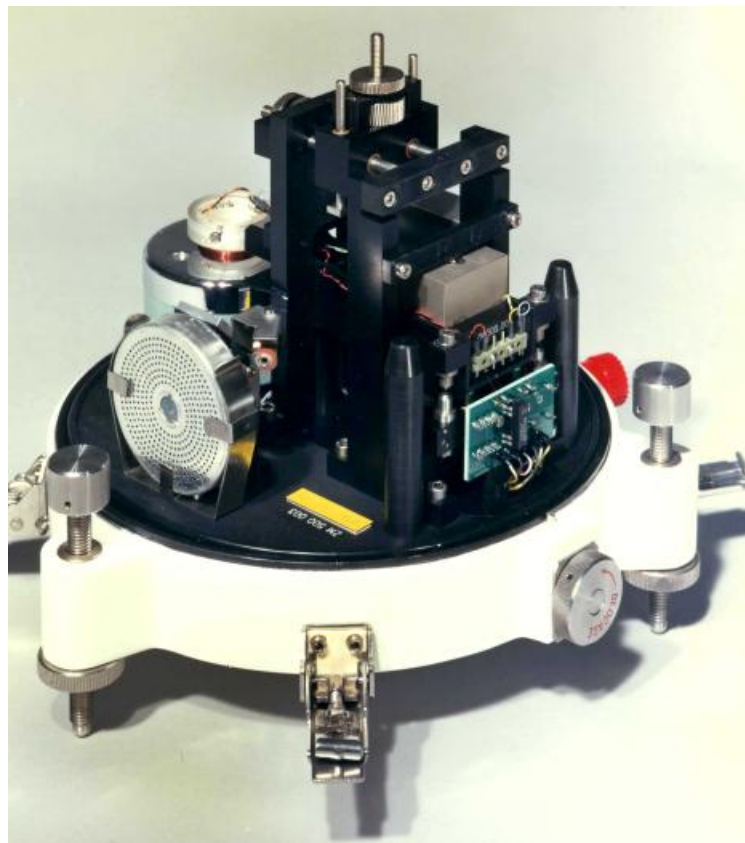


## Élaboration d'un sismomètre simple



**Étudiants :**  
Jiarun WANG  
Aurélien BAIZE-FUNCK  
Philippe DAUMAS  
Noémie TOPALIAN

**Enseignant-responsable du projet :**  
Samuel PAILLAT

**Date de remise du rapport :** 14/06/2020

**Référence du projet :** STPI/P6/2020 – 36

**Intitulé du projet :** Élaboration d'un sismomètre simple

**Type de projet :** Bibliographique

**Objectifs du projet :**

**Avant la fermeture de l'INSA**

- Comprendre le fonctionnement global d'un sismomètre
- Construire un sismomètre avec du matériel simple
- Détecter et analyser des signaux

**Pendant la fermeture de l'INSA**

- Analyser les différentes parties d'un sismomètre et comprendre leur fonctionnement
- Analyser un sismographe et savoir en tirer les informations essentielles d'un séisme
- Proposer des solutions pour l'élaboration d'un sismomètre simple

**Mots-clés du projet :** sismologie, électromagnétisme, ondes

# Table des matières

<b>Notations et Acronymes</b>	<b>3</b>
<b>Introduction</b>	<b>4</b>
<b>Organisation du travail</b>	<b>5</b>
<b>1 Séismes et sismomètres</b>	<b>6</b>
1.1 Généralités sur la sismologie . . . . .	6
1.1.1 Qu'est-ce qu'un séisme? . . . . .	6
1.1.2 Les ondes sismiques . . . . .	6
1.2 Les sismomètres . . . . .	7
1.2.1 Généralités . . . . .	7
1.2.2 Les différents types de sismomètres . . . . .	8
1.3 Principe de fonctionnement de notre sismomètre . . . . .	9
1.4 Fonctionnement du sismomètre . . . . .	11
1.4.1 Les capteurs inductifs . . . . .	11
1.4.2 L'amplificateur opérationnel . . . . .	12
1.4.3 Le système de freinage par les courants de Foucault . . . . .	13
<b>2 L'analyse des données</b>	<b>14</b>
2.1 Comment interpréter les données d'un sismogramme? . . . . .	14
2.1.1 Caractéristiques générales . . . . .	14
2.1.2 Comment obtenir des données? . . . . .	15
2.2 La magnitude par le calcul . . . . .	18
<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>19</b>
<b>Annexes</b>	<b>21</b>

# Notations et Acronymes

Sismographe et sismomètre désignent à peu de choses près le même appareil, le sismographe étant en plus constitué, comme son nom l'indique, d'un système de retranscription des données enregistrées par ledit sismomètre.

$M_W$  : Magnitude de moment

f.é.m : force électromotrice

Le sismomètre sur la page de couverture est un sismomètre vertical courte période de modèle ZM500.

# Introduction

Les séismes sont des catastrophes naturelles liées au mouvement des plaques tectoniques qui constituent la surface de notre planète. Les frottements de ces plaques entre elles peuvent provoquer des bloquages et des cassures qui, à notre échelle, se traduisent par des secousses que nous appelons séismes. Ces derniers peuvent être d'intensités variables : de presque impossible à détecter à dévastateur dans les cas les plus graves. C'est pourquoi il est important de pouvoir définir les zones à risque et de les préparer à ce genre de catastrophe. En connaissant les séismes récents et leur force, on peut également prévoir les phénomènes de «répliques», c'est-à-dire un séisme en général moins fort qui survient dans les semaines suivantes et à proximité du séisme initial. Mais avant de pouvoir prévoir, il faut bien savoir analyser et mesurer les séismes. C'est précisément sur ce sujet que porte notre projet, nous allons tenter de comprendre comment estimer sa force ainsi que sa fréquence. Pour cela, nous analyserons le principe de fonctionnement de l'outil indispensable au sismologue : le sismomètre. Cet instrument, né en 132 en Chine a bien évolué et permet aujourd'hui de calculer les données inhérentes aux séismes : localisation de l'épicentre, magnitude...

Avant la fermeture de l'INSA, nous avons commencé par élaborer notre propre sismomètre et tenté de répondre aux enjeux de précision que demande un tel appareil. Nous avons basé notre système de détection sur un système de bobine et aimant relié par un ressort au bâti. La fermeture de l'école a mené notre projet vers une dimension plus bibliographique avec l'étude de sismographes ainsi que leurs données et la compréhension des phénomènes physiques du sismomètre.

Dans la première partie du rapport, nous avons commené par étudier quelques généralités sur les séismes afin de comprendre ce que nous allons mesurer puis nous avons étudié les principes physiques inhérents à ce dernier.

Dans la seconde partie, nous avons vu comment à partir des sismogrammes d'un séisme, nous pouvions en tirer ses informations essentielles.

# Organisation du travail

Nous avons d'abord commencé par élaborer un premier prototype de notre sismomètre en effectuant quelques mesures en simulant des séismes. Il a ensuite fallu apporter des améliorations afin d'améliorer la détection des ondes ainsi que la durée d'oscillation du ressort qui était trop longue.

Avec la fermeture de l'INSA, nous n'avons donc pas pu finir notre sismomètre et avons continué sur la partie bibliographique de notre projet. Les différentes tâches (détaillées ci-dessous) concernant la compréhension du fonctionnement sur sa partie physique et l'interprétation des données ont donc été effectuées dans un second temps.

*coggle*  
made for free at coggle.it

## Légende

Jiarun: rouge  
Noémie: rose  
Aurélien: vert  
Philippe: jaune



# Chapitre 1

## Séismes et sismomètres

### 1.1 Généralités sur la sismologie

#### 1.1.1 Qu'est-ce qu'un séisme ?

Un séisme est un tremblement de terre engendré par la rupture d'une faille en profondeur (entre 0-600 km) à cause des contraintes sur les plaques tectoniques qui glissent. Cette rupture engendre une forte libération d'énergie au niveau d'un point appelé foyer d'où se propagent des ondes mécaniques appelées ondes sismiques ou élastiques.

#### 1.1.2 Les ondes sismiques

Il existe deux grandes familles d'ondes : les ondes de volume, se propageant à l'intérieur de la Terre et les ondes de surface.

