel B., 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, Vol. 23(3), p. 145-161.
- Landro, M., Stronen, L. K., Digranes, P., 2001. Mapping reservoir pressure and saturation changes using seismic methods – possibilities and limitations. *First break*, Vol. 19(12), p. 671–684.
- Landro, M., Solheim, O. A., Hilde, E., Ekren, B. O., Stronen, L. K., 1999. The Gulfaks 4D seismic study. *Petroleum Geoscience*, Vol. 5(3), p.213-226.
- Lansdown, K., Heppell, C. M., Trimmer, M., Binley, A., Heathwaite, A. L., Byrne, P., Zhang, H., 2015. The interplay between transport and reaction rates as controls on nitrate attenuation in

- permeable, streambed sediments. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, Vol. 120(6), p. 1093-1109.
- Le Borgne, T., Bour O., Riley M. S., Gouze P., Pezard, P. A., Belgouhl A., Lods G., Le Provost R., Greswell R. B., Ellis P. A., Isakov E., Last B. J., 2007. Comparison of alternative methodologies for identifying and characterizing preferential flow paths in heterogeneous aquifers. *Journal of Hydrology*, Vol. 345(3-4), p. 134-148.
- Lecocq, T., Longuevergne, L., Pedersen, H. A., Brenguier, F., Stammer, K., 2017. Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermo-elastic and hydrological modeling. *Scientific Reports* 7, article numéro 14241.
- Loke, M. H., Barker, R. D., 1996. Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, Vol. 44(1), p. 131-152.
- Loumagne, C., Tallec, G., 2013. L'observation long terme en environnement : Exemple du bassin versant de l'Orgeval. Editions Quae.
- Lu, Z., 2014. Feasibility of using a seismic surface wave method to study seasonal and weather effects on shallow surface soils. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, Vol. 19(2), p. 71-85.
- Lumley, D., Landro, M., Vasconcelos, I., Eisner, L., Hatchell, P., Li, Y., Saul, M. and Thompson, M., 2015. Advances in time-lapse geophysics – Introduction. *Geophysics* Vol. 80(2), p. Wai-Wai.
- Lumley, D. E., 2001. Time lapse seismic reservoir monitoring. *Geophysics*, Vol. 66(1), p. 50-53.
- Maineult, A., 2016. Estimation of the electrical potential distribution along metallic casing from surface self-potential profile. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 129, p. 66-78.
- Maréchal, J. C., Dewandel, B., Subrahmanyam, K., 2004. Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water resources research*, Vol. 40(11).
- Mari, J.-L., Porel, G., 2008. 3D seismic imaging of a near-surface heterogeneous aquifer: A case study. *Oil and Gas Science and Technology - Revue IFP*, Vol. 63(2), p. 179-201.
- Mari, J.-L., Porel, G., 2016. Flow detection using well seismic data. Dans : 78th EAGE Conference and Exhibition, Madrid, Espagne.
- Martinec, J., Rango, A., 1989. Merits of statistical criteria for the performance of hydrological models. *Water Resources Bulletin*, Vol. 25(2), p. 421-432.
- Mathevet, T., 2005. Quel modèle pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants. Thèse de

- doctorat, Ecole nationale du génie rural, des eaux et des forêts, Paris, France.
- McLachlan, P. J., Chambers, J. E., Uhlemann, S. S., Binley, A., 2017. Geophysical characterization of the groundwater-surface water interface. *Advances in Water Resources*, Vol. 109, p. 302-319.
- McNeill, J. D., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Rapport technique TN-6, Geonics Limited.
- Miller, C. R., Routh, P. S., Brosten, T. R., McNamara, J. P., 2008. Application of timelapse ERT imaging to watershed characterization. *Geophysics*, 73(3), p. 7-17.
- Miller, R. D., Xia, J., Park, C. B., Ivanov, J. M. (1999). Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. *The Leading Edge*, Vol. 18(12), p. 1392-1396.
- Mokhtar, T. A., Herrmann, R. B. and Russell, D. R., 1988. Seismic velocity and Q model for the shallow structure of the Arabian Shield from short-period Rayleigh waves. *Geophysics*, Vol. 53(11), p. 1379-1387.
- Morel-Seytoux, H. J., 2009. The turning factor in the estimation of stream-aquifer seepage. *Groundwater*, Vol. 47(2), p. 205-212.
- Mota, R., Monteiro Santos, F. A., 2010. 2D section of porosity and water saturation from integrated resistivity and seismic surveys. *Near Surface Geophysics*, Vol. 8(6), p. 575-584.
- Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., De Fouquet, C., Bodet, L., Kurtulus, B., Tallec, G. Durand, V., Jost, A., Ansart, P., Goblet, P., 2013, Designing a multi-scale experimental sampling system of stream-aquifer interfaces in sedimentary basin. *Journal of Hydrology*, Vol. 504, p. 194-206.
- Murphy, W. F., 1982. Effect of partial water saturation on attenuation in Massillon sandstone and Vicor porous glass. *Journal of Acoustical Society of America*, Vol. 71(6), p. 1458-1468.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, Vol. 10(3), p. 282-290.
- O'Neill, A., 2003. Full-waveform reflectivity for modelling, inversion and appraisal of seismic surface wave dispersion in shallow site investigations. Thèse de doctorat, University of Western Australia, Perth, Australie.
- Pasquet, S., Bodet, L., 2017. SWIP: an integrated workflow for surface-wave dispersion inversion and profiling. *Geophysics*, Vol. 82(6), p. WB47-WB61.
- Pasquet, S., Holbrook, W. S., Carr, B. J., Sims, K. W. W., 2016a. Geophysical imaging of shallow degassing in a Yellowstone hydrothermal system. *Geophysical Research Letter* Vol. 43(23), p. 12027-12035.
- Pasquet, S., Bodet, L., Bergamo, P., Guérin, R. ;, Martin, R., Mourgues, R., Tournat, V., 2016b. Small scale seismic monitoring of varying water level in granular media. *Vadose zone journal*,

Vol. 15(7).

- Pasquet, S., Bodet, L., Longuevergne, L., Dhemaied, A., Camerlynck, C., Rejiba, F., Guérin, R., 2015a. 2D characterisation of near-surface V_p/V_s : surface-wave dispersion inversion versus refraction tomography. *Near Surface Geophysics*, Vol. 13(4), p. 315 -331.
- Pasquet, S., Bodet, L., Dhemaied, A., Mouhri, A., Vitale, Q., Rejiba, F., Flipo, N., Guérin, R. 2015b. Detecting different water table levels in a shallow aquifer with combined P-, surface and SH-wave surveys: Insights from VP /VS or Poisson's ratios. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 113, p. 38-50.
- Pasquet, S., 2015. Apport des méthodes sismiques à l'hydrogéophysique : importance du rapport VP/Vs et contribution des ondes de surface. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, Vol. 279(1-4), p. 275-289.
- Portal, A., Belle, P., Mathieu, F., Lachassagne, P., Brisset, N., 2017. Identification and characterization of hard rocks weathering profile by electrical resistivity imaging. Dans : *Near Surface Geoscience 2017*, Malmö, Suède.
- Pride, S. R., 2005. Relationships between seismic and hydrogeological properties. *Hydrogeophysics*, Water Science and Technology Library, Vol. 50. Springer, Dordrecht, Pays-Bas.
- Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, Vol. 64(3), p. 800-808.
- Rempe, D. M., Dietrich, W. E., 2014. A bottom-up control on fresh bedrock topography under landscapes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Vol. 111(18), p. 6576-6581.
- Rivière, A., Jost, A., Gonçalves, J., Font, M., 2018 sous-presse. Pore water pressure evolution below a freezing front under saturated conditions: Large-scale laboratory experiment and numerical investigation. *Cold Regions Science and Technology*.
- Rivière, A., Dangeard, M., Flipo, N., Berrhouma, A., Cucchi, K., Simon, N., Seraphin, P., Baudin, A., Lavenant, N., Bodet, L., Bour, O., 2017. Water and energy fluxes at the surface-subsurface interface of the Orgeval, France. Dans : *AGU meeting fall 2017*, Nouvelles-Orléans, Louisiane, Etats-Unis.
- Rivière, A., Gonçalves, J., Jost, A., Font, M., 2014. Experimental and numerical assessment of transient stream-aquifer exchange during disconnection. *Journal of Hydrology*, Vol. 517, p. 574-583.
- Richart, F. E., Hall, J. R., Woods, R. D., 1970. *Vibrations of soils and foundations* Prentice-Hall.

- Rohdewald, S. R., 2011. Interpretation of first-arrival travel times with wavepath eikonal traveltime inversion and wavefront refraction method. Dans : Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. EEGS, Charleston, Caroline du Sud, États-Unis.
- Roques, C., Bour, O., Aquilina, L., Dewandel, B., 2016. High-yielding aquifers in crystalline basement: insights about the role of fault zones, exemplified by Armorican Massif, France. *Hydrogeology Journal*, Vol. 24(8), p.2157-2170.
- Rubino, J., Caspari, E., Müller, T. M., Holliger, K., 2017. Fracture connectivity can reduce the velocity anisotropy of seismic waves. *Geophysical Journal International*, Vol. 210(1), p. 223-227.
- Ruelleu, S., Moreau, F., Bour, O., Gapais, D., Martelet, G., 2010. Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge: An example from Ploemeur (Brittany, France). *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 70(2), p. 161-168.
- Sabbione, J. I., Velis, D., 2010. Automatic first-breaks picking: New strategies and algorithms. *Geophysics*, Vol. 75(4), p. V67-V76.
- Sambridge, M., 1999a. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, Vol. 138(2), p. 479-494.
- Sambridge, M., 1999b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—II. Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, Vol. 138(3), p. 727-746.
- Saragiotis, C. D., Hadjileontiadis, L. J., Panas, S. M., 2002. PAI-S/K: A robust automatic seismic P phase arrival identification scheme. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 40(6), p.1395-1404.
- Sawangsurriya, A., Edil, T.B., Bosscher, P., 2008. Modulus-suction-moisture relationship for compacted soils. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 45(7), p. 973-983.
- Sawangsurriya, A., Edil, T. B., and Bosscher, P. J., 2009. Modulus-suction-moisture relationship for compacted soils in postcompaction state. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 135(10), p. 1390-1403.
- Schneider, S., 2017. Interpolation des propriétés hydrodynamiques *via* la géophysique dans la zone critique. Rapport de stage de Master 2, Université Rennes 1, Rennes, France.
- Schuite J., Longuevergne L., Bour O., Boudin F., Durand S., Lavenant N., 2015. Inferring field-scale properties of a fractured aquifer from ground surface deformation during a well test. *Geophysical Research Letters*, Vol. 42(24), p. 10696-10703.
- Schuster, G. T., Quintus-Bosz, A., 1993. Wavepath eikonal traveltime inversion: Theory. *Geophysics*, Vol. 58(9), p. 1314–1323.

- Senkaya, M., Karsh, H., 2014. A semi-automatic approach to identify first arrival time: the cross-correlation technique (CCT). *Earth Sciences Research Journal*, Vol. 18(2), p. 107-113.
- Sens-Schönfelder, C., Wegler, U., 2006. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, Vol. 33(21), p. L21302.
- Sheehan, J. R., Doll, W. E., Mandell, W. A., 2005. An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, Vol. 10(1), p. 21–34.
- Sheriff, R. E., Geldart, L. P., 1995. *Exploration seismology*, 2ème édition. Cambridge University Press.
- Singha, K., Davy-Lewis, F. D., Johnson, T., Slater, L. D., 2015. Advances in interpretation of surface processes with time-lapse electrical imaging. *Hydrological Processes*, Vol. 29(6), p. 1549-1576.
- Socco, L. V., Foti, S., Boiero, D., 2010. Surface-wave analysis for building near-surface velocity models — Established approaches and new perspectives. *Geophysics*, Vol. 75(5), p. 75A83-75A102.
- Socco, L. V., Strobbia, C., 2004. Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surface Geophysics*, Vol. 2(4), p. 165-185.
- Soro, D. D., Koïta, M., Biaou, C. A., Outoumbe, E., Vouillamoz, J. M., Yacouba, H., Guérin, R., 2017. Geophysical demonstration of the absence of correlation between lineaments and hydrogeologically usefull fractures: case study of the Sanon hard rock aquifer (central northern Burkina Faso). *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 129, p. 842-852.
- Stanford, J. A., Ward, J. V., 1993. An ecosystem perspective of alluvial rivers: connectivity and the hyporheic corridor. *Journal of the North American Benthological Society*, Vol. 12(1), p. 48-60.
- Suzaki, A., Minato, S., Ghose, R., Konishi, C., Sakai, N., 2017. Modelling time-lapse shear-wave velocity changes in an unsaturated soil embankment due to water infiltration and drainage. *First Break*, Vol. 35(8), p. 81-90.
- Talbot, J.-Y., Martelet, G., Courrioux, G., Chen, Y., Faure, M., 2004. Emplacement in an extensional setting of the Mont-Lozère - Borne granitic complex (SE France) inferred from comprehensive AMS, structural and gravity studies. *Journal of Structural Geology*, Vol. 26(1), p. 11-28.
- Talleg, G., Ansart, P., Guérin, A., Delaigue, O., Blanchouin, A., 2015. Observatoire Oracle.
- Tarits, C., Aquilina, L., Ayraud, V., Pauwels, H., Davy, P., Touchard, F. and Bour, O. 2006. Oxidoreduction sequence related to flux variations of groundwater from a fractured basement

- aquifer (Ploemeur area, France). *Applied Geochemistry*, Vol. 21(1), p. 29-47.
- Tatham, R. H., 1982. V_p/V_s and lithology. *Geophysics*, Vol. 47(3), p. 244-336.
- Tatham, R. H., Stoffa, P. L., 1976. V_p/V_s , a potential carbon indicator. *Geophysics*, Vol. 41(5), p. 837-849.
- Taylor, R. G., Scalon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J. S., Edmunds, M., Konikow, L., Green, T. R., Chen, J., Taniguchi, M., Bierkens, M. F. P., MacDonald, A., Fan, Y., Maxwell, R. M., Yechieli, Y., Gudark, J. J., Allen, D. M., Shamsudduha, M., Hiscock, K., Yeh, P. J.-F., Holman, I., Triedel, H., 2013. Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, Vol. 3, p. 322-329.
- Touchard, F., 1999. Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé - Site de Ploemeur (Morbihan). Thèse de doctorat, Géosciences Rennes, France.
- Uhlemann, S., Chambers, J., Wilkinson, P., Maurer, H., Merritt, A., Meldrum, P., Kuras, O., Gunn, D., Smith, A. and Dijkstra, T. 2017. Four-dimensional imaging of moisture dynamics during landslide reactivation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* Vol. 122, p. 398-418.
- Uhlemann, S., Hagedorn, S., Dashwood, B., Maurer, H., Gunn, D., Dijkstra, T., Chambers, J., 2016. Landslide characterization using P- and S- wave seismic refraction tomography - The importance of elastic moduli. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 134, p. 64-76.
- Uyanik, O., 2011. The porosity of saturated shallow sediments from seismic compressional and shear wave velocities. *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 73(1), p. 16-24.
- Valois, R., 2011. Caractérisation structurale de morphologies karstiques superficielles et suivi temporel de l'infiltration à l'aide des méthodes électriques et sismiques. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Vedanti, N., Pathak, A., Srivastava, R. P., Dimri, V. P., 2009. Time-lapse (4D) seismic: some case studies. *Earth Science India*, Vol. 2(4), p. 230-248.
- Wathelet, M., 2008. An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, Vol. 35(9), p. L09301.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., 2004. Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, Vol. 2(4), p. 211-221.
- Watlet, A., Kaufmann, O., Triantafyllou, A., Poulain, A., Chambers, J. E., Meldrum, P. I., Wilkinson, P. B., Hallet, V., Quinif, Y., Van Ruymbeke, M., Van Camp, M., 2018. Imaging groundwater infiltration dynamics in the karst vadose zone with long-term ERT monitoring. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 22(2), p.1563-1592.
- Winter, T. C., 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems.

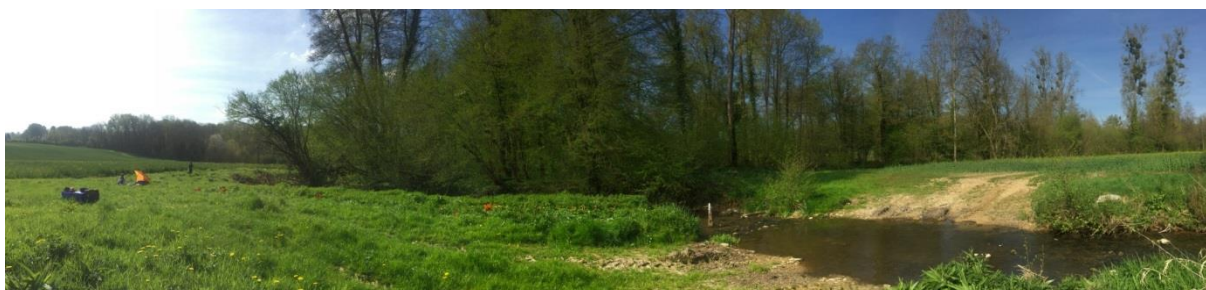
Hydrogeology Journal, Vol. 7(1), p. 28-45.

Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R., Gardner, I. W., 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. Geophysics, Vol. 11(1), p. 41-70.

Yamakawa, Y., Kosugi, K., Masaoka, N., Sumida, J., Tani, M., Mizuyama, T. , 2012. Combined geophysical methods for detecting soil thickness distribution on a weathered granitic hillslope. Geomorphology, Vol. 145-146, p. 56-69.

Annexe 1 : Acquisition et interprétation de données sismiques « time-lapse » pour la modélisation hydrodynamique

*Acquisition sur le bassin versant expérimental de l'Orgeval (Seine-et-Marne) avec un pas de temps bimensuel pour la compréhension
des échanges nappe-rivière*



A1.1. Acquisition des données sismiques	116
A1.1.a. Dispositif d'acquisition.....	116
A1.1.b. Données enregistrées.....	117
A1.2. Estimation des vitesses des ondes de compression par tomographie des temps d'arrivées.....	117
A1.2.a. Pointé des temps des premières arrivées des ondes P	117
A1.2.b. Inversion des temps d'arrivées des ondes P et estimation du modèle de V_p	119
A1.3. Estimation des vitesses des ondes S par analyse de la dispersion des ondes de surface	122
A1.3.a. Extraction de la dispersion des ondes de surface	122
A1.3.b. Inversion des courbes de dispersion et estimation du pseudo-profil de V_s	125
A1.4. Figures récapitulatives pour chaque acquisition sismique	128
A1.4.a. Sismogrammes enregistrés	128
A1.4.b. Pointé des temps d'arrivées des ondes P et de la dispersion des ondes de surface	130

A1.4.c. Estimation des vitesses des ondes P par inversion tomographique des temps d'arrivées.....	130
A1.4.d. Estimation des vitesses des ondes S par inversion 1D de la dispersion des ondes de surface.....	138

Cette annexe reprend en détail l'inversion des données sismiques présentées au chapitre 3. Compte-tenu du nombre de mesures, seules celles du mois de février 2017 (première acquisition) sont présentées de manière détaillée. Les résultats obtenus pour les autres acquisitions sismiques sont disponibles en section A1.4., de la Figure 55 à la Figure 66.

A1.1. Acquisition des données sismiques

A1.1.a. Dispositif d'acquisition

La station AvAv, localisée à l'aval du bassin versant des Avenelles, a été inspectée par méthodes sismiques de février à août 2017 avec un pas de temps d'acquisition de 2 mois. A chaque acquisition, le même équipement, la même géométrie et les mêmes paramètres d'acquisition ont été utilisés. Afin d'assurer un positionnement optimal du dispositif au cours du temps, un système de marquage permanent a été mis en place. Les mesures sismiques ont été réalisées le long d'une ligne orientée ESE-ONO perpendiculaire au ru des Avenelles. Sur chaque rive, 96 géophones verticaux de fréquence de coupure 14 Hz espacés de 0,25 m ont été déployés sur une longueur de 23,75 m (Figure 44). La source utilisée consiste en une plaque métallique frappée verticalement à l'aide d'une massette de 1,250 kg entre chaque géophone et à une demie-intertrace des premiers et derniers capteurs. A chaque position, 6 tirs ont été sommés dans le domaine temporel afin d'augmenter le rapport signal-sur-bruit. Un taux d'échantillonnage de 0,5 ms, une durée d'enregistrement de 2 s et un délai de -0,02 s avant chaque enregistrement permettent d'observer l'intégralité du champ d'onde. La topographie est issue de mesures au tachéomètre Nikon NPL-332 et prend en compte l'altitude de chaque géophone.

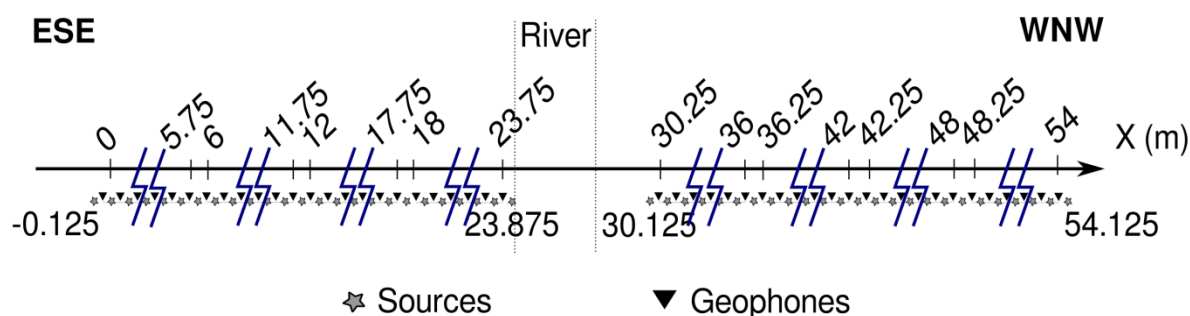


Figure 44. Représentation schématique du dispositif d'acquisition des données sismiques le long d'une ligne ESE-ONO perpendiculaire au ru des Avenelles. 96 géophones à composante verticale espacés de 0,25 m (triangles noirs) sont utilisés. Les tirs sont localisés tous les 0,25 m, entre chaque géophone et à une demie-intertrace des premier et dernier capteurs (étoiles grises). Les pointillés verticaux délimitent les bords de la rivière. Dans un souci de lisibilité, toutes les positions de capteur et de tir ne sont pas représentées ici.

A1.1.b. Données enregistrées

Pour chaque tir, les données sont enregistrées et présentées sous la forme d'un sismogramme. Une ligne verticale, appelée « trace », représente l'enregistrement d'un géophone dont la position est indiquée sur l'axe des abscisses. Deux exemples de sismogrammes sont présentés sur la Figure 45 pour des tirs aux positions 11,875 m (rive gauche, Figure 45a) et 42,125 m (rive droite, Figure 45b), respectivement. Les données montrent un niveau de bruit ambiant relativement faible qui permet d'identifier les premières arrivées des ondes P même à offsets lointains et de clairement distinguer l'onde sonore (qui forme une droite visible à partir du point de tir et avec une vitesse d'environ 340 m/s).

A1.2. Estimation des vitesses des ondes de compression par tomographie des temps d'arrivées

A1.2.a. Pointé des temps des premières arrivées des ondes P

Les temps d'arrivées des ondes P sont pointés manuellement sur les sismogrammes. Ils sont définis pour chaque trace comme étant le début du premier pulse sismique. Ces pointés sont représentés sous la forme d'un diagramme pour chacune des rives, Figure 46a en rive gauche et Figure 46b en rive droite, qui indique la distribution des temps d'arrivées pour chaque couple source-géophone. Cette représentation permet d'avoir un premier aperçu de la distribution des vitesses des ondes P en subsurface et des hétérogénéités associées et de

vérifier la cohérence du pointé. Les données indiquent une augmentation de la vitesse globale avec la profondeur. Elles mettent aussi en évidence la présence du talus en rive gauche avec des temps d'arrivées plus faibles lorsque la distance aux géophones augmente.

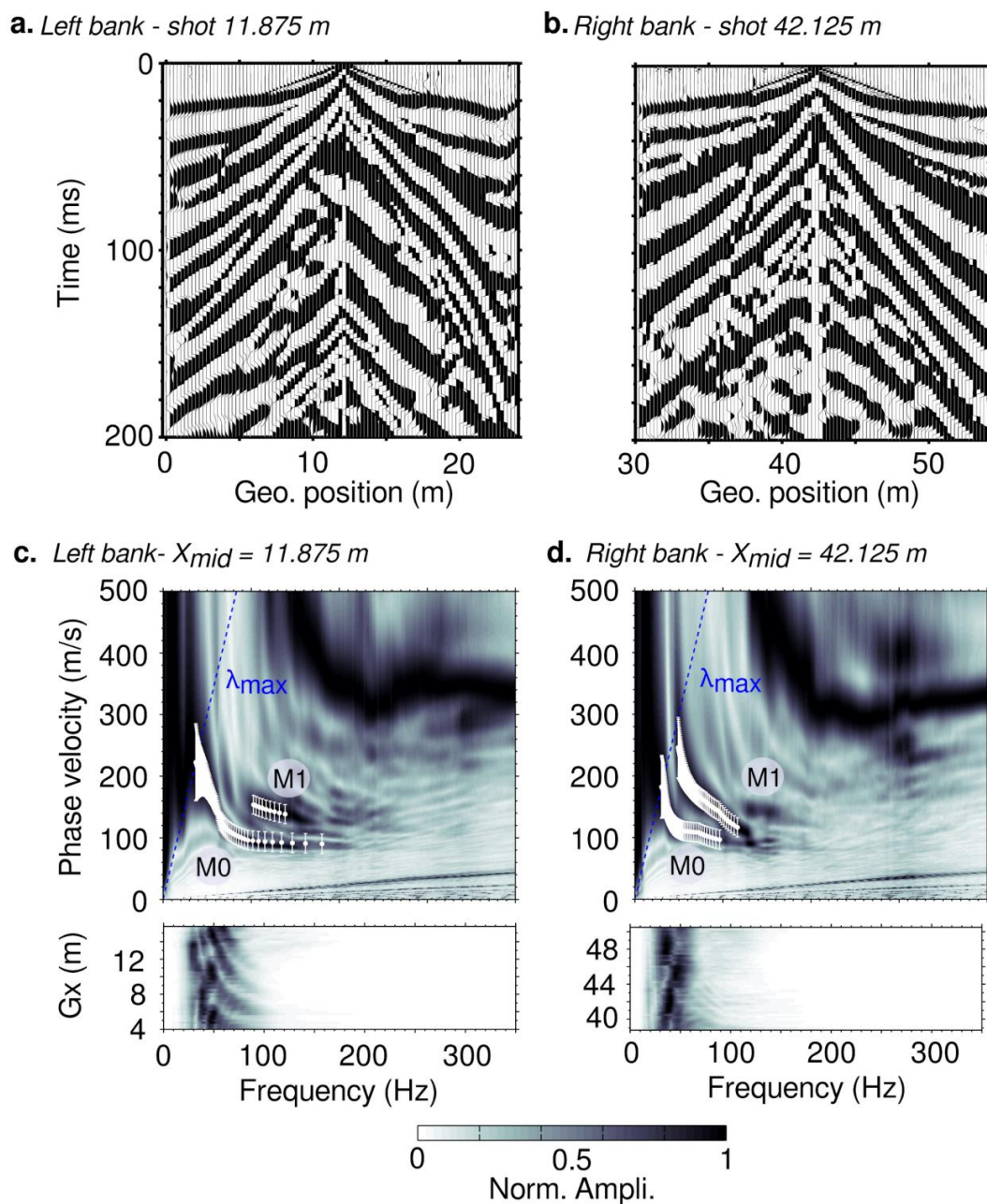


Figure 45. (a) et (b) Sismogrammes enregistrés pour les tirs localisés à 11,875 m (a) et 42,125 m (b) pour les acquisitions de février 2017. Les lignes verticales représentent les enregistrements pour chaque capteur (position le long du profil sur l'axe des abscisses) au cours du temps (axe des ordonnées). (c) et (d) Images de dispersion (haut) et spectrogrammes (bas) calculés aux positions 11,875 m (c) et 42,125 m (d) pour les acquisitions de février 2017. Les points blancs correspondent aux pointés manuels du mode fondamental (M0) et du premier mode supérieur (M1). Les barres blanches verticales représentent l'erreur associée définie par O'Neill (2003).

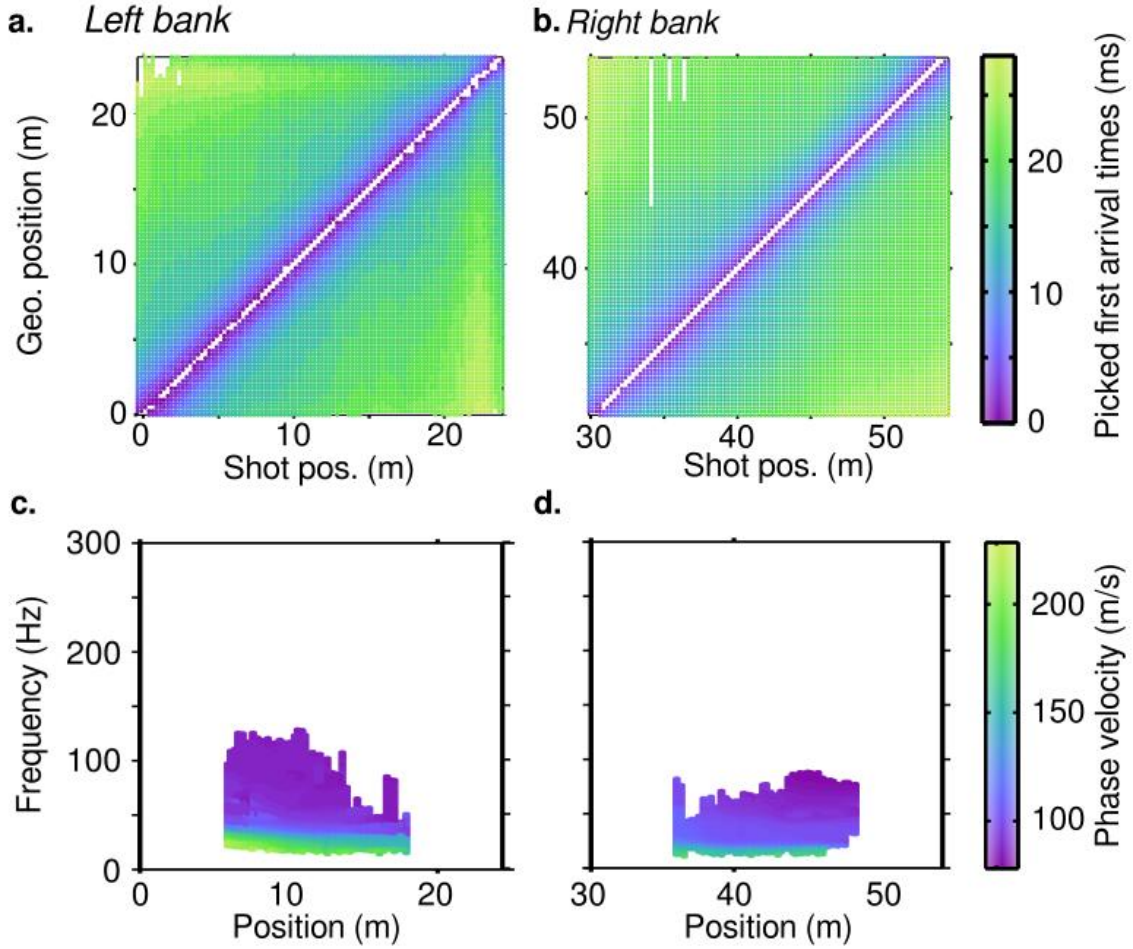


Figure 46. (a) et (b) Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone pour les acquisitions en rive gauche (a) et en rive droite (b). Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés en ms. La diagonale représente les offsets (distance source-géophone) nuls. (c) et (d) Courbes de dispersion des ondes de surface pointées représentées sous forme d'une pseudo-section en fonction de la fréquence pour le mode fondamental en rive gauche (c) et droite (d).

A1.2.b. Inversion des temps d'arrivées des ondes P et estimation du modèle de V_P

La tomographie des temps d'arrivées se base sur l'hypothèse selon laquelle la source sismique produit un signal dont les longueurs d'onde sont très faibles par rapport à la taille des hétérogénéités rencontrées dans le milieu traversé. Dans ce cas, la propagation des ondes sismiques est modélisée par des rais qui se propagent de la source vers les différents récepteurs à travers un modèle discret du milieu dans lequel à chaque cellule est associée une vitesse. Les valeurs de ces dernières sont ensuite corrigées via un processus itératif en fonction de l'écart entre les temps d'arrivées observés et les temps d'arrivées calculés à partir

du modèle (résidus). On cherche à converger vers un modèle de vitesse pour lequel les résidus sont minimisés.

Les temps d'arrivées des ondes P sont inversés (Schuster et Quintus-Bosz, 1993 ; Sheehan *et al.*, 2005 ; Rohdewald, 2011) afin d'estimer un profil de V_P (Figure 47a). L'inversion est initialisée avec un modèle de type gradient. Ce dernier est créé en prolongeant latéralement un modèle 1D issu de la moyenne des pointés des temps d'arrivées tout en supposant un milieu tabulaire (Gibson *et al.*, 1979). Lors de l'inversion, l'équation eikonale est résolue grâce à un code numérique basé sur la méthode des différences finies. L'inversion est arrêtée lorsque la variation des vitesses, l'erreur RMS globale et le maximum des résidus normalisés atteignent une valeur minimum et ne varient plus au cours des itérations. Dix itérations sont nécessaires pour atteindre ce palier (Figure 47c et Figure 47d). Une description plus précise du profil obtenu est présentée au chapitre 3.

A la fin de l'inversion, l'erreur est estimée inférieure à 1 ms (Figure 47c et Figure 47d). La distribution des résidus (Figure 47g et Figure 47h) indique des valeurs plus élevées à offsets courts (valeurs de résidus allant jusqu'à 40 %) qu'à offsets longs (résidus inférieurs à 10 %). Ceci peut être expliqué par d'éventuelles hétérogénéités de vitesse très proches de la surface. Un diagramme de couverture représente les densités de rais (Figure 47b). Il permet ainsi de rendre compte de la définition du modèle : plus le nombre de rai est important, mieux le modèle est défini. On remarque que peu de rais ont traversé la proche surface qui est donc moins bien définie.

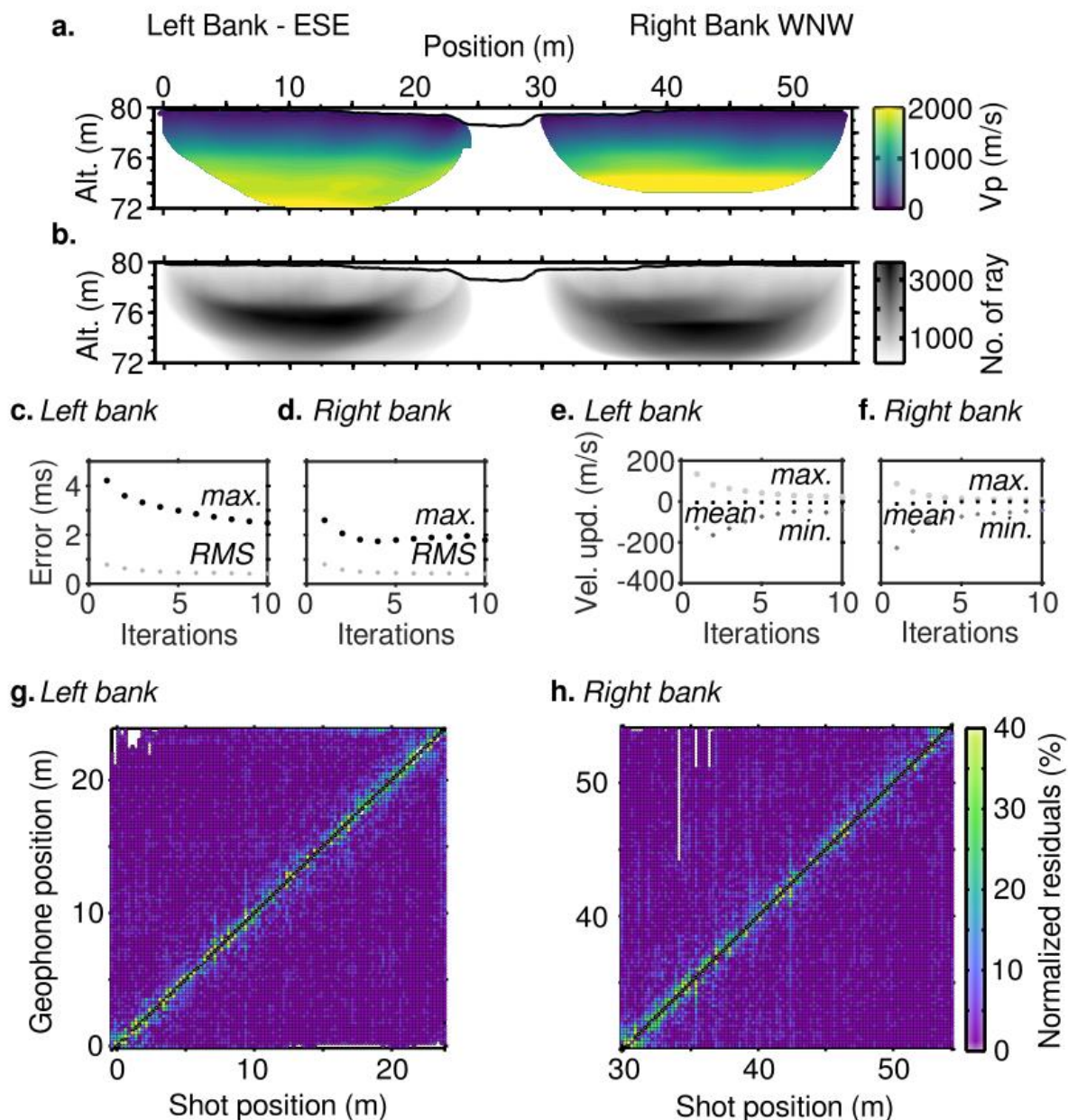


Figure 47. (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique des temps d'arrivées des ondes P après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c) et (d) Evolution de la RMS globale (série de point gris « RMS ») et de l'erreur absolue maximale (série de point noirs « max ») pour les inversions en rive gauche (c) et rive droite (d). (e) et (f) Evolution de la variation des vitesses moyennes (série de point noirs « mean »), maximales (série de point gris clairs « max ») et minimales (série de point gris foncés « min ») au cours des itérations en rive gauche (e) et rive droite (f). (g) et (h) Diagrammes de résidus normalisés calculés pour chaque couple source-géophone pour chaque pointé des temps d'arrivées en rive gauche (g) et rive droite (h).

A1.3. Estimation des vitesses des ondes S par analyse de la dispersion des ondes de surface

A1.3.a. Extraction de la dispersion des ondes de surface

Lorsque le milieu est hétérogène, la vitesse de phase des ondes de surface dépend de la fréquence (Park *et al.*, 1999). Cette relation définit des courbes de dispersion pour les différents modes de propagation observables. Cette relation n'est pas clairement visible sur les sismogrammes mais elle l'est dans le domaine fréquentiel. Les courbes de dispersion sont alors extraites selon la chaîne de traitement proposée par O'Neill (2003) et implémentée par Pasquet et Bodet (2017) :

1. pour chaque sismogramme, une fenêtre de nW géophones, centrée en position X_{mid} est sélectionnée. Les géophones sont illuminés par S tirs directs et S tirs inverses (*i.e.*, localisés à l'amont et l'aval de la fenêtre d'extraction) ;
2. pour chaque tir, le champ d'onde est transformé vers le domaine « f-c » (fréquence–vitesse de phase) (Mokthar *et al.*, 1988) dans lequel la dispersion est aisément identifiable. Cette étape permet d'obtenir une image de dispersion pour les $2S$ tirs. Ces images sont ensuite sommées (« stackées »). Les courbes de dispersion sont extraites en pointant les maxima d'énergie correspondant à chaque mode de propagation. Ces données sont utilisées pour l'inversion et l'estimation d'un profil 1D de V_S à l'aplomb du X_{mid} ;
3. puis, la fenêtre est déplacée de dW géophones le long de la ligne. La juxtaposition des modèles 1D fournit une section de V_S .

Les tailles des fenêtres d'extraction et le nombre de sources sont déterminées par « essai-erreur » lorsqu'un bon compromis est trouvé entre résolution spectrale, profondeur d'investigation souhaitée et validité de l'hypothèse 1D, compte-tenu des variations latérales de lithologie (Bodet *et al.*, 2005). Il est pour cela indispensable de systématiquement considérer séparément les tirs directs et inverses encadrant la fenêtre choisie (Bodet *et al.*, 2014). La dispersion est ainsi extraite pour plusieurs tailles de fenêtres de géophones pour une même position. Dans chaque cas, les courbes obtenues en considérant les tirs directs, inverses et stackés sont comparées. Celle offrant le meilleur compromis sans produire de différences trop importantes entre les courbes de dispersion issues des tirs directs, inverses et « stackés » est finalement sélectionnée.

Dans le cas présent, les tests sont réalisés en $X_{mid} = 11,875$ m (rive gauche, Figure 48) et $X_{mid} = 42,125$ m (rive droite, Figure 49) (Schneider, 2017). Un bon compromis a finalement été trouvé pour une fenêtre de 11,75 m (soit $nW = 48$, Figure 48c et Figure 49c) et une fenêtre de source allant de 0,375 m à 2,625 m ($S = 8$) (Schneider, 2017). Si on considère une taille de fenêtre supérieure (Figure 48d, Figure 48^e, Figure 49d et Figure 49e), les images de dispersion sont très bruitées et ne permettent pas de distinguer correctement les différents modes de propagation. Les tailles de fenêtres inférieures (Figure 48a, Figure 48b, Figure 49a et Figure 49b) donnent des informations plutôt basses fréquences tandis que nous nous intéressons aux variations des propriétés mécaniques en proche en surface, et donc aux hautes fréquences.

$X_{mid} = 11,875$ m, Left bank

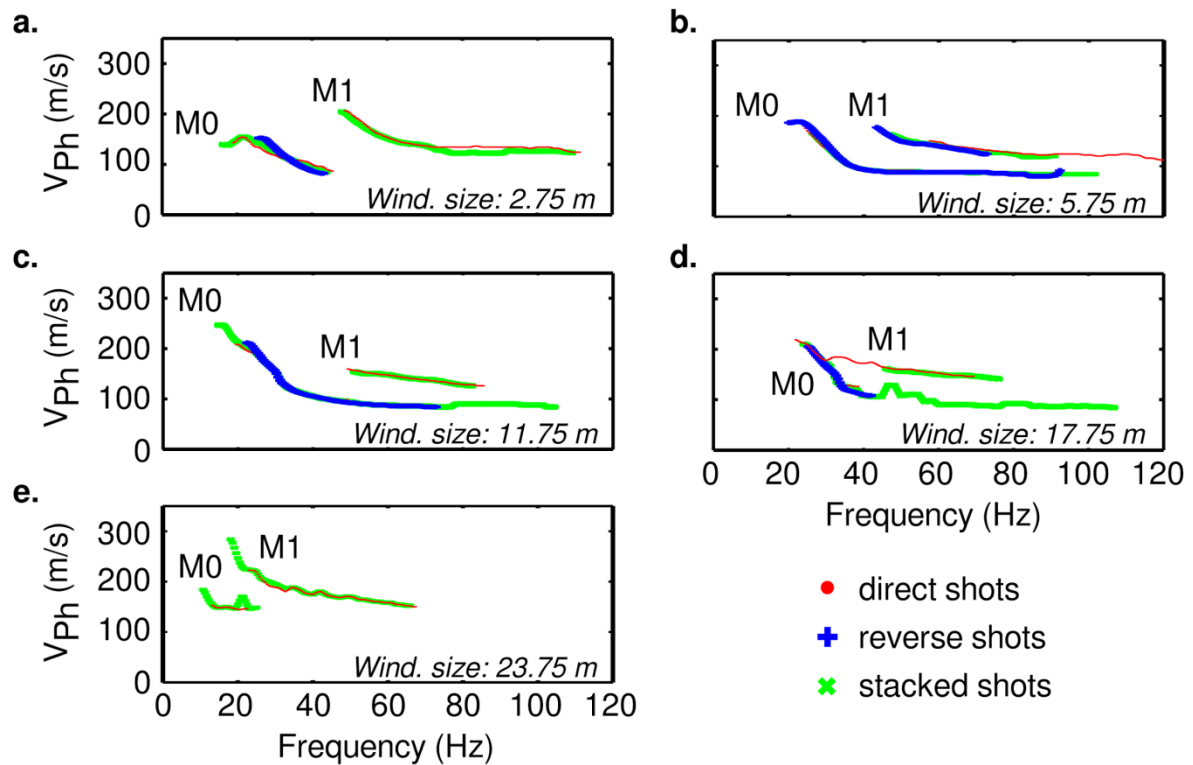


Figure 48. Détermination de la taille de fenêtre (nombre de géophones) pour l'extraction de la dispersion des ondes de surface sur le dispositif en rive gauche pour un $X_{mid} = 11,875$ m. Les courbes de dispersion sont extraites à partir des images de dispersion calculées en considérant les tirs directs, inverses et « stackés ». Différentes tailles de fenêtres sont étudiées : 2,75 m (a), 5,75 m (b), 11,75 m (c), 17,75 m (d) et 23,75 m (e).

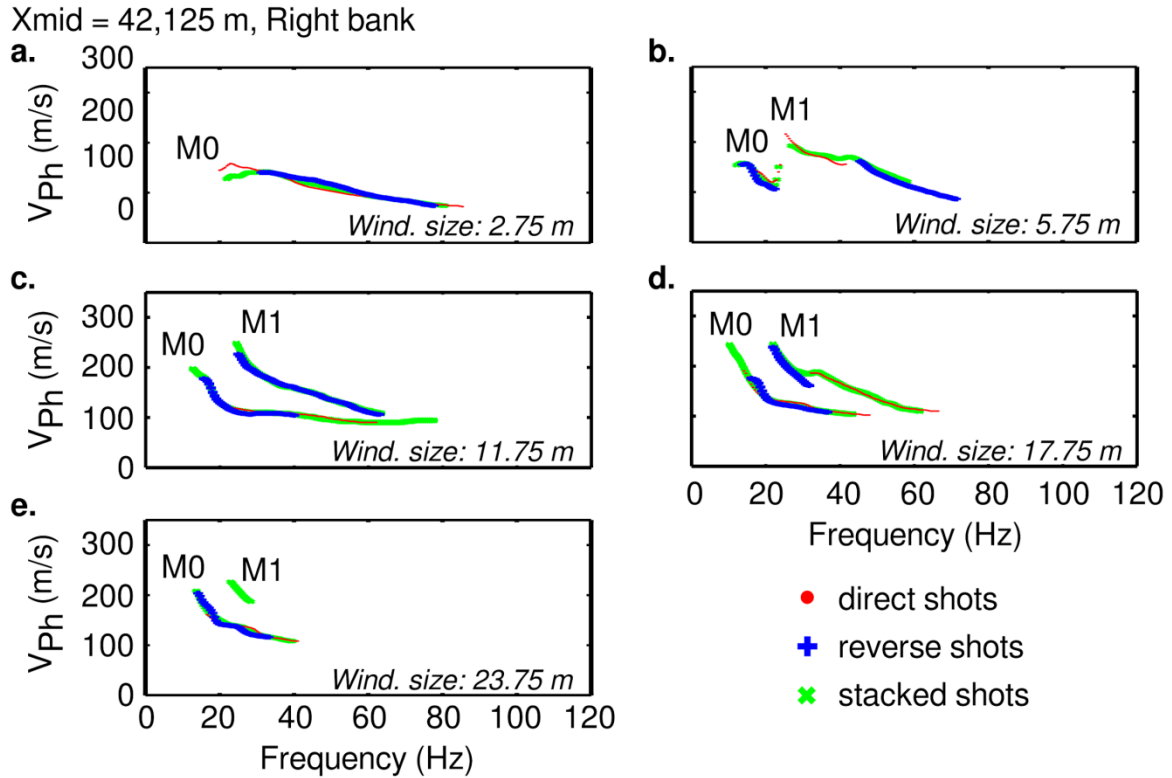


Figure 49. Détermination de la taille de fenêtre (nombre de géophones) pour l'extraction de la dispersion des ondes de surface sur le dispositif en rive droite pour un $X_{mid} = 42,125$ m. Les courbes de dispersion sont extraites à partir des images de dispersion calculées en considérant les tirs directs, inverses et « stackés ». Différentes tailles de fenêtres sont étudiées : 2,75 m (a), 5,75 m (b), 11,75 m (c), 17,75 m (d) et 23,75 m (e).

Avec les paramètres sélectionnés pour l'extraction de la dispersion, les premières et dernières fenêtres sont centrées à 5,875 m et 17,875 m en rive gauche et 36,125 m et 48,125 m en rive droite. Les maxima d'énergie associés aux différents modes de propagation sont ensuite pointés pour toutes les images de dispersion calculées le long du profil (Figure 45c et Figure 45d). Les courbes de dispersion sont tronquées aux basses fréquences en fonction de la longueur du dispositif, équivalente à une longueur d'onde de 12 m (Bodet *et al.*, 2009). Les courbes de dispersion sont ré-échantillonnées en longueur d'onde tous les 0,125 m de 0 à 12 m. L'erreur de pointé utilisée pour l'inversion suit une loi empirique définie par O'Neill (2003). Au total, jusqu'à 2 modes de propagation sont identifiés le long des profils et correspondent au mode fondamental (M0) et aux premiers modes supérieurs (M1) (Figure 46c et Figure 46d). Les courbes de dispersion pointées pour le mode fondamental sont représentées sous forme de pseudos-sections en fonction de la fréquence (en ordonnées) et de la position des X_{mid} (en abscisses) sur les Figure 46c et Figure 46d. En effet, le M0 donne un premier aperçu de la répartition des vitesses en subsurface et leur évolution avec le temps

(Bergamo *et al.*, 2016a et b, Dangeard *et al.*, 2018a). Les vitesses de phase sont globalement plus élevées sur la rive gauche que sur la rive droite.

A1.3.b. Inversion des courbes de dispersion et estimation du pseudo-profil de V_s

L'inversion des courbes de dispersion est réalisée en supposant un milieu 1D (présentant une succession de couches horizontalement superposées) tabulaire à l'aplomb du Xmid. L'inversion utilise l'algorithme de voisinage développé par Sambridge (1999a & b) et implémenté par Wathelet *et al.* (2004), Wathelet (2008) et Pasquet et Bodet (2017) pour l'application à la proche surface. Dans ce cas, un total de 5 couches sur un espace semi-infini est choisi. L'épaisseur de chaque couche peut varier entre 0,123 et 2 m en supposant une profondeur maximale du demi-espace de 10 m (soit, environ la longueur d'onde maximale). V_s est supposée varier entre 10 et 1250 m/s et V_p est imposée par le modèle issu de la tomographie des temps d'arrivées (Figure 47a). Le coefficient de Poisson est laissé libre de varier entre 0,1 et 0,5, qui sont des valeurs valables pour les milieux non consolidés. La masse volumique est supposée constante et égale à 1800 kg.m^{-3} car elle influence peu les résultats de l'inversion (Foti et Strobbia, 2002). Ainsi, pour chaque Xmid, l'inversion 1D est réalisée avec les mêmes paramètres hormis V_p qui dépend de la position le long du profil. Aucune contrainte latérale n'est appliquée car la technique de fenêtrage lisse naturellement la dispersion. Les paramètres de l'algorithme de voisinage permettent de générer un total de 50 500 modèles à chaque Xmid (5 runs, 100 itérations par run, $n_{s0} = 100$, $n_s = 100$ et $n_r = 100$).

A la fin de l'inversion, un ensemble des modèles est disponible pour chaque position (notée Xmid). Des exemples de résultats d'inversion 1D sont disponibles Figure 50 pour les positions 11,875 m (Figure 50a à Figure 50d) et 42,125 m (Figure 50e à Figure 50h). Les modèles inclus dans les barres d'erreur sont sélectionnés, comme le préconise Endrun *et al.* (2008). Ils permettent de définir un modèle moyen pondéré par le misfit affecté à la position de la fenêtre d'extraction correspondante. Pour les positions 11,875 m et 42,125 m, ils sont représentés en pointillés noirs sur les Figure 50c et Figure 50g. Les modèles sont bien contraints jusqu'à environ 2 m de profondeur. Ils montrent une augmentation progressive de la vitesse des ondes S. Ils sont ensuite juxtaposés le long de la ligne pour proposer un pseudo-profil de V_s (Figure 51).

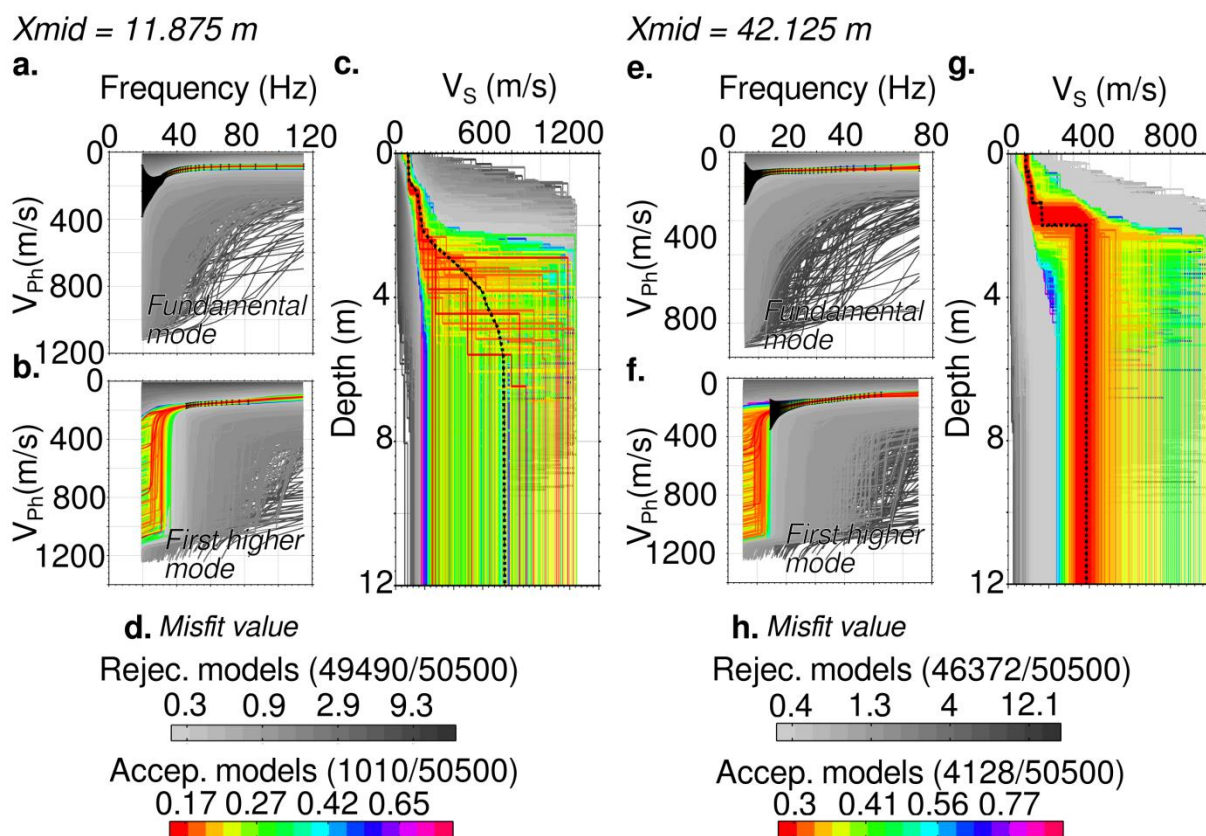


Figure 50. Inversions 1D des courbes de dispersion pointées (barres d'erreur en noires) sur les images de dispersion calculées en $X_{mid} = 11,875 \text{ m}$ (a) pour le mode fondamental et (b) pour le premier mode supérieur et $X_{mid} = 42,125 \text{ m}$ (e) pour le mode fondamental et (f) pour le premier mode supérieur. L'ensemble des modèles obtenus est représenté en (c) et (g), respectivement. Les modèles rejetés (au moins deux échantillons des courbes de dispersion théoriques calculées à partir de ces modèles est à l'extérieur des barres d'erreurs) sont représentés en fonction de leur misfit avec une échelle de gris ((d) et (h)). Les modèles acceptés (tous les échantillons des courbes de dispersion théoriques calculées à partir de ces modèles sont inclus dans les barres d'erreurs, à un échantillon près) sont représentés en fonction de leur misfit avec une échelle de couleur ((d) et (h)). La moyenne pondérée par le misfit des modèles acceptés permet de construire un modèle de vitesse représenté en pointillés noirs (c) et (g))

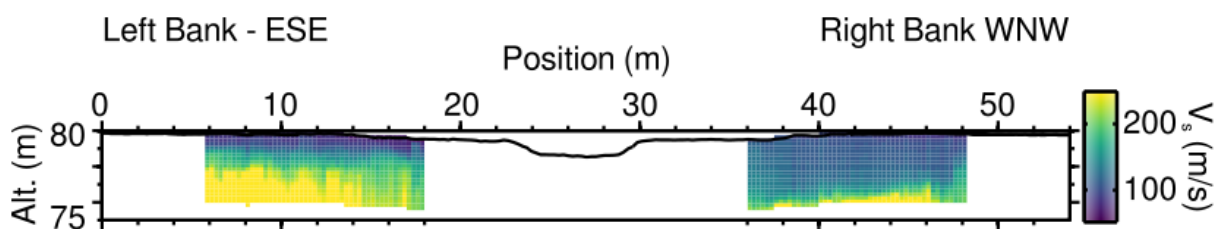


Figure 51. Pseudo-section de V_S obtenue par juxtaposition des modèles 1D le long du profil étudié.

Pour chaque X_{mid} , la profondeur d'investigation est déterminée à partir de l'écart-type entre les modèles à chaque profondeur. Lorsque celui-ci atteint 150 m/s, on estime que

l'erreur *a posteriori* est trop élevée pour pouvoir comparer les modèles de V_S obtenus à chaque pas de temps (Figure 53). Ces profondeurs d'investigation sont reprises sur la Figure 29 avec la définition du masque blanc transparent appliqué aux pseudo-sections de coefficient de Poisson.

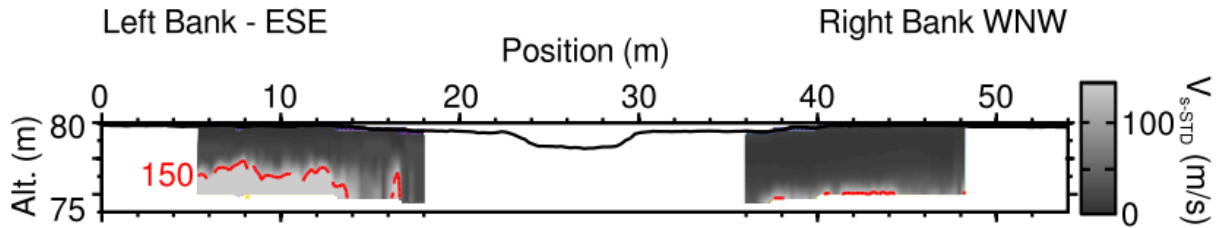


Figure 52. Pseudo-section des écarts-types obtenus sur l'ensemble des modèles acceptés pour chaque X_{mid} le long de la ligne. Le trait rouge indique la profondeur à partir de laquelle l'écart-type est supérieur à 150 m/s.

En utilisant les modèles moyens 1D de V_P et V_S à chaque position, les courbes de dispersion théoriques sont calculées afin de vérifier la cohérence du pointé et du modèle de V_S choisi (défini *supra*). Elles sont représentées en rouge sur la Figure 53a pour la position 11,875 m et sur la Figure 53b pour la position 42,125 m.

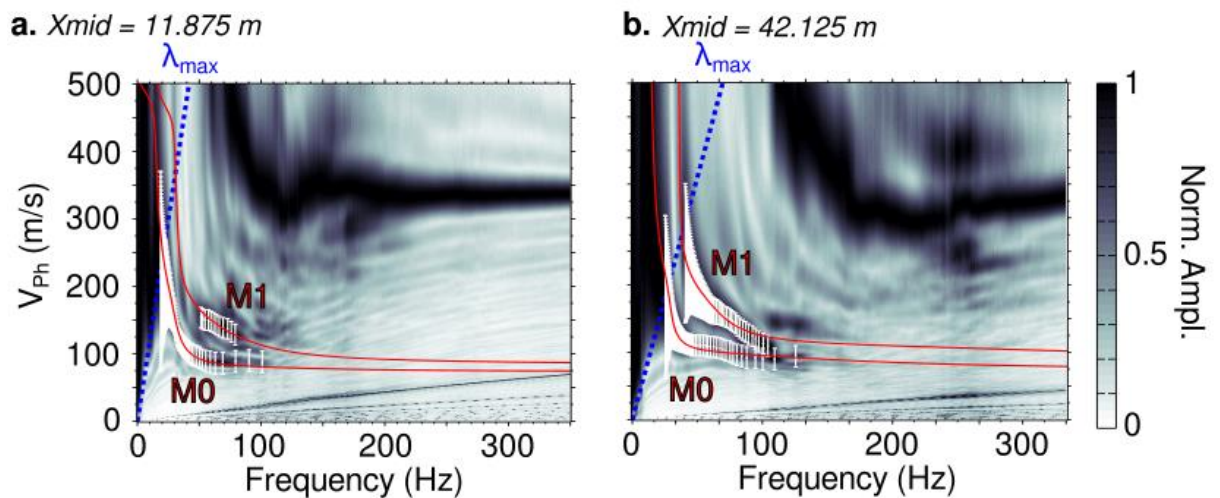


Figure 53. Courbes de dispersion théoriques calculées à partir des modèles moyens pondérés par le misfit en position 11,875 m (a) et 42,125 m (b), pour le mode fondamental (M0) et le premier mode supérieur (M1), en rouge. Les courbes de dispersion initialement pointées sont représentées avec leurs barres d'erreur en blanc. La ligne pointillée bleue représente la longueur d'onde maximale.

L'écart entre les courbes théoriques et les courbes pointées est représenté le long du profil sous forme de pseudos-sections en fonction de la fréquence pour le mode fondamental (Figure 54a et Figure 54b). Cette représentation rend compte de la cohérence des modèles

obtenus et permet d'identifier d'éventuelles erreurs d'identification de mode. Pour le mode fondamental (Figure 54 et Figure 54b) aucune variation brutale des résidus normalisés n'est visible. Les valeurs sont faibles, avec une moyenne de 7,4 m/s et allant entre 0 et 49,4 m/s. Les Figure 54c et Figure 54d montrent les valeurs de misfit calculées après chaque inversion pour chaque position le long de la ligne. Elles sont globalement inférieures à 40 % et inférieures à 10 m/s aux hautes fréquences (influencées par les propriétés de la proche surface).

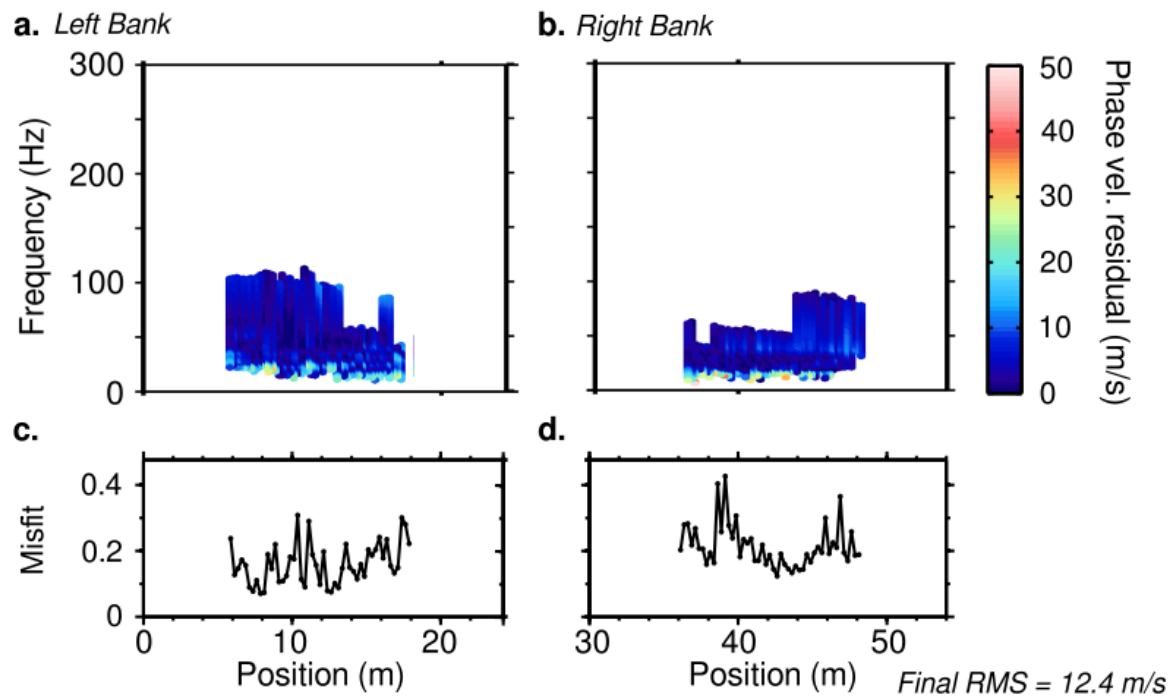


Figure 54. Pseudo-sections des résidus normalisés des vitesses de phase des ondes de surface pour le mode fondamental le long de la ligne en fonction de la fréquence pour la rive gauche (a) et la rive droite (b). Valeur du misfit calculé pour chaque inversion 1D le long de la ligne en rive gauche (c) et droite (d).

A1.4. Figures récapitulatives pour chaque acquisition sismique

A1.4.a. Sismogrammes enregistrés

Pour chaque tir, les données sont enregistrées et présentées sous forme de sismogrammes. Des exemples sont présentés sur la Figure 55 pour chaque acquisition (février [a, b], avril [c, d], juin [e, f] et août [g, h]) en rive gauche à la position 11,875 m (à gauche [a, c, e, g]) et droite à la position 42,125 m (à droite [b, d, f, h]). Les données montrent un niveau de bruit ambiant relativement faible qui permet d'identifier les premières arrivées des ondes P à offsets lointains et de clairement distinguer l'onde sonore. Sur la rive gauche, la présence du

talus est nettement visible à partir de la position 20 m et est indiquée par une diminution des temps des premières arrivées.

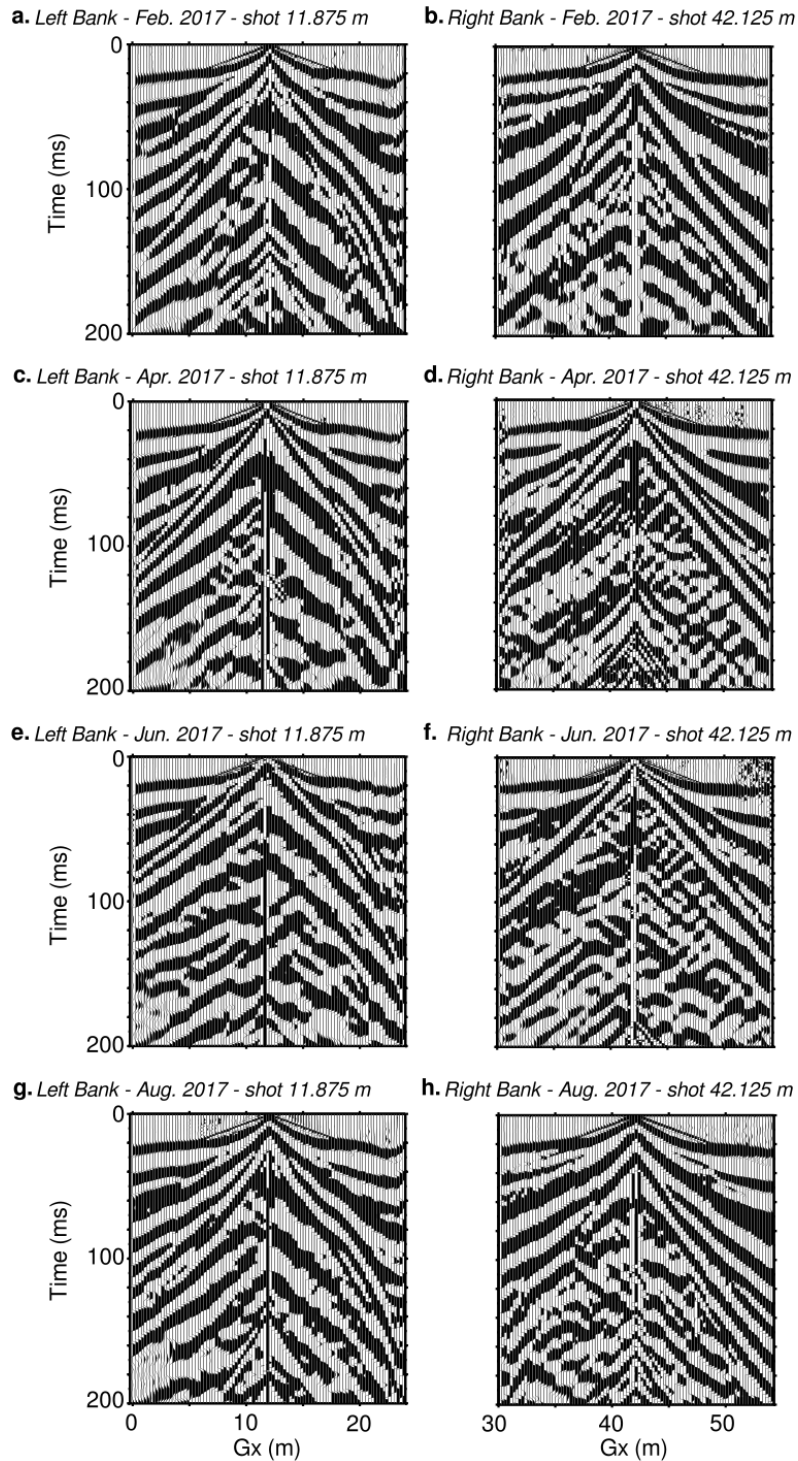


Figure 55. Sismogrammes enregistrés en février (a & b), avril (c & d), juin (e & f) et août (g & h) 2017 aux abscisses 11,875 m (centre du profil rive gauche – a, c, e, g) et 42,125 m (centre du profil rive droite – b, d, f, h) à l’aide de géophones à composantes verticales. Les lignes verticales représentent les enregistrements pour chaque géophone (position le long du profil sur l’axe des abscisses) au cours du temps (axe des ordonnées).

A1.4.b. Pointé des temps d'arrivées des ondes P et de la dispersion des ondes de surface

Les temps d'arrivées des ondes P sont pointés manuellement sur les sismogrammes. Ils sont représentés sous forme de diagrammes, pour chacune des acquisitions sismiques (février, Figure 46a&b ; avril, Figure 56a&b ; juin, Figure 57a&b ; et août, Figure 58a&b), qui indique la distribution des temps d'arrivées pour chaque couple source-géophone. Les données montrent une augmentation de la vitesse globale avec la profondeur et mettent en évidence la présence du talus en rive gauche (voir *supra*). Au mois de juin (Figure 57), les acquisitions ont été arrêtées à la position de tir 49,125 m pour causes de conditions météorologiques dégradées.

A l'aide des paramètres cités dans la section A1.3.a., la dispersion des ondes de surface est pointée pour chaque acquisition et représentée sous forme de pseudos-sections (pour le mode fondamental : février, Figure 46c&d ; avril, Figure 56c&d ; juin, Figure 57c&d ; et août, Figure 58c&d). Les vitesses de phase sont globalement plus élevées sur la rive gauche que sur la rive droite et augmentent au cours du temps entre février (hautes-eaux) et juin (basses-eaux) 2017 puis diminuent à nouveau en août 2017 (lors de la décrue du cours d'eau, voir Figure 20c).

A1.4.c. Estimation des vitesses des ondes P par inversion tomographique des temps d'arrivées

Les temps d'arrivées des ondes P sont inversés séparément à chaque pas de temps afin d'estimer un profil de V_p . L'inversion est initialisée avec un modèle de type gradient. Elle est arrêtée au bout de 10 itérations, lorsque la variation des vitesses, l'erreur RMS globale et le maximum des résidus normalisés atteignent une valeur palier. Les résultats de l'inversion sont présentés pour chaque acquisition : février (Figure 59), avril (Figure 60), juin (Figure 61) et août (Figure 62). La distribution des résidus (Figure 47g et Figure 47h) indique des valeurs plus élevées à offsets courts (résidus allant jusqu'à 40 %) qu'à offsets longs (résidus inférieurs à 10 %). Ceci peut être expliqué par d'éventuelles hétérogénéités de vitesse très proches de la surface. Un diagramme de couverture représente les densités de rai (Figure 47b). Il permet ainsi de rendre compte de la définition du modèle : plus le nombre de rai est important, mieux le modèle est défini. Peu de rais traversent la proche surface qui est donc moins bien définie. A la fin de l'inversion, l'erreur RMS estimée est inférieure à 0,5 ms à chaque pas de temps (Figure 63).

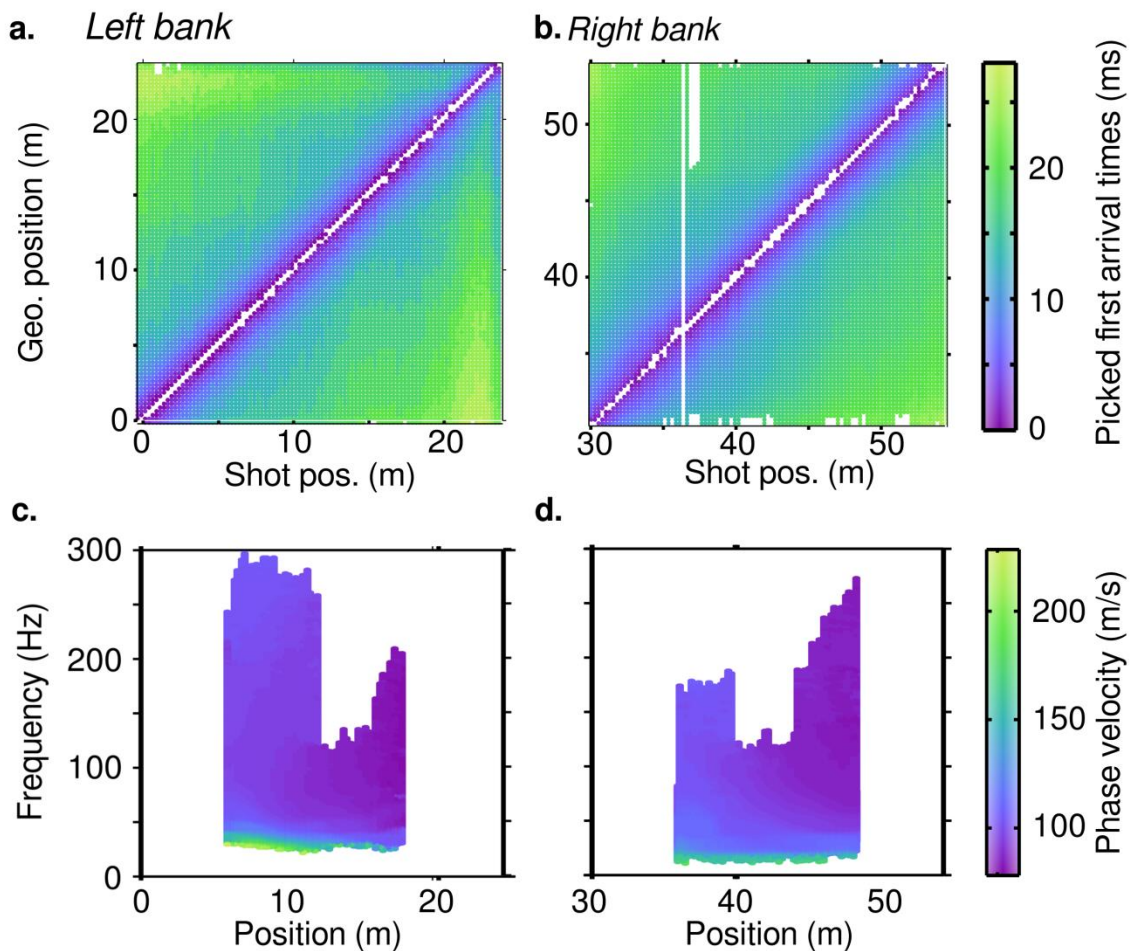


Figure 56. Avril 2017 : (a, b) Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone en rive gauche (a) et droite (b). Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés. La diagonale représente les offsets (distance source-géophone) nuls. (c, d). Pseudo-sections des vitesses de phase des ondes de surface pointées pour le mode fondamental en rive gauche (c) et rive droite (d), représentées en fonction de la position du Xmid et de la fréquence.

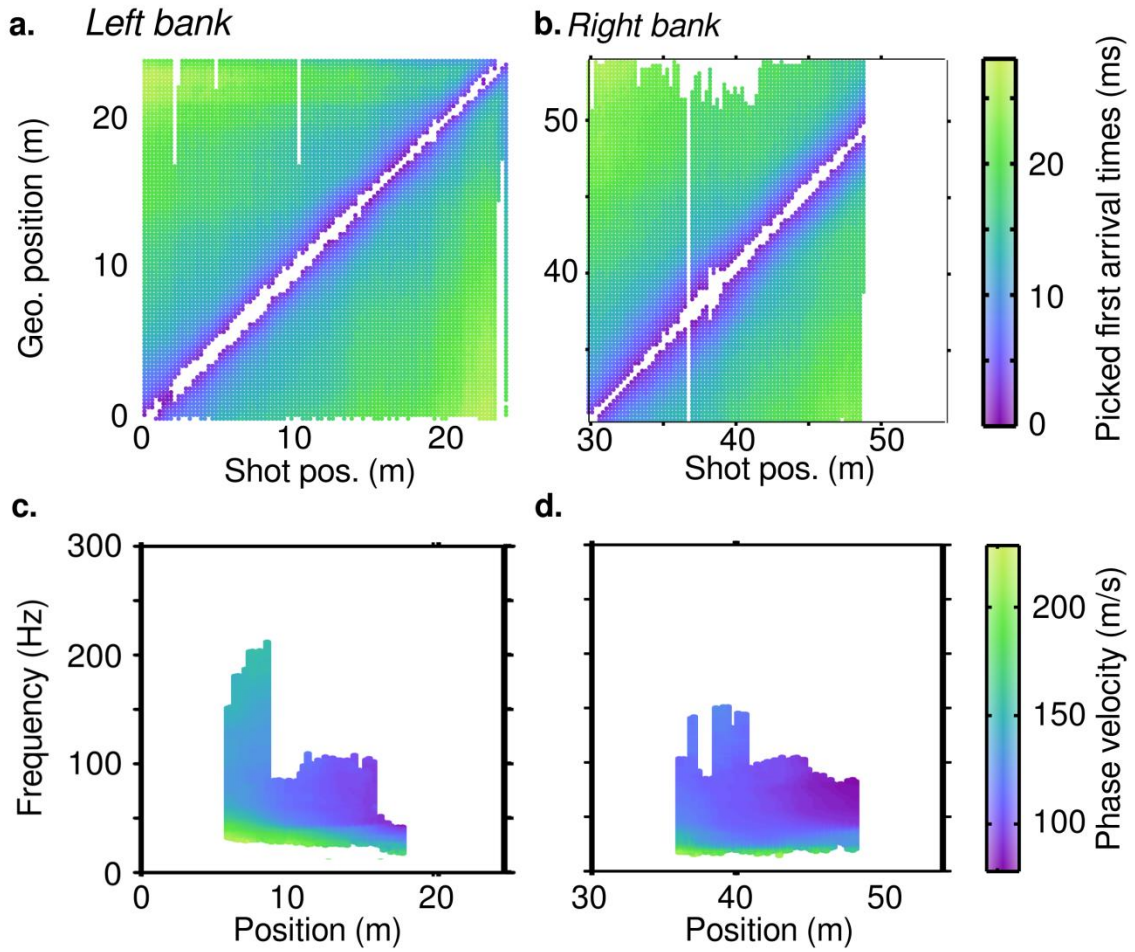


Figure 57. Juin 2017 : (a, b) Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone en rive gauche (a) et droite (b). Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés. La diagonale représente les offsets (distance source-géophone) nuls. (c, d). Pseudo-sections des vitesses de phase des ondes de surface pointées pour le mode fondamental en rive gauche (c) et rive droite (d), représentées en fonction de la position du Xmid et de la fréquence.

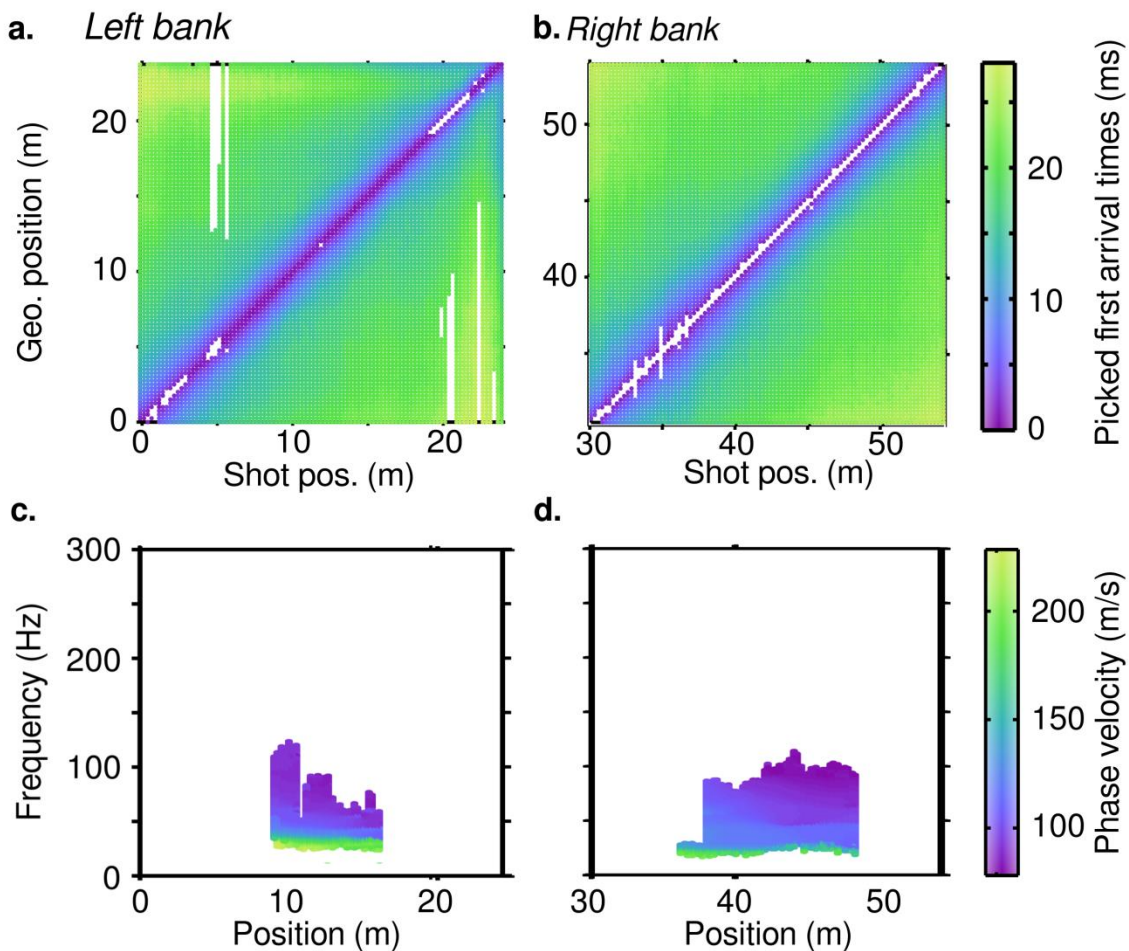


Figure 58. Août 2017 : (a, b) Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone en rive gauche (a) et droite (b). Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés. La diagonale représente les offsets (distance source-géophone) nuls. (c, d). Pseudo-sections des vitesses de phase des ondes de surface pointées pour le mode fondamental en rive gauche (c) et rive droite (d), représentées en fonction de la position du Xmid et de la fréquence.

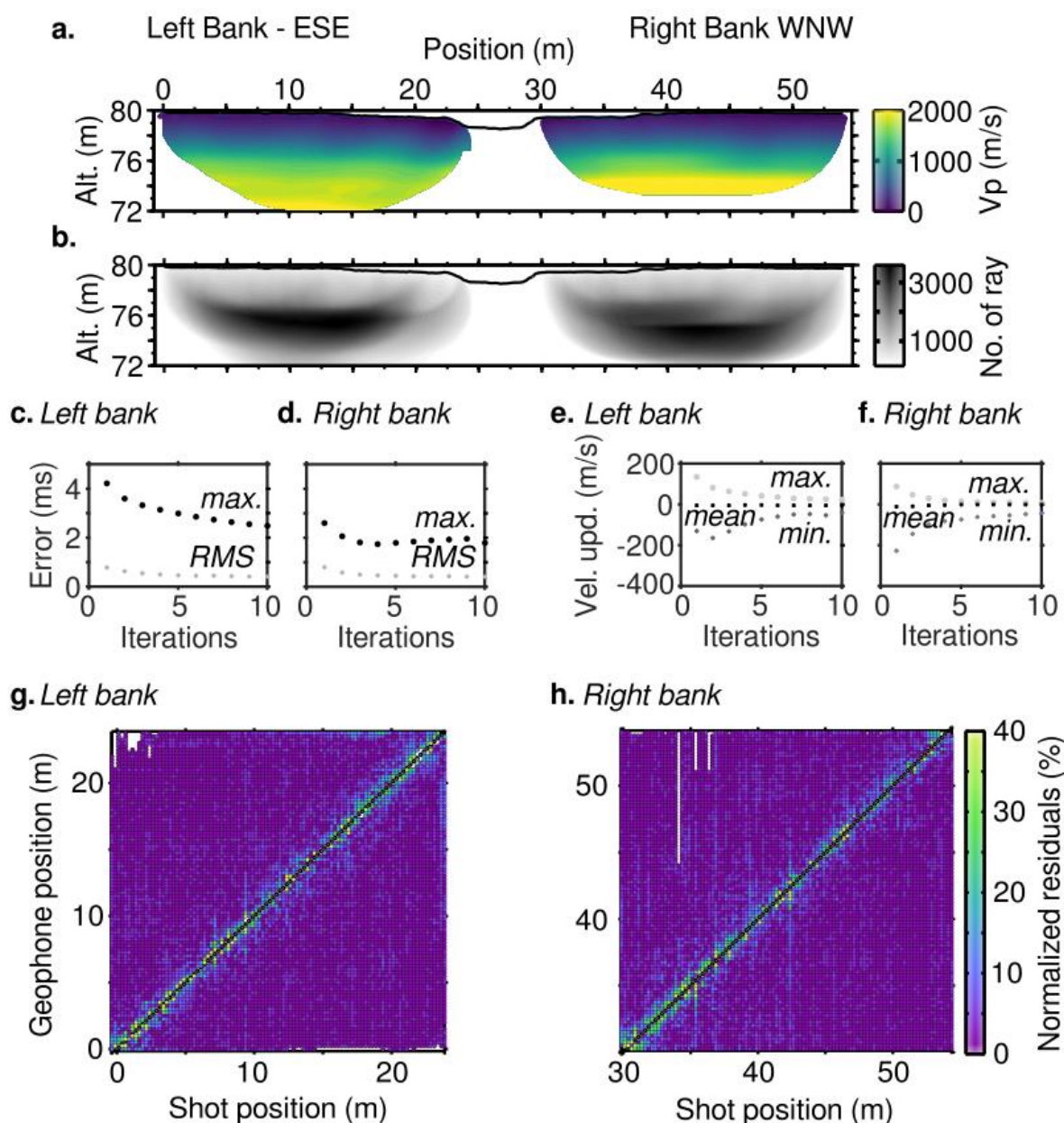


Figure 59. Février 2017 : (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c, d) Evolution de la RMS (série de croix grises « RMS ») et de l'erreur maximale absolue (série de croix noires « max ») au cours des itérations pour la rive gauche (c) et la rive droite (d). (e, f) Evolution de la variation de vitesse minimum (série de points gris foncés « min »), maximum (série de points gris clairs « max ») et moyenne (série de points noirs « mean ») au cours des itérations pour la rive gauche (e) et la rive droite (f). (g, h) Diagramme de résidus calculés après 10 itérations pour chaque couple tir-géophone.

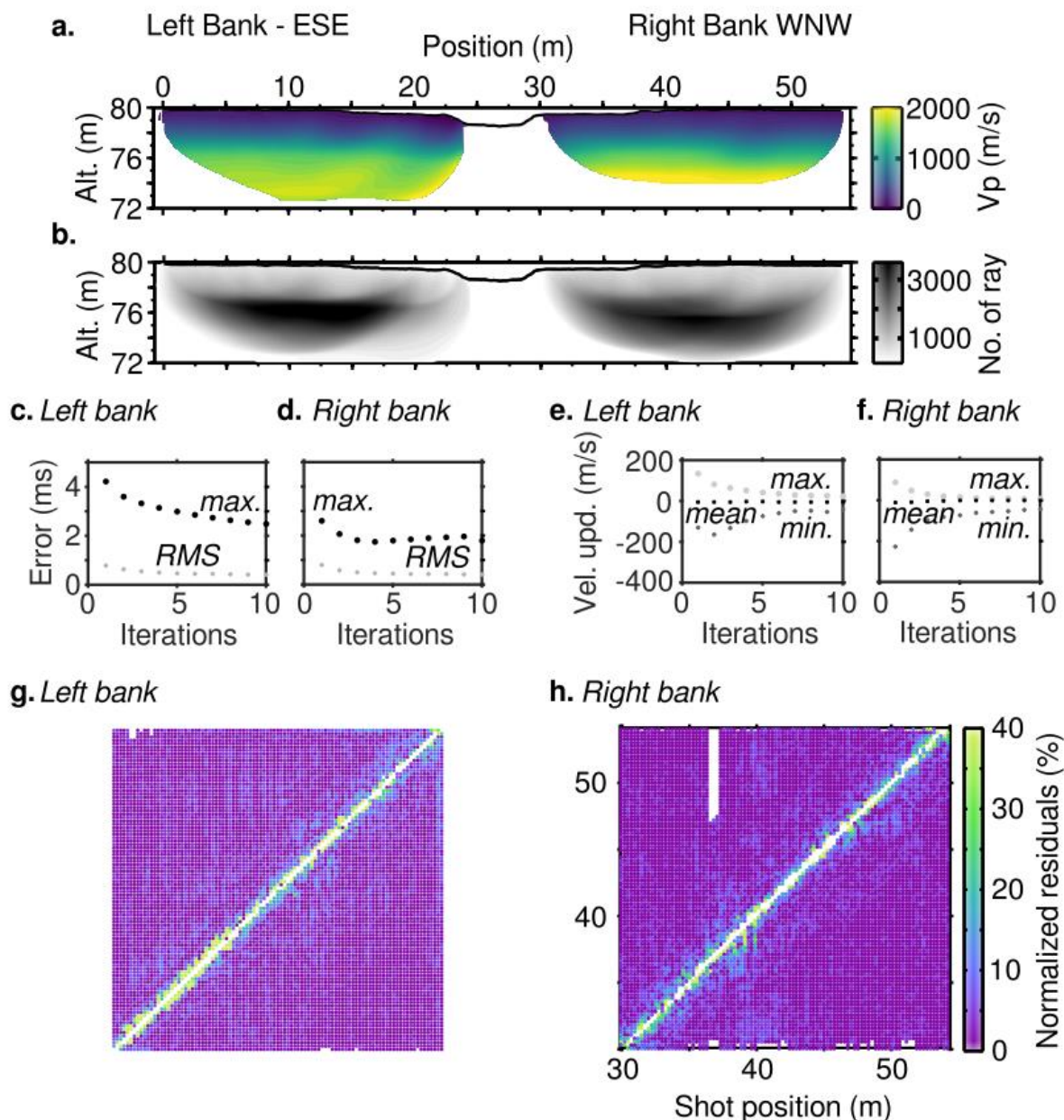


Figure 60. Avril 2017 : (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c, d) Evolution de la RMS (série de croix grises « RMS ») et de l'erreur maximale absolue (série de croix noires « max ») au cours des itérations pour la rive gauche (c) et la rive droite (d). (e, f) Evolution de la variation de vitesse minimum (série de points gris foncés « min »), maximum (série de points gris clairs « max ») et moyenne (série de points noirs « mean ») au cours des itérations pour la rive gauche (e) et la rive droite (f). (g, h) Diagramme de résidus calculés après 10 itérations pour chaque couple tir-géophone.

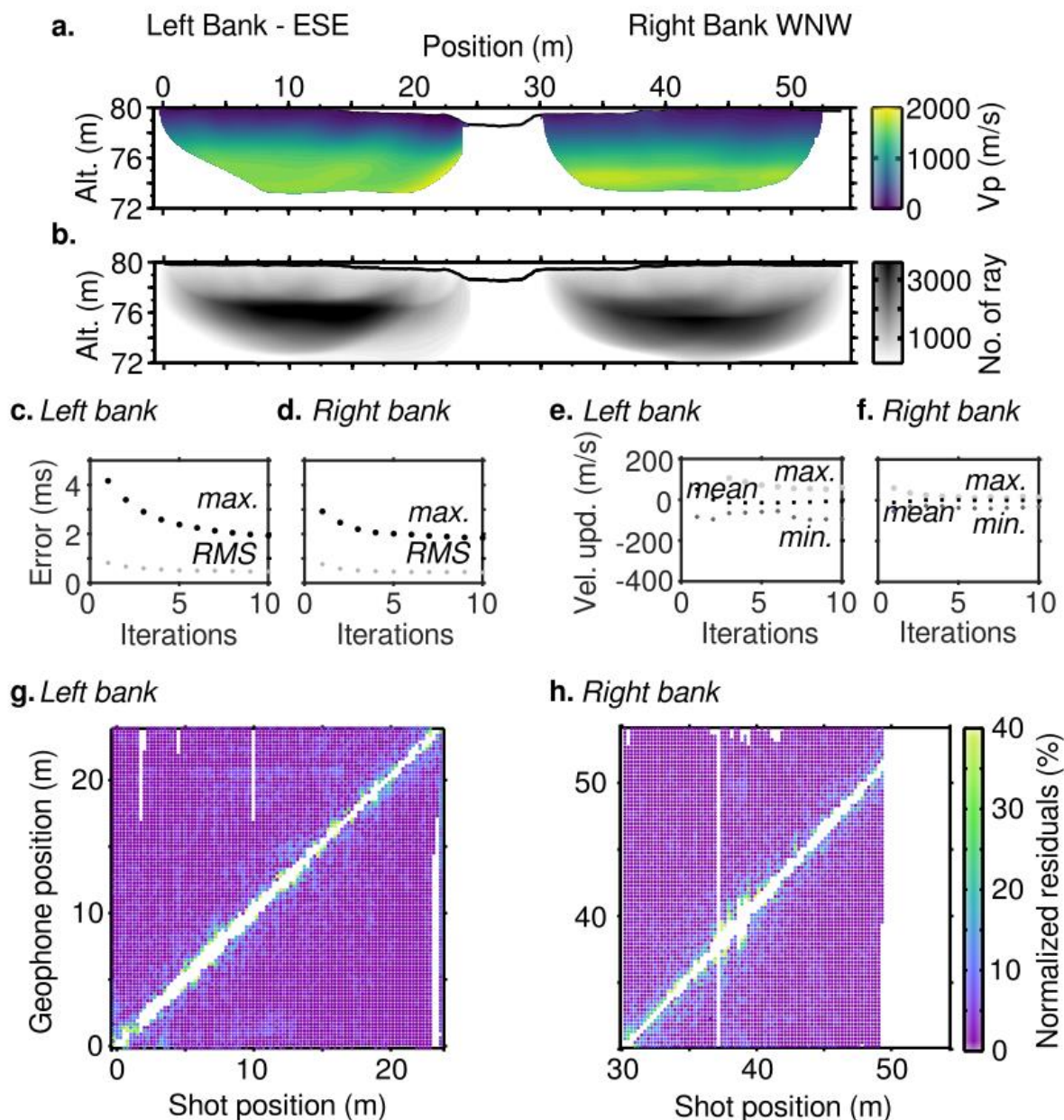


Figure 61. Juin 2017 : (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c, d) Evolution de la RMS (série de croix grises « RMS ») et de l'erreur maximale absolue (série de croix noires « max ») au cours des itérations pour la rive gauche (c) et la rive droite (d). (e, f) Evolution de la variation de vitesse minimum (série de points gris foncés « min »), maximum (série de points gris clairs « max ») et moyenne (série de points noirs « mean ») au cours des itérations pour la rive gauche (e) et la rive droite (f). (g, h) Diagramme de résidus calculés après 10 itérations pour chaque couple tir-géophone.

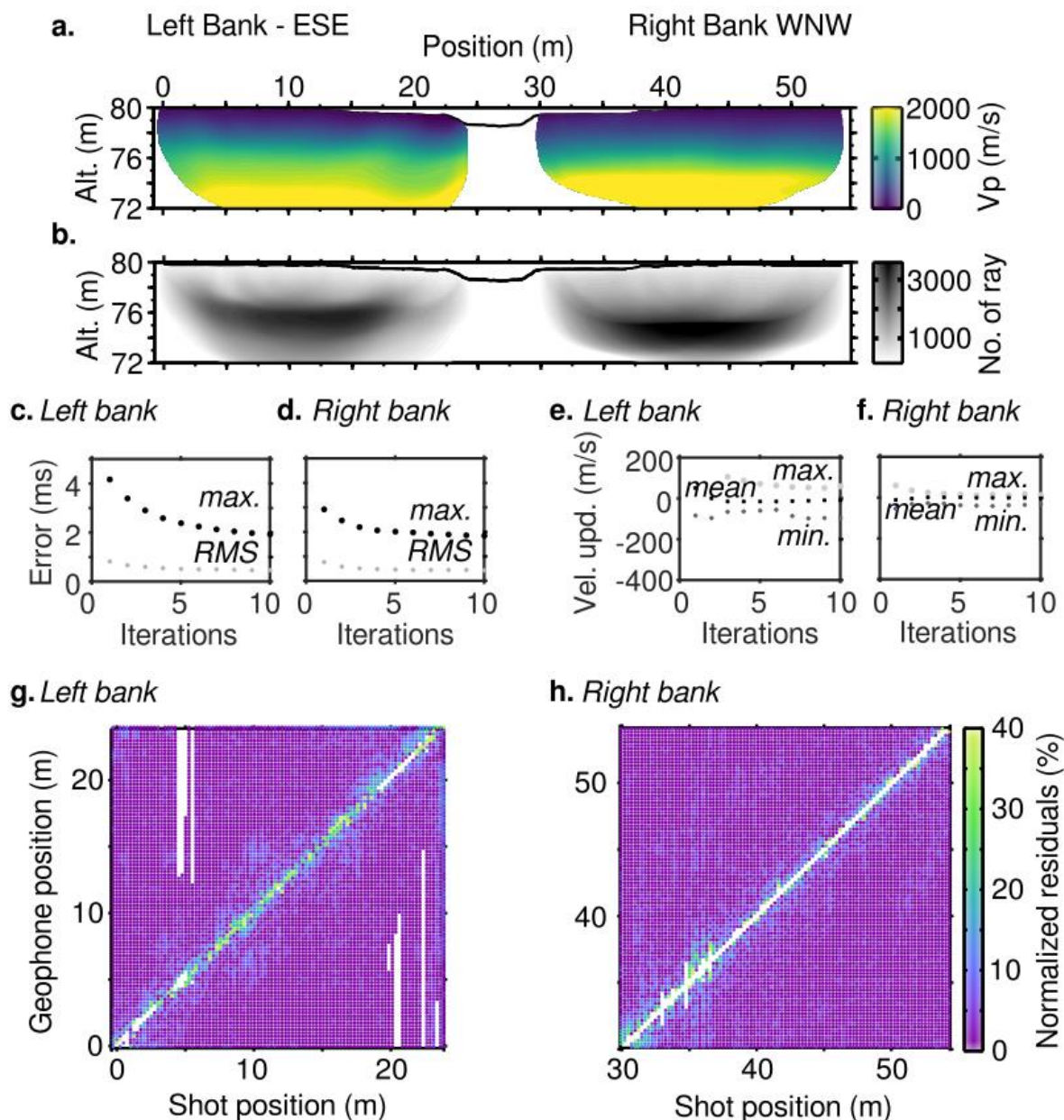


Figure 62. Août 2017 : (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c, d) Evolution de la RMS (série de croix grises « RMS ») et de l'erreur maximale absolue (série de croix noires « max ») au cours des itérations pour la rive gauche (c) et la rive droite (d). (e, f) Evolution de la variation de vitesse minimum (série de points gris foncés « min »), maximum (série de points gris clairs « max ») et moyenne (série de points noirs « mean ») au cours des itérations pour la rive gauche (e) et la rive droite (f). (g, h) Diagramme de résidus calculés après 10 itérations pour chaque couple tir-géophone.

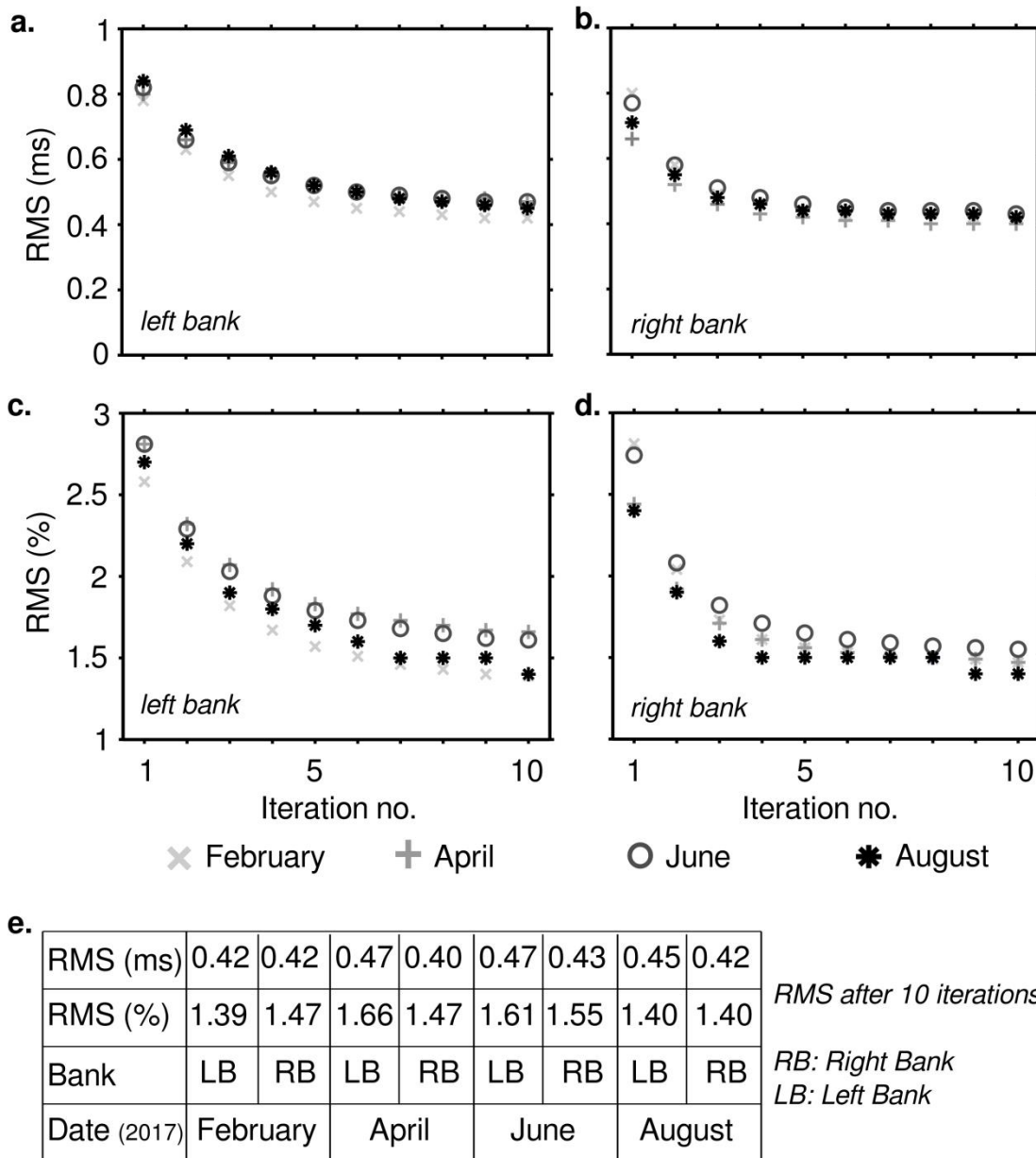


Figure 63. Evolution de la valeur RMS globale au cours des 10 itérations lors de l'inversion tomographique pour les données acquises en rive gauche (a, c) et en rive droite (b, d) exprimée en ms (a, b) et en % (c, d). (e) Valeur finale de la RMS après des 10 itérations.

A1.4.d. Estimation des vitesses des ondes S par inversion 1D de la dispersion des ondes de surface

L'inversion de la dispersion des ondes de surface est réalisée à partir des paramètres proposés en section A1.3.b. L'ensemble des modèles inclus dans les barres d'erreurs sont utilisés afin de déterminer un modèle moyen qui sera affecté à la position du centre de la fenêtre d'extraction. Par juxtaposition, une pseudo-section de V_S est produite pour chaque pas de temps (février : Figure 51 ; avril : Figure 64a ; juin : Figure 65a ; et août : Figure 66a).

L'écart entre les courbes théoriques et les courbes pointées est représenté le long du profil en fonction de la fréquence pour le mode fondamental (février : Figure 54a et b ; avril : Figure 64b et c ; juin : Figure 65b et c e ; et août : Figure 66b et c). Aucune variation brutale des résidus normalisés n'est visible. Ces valeurs sont faibles, inférieures à 50 m/s, les valeurs les plus élevées se situent globalement aux très basses fréquences. Après chaque inversion, le misfit est calculé en 1D pour tous les modèles le long du profil (février : Figure 54c et d et avril : Figure 64d et e ; juin : Figure 65d et e ; et août : Figure 66d et e). Ces valeurs sont globalement inférieures à 50 % (Figure 67). On remarque que sur la rive gauche, le misfit est plus faible et varie moins que sur la rive droite sur laquelle les valeurs sont plus élevées, notamment à proximité de la rivière et en fin de profil.

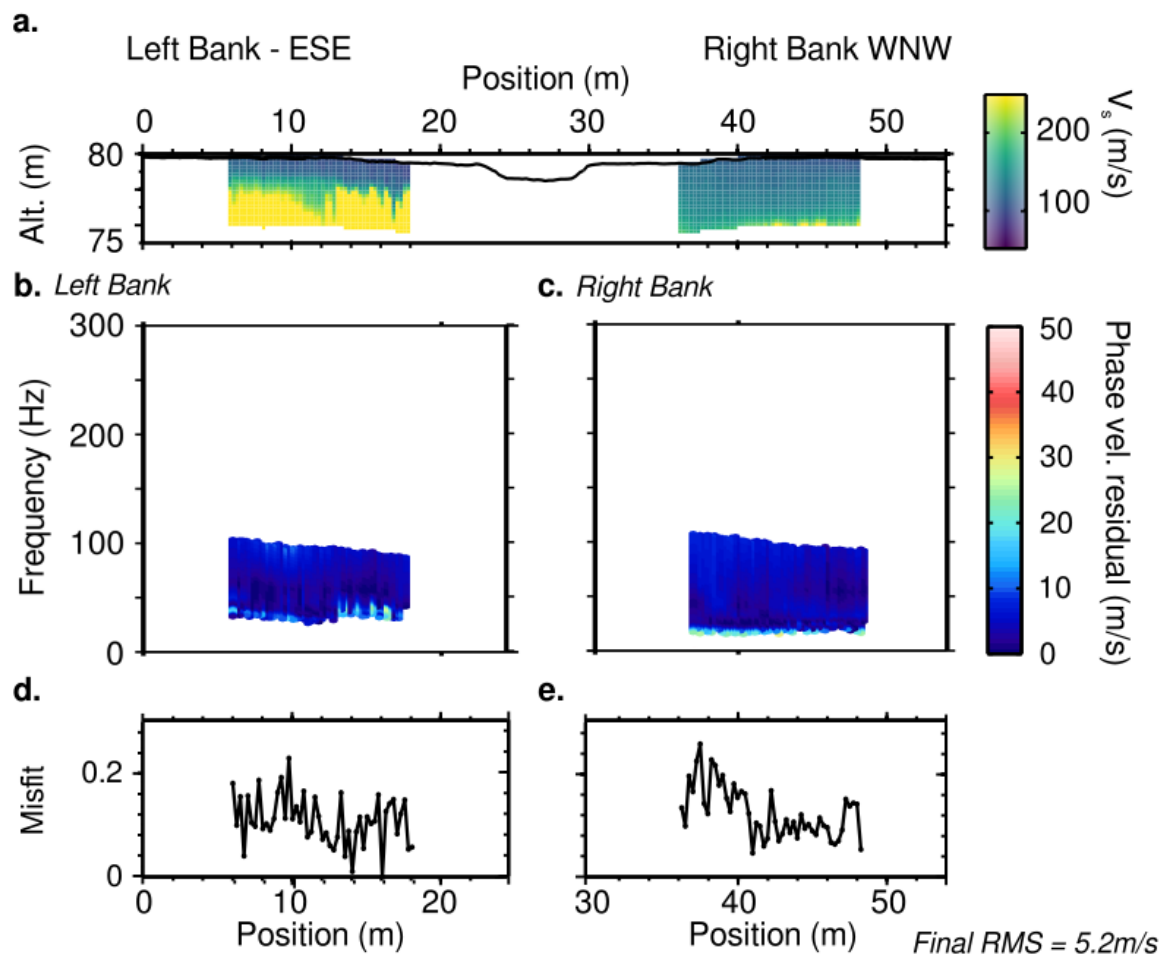


Figure 64. Avril 2017 : (a) Pseudo-sections de vitesses des ondes S obtenues par inversion de la dispersion des ondes de surface. (b, c) Pseudo-sections des résidus normalisés calculés pour le mode fondamental en rive gauche (b) et rive droite (c), représentées en fonction de la fréquence et de la position de la fenêtre d'extraction le long de la ligne. (d, e) Valeurs du misfit calculé pour chaque inversion 1D le long de la ligne en rive gauche (d) et droite (e).

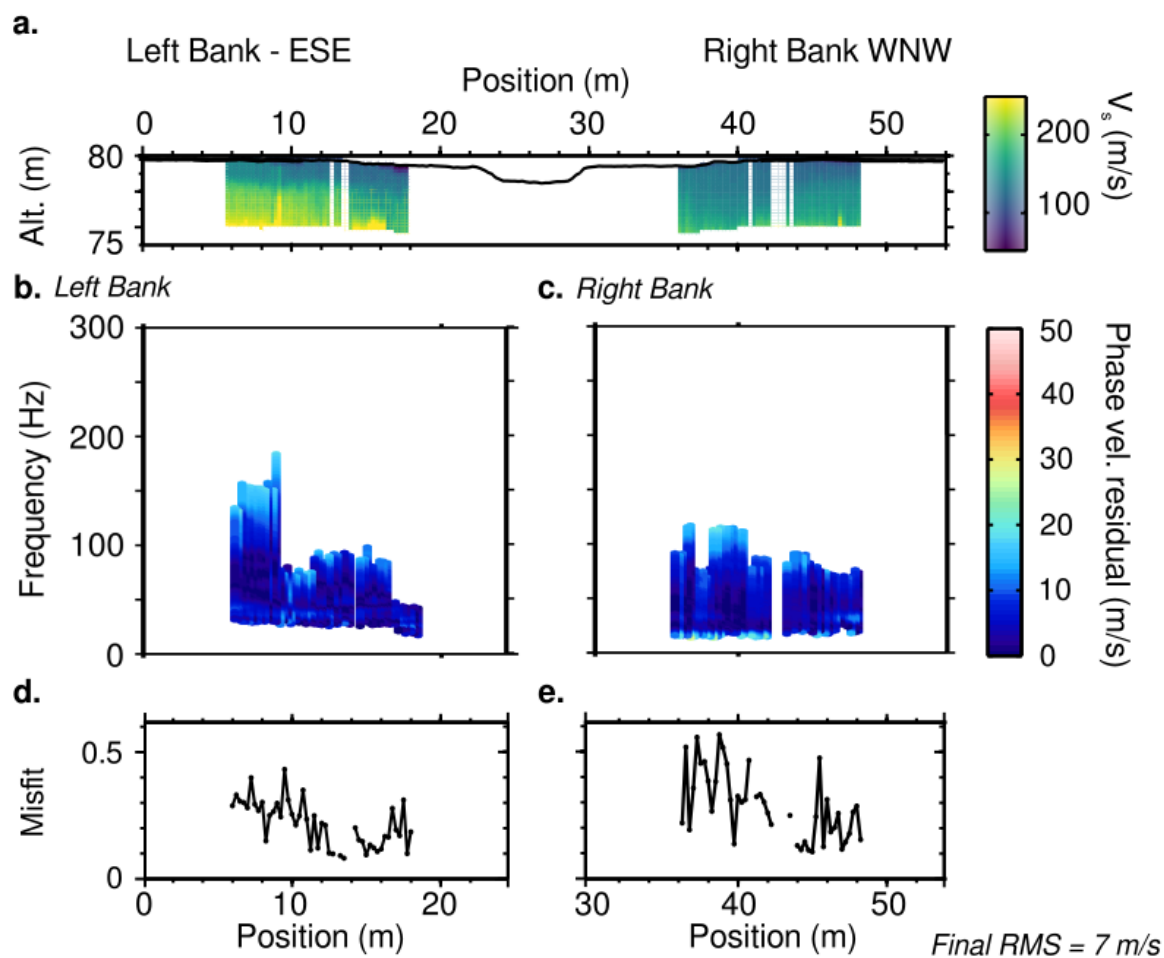


Figure 65. Juin 2017 : (a) Pseudo-sections de vitesses des ondes S obtenues par inversion de la dispersion des ondes de surface. (b, c) Pseudo-sections des résidus normalisés calculés pour le mode fondamental en rive gauche (b) et rive droite (c), représentées en fonction de la fréquence et de la position de la fenêtre d'extraction le long de la ligne. (d, e) Valeurs du misfit calculé pour chaque inversion 1D le long de la ligne en rive gauche (d) et droite (e).

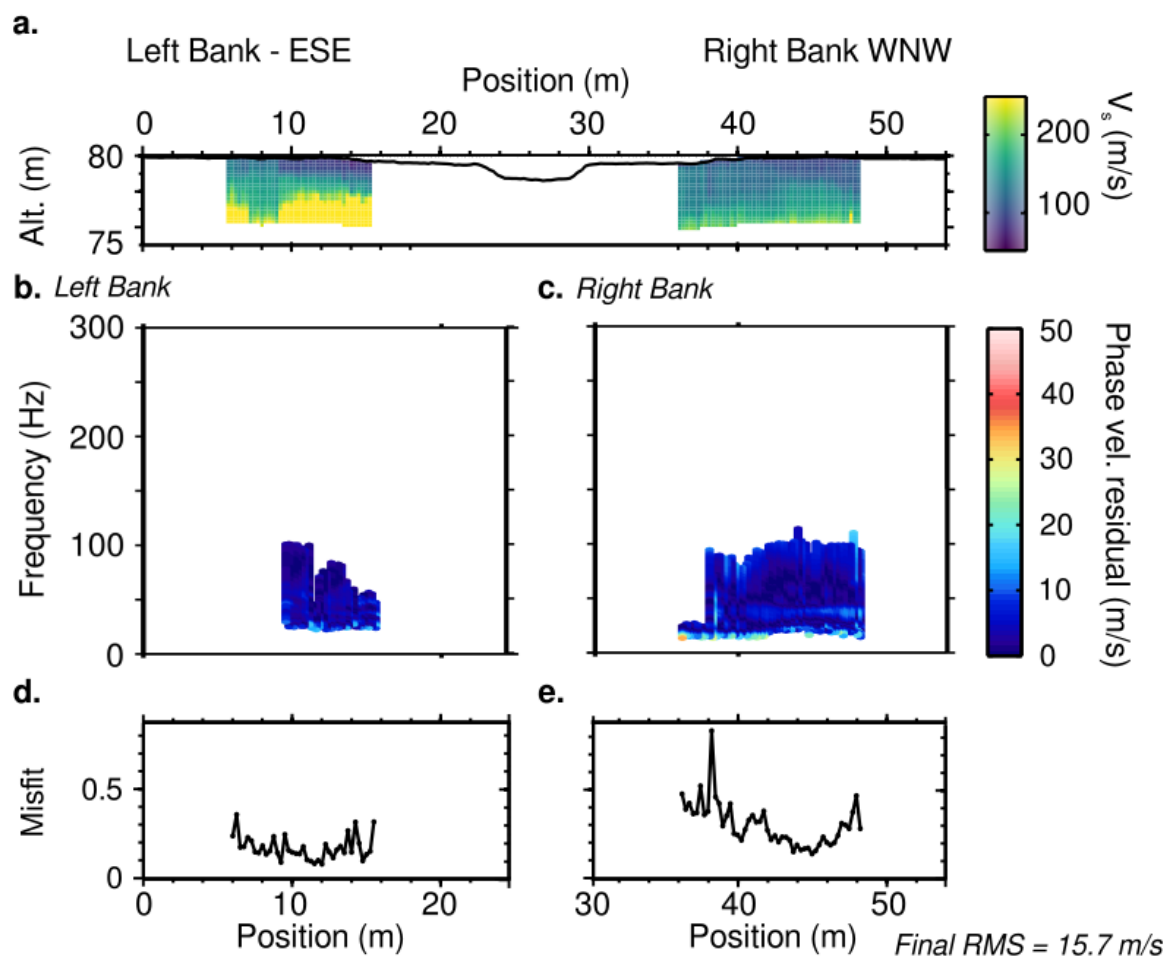


Figure 66. Août 2017 : (a) Pseudo-sections de vitesses des ondes S obtenues par inversion de la dispersion des ondes de surface. (b, c) Pseudo-sections des résidus normalisés calculés pour le mode fondamental en rive gauche (b) et rive droite (c), représentées en fonction de la fréquence et de la position de la fenêtre d'extraction le long de la ligne. (d, e) Valeurs du misfit calculé pour chaque inversion 1D le long de la ligne en rive gauche (d) et droite (e).

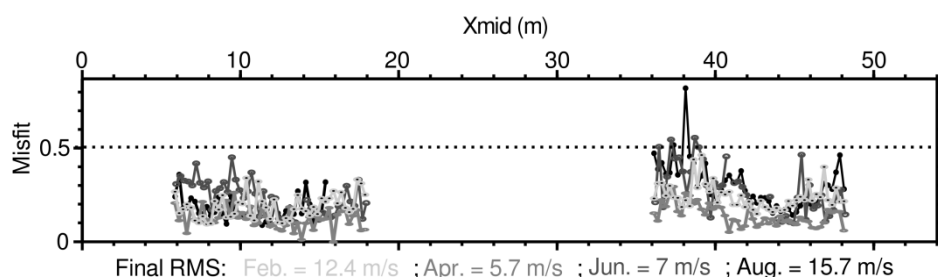


Figure 67. Comparaison des valeurs de misfit 1D pour chaque acquisition sismique.

Pour chaque position, la profondeur d'investigation est déterminée à partir de l'écart-type entre les modèles acceptés à chaque profondeur. Lorsque celui-ci atteint 150 m/s, l'erreur *a posteriori* est estimée trop élevée pour pouvoir comparer les modèles de V_s obtenus à chaque pas de temps (Figure 68). Ces profondeurs d'investigation sont reprises dans le

chapitre 3 (Figure 29). Les profondeurs ainsi définies restent supérieures à la profondeur supposée de la nappe (Figure 20c).

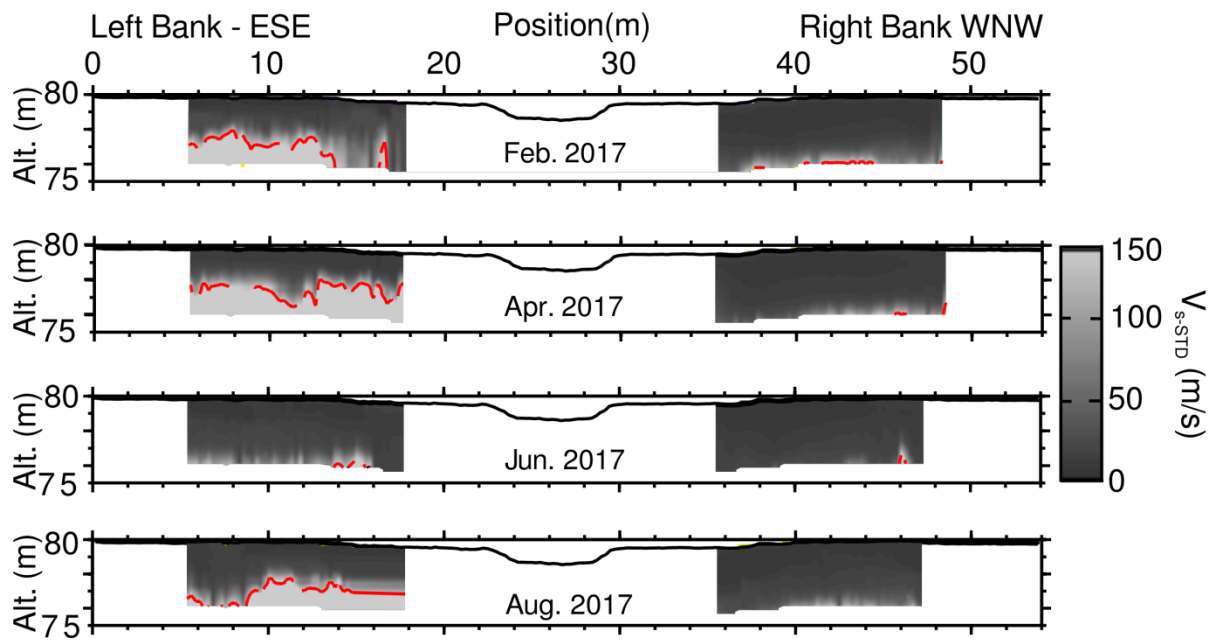


Figure 68. Pseudo-sections d'écart-types de V_s calculés à partir des modèles acceptés à chaque Xmid et pour chaque pas de temps de mesure (de haut en bas : février, avril, juin et août 2017). La ligne rouge indique la profondeur à partir de laquelle l'écart-type est supérieur à 150 m/s.

Annexe 2 : « Time-lapse » sismique comme aide à la compréhension des hydrosystèmes naturels

Acquisition sur le bassin versant de la Sapine (Cévennes) avec un pas de temps horaire lors d'événements pluvieux extrêmes



A2.1. Acquisition des données sismiques	144
A2.1.a. Dispositif d'acquisition.....	144
A2.1.b. Données enregistrées.....	144
A2.2. Estimation des vitesses des ondes de compression par tomographie des temps d'arrivées.....	145
A2.2.a. Pointé des temps des premières arrivées des ondes P	145
A2.2.b. Inversion des temps d'arrivées et estimation du modèle de V_p	146
A2.3. Estimation des vitesses des ondes S par analyse de la dispersion des ondes de surface	147
A2.3.a. Extraction de la dispersion des ondes de surface	147
A2.3.b. Inversion des courbes de dispersion et estimation du pseudo-profil de V_s	149

Cette annexe reprend en détail l'inversion des données sismiques présentées au chapitre 4.

A2.1. Acquisition des données sismiques

A2.1.a. Dispositif d'acquisition

Des mesures sismiques sont réalisées le long d'une ligne orientée SE-NO perpendiculaire à la Sapine. 72 géophones verticaux de fréquence de coupure 14 Hz espacés de 1 m, menant à un profil de 71 m, ont été utilisés (Figure 69). La source consiste en une plaque métallique frappée verticalement à l'aide d'une masse de 5 kg entre chaque géophone et à une demie-intertrace des premiers et derniers capteurs. A chaque position, 6 tirs ont été sommés dans le domaine temporel afin d'augmenter le rapport signal-sur-bruit. Un taux d'échantillonnage de 0,250 ms, une durée d'enregistrement de 2 s et un délai de -0,02 s avant le début de chaque enregistrement permettent d'observer l'intégralité du champ d'onde. La topographie est issue de mesures au tachéomètre Nikon NPL-332 et prend en compte l'altitude de chaque géophone.

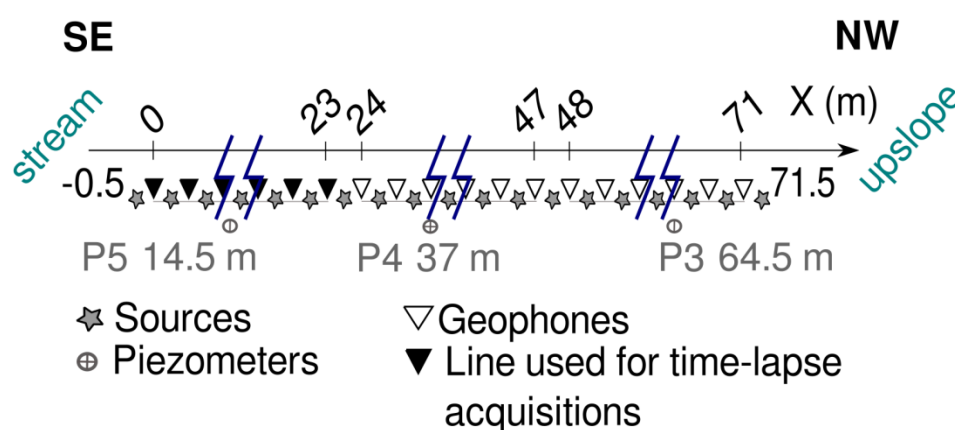


Figure 69. Représentation schématique du dispositif d'acquisition des données sismiques le long d'une ligne SE-NO perpendiculaire à la Sapine. 72 géophones à composante verticale espacés de 1 m (triangles) sont utilisés. Les tirs sont localisés tous les 1 m, entre chaque géophone et à une demie intertrace des premier et dernier capteurs (étoiles grises). Les triangles noirs représentent la portion de ligne utilisée pour le « time-lapse ». Dans un souci de lisibilité, toutes les positions de tirs et de géophones ne sont pas représentées sur le schéma.

A2.1.b. Données enregistrées

Pour chaque tir, les données sont enregistrées et présentées sous forme de sismogrammes. Une ligne verticale, appelée « trace », représente l'enregistrement d'un géophone dont la position est indiquée sur l'axe des abscisses. Deux exemples de

sismogrammes sont présentés sur les Figure 70a et Figure 70b pour des tirs aux positions 22,5 et 61,5 m, respectivement.

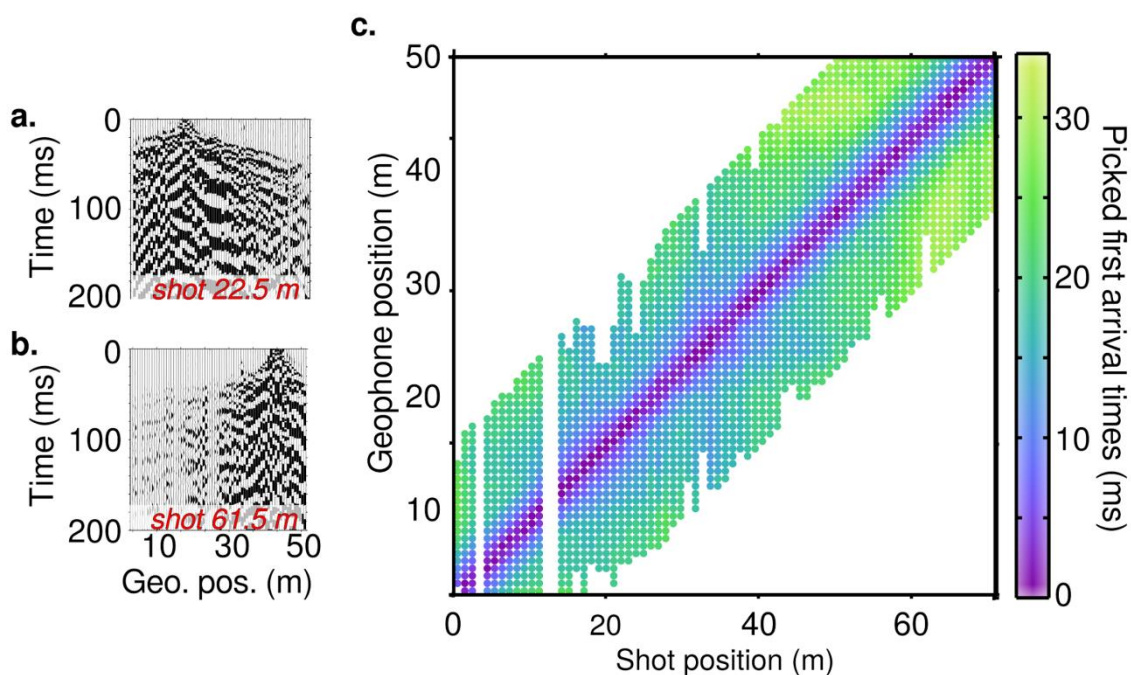


Figure 70. (a) et (b) Sismogrammes enregistrés pour les tirs localisés à 22,5 et 61,5 m à l'aide de 72 géophones à composante verticale. Les lignes verticales représentent les enregistrements pour chaque capteur (position le long du profil sur l'axe des abscisses) au cours du temps (axe des ordonnées). (c) Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone. Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés en ms. La diagonale représente les offsets (distance source-géophone) nuls.

A2.2. Estimation des vitesses des ondes de compression par tomographie des temps d'arrivées

A2.2.a. Pointé des temps des premières arrivées des ondes P

Les temps d'arrivées des ondes P pointés manuellement sont définis pour chaque trace comme étant le début du premier pulse sismique. Ils sont représentés sous forme d'un diagramme, Figure 70c, montrant la distribution des temps d'arrivées pour chaque couple source-géophone. Cette représentation donne un premier aperçu de la distribution des vitesses des ondes P en subsurface et des hétérogénéités associées et permet de vérifier la cohérence du pointé. Le haut niveau de bruit visible sur les enregistrements et les différences de lithologie impliquent une forte disparité du nombre de pointés par sismogramme qui peuvent engendrer des problèmes lors de l'inversion des données. Ainsi, seuls les temps d'arrivées

pointés dont la valeur absolue de l'offset est inférieure à 21 m sont conservés. Pour des offsets courts, les temps d'arrivées sont faibles, inférieurs à 10 ms et augmentent avec la profondeur. Pour les tirs les plus proches du cours d'eau, jusqu'à 50 m environ, les temps d'arrivées sont de l'ordre de 20 ms tandis qu'ils sont plus élevés (jusqu'à 35 ms) dans la suite du profil. Ceci met en évidence l'hétérogénéité de la subsurface avec des vitesses de propagation des ondes P plus faibles à la fin de la ligne, en relation avec un profil d'altération d'épaisseur plus élevée et donc la présence d'un milieu moins consolidé et plus argilo-sableux.

A2.2.b. Inversion des temps d'arrivées et estimation du modèle de V_P

Les temps d'arrivées des ondes P sont inversés (Schuster et Quintus-Bosz, 1993 ; Sheehan *et al.*, 2005 ; Rohdewald, 2011) afin d'estimer un profil de V_P (Figure 71a). L'inversion est initialisée avec un modèle de type gradient. Ce dernier est créé en prolongeant latéralement un modèle 1D issu de la moyenne des pointés des temps d'arrivées tout en supposant un milieu tabulaire (Gibson *et al.*, 1979). Lors de l'inversion, l'équation eikonale est résolue grâce à un code numérique basé sur la méthode des différences finies. L'inversion est arrêtée lorsque la variation des vitesses, l'erreur RMS globale et le maximum des résidus normalisés atteignent une valeur minimale et ne varient plus. Dix itérations sont nécessaires pour atteindre ce palier (Figure 71c et Figure 71d). Une description plus précise du profil obtenu est présentée au chapitre 4.

A la fin de l'inversion, l'erreur est inférieure à 1 ms (Figure 71c). La distribution des résidus (Figure 71e) indique des valeurs plus élevées à offsets courts (allant jusqu'à 40 %) qu'à offsets longs (inférieures à 10 %). Ceci peut être expliqué par d'éventuelles hétérogénéités de vitesses très proches de la surface. Un diagramme de couverture (Figure 71b) représente les densités de rai. Il permet ainsi de rendre compte de la définition du modèle : plus le nombre de rais est important, mieux le modèle est défini.

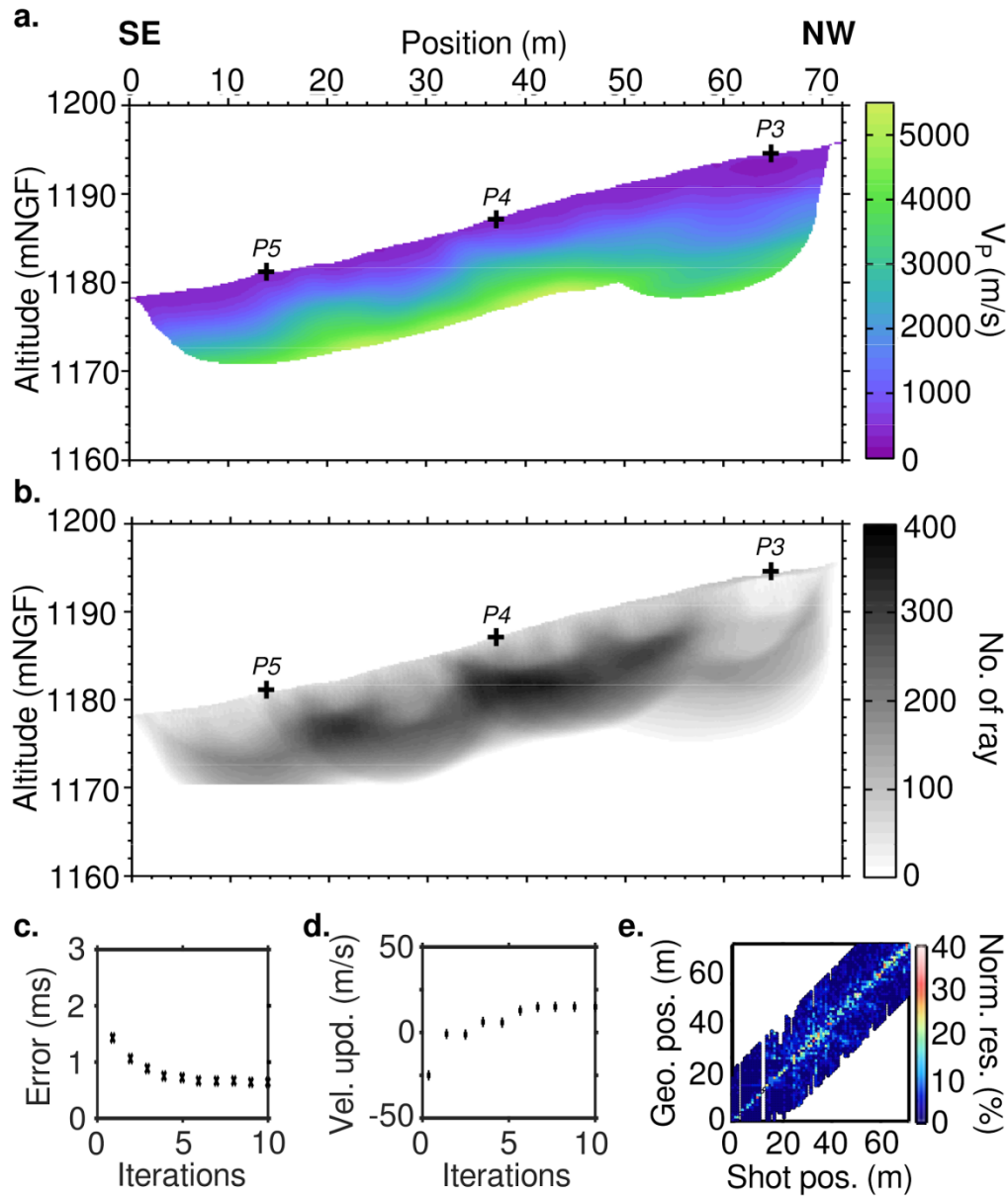


Figure 71. (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique des temps d'arrivées des ondes P après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c) Evolution de la RMS globale et (d) de la variation des vitesses moyennes au cours des itérations. (e) Diagramme de résidus normalisés calculés pour chaque couple source-géophone.

A2.3. Estimation des vitesses des ondes S par analyse de la dispersion des ondes de surface

A2.3.a. Extraction de la dispersion des ondes de surface

Une fenêtre de 11 m (soit $nW = 12$) et les sources dont les positions sont comprises entre 1,5 à 2,5 m ($S = 2$) sont utilisées pour extraire la dispersion des ondes de surface. Ces

fenêtres sont espacées de 1 géophone ($dW = 1$). Au total, 61 images de dispersion sont disponibles. La première est centrée à 5,5 m et la dernière à 65,5 m. Des exemples sont présentés pour les positions 22,5 et 61,5 m sur les Figure 72a et Figure 72b, respectivement. Les maxima d'énergie associés aux différents modes de propagation sont pointés pour chaque image de dispersion le long du profil. Les courbes de dispersion sont tronquées aux basses fréquences en fonction de la longueur du dispositif, équivalent à une longueur d'onde de 11 m (Bodet *et al.*, 2009). Ces courbes sont ensuite ré-échantillonnées en longueur d'onde tous les 1 m de 0,5 à 12 m. L'erreur de pointé utilisée pour l'inversion suit une loi empirique définie par O'Neill (2003) : elle suit une loi gaussienne aux hautes fréquences (> 25 Hz) et lorentzienne aux basses fréquences (< 25 Hz). Au total, deux modes de propagation sont identifiables et correspondent au mode fondamental (M0) et au premier mode supérieur (M1).

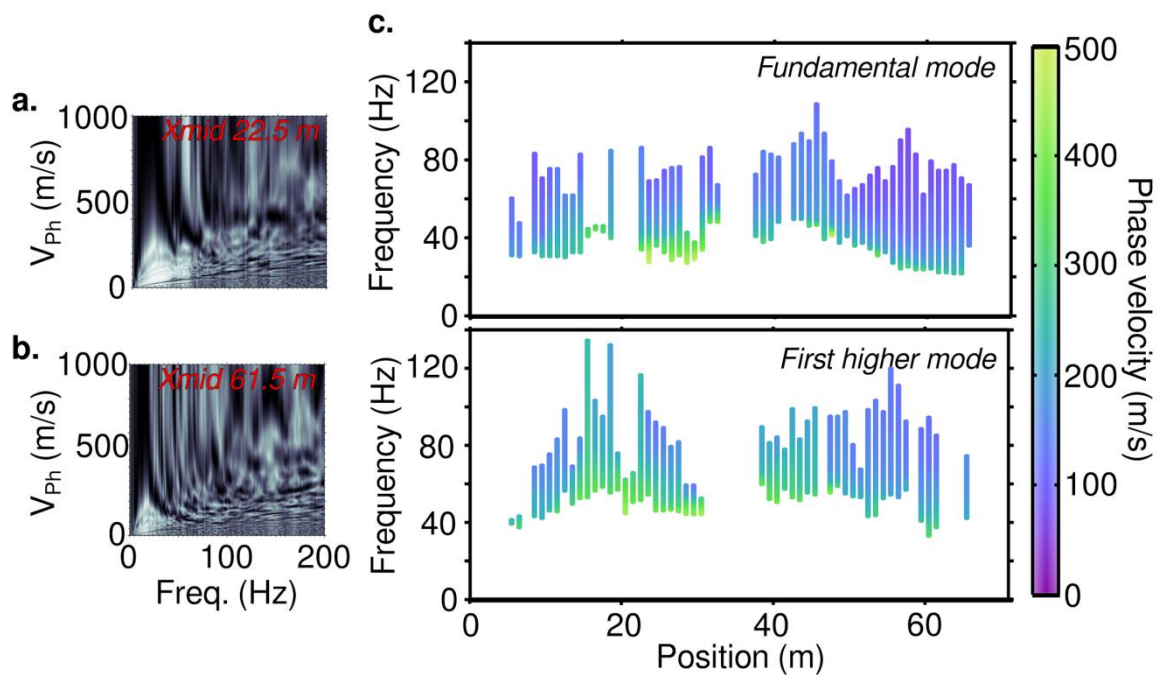


Figure 72. (a) et (b) Images de dispersion calculées aux positions 22,5 m (a) et 61,5 m (b) le long du profil. Les courbes de dispersion pointées sont représentées sous forme de pseudo-sections pour chaque mode de propagation identifiable (c), en fonction de la position de la fenêtre et de la fréquence. Dans ce cas, il s'agit du mode fondamental (en haut) et du premier mode supérieur (en bas).

Les courbes de dispersion obtenues sont représentées sous forme de pseudo-sections en fonction de la fréquence (en ordonnées) (Figure 72c) pour le mode fondamental (en haut) et le premier mode supérieur (en bas). Ce type de représentation permet de rendre compte de la cohérence du pointé manuel et d'éviter les erreurs de pointé ou une mauvaise identification

de mode. Aucune variation brutale de la vitesse de phase n'est visible mais uniquement des changements liés aux hétérogénéités de subsurface.

A2.3.b. Inversion des courbes de dispersion et estimation du pseudo-profil de V_S

L'inversion des courbes de dispersion est réalisée en supposant un milieu 1D tabulaire (présentant une succession de couche horizontalement superposées) à l'aplomb de la fenêtre d'extraction. L'inversion utilise l'algorithme de voisinage développé par Sambridge (1999a & b) et implémenté par Wathelet *et al.* (2004), Wathelet (2008) et Pasquet et Bodet (2017). Cinq couches sur un espace semi-infini sont choisies. Leurs épaisseurs varient entre 0,2 et 2,5 m en supposant une profondeur maximale du demi-espace de 12,5 m (environ la longueur d'onde maximale). V_S est autorisée à varier entre 10 et 1000 m/s et V_P est imposée par le modèle issu de la tomographie des temps d'arrivées (Figure 70a). Le coefficient de Poisson est laissé libre de varier entre 0,1 et 0,5 (valeurs pour les milieux non consolidés). La masse volumique est supposée constante et égale à 1800 kg.m^{-3} car elle influence peu les résultats de l'inversion (Foti et Strobbia, 2002). Pour chaque position de fenêtre, l'inversion 1D est donc réalisée avec les mêmes paramètres hormis V_P qui dépend de la position le long du profil. Aucune contrainte latérale n'est appliquée car la technique de fenêtrage lisse naturellement la dispersion. Les paramètres de l'algorithme de voisinage utilisés permettent de générer un total de 250 500 modèles à chaque X_{mid} (5 runs, 500 itérations par run, $n_{s0} = 100$, $n_s = 100$ et $n_r = 100$).

A la fin de l'inversion, un ensemble de modèles est disponible pour chaque X_{mid} . Des exemples de résultats d'inversion 1D sont disponibles Figure 73 pour les $X_{\text{mid}} = 21,5 \text{ m}$ (Figure 73a à Figure 73d) et $X_{\text{mid}} = 61,5 \text{ m}$ (Figure 73e à Figure 73h). Les modèles inclus dans les barres d'erreurs sont sélectionnés, comme le préconise Endrun *et al.* (2008). Ils définissent un modèle moyen pondéré par la fonction coût qui est affecté à la position du centre de la fenêtre. Pour les positions 22,5 et 61,5 m, ces modèles sont représentés en pointillés noirs sur les Figure 73c et Figure 73g. Les modèles sont bien contraints jusqu'à environ 2 m de profondeur et montrent une augmentation progressive de la vitesse des ondes S, comportement typique en présence d'un profil d'altération. Les modèles 1D sont juxtaposés pour proposer un pseudo-profil de V_S , voir Figure 74.

En utilisant les modèles moyens 1D de V_P et V_S à chaque position, les courbes de dispersion théoriques sont calculées afin de vérifier la cohérence du pointé manuel et du

modèle de V_S choisi. Elles sont représentées en rouge sur la Figure 75a pour le $X_{mid} = 22,5$ m et sur la Figure 75b pour le $X_{mid} = 61,5$ m.

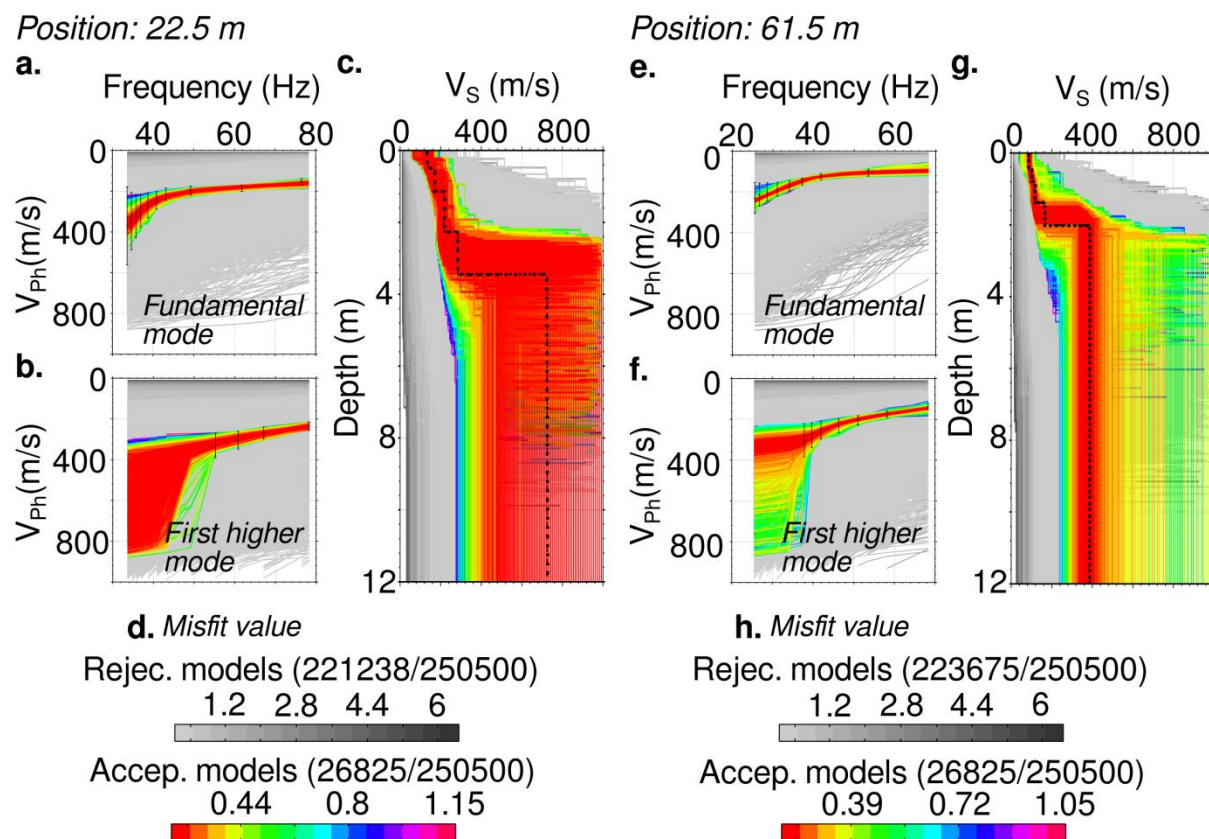


Figure 73. Inversions 1D des courbes de dispersion pointées (barres d'erreur en noir) sur les images de dispersion calculées en $X_{mid} = 22,5$ m (a) pour le mode fondamental et (b) pour le premier mode supérieur et $X_{mid} = 61,5$ m (e) pour le mode fondamental et (f) pour le premier mode supérieur. L'ensemble des modèles obtenus sont représentés en (c) et (g), respectivement. Les modèles rejetés (au moins 2 échantillons des courbes de dispersion théoriques calculées à partir de ces modèles est à l'extérieur des barres d'erreurs) sont représentés en fonction de leur misfit avec une échelle de gris ((d) et (h)). Les modèles acceptés (tous les échantillons des courbes de dispersion théoriques calculées à partir de ces modèles sont inclus dans les barres d'erreur, à un échantillon près) sont représentés en fonction de leur misfit avec une échelle de couleur ((d) et (h)). La moyenne pondérée par le misfit des modèles acceptés permet de construire un modèle de vitesse représenté en pointillés noirs sur (c) et (g).

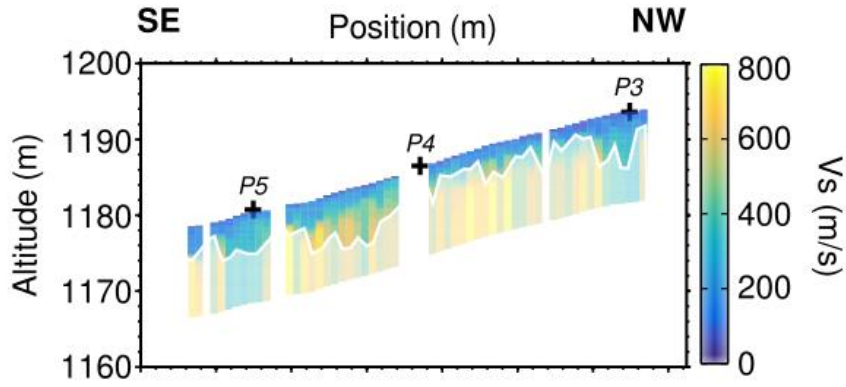


Figure 74. Pseudo-section de V_s obtenue par juxtaposition des modèles 1D le long du profil étudié. Le trait blanc indique la profondeur d'investigation maximale. Il est défini à partir de l'écart-type entre les modèles, lorsqu'il est supérieur à 200 m/s. Les croix P3 à P5 indiquent la position des piézomètres.

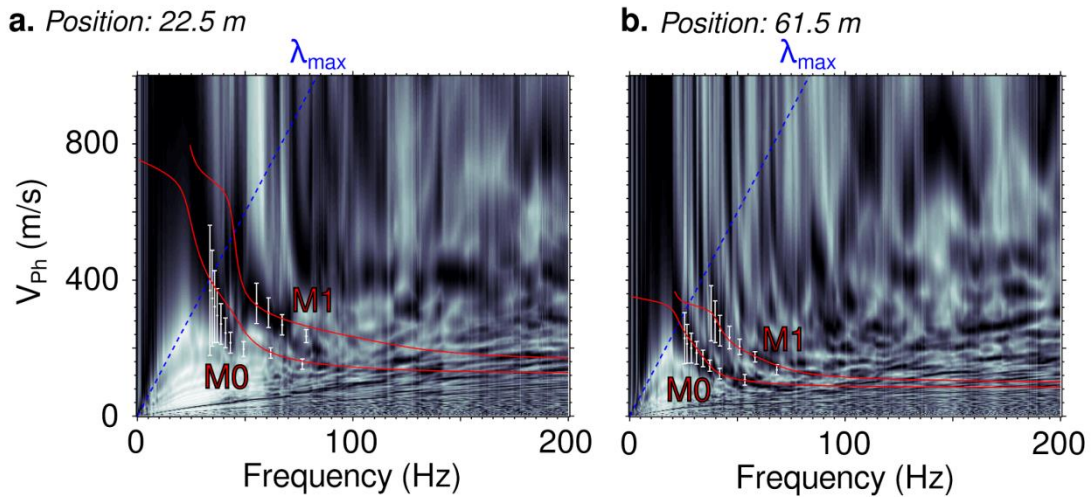


Figure 75. Courbes de dispersion théoriques calculées à partir des modèles moyens pondérés par le misfit en $X_{mid} = 22,5$ m (a) et $X_{mid} = 61,5$ m (b), pour le mode fondamental (M0) et le premier mode supérieur (M1), en rouge. Les courbes de dispersion initialement pointées sont représentées avec leurs barres d'erreur en blanc. La ligne pointillée bleue représente la longueur d'onde maximale.

L'écart entre les courbes théoriques et les courbes pointées est représenté le long du profil sous forme de pseudo-section en fonction de la fréquence pour chaque mode de propagation identifié (Figure 76). Cette représentation rend compte de la cohérence des modèles obtenus et permet d'identifier d'éventuelles erreurs d'identification de mode. Pour le mode fondamental (Figure 76a) aucune variation brutale des résidus normalisés n'est visible. Ses valeurs sont faibles, avec une moyenne de 9,6 m/s et allant entre 0 et 61,5 m/s. Pour le premier mode supérieur (Figure 76b), les résidus normalisés sont plus globalement élevés. Ils sont compris entre 0,1 et 64,5 m/s et d'une moyenne de 16,3 m/s. La Figure 76c montre les

valeurs de misfit calculées après chaque inversion pour chaque position le long de la ligne. Ces valeurs sont globalement inférieures à 40 %. Les lacunes visibles correspondent soit à une position pour laquelle aucune courbe de dispersion n'a été pointée (car le milieu est trop hétérogène et fracturé) ou pour laquelle aucun modèle n'a été trouvé selon les critères imposés.

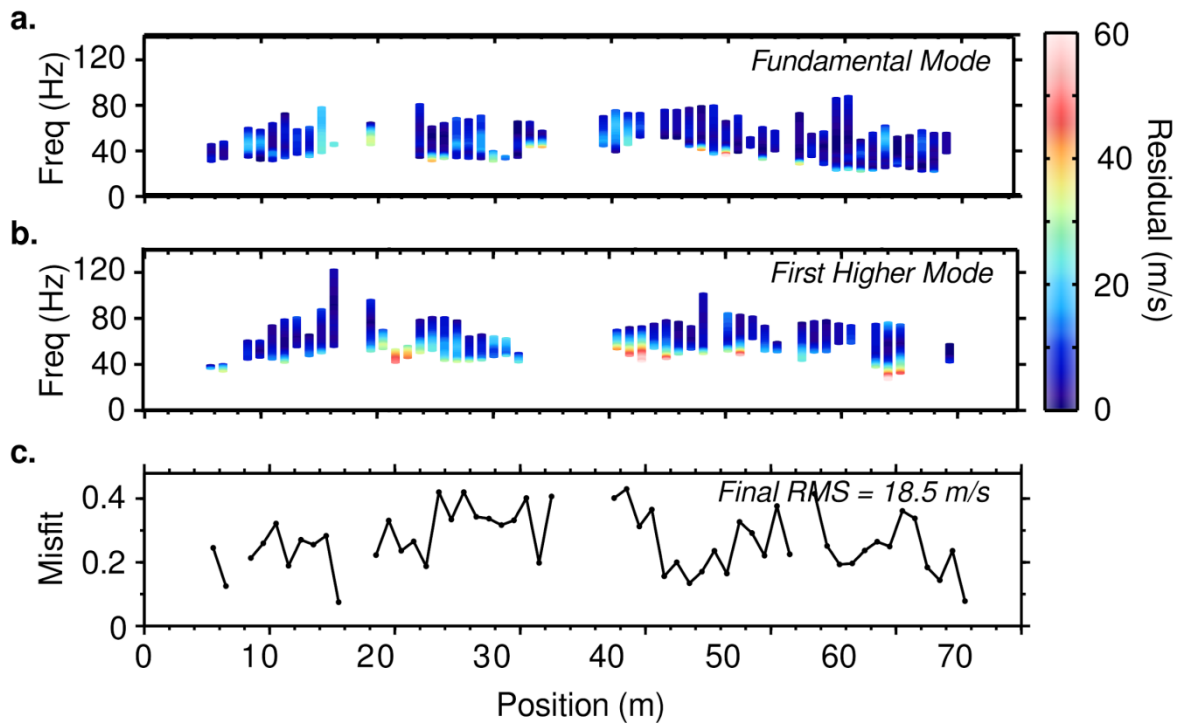


Figure 76. Pseudo-sections des résidus normalisés des vitesses de phase des ondes de surface pour le mode fondamental (a) et le premier mode supérieur (b) le long de la ligne en fonction de la fréquence. (c) Valeurs du misfit calculé pour chaque inversion 1D le long de la ligne.

Liste des figures et des tables

- Figure 1. Représentation schématique de la zone critique. Les principaux processus mis en jeu ainsi que les domaines permettant de les observer sont représentés. Figure disponible sur [<https://www.critex.fr/what-is-critex/la-zone-critique-en/>]. _____ 3
- Figure 2. Localisation du site de Guidel. Les traits verts délimitent la zone humide. Le cours d'eau est représenté en bleu et le profil étudié est en rouge _____ 5
- Figure 3. Pénétrogrammes bruts obtenus avec le pénétrromètre dynamique PANDA2 le long de la ligne N-S perpendiculaire au cours d'eau. Sur chaque graphique, la résistance de pointe est représentée (avec une échelle logarithmique) en fonction de la profondeur et de la position de l'essai (en italique sur les diagrammes et représentées par des ronds gris sur le schéma de localisation). Les ronds contenant une croix représentent la position des piézomètres, les valeurs en abscisses indiquent les positions des premiers et dernier géophones de chaque flûte sismique. Les traits verts reprennent l'étendue des chênes le long de la ligne. _____ 7
- Figure 4. Représentation schématique du dispositif d'acquisition des données géophysiques le long d'une ligne perpendiculaire au cours d'eau (en bleu). Les triangles représentent les géophones à composante verticale espacés de 50 cm, les étoiles correspondent aux positions des tirs. Les rectangles représentent la position des électrodes espacées de 1 m et le long de la même ligne que le dispositif sismique. _____ 8
- Figure 5. Modèle de résistivité électrique obtenu après 3 itérations. _____ 9
- Figure 6. (a) Modèle de vitesses des ondes P obtenu par inversion tomographique des temps des premières arrivées des ondes P après 10 itérations. (b) Modèle de vitesses des ondes P tronqué et re-discrétisé en fonction des modèles 1D de V_s . (c) Pseudo-modèle de vitesse des ondes S obtenu par juxtaposition des modèles 1D issus de l'inversion de la dispersion des ondes de surface. _____ 11
- Figure 7. Niveaux piézométriques mesurés manuellement le long du profil étudié le 7 juillet 2017 (croix grises) et le 18 octobre 2017 (croix noires). Le cours d'eau est indiqué en bleu et la topographie est en noir. L'échelle verticale est exagérée. _____ 12
- Figure 8. Coefficients de Poisson 1D calculés pour les positions 4,75 m (a), 25,25 m (b) et 46,75 m (c) le long du profil sismique en fonction de l'altitude. (d) Pseudo-section de coefficient de Poisson obtenu par juxtaposition des modèles 1D le long de la ligne. Les flèches rouges indiquent l'emplacement des modèles 1D le long de la ligne. Les flèches vertes représentent l'ampleur des chênes. _____ 14
- Figure 9. Geological map of the studied area and location of the Ploemeur hydrological observatory (after Pasquet et al., 2015b). _____ 26
- Figure 10. after Pasquet et al. (2015b): (a) Apparent electrical conductivity (σ_a) and resistivity (ρ_a) values obtained from slingram electrical conductivity mapping in vertical dipole configuration and location of the W-E acquisition line (black dots) for Electrical Resistivity Tomography (ERT) and seismic measurements. (b) Electrical resistivity values (ρ) interpreted from ERT carried out along the W-E line. Five main structures are delineated: fresh granite (FG), weathered granite (WG), micaschists (MS) overlaid by clays (CL) and the contact zone (hashed area) due to a fault network striking N 20° (Touchard, 1999; Schuite et al., 2015). _____ 27

Figure 11. Seismic acquisition setups used for combined P- and surface-wave surveys in October 2011 (a) and in May 2012 (b). Light blue stars and orange dots represent the position of the randomly selected shots and midpoints, as detailed in (c). Dark blue stars and red dots correspond to the examples shown in the Figure 12. 28

Figure 12. Seismograms recorded for a source location at 190 m in (a) October 2011 and (c) May 2012 (dark blue stars in Figure 11). Blue lines indicate manually picked P-wave first arrival times. Stacked dispersion images extracted at $X_{mid} = 121$ m and corresponding spectrograms for data acquired in (b) October 2011 and (d) May 2012 (red dots in Figure 11). Red dots correspond to the manually picked dispersion curves of the fundamental mode. Dispersion curves were limited down to the frequency (F_{lim}) where the spectral amplitude of the seismogram became too low (dashed red line). _____ 31

Figure 13. Seismic data extracted from October 2011 (a and b) and May 2012 (c and d) measurements. P-wave picked first arrival times (a and c) are represented as a function of source positions and offsets. Surface-wave fundamental mode phase velocities (b and d) are represented as a function of the frequency and the spread mid-point. _____ 32

Figure 14. Flowchart of the seismic data uncertainty estimation procedure. Light grey comments refer to the first arrival times picking errors estimation while dark grey parts describe the dispersion curves picking errors estimation. FB corresponds to first arrival times, DC means dispersion curves and STD stands for standard deviation. _____ 33

Figure 15. Standard deviation (STD) population calculated for picked first arrivals extracted in (a) October 2011 and (b) May 2012 and for both periods put together (c). Black curves correspond to STD population calculated with all STD values while grey lines correspond to offsets that are picked at both periods. Dashed lines indicate the picking errors defined as the 99-percentile. Insets in (a) and (b) show the evolution of the STD values with the number of first arrivals used for the calculation, for two different source locations (top: 134 m, offset -34 m; bottom: 254 m, offset 14 m). The greyscale depicts the 30 sequences of first arrival times randomly selected. e_{may} and e_{oct} correspond to the estimated picking errors for datasets recorded in May 2012 and October 2011, respectively. e_{tot} is the estimated picking errors considering the whole dataset. _____ 35

Figure 16. Standard deviation (STD) population calculated for dispersion curves picked for (a) October 2011 and (b) May 2012 and for both periods put together (c). Black curves correspond to STD population calculated with all STD values while grey lines correspond to X_{mid} that are picked at both periods. The dashed lines indicate the picking errors defined as the 99-percentile. Insets in (a) and (b) show the evolution of the STD values with the number of phase velocity values used for the calculation, for two X_{mid} locations (top: 121 m, frequency of 26 Hz; bottom: 176 m, frequency of 10 Hz). The greyscale depicts the 30 sequences of phase velocity values randomly selected. e_{may} and e_{oct} correspond to the estimated picking errors for datasets recorded in May 2012 and October 2011, respectively. e_{tot} is the estimated picking errors considering the whole dataset. _____ 36

Figure 17. Absolute changes calculated between seismic data recorded in May 2012 and October 2011. Traveltime differences (a and c) are represented as a function of offset and shot position. Dispersion curve differences (b and d) are represented as a function of frequency and spread mid-point. In (c) and (d), the shaded grey area corresponds to non-significant data variations with time according to the statistical analysis. _____ 37

Figure 18. Localisation du bassin versant des Avenelles (contours noirs) et coupes géologiques perpendiculaires

à l'axe des cours d'eau (coupes 1 à 5) et le long du ru des Avenelles (coupe 6, selon la direction NNE-SSO), d'après Mourhi et al. (2013). La station 5 « AvAv » (Aval Avenelles) a fait l'objet de la présente étude. Sur cette section, des dispositifs de mesures géophysiques et hydrogéologiques ont été mis en place. 46

Figure 19. Schéma type d'une instrumentation hautes-fréquences de type LOMOS. Pour une station, sont mesurées : (1) la hauteur d'eau dans le ru (SWL), les charges hydrauliques dans les piézomètres de chaque berge (PLB, PRB), la température dans la zone hyporhéique à proximité des rives (TLB, TRB) et la température de l'eau dans les piézomètres (PLB, PRB). Modifié d'après Mourhi et al. (2013). 47

Figure 20. (a) Précipitations mesurées à la station météorologique de Boissy-le-Châtel entre le 1^{er} janvier 2016 et le 1^{er} janvier 2018. (b) Précipitations mesurées à la station météorologique de Boissy-le-Châtel entre le 14 février 2017 et le 28 août 2017. (dates de la première et de la dernière acquisition sismique) (c) Charges mesurées entre le 14 février 2017 et le 28 août 2017 à la station AvAv (Figure 18) dans la rivière (noir) et sur les piézomètres en rive droite (gris foncé) et rive gauche (gris clair). Les flèches représentent les dates auxquelles ont été effectuées les acquisitions sismiques et la flèche bleue indiquent celle des mesures électriques et sismiques. 48

Figure 21. (a) Représentation schématique du dispositif d'acquisition multi-méthodes haute-résolution. Un système de suivi haute fréquence, appelé LOMOS (Local Monitoring Station – croix encerclées), permet de suivre la variation des paramètres hydrologiques au cours du temps. Un système de suivi des températures dans la zone non-saturée a été mis en place en février 2017 (ronds gris) et en août 2017 (couplé avec des mesures de résistivités électriques – ronds blancs). Un ensemble de 48 électrodes (bâtons noirs) espacées de 0,5 m a été déployés sur 2 rolls afin d'obtenir un profil de résistivité électrique de 47,5 m de long. Un dispositif dipôle-dipôle a été utilisé. Deux profils sismiques de parts et d'autres de la rivière permettent un suivi « time-lapse » des propriétés mécaniques. Ils sont constitués de 96 géophones (triangles) espacés de 0,25 m pour des profils de 23,75 m chacun. La source (étoile) est constituée d'une plaque métallique heurtée par une massette de 1,250 kg. Les sources sont localisées entre chaque géophone et à une demie intertrace des premiers et derniers capteurs. (b) Localisation des profils sismiques et électriques. Dans un souci de lisibilité de la figure, toutes les positions des capteurs et des sources n'ont pas été illustrées. 50

Figure 22. Résultats de la tomographie de résistivité électrique réalisée le long d'une ligne ESE-WNW de 47,5 m à travers le ru des Avenelles à l'aide de 48 électrodes espacées de 0,50 m et 2 roll-alongs et un dispositif dipôle-dipôle. (a) Résistivités apparentes et (b) résistivités interprétées après inversion (4 itérations). Les lignes rouges représentent la localisation des essais pénétrométriques au PANDA2. En trait plein les essais sans refus (profondeur maximale de 1,25 m) et en pointillé les essais avec refus. Les résultats d'échantillonnages à la tarière sont présentés sous forme de log. (c) Interprétation en compartiments de la section. 51

Figure 23. (a) et (b) Sismogrammes enregistrés pour les tirs localisés à 11,875 m (a) et 42,125 m (b) pour les acquisitions de février 2017. Les lignes verticales représentent les enregistrements pour chaque capteur (position le long du profil sur l'axe des abscisses) au cours du temps (axe des ordonnées). Les lignes rouges représentent les valeurs de temps d'arrivées pointés manuellement. (c) et (d) Images de dispersion (haut) et spectrogrammes (bas) calculées aux positions 11,875 m (c) et 42,125 m (d) pour les acquisitions de février 2017. Les points blancs correspondent au mode fondamental (M0) et le premier mode supérieur (M1) pointés

manuellement. Les barres blanches verticales représentent l'erreur associée définie par O'Neill (2003). _____ 53

Figure 24. Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone représentés pour les rives gauche (a, c, e et g) et droite (b, d, f et h) des acquisitions de février (a & b), avril (c & d), juin (e & f) et août (g & h) 2017. Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés. La diagonale représente les offsets (distances source-géophone) nuls. _____ 54

Figure 25. Dispersion des ondes de surface pointée manuellement pour les acquisitions de février (a, b), avril (c, d), juin (e, f) et août (g, h) 2017 pour la rive gauche (a, c, e, g) et la rive droite (b, d, f, h). L'axe des ordonnées correspond à la position du milieu de la fenêtre d'extraction des courbes de dispersion et les ordonnées correspondent aux fréquences. Plus la fréquence est élevée, plus elle est influencée par les propriétés des matériaux en surface. _____ 56

Figure 26. Différences absolues calculées entre les pointés des temps d'arrivées de avril et février (a, b), juin et avril (c, d) et août et juin (e, f) 2017. Les différences sont représentées en fonction de la position des tirs et des géophones. L'échelle de couleur tient compte de l'incertitude sur le pointé (en gris), déterminée par l'étude statistique. _____ 59

Figure 27. Différences absolues calculées entre les pointés de la dispersion des ondes de surface d'avril et février (a, b), juin et avril (c, d) et août et juin (e, f) 2017. Les différences sont représentées en fonction de la position du centre de la fenêtre sous laquelle sont calculées les images de dispersion et de la fréquence. L'échelle de couleur tient compte de l'incertitude sur le pointé (en gris), déterminée par l'étude statistique. _____ 60

Figure 28. Evolution qualitative de la saturation en eau en fonction de l'évolution des vitesses des ondes P (a) et S (b) pour chaque pas de temps, estimée à partir des variations des données sismiques (Figure 26, d'après Bachrach et Nur, 1998 et Figure 27, d'après Cho et Santamarina, 2001). _____ 62

Figure 29. (a) Coefficients de Poisson 1D calculés sur la rive droite (à 9,875 m) et sur la rive droite (à 44,625 m) pour chaque pas de temps : février (rose), avril (bleu), juin (vert) et août (orange) 2017. La ligne grise en tirets correspond à la profondeur maximale d'investigation de la méthode (DOI). (b) Pseudo-sections de coefficients de Poisson pour chaque pas de temps. Les lignes roses (février), bleues (avril), vertes (juin) et oranges (août) correspondent aux niveaux piézométriques estimés à partir des valeurs du coefficient de Poisson et après lissage de ces informations à l'aide de l'algorithme du recuit-simulé proposé par Mainault (2016). Les croix bleues indiquent la profondeur mesurée des niveaux d'eau dans la rivière et dans les piézomètres de berge. Un masque blanc occulte les valeurs de coefficients de Poisson calculées pour des profondeurs supérieures à la profondeur d'investigation maximale (DOI). _____ 64

Figure 30. (a) Estimation de la profondeur de la transition zone saturée/zone non-saturée, à partir des coefficients de Poisson, sur la section perpendiculaire au ru des Avenelles pour chaque pas de temps (février en rose, avril en bleu, juin en vert et août en orange). La ligne noire représente la surface topographique. (b) Evolution de la profondeur de la transition zone saturée/zone non-saturée à deux positions le long du profil : en rive gauche, à 9,875 m (diagramme de gauche) et ; en rive droite, à 44,625 m (diagramme de droite). _____ 66

Figure 31. Maillage utilisé pour la modélisation hydrodynamique sur le bassin versant des Avenelles. Les ronds noirs représentent le centre de chaque maille. Les mailles rivières sont représentées par les ronds bleus. Les ronds verts et jaunes indiquent la position des instruments de mesure (sondes de température et limites basses

des piézomètres, respectivement).	67
Figure 32. Stratégie proposée pour l'intégration de la géophysique à la modélisation hydrodynamique.	71
Figure 33. Localisation du bassin versant de la Sapine et de l'ensemble des équipements disponibles. Les contours du bassin sont présentés en gris et les cours d'eau en bleu. Sur ce site, sont installés : 5 piézomètres alignés perpendiculairement au lit de la rivière (ronds gris), 1 pluviomètre à clapet (rond noir) et 1 station lysimétrique (triangle noir). Un premier profil sismique a été réalisé selon la ligne définie par les 3 piézomètres les plus proches de la Sapine (trait rouge jusqu'au piézomètre P3) et l'acquisition en « time-lapse » suit la ligne discontinue noire, jusqu'au piézomètre P5 environ.	77
Figure 34. En gris, précipitations enregistrées à la station à proximité du bassin versant de la Sapine. En noir, débit du cours d'eau mesuré à la station lysimétrique localisée à l'aval du bassin (triangle noir sur la Figure 33). Les flèches bleues représentent les dates auxquelles ont été effectuées les acquisitions sismiques en « time-lapse » (octobre 2016 et avril 2017).	78
Figure 35. Représentation schématique du dispositif d'acquisition des données géophysiques le long d'une ligne SE-NO perpendiculaire à la Sapine (en rouge sur Figure 33). Pour l'acquisition sismique, un ensemble de 72 géophones à composante verticale espacés de 1 m (triangles) est utilisé. Les tirs sont localisés tous les 1 m, entre chaque géophone et à une demie intertrace des premier et dernier capteurs (étoiles grises). Les triangles noirs représentent la portion de ligne utilisée pour le « time-lapse ». Selon la même ligne, un dispositif ERT est déployé avec un ensemble de 72 électrodes espacées de 1 m. Dans un souci de lisibilité de la figure, toutes les positions de tir et de géophone ne sont pas représentées.	79
Figure 36. Position des points en subsurface pour lesquels un courant électrique a pu être injecté le long du profil ERT pour des tensions de 200 V (a) et 400 V (b). La position des points est estimée à partir du minimum des distances entre chaque couple émission-réception (en z) et du barycentre entre ces mêmes couples (en x). Les croix nommées P3, P4 et P5 rappellent le positionnement des piézomètres le long du profil (Figure 33 et Figure 35). Les carrés rouges indiquent les points pour lesquels du courant a été injecté et les carrés noirs indiquent ceux qui n'ont pas reçu de courant électrique.	80
Figure 37. Section de résistivités apparentes pour des tensions de 200 V (a) et 400 V (b). La position des points est estimée à partir du minimum des distances entre chaque couple émission-réception (en z) et du barycentre entre ces mêmes couples (en x). Les croix nommées P3, P4 et P5 rappellent le positionnement des piézomètres le long du profil (Figure 33 et Figure 35).	81
Figure 38. Sismogrammes enregistrés pour des tirs situés à 22,5 m (a) et 61,5 m (b) le long du profil sismique (Figure 33 et Figure 35). L'axe horizontal représente la position des 72 géophones le long de la ligne et l'axe vertical indique le temps. L'ensemble des pointés des temps d'arrivées est représenté sous forme d'un diagramme en fonction de la position des géophones et des sources. L'échelle de couleur correspond au temps des premières arrivées des ondes P (c). Après transformation du champ d'onde, la dispersion des ondes de surface est pointée pour chaque mode de propagation distinct. Les courbes de dispersion pointées pour le mode fondamental sont représentées sous forme d'une pseudo-section en fonction de la position d'extraction et de la longueur d'onde λ (d).	83
Figure 39. (a) Modèle de vitesses des ondes P estimé par inversion tomographique après 5 itérations. (b)	

Pseudo-section de vitesses des ondes S issue de l'inversion de la dispersion des ondes de surface et juxtaposition des multiples modèles 1D. Les croix P3 à P5 indiquent la position des différents piézomètres rencontrés le long de la ligne (Figure 33 et Figure 35). Le masque blanc transparent indique la profondeur maximale d'investigation de la méthode. _____ 84

Figure 40. Localisation des essais au pénétromètre dynamique PANDA2 et pénétrogrammes obtenus le long de la ligne SE-NO (en rouge sur la Figure 33). Une pointe de 2 cm² a été utilisée. La fin de l'essai est considérée après 5 battages manuels consécutifs sans avancement. « up. » signifie que la mesure est effectuée du côté amont de la ligne et « down » indique qu'elle est réalisée du côté aval. _____ 86

Figure 41. Diagrammes de différences absolues des temps d'arrivées pointés (i) en période de basses et hautes-eaux avant (a) et après (b) l'événement cévenol (pas de temps long de 7 mois) ; (ii) lors des événements pluvieux en période de basses-eaux (c) et hautes-eaux (d) (pas de temps courts de 24 h environ). Les variations sont représentées pour tous les couples géophone-récepteur de chaque tir. L'indice « W » indique des valeurs post-événement pluvieux et l'indice « D » celles qui sont pré-événement pluvieux. _____ 88

Figure 42. Hypothèses d'évolution du niveau piézométrique en périodes de basses-eaux (tons orangés) et hautes-eaux (tons bleus) (a), lors d'un événement pluvieux en basses-eaux (b) et en hautes-eaux (c). La ligne en tirets clairs représente la période de basses-eaux (« Low Water Level ») et la ligne en trait plein foncée correspond au niveau piézométrique possible en hautes-eaux (« High Water Level »). P5 indique la position du piézomètre situé à proximité de la rivière sur la Figure 33 _____ 91

Figure 43. Stratégie de comparaison de la dynamique observée par la sismique et celle obtenue par la modélisation hydrologique _____ 94

Figure 44. Représentation schématique du dispositif d'acquisition des données sismiques le long d'une ligne ESE-ONO perpendiculaire au ru des Avenelles. 96 géophones à composante verticale espacés de 0,25 m (triangles noirs) sont utilisés. Les tirs sont localisés tous les 0,25 m, entre chaque géophone et à une demie-intertrace des premier et dernier capteurs (étoiles grises). Les pointillés verticaux délimitent les bords de la rivière. Dans un souci de lisibilité, toutes les positions de capteur et de tir ne sont pas représentées ici. _____ 117

Figure 45. (a) et (b) Sismogrammes enregistrés pour les tirs localisés à 11,875 m (a) et 42,125 m (b) pour les acquisitions de février 2017. Les lignes verticales représentent les enregistrements pour chaque capteur (position le long du profil sur l'axe des abscisses) au cours du temps (axe des ordonnées). (c) et (d) Images de dispersion (haut) et spectrogrammes (bas) calculés aux positions 11,875 m (c) et 42,125 m (d) pour les acquisitions de février 2017. Les points blancs correspondent aux pointés manuels du mode fondamental (M0) et du premier mode supérieur (M1). Les barres blanches verticales représentent l'erreur associée définie par O'Neill (2003). _____ 118

Figure 46. (a) et (b) Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone pour les acquisitions en rive gauche (a) et en rive droite (b). Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés en ms. La diagonale représente les offsets (distance source-géophone) nuls. (c) et (d) Courbes de dispersion des ondes de surface pointées représentées sous forme d'une pseudo-section en fonction de la fréquence pour le mode fondamental en rive gauche (c) et droite (d). _____ 119

Figure 47. (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique des temps

d'arrivées des ondes P après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c) et (d) Evolution de la RMS globale (série de point gris « RMS ») et de l'erreur absolue maximale (série de point noirs « max ») pour les inversions en rive gauche (c) et rive droite (d). (e) et (f) Evolution de la variation des vitesses moyennes (série de point noirs « mean »), maximales (série de point gris clairs « max ») et minimales (série de point gris foncés « min ») au cours des itérations en rive gauche (e) et rive droite (f). (g) et (h) Diagrammes de résidus normalisés calculés pour chaque couple source-géophone pour chaque pointé des temps d'arrivées en rive gauche (g) et rive droite (h). _____ 121

Figure 48. Détermination de la taille de fenêtre (nombre de géophones) pour l'extraction de la dispersion des ondes de surface sur le dispositif en rive gauche pour un $X_{mid} = 11,875$ m. Les courbes de dispersion sont extraites à partir des images de dispersion calculées en considérant les tirs directs, inverses et « stackés ». Différentes tailles de fenêtres sont étudiées : 2,75 m (a), 5,75 m (b), 11,75 m (c), 17,75 m (d) et 23,75 m (e). 123

Figure 49. Détermination de la taille de fenêtre (nombre de géophones) pour l'extraction de la dispersion des ondes de surface sur le dispositif en rive droite pour un $X_{mid} = 42,125$ m. Les courbes de dispersion sont extraites à partir des images de dispersion calculées en considérant les tirs directs, inverses et « stackés ». Différentes tailles de fenêtres sont étudiées : 2,75 m (a), 5,75 m (b), 11,75 m (c), 17,75 m (d) et 23,75 m (e). 124

Figure 50. Inversions 1D des courbes de dispersion pointées (barres d'erreur en noires) sur les images de dispersion calculées en $X_{mid} = 11,875$ m (a) pour le mode fondamental et (b) pour le premier mode supérieur et $X_{mid} = 42,125$ m (e) pour le mode fondamental et (f) pour le premier mode supérieur. L'ensemble des modèles obtenus est représenté en (c) et (g), respectivement. Les modèles rejetés (au moins deux échantillons des courbes de dispersion théoriques calculées à partir de ces modèles est à l'extérieur des barres d'erreurs) sont représentés en fonction de leur misfit avec une échelle de gris ((d) et (h)). Les modèles acceptés (tous les échantillons des courbes de dispersion théoriques calculées à partir de ces modèles sont inclus dans les barres d'erreurs, à un échantillon près) sont représentés en fonction de leur misfit avec une échelle de couleur ((d) et (h)). La moyenne pondérée par le misfit des modèles acceptés permet de construire un modèle de vitesse représenté en pointillés noirs (c) et (g)) _____ 126

Figure 51. Pseudo-section de V_s obtenue par juxtaposition des modèles 1D le long du profil étudié. _____ 126

Figure 52. Pseudo-section des écarts-types obtenus sur l'ensemble des modèles acceptés pour chaque X_{mid} le long de la ligne. Le trait rouge indique la profondeur à partir de laquelle l'écart-type est supérieur à 150 m/s. 127

Figure 53. Courbes de dispersion théoriques calculées à partir des modèles moyens pondérés par le misfit en position 11,875 m (a) et 42,125 m (b), pour le mode fondamental (M0) et le premier mode supérieur (M1), en rouge. Les courbes de dispersion initialement pointées sont représentées avec leurs barres d'erreur en blanc. La ligne pointillée bleue représente la longueur d'onde maximale. _____ 127

Figure 54. Pseudo-sections des résidus normalisés des vitesses de phase des ondes de surface pour le mode fondamental le long de la ligne en fonction de la fréquence pour la rive gauche (a) et la rive droite (b). Valeur du misfit calculé pour chaque inversion 1D le long de la ligne en rive gauche (c) et droite (d). _____ 128

Figure 55. Sismogrammes enregistrés en février (a & b), avril (c & d), juin (e & f) et août (g & h) 2017 aux abscisses 11,875 m (centre du profil rive gauche – a, c, e, g) et 42,125 m (centre du profil rive droite – b, d, f, h) à l'aide de géophones à composantes verticales. Les lignes verticales représentent les enregistrements pour

chaque géophone (position le long du profil sur l'axe des abscisses) au cours du temps (axe des ordonnées)._ 129

Figure 56. Avril 2017 : (a, b) Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone en rive gauche (a) et droite (b). Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés. La diagonale représente les offsets (distance source-géophone) nuls. (c, d). Pseudo-sections des vitesses de phase des ondes de surface pointées pour le mode fondamental en rive gauche (c) et rive droite (d), représentées en fonction de la position du X_{mid} et de la fréquence. _____ 131

Figure 57. Juin 2017 : (a, b) Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone en rive gauche (a) et droite (b). Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés. La diagonale représente les offsets (distance source-géophone) nuls. (c, d). Pseudo-sections des vitesses de phase des ondes de surface pointées pour le mode fondamental en rive gauche (c) et rive droite (d), représentées en fonction de la position du X_{mid} et de la fréquence. _____ 132

Figure 58. Août 2017 : (a, b) Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone en rive gauche (a) et droite (b). Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés. La diagonale représente les offsets (distance source-géophone) nuls. (c, d). Pseudo-sections des vitesses de phase des ondes de surface pointées pour le mode fondamental en rive gauche (c) et rive droite (d), représentées en fonction de la position du X_{mid} et de la fréquence. _____ 133

Figure 59. Février 2017 : (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c, d) Evolution de la RMS (série de croix grises « RMS ») et de l'erreur maximale absolue (série de croix noires « max ») au cours des itérations pour la rive gauche (c) et la rive droite (d). (e, f) Evolution de la variation de vitesse minimum (série de points gris foncés « min »), maximum (série de points gris clairs « max ») et moyenne (série de points noirs « mean ») au cours des itérations pour la rive gauche (e) et la rive droite (f). (g, h) Diagramme de résidus calculés après 10 itérations pour chaque couple tir-géophone. _____ 134

Figure 60. Avril 2017 : (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c, d) Evolution de la RMS (série de croix grises « RMS ») et de l'erreur maximale absolue (série de croix noires « max ») au cours des itérations pour la rive gauche (c) et la rive droite (d). (e, f) Evolution de la variation de vitesse minimum (série de points gris foncés « min »), maximum (série de points gris clairs « max ») et moyenne (série de points noirs « mean ») au cours des itérations pour la rive gauche (e) et la rive droite (f). (g, h) Diagramme de résidus calculés après 10 itérations pour chaque couple tir-géophone. _____ 135

Figure 61. Juin 2017 : (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c, d) Evolution de la RMS (série de croix grises « RMS ») et de l'erreur maximale absolue (série de croix noires « max ») au cours des itérations pour la rive gauche (c) et la rive droite (d). (e, f) Evolution de la variation de vitesse minimum (série de points gris foncés « min »), maximum (série de points gris clairs « max ») et moyenne (série de points noirs « mean ») au cours des itérations pour la rive gauche (e) et la rive droite (f). (g, h) Diagramme de résidus calculés après 10 itérations pour chaque couple tir-géophone. _____ 136

Figure 62. Août 2017 : (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique

après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c, d) Evolution de la RMS (série de croix grises « RMS ») et de l'erreur maximale absolue (série de croix noires « max ») au cours des itérations pour la rive gauche (c) et la rive droite (d). (e, f) Evolution de la variation de vitesse minimum (série de points gris foncés « min »), maximum (série de points gris clairs « max ») et moyenne (série de points noirs « mean ») au cours des itérations pour la rive gauche (e) et la rive droite (f). (g, h) Diagramme de résidus calculés après 10 itérations pour chaque couple tir-géophone. _____ 137

Figure 63. Evolution de la valeur RMS globale au cours des 10 itérations lors de l'inversion tomographique pour les données acquises en rive gauche (a, c) et en rive droite (b, d) exprimée en ms (a, b) et en % (c, d). (e) Valeur finale de la RMS après des 10 itérations. _____ 138

Figure 64. Avril 2017 : (a) Pseudo-sections de vitesses des ondes S obtenues par inversion de la dispersion des ondes de surface. (b, c) Pseudo-sections des résidus normalisés calculés pour le mode fondamental en rive gauche (b) et rive droite (c), représentées en fonction de la fréquence et de la position de la fenêtre d'extraction le long de la ligne. (d, e) Valeurs du misfit calculé pour chaque inversion 1D le long de la ligne en rive gauche (d) et droite (e). _____ 139

Figure 65. Juin 2017 : (a) Pseudo-sections de vitesses des ondes S obtenues par inversion de la dispersion des ondes de surface. (b, c) Pseudo-sections des résidus normalisés calculés pour le mode fondamental en rive gauche (b) et rive droite (c), représentées en fonction de la fréquence et de la position de la fenêtre d'extraction le long de la ligne. (d, e) Valeurs du misfit calculé pour chaque inversion 1D le long de la ligne en rive gauche (d) et droite (e). _____ 140

Figure 66. Août 2017 : (a) Pseudo-sections de vitesses des ondes S obtenues par inversion de la dispersion des ondes de surface. (b, c) Pseudo-sections des résidus normalisés calculés pour le mode fondamental en rive gauche (b) et rive droite (c), représentées en fonction de la fréquence et de la position de la fenêtre d'extraction le long de la ligne. (d, e) Valeurs du misfit calculé pour chaque inversion 1D le long de la ligne en rive gauche (d) et droite (e). _____ 141

Figure 67. Comparaison des valeurs de misfit 1D pour chaque acquisition sismique. _____ 141

Figure 68. Pseudo-sections d'écarts-types de V_s calculés à partir des modèles acceptés à chaque Xmid et pour chaque pas de temps de mesure (de haut en bas : février, avril, juin et août 2017). La ligne rouge indique la profondeur à partir de laquelle l'écart-type est supérieur à 150 m/s. _____ 142

Figure 69. Représentation schématique du dispositif d'acquisition des données sismiques le long d'une ligne SE-NO perpendiculaire à la Sapine. 72 géophones à composante verticale espacés de 1 m (triangles) sont utilisés. Les tirs sont localisés tous les 1 m, entre chaque géophone et à une demie intertrace des premier et dernier capteurs (étoiles grises). Les triangles noirs représentent la portion de ligne utilisée pour le « time-lapse ». Dans un souci de lisibilité, toutes les positions de tirs et de géophones ne sont pas représentées sur le schéma. ____ 144

Figure 70. (a) et (b) Sismogrammes enregistrés pour les tirs localisés à 22,5 et 61,5 m à l'aide de 72 géophones à composante verticale. Les lignes verticales représentent les enregistrements pour chaque capteur (position le long du profil sur l'axe des abscisses) au cours du temps (axe des ordonnées). (c) Temps d'arrivées des ondes P pointés pour chaque couple source-géophone. Les ronds de couleur indiquent les temps d'arrivées pointés en ms. La diagonale représente les offsets (distance source-géophone) nuls. _____ 145

Figure 71. (a) Modèle de vitesses des ondes de compression obtenu par inversion tomographique des temps d'arrivées des ondes P après 10 itérations. (b) Diagramme de couverture après 10 itérations. (c) Evolution de la RMS globale et (d) de la variation des vitesses moyennes au cours des itérations. (e) Diagramme de résidus normalisés calculés pour chaque couple source-géophone. _____ 147

Figure 72. (a) et (b) Images de dispersion calculées aux positions 22,5 m (a) et 61,5 m (b) le long du profil. Les courbes de dispersion pointées sont représentées sous forme de pseudo-sections pour chaque mode de propagation identifiable (c), en fonction de la position de la fenêtre et de la fréquence. Dans ce cas, il s'agit du mode fondamental (en haut) et du premier mode supérieur (en bas). _____ 148

Figure 73. Inversions 1D des courbes de dispersion pointées (barres d'erreur en noir) sur les images de dispersion calculées en $X_{mid} = 22,5$ m (a) pour le mode fondamental et (b) pour le premier mode supérieur et $X_{mid} = 61,5$ m (e) pour le mode fondamental et (f) pour le premier mode supérieur. L'ensemble des modèles obtenus sont représentés en (c) et (g), respectivement. Les modèles rejetés (au moins 2 échantillons des courbes de dispersion théoriques calculées à partir de ces modèles est à l'extérieur des barres d'erreurs) sont représentés en fonction de leur misfit avec une échelle de gris ((d) et (h)). Les modèles acceptés (tous les échantillons des courbes de dispersion théoriques calculées à partir de ces modèles sont inclus dans les barres d'erreur, à un échantillon près) sont représentés en fonction de leur misfit avec une échelle de couleur ((d) et (h)). La moyenne pondérée par le misfit des modèles acceptés permet de construire un modèle de vitesse représenté en pointillés noirs sur (c) et (g). _____ 150

Figure 74. Pseudo-section de V_s obtenue par juxtaposition des modèles 1D le long du profil étudié. Le trait blanc indique la profondeur d'investigation maximale. Il est défini à partir de l'écart-type entre les modèles, lorsqu'il est supérieur à 200 m/s. Les croix P3 à P5 indiquent la position des piézomètres. _____ 151

Figure 75. Courbes de dispersion théoriques calculées à partir des modèles moyens pondérés par le misfit en $X_{mid} = 22,5$ m (a) et $X_{mid} = 61,5$ m (b), pour le mode fondamental (M0) et le premier mode supérieur (M1), en rouge. Les courbes de dispersion initialement pointées sont représentées avec leurs barres d'erreur en blanc. La ligne pointillée bleue représente la longueur d'onde maximale. _____ 151

Figure 76. Pseudo-sections des résidus normalisés des vitesses de phase des ondes de surface pour le mode fondamental (a) et le premier mode supérieur (b) le long de la ligne en fonction de la fréquence. (c) Valeurs du misfit calculé pour chaque inversion 1D le long de la ligne. _____ 152

Table 1. Water level variations between October 2011 and May 2012 in monitoring wells located in the vicinity of the seismic line. Positions are projected along the line. A detailed map is presented in Pasquet et al. (2015b). F36 and MF2 are located in the clay overlaying micaschists and SC39 and MF1 are located in the fractured contact zone. 28

Table 2. Main differences observed the time-lapse study between October 2011 and May 2012. Positives differences are marked with "+" and negative difference with "-". "=" indicates no significant differences observed. 38

<i>Table 3. Erreurs estimées sur le pointé des temps d'arrivées et des courbes de dispersion à chaque acquisition de février à août 2017.</i>	57
<i>Table 4. Récapitulatif des variations globales observées dans les temps d'arrivées des ondes P et des vitesses de phase des ondes de surface et des interprétations réalisées en terme de saturation en eau d'après Bachrach et Nur (1998) et Cho et Santamarina (2001)</i>	58
<i>Table 5. Gammes de valeurs utilisées pour l'exploration des paramètres hydrodynamiques (perméabilité et porosité) pour chaque hydrofaciès.</i>	68
<i>Table 6. Récapitulatif des variations globales observées dans les temps d'arrivées des ondes P.</i>	89

Résumé :

La caractérisation et la compréhension des hydrosystèmes font partie intégrante de l'étude de la « Zone Critique » (ZC). Elles représentent un enjeu important pour la gestion et la protection des ressources en eaux de surface et en eaux souterraines. La géophysique et l'hydrogéophysique font partie des outils d'étude de cette fraction de la ZC et des processus qu'elle regroupe. Les méthodes sismiques de subsurface sont proposées afin de l'imager pour en définir la géométrie et la nature de ses compartiments. Comme la sismique repose sur les paramètres mécaniques du milieu, le signal mesuré est également influencé par la teneur en eau : son analyse permet donc d'en décrire la variation spatiale. L'application « time-lapse » de cette approche est proposée ici afin de suivre les variations temporelles de contenu en eau des hydrosystèmes étudiés. Une chaîne de traitements basée sur une étude statistique est développée afin de s'assurer de la significativité des variations temporelles des données par rapport aux erreurs de mesures. On démontre que lorsque les variations « time-lapse » sont supérieures aux erreurs estimées, elles reflètent les comportements hydrologiques des structures identifiées et apportent de nouvelles informations sur leur dynamique. Quantifier ces résultats par inversion des données sismiques acquises à chaque pas de temps n'est cependant pas évident, même en connaissance des erreurs de mesures, notamment par manque d'information *a priori*. Dans ces cas, les incertitudes *a posteriori* peuvent s'avérer trop élevées pour pouvoir comparer les variations temporelles des paramètres inversés. Toutefois, lorsque la zone d'étude est particulièrement bien contrainte, une inversion méticuleuse à chaque pas de temps des données estimées comme significatives par notre approche, est possible. Dans ce cas, on propose une méthode d'interpolation de la profondeur de la zone saturée au voisinage de niveaux piézométriques connus, à partir des images sismiques. Ces informations peuvent ensuite être utilisées afin de contraindre la modélisation hydrodynamique en proposant : (i) une définition « haute résolution » de la géométrie des compartiments hydrogéologiques et de leur faciès et (ii) de nouvelles conditions aux bords et initiales.

Mots clés : hydrogéophysique, sismique active, temps d'arrivées des ondes P, dispersion des ondes de surface, variations significatives des données, dynamique des hydrosystèmes.

Abstract:

The characterization and understanding of hydrosystems is part of the "Critical Zone" (CZ) study. They consist in an important issue for the management and protection of surface water and groundwater resources. Geophysics and hydrogeophysics are among the tools for studying this fraction of the CZ and its processes. The near-surface seismic methods are suggested for the imaging of the CZ in order to describe its geometry and the nature of its compartments. Since seismic methods are based on the mechanical properties of the medium, the measured signal is also influenced by the water content: its analysis therefore makes it possible to describe its spatial variation. The time-lapse application of this approach is proposed here in order to follow the temporal variations in the water content of the hydrosystems. A processing workflow based on a statistical study is developed to ensure the significance of the temporal variations in the data with respect to measurement errors. It is shown that when the time-lapse variations are greater than the estimated errors, they reflect the hydrological behaviors of the structures identified and provide new information on their dynamics. Quantifying these results by inverting the seismic data recorded at each time step is however not obvious, even in the knowledge of measurement errors, in particular due to a lack of prior information. In these cases, the posterior uncertainties may be too high to compare the temporal variations of the inverted parameters. However, when the study area is particularly constrained, a thorough inversion at each time step of the data estimated as significant by our approach is possible. In this case, we suggest a method of interpolation of the depth of the saturated zone in the vicinity of known water table levels, from the seismic images. This information can then be used to constrain the hydrodynamic modeling by proposing: (i) a "high resolution" definition of the geometry of the hydrogeological compartments and their facies and (ii) new boundary and initial conditions.

Keywords: hydrogeophysics, active seismics, P-wave first arrival times, surface-wave dispersion, significant data variations, hydrosystem dynamics.