

Remerciements

Nous remercions chaleureusement Jérôme Vergne, enseignant chercheur à l'EOST, physicien CNAP et coordonnateur du RLBP qui nous a accompagnés tout au long de notre TIPE. Il nous a guidé dans l'accès aux données sismiques brutes des capteurs permanents, dans leur analyse et nous a permis d'installer des capteurs mobiles.

Introduction

L'étude des événements sismiques passés permet de déterminer l'aléa sismique (probabilité de dépassement d'un certain niveau d'accélération du sol à la suite d'un séisme sur une période donnée). Le but est de diminuer la vulnérabilité par la prévention et de limiter les dégâts matériels et humains. Le suivi de l'activité sismique actuelle sur le territoire français est réalisé notamment grâce aux réseaux sismologiques permanents de l'infrastructure de recherche Résif-Epos¹ : Le Réseau Accélérométrique Permanent (RAP)² utilise des capteurs accélérométriques pour l'enregistrement des mouvements forts du sol et est complété par le Réseau à Large Bande Permanent (RLBP)³ dont les capteurs vélocimétriques permettent l'enregistrement du champ d'onde sismique sur une large gamme de fréquences et d'amplitudes. En mai 2022, le RLBP comprend 170 stations permanentes qui collectent en continu des données sur les mouvements du sol sur l'ensemble du territoire métropolitain.

Une bonne estimation de l'aléa sismique nécessite la prise en compte des effets de site, qui correspondent à la modification des caractéristiques des mouvements sismiques en fonction de la nature du sol et de la topographie locale.

Un exemple spectaculaire d'effet de site lié à la nature du sol est le séisme de Mexico de 1985⁴ d'une magnitude de 8,1 au cours duquel des anomalies dans la répartition géographique de l'intensité et de la durée du séisme⁵ ont été observées. La ville de Mexico, située à plus de 350 km de l'épicentre, a ainsi subi une intensité sismique estimée à VIII sur l'échelle de Mercalli (MMI) considérablement plus élevée que celle estimée dans d'autres zones à la même distance épicentrale (figure 1). La ville de Mexico a été construite sur un ancien lac maintenant asséché⁶. Les ondes sismiques réfléchies à l'interface de cette vallée ont provoqué des dégâts importants sur les bâtiments dont la fréquence propre d'oscillation est similaire à celle des ondes sismiques amplifiées⁷.

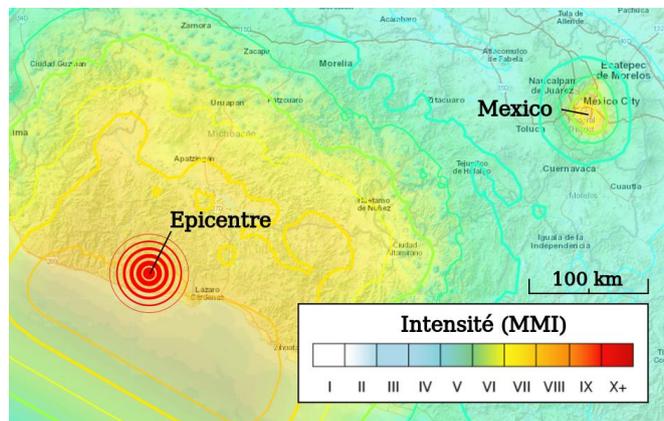


Figure 1 : Carte des isoséistes du séisme de 1985⁴.

Nous avons souhaité rechercher et mesurer d'éventuels effets de site dans le fossé rhénan alsacien. En effet, ce fossé constitue un bassin sédimentaire rempli par endroit par plus d'1,5 km de sédiments⁸ et qui est soumis à une activité sismique naturelle (séisme de Bâle en 1356) et induite (forages géothermiques à Strasbourg depuis 2019). La caractérisation des effets de site pourrait ainsi permettre de préciser l'estimation de la magnitude des séismes et orienter la construction de bâtiments adaptés aux caractéristiques du sol et des mouvements sismiques.

À partir de données sismiques de plusieurs stations du RLBP nous avons dans un premier temps calculé et analysé la variation d'amplitude des ondes sismiques selon leur localisation. Nous avons ensuite déterminé la fréquence de résonance du sol à la station sismique d'Illfurth. Enfin, nous avons effectué une caractérisation plus détaillée de la structure du sol à cette même station en modélisant un profil de vitesse des ondes S en fonction de la profondeur.

I. Recherche d'un éventuel effet de site

1. Localisation de la région analysée

La plaine d'Alsace constitue la partie sud-ouest du fossé rhénan, qui est un fossé tectonique s'étendant de Bâle à Francfort. Pour rechercher d'éventuels effets de site dans cette région, nous avons comparé les enregistrements de certains séismes sur différentes stations sismiques du RLBP. Nous avons sélectionné quatre stations (figure 2) : deux sur une zone collinaire intermédiaire (en vert), une sur la plaine rhénane (en bleu) et une sur le socle cristallin vosgien, qui sera notre référence (WLS en rouge).

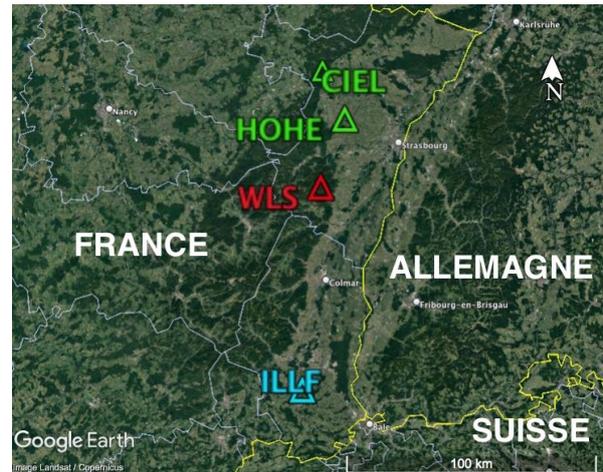


Figure 2 : Carte des stations du RLBP utilisées, situées sur ou à proximité de la plaine d'Alsace.

2. La magnitude locale

a. Formule utilisée

La magnitude locale M_l est une grandeur qui permet de quantifier l'énergie libérée par un séisme.

$$M_l = \log(A/A_0)$$

Elle est calculée à partir de l'amplitude maximale des mouvements du sol A mesurée en millimètre sur un sismomètre Wood-Anderson et corrigée d'une valeur A_0 qui dépend de la distance entre l'épicentre et le sismomètre. Elle est valable pour des distances à l'épicentre inférieures à 600 km.

b. Anomalie de magnitude locale

La magnitude locale permet de corriger l'atténuation des ondes avec la distance, mais ne tient pas compte des effets locaux et permet ainsi de les mettre en évidence. Une anomalie de magnitude locale se caractérise par un écart entre la magnitude locale calculée pour une station par rapport à une autre pour un même séisme. La magnitude étant une échelle logarithmique, des rapports d'amplitudes correspondent à des différences de magnitudes. En calculant une différence de magnitudes locales entre deux stations pour un grand nombre de séismes, nous pouvons quantifier cette anomalie caractéristique d'un effet de site.

3. Récupération et traitement des données

En raison du volume important de données, nous avons fait le choix d'automatiser ces processus de téléchargement et de traitement en utilisant le langage Python ainsi qu'une librairie de sismologie, Obspy⁹.

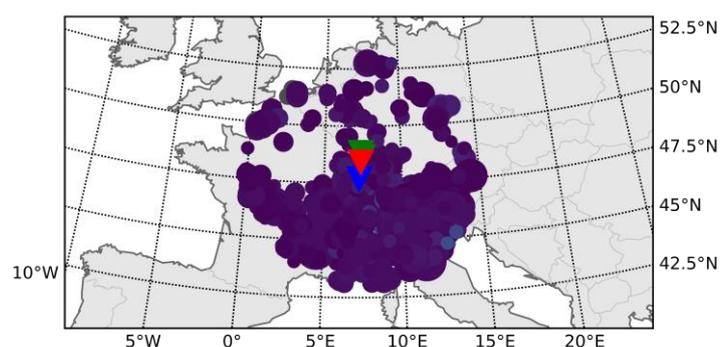


Figure 3 : Répartition géographique des séismes de l'échantillon (cercles) par rapport aux stations (triangles, figure 2).

a. Les événements sismiques

Les webservices du Centre Sismologique Euro-Méditerranéen¹⁰ (CSEM) nous ont permis de recueillir les événements sismiques d'un échantillon de séismes. Cet échantillon contient les informations de date et de position du foyer (épicentre et profondeur) pour chaque séisme. Nous avons considéré un échantillon de 2033 séismes de magnitude supérieure à 2 entre 2016 et 2022 dont les épicentres sont à moins de 500 km du fossé rhénan (figure 3).

b. Les traces sismiques

Les données de mouvements du sol au niveau des capteurs des stations sismiques sont téléchargées grâce aux webservices du RéSiF¹. Les mouvements de chaque direction de l'espace pour chaque capteur forment une trace. Nous n'avons utilisé que les composantes verticales de chaque capteur (exemple figure 4a).

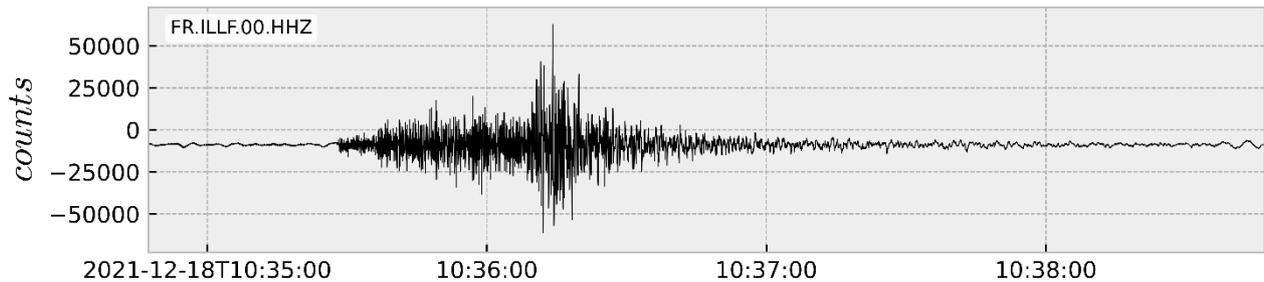


Figure 4a : Trace brute.

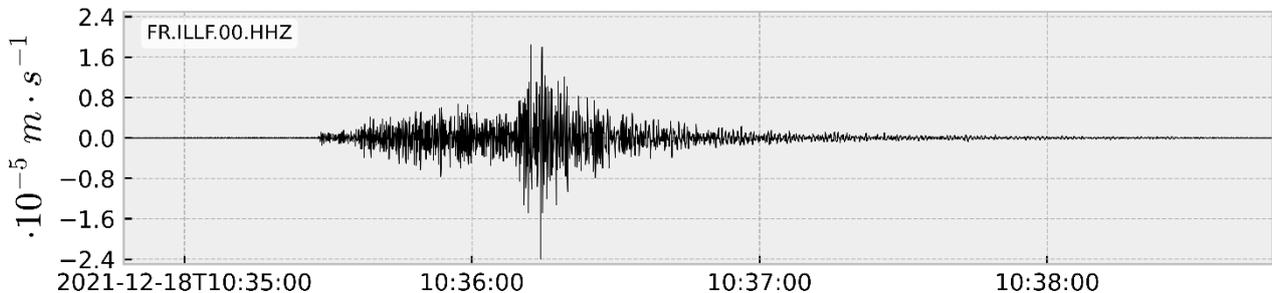


Figure 4b : Trace filtrée et convertie.

Figure 4 : Traces des mouvements du sol enregistrés par le capteur de la station sismique d'Illfurth lors du séisme du 18 décembre 2021 de magnitude 4,4 au nord de l'Italie¹¹.

c. Traitement des données

Les traces sont ensuite filtrées en fréquences entre 1 et 5 Hz (domaine des ondes S), centrées et lissées. En utilisant la sensibilité du capteur, la vitesse de déplacement du sol en counts est convertie en $m \cdot s^{-1}$ (figure 4b).

d. Calcul de magnitude

Après traitement et conversion des signaux, une simulation d'un capteur de type Wood-Anderson est effectuée afin d'obtenir une valeur d'amplitude maximale en mm à partir de laquelle la magnitude locale est calculée.

4. Anomalies de magnitudes locales observées

a. Entre deux stations : $Ml_{ILLF} - Ml_{WLS}$

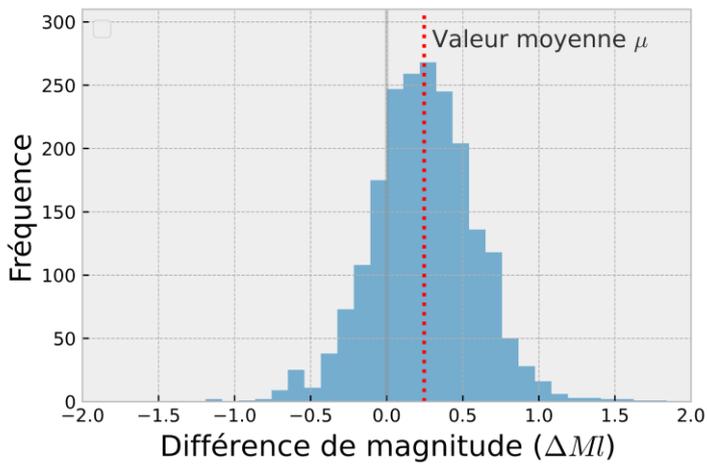


Figure 5 : Distribution des différences de magnitudes locales entre ILLF et WLS pour l'échantillon de séismes considéré, de moyenne $\mu = 0,247$ et d'écart-type $\sigma = 0,341$.

Nous avons calculé selon le protocole précédent la différence de magnitude locale $\Delta Ml = Ml_{ILLF} - Ml_{WLS}$ entre les stations ILLF et WLS pour les 2033 séismes sélectionnés. Leur distribution est voisine d'une distribution normale (figure 5), nous pouvons donc utiliser la formule de l'intervalle de confiance à 95 % noté $IC_{95\%}$ pour les valeurs calculées en utilisant le coefficient de student $k = 1,960$.

$$IC_{95\%} = \left[\mu - k \times \frac{\sigma}{\sqrt{n-1}}; \mu + k \times \frac{\sigma}{\sqrt{n-1}} \right] = [0,232; 0,262]$$

D'où $\Delta Ml = 0,247 \pm 0,015$, l'anomalie est significative.

b. Généralisation aux autres stations

Nous pouvons généraliser ces résultats en utilisant ce protocole pour les quatre stations avec le même échantillon de séismes. La distribution des valeurs étant normale, la moyenne est utilisée pour quantifier une potentielle anomalie et l'intervalle de confiance pour la valider. La valeur d'une case du corrélogramme de la figure 6 correspond à la moyenne des différences de magnitudes locales calculées entre la station de la ligne et de la colonne pour chaque séisme de l'échantillon donné. La différence de magnitude locale moyenne entre les stations ILLF, HOHE et CIEL et celle de WLS est toujours significativement positive. Ainsi, pour un séisme donné, la magnitude locale calculée à ces trois stations est en moyenne supérieure à celle calculée à WLS.

$\mu(\Delta Ml)$ Ligne - Colonne	HOHE	CIEL	WLS
ILLF	-0,069 $\pm 0,012$	-0,264 $\pm 0,014$	0,247 $\pm 0,015$
HOHE		-0,195 $\pm 0,011$	0,315 $\pm 0,013$
CIEL			0,510 $\pm 0,013$

Figure 6 : Moyenne des différences de magnitudes locales pour les 4 stations sélectionnées pour l'ensemble des 2033 séismes de l'échantillon, la largeur de $IC_{95\%}$ est indiquée sous chaque valeur.

Ce phénomène ne dépend pas d'un séisme donné, ni de la distance des stations au foyer, il s'agit donc d'un effet de site.

II. Détermination de la fréquence de résonance

1. Méthodes et outils d'acquisition

Pour la station d'Illfurth (figure 7), nous avons cherché à déterminer la fréquence de résonance du sol, pour laquelle l'amplification des ondes liée à un effet de site est maximale.



Figure 7 : Localisation de la station sismique permanente d'Illfurth.

À cet égard, nous avons utilisé des données complémentaires passives du bruit sismique ambiant. Ces données ont été obtenues en plaçant 30 capteurs sismiques non permanents (figure 8) disposés de manière concentrique jusqu'à 340 m de la station (figure 12) dont une heure d'enregistrement a été analysée. Les données sont de formats similaires à celles obtenues par les capteurs permanents et donc traitées avec les mêmes outils.



Figure 8 : Capteur sismique non permanent positionné dans le sol.

2. La méthode H/V fait ressortir la fréquence de résonance du sol

Cette méthode permet d'estimer la fréquence de résonance du sol par le calcul du rapport spectral de la moyenne géométrique des amplitudes des composantes horizontales sur l'amplitude de la composante verticale du signal. La courbe résultante, appelée H/V , présente une fréquence pour laquelle le rapport d'amplitudes H/V est maximal : la fréquence de résonance^{12, 13}. Nous avons déterminé les rapports H/V en fonction de la fréquence avec les données récoltées pour chaque capteur après les avoir traitées, découpées en plusieurs fenêtres, converties en spectre à l'aide d'une transformée de Fourier et lissé chaque spectre.

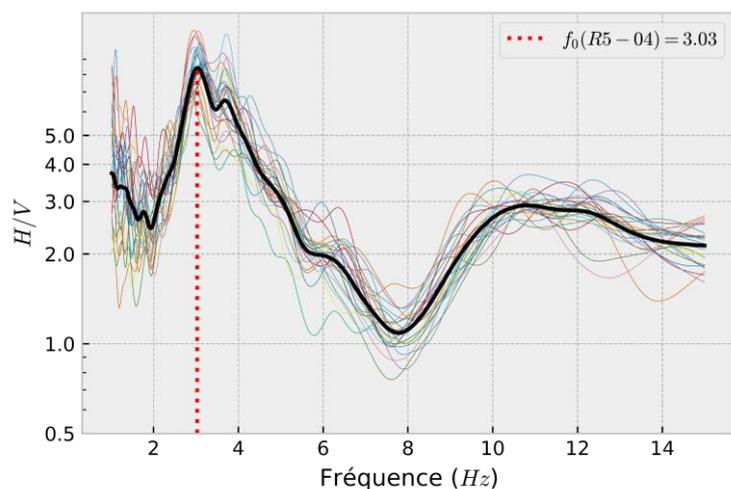


Figure 9 : Courbe de rapport H/V réalisée à partir des données récoltées par un capteur situé à 340 m de la station, en utilisant 25 fenêtres de 60 s représentées chacune par un tracé coloré, le tracé noir correspond à la moyenne géométrique des tracés des fenêtres.

3. La fréquence de résonance à Illfurth

a. Rapport spectral d'un capteur

La courbe (figure 9) met en évidence la fréquence de résonance du sol au niveau d'un capteur, $f_0 = 3$ Hz.

b. Généralisation aux 30 capteurs

La superposition des résultats fait apparaître la fréquence moyenne de résonance du sol à $2,8 \pm 0,6$ Hz. En se plaçant dans un modèle simple d'une couche homogène déposée sur un socle rocheux, la fréquence de résonance du sol est donnée par la relation suivante¹⁴ avec v la vitesse des ondes S et H l'épaisseur de la couche superficielle de sédiments sous le capteur :

$$f_0 = \frac{v}{4H}$$

$$\text{d'où } H = \frac{v}{4f_0} = \frac{400}{4 \times 2,8} \approx 35 \text{ m}$$

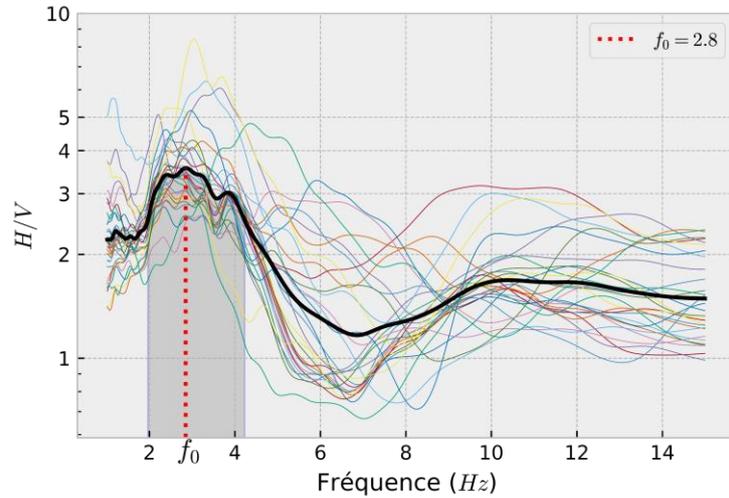


Figure 10 : Courbe de rapport H/V à partir des données des 30 capteurs, en utilisant des fenêtres de 60 s. Chaque tracé coloré correspond au spectre des données d'un capteur (analogue au tracé noir de la figure 9), le tracé noir correspond à la moyenne géométrique des spectres des capteurs.

4. Comparaison à WLS

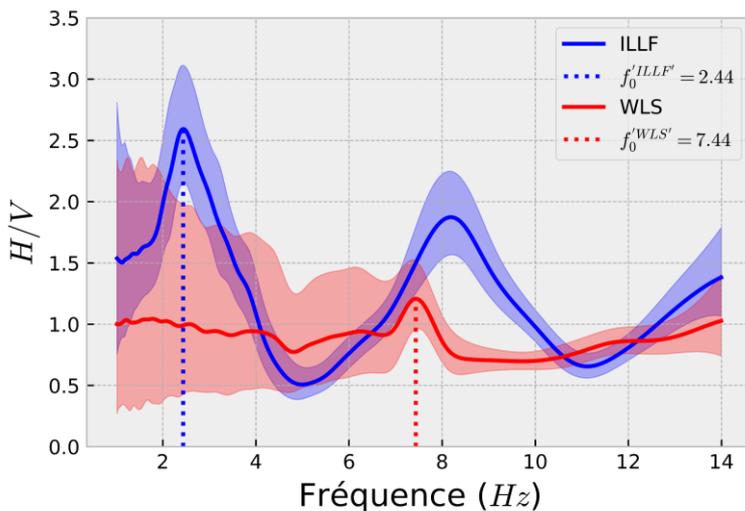


Figure 11 : Courbe de rapport H/V pour 6 h d'enregistrement de bruit ambiant des capteurs des stations ILLF et WLS avec des fenêtres de 60 s, l'intervalle coloré correspond à l'étendue de l'écart-type en chaque point.

Nous avons également comparé ce rapport H/V à celui des stations permanentes ILLF et WLS (figure 11) afin de comparer les résultats précédents. Nous utilisons les enregistrements des capteurs permanents de ces 2 stations, sur des périodes où seul un bruit ambiant est mesuré. La fréquence de résonance à WLS $f_0^{WLS} \approx 7,5$ est 3 fois supérieure à celle de ILLF $f_0^{ILLF} \approx 2,5$ et bien moins marquée en amplitude, ce qui est cohérent avec sa position sur un socle cristallin, un milieu plus homogène proche de la surface (figure 11).

La différence de f_0^{ILLF} calculée ici et auparavant peut s'expliquer par l'utilisation d'un unique capteur permanent et sa position à 20 m en profondeur.

Lors d'un séisme, un bâtiment peut entrer en résonance avec le sol, les dégâts provoqués sont alors maximaux. Ce phénomène intervient lorsque la fréquence de résonance du sol est égale à celle du bâtiment. Elle peut être estimée selon la formule $f_0 = \frac{10}{\text{nombre d'étages}}$, ce qui correspond à des bâtiments de 3 à 5 étages au niveau d'Ilfurth. Ainsi à des fins de prévention il est judicieux de prendre en compte cet indicateur lors de la construction de bâtiments.

III. Modèle de vitesse local et caractérisation du sol

1. Mesures sur le terrain

La caractérisation du sol s'obtient par un modèle de vitesse des ondes sismiques en fonction de la profondeur, appelé profil de vitesse.

Nous avons utilisé les mêmes données issues des capteurs temporaires qu'auparavant. Afin de couvrir une large gamme de distances et d'azimuts entre capteurs avec un nombre réduit de capteurs, nous les avons positionnés de manière concentrique par rapport à R0 sur 5 rayons (R1 à R5, figure 12), chaque rayon étant trois fois plus grand que le précédent. Le site choisi a un relief plutôt plat, afin de limiter tout effet topographique (variation maximale d'altitude de 20 m).

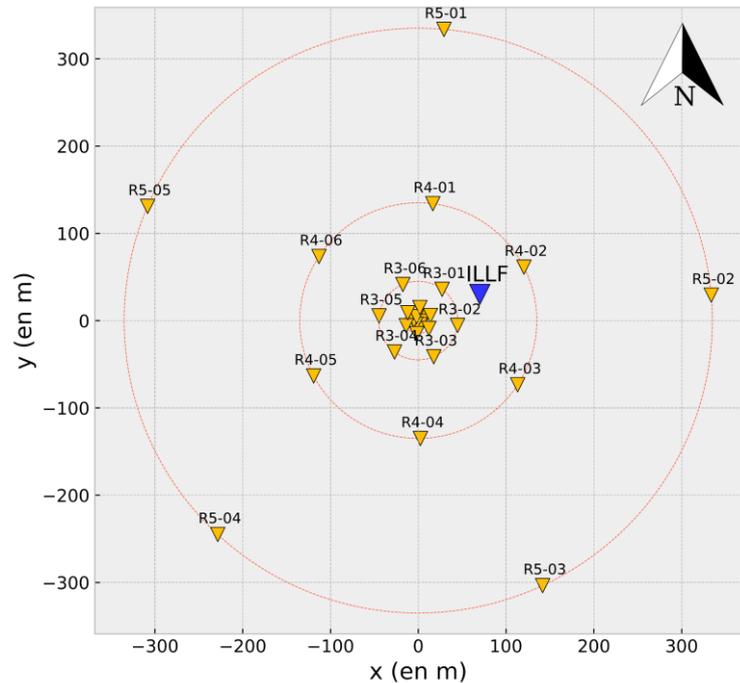


Figure 12 : Positionnement des capteurs (orange) par rapport à la station ILLF (bleu).

2. Méthode d'analyse

a. Autocorrélation spatiale

Les données ont été traitées en utilisant le logiciel libre de sismologie Geopsy¹⁵. L'analyse de ces enregistrements par une méthode d'autocorrélation spatiale permet de calculer la corrélation entre deux enregistrements simultanés d'une même composante (ici verticale) séparés d'une distance connue. Ceci permet d'obtenir la direction et la vitesse des fronts d'ondes formant le bruit sismique ambiant. Les capteurs sur les petits rayons permettent de mesurer les champs d'ondes à petite longueur d'onde (haute fréquence) et inversement.

b. Courbe de dispersion et inversion

La courbe de dispersion de la vitesse du champ d'onde (figure 13) est obtenue à partir des données de direction et de vitesse des fronts d'ondes calculée pour différentes fréquences. Le profil de vitesse est un modèle défini par plusieurs paramètres : le nombre de couches, leur épaisseur et la vitesse des ondes dans chaque couche. Pour un modèle donné, l'écart avec les valeurs expérimentales appelé Misfit peut-être calculé. Ainsi, l'inversion consiste à chercher les modèles avec les plus faibles valeurs de Misfit, qui expliquent au mieux les données (figure 14). Cette recherche de minimum est réalisée avec une approche d'exploration guidée de l'espace des paramètres de type Monte-Carlo, car le problème inverse est fortement non linéaire.

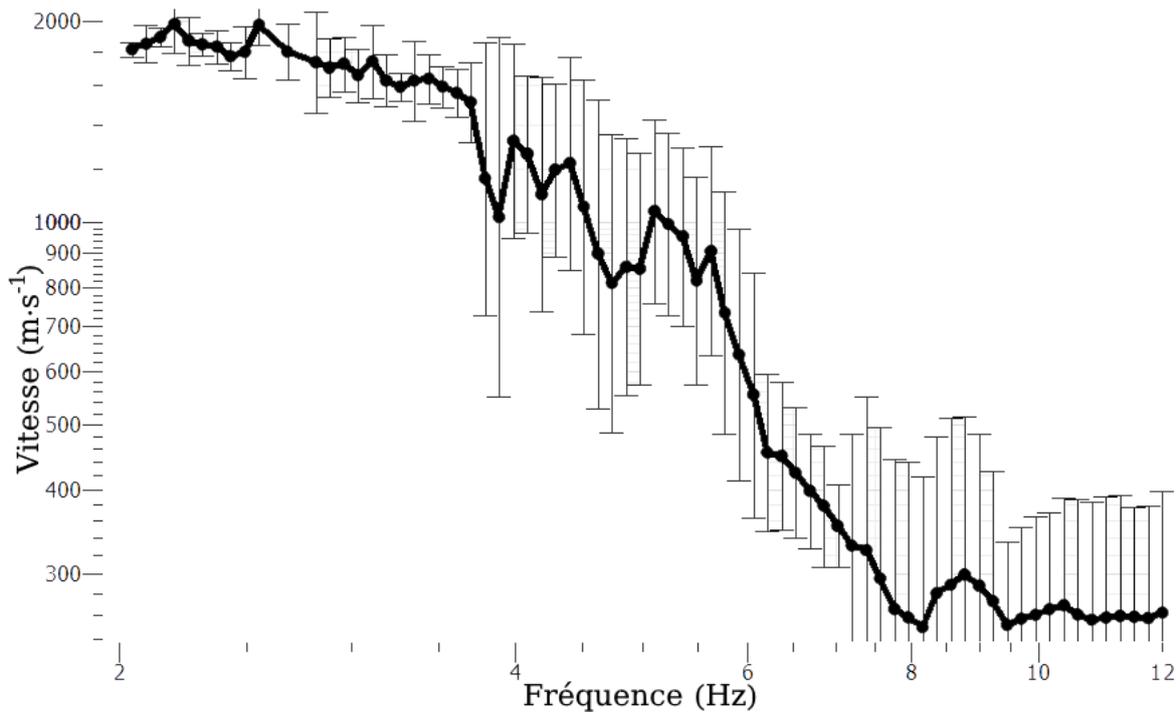


Figure 13 : Courbe de dispersion de la vitesse du champ d'onde en fonction de la fréquence, calculée entre 2 et 12 Hz avec un pas de 0,1 Hz.

3. Profil de vitesse

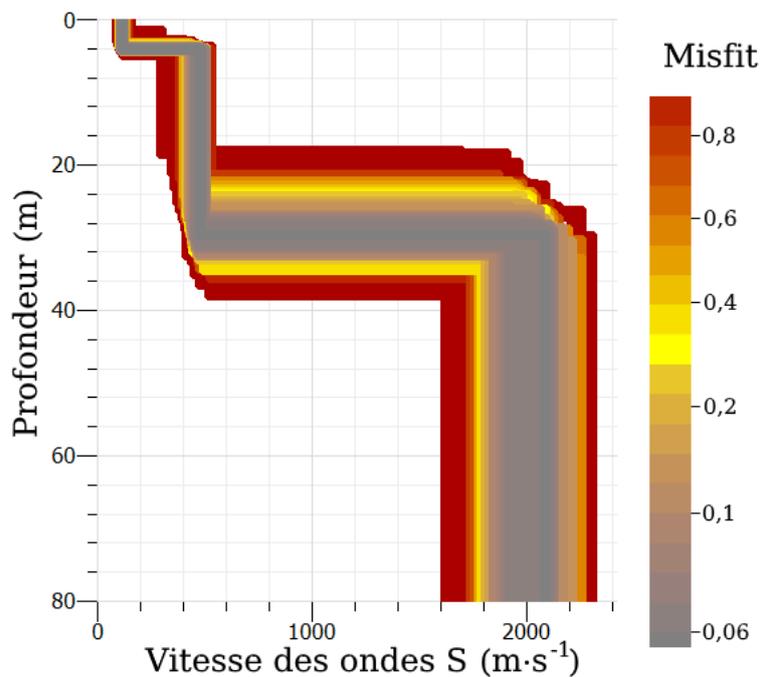


Figure 14a : Profil de vitesse des ondes S en fonction de la profondeur des meilleurs modèles à 3 couches.

Les modèles retenus (ici à 3 couches) mettent en évidence le profil de vitesse des ondes le plus probable à l'aplomb de la station (figure 14a). La courbe de dispersion théorique issue de chaque modèle retenu est comparée à la courbe de dispersion observée et lissée (figure 14b), ce qui permet de vérifier que les modèles expliquent correctement les mesures.

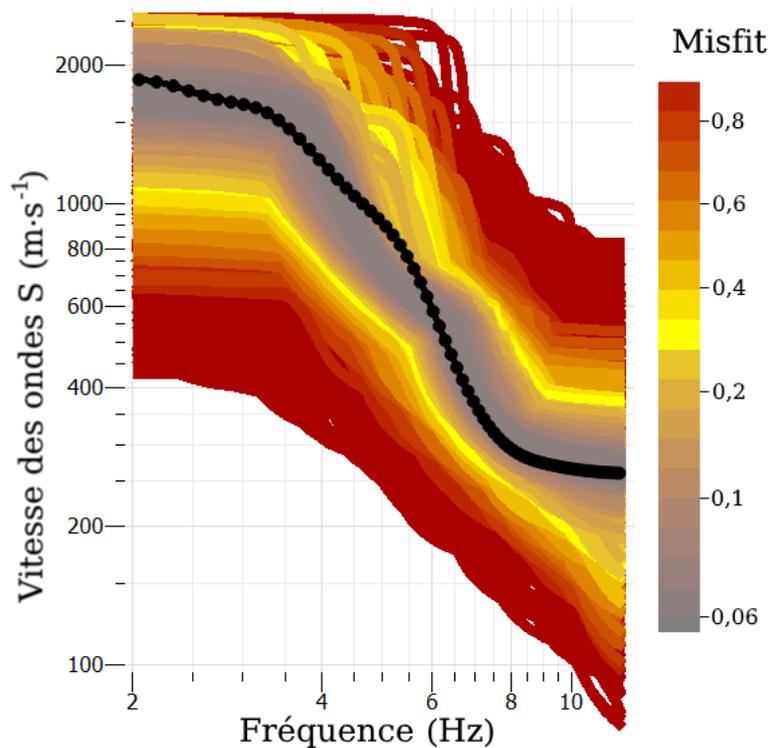


Figure 14b : Courbe de dispersion théorique pour chaque modèle de la figure 14a. La couleur indique l'écart moyen (Misfit) à la courbe de dispersion mesurée (en noir). Les modèles les plus représentatifs sont en gris.

D'après la figure 14a, l'interface entre deux couches est présente à un peu moins de 30 m de profondeur avec $V_{S,30} = 400 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ en moyenne, donnant une fréquence de résonance :

$$f_0 = \frac{V_{S,30}}{4H} = \frac{400}{4 \times 30} = 3,3 \text{ Hz}$$

Ce qui est cohérent avec les résultats précédents.

Selon notre modèle, la vitesse des ondes S à 30 m de profondeur est de $400 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, ce qui correspond à des dépôts de sable, de gravier ou d'argile de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur¹⁶, d'après la classification Eurocode 8.

Conclusion

La prise en compte des effets de site pourrait permettre de corriger la magnitude calculée. Ainsi, les caractéristiques de la sismicité dans une région donnée seront mieux estimées.

Nous avons contribué à la connaissance des couches sédimentaires superficielles du sol dans la région d'Illfurth et à la détermination de leur fréquence de résonance (de 2 à 4 Hz). Ces connaissances ont été acquises grâce aux données récoltées et analysées à l'aide de notre programme Python et du logiciel libre Geopsy. Nous avons conclu à l'existence d'un sous-sol organisé probablement en 3 couches de compacité différente.

Nos données sont à prendre en compte dans les estimations de l'aléa sismique régional afin d'améliorer la prévention du risque sismique dans la construction des bâtiments (choix des matériaux, hauteur, localisation) pour en diminuer la vulnérabilité.

L'étude préliminaire que nous avons réalisée serait à généraliser à l'ensemble du territoire en répétant le même processus autour des différentes stations sismiques ainsi qu'au niveau des différents sites à fort enjeu.

Bibliographie

- ¹ Résif – Réseau sismologique et géodésique français. Consulté le 23.11.21. <https://www.resif.fr/>
- ² RAP – Réseau accélérométrique permanent. Consulté le 26.04.22. <https://rap.resif.fr/>
- ³ RLBP – Réseau large bande permanent. Consulté le 17.12.21. <https://rlbp.resif.fr/>
- ⁴ USGS - M 8.0 - 26 km NW of El Habillal, Mexico. Consulté le 14.01.22. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp0002jwe/>
- ⁵ BARD P-Y, CAMPILLO M, CHAVEZ-GARCIA F, SANCHEZ-SESMA F (1988). *The Mexico Earthquake of September 19, 1985 - A Theoretical Investigation of Large- and Small-scale Amplification Effects in the Mexico City Valley*. Earthquake Spectra, pp. 609-603. [10.1193/1.1585493](https://doi.org/10.1193/1.1585493)
- ⁶ VALETTE, J-F (2018). *Regards sur le séisme de Mexico de septembre 2017 : permanences et décalages par rapport à la catastrophe de 1985*. EchoGéo, pp. 40. [10.4000/echogeo.15296](https://doi.org/10.4000/echogeo.15296)
- ⁷ CHAVEZ-GARCIA F. & BARD P-Y. (1994). *Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, pp. 229-247. [10.1016/0267-7261\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0267-7261(94)90028-0)
- ⁸ MICHON, L. (2000). *Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central*. Thèse, Université de Clermont-Ferrand. Consulté le 19.01.22. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00656029/>
- ⁹ ObsPy: A Python Toolbox for seismology. Consulté le 14.12.21. <https://github.com/obspy/obspy>
- ¹⁰ Site officiel du CSEM. Consulté le 12.01.22. <https://www.emsc-csem.org/>
- ¹¹ CSEM - M 4.4 - NORTHERN ITALY 18.12.21. Consulté le 19.12.21. <https://www.emsc-csem.org/Earthquake/earthquake.php?id=1078575>
- ¹² BONNEFOY-CLAUDET S. (2004). *Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site*. Thèse, Université de Grenoble. Consulté le 12.12.21. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00007397/>
- ¹³ XU R., WANG L. (2021). *The horizontal-to-vertical spectral ratio and its applications*. EURASIP Journal on Advances in Signal Processing. [10.1186/s13634-021-00765-z](https://doi.org/10.1186/s13634-021-00765-z)
- ¹⁴ IBS-VON SEHT M. & WOHLLENBERG J. (1999). *Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments*. Bulletin of the Seismological Society of America, pp. 250-259. [10.1785/BSSA0890010250](https://doi.org/10.1785/BSSA0890010250)
- ¹⁵ Geopsy: software applications for ambient vibration techniques. Consulté le 08.02.22. <https://www.geopsy.org/>
- ¹⁶ CARVALHO, E.C. (2008). *Eurocode 8 General rules and seismic actions*, p. 14. Consulté le 29.03.22. https://eurocodes.jrc.ec.europa.eu/doc/WS2008/EN1998_1_Carvalho.pdf