Les ondes de volume se divisent en deux types : primaires (P) et secondaires (S) respectivement de compression et de cisaillement. Le retard entre les ondes P et S permet généralement de déterminer à quelle profondeur se situe l'épicentre.

Les ondes de surface sont composées des ondes de Love (L) et des ondes de Rayleigh (R). Les ondes de Love sont des ondes transversales, soit des oscillations perpendiculaires au sens de propagation de l'onde. Les ondes de Rayleigh sont des oscillations dans le plan vertical avec un mouvement elliptique des particules.

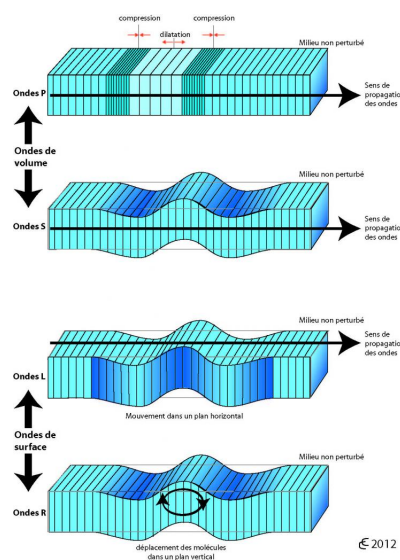


FIGURE 1.1 – Les différents types d'ondes sismiques

L'étude des ondes de volume permet de déduire de nombreuses informations sur un séisme, nous nous intéresserons donc particulièrement à ces dernières.

Les ondes P sont des ondes longitudinales, elles empruntent toujours le chemin le plus court car elles se propagent

dans tous les milieux.

Les ondes S sont des ondes transversales, elles ne se propagent pas dans les milieux liquides (comme le noyau terrestre) par leur caractère transversal. En effet, pour qu'une onde transversale se propage, il faut une force de liaison (contrairement aux ondes se propageant par compression-dilatation) et la viscosité des liquides affaiblit beaucoup les ondes.

Les ondes L et R se propagent à la surface de la Terre.

	Ordre de grandeur de la période	Gamme de fréquences	Vitesse de propagation dans la croûte
Ondes P	0.1 à 1 s	1 à 10 Hz	6 km/s
Ondes S	0.1 à 1 s	1 à 10 Hz	3.5 à 4 km/s
Ondes de surface	10 s	0.1 Hz	4 km/s

TABLE 1.1 – Quelques caractéristiques des ondes

À cause des discontinuités dans la composition de la Terre, les ondes peuvent avoir des vitesses de propagation différentes en fonction des milieux qu'elles traversent et de la profondeur. Il existe donc plusieurs « sous-types » d'ondes tels que : PcP, PcS, ScP... Leur nom dépend de leur trajectoire.

Il existe un type particulier d'ondes P dites « surnuméraires » découvertes par la sismologue danoise Inge Lehmann, très faibles et qui ont permis la découverte du noyau interne solide (ou graine). Il s'agit d'une onde P qui à la surface entre le noyau externe et le noyau interne va partiellement devenir onde S dans la graine puis à nouveau P à la sortie de la graine. Chaque conversion crée beaucoup de pertes d'énergie, ces ondes sont donc difficiles à détecter et ont un retard plus important que les ondes réfléchies.

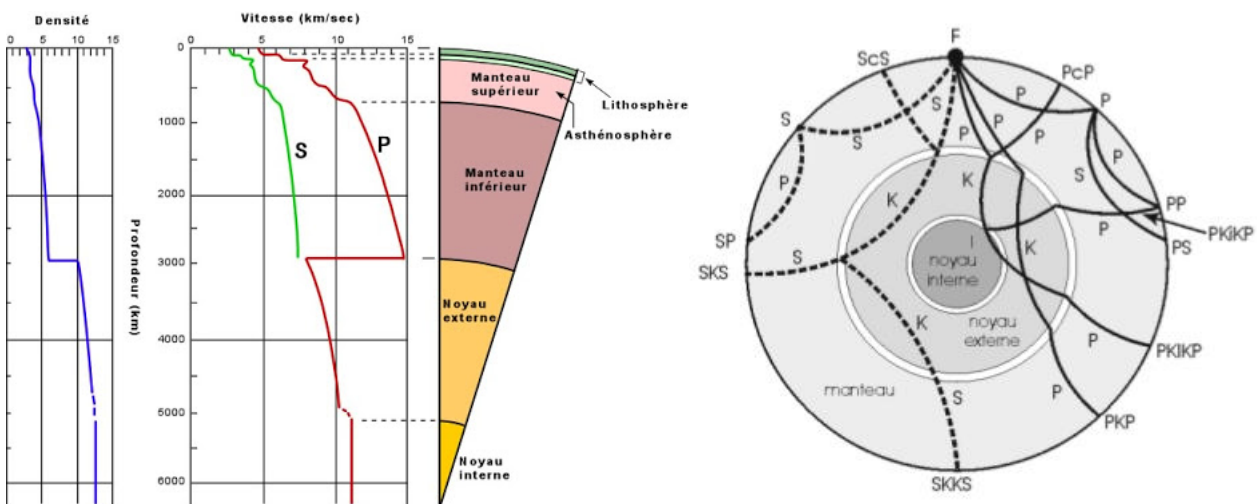


FIGURE 1.2 – Types d'ondes et leurs vitesses

Les réflexions sont indiquées avec des lettres minuscules (c ou i) sauf celles dans le manteau. Le passage par le noyau est symbolisé avec des majuscules (K et I). Nous verrons plus tard comment les détecter sur un sismographe.

## 1.2 Les sismomètres

### 1.2.1 Généralités

Les premiers sismomètres étaient purement mécaniques : le mouvement d'une masse retranscrivait le mouvement sur un cylindre enregistreur.

Les sismomètres modernes utilisent le phénomène d'induction électromagnétique afin de détecter des variations minimes du champ, rendant ainsi les appareils extrêmement performants. Ils sont composés d'un aimant entouré d'une bobine. Celui-ci est mobile et attaché au bâti par un ressort. Lorsque le sol bouge, l'aimant reste fixe par inertie et le mouvement de la bobine par rapport à l'aimant permet de visualiser l'intensité du séisme.

Dans une station, on a toujours 3 sismomètres, un sur chaque axe (vertical et deux horizontaux formant un angle de 90°), pour enregistrer tous les mouvements du sol dans toutes ses directions. Ils sont parfois inclinés



par rapport à l'horizontale pour limiter le bruit. La surface d'installation doit être la plus plate et la plus dure possible, dans un endroit silencieux avec une température stable (mines, galeries souterraines). Il existe plusieurs types de capteurs dans un sismographe : les sismomètres mais aussi les vélocimètres et les accéléromètres. Les accéléromètres sont utilisés pour retrouver facilement la vitesse et le déplacement.

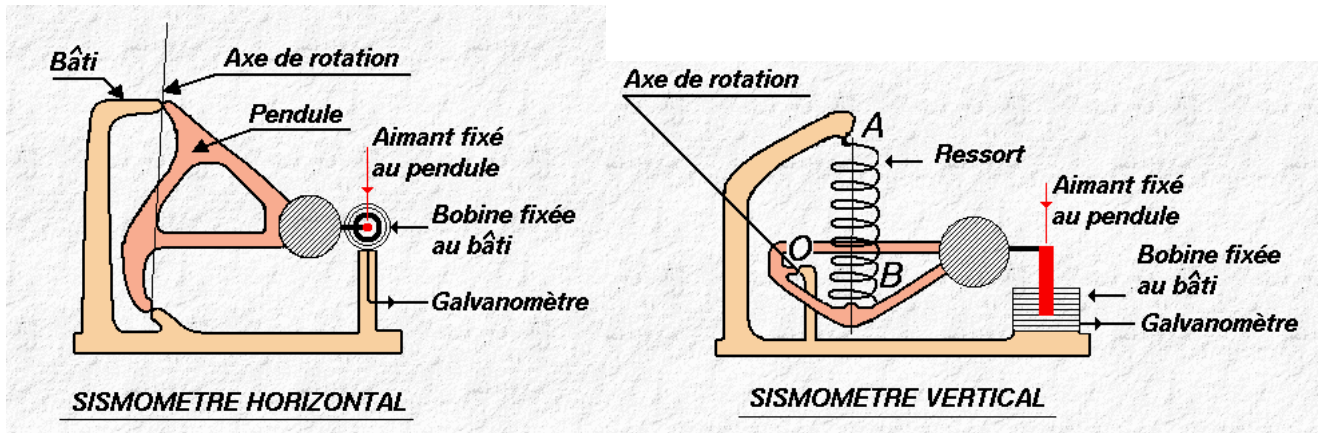


FIGURE 1.3 – Schémas de sismomètres horizontal et vertical

### 1.2.2 Les différents types de sismomètres

Il y a plusieurs types d'appareils : les sismomètres à courte et à longue périodes. Les sismomètres courtes périodes sont utilisés pour étudier les ondes P et S, pour des périodes inférieures à 2 secondes. On les utilise pour les séismes locaux. Ils amplifient le mouvement du sol plusieurs centaines de milliers de fois. Pour ces sismomètres, la bobine est solidaire de la masse mobile et est parcourue par un courant permettant de calibrer l'appareil. Lorsqu'un séisme se déclenche, elle descend dans un aimant fixé au bâti. Ils sont calibrés de manière à détecter des vitesses de déplacement de l'ordre de 0,1 nanomètre par seconde dans la gamme de fréquences 0,1-10 Hz. Pour une sensibilité de 2250 V/m/s, une masse de 700g, le sismomètre se stabilise dans la gamme de fréquences voulue. La sensibilité est déterminée en fonction du bruit, de manière à le rendre invisible sur le sismogramme.

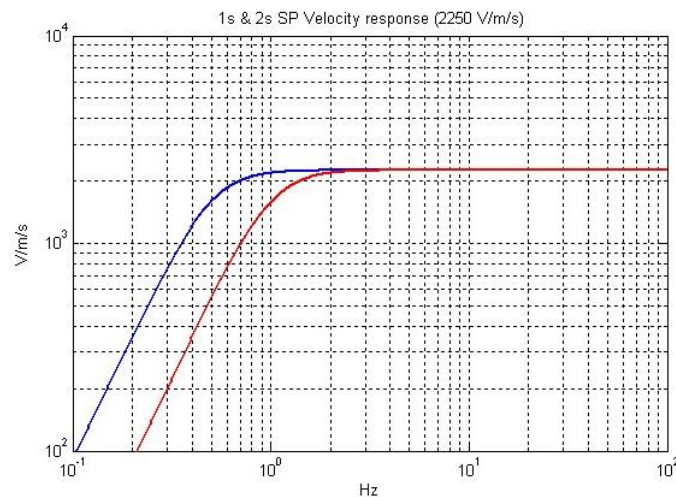


FIGURE 1.4 – Sensibilité en fonction de la fréquence pour des sismomètres courte période de 1 (bleu) et 2 (rouge) secondes de période propre

Les sismographes à longue période détectent les ondes de plus basse fréquence (séismes éloignés). Les sismographes modernes à bande large (de 500Hz à 0.00118 Hz, soit une période entre 0.002 s et 850 s) remplissent les deux fonctions. Ils sont équipés d'un capteur de déplacement (accéléromètres). Leur période propre est d'environ 12 secondes et la masse est plus importante (2 Kg), ce qui nécessiterait une grande sensibilité pour obtenir des résultats précis. Ils possèdent donc également un système d'asservissement électromagnétique qui applique une

accélération opposée à la masse pour limiter son mouvement.

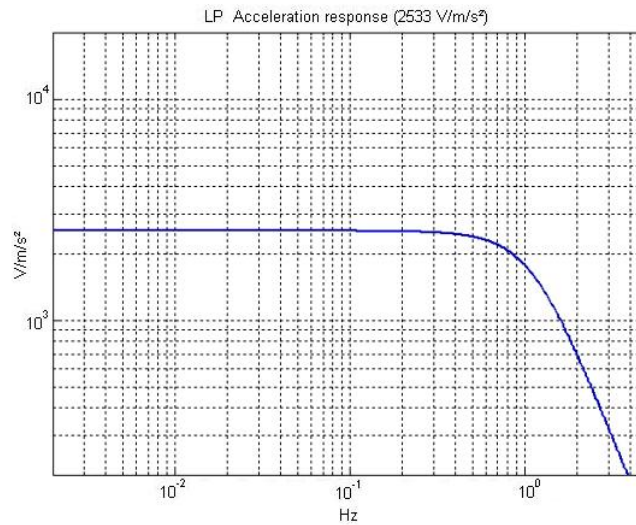


FIGURE 1.5 – Réponse d’un sismomètre longue période de sensibilité 2533 V/m/s

Les sismographes pour secousses fortes amplifient très peu les mouvements du sol (moins de 100 fois).

### 1.3 Principe de fonctionnement de notre sismomètre

Pour faire bouger l’aimant dans la bobine, il faut utiliser un ressort et pour que la réponse du sismomètre soit la meilleure possible, il faut bien choisir notre ressort. Nous n’étudions pas ici la mise en mouvement d’un ressort par oscillations libres (on tire sur la masse à l’instant  $t=0$  et on observe ce qu’il se passe) mais bien sa mise en mouvement par oscillations forcées. C’est un tremblement de Terre qui stimule notre appareil en continu et il faut donc trouver le type de ressort pour que notre sismomètre ait la meilleure réponse possible aux secousses terrestres (la plus rapide et la plus forte).

On va commencer par considérer, pour simplifier, les déplacements du sol comme un forçage sinusoïdal en fonction du temps que nous allons écrire  $D(t) = D_0 \cos(\omega t)$  avec  $\omega$  la pulsation des oscillations et  $D_0$  l’amplitude de ces-dernières. La réponse de notre sismomètre devrait être une fonction de formule similaire :  $R(t) = R_0 \cos(\omega_0 t + \varphi)$ ,  $\omega_0$  est la pulsation propre de notre sismomètre,  $R_0$  est l’amplitude de la réponse et  $\varphi$  est le déphasage entre la réponse et la secousse. Pour avoir une réponse optimale il faut que  $\varphi$  soit égal à 0 et que le rapport  $\frac{R_0}{D_0}$  soit le plus proche de 1 possible. On va négliger la valeur du déphasage car en réalité elle n’a pas d’impact sur le résultat, même si la courbe finale a 0,5s de décalage par rapport au signal réel, l’essentiel est que la forme soit la même.

Essayons d’établir les équations régissant le mouvement de notre système (PFD). On se place ici dans le référentiel terrestre en mouvement accéléré.

Bilan des forces :

- le poids  $\vec{P} = mg\vec{e}_z$  avec  $m$  la masse et  $g$  l’accélération de l’apesanteur à la surface de la Terre =  $9,81m.s^{-2}$ .
- la tension élastique  $\vec{T} = k(l - l_0)\vec{e}_z$  avec  $l$  la longueur du ressort,  $l_0$  la longueur à vide de celui-ci et  $k$  sa raideur.
- la force d’amortissement fluide  $\vec{f} = -h\dot{z}\vec{e}_z$  avec  $h$  le coefficient d’amortissement.
- la force d’inertie d’entraînement  $\vec{F}_{ie} = -m\ddot{D}\vec{e}_z$

On doit introduire la force d’inertie car le référentiel terrestre lié au sismomètre n’est pas galiléen (il est accéléré) et nous n’introduisons pas les forces de Coriolis car il n’y a pas de rotation.

D’après la deuxième loi de Newton on a :  $m\ddot{z} = \vec{P} + \vec{T} + \vec{f} + \vec{F}_{ie}$

Or si on prend l’origine du mouvement au point d’équilibre de la masse au repos on obtient :  $\vec{P} + \vec{T} = -kz\vec{e}_z$

On peut donc écrire en projetant sur le vecteur  $\vec{e}_z$  :

$$m\ddot{z} = -kz - h\dot{z} - m\ddot{D} \iff \ddot{z} + \frac{h}{m}\dot{z} + \frac{k}{m}z = -\ddot{D}$$

Après une double dérivation de D on arrive à :

$$\ddot{z} + \frac{h}{m}\dot{z} + \frac{k}{m}z = D_0\omega^2 \cos(\omega t)$$

On peut mettre cette équation sous forme canonique :

$$z + \frac{\omega_0}{Q}z + \omega_0^2 z = D_0\omega^2 \cos(\omega t)$$

et on peut en déduire la valeur de la pulsation propre :  $\omega_0^2 = \frac{k}{m}$  et celle du facteur de qualité  $\frac{\omega_0}{Q} = \frac{h}{m} \iff Q = \omega_0 \frac{m}{h} = \frac{\sqrt{km}}{h}$ . On peut aussi introduire la valeur de la pulsation réduite  $u = \frac{\omega}{\omega_0}$ . Ces valeurs sont propres à notre sismomètre et qui sont des grandeurs physiques importantes quand on étudie ce genre de système.

On peut démontrer la formule suivante reliant ces paramètres à ce qui nous intéresse :

$$\frac{R_0}{D_0} = \frac{u^2}{\sqrt{(1-u^2)^2 + (\frac{u}{Q})^2}}$$

On peut donc étudier la fidélité de la réponse en fonction de u et Q.

On peut voir directement que si on fixe Q, et qu'on fait varier u, le rapport va tendre vers 1 quand u tend vers l'infini car dans ce qu'il y a dans la racine en dessous,  $(1-u^2)^2$  va être équivalent à  $u^4$  et la fraction à droite va être négligeable devant  $u^4$  on a donc  $\frac{R_0}{D_0} \approx \frac{u^2}{\sqrt{u^4}} = 1$ .

La question est : avec quel facteur de qualité le rapport  $\frac{R_0}{D_0}$  va-t-il tendre le plus vite vers 1 en faisant augmenter u ? On doit se poser cette question car avec un facteur de qualité grand (amortissement faible) le sismomètre va mettre beaucoup de temps à répondre correctement à la secousse (l'oscillation de la masse met beaucoup de temps à se stabiliser) mais au contraire avec un facteur de qualité petit, la masse se stabilisera vite mais la valeur de u devra être beaucoup plus grande pour obtenir une amplitude correcte. Il faut trouver un compromis.

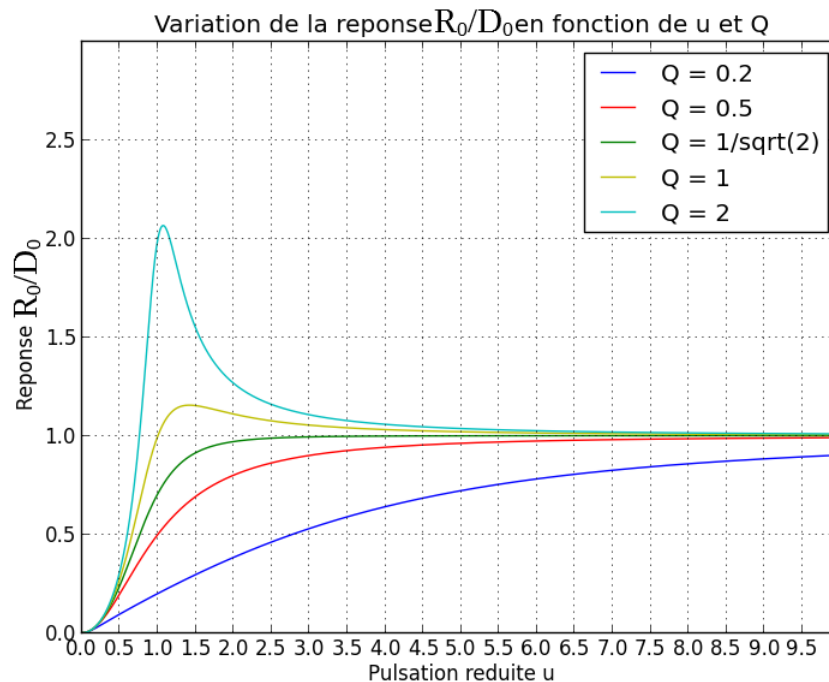


FIGURE 1.6 – Variation de la réponse  $\frac{R_0}{D_0}$  en fonction de u et Q

Cette courbe a la même allure qu'un filtre passe-haut du second ordre.

Avec la formule du dessus, on peut trouver que la réponse à la question est quand  $Q = \frac{1}{\sqrt{2}}$ .

Avec cette valeur de facteur de qualité et  $u = 4$  on obtient une très bonne réponse de notre sismomètre (voir graphique au dessus). On a donc trouvé ce qu'on voulait :

$$u = \frac{\omega}{\omega_0} = \frac{f}{f_0}$$

donc il faut que la fréquence propre de notre sismomètre soit 4 fois plus petite que celle de l'oscillation que l'on étudie.

Prenons un exemple concret pour voir comment choisir les composantes de notre sismomètre : Si on veut étudier des vibrations de l'ordre de 20Hz, on choisit donc que notre fréquence propre doit être égale à 5Hz. On peut se fixer une masse de notre choix. On va prendre une masse de 0,2kg par exemple. On détermine  $k$  grâce à la formule  $f = \frac{\sqrt{k}}{2\pi\sqrt{m}}$  et on trouve  $k = 197N.m^{-1}$ .

Enfin, on peut déterminer la valeur du coefficient d'amortissement  $h$  car  $Q = \frac{\sqrt{km}}{h}$  et  $Q = \frac{1}{\sqrt{2}}$  donc  $h = 8,9$ . Et voilà, on a trouvé tous les paramètres décrivant notre sismomètre pour étudier des oscillations de fréquence 20Hz. Il en va de même pour les autres fréquences.

Les fréquences des ondes sismiques varient énormément selon par exemple la zone géographique ou la distance à laquelle on se situe du séisme. C'est pour cela qu'il existe des sismomètres basses ou hautes fréquences à bande passante plus ou moins élevée. Cependant, si on se contente d'un ressort, d'un aimant et d'une bobine, les données en sortie ne seront pas exploitables. En effet, les secousses terrestres sont en général assez faibles et le signal sera difficilement visible. De plus, on voit que le  $h$  que nous devons obtenir est grand. On a donc besoin d'un système de freinage du ressort qui fait en sorte qu'il s'arrête une fois la secousse terminée et d'un moyen d'amplifier le signal.

## 1.4 Fonctionnement du sismomètre

Nous avons commencé l'élaboration de notre sismomètre par la fabrication du bâti. Nous avons fixé la potence et attaché un ressort relié à un aimant. Nous avons ensuite fixé la bobine sur le bâti et effectué quelques premières mesures en provoquant nous-mêmes le déplacement de l'aimant. À la première vue du signal, nous avons rencontré deux problèmes majeurs : le signal nécessitait d'être amplifié et l'aimant mettait beaucoup de temps à se stabiliser.

Un amplificateur à la sortie est nécessaire car le signal à la sortie de notre bobine est trop faible en cas de séisme faible et se confond avec le bruit.

D'autre part, l'aimant continue son mouvement pendant un certain temps après une simulation de séisme, ce qui ne nous satisfait pas. En effet, la courbe obtenue est alors très peu atténuée et ne correspond pas à la réalité du séisme.

### 1.4.1 Les capteurs inductifs

Notre capteur est donc composé d'un aimant qui, par son déplacement dans une bobine, va nous donner un signal précis. Étudions son fonctionnement. La bobine du détecteur est reliée à un appareil qui mesure l'intensité du courant électrique. Le circuit ne comporte pas de générateur électrique, et quand l'aimant est immobile, l'intensité  $I$  du courant électrique est nulle.

Quand le sol vibre, l'aimant vibre. Si l'aimant droit approche la bobine, un courant électrique circule dans la bobine pendant le déplacement, puis le signal est transmis sur l'écran.

Si le tremblement diminue, l'amplitude de l'aimant droit diminue et l'intensité du courant électrique engendré diminuera.

Si on éloigne l'aimant droit, un courant électrique circule à nouveau dans la bobine mais le sens du courant est inversé.

L'inducteur est l'aimant qui crée le champ magnétique. L'induit est la bobine, dans laquelle le courant électrique apparaît. Ce phénomène s'appelle induction électromagnétique et le courant obtenu est appelé courant induit. Le sens du courant induit dépend du sens du déplacement de la bobine par rapport à l'aimant et de la polarité de l'aimant. Une tension électrique apparaît aux bornes d'une bobine chaque fois qu'un aimant se déplace au voisinage de la bobine ou quand la bobine se déplace au voisinage de l'aimant. Une bobine soumise à la variation au cours du temps d'un champ magnétique est le siège d'une f.é.m induite. D'après la loi de Lenz, les phénomènes d'induction électromagnétique (f.é.m induite ou courant induit) tendent à s'opposer à la cause qui leur a donné naissance (déplacement d'un inducteur ou variation de courant).

**Cas général** Un circuit électrique, représenté par un contour  $C$  orienté arbitrairement, soumis à un flux magnétique  $\phi$  variable (issu d'un champ magnétique  $\vec{B}$  variable) est le siège d'une force électromotrice  $e$  telle que:

$e = -\frac{d\phi}{dt}$  où :  $e$  est la force électromotrice (f.é.m) induite (ou d'induction). Elle correspond à la circulation du champ électrique  $\vec{E}$  induit par la variation de flux magnétique. Elle est donc telle que :  $e = \oint_C \vec{E} \cdot d\vec{l}$ ;  $\phi$  est le flux magnétique variable. Il est donc tel que :  $\phi = \iint_S \vec{B} \cdot \vec{n} dS$ , avec  $S$  la surface délimitée par le contour  $C$ , et  $\vec{n}$  le vecteur unitaire normal à la surface élémentaire  $dS$  et orienté selon la règle du tire-bouchon de Maxwell.

**Cas d'un circuit mobile** On considère à présent le cas où le circuit  $C$  est en mouvement à la vitesse  $\vec{v}$  dans le référentiel d'étude.

En remarquant que la dérivée totale du flux magnétique s'écrit:  $\frac{d}{dt} \iint_S \vec{B} \cdot \vec{n} dS = \iint_S \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \cdot \vec{n} dS + \oint_C (\vec{B} \wedge \vec{v}) \cdot d\vec{l}$ , la loi de Faraday prend alors la forme suivante:

$$e = -\frac{d}{dt} \iint_S \vec{B} \cdot \vec{n} dS = -\iint_S \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \cdot \vec{n} dS + \oint_C \vec{v} \wedge \vec{B} \cdot d\vec{l}$$

On remarque la présence d'un terme supplémentaire par rapport à l'équation dans le cas d'un circuit immobile. Ce terme dépend de la vitesse relative du circuit par rapport à l'observateur, dans une forme qui est celle du travail de la force de Lorentz.

C'est donc ce phénomène d'induction qui va permettre d'avoir un capteur de déplacement très précis.

### 1.4.2 L'amplificateur opérationnel

Pour amplifier le signal de notre sismomètre, la meilleure méthode que nous avons trouvée est l'utilisation d'un amplificateur de tension à la sortie de notre bobine. Nous allons donc étudier les amplificateurs opérationnels. Il existe différents montages mettant en jeu un amplificateur opérationnel, nous allons donc voir les deux plus courants.

#### 1.4.2.1 Le montage inverseur

Le facteur d'amplification d'un amplificateur opérationnel simple peut être de l'ordre de 105 . Il faut donc réguler cette amplification grâce à un montage. Celui-ci comporte une contre réaction de la sortie sur l'entrée inverseuse négative. Cette réaction permet de stabiliser l'amplificateur. Concrètement, si la tension en sortie augmente, le potentiel de entrée inverseuse augmente. La tension  $\varepsilon$  diminue donc et la tension en sortie aussi. Ce type d'amplificateur ne doit être utilisé qu'en cas de faibles tensions d'entrées et de faibles fréquences ( $< 10kHz$ ) ce qui est notre cas. L'expression du facteur d'amplification se traduit par la formule  $G = -\frac{R_2}{R_1}$ .

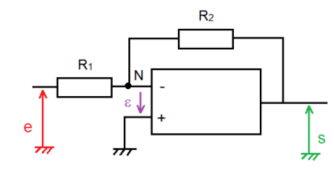


FIGURE 1.7 – Schéma du montage inverseur

#### 1.4.2.2 Le montage non-inverseur

Le montage non-inverseur est très similaire au montage inverseur. La différence est juste qu'ici, les deux signaux d'entrée et de sortie sont en phase contrairement au montage inverseur. Pour utiliser ces montages, nous avons besoin d'une alimentation d'un générateur de  $\pm 15V$  pour alimenter l'AO. L'expression du facteur d'amplification se traduit par la formule  $G = 1 + \frac{R_2}{R_1}$ .

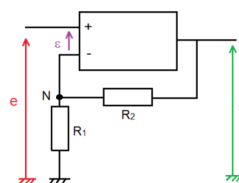


FIGURE 1.8 – Schéma du montage non-inverseur

### 1.4.3 Le système de freinage par les courants de Foucault

Enfin, nous avons réfléchi à une solution de freinage avec les courants de Foucault nécessaire pour réduire la durée des oscillations. On appelle courants de Foucault les courants électriques créés dans une masse conductrice, soit par la variation au cours du temps d'un champ magnétique extérieur traversant ce milieu (le flux du champ à travers le milieu), soit par un déplacement de cette masse dans un champ magnétique. Ils sont une conséquence de l'induction électromagnétique.

La bobine est parcourue par un courant  $I = \frac{E}{R}$  et est soumise à une force de Laplace  $F = BIL$ . La masse est donc soumise à une force d'amortissement s'opposant à son mouvement. Plus la surface du disque est importante, plus l'amortissement est efficace. Cela donne des frottements que l'on peut modéliser par des frottements fluides.

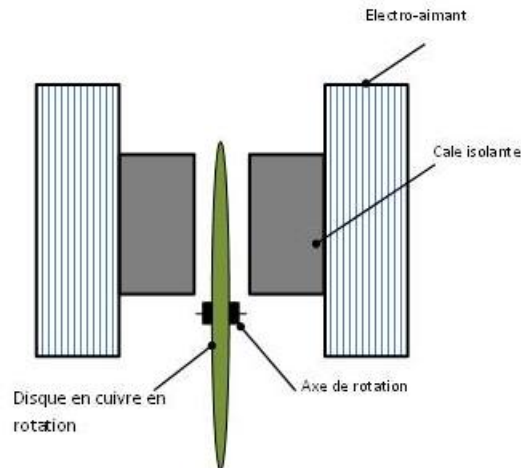


FIGURE 1.9 – Courants de Foucault

On peut donc faire freiner notre aimant en installant un électro-aimant au-dessus de la bobine. Nous n'avons malheureusement pas eu le temps de tester cette solution avant la fermeture de l'INSA.

## Chapitre 2

# L'analyse des données

### 2.1 Comment interpréter les données d'un sismogramme ?

#### 2.1.1 Caractéristiques générales

En analysant un sismographe, on peut en déduire les caractéristiques du séisme :

- sa direction
- la distance entre l'épicentre et le sismomètre
- sa magnitude

Commençons par comprendre le sismographe. Pour une station, il y a trois tracés correspondant aux trois axes : Nord-Sud, Est-Ouest et l'axe Z. Nous allons mettre en évidence cela avec les données d'un séisme de magnitude 5.3 ayant eu lieu au sud de l'Italie le 16 août 2018 à l'aide du logiciel TectoGlob3D.

Avant  $T_0$ , début du séisme, le tracé est plat avec éventuellement un peu de bruit.

Ensuite, les ondes P arrivent, elles ont une plus haute fréquence et sont longitudinales : elles vont donc déformer le milieu perpendiculairement à la surface de la Terre. Elles sont très visible sur l'axe Z (troisième canal HHZ). Les ondes S arrivent après les ondes P. Ces ondes vibrent dans une direction perpendiculaire au chemin d'arrivée de l'énergie, on les voit donc dans la direction Nord-Sud (deuxième canal HHN).

Encore plus tard, les ondes de Love arrivent (L), qui se propagent à la surface de la terre, elles ont une amplitude plus importante que les ondes de volume.

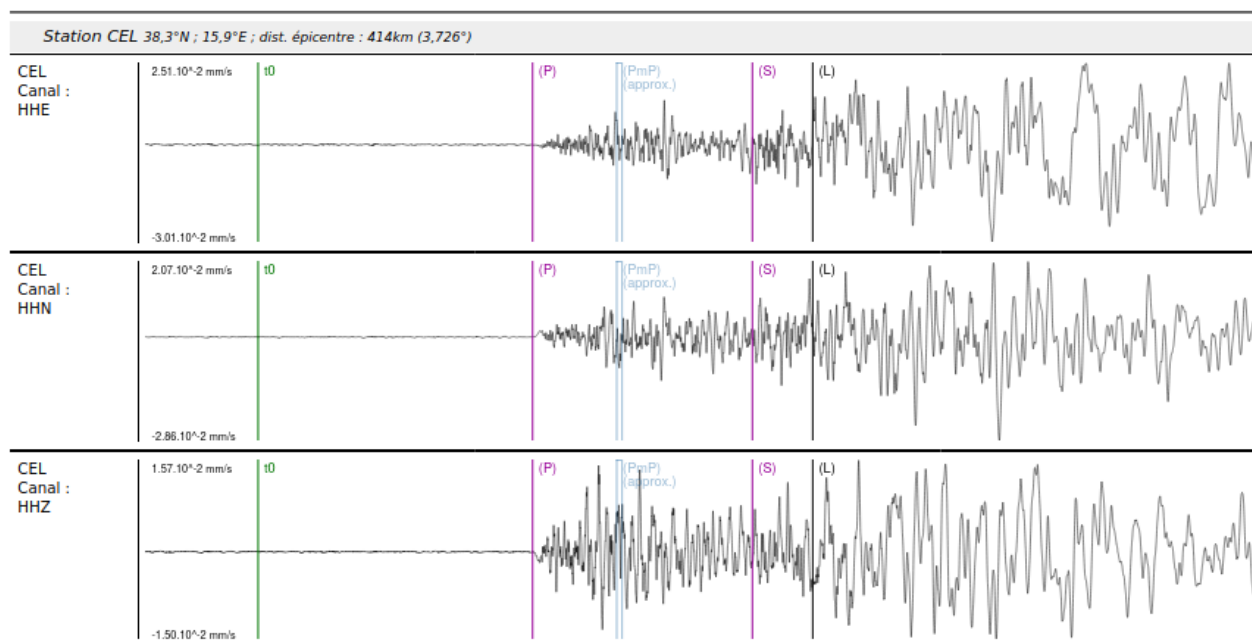


FIGURE 2.1 – Sismogramme d'un séisme de magnitude 5,3 en Italie

## 2.1.2 Comment obtenir des données ?

Cette analyse superficielle ne suffit pas à obtenir des données chiffrées. Pour cela, nous avons donc utilisé un logiciel : TectoGlob3D qui permet d'obtenir certaines informations. Nous avons analysé les données d'un séisme de magnitude 5.3 ayant eu lieu au sud de l'Italie le 16 août 2018. On voit ainsi les sismogrammes dans l'ordre croissant par rapport à leur distance à l'épicentre et on peut pointer l'arrivée des ondes P, S et L.

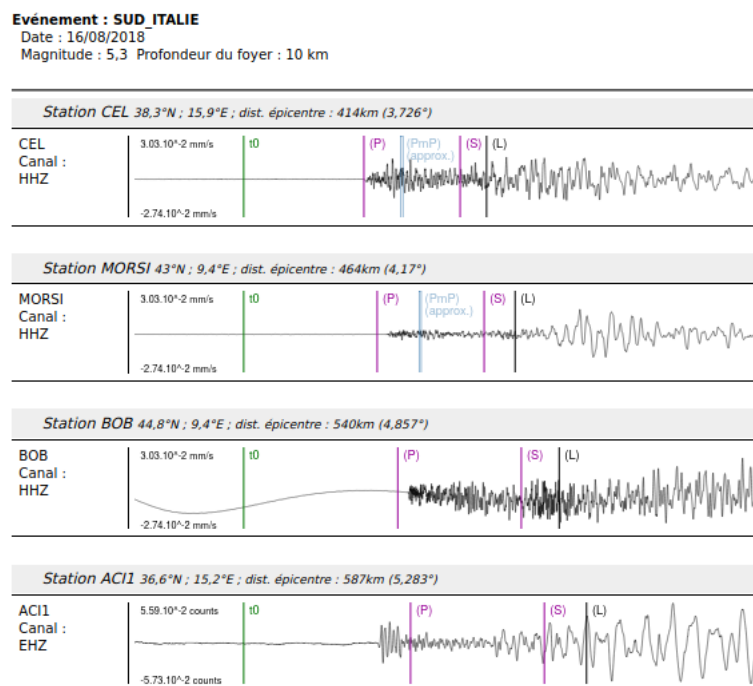


FIGURE 2.2 – Arrivées des ondes sur le canal Z

On peut tout d'abord remarquer que les ondes arrivent avec un décalage avec l'éloignement par rapport à l'épicentre. On peut calculer cette distance grâce à un hodochrone : c'est le graphique représentant le temps d'arrivée des ondes P (noté  $T_P$ ) et S (noté  $T_S$ ) en fonction de la distance. Il est tracé en tenant compte des vitesses différentes des ondes P et S. En calculant  $T_S - T_P$  on peut avoir la distance, comme ci-dessous. Prenons par exemple la station LFCL (la plus éloignée de l'épicentre). Nous allons calculer la distance. En pointant sur le sismogramme, on obtient :  $T_P = 253.6$  et  $T_S = 462.5$  on a donc  $T_S - T_P = 208.9$ . On pointe ensuite cette différence entre les courbes P et S de l'hodochrone qui nous donnent la distance reportée sur l'axe des abscisses : 2054 km (2059 km officiellement).



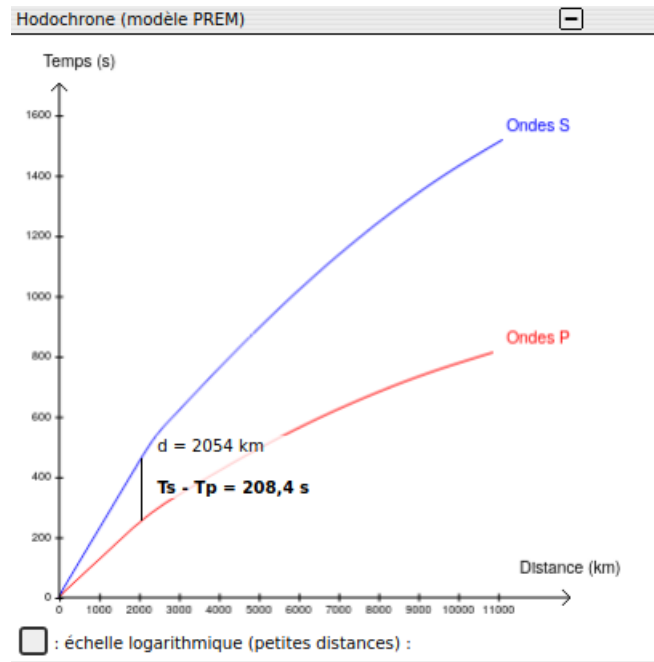


FIGURE 2.3 – Exploitation de l'hodochrone pour une station

Pour trouver la localisation exacte de l'épicentre, il suffit de dessiner au moins 3 cercles autour de 3 stations différentes du rayon correspondant à la distance calculée précédemment. Leur intersection donne l'épicentre.



FIGURE 2.4 – Localisation de l'épicentre avec la méthode des cercles

Pour observer la fréquence des ondes, nous avons utilisé un nouveau logiciel : SeisGram2K. Il permet de pointer les ondes P et S car comme nous pouvons le voir, il existe de nombreux types d'ondes que seul un oeil aguerri puisse reconnaître (notamment Pdiff et Sdiff qui sont les ondes « frolant » le noyau). De plus, la superposition des ondes rend le pointage parfois difficile. Voici ce que donne le spectrogramme de la station CUNEO :

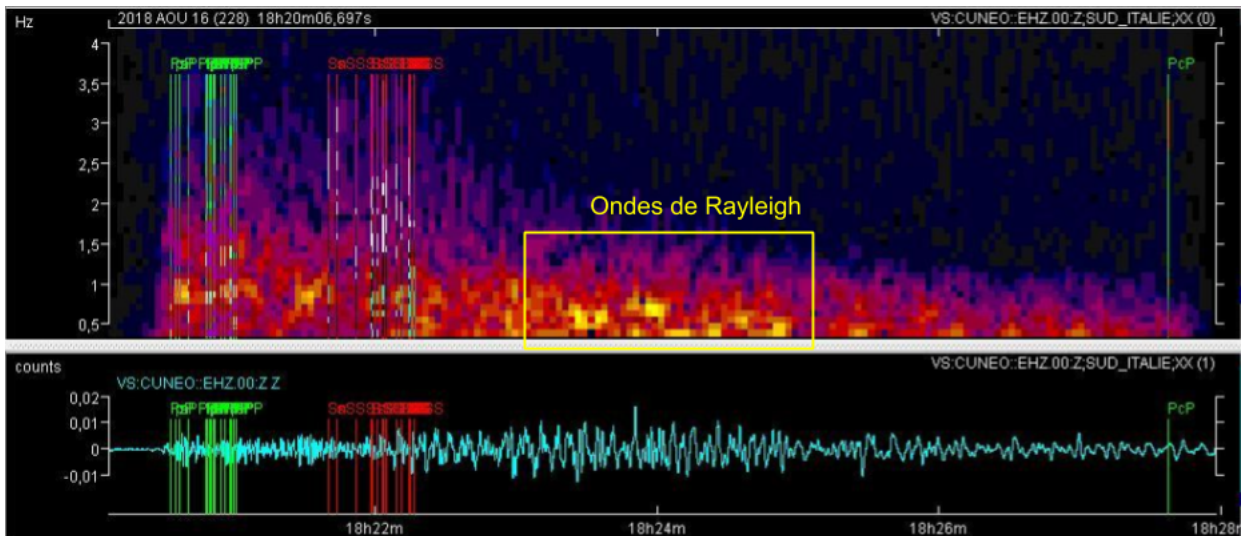


FIGURE 2.5 – Séisme en Italie sur SeisGram2K et spectrogramme

Les ondes P (en vert) et S (en rouge) sont concentrées entre 0,5 et 2 Hz, ce qui correspond bien à leur fréquence habituelle. Pour les ondes de surface arrivant après les ondes S (18h23 environ), on remarque que la fréquence diminue entre 0,5 et 1 Hz.

Enfin, on peut calculer la magnitude de Richter de ce séisme grâce à un diagramme, à partir de la distance à l'épicentre et de l'amplitude maximale des ondes S. On peut voir qu'il s'agit d'une échelle logarithmique comme l'échelle de Richter.

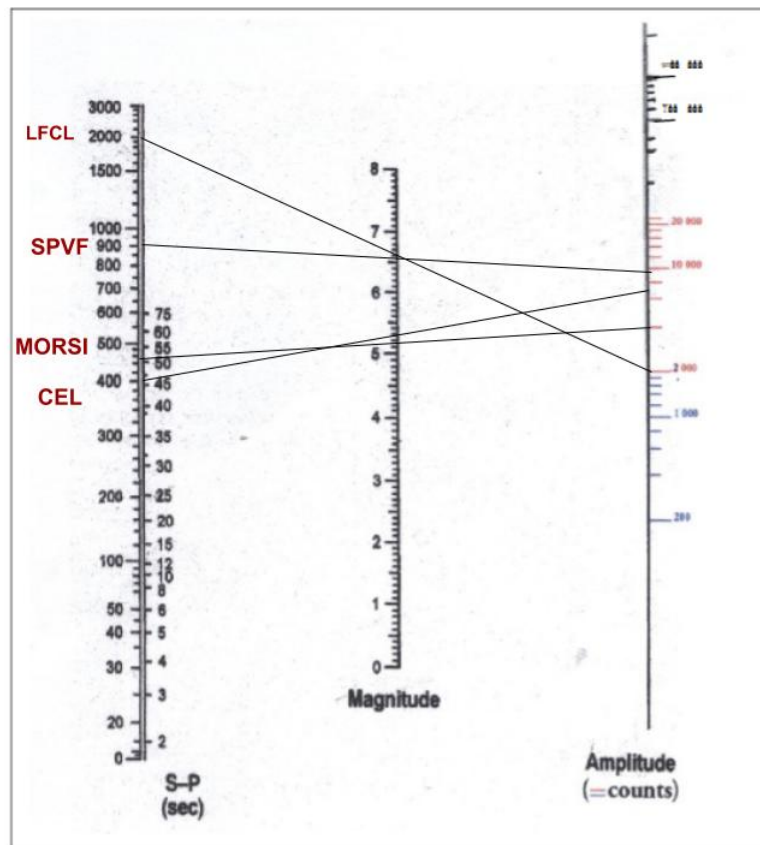


FIGURE 2.6 – Calcul de la magnitude de Richter par méthode graphique

Station	Distance épicentre (km)	Amplitude en counts	Magnitude
LFCL	2059	2 000	6,6
SPVF	926	10 000	6,6
MORSI	464	4 000	5,1
CEL	414	6 500	5,3

TABLE 2.1 – Calculs de magnitude sur différentes stations

Pour déterminer rapidement une magnitude de Richter, on peut utiliser ce diagramme avec le retard des ondes ou la distance à l'épicentre et l'amplitude la plus élevée des ondes S. Ici, on prend la station CEL. On a :  $d = 414\text{km}$  et l'amplitude maximale est égale à 6500 (counts, mesurée par pointage sur SeisGram2K). On a donc mesuré un séisme de magnitude 5,3.

On effectue ensuite l'opération pour plusieurs stations pour avoir le meilleur résultat possible. On obtient une moyenne en magnitude de 5,9 (5,3 officiellement).

Cette méthode n'est pas aussi précise que le calcul car les erreurs de pointage sont très importantes et que l'amplitude n'est pas calculée de la même manière dans toutes les stations mais elle reste facile et donne un résultat relativement correct.

## 2.2 La magnitude par le calcul

La magnitude évalue l'énergie des séismes, c'est-à-dire le moment sismique. Il existe de nombreuses magnitudes, en fonction de facteurs tels que la distance. L'échelle généralement utilisée est celle de Richter, qui est logarithmique. Cependant, cette dernière aussi appelée magnitude de moment  $M_W$  a été définie pour la Californie et ne correspond pas nécessairement à la réalité dans le reste du monde où les ondes s'atténuent différemment, notamment car la profondeur des séismes est très variée.

On peut voir un tremblement de Terre comme un couple de forces que l'on mesurerait donc en  $N.m^{-1}$ .

$$M_0 = \mu S \Delta U$$

- $M_0$  le moment sismique
- $\mu$  le module de rigidité du milieu en Pa. Il varie entre 30 et 300 GPa sur Terre (30 GPa dans la croûte).
- $S$  est la surface de la faille, dont la longueur peut varier de quelques millimètres à 1000km
- $\Delta U$  le déplacement moyen sur la faille

La magnitude de moment se définit ainsi :

$$M_W = \frac{2}{3}(\log_{10}(M_0) - 9,1)$$

On peut effectuer quelques calculs pour estimer l'ampleur de quelques séismes. On choisit  $\mu = 30\text{ GPa}$ .

$\Delta U$ en m	Longueur de la faille en km	$M_0$ en $N.m^{-1}$	$M_W$
8	800	$1,536 \times 10^{23}$	9,39
1	50	$7,5 \times 10^{19}$	7,18
$2 \times 10^{-2}$	1	$6 \times 10^{14}$	3,79

TABLE 2.2 – Calculs de magnitude

Exemple de calcul :  $M_0 = 8 \times (800 \times 10^3)^2 \times 30 \times 10^9 = 1,536 \times 10^{23} N.m^{-1}$

On en déduit :  $M_W = \frac{2}{3}(\log(1,536 \times 10^{23}) - 9,1) = 9,39$

Pour un séisme de magnitude 5,3 comme celui étudié précédemment, on aurait  $M_0 = 10^{\frac{3}{2}M_W + 9,1} = 1,12 \times 10^{17} N.m^{-1}$ . Etant donné que le séisme a eu lieu à une profondeur de 10km, on peut prendre  $\mu = 30\text{GPa}$  car il se situe dans la croûte. On trouve alors  $\Delta U.S = 3,73 \times 10^6 m^2$ . D'après les ordres de grandeur précédents, on peut en déduire que la faille sera d'une longueur de l'ordre de 1 à 10 km et que le décalage sera entre 0,1 et 1 m.

C'est donc une manière de calculer la magnitude d'un séisme plus précisément en ayant les données « du terrain ».

# Conclusion et perspectives

Ce projet nous a permis de découvrir une science de nous ne connaissions que peu jusque-là : la sismologie. Malgré l'impossibilité de réaliser un sismomètre, nous avons pu imaginer des solutions, comprendre le fonctionnement de ces appareils et analyser les données obtenues. Travailler en équipe à distance ne s'est pas avéré très facile, mais cela nous permis d'utiliser de nombreux nouveaux outils.

Nous avons d'abord pu comprendre le fonctionnement de l'appareil en tant que tel et l'analyse de ses composantes nous a permis de mieux comprendre comment apporter des solutions pertinentes.

Dans la seconde partie de notre projet, nous avons étudié les données des sismogrammes pour en déduire les informations essentielles d'un séisme et ainsi voir comment la construction d'un appareil précis est essentielle pour la bonne interprétation de ces dernières. Ce projet nous a donc permis de voir comment utiliser nos connaissances scientifiques dans leur globalité afin de mener un projet dans son entièreté.

**NOÉMIE :** J'ai beaucoup apprécié travailler sur ce projet, la sismologie est une science que je trouve passionnante et comprendre les mécanismes de détection et l'interprétation des ces phénomènes a été très intéressant. Je pense qu'il a été d'autant plus aisé de mener à bien ce projet par l'aspect concret des recherches que nous avons effectuées.

**JARUN :** Je suis très heureuse d'avoir eu l'occasion de faire ce projet physique avant d'entrer en département. Je pense qu'il est très intéressant et significatif de comprendre le principe des phénomènes sismiques et savoir comment fabriquer un sismomètre à la main, et je suis également très heureuse d'avoir travaillé avec des amis passionnants.

**PHILIPPE :** Ce projet m'a agréablement surpris sur le nombre d'aspects physiques qu'il peut couvrir (mécanique, électromagnétique...) autant pour la conception d'un sismomètre que pour l'interprétations de sismographes. Seulement, suite au confinement et au fait que le projet ne se transforme qu'en recherches documentaires sans appliquer celles si à un prototype que l'on aurait créé contrebalance légèrement cet avis.

**AURÉLIEN :** Je pense que ce projet était très instructif et nous a permis de revoir bon nombre de notions de physiques vues au cours des deux dernières années (mélange de P2,P3,P5) tout en abordant un aspect nouveau qui est celui des séismes. Malgré le fait que nous n'ayons pas pu construire notre propre sismomètre à cause des récents événements, les recherches bien encadrées que nous avons menées nous ont tout de même permis de découvrir de nouvelles choses et de, je pense, arriver à un projet bien abouti.

# Bibliographie

- [1] CEA. Cea-dam. [http://www-dase.cea.fr/public/dossiers\\_tematiques/sismometres/description.html.tres0tres0tres](http://www-dase.cea.fr/public/dossiers_tematiques/sismometres/description.html.tres0tres0tres)
- [2] Université côte d'Azur. Edumed. <http://edumed.unice.fr/fr/data-center/seismo/donnees-seismo>.
- [3] Université de Strasbourg. Musée de sismologie et collections de géophysique. <http://musee-sismologie.unistra.fr/>.
- [4] Gouvernement du Canada. Ressources naturelles canada. <https://seismescanada.rncan.gc.ca/index-fr.php>.
- [5] Bouches du Rhône Gouv. Les spectres de réponse. <http://www.bouches-du-rhone.gouv.fr/content/download/6914/41421/file/ANNEXE4-3spectres.pdf>.
- [6] Edusismo. Caractériser un séisme par sa magnitude et son intensité. [http://www.edusismo.org/docs/actipeda/090510\\_12104-4/Caracteriser](http://www.edusismo.org/docs/actipeda/090510_12104-4/Caracteriser)
- [7] Ministère en charge du Développement Durable. Compléments d'explications sur les spectres de réponse. <http://www.planseisme.fr/Complements-d-explications-sur-les-spectres-de-reponse.html>.
- [8] Mahmoud Gazzah. La bobine, le dipôle rl. <http://gazzah.jimdo.com>.
- [9] John Hodgson. *How seismographs work and interpretation of seismograms*. PhD thesis, New Jersey, Prentice Hall, 1964.
- [10] IPGP. Institut de physique du globe de paris. <https://www.ipgp.fr/fr/sismometre>.
- [11] IPGP. Seis insight. <https://www.seis-insight.eu/fr/public/sismologie-planetaire/fonctionnement-d-un-sismometre>.
- [12] Dominique Lefebvre. Tangentex. <http://www.tangentex.com/Sismographe.htm>.
- [13] ENS Lyon. Planet terre. <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/seisme-magnitude-moment-energie.xml>.
- [14] Randall D. Peters. Physics of the zero-length spring of geoscience. <http://physics.mercer.edu/earthwaves/zero.html>.
- [15] J. Charléty A.M.G. Ferreira B. Delouis Vallée, M. and J. Vergoz. *SCARDEC : a new technique for the rapid determination of seismic moment magnitude, focal mechanism and source time functions for large earthquakes using body wave deconvolution*. PhD thesis, Geophys. J. Int., 2011.
- [16] M. Vallée. *Source time function properties indicate a strain drop independent of earthquake depth and magnitude*. PhD thesis, Nature Communications, 2013.
- [17] Wikipedia. Seismometer. <https://en.wikipedia.org/wiki/Seismometer>.
- [18] Wikipédia. Lois de lenz-faraday. [https://fr.wikipedia.org/wiki/Loi\\_de\\_Lenz\\_-\\_Faraday](https://fr.wikipedia.org/wiki/Loi_de_Lenz_-_Faraday).

# Annexes

Pendant nos recherches, nous avons également trouvé un aspect du sujet très en lien avec l'ingénierie : le spectre de réponse élastique. Il permet de contruire au mieux les bâtiments en fonctions du lieu où ils se trouvent (proprétés du sol, sismicité locale...).

Nous avons également fait quelques recherches sur un ressort particulier : le ressort à élongation nulle.

## Le spectre de réponse élastique

Le spectre de réponse élastique est la courbe donnant l'accélération en fonction de la période. Il permet d'analyser l'accélération maximale de l'oscillateur et sa capacité à amortir le mouvement. Cela est essentiel pour évaluer le « potentiel destructeur » d'un séisme en fonction des fréquences que sont capables de supporter les bâtiments.

Chaque bâtiment a une période propre, le spectre de réponse permet donc de déterminer pour quelles périodes de séismes, le bâtiment va entrer en résonance avec le sol et ainsi multiplier (ou atténuer) plusieurs fois les mouvements de ce dernier.

Le spectre de réponse se découpe en plusieurs périodes qui ont chacune expression de l'accélération  $S_e(T)$

1. De 0 à  $T_B$  :  $S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \left[ 1 + \frac{T}{T_B} \cdot (\eta \cdot 2,5 - 1) \right]$
2. De  $T_B$  à  $T_C$  :  $S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot 2,5$
3. De  $T_C$  à  $T_D$  :  $S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot 2,5 \cdot \left[ \frac{T_C}{T} \right]$
4. De  $T_D$  à la fin de la secousse :  $S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot 2,5 \cdot \left[ \frac{T_C T_D}{T^2} \right]$

avec

- $T$  la période de vibration
- $a_g$  l'accélération d'ancrage (accélération à la période nulle)
- $S$  un paramètre du sol
- $\eta$  le coefficient d'amortissement
- $T_B$  le début du pallier d'accélération constante
- $T_C$  la fin du pallier d'accélération constante
- $T_D$  le début de la branche à déplacement constant

## Le ressort à élongation nulle

Les ressorts à élongation nulle sont des ressorts tels qu'ils n'exerceraient aucune force s'ils n'avaient aucune élongation. Plus un ressort est long, plus il y a de bruit. Ils sont construits avec une tension interne qui leur permet en théorie d'avoir cette capacité même si ce n'est pas le cas dans la réalité. Cela créé un effet de pendule vertical qui amplifie la sensibilité et l'amplitude